



HAL
open science

Géologie des Andes colombiennes

Luigi Radelli

► **To cite this version:**

Luigi Radelli. Géologie des Andes colombiennes. Tectonique. Université de Grenoble, 1967. Français.
NNT: . tel-00723203

HAL Id: tel-00723203

<https://theses.hal.science/tel-00723203>

Submitted on 8 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

MÉMOIRES

N° 6

GÉOLOGIE DES ANDES COLOMBIENNES

par

Luigi RADELLI

Docteur ès-Sciences

Maître de Conférences Associé à la Faculté des Sciences de Grenoble



1967

10152365

TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

MÉMOIRES

N° 6

GÉOLOGIE
DES ANDES COLOMBIENNES

par

Luigi RADELLI

Docteur ès-Sciences

Maître de Conférences Associé à la Faculté des Sciences de Grenoble

1 9 6 7

au Docteur E. HUBACH.

A M. Chabert , à qui je dis :
on l'a eu !

Emile

AVANT - PROPOS

El barco sobre la mar
y el caballo en la montaña

(García Lorca, "Romancero sonambulo")

Ce travail n'est pas né comme une thèse. C'est en mercenaire que j'ai quitté mon Italie pour la Colombie, poussé peut-être par mes rêves d'enfant, mais surtout par besoin de liberté matérielle et intellectuelle. Heureusement, ou malheureusement, parcourant la Cordillère Centrale à la solde d'une compagnie privée, je me suis passionné dès le début pour la géologie de ce pays. Ainsi, lorsque quelques mois plus tard le Service Géologique me proposa de me charger de sa section pétrographique, j'ai été heureux d'accepter et de devenir un mercenaire scientifique. Ce furent alors des années de courses à travers tout le pays et d'importants et indispensables travaux surtout pétrographiques de défrichage.

Je tiens à remercier le Service Géologique de Colombie et en particulier mes hommes, H. Villegas, O. Sanchez, C. Palacios (El Indio) et J. Muñoz (don José), qui, sans l'attrait d'une satisfaction intellectuelle ni d'une carrière, se sont dépensés, parfois jusqu'à l'épuisement, pour moi et avec moi, au laboratoire et sur le terrain.

Je suis reconnaissant à M.G. Champetier de Ribes : alors en Colombie pour la coopération technique française, il m'a initié, au cours d'inoubliables missions de terrain, à l'interprétation photogéologique, dont je me suis largement servi.

Avec M.G. Cecioni j'ai entretenu durant de longues années une correspondance d'abord scientifique, mais bientôt devenue amicale aussi : elle nous a permis de travailler un peu à l'échelle des Andes et surtout de cultiver dans la recherche l'esprit de notre Galilée.

Une dévaluation à mon avis trop grave du peso colombien m'obligea plus tard à quitter la Colombie. Ne voulant pas m'éloigner des Andes, je suis entré au Service de la Carte Géologique de Bolivie. C'est là que, présenté par mon ami Trottereau, j'ai rencontré M. Debelmas qui me proposa de venir en France rédiger un mémoire sur les Andes colombiennes.

Le souvenir que je gardais des facultés européennes me faisait craindre un retour dans un milieu étouffant, mais la vitalité de M. Debelmas m'a décidé à courir le risque. Aujourd'hui je ne regrette pas ma décision : j'ai trouvé à l'Institut Dolomieu une ambiance amicale où j'ai pu travailler en toute liberté d'esprit. J'y ai trouvé également une chose qui m'avait presque toujours manqué : la possibilité d'avoir des discussions et des échanges d'idées sur des sujets d'ordre général.

Bien sûr quelques obstacles ont surgi au moment de l'impression de ce mémoire. Mais peut-être est-ce le signe qu'il est temps pour moi de regagner la brousse où certains conflits se règlent, s'il le faut, sur le champ et sont oubliés immédiatement. L'impression était sous la responsabilité de M. Sarrot-Reynaud.

Par l'intermédiaire de M. Barbier, Directeur de l'Institut Dolomieu, j'exprime ma reconnaissance à tous les membres du Laboratoire. Tous, à commencer par M. Michel, ont fait leur possible pour faciliter mon travail et m'apporter des encouragements constants.

Une place spéciale revient à M. Giraud, à M. Vialon et à Mme Bocquet. M. Giraud a consacré de longues heures à la révision de la partie pétrographique de mon texte ; ses conseils me furent d'autant plus précieux que sa propre expérience africaine lui permettait de saisir facilement l'échelle de mon étude. J'ai souvent trouvé en M. Vialon un frein nécessaire à l'exubérance latine de mon esprit. Qu'il me pardonne si je ne l'ai pas toujours suivi, en particulier en ce qui concerne la transformation des roches en "petits triangles" (H.H. Read, 1957).

Je ne saurais dire à Mme Bocquet toute ma reconnaissance : mon manuscrit lui doit presque tous ses accents et une partie des "petits cimetières" de ses cartes géologiques ; mais son aide m'a été surtout indispensable lors de la course contre la montre qu'a été l'impression de ce mémoire.

C'est intentionnellement que j'ai réservé pour la fin l'expression de ma gratitude à M. Debelmas. Je voudrais que les idées exposées dans mon mémoire ne lui fassent pas regretter d'avoir fait venir à Grenoble ce géologue italien perdu sur le toit des Andes. J'ose espérer qu'il y trouvera une raison supplémentaire pour continuer les recherches qu'il a entreprises dans cette grande chaîne, qui a tellement besoin de géologues. De mon côté je n'oublierai pas la clarté avec laquelle il m'a aidé à résoudre certains problèmes, me faisant profiter de sa grande culture. Je lui dois aussi l'approche à la géologie alpine.

Enfin, ayant eu l'honneur d'être accueilli comme Maître de Conférences Associé par l'Université de Grenoble, qu'il me soit permis de remercier la France, ce pays qui a toujours la vocation de la Raison, alors que d'autres ne semblent avoir bien souvent, hélas, que celle de l'Aristotélisme.

ADIEU

Pensar que no la tengo. Sentir que la he perdido.

(Pablo Neruda, "Poema numero 20")

Et voilà que cette belle aventure commencée en 1960 est terminée. J'avoue que j'ai de la peine à couper ce dernier lien, intellectuel, avec la Colombie, où j'ai été homme parmi les hommes et où je compte plus d'amis que dans mon propre pays. Mon regret est d'autant plus vif que depuis mon départ un des meilleurs parmi mes amis, le Dr Hans Bürgli, est mort. Avec cette disparition ce mémoire perd une de ses principales raisons d'être : l'occasion de poursuivre une collaboration qui était parfois source de discussions passionnées, mais toujours amicales et constructives.

Un autre cher camarade, P.F. Pagnacco, compagnons de longs voyages, a quitté la Colombie pour "se rendre (?)" en passant. Dieu sait pourquoi, par le Congo et l'Afrique du Sud, en Sardaigne ; après quoi, bien sûr, il soutiendra encore que "il bizzaro sono io..."

Les grandes ballades sont finies. Sont finies aussi, Renzaccio (G. Renzoni), nos discussions nocturnes interminables sur ton Quetame ou le "papel de la gravedad" de Julivert, avec ma femme qui s'endormait doucement à côté de la cheminée.

Quant à vous mes amis de Bogotà et Medellin, je vous dis mon envie pour les beaux puzzles géologiques que vous offre la Colombie. Travaillez bien : démolissez mes "belles théories", rebâissez avec agilité, n'attendez de moi aucune polémique.

Tout est donc fini, alors tout recommence. Madame Radelli, mes gosses, un nouveau pays nous attend, de nouveaux amis, de nouvelles préoccupations aussi... enfin, la vie.

TABLE DES MATIERES

Introduction		
Carte géologique		
<u>1ère Partie - GEOGRAPHIE - HISTORIQUE</u>		
Ch. I. Géographie		1
Ch. II. Histoire des recherches géologiques en Colombie		9
<u>2ème Partie - STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE</u>		
<u>Section B - Occident Andin</u>		
8 - FACIES SPECIAUX DE LA CORDILLERE CENTRALE		242
Section A - Orient Andin	Ch. XXVIII. Les faciès des parties latérales de la Cordillère Centrale	244
1 - LES SERIES METAMORPHIQUES : PRECAMBRIEN ET CAMBRO-ORDOVICIEN	Bande métamorphique NE, 244 - Ecaïlles de socle du versant E,	
Ch. I. Précambrien	249 - Ecaïlles de socle et faciès détritiques du NW, 255	
Ch. II. Cambro-Ordovicien	Ch. XXIX. Les cipolins type Nare	255
Plissement calédonien et âge des séries métamorphiques, 22	9 - ROCHES METAMORPHIQUES ET LAVES PREALBIENNES DES	
Ch. III. Les massifs anciens	CORDILLERES CENTRALE ET OCCIDENTALE	258
Garzon, 28 - Quetame, 35 - Floresta, 45 - Santander, 53 -	Ch. XXX. Les gneiss de Salamina	259
Santa Marta, 63 - Guajira, 76 - San Lucas, 83 - Ibagué, 84	Ch. XXXI. Les roches métamorphiques d'origine sédimentaire normale	260
2 - LES SERIES SEDIMENTAIRES PRECRETACEES	Micaschistes à muscovite, 260 - Micaschistes et prasinites,	
Ch. IV. Dévonien	264 - Calcchistes, 266 - Micaschistes graphiteux, 266 -	
Ch. V. Carbonifère	Schistes à séricite et chlorite, 266 - Schistes argileux, 268	
Ch. VI. Permien	Ch. XXXII. Les ophiolites	269
Ch. VII. Trias	Amphibolites, 269 - Gabbros, 272 - Prasinites et faciès asso-	
Ch. VIII. Jurassique	ciés, 274 - Serpentes, 279 - Métadiabases et faciès associés,	
3 - LES FORMATIONS ERUPTIVES HERCINIENNES DE L'ORIENT ANDIN	280 - Laves basiques et faciès associés, 281 - Albitophyes,	
Ch. IX. Caractères généraux et âges des roches éruptives hercyniennes	283 - Cherts, 284 - Age des émissions, 285	
de Colombie	10 - GRANITES ET DIORITES	288
Guajira, 111 - Perijá, 117 - Santa Marta, 120 - Santander,	Ch. XXXIII. Les granites synchronématiques	289
131 - Floresta, 134 - Quetame, 134 - Prado-Dolores, 135 -	Loma de Monte Grande, 289 - Sierra de Iguana, 289 - Palmítas,	
W Garzón, 136 - SW Neiva, 137 - La Fragua, 138 - San Lucas,	291 - Zone de transition avec les schistes normaux, 292	
139 - Ibagué, 139 - Natagaima-Mocca, 140	Ch. XXXIV. Les granites postcinématiques	294
Ch. X. Place des massifs hercyniens dans le temps et l'espace	Amaga, 294 - Angelópolis, 297 - Monte Largo, 298 - Autres	
4 - LE GROUPE GIRON	massifs, 298	
Ch. XI. Les constituants sédimentaires	Ch. XXXV. Les Diorites Andines	298
Quetame, 146 - Floresta, 148 - Villa de Leiva, 149 - Santander,	Diorites normales (Antioquia, San Jerónimo, Anchicaya, 298 -	
149 - Perijá et Santa Marta, 149 - Guajira, 151 - E Cordillère	Autres diorites (Heliconia, Altavista), 302 - Diorites nor-	
Centrale, 151 - Garzón, 151 - Magdalena et San Lucas, 151	males et roches encaissantes, 306 - Contexte pétrographique	
Ch. XII. Notes sommaires sur la lithologie des couches rouges	des autres diorites, 309 - Enclaves des diorites, 310 -	
Ch. XIII. Roches éruptives basiques du Groupe Giron	Âge des diorites, 311	
Perijá, 153 - Santa Marta, Guajira, Ibagué, Chaparral, Río	11 - LES FORMATIONS ALBIENNES A PALEOCENES	312
Paez, Morrocoyal, 157	Ch. XXXVI. La Formation Abejorral	314
Ch. XIV. Le Groupe Giron dans le temps	Ch. XXXVII. Les roches basiques et leurs intercalations fossilifères	315
5 - ROCHES INTRUSIVES PROBABLEMENT NEVADIENNES A LA LIMITE W	Diabases, 315 - Basaltes, 315 - Volcanites d'Acandí, 316 -	
Ch. XV. Les intrusions	Facies à olivine, 316 - Intercalations sédimentaires, 318	
Payandé, 161 - Río Paez, 161 - Morrocoyal, 163	Ch. XXXVIII. Les Diorites paléocènes-éocènes	320
6 - LES BASSINS CRETACES DE L'ORIENT ANDIN	Buga, 322 - Tamesis, 322 - Acandí, 323 - Age des diorites, 323	
Ch. XVI. Le Crétacé des bassins médians	12 - QUELQUES REMARQUES STRATIGRAPHIQUES	323
Bassin de Bogotá, 166 - Bassin du Carare, 175	Ch. XXXIX. Unités lithologiques et stratigraphiques	324
Ch. XVII. Variations stratigraphiques en bordure des bassins du	Ch. XL. Subdivisions stratigraphiques de ce texte et nomenclatures	
Carare et de Bogotá	précédentes	326
Villa de Leiva, 177 - E Santander, 180 - W Santander, 183 -	13 - LE TERTIAIRE DE L'OCCIDENT ANDIN	327
Massif de Santander, 187	Ch. XLI. Les bassins houillers d'Antioquia-Caldas	329
Ch. XVIII. Les bassins du Nord	Formation Antioquia, 329 - Basaltes intermédiaires, 329 -	
Concession Barco, 189 - Fossé de Machiques, 195 - Fossé	Formation Combia, 331	
d'Uribante, 197 - Guajira, 198	Ch. XLII. Le bassin de Cali	332
Ch. XIX. Le Crétacé du Haut Magdalena	Groupe Cauca, 332 - Formation La Paila, 333 - Formation	
Neiva-Río Paez, 202 - Girardot-Chaparral, 203 - Alpujarra-	Zarzal, 333 - Formation Popayan, 335	
Dolores, 206 - Inzá-Belaicazar, 208 - partie S du bassin, 209	Ch. XLIII. Le bassin du Patia	335
Ch. XX. La sédimentation crétacée	Formation Mosquera, 335 - Groupe El Bordo, 337 - Formation	
7 - LES BASSINS TERTIAIRES	Galeón, 337 - Formations de couverture, 337	
Ch. XXI. Les bassins de la Cordillère Orientale	Ch. XLIV. Le bassin de l'Atrato-San Juan-Tumaco	337
Bogotá, 218 - Boyacá, 219	Ch. XLV. La Cordillère de la Côte	338
Ch. XXII. Les bassins de la Vallée du Magdalena	Ch. XLVI. Les intrusions pontiennes de semi-profondeur	340
Carare, 222 - Haut Magdalena, 224	Antioquia, 340 - Caldas, 343 - Patia et N Nariño, 345 - Au-	
Ch. XXIII. Le Tertiaire du Magdalena et de la Cordillère Orientale	tres massifs, 345 - Enclaves, 346 - Contacts, 346 - Gisement, 347	
Ch. XXIV. Le Tertiaire du Bassin de Barco	Ch. XLVII. Conclusions sur le Tertiaire de l'Occident Andin	348
Ch. XXV. Le Tertiaire de la vallée de Cesar	14 - LES GRANDS VOLCANS ET LEURS PRODUITS	350
Ch. XXVI. Le Tertiaire du Nord	Ch. XLVIII. Les appareils volcaniques	353
Guajira, 235 - Plaine du Magdalena, 238	Ch. XLIX. Les produits volcaniques marginaux	359
Ch. XXVII. Quelques remarques finales	Formation Nariño, 355 - Formations récentes du Patia, 355	
<u>3ème Partie - INTERPRETATION TECTONIQUE</u>		
15 - RESUME DES FAITS ESSENTIELS ET INTERPRETATIONS		359
La granitisation précambrienne		359
Le cycle calédonien		361
Dévonien - Trias - Jurassique		365
Crétacé		372
A) Dans l'Occident Andin : subsidence, 372 - Métamorphisme aptien-albien,		
372 - Sédimentation albien-paléocène et soulèvement fini-paléocène, 380		
Dans l'Orient Andin, 381		
Bassins tertiaires		384
16 - GEOLOGIE STRUCTURALE DES ANDES COLOMBIENNES		388
Précambrien		406
Cambro-Ordovicien		406
Gothlandien		409
Dévonien inférieur et moyen		411
Dévonien supérieur et Mississippien		412
Pennsylvanien et Permien		414
Permo-Trias		419
Trias supérieur - Jurassique		421
Jurassique - Crétacé : mouvements névadiens		428
Mécomien		428
Barémien		429
Apvien - Albien		424
Cénomannien à Mastrichtien inférieur		434
Mastrichtien supérieur à Paléocène		435
Paléocène - Eocène		436
Eocène moyen - supérieur		436
Eocène supérieur - Oligocène		436
Oligocène moyen - supérieur		437
Oligocène supérieur - Miocène		438
Miocène - Pliocène		439
La surrection andine		440
17 - ARCHITECTURE DES ANDES COLOMBIENNES		440
Les éléments architecturaux		440
Occident Andin : Cordillère de la Côte, 441 - Synclinalorium de l'Atrato,		
441 - Cordillère Occidentale, 441 - Vallée du Cauca, 444 - Cordillère		
Centrale, 444 - Collines de Montería, 446		
Orient Andin : Vallée du Magdalena, 446 - Paez-San Lucas, 447 - Cor-		
dillère Orientale, 448 - Santa Marta, 449 - Guajira, 449		
Remarques générales sur la genèse des structures		450
L'orogène colombien dans son contexte		455
Bibliographie		
Glossaire		

LISTE DES FIGURES

n°	page	page	page
Hors texte : CARTE GEOLOGIQUE DE COLOMBIE			
1	2	55	Schéma montrant les bassins crétacés du NE
2	4	56	Les formations crétacées du bassin de Barco
3	16	57	Changements de faciès du Groupe Tibu
4	26	58	Changements de faciès des Formations Cogollo-La Luna
5	31	59	Les bassins crétacés de la presqu'île de la Guajira
6	32	60	Situation géographique de la région de Girardot
7	33	61	Carte géologique de la région de Girardot
8	34	62	Stratigraphie du Crétacé sup. de Girardot
9	36	63	Stratigraphie du Crétacé sup. à l'W et à l'E de Girardot et corrélation avec celui de Bogotá
10	39	64	Coupe géologique du Crétacé aux environs de Dolores
11	40	65	Le Crétacé d'Avirama
12	42	66	Colonnes stratigraphiques du Crétacé des bassins du N
13	44	67	Stratigraphie et milieux sédimentaires du Crétacé des bassins du N
14	48	68	Sédimentation crétacée entre le Massif de Santa Marta et la Guyane
15	52	69	Les bassins tertiaires de la partie centrale de la vallée du Magdalena et de la Cordillère Orientale
16	57	70	Stratigraphie des bassins tertiaires de Bogotá et de Boyacá
17	58	71	Stratigraphie du Tertiaire inf. des bassins du Carare et du Haut Magdalena
18	60	72	Stratigraphie des bassins tertiaires du Carare, du Haut Magdalena, de Bogotá et de Boyacá
19	61	73	Variations d'épaisseur et principales discordances du Tertiaire des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá et Boyacá
20	62	74	Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá, Boyacá au Maastrichtien sup. et au Paléocène
21	64	75	Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá, Boyacá à l'Eocène inf. et moyen
22	75	76	Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá, Boyacá à l'Eocène sup.-Oligocène inf. et moyen, Eocène inf. et moyen, Paléocène, Maastrichtien sup.
23	77	77	Comparaison des épaisseurs et des faciès des bassins du Carare, du Haut Magdalena, de Bogotá et de Boyacá
24	83	78	Le Tertiaire de la Guajira
25	84	79	Faciès spéciaux de la Cordillère Centrale
26	90	80	Micrographies des micaschistes du Col de la Cruz
27	95	81	Allure de la muscovite dans les micaschistes au N de Segovia
28	108	82	Coupe des granites à l'ESE de San Luis (El Pital)
29	111	83	Carte géologique de la région de Fresno
30	113	84	Stratigraphie de la montagne d'El Cairo
31	114	85	Corrélation entre les calcaires de Payandé et les cipolins type Nare
32	115	86	Structure des micaschistes de Mesopotamia-Abejorral
33	117	87	Structure des micaschistes d'Aguadas-Sonson
34	119	88	Microplissement dans les micaschistes de Marmato
35	123	89	Micrographie des faciès à trémolite de Mesopotamia-Abejorral
36	125	90	Coupe schématique des environs de Berlin
37	137	91	Principaux massifs d'amphibolites des départements d'Antioquia et Caldas (Cordillère Centrale)
38	138	92	A - Carte géologique de la région de Pacora
39	139	93	B - Coupe montrant les relations des gabbros de Damasco avec les roches environnantes
40	143	94	Carte et coupe de la région de Sacaajal (Antioquia) montrant les relations des prasinites avec les roches environnantes
41	147	95	Apparition de quartz et d'oligoclase-andésine dans les prasinites au S de La Pintada
42	150	96	Carte d'un massif d'albitophyres au N d'Heliconia
43	154	97	Carte des granites syncinématiques d'Antioquia
44	156	98	Carte géologique du granite d'Amaga
45	162	99	Carte géologique du granite d'Angelópolis
46	165	100	Les principaux massifs des diorites aptien-albien
47	168	101	Carte et coupe montrant les faciès et les relations de la "Diorite d'Heliconia" avec les roches environnantes
48	169	102	Carte géologique du Massif d'Altavista
49	178	103	Contact diorites-amphibolites sur la route Medellín-La Ceja
50	179	104	Exemples du contact diorites-roches vertes à San Francisco (Nariño)
51	182	105	Filonnets de diorite dans les roches basiques aux environs de Santa Barbara
52	185	106	Carte géologique de la région immédiatement au N de Cordoba montrant les relations des diorites avec les roches basiques
53	186	107	Les principaux affleurements albien-paléocène de l'Occident Andin
54	188	108	Carte géologique de la région d'Acandí (isthme de Panama)
		109	Carte et coupe de la diorite aux environs de Buga
		110	Micrographie de la diorite de Tamesíe
			Carte géologique du bassin tertiaire d'Antioquia-Caldas aux environs de La Pintada

n°	page
111 Coupes au N de La Pintada montrant la discordance de la Formation Combia sur la Formation Antioquia	331
112 Roches ignées de la Formation La Paila	334
113 Carte de la partie centrale du bassin du Patia	336
114 Schéma géologique de la Cordillère de la Côte et de sa prolongation dans l'île de Gorgona ; carte géologique de cette dernière	339
115 Les zones d'affleurement des intrusions pontiennes	341
116 Les intrusions pontiennes au N de La Pintada	342
117 Les intrusions pontiennes au S de La Pintada	344
118 Les intrusions pontiennes du N Nariño	345
119 Porphyroblastes de quartz et secondairement de feldspaths dans les argiles tertiaires au contact des microdiorites de Marmato	346
120 Coupes montrant le gisement des microdiorites pontiennes	347
121 Stratigraphie des bassins tertiaires de l'axe du Cauca	349
122 Les volcans tertiaires et quaternaires de la Colombie et N de l'Equateur	351
123 Le cratère du volcan Azufral (Nariño)	354
124 Isogrades extrapolées du métamorphisme calédonien	364
125 Carte mondiale des séismes profonds entre 1905 et 1952	376
126 Carte mondiale des séismes superficiels	377
127 Courants de convection centripètes à la partie W (A) et centrifuges à la partie E (B) du Pacifique	379
128 Carte paléotectonique : Cambro-Ordovicien	389
129 Carte paléotectonique : Gothlandien	390
130 Carte paléotectonique : Dévonien inférieur et moyen	391
131 Carte paléotectonique : Dévonien supérieur - Mississipien	392
132 Carte paléotectonique : Pennsylvanien et Permien	393
133 Carte paléotectonique : Permo-Trias	394
134 Carte paléotectonique et paléogéographique : Trias sup.-Jurassique	395
135 Carte paléotectonique : Jurassique - Crétacé (Névadien)	396
136 Carte paléotectonique : Néocomien	397
137 Carte paléotectonique : Barrémien	398
138 Carte paléotectonique : Aptien - Albien	399
139 Carte paléotectonique : Maestrichtien sup. - Paléocène	400
140 Carte paléotectonique : Paléocène - Eocène	401
141 Carte paléotectonique : Eocène moyen - Eocène inférieur	402
142 Carte paléotectonique : Eocène supérieur - Oligocène	403
143 Carte paléotectonique : Oligocène moyen - Oligocène sup.	404
144 Carte paléotectonique : Miocène	405
145 Blocs continentaux et bassins marins cambro-ordoviens d'Amérique du Sud	408
146 Coupes paléotectoniques du domaine calédonien (fin du Cambro-Ordovicien)	410
147 Coupes paléotectoniques du domaine calédonien (fin du Gothlandien)	410
148 Les domaines marins, de sédimentation continentale et les blocs continentaux de la partie nord de l'Amérique du Sud au Carbonifère	413
149 Coupes géologiques à la partie S de la vallée médiane du Magdalena	416
150 Schéma idéal de la sédimentation Giron dans la partie médiane de la vallée du Magdalena	417
151 Bloc-diagramme montrant la structure du domaine colombien au Trias-Jurassique	420
152 Deux coupes paléotectoniques idéales montrant la structure produite par les mouvements névadiens dans l'Orient Andin	423
153 Coupe géologique à la partie médiane de la vallée du Magdalena	424
154 Coupe géologique simplifiée de la Cordillère Orientale à la latitude de Bogotà et schémas paléotectoniques montrant l'évolution de cette région au Névadien et à l'Aptien-Albien	426
155 Schéma structural de la partie N de la Colombie entre la Mer des Caraïbes et le Continent de Guyane, au Barrémien	429
156 Structure aptienne du Haut Magdalena et de l'E de l'Occident Andin	432
157 Coupes paléotectoniques sériées montrant la structure des Andes colombiennes après les mouvements aptien-albien	433
158 Schéma structural des Andes colombiennes	442-443
159 Schéma de la structure générale des Andes colombiennes selon G. BURGL	450
160 Différentes profondeurs des foyers séismiques dans les Andes	451
161 Coupes tectoniques entre le Pacifique et les Llanos montrant la structure et la nature pétrographique des Andes colombiennes et allure de l'anomalie de Bouguer le long de ces coupes	454
162 Structure du SE du Pacifique selon H.W. MENARD et al.	456

INTRODUCTION

Dios le dijo a esta Antioquia : " Te haré arrugada y escabrosa . . . Mira : tu relieve es tal, que tus mismos geografos habran de confundirse ; los hombres que vuelen en tus espacios podran darse mediana cuenta de tu formacion, mas nunca podran contemplarte tal cual eres en tu conjunto . . . "

(Tomas Carrasquilla, "Hace Tiempos")

Dans ce mémoire consacré à l'étude des Andes de Colombie, toute la partie de ce pays qui correspond aux Plaines Orientales (los Llanos) est supposée faire partie du môle cratonique ancien du continent sud-américain. Plate-forme marine au Paléozoïque, puis au Crétacé, elle a été affectée par des mouvements tectoniques fini-tertiaires, qui ont fracturé le socle et induit des ondulations dans sa couverture. Leur résultat principal est d'avoir soulevé à la partie centrale des Llanos un grand coin qui a son sommet occidental dans le massif de La Macarena et qui s'élargit vers l'Est. Dans ce coin, qu'E. HUBACH appelle "Saliente del Vaupés", affleure le socle précambrien avec des lambeaux de sa couverture, alors qu'aussi bien au Nord qu'au Sud ces roches sont couvertes par du Tertiaire plus ou moins saumâtre.

Les Andes Colombiennes (fig. 2, p. 4) comportent deux compartiments principaux, différents par leur constitution lithologique et leur histoire géologique : l'ORIENT ANDIN et l'OCCIDENT ANDIN, qui serviront de canevas à mon exposé. L'Orient Andin comprend : la Cordillère Orientale, le massif de Santa Marta, la presque île de la Guajira, la vallée du Magdalena et une partie de la Cordillère Centrale (massifs d'Ibagué-Paez et de San Lucas).

A l'Occident Andin appartiennent : la partie principale de la Cordillère Centrale, les vallées du Cauca et du Patia, la Cordillère Occidentale, les vallées du San Juan et de l'Atrato, l'isthme de Panamá, la Cordillère de la Côte (ou du Baudo), les Plaines Pacifique et au Nord les collines de Monteria.

L'ORIENT ANDIN est caractérisé par :

- un fond de migmatites et de granites d'anatexie précambriens, qui affleurent dans plusieurs massifs de la Cordillère Centrale et dans les massifs de Santa Marta (granitisation précambrienne) ;
- une série d'ectinites qui reposent en discordance sur les migmatites ci-dessus et qui est datable du Calédonien (métamorphisme et pissement calédonien) ; des migmatites calédoniennes à la Guajira ;
- une orogénèse dite hercynienne accompagnée de mise en place des granites, microgranites et rhyolites (s 1). Celle-ci n'est pas synchrone dans tout le pays, mais se développe selon les compartiments entre le Dévonien inférieur et le Permo-Trias (Trias ?) ;
- des sédiments paléozoïques (Dévonien à Permien) : ils sont continentaux (couches rouges) ou subcontinentaux (couches rouges avec des intercalations marines réduites) et montrent des discordances d'âge variable, là où ils sont postérieurs à l'orogénèse hercynienne, marins ailleurs ;
- du Trias et du Jurassique continentaux (couches rouges) avec localement des roches volcaniques basiques sauf dans des baies éphémères ouvertes vers l'W (Payandé, Morrocoyal etc).

Les sédiments post-hercyniens aussi bien paléozoïques que mésozoïques sont réunis dans ce texte en un seul groupe, le Groupe Giron. Celui-ci est une unité litho et non pas chronostratigraphique. J'y ai réuni des roches dont l'âge est ici dévonien-mésozoïque, là carbonifère-mésozoïque... là encore mésozoïque seulement. Ses roches ont en commun surtout le "tecto-faciès" (W. C. KRUMBEIN et L. L. SLOSS 1951).



















- Du Crétacé essentiellement sédimentaire, partagé entre plusieurs bassins.
- Du Tertiaire continental dans la Cordillère Orientale et dans la vallée du Magdalena, marin dans les Plaines du Magdalena et à la Guajira.

L'OCCIDENT ANDIN est caractérisé par :



















- une série d'ectinites et d'ophiolites trias supérieur - aptien, avec de rares écailles de socle hercynien ; entre l'Aptien et l'Albien ces roches sont plissées ;
- des granites syncinématiques (granites lenticulaires et granites gneissiques d'E. GROSSE 1926 en Antioquia) ;
- puis des diorites post-tectoniques (Diorites Andines) s'y mettent en place, cet ensemble allant constituer deux précordillères dont l'axe coïncide avec celui des Cordillères Centrale et Occidentale actuelles ;
- de l'Albien transgressif sur les précordillères ;
- des ophiolites albien-paléocène en bordure des précordillères recoupant celles-ci, des diorites paléocène-eocène ;
- du Tertiaire continental dans les vallées du Cauca et du Patia, marin puis saumâtre dans la vallée de l'Atrato, marin avec roches magmatiques basiques dans la Cordillère de la Côte ;
- des microdiorites néotertiaires en massifs.
- de grandes montées d'andésites (mio)-plio-pléistocènes et subactuelles.


Comme toute chaîne de montagne, les Andes Colombiennes comportent aussi de nombreuses formations quaternaires : terrasses dans les vallées (en particulier dans la vallée du Magdalena), moraines dans les parties élevées (celles du massif de Santa Marta notamment sont splendides, éboulis etc. Cependant, comme il s'agit de formations qui demandent des techniques d'études spécialisées, il n'en sera pas question ici.

OCCIDENT ANDIN

-  Quaternaire
-  Volcans et leurs tufs
-  Plio-Pléistocène du Cauca
-  Tertiaire sup. marin
-  Intrusions pontiennes
-  Tertiaire du Cauca-Patia
-  Tertiaire sup. de l'Atrato
-  Tertiaire inf. de l'Atrato
-  Tert. inf. Cord. de la Côte
-  Tert. volc. Cord. de la Côte
-  Tert. inf. de Monteria
-  Diorites paléo-éocènes
-  Albo-Paléoc. à ophiolites
-  Albien transgressif
-  Diorites aptien-albien
-  Trias-Aptien à ophiolites, métamorphique
-  Cipolins type Nare (Trias)
-  Ecailles de socle hercyn.

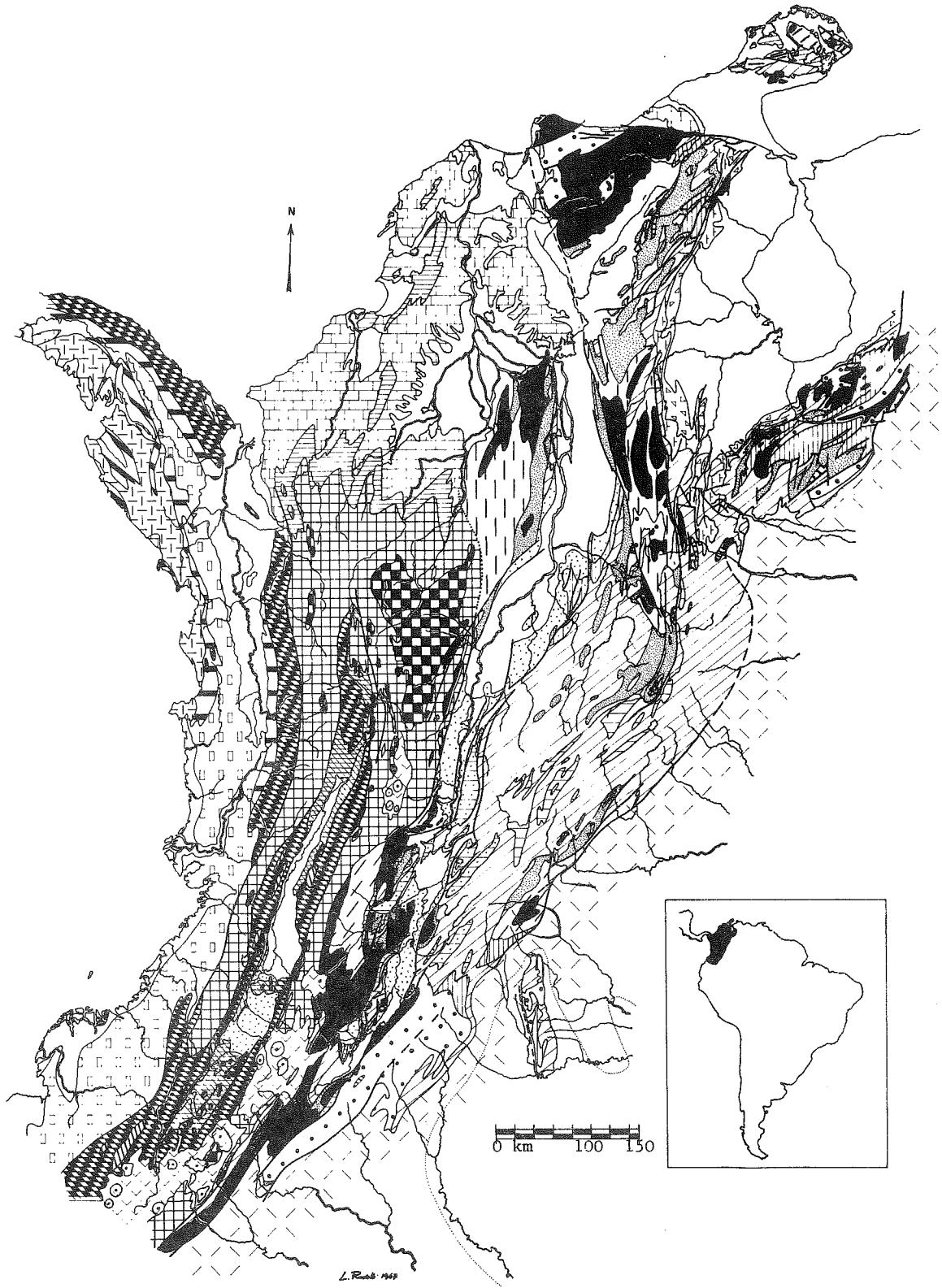
ORIENT ANDIN

-  Quaternaire
-  Tertiaire sup. du Magdalena
-  Tertiaire sup. marin
-  Tertiaire sup. de Barco
-  Tert. sup. marin de la Guajira
-  Tertiaire ind. des Llanos
-  Tert. inf. de Bogotà-Boyacà
-  Tert. inf. du Haut Magdalena
-  Tertiaire inf. du Carare
-  Tertiaire inf. de Barco
-  Tertiaire inf. du Cesar
-  Tert. inf. marin de la Guajira
-  Crétacé sédimentaire
-  Groupe Giron
-  Eruptif hercynien
-  Paléozoïque pré-hercynien
-  Métamorphites calédoniennes
-  Migmatites précambriennes

 Limite de la Saliente del Vaupés

CARTE GEOLOGIQUE DE COLOMBIE

N.B. Cette carte est une réduction photographique simplifiée d'un original au 1/1 000 000e déposé à l'Institut Dolomieu de Grenoble.



PREMIERE PARTIE

GEOGRAPHIE - HISTORIQUE

CHAPITRE I - GEOGRAPHIE

La République de Colombie se trouve dans la partie nord-occidentale de l'Amérique Latine, entre les parallèles 0° et 12°30'N.

Ses frontières :

- au Nord la Mer des Caraïbes (où elle possède les îles de San Andrés et La Providencia), et la République de Panama ;
- à l'Est la République de Venezuela et le Brésil ;
- au Sud les Républiques de l'Equateur et du Pérou ;
- à l'Ouest le Pacifique.

Sa superficie est de 1136 000 km², soit deux fois celle de la France.

Au point de vue politique, le pays est subdivisé en Départements, dont je donne, pour la commodité de l'exposition, une carte (fig. 1).

Du point de vue géographique la Colombie se divise en deux parties : à l'Est la région des "Llanos" (ou plaines orientales), à l'Ouest la région andine.

1 - Les Llanos

Cette immense région est presque dépeuplée, sauf au pied même des Andes, et imparfaitement connue. Elle est traversée par les plus grandes rivières colombiennes, qui coulent d'Ouest en Est vers l'Atlantique : Meta, Vichada, Irurida, affluents de l'Orinoco ; Vaupés, Apaporis, Caqueta, Putumayo, affluents de l'Amazone.

Sur l'Amazone, qui jadis constituait pour une grande étendue une de ses frontières méridionales, la Colombie ne possède plus aujourd'hui qu'un port, Leticia, que l'on peut rejoindre de l'intérieur seulement par avion.

Le nom de "Llanos" désigne d'habitude en Colombie toute la région à l'Est des Andes, mais en fait il y a là trois grands compartiments géographico-morphologiques.

Leur partie centrale est constituée par celle que E. HUBACH appelle "Saliente del Vaupés". Elle a grosso modo la forme d'un triangle, qui, avec son sommet dans la montagne de la Macarena, s'ouvre vers l'Est.

De petits reliefs allongés lui donnent une allure plus ondulée que celle des régions voisines et les rivières (comparer par exemple les cours du Meta et du Caqueta) y présentent un cours irrégulier avec rapides et cascades.

Les véritables llanos, région plate de steppes, savanes et forêts tropicales, se trouvent au Nord, tandis qu'au Sud c'est le domaine de la forêt équatoriale ou amazonienne.

2 - Les Andes

Avec le massif de Santa Marta et la presqu'île de la Guajira, le système andin colombien s'étend

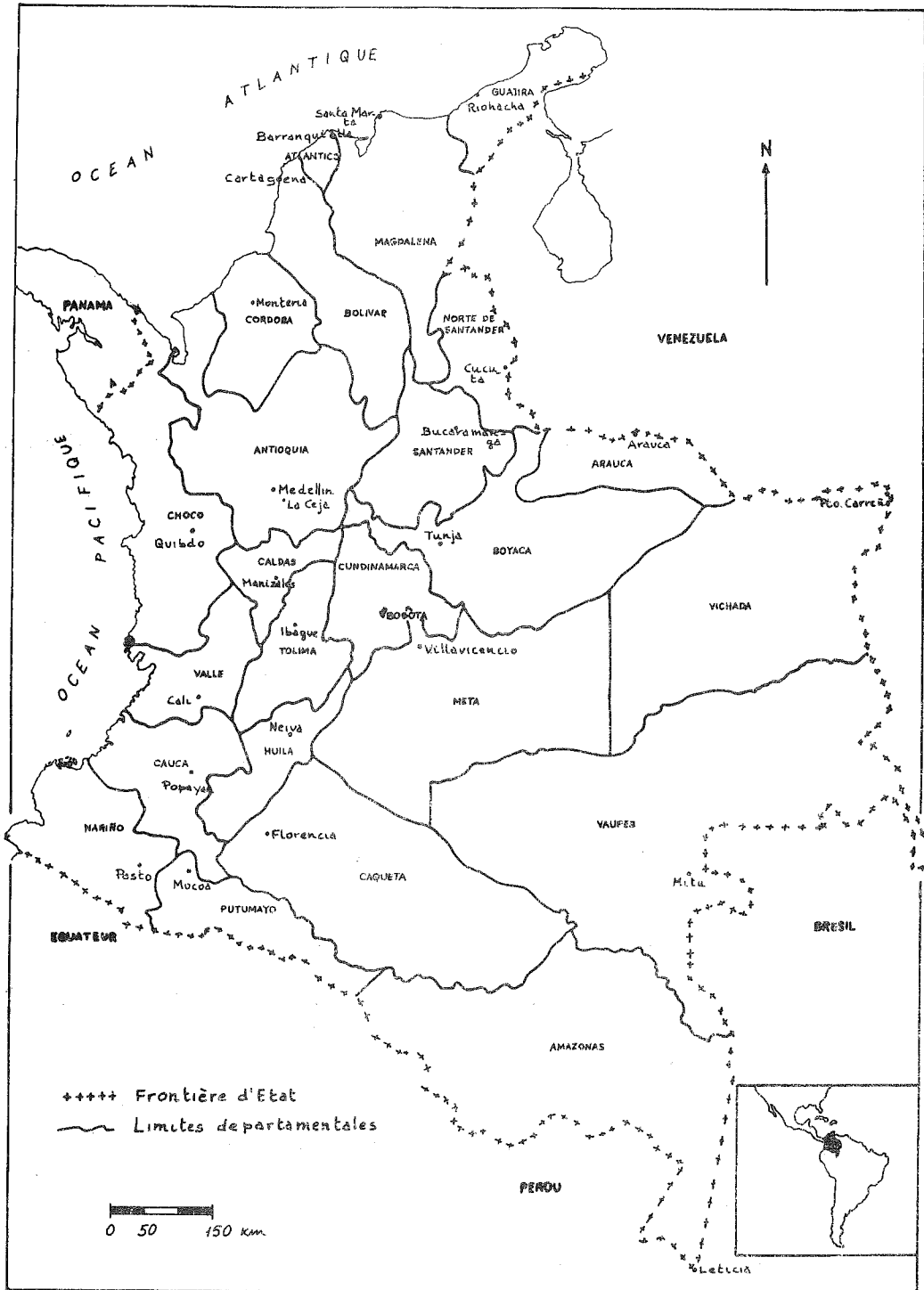


Fig. 1 - Carte politique de Colombie.

sur quelque 1400 à 1500 km de longueur et une largeur maximale de 500 à 600 km.

Il est subdivisé en trois cordillères principales : Orientale, Centrale et Occidentale, auxquelles il faut joindre, dans le secteur nord de la côte pacifique, la Cordillère de la Côte ou du Baudo, et, dans le secteur centro-oriental, la montagne de la Macarena.(fig. 2)

Les chaînes principales sont dirigées NS à N 30° - 40° E et sont séparées entre elles par les vallées des grandes rivières andines colombiennes : Magdalena, Cauca, Patia, Atrato et San Juan.

De celles-ci, Magdalena, Cauca et Atrato coulent du Sud au Nord et portent leurs eaux à l'Atlantique ; Patia et San Juan se jettent dans le Pacifique, coulant d'abord du N au S et tournant ensuite brusquement vers l'Ouest. Magdalena, Cauca et Patia prennent leur source, avec le Caqueta, sur le Paramo de las Papas, au Nord de Pasto. Au Sud de celui-ci les trois cordillères sont reconnaissables comme éléments géographiques séparés seulement sur un bref intervalle : les cordillères centrale et occidentale sont individualisées jusque là où le Patia tourne vers l'Ouest ; la cordillère orientale est séparée de la centrale jusqu'à Mocoa, d'abord par un affluent du Magdalena et ensuite par un affluent du Caqueta. Puis les Cordillères se rassemblent en ce que l'on appelle "Nudo de Pasto", tandis qu'une dernière branche de l'Orientale s'enfouit sous les Llanos.

a) La zone de Pasto

Sous cette dénomination j'inclus la région qui va de la frontière équatorienne au Rio Guambayaco, affluent du Patia : elle correspond donc à celle où les Andes colombiennes forment un relief homogène, sans être encore séparées en cordillères indépendantes.

Il s'agit dans l'ensemble d'une région élevée, qui présente sur l'axe Tangua-Ipiales une dépression centrale plus ou moins plate d'environ 2500 m d'altitude - prolongation de l'homologue équatorien de Riobamba à Tulcan-Ipiales - limitée sur ses bordures par des volcans actifs ou éteints (Chiles, 4748 m ; Cumbal, 4760 m ; Doña Juana, 4280 m ; Galeras, 4482 m).

b) La Cordillère Orientale

D'une longueur de quelque 1200 km, elle s'élève brusquement du côté soit des Llanos, soit de la vallée du Magdalena.

Assez étroite au Sud, dans sa partie terminale, où elle ne dépasse guère quelque 30 km de large, elle s'élargit rapidement vers le Nord.

A la latitude d'El Espinal sa largeur est déjà de 120 km et atteint 135 km à celle de Bogotá, où elle donne un grand plateau, la "Sabana de Bogotá" (2600 m). Entre Bogotá et Bucaramanga elle se ramifie en un certain nombre de branches ("serranias") et dans le Santander-Boyaca on y reconnaît :

- la serrania occidentale, entre la vallée du Magdalena et celle du Suarez ;
- la serrania centrale ou d'Arcabuco, entre le Suarez et le Chicamocha ;
- la serrania orientale ou du Cocuy, entre le Chicamocha et les Llanos, avec la montagne du Cocuy (Sierra Nevada del Cocuy, 5495 m, un des plus grands sommets colombiens).

A cette latitude, la Cordillère Orientale rejoint sa largeur maximale : 180 km à peu près et, dirigée jusqu'ici SW - NE, elle quitte cette direction pour en emprunter une décidément NS.

Vers le Nord elle se resserre à nouveau et déjà à la latitude de Bucaramanga sa largeur se réduit à 130 km. L'individualité des trois serranias se perd et seulement la vallée de Chitagà-Labateca-Pamplona sépare encore la chaîne en deux branches.

A Cucuta une branche va vers le NE et constitue la Cordillère de Merida au Vénézuéla, une autre continue en Colombie toujours sous le nom de Cordillère Orientale. Celle-ci se poursuit parallèlement au cours du Magdalena (60 km à la latitude d'Ocaña) et se prolonge dans la Serrania de Perijà, limitée à l'Ouest par la vallée du Rio Cesar, donc avec une direction NE.

c) La vallée du Magdalena

Du point de vue géographique la vallée du Magdalena peut être divisée en deux secteurs, suivant le

parallèle de Puerto Wilches. A N de celui-ci c'est un pays plat, monotone, parfois marécageux. Au S, le paysage est plus varié, avec des alternances de plaines et de collines, celles-ci devenant plus importantes et nombreuses dès que l'on descend au S de La Dorada.

Sa limite droite, orientale, est toujours très bien définie et en général escarpée, par contre l'occidentale l'est seulement dans sa partie centrale, de Puerto Wilches à Ibagué. Au Sud d'Ibagué, et en particulier dans la région de Neiva, l'élévation de la Cordillère Centrale proprement dite est précédée par une série de montagnes, entre lesquelles se situent des vallées de moindre importance.

d) La Cordillère Centrale

Née dans le "Nudo de Pasto" au Sud, la Cordillère Centrale s'étend au Nord jusqu'au confluent Cauca-Magdalena.

Corps étroit et élevé dans sa partie méridionale, elle s'élargit progressivement vers le Nord en éventail irrégulier, à partir du parallèle de la Dorada :

- 70 km à la latitude de la Dorada
- 110 km à celle de Bolombolo, soit 50 km au Nord
- 140 km à celle d'Amalfi.

En même temps elle s'abaisse du Sud au Nord, pour s'enfouir dans sa partie terminale sous les plaines de la côte atlantique.

Dans l'ensemble elle présente un profil topographique en double escalier, qui descend soit vers le Magdalena à l'Est, soit vers le Cauca à l'Ouest.

Ses sommets les plus élevés sont constitués par des volcans éteints, qui, parce qu'ils sont le siège de neiges éternelles, sont appelés "nevados". Les plus importants de ceux-ci sont : Nevado del Quindío (5150m), Nevado del Tolima (5620 m), Nevado de Santa Isabel (5100 m), Nevado del Ruiz (5400 m), Nevado del Huila (5750 m), auxquels il faut adjoindre le volcan actif du Puracé (5100 m). En dehors de ces pics, son altitude, dans la partie centro-méridionale, est de 3000-3500 m. Contrairement à ce qu'il arrive dans l'Orientale, il n'existe pas dans cette Cordillère de plateaux étendus et la seule vallée d'une certaine importance qui la parcourt est celle du Rio Ponce, affluent du Nechi, laquelle s'étend de Medellin à Zaragoza. En général elle est sillonnée par des rivières très encaissées, qui, avant de se jeter dans le Magdalena ou dans le Cauca, ont un long parcours NS, telles le Rio Buey et le Rio Arma. De ce fait, le paysage devient bien accidenté, en particulier dans les Départements de Caldas et Antioquia, dont la région est appelée généralement "la Montana".

Dans son secteur NW, par contre, dans la région de Cisneros-Amalfi, on reconnaît une ancienne péninsule, dont la surface plonge doucement vers le Nord.

e) La vallée du Cauca

La vallée du Cauca ne présente pas une uniformité de caractères tout au long de son déroulement.

De Popayan à Guachinte, dans la partie méridionale de son cours, le Cauca coule entre de douces collines vertes, dans un des plus beaux paysages de tout le territoire colombien.

De Guachinte à la Virginia, la vallée devient plate avec des flancs bien marqués, éloignés de 30 - 40 km : c'est le véritable "valle" des colombiens, qui a donné le nom au Département qui y a sa capitale, Cali.

De la Virginia à la Pintada, le Cauca coule encaissé dans une gorge étroite et profonde. De là jusqu'au parallèle 7°N, la vallée est irrégulière avec des élargissements (par exemple : Antioquia) et des rétrécissements qui se poursuivent. Au Nord du dit parallèle enfin, la vallée devient de plus en plus large jusqu'à son débouché dans les marécages septentrionaux.

f) Le segment NE - SW de la vallée du Patia

Longue d'une centaine de kilomètres, cette partie de la vallée du Patia, du confluent Timbio-Patia à Chita, se déroule suivant la même ligne directrice que celle du Cauca, au Sud des reliefs d'El Tambo, qui séparent les deux vallées.

Le Patia y a un cours assez rectiligne entre une série de collines arides, allongées parallèlement aux deux Cordillères, Centrale et Occidentale, que sa vallée sépare.

La vallée est large de quelque 15 km à la latitude de El Bordo, où elle reçoit les eaux du Rio Guachicono, mais elle se réduit à 5 km à celle de Mercaderes, soit 40 km au SW, où sur sa gauche s'étend un petit plateau de 1500 m d'altitude.

Elle est en général bien limitée par les escarpements des Cordillères Centrale et Occidentale.

g) La Cordillère Occidentale

C'est la moins connue des trois grandes cordillères, par suite des difficultés de pénétration, liées soit à son épaisse couverture forestière, soit aux pluies qui y règnent tout le long de l'année, soit enfin aux pentes abruptes de ses montagnes; en particulier dans son secteur centro-méridional.

Dans sa physionomie générale, la Cordillère Occidentale offre les mêmes traits que la Centrale. Comme celle-ci, c'est un corps étroit et élevé au Sud (30 - 40 km à la latitude du Patia, avec une ligne de crête à 3000-3500 m), qui devient progressivement plus large vers le Nord (50 km à la latitude d'Antioquia) et qui s'ouvre en éventail sur le parallèle 7°N. Entre celui-ci et le parallèle 8°N la masse principale de la Cordillère s'enfouit sous les plaines septentrionales, mais elle envoie des digitations soit vers le NW (Alto Carrizal, Alto de Carepa), soit vers le Nord et le NE, parallèlement au Cauca. De nombreuses vallées y sont creusées, parallèlement à l'axe principal, par des fleuves qui, comme le Garrapatos, le Penderisco, l'Andes, coulent dans le sens NS avant de tourner à l'Est ou à l'Ouest selon qu'il s'agit d'affluents du Cauca ou de l'Atrato et du San Juan. Parfois ces vallées sont assez importantes pour arriver à individualiser des chaînes; c'est le cas, par exemple, de la branche qui se trouve à proximité de Cali, séparée de la Cordillère principale par la vallée de Dagua.

Bien limitée sur son versant oriental, la Cordillère l'est moins sur l'occidental, où toute une série de cours d'eau EW la ravinent, de telle sorte qu'elle se perd dans les plaines côtières pacifiques par l'intermédiaire de toute une série de promontoires.

Ses principaux reliefs sont du Sud au Nord :

- les Cerros Guayas, 2950 m
- les Farallones de Cali, 4400 m
- les Cerros Calima, 4850 m
- les Farallones de Chitarà, 4550 m
- les montagnes d'Urrao-Frontino, 4480 m
- le Paramillo, 4330 m.

h) La vallée de l'Atrato

Comprise entre la Cordillère Occidentale et la Cordillère du Baudo, la vallée de l'Atrato est une région uniformément basse, à l'exception des quelques petites collines dans sa partie nord. Elle est plus ou moins couverte d'une épaisse forêt tropicale. L'Atrato y coule dessinant toute une série de méandres.

Au nord de Quibdo et jusqu'au parallèle 7°N à peu près, la vallée est riche d'eaux dormantes, qui marquent d'anciens lits de l'Atrato et de ses affluents. Plus au Nord encore elle devient une zone marécageuse ("cienagas"), qui continue jusqu'à la côte atlantique.

i) La vallée du San Juan et les plaines côtières occidentales

Le bassin du San Juan est séparé de celui de l'Atrato par ce que l'on appelle "Istmo de San Pablo", en fait

barrière d'étroites montagnes, constituant la région de démarcation entre les eaux qui vont à l'Atlantique et celles qui se jettent dans le Pacifique.

Dans la partie principale de leurs cours les deux rivières suivent, en sens contraire, la même ligne directrice.

A son embouchure le San Juan d'Istmina coule au pied d'une série de petits reliefs qui limitent à l'Ouest sa vallée, en grande partie marécageuse.

La zone côtière, aussi bien au Nord qu'au Sud de l'embouchure du San Juan, est une région plate ou faiblement ondulée, couverte par une épaisse forêt et parsemée de marécages.

Elle est plus large au Sud (70-100 km entre Tumaco et le Rio Guapi) qu'au Nord (30-40 km à la latitude de Buenaventura).

j) La Cordillère du Baudo ou de la Côte

Cette Cordillère est reconnaissable en Colombie du Golfe de Panama au Cap Corrientes. Dirigée plus ou moins NS dans sa partie méridionale, elle tourne vers le NW au Golfe de Cupica, pour disparaître sous la mer dans la Baie de San Miguel en Panama.

Comme l'a déjà remarqué A. GANSSER (1950), il ne s'agit pas d'une vraie chaîne continue, mais d'un alignement de plusieurs petits reliefs.

La principale d'entre elles est celle de l'Alto del Buey (1960 m), à l'Ouest de Baie Solano ; mais en général il s'agit de collines atteignant 300-400 m. Dès qu'elle dépasse la frontière du Panama, cette cordillère, jusque là limitée à l'Est par la vallée de l'Atrato, trouve sa limite naturelle dans celle du Rio Balsa.

k) La Serrania du Darien

Cette chaîne de la côte atlantique est orientée, dans sa partie colombienne SE-NW, mais au-delà de la frontière Colombie - Panama, au niveau du Golfe de San Blas elle décrit un arc en prenant une direction EW. Elle est la prolongation d'une branche de la Cordillère Occidentale de Colombie, la liaison étant assurée par les collines que j'ai déjà signalées dans la vallée de l'Atrato, qui ont une direction NW-SE.

Elle est limitée au NE par l'Atlantique et au SW par les vallées du Rio Tuira et du Rio Chucunaque. Son altitude ne dépasse guère 2000 m.

l) Les Cerros Pirri

Entre les vallées déjà citées du Rio Balsas au SW et du Rio Turia au NE - et donc à fortiori entre les deux cordillères dont je viens de parler - se trouve une formation montagneuse moins importante qui appartient presque entièrement à la République de Panama : les Cerros Pirri (1760 m).

m) Les plaines de la côte atlantique

La région au Nord de la terminaison des Cordillères Centrale et Occidentale est une région basse, dans laquelle des zones plus ou moins planes sont séparées par des alignements de collines de faible altitude (200 - 600 m).

Elle communique au SE avec la vallée du Magdalena, au NE avec la vallée du Cesar (et par l'intermédiaire de celle-ci avec les déserts de la Guajira), au SW avec la vallée de l'Atrato, tandis qu'elle est barrée au NNE par le bloc de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Un premier alignement de collines s'étend entre le Rio San Jorge et le Rio Sinu et il se poursuit, en direction SW - NE, par celles de Sincelejo-San Jacinto-San Juan. Un autre alignement de même direction va de Cartagena à Barranquilla, plus ou moins parallèlement à la côte. L'axe du troisième passe par El Dificil : il est parallèle à la bordure occidentale de la Sierra Nevada de Santa Marta et séparé de celle-ci

par la vallée de l'Ariguani.

Entre l'une et l'autre de ces zones élevées se trouvent des terres plates dans lesquelles les eaux s'étendent en marécages, en particulier aux confluent des rivières Magdalena, Cauca et San Jorge d'une part, et Magdalena-Rio Cesar de l'autre.

A l'Ouest du Rio Sinu il y a encore des collines qui continuent les reliefs de l'Alto de Quincari (100m).

n) La vallée du Rio Cesar

Nettement limitée par les escarpements de la Serrania de Perija et de la Sierra Nevada de Santa Marta, la vallée du Cesar a une direction NE - SW. Avant de déboucher dans celle du Magdalena, la vallée a un développement d'une centaine de kilomètres, le long desquels elle est large d'à peu près 15 km. Ses bordures sont remarquablement rectilignes. La région est essentiellement plate et même la zone de partage des eaux avec la vallée du Rancheria (qui coule dans sa première partie vers le NE, sur la même ligne directrice que le Cesar) n'est faite que par des collines basses.

o) La Sierra Nevada de Santa Marta

Ce massif solitaire est un des éléments les plus intéressants de la géographie colombienne.

Sa base est un triangle équilatéral de 120 km de côté environ. Le bord septentrional est dirigé E20°S, l'occidental S15°E et le troisième NE.

Le massif s'élève en pyramide, au Nord directement de la Mer des Caraïbes. Il est entouré sur ses autres côtés par les plaines de la côte atlantique, du Cesar et de la Guajira. La pyramide culmine dans les sommets des Pics Colon (5750 m) et Bolivar (5800 m), les plus élevés de Colombie. Pour mieux préciser la forme générale du massif, il faut seulement rappeler que ces sommets se trouvent à 45 km de la côte caraïbe, à 35 km des plaines du Magdalena et à 50 km de celles du Cesar.

La limite des neiges se trouve à 5000 m à peu près.

Dans son secteur méridional le massif est traversé en direction plus ou moins EW par de belles vallées de montagne, telles celles de Mamancanaca, Duriameina et San Sebastian.

Au pied des glaciers et jusqu'à la première de ces vallées, il y a toute une série de lacs d'origine glaciaire.

p) La presqu'île de la Guajira

Dans ce compartiment il y a lieu de distinguer deux parties principales dont les caractères sont assez différents.

Du Rio Rancheria jusqu'au parallèle d'Uribia s'étend une plaine désertique qui se prolonge vers le Nord le long de toute la côte, avec la seule exception des reliefs du Carpintero (Serrania del Carpintero).

Entre Uribia, la côte du Golfe de Vénézuéla et la bande plate de la côte nord-occidentale, il y a par contre une série de montagnes allongées ENE, ne dépassant jamais les 900 m : Cerros de Parashi, Serrania de Jarara, Serrania de Macuira (séparées entre elles par la vallée du Chimare) et Serrania de Cosinas (au Sud de la plaine de Cuiza).

La côte est en général basse (sauf à l'extrémité NW, au niveau des reliefs de la Serrania del Carpintero et du Cabo de la Vela, premier point du continent sud-américain atteint par Colomb). Elle est également peu découpée sauf au NW où existent de nombreuses baies (Baie de Portete, Baie Honda, Baie Hondita).

q) La Serrania de la Macarena

La Serrania de la Macarena est un bloc isolé à l'Est des Andes proprement dites, au SSE de Bogotà. Le bloc est allongé, dirigé NNW - SSE et long d'une centaine de kilomètres. Il s'élève directement des Llanos. Une falaise abrupte le limite à l'Ouest, tandis que vers l'Est la montagne disparaît doucement sous la plaine.

CHAPITRE II - HISTOIRE DES RECHERCHES GEOLOGIQUES EN COLOMBIE

Bien que depuis longtemps il existe en Colombie des organismes officiels chargés de recherches géologiques, la géologie colombienne est cependant loin d'avoir fait l'objet d'études systématiques dans l'espace et le temps. Ce que nous en connaissons est le résultat de l'effort personnel de chercheurs isolés et je crois pouvoir dire qu'on a là le plus bel exemple de collaboration géologique européenne en Amérique Latine. Ces chercheurs s'étant succédés sans aucune régularité, il en résulte que, si je voulais représenter l'histoire des connaissances géologiques colombiennes par un diagramme nouveaux apports-temps, j'obtiendrais une ligne brisée avec peu de pics séparés par de longues dépressions. Le manque de continuité s'étant fait sentir naturellement sur le niveau même de la recherche, il est indispensable aujourd'hui de faire une liste critique des chercheurs dont les travaux originaux, publiés ou non, peuvent constituer une base sérieuse pour les études à venir. Cette oeuvre de sélection est d'autant plus nécessaire que nombre de rapports de grand intérêt n'ont jamais été publiés et existent seulement sous forme de manuscrits, dans les archives du Service Géologique.

Pour ne pas trop charger ce chapitre, je citerai seulement les chercheurs qui, soit par des travaux de longue durée, soit par la qualité de leurs résultats, ont marqué des étapes importantes pour la connaissance géologique des Andes colombiennes.

a) L'époque des pionniers

Les premières recherches importantes remontent au siècle passé.

Bien qu'elles n'aient plus qu'un intérêt historique, il serait injuste de les passer sous silence.

En 1801 Von HUMBOLDT traversa la région de Bogotà et y ramassa des fossiles, qui furent étudiés en 1893 par Von BUCH.

Dans la première moitié du même siècle la Colombie fut visitée par M. BOUSSINGAULT. Il appela "marmatites" les blendes ferrifères des mines d'or de Marmato (Caldas), introduisant dans la littérature géologique un terme destiné à être généralisé. Il ramassa aussi des fossiles, qui par la suite furent étudiés par A. BRONGNIART (1833-37) et D'ORBIGNY (1842).

Dans la deuxième partie du siècle, la Colombie fut visitée, de même que le Vénézuéla et l'Equateur (la Gracolombie de Bolivar) par H. KARSTEN, qui établit un premier cadre géologique de tout ce territoire (1886) ; et par HETTNER, qui effectua plutôt des recherches géographiques sur la Cordillère Orientale.

b) T. OSPINA

Officier de l'armée d'abord, professeur à l'école des Mines de Medellin ensuite, Tulio OSPINA put reconnaître une grande partie des Andes colombiennes et réfléchir sur ses observations.

Esprit synthétique et génial, il publia en 1911 une oeuvre petite en volume mais grande de signification, dans laquelle il put tracer les grandes lignes de la géologie colombienne et la placer dans le contexte continental. Il termina et donna un sens à l'époque des pionniers. Il aurait pu également être le précurseur des recherches modernes si son enseignement, peut-être pour n'être pas appuyé sur des descriptions régionales, n'avait été vite oublié plus ou moins complètement.

Il eut le mérite d'attribuer au Mésozoïque l'ensemble des roches schisteuses et ophiolitiques des Cordillères Centrale et Occidentale, et de les séparer de celles, également métamorphiques, mais plus anciennes, paléozoïques ou précambriennes, de la Cordillère Orientale. Cette idée, bien que la réalité soit en fait plus compliquée, était la clef de la géologie des Andes Colombiennes.

c) R. SCHEIBE

A R. SCHEIBE, nous devons le premier travail cartographique dans la partie centrale de la Colombie, dans les Cordillères Centrale et Occidentale. Dans sa carte, et dans le mémoire qui l'accompagne (1917), il adopte pour l'âge des roches métamorphiques en particulier, les idées d'OSPINA. Outre cela, il reconnut l'existence d'un chapelet d'intrusions de semi-profondeur, néotertiaires le long de la ligne directrice du Cauca.

Cette étude terminée, il s'intéressa à la Cordillère Orientale, mais, malheureusement il mourut à Bogotà avant d'avoir eu le temps de compléter et de rendre publiques ses recherches. Une partie de ses notes de terrain fut dans la suite publiée par son fils.

d) O. STUTZER

O. STUTZER travailla en Colombie de 1924 à 1927. Il fut le premier géologue qui visita la Guajira. Nous lui devons aussi les premières données sur la région de Gachalà et sur les fossés du Cauca et du Patia.

e) E. GROSSE

A E. GROSSE revient le mérite de la première cartographie géologique détaillée d'une part considérable des Andes colombiennes : le secteur d'Antioquia immédiatement à l'Est du Cauca et au Sud de Medellin, dans la Cordillère Centrale. Du point de vue cartographique, son travail (4 feuilles représentant 2500 km²) reste encore, après 40 ans, comme un modèle non surpassé en Colombie. Incritiquable aussi pour ses descriptions pétrographiques, le travail de E. GROSSE contient par contre, et malheureusement, de graves erreurs d'interprétation dans le domaine stratigraphique et chronologique. Se basant sur le degré de métamorphisme d'une part, et d'autre part sur les observations de STEINMANN, qui sur les Andes boliviennes et péruviennes avait toujours observé les roches métamorphiques sous le Paléozoïque fossilifère, et faute d'une connaissance généralisée des Andes colombiennes, GROSSE attribua au Précambrien la presque totalité des roches métamorphiques de la Cordillère Centrale, en fait mésozoïques.

Par suite de l'importance du travail qui en était la base, cette idée, contraire à l'enseignement d'OSPINA et SCHEIBE, devait survivre longtemps parmi les géologues colombiens et causer un retard considérable à l'interprétation des Andes colombiennes.

f) Le groupe TRUMPY

De tous les pétroliers, le groupe de loin le plus important pour ce qui est de la publication de travaux synthétiques a été jusqu'ici celui de la Shell Oil, qui travailla en Colombie dans les années 40, sous la direction de D. TRUMPY, avec parmi d'autres, E. HUBACH, O. RENZ et A. GANSSER.

Ces géologues visitèrent une grande partie de la région andine colombienne et D. TRUMPY put, en 1943, publier une rote générale sur le pré-Crétacé de Colombie. (Les données relatives au Crétacé et au Tertiaire, n'ont jamais été complètement publiées ou presque), ces terrains étant les plus directement intéressants pour l'industrie pétrolifère. Les principaux apports du groupe TRUMPY furent :

- la découverte de fossiles ordoviciens (déjà observés par HARRISON aux environs (de Puerto Berrío) dans la montagne de la Macarena et dans la section Uribe-Rio Ambica, dans la Cordillère Orientale ;

- l'étude du Dévonien de la Cordillère Orientale (Manaure, Quetame, Santa Isabel) ;

- la découverte de fossiles carbonifères à la Jagua (Huila) et l'étude de tout le Carbonifère alors connu en Colombie ;
- le premier essai d'interprétation régionale des grès rouges du Groupe Giron (considéré comme trias-jurassique) et des roches marines liasiques de la Laguna Morrocoyal près d'El Banco, découvertes par les géologues de la Texas Petroleum Company.

g) J. ROYO y GOMEZ

Premier conservateur du Musée Géologique de Bogotà il s'intéressa essentiellement aux recherches paléontologiques, en particulier aux faunes crétacées. Depuis les études récentes de H. BURGL, son oeuvre n'a plus qu'un intérêt historique.

h) E. HUBACH

E. HUBACH se situe à part dans l'histoire des recherches géologiques colombiennes : non seulement il étudia presque tout le pays, mais il fut aussi l'animateur du Service géologique, qui, sous sa direction, vécut ses meilleures années, comme je le dirai dans le prochain paragraphe.

Prévoyant peut-être qu'il ne serait pas compris, ce qui d'ailleurs arriva le plus souvent, HUBACH publia très peu et son oeuvre est à l'état de manuscrits conservés dans les archives du Service géologique, parfois déjà sans les dessins originaux.

Bon observateur de l'orographie, il reconnut dans le territoire colombien quatre formes principales de relief qu'il rapporta à l'intensité du "tectonisme" agissant au moment de leur formation :

- (1) - Formes tabulaires - expression du "tectonisme" faible ("paratectonisme") : plaines, plateaux anciens et modernes, bombements à grand rayon de courbure ;
- (2) - Formes circulaires - expression du "tectonisme" modéré ("opisthotectonisme") : ondulations donnent des dômes ("nudos") et des cuvettes ("cuencas") ;
- (3) - Formes circulo-linéaires ou linéo-circulaires - expression du "tectonisme" de moyenne intensité ("hémitectonisme") qui aboutissent à ce qu'il appelle "constructions organiques" : plissements peu serrés ("ondulations")
- (4) - Formes linéaires - expression du "tectonisme" de forte intensité (eutectonisme) qui donne des plissements serrés : anticlinaux et synclinaux que l'on peut suivre sur de grandes distances, plus ou moins imbriqués et de style isoclinal.

Le type (2) étant un cas particulier des cas (1) d'une part et (3) de l'autre, ces quatre types se réduisent à trois. Sur la base de ces observations il subdivisa le territoire colombien de la manière suivante :

- le bouclier ancien de l'Est (type (1))
- l'Oriente Andino : Cordillère Orientale + Vallée du Magdalena + partie orientale de la Cordillère Centrale + le Vorland oriental entre les Andes et le bouclier ancien, dans l'ensemble deux grands anticlinoriums ondulés (Cordillères Orientale et Centrale), séparés par le synclinorium du Magdalena et ramifiés eux-même en branches (serranias) anticlinales et vallées interandines bien reconnaissables dans la Cordillère Orientale (type (3))
- l'Occidente Andino : partie occidentale de la Cordillère Centrale + vallées du Cauca et du Patia + Cordillère Occidentale, essentiellement constituées par des anticlinaux et synclinaux courant sur de grandes distances et serrés (type (4))
- le Vorland Occidental, dont seulement la Cordillère du Baudo ou de la Côte émerge de l'Océan (type (3)).

Faute d'un nombre suffisant de données chronologiques et peut-être aussi par suite d'une certaine influence des idées de E. GROSSE sur l'âge des roches métamorphiques de la Cordillère Centrale, HUBACH ne put pas délimiter exactement l'Oriente et l'Occidente Andino : en particulier il attribua un âge paléozoïque au batholite d'Antioquia, en fait mésozoïque. Mais il n'en reste pas moins que, reconnaissant l'ex-

istence dans les Andes colombiennes de deux compartiments de comportement tectonique différent, E. HUBACH ouvrit la route aux essais de synthèse à venir.

Les mérites d'HUBACH ne s'arrêtent pourtant pas là. Il donna le premier cadre stratigraphique cohérent du Crétacé et du Tertiaire de la région de Bogotà, entre le Magdalena et le massif de Quetame. On lui doit aussi la première étude des bassins houillers de la Vallée du Cauca, et des formations méso-cénozoïques du Santander. Pour ne citer que ses travaux les plus importants, je noterai qu'il élaborait aussi un premier lexique stratigraphique de Colombie, qui, pour être incomplet, n'en est pas moins indispensable à celui qui veut s'occuper de la géologie colombienne.

i) Le Service géologique

L'activité du Service géologique dans les quelque 30 ans de sa vie a été très discontinuée sur le plan des recherches fondamentales. Car le plus souvent, le Service, organe du Ministère des Mines, a été appelé à faire des recherches économiques, négligeant alors le côté géologique.

Fait exception à cette règle, la période où E. HUBACH fut à la tête du Service, dans les années 50. HUBACH s'entoura de collaborateurs capables et actifs :

- H. BURGL pour la stratigraphie et la paléontologie
- TH. VAN DER HAMMEN pour la palynologie
- H. C. RAASVELDT pour la photogéologie et la cartographie
- H. W. NELSON pour la pétrographie
- R. WOKITTEL pour les gîtes minéraux.

H. BURGL étudia de façon systématique les faunes et la stratigraphie en particulier du Crétacé, établissant des subdivisions avant lui impossibles.

TH. VAN DER HAMMEN étudia soigneusement le Tertiaire continental de toute la région andine colombienne et établit une première synthèse de la tectogenèse de celle-ci à cette époque.

H. C. RAASVELDT établit les premières feuilles de la cartographie géologique officielle de Colombie (1:200 000).

H. W. NELSON, reprenant une tradition perdue depuis le temps de GROSSE, s'intéressa à la géologie et à la pétrographie des Cordillères Centrale et Occidentale, qu'il étudia dans la section Ibagué-Cali-Buenaventura.

Je parlerai plus loin de R. WOKITTEL. Cette équipe dispersée, le Service publia encore quelques feuilles de la carte géologique. Mais si de véritables recherches eurent lieu, elles le furent grâce au dévouement de quelques solitaires, indépendamment de tout programme officiel.

De toute manière le Service eut toujours une fonction importante pour la centralisation et la publication de données, qui sinon auraient été dispersées, et comme point d'appui pour tous ceux qui s'intéressèrent à la géologie colombienne.

Dans son musée, grâce à l'oeuvre passionnée de son conservateur, Monsieur L. RINCON, existent de fort intéressantes collections paléontologiques, minéralogiques et pétrographiques colombiennes.

j) R. WOKITTEL

R. WOKITTEL travailla en Colombie soit avant, soit après le groupe HUBACH, dont il fit partie. Professeur à l'Ecole des Mines de Medellin d'abord, chef de la section de Géologie économique du Service géologique ensuite, il visita presque tout le pays, reconnaissant et cataloguant tous les indices miniers connus. Bien que dans ses recherches il n'ait jamais dépassé le stade "d'inventaire d'indices", ses observations, réunies en un volume en 1960, sont la seule base disponible actuellement pour toute recherche scientifique ou économique sur les gîtes minéraux en Colombie.

k) K. E. CASTER

Même dans une histoire sommaire des connaissances géologiques des Andes colombiennes il n'est pas possible d'oublier l'apport de K.E. CASTER. Son étude approfondie des faunes dévoniennes de Floresta est un ouvrage classique (1939).

l) M. JULIVERT

Professeur à l'Université de Bogotà d'abord, à celle de Bucaramanga ensuite, ce chercheur espagnol s'intéressa pendant 5 ans (1957-62) à l'étude détaillée de la stratigraphie et de la tectonique de détail du Crétacé de ces deux régions. Il apporta une contribution importante à la stratigraphie du Crétacé aux environs du massif de Santander. Ses essais de synthèse tectonique, d'ailleurs presque entièrement établis sur les données de la littérature, de même que certaines de ses corrélations sont par contre bien discutables, comme on le verra plus loin.

m) P.F. PAGNACCO

P.F. PAGNACCO a été le premier à effectuer en Colombie des études de gîtes minéraux dans le domaine des Cordillères Orientale et Centrale.

n) Les chercheurs actuels

En dehors des Compagnies de pétrole, qui d'ailleurs font peu connaître leurs résultats, il y a aujourd'hui très peu de chercheurs qui s'occupent sérieusement des Andes colombiennes.

H. BURGL, le seul qui reste en Colombie du groupe HUBACH, mène dans le peu de temps que lui laisse sa tâche de professeur à l'Université de Bogotà, des recherches paléontologiques et stratigraphiques surtout sur le Crétacé et le Tertiaire marin.

G. BOTERO ARANGO, professeur à l'Ecole des Mines de Medellin, avec un nombre réduit de collaborateurs, étudie la pétrographie et la géologie de la région d'Antioquia, établissant aussi des cartes géologiques détaillées.

G. RENZONI, seul parmi tous les géologues du Service géologique, s'est livré depuis quelques années à des recherches systématiques et modernes sur la stratigraphie et la tectonique de la Cordillère Orientale, avec préparation de cartes géologiques.

Madame N. DE PORTA continue l'étude de pollens tertiaires, déjà bien avancée par les travaux de Van der HAMMEN.

J. DE PORTA, professeur à l'Université de Bucaramanga, exécute des recherches sur les vertébrés fossiles tertiaires et quaternaires ainsi que des recherches sédimentologiques sur le Tertiaire.

Au moment où j'écris ces lignes, le Service géologique est engagé dans l'inventaire minier avec l'aide et la coopération technique nord-américaine. Il faut espérer qu'il en résultera une nouvelle cartographie détaillée.

o) Etat des connaissances géologiques colombiennes avant ce travail

Il convient maintenant de préciser quel était l'état réel des connaissances sur la géologie des Andes colombiennes au moment où j'ai commencé mon activité dans ce pays, ce qui expliquera aussi son optique et certains de ses aspects.

o₁) Roches cristallines. Elles constituent la plus grande partie du pays. Cependant les seules études qui en traitaient étaient celles de E. GROSSE et H. W. NELSON. Les âges géologiques attribués aux différents granites représentés sur la carte géologique de Colombie de 1944 (1 : 2 000 000) n'étaient nulle-

ment justifiés dans la littérature. De plus, l'examen de la carte géologique générale de l'Amérique du Sud, éditée en 1950 par la Geological Society of America, indiquait sur la même ligne directrice des masses granitiques paléozoïques en Colombie, crétacées-tertiaires en Equateur. Aucune donnée n'existait sur la nature des roches métamorphiques de la Cordillère Orientale.

o₂) Roches sédimentaires. Ici la situation était meilleure. Les formations méso-cénozoïques, en raison aussi de leur intérêt économique (pétrole, houille), avaient fait l'objet d'études sérieuses et étendues. Les aires crétacées-tertiaires de Cundinamarca et Boyaca (houille), de la vallée du Magdalena (pétrole), de la vallée du Cauca (houille) et du Santander (pétrole) étaient suffisamment connues.

Peu connues par contre étaient encore les roches sédimentaires plus anciennes, paléozoïques notamment.

o₃) Paléogéographie et orogénèses anciennes. Dans ces domaines rien ou presque n'avait été fait. Il était par conséquent impossible de comprendre la répartition et la genèse de certaines formations, par exemple celle des grès rouges pré-crétacés. Même en tenant compte des quelques observations d'HUBACH, il était impossible de dépasser une vision essentiellement statique de la géologie colombienne.

o₄) Tectonique. Les idées de HUBACH ayant été oubliées, méconnues ou mal comprises, les géologues contemporains n'étaient guère capables d'établir un schéma tectonique valable à l'échelle du pays et rien n'existait donc dans la littérature récente à ce sujet. Par contre les travaux cartographiques avaient mis en évidence un nombre assez grand d'accidents structuraux plus réduits, mais capables de donner le style de différents compartiments.

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE et PETROGRAPHIE

SECTION A : ORIENT - ANDIN

1 - LES SERIES METAMORPHIQUES : PRECAMBRIEN ET CAMBRO-ORDOVICIEN

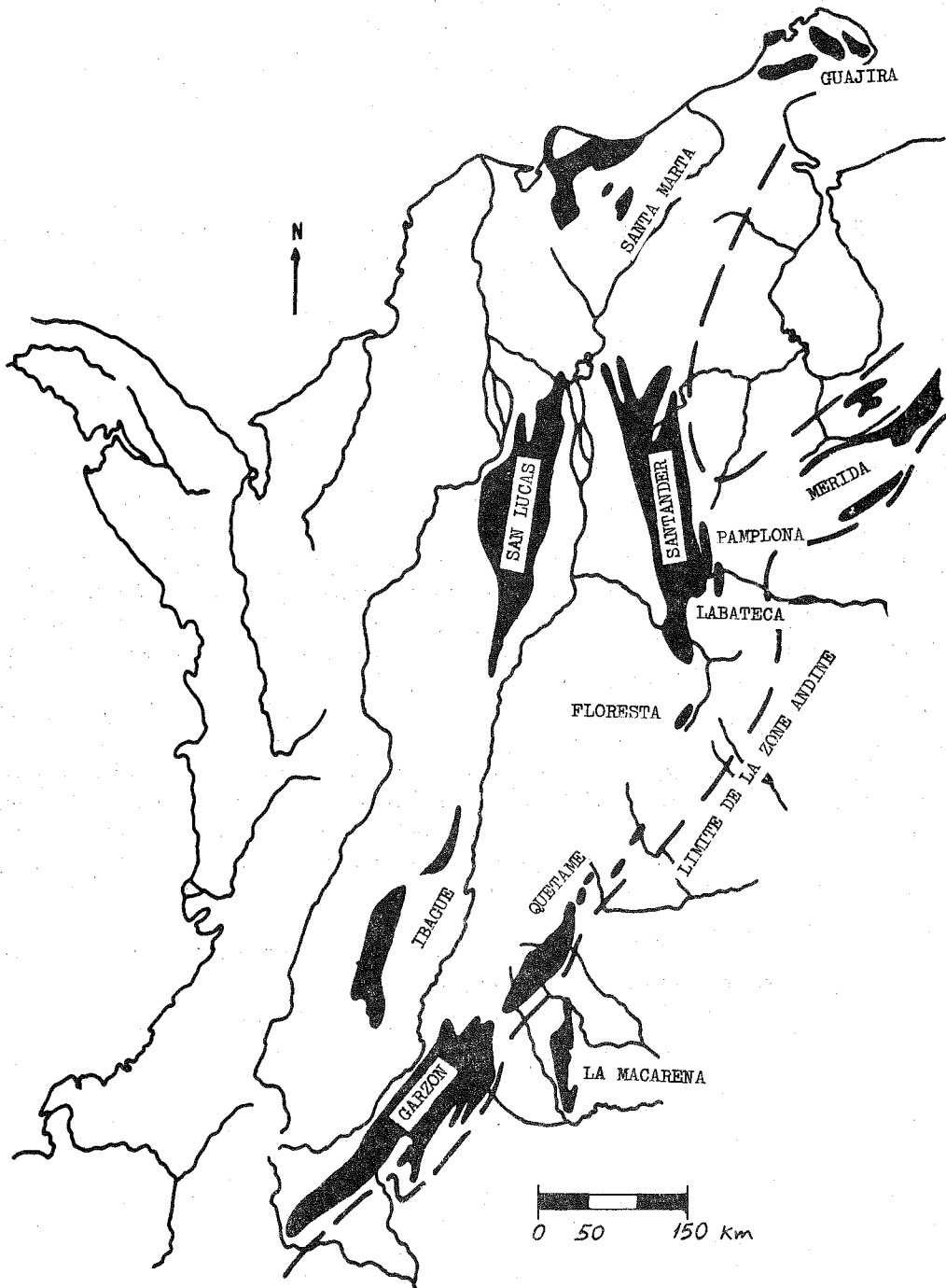
Vue d'ensemble

Précambrien et Cambro-Ordovicien sont représentés en Colombie, la plupart du temps, par des roches métamorphiques. Celles-ci affleurent dans un certain nombre de massifs anciens de l'Orient Andin. Du Sud au Nord, dans la Cordillère Orientale : Massif de Garzon, Massif de Quetame, Massif de Floresta, Massif de Santander ; Massif de Santa Marta, Massif de la Guajira ; dans la Cordillère Centrale : Massif d'Ibagué ; et à l'Est des Cordillères : Massif de La Macarena.

Par des observations stratigraphiques et des comparaisons régionales il est possible d'y séparer le Précambrien (migmatitique) et le Cambro-Ordovicien (ectinitique), celui-ci (fossilifère parfois) se trouvant compris en général entre deux discordances : avec le Précambrien en bas, avec le Dévonien en haut.

Il n'en reste pas moins que les massifs indiqués ci-dessus constituent des régions naturelles bien individualisées dans le cadre de l'Orient Andin. (fig. 3) C'est pourquoi, dans les pages suivantes, je décrirai d'abord ces terrains d'un point de vue strictement stratigraphique en dissociant dans la mesure du possible Précambrien et Cambro-Ordovicien, et après, en les associant à nouveau, massif par massif, d'un point de vue plus pétrographique.

Le Gothlandien n'est pas représenté dans les Andes colombiennes : pendant ce temps (et peut-être pendant le Dévonien inférieur) le plissement calédonien a eu lieu.



Fig; 3 - Principaux massifs précambriens et cambro-ordoviciens des Andes colombiennes.

General statement

Both the Pre-Cambrian and the Cambro-Ordovician of the Colombian Andes are chiefly constituted by metamorphic rocks.

These metamorphic rocks crop out in the ancient massifs of the "Oriente Andino" : Garzon Massif, Quetame Massif, Floresta Massif, and Santander Massif of the Eastern Cordillera ; Santa Marta Massif, and Guajira Massif in the northern part of the country ; Ibagué Massif in the Central Cordillera ; and La Macarena Massif East of the Cordilleras.

Stratigraphic observations, and regional correlations enable us to recognize in most of them a Pre-Cambrian part - chiefly constituted by migmatites -, and a Cambro-Ordovician part - chiefly constituted by metamorphic schists, sometimes fossiliferous as at La Macarena, Quetame Massif, Garzon Massif, and La Cristalina, because the formations belonging to the latter system often lie between two angular unconformities : with the Pre-Cambrian rocks at its base, and with the Devonian formations at its top.

Nonetheless the above-mentioned massifs make up well-individualized natural areas in the "Oriente Andino" (fig. 3). For this reason, the following pages will deal with these formations firstly from a strictly stratigraphic point of view separating Pre-Cambrian from Cambro-Ordovician as far as feasible ; after which Pre-Cambrian and Cambro-Ordovician rocks will be examined together for each massifs separately, from a more petrographic point of view.

The Gothlandian does not exist in the Colombian Andes as the Caledonian folding took place during this time (and perhaps during the lower Devonian.)

Introduccion

El Pre-Cambrico y el Cambro-Ordovicoico están representados Colombia especialmente por rocas metamórficas.

Estas afloran en los macizos antiguos del Oriente Andino, a saber : Macizo de Garzon, Macizo de Quetame, Macizo de Floresta y Macizo de Santander en la Cordillera Oriental ; Macizo de Santa Marta y Macizo de la Guajira en el norte del país ; Macizo de Ibagué en la Cordillera Central ; Macizo de La Macarena al este de las Cordilleras. Por medio de observaciones estratigráficas y de comparaciones regionales es posible de separar en ellos el Pre-Cambrico, constituido por migmatitas, del Cambro-Ordovicoico, constituido por ectinitas a veces fosilíferas (La Macarena, Macizos de Garzon y de Quetame, La Cristalina), pues por lo general este último se halla entre dos discordancias : en la base con el Pre-Cambrico, en el techo con el Devonico.

De todas maneras los macizos mencionados arriba constituyen unas regiones naturales bien individualizadas en el cuadro del Oriente Andino (fig. 3). Por lo tanto trataré aquí a estas rocas primeramente desde un punto de vista estratigráfico, describiendo por separado, hasta donde sea posible, al Pre-Cambrico y al Cambro-Ordovicoico ; y sucesivamente describiéndolas al tiempo macizo por macizo, desde un punto de vista más petrográfico.

El Gothlandico no está representado en los Andes colombianos : corresponde este tiempo (y tal vez también el Devonico inf.) al plegamiento caledoniano.

CHAPITRE I - PRECAMBRIEN

Dans les Andes colombiennes le Précambrien est connu seulement dans la partie que j'ai appelée Orient Andin et d'une façon générale dans les zones élevées de la Cordillère Orientale.

Le Précambrien y est toujours représenté par des blocs de migmatites et de granites d'anatexie, recouverts en discordance par des ectinites prédévoniennes, produites, elles, par le métamorphisme calédonien ; notamment :

- migmatites et granites d'anatexie du Massif de Garzon
- migmatites du Massif de Santander
- migmatites du Massif de Santa Marta

a) Le Massif de Garzon (Huila) constitue un corps allongé NE - SW, d'une longueur de quelque 300 km, d'une largeur de 30 km au S et de plus de 75 km au N.

Une coupe transversale, entre Guadalupe et Florencia, montre (L. RADELLI, 1962 f) que le Massif est constitué de la manière suivante : à l'E, jusqu'à la crête de la Cordillère, granites d'anatexie presque hololeucocrates, qui passent vers l'W, par l'intermédiaire d'une zone réduite de migmatites hétérogènes, à des migmatites homogènes à amphibole ou à biotite et amphibole.

Toutes ces roches doivent être considérées comme d'origine para, puisque même dans les granites d'anatexie, des résidus de roches stratifiées non homogénéisés existent encore (L. RADELLI, 1962 f, photos 13 à 15). Dans les granites d'anatexie on trouve également des masses de roches dioritiques et méso-gabbroïques antérieures à l'anatexie et affectées par celle-ci seulement sur leur bordure. Pegmatites et aplites sont bien répandues.

La direction des migmatites, lorsqu'elle est reconnaissable, est sensiblement NNE - SSW (direction andine).

b) Le Massif de Santander est aussi un corps allongé (plus ou moins NS). Sa longueur est de 300 km à peu près, tandis que sa largeur est de 15 - 20 km au S et de 60 km dans ses parties centrale et septentrionale.

Les migmatites précambriennes en constituent la partie centrale.

Il s'agit en général de migmatites homogènes à biotite ou à biotite et amphibole, avec transitions locales à de petites masses de granites d'anatexie.

De bonnes coupes sont données par les routes : Bucaramanga - Pamplona, Berlin - Vetas, Bucaramanga - California, Pamplona - Chitagã.

c) Dans le Massif de Santa Marta les roches précambriennes sont largement répandues et j'ai pu reconnaître les formations suivantes : (L. RADELLI, 1962 e) :

c₁) dans le secteur situé au NW des grands sommets, migmatites homogènes à amphibole ou à biotite et amphibole, parfois ocellées ; sur la côte migmatites presque hololeucocrates ; direction plus ou moins NE - SW.

c₂) dans la région des lacs au N de Mamancanaca, entièrement enveloppées par le

granite (hercynien) du grand batholite de la Sierra, embréchites ocellées et rubanées, à biotite, parfois avec un peu d'amphibole : elles présentent des transitions graduelles et continues d'un type à l'autre et, en même temps que la perte de l'amphibole, à un faciès granito-gneissique ; direction EW.

c3) entre Mamancanaca et Donachui, dans le secteur oriental, migmatites à biotite et amphibole : elles continuent vers le Sud tout en se réduisant pour disparaître un peu au S du sentier qui descend de San Sebastian à Valledupar ; direction N-S.

c4) à l'W de Pueblo Bello, migmatites dans lesquelles la partie acide, granitique, constitue de gros bancs, tandis que la partie fémique (amphibole et biotite avec un peu de plagioclase) est réduite à de minces feuillets : elles ont un certain faciès leptynitique par suite du développement et de la forme des phénoblastes de microcline et de quartz ; direction NS.

c5) à l'E de San Sebastian, une masse très homogène de roches quartzo-feldspathiques avec très peu de mélanocrates et faciès nettement leptynitique dans le sens précisé ci-dessus ; ces roches se trouvent en grands bancs dirigés de NS à N15° - 20°E.

d) Un autre affleurement de Précambrien a été signalé par O. RENZ (in D. TRUMPY, 1943) près de Chimichagua (Cordillère Orientale), où affleurent des roches métamorphiques à amphibole traversées par de nombreux filonnets pegmatitiques à microcline (il s'agit apparemment de migmatites).

e) En dehors des Cordillères andines proprement dites et aussi du bouclier ancien des Llanos, le Précambrien existe dans les reliefs de la Serrania de la Macarena : il s'agit encore de migmatites et de granites d'anatexie (A. GANSSER, in D. TRUMPY, 1943).

CHAPITRE II - CAMBRO-ORDOVICIEN

Le Cambro-Ordovicien est représenté dans l'Orient Andin par des roches plus ou moins métamorphiques, fossilifères par endroits, discordantes sur les précédentes et recouvertes par le Dévonien transgressif.

a) La série type du Cambro-Ordovicien colombien se trouve un peu à l'écart de la véritable chaîne andine, dans la Serrania de la Macarena (D. TRUMPY 1943 ; E. HUBACH 1955) et elle est connue sous le nom de "série de Güejar" ou plus brièvement "Güejar".

Il est constitué par une alternance de schistes argileux et de quartzites à petites intercalations de calcaires. Il repose sur le socle granitisé.

Des fossiles qui indiquent, d'après G. MARSHALL KAY (in D. TRUMPY 1943), l'Ordovicien inférieur et le Cambrien supérieur ont été trouvés en trois localités de la Macarena orientale :

a₁) dans le canyon du Guapayita, où le Güejar a une épaisseur de 500 m à peu près ;

Lingula sp. cf. Obolus elongatus Harrington
Obolus sp. cf. Obolus saltery (Hall)
Orthis sp. cf. Finkelburgia samensis Kobayashi
Asaphellus (?) sp., pygidium
Kainella meridionalis Kobayashi
Kainella sp. cf. Kainella lata Kobayashi
cf. Protopliomerops primigenus (Angelin)
cf. Peltura sp. pygidium
Shumardia (?) sp.

a₂) quelque 20 km au S, où le Güejar est réduit à 50 m :

Dichograptus octobrachiatus (Hall)
Tetragraptus sp. aff. Tetragraptus bigsbyi (Hall)
Didymograptus sp.
Obolus sp. cf. Elkania ambigua (Walcott)
Lingula sp. cf. Obolus elongatus Harrington
Caryocaris sp.

a₃) quelque 45 km au S du Guapayita, où le Güejar a une épaisseur de 180 m. :

Apheortis (?) sp.
Bucania sp.
Ampyx sp. aff. Ampyx linnarssoni Schmidt
Orthoceras sp.
Megalopsis sp. cf. Megalopsis planilimoata Angelin
sp. cf. Megalopsis extenuata Dalman
cf. Ptychopyge sp.

Vers l'E l'épaisseur du Güejar diminue rapidement jusqu'à disparaître : La Macarena se trouve donc près de la limite orientale de la fosse cambro-ordovicienne.

b) Sur la Cordillère Orientale, on trouve le Güejar au plongement nord du Massif de Garzon, dont il constitue une première couverture, et

c) au plongement sud du Massif de Quetame, où il a une épaisseur de quelque 2000 m (coupe Uribe-Colombia).

Ici encore le Güejar est constitué par des schistes argileux tendres, de couleur marron ou verte, et des quartzites, qui contiennent :

Plethopeltis (?) aff. Bathyrus orbignianus Kayser

cf. Didymograptus muchisoni (Beck).

Ces formes correspondent, d'après KAY (in D. TRUMPY 1943) au Cambrien sup. - Ordovicien inf.

Le Güejar est ici couvert par les quartzites Ambica (1000 m) non fossilifères, dont on peut dire seulement qu'ils sont pré-aptiens.

d) Toujours dans le massif de Quetame le Güejar passe vers le bas à des roches légèrement plus métamorphiques, appelées en Colombie "schistes de Quetame" ou tout simplement "Quetame".

Dans son faciès typique (coupe Quetame-Villavicencio ; zone du Rio Batà) le Quetame est constitué de :

- schistes noirs ou gris-noir peu métamorphiques, très fins
- phyllites vertes, à chlorite et séricite avec intercalations de quartzites plus ou moins argileux et purs.
- schistes à muscovite ou à biotite (réduits).

Vers le S le faciès du Quetame est moins monotone et, par exemple, dans la Quebrada La Cristalina, près de San Martin (Meta) une coupe partielle sur le versant est de la Cordillère Orientale, où la série est renversée, a montré les roches suivantes (L. RADELLI, 1962 d) :

- calcaires cristallins, + 180 m
- amphibolites (para), + 180 m
- schistes métablastiques, + 800 m

Ces derniers (dans lesquels la métablastèse avec néo-formation de microcline, plagioclase et muscovite s'est effectuée probablement à l'Hercynien) comprennent :

- schistes graphiteux à séricite
- schistes grésocalcaires à séricite
- grès calcaires peu métamorphiques.

(Des roches également métablastiques existent aussi dans la partie centrale du massif, un peu au nord de la route Quetame - Villavicencio, mais par suite d'une épaisse couverture végétale elles n'ont pu encore être reconnues en place).

La base des schistes de ce massif n'est pas connue. Leur limite supérieure est donnée par les roches sédimentaires dévoniennes, (mais, comme l'on verra plus loin, c'est un Dévonien post-hercynien).

e) Dans le massif de Floresta il y a aussi des roches métamorphiques recouvertes par du Dévonien transgressif et attribuées au Cambro-Ordovicien, par le fait que le Précambrien est représenté dans la chaîne, tant au Nord qu'au Sud, par des migmatites.

Il s'agit (G. BOTERO RESTREPO 1950) de schistes micacés à biotite, quartz et chlorite, qui par endroit passent à des gneiss, par métamorphisme de contact lié à des intrusions granitiques hercyniennes.

f) Les roches cristallines du Massif de Santander n'ont jamais fait l'objet d'une étude précise. E.A. SCHEIBE en 1938 y remarqua la présence d'ectinites mais sans les séparer des roches granitisées sur sa carte de

la Cordillère Orientale ; et en 1944 la Carte géologique de Colombie 1 : 2 000 000 représentait encore avec une seule couleur à la fois ectinites et migmatites, comme roches métamorphiques d'âge précambrien - paléozoïque .

Par contre mes reconnaissances expéditives de 1961 - 62 me montrèrent qu'ici encore il était possible de reconnaître dans les ectinites le Cambro-Ordovicien, puisqu'elles reposent en discordance sur les migmatites précambriennes et sont recouvertes par le Dévonien transgressif.

La tectonique étant compliquée dans le détail, il n'est pas possible encore d'en établir une véritable stratigraphie et je me bornerai ici à une description sommaire des faciès les plus répandus que j'ai reconnus.

f₁) Au Paramo de Berlin (Est de Bucaramanga) un banc épais de quartzite intercalé dans la série fait bien apparaître la discordance entre les ectinites et les migmatites de la coupe Bucaramanga - Berlin. Au SE de Berlin les ectinites comprennent :

- schistes gréseux à séricite ou à séricite et biotite
- calcaires cristallins
- schistes à séricite très fins.

A l'W de Pangote elles sont recouvertes par le Dévonien transgressif.

f₂) Entre Berlin et Mutiscua affleurent des micaschistes à grenat, des calcaires cristallins et des gneiss à microcline et muscovite.

f₃) Au Sud de Mutiscua, vers Silos et Bovega, j'ai trouvé des faciès analogues : gneiss à muscovite, microcline, plagioclase (d'origine probablement métablastique) ; micaschistes à muscovite avec ou sans épidote ; schistes gréseux à séricite, sillimanite, staurotide et grenat ; schistes calcaires à séricite et chlorite passant à de véritables cipolins. Certains faciès, comme les schistes à faciès métablastiques, paraissent être en liaison avec des intrusions hercyniennes.

f₄) Au Nord de Mutiscua affleurent des schistes à muscovite et grenat, parfois à staurotide, disthène et grenat, des micaschistes à deux micas, des cipolins et des quartzites.

f₅) Au Sud-Est de Bucaramanga, vers l'Alto de Piedecuesta on trouve encore des micaschistes à deux micas, parfois à grenat et des schistes peu métamorphiques verts à épidote, traversés par des granites hercyniens.

f₆) Des gneiss et des quartzites affleurent aussi entre Pamplona et Chitagà.

f₇) Près de Charta dans un petit anticlinal affleurent encore des gneiss à muscovite, beaucoup de plagioclase et un peu de microcline.

f₈) A l'Est de Ocaña, en contact avec le granite hercynien du même nom, j'ai trouvé aussi des roches métamorphiques ;

- micaschistes à muscovite et à deux micas très riches en quartz
- schistes à séricite
- schistes fins à séricite et chlorite.

f₉) Au Nord de Ocaña selon E.A. SCHEIBE (1938) il y aurait encore des ectinites micacées.

g) Dans la Serrania de Perijà deux masses d'ectinites sont attribuées au Paléozoïque inférieur dans la région de Manaure (L. RADELLI 1962 c).

g₁) Directement à l'Est de Manaure la première de celles-ci affleure sous le Dévonien fossilifère ; elle est constituée par des roches schisteuses cataclastiques à quartz, oligoclase,

microcline et muscovite, qui dans les parties les plus affectées par la cataclase ont été transformées en un feutrage de minéraux phylliteux et de petits grains de quartz.

g₂) La deuxième se trouve au SSW de Manaure où elle constitue le Horst del Socorro à travers les terrains mésozoïques : il s'agit d'une série d'arkoses et de calcarénites cataclastiques, métamorphisée dans l'épizone.

Ces roches semblent correspondre à la "série Perijà" des géologues du Venezuela.

h) Les ectinites de Santa Marta se trouvent toutes sur ses versants ouest et nord-ouest (L. RADELLI, 1962 e).

Au Sud de Cienaga elles constituent des "fles" qui flottent sur les migmatites plus anciennes.

h₁) Coupe La Gran Via-San Pedro : gneiss à amphibole, gneiss à biotite, micaschistes à deux micas, oligoclase, un peu de microcline, épidote. Ces roches sont traversées par de nombreux filons de granite fin à biotite, et ont dans l'ensemble un faciès migmatique : mais il n'est pas possible de préciser pour l'instant si les filons de granite viennent du batholite hercynien de la Sierra, ou s'ils ont été produits par le métamorphisme calédonien.

h₂) Coupe Rio La Aguja-Cerro La Calera-Cerro del Mico : micaschistes à deux micas (avec septa de schistes à séricite au Cerro del Mico) et cipolins (La Calera).

Au Nord de Cienaga les ectinites sont en contact avec les roches granitiques du batholite de la Sierra (ici : tonalites).

h₃) A la Gaira les ectinites constituent le toit du batholite : des granites hololeucocrates provenant de celui-ci les traversent en filons et y pénètrent sous formes de poches. Des phénomènes de métamorphisme de contact masquent jusqu'à un certain point la nature primitive des ectinites, mais il s'agit de toute manière d'une série para un peu calcaire. Le faciès le plus commun est celui d'un mica-schiste à deux micas, plagioclase An 30-35 et épidote ; mais dans les niveaux les plus calcaires la muscovite disparaît, tandis que l'amphibole prend la place de la biotite, et qu'augmentent à la fois la basicité du plagioclase (An 50-60) et la quantité d'épidote.

h₄) Aux environs de la ville de Santa Marta les ectinites sont composées par de l'actinote en gerbes, du quartz, du plagioclase basique, des épidotes, de la biotite, du sphène et de la chlorite ; des phénomènes de contact sont suggérés par la présence probable de cordiérite pinitisée.

i) A la Guajira j'attribue au Cambro-Ordovicien les actinites (ortho et para : série Jarara) et les migmatites de la partie axiale de la presqu'île, de même que les ectinites de la Serrania del Carpintero et du Cabo de la Vela, pour les raisons que j'exposerai plus loin (L. RADELLI 1962 a, b).

i₁) Les ectinites d'origine para de Jarara représentent une séquence pélitique-gréseuse : il s'agit de schistes à chlorite et séricite, parfois à muscovite, avec des niveaux de quartzites et d'autres de calcaires cristallins avec un peu de quartz.

i₂) Dans ces roches sont intercalés (Monte Ruma, Carimaya) des corps ellipsoïdaux, de gabbros serpentinisés, allongés parallèlement à leur schistosité. Ils sont constitués par un feutrage d'antigorite, de bastite, de pennine, avec de la magnétite et de la calcite disséminées.

i₃) Dans la Serrania de Carpintero et au Cabo de la Vela le cadre est analogue : des ectinites para (schistes à chlorite et séricite, plus gréseux que ceux de Jarara et parfois un peu conglomératiques) sont traversées par des serpentines (feutrage d'antigorite et de bastite, dérivant de l'altération d'amphiboles, pyroxènes et olivines, encore reconnaissables par endroits).

i4) Les migmatites sous-jacentes incluent différents faciès : à la base migmatites hétérogènes à dominance feldspathique (Cuiza) ; embréchites rubanées à amphibole (Montecarlo), embréchites ocellées à biotite (El Paraiso), gneiss granitiques leucocrates (Nazaret).

Il n'y a pas de discordance entre les migmatites et les ectinites : le front des migmatites se trouve à la base des ectinites, où il détermine un métamorphisme de contact avec néoformation de disthène, sillimanite, et cordiérite, tandis que des filons feldspathiques traversent aussi les serpentines du Cabo de la Vela.

Cette observation s'oppose à toutes les précédentes, selon lesquelles les ectinites cambro-ordoviciennes sont dans le reste du pays discordantes sur les migmatites ; le fait qu'ectinites et migmatites soient traversées par des granites hercyniens (voir plus loin), le faciès des ectinites sont des arguments qui parlent en faveur d'un âge cambro-ordovicien pour toutes les roches cristallines de la Guajira.

j) A l'Est de Chiriguana, dans la région de Santa Isabel-Curumani, O. RENZ (in D. TRUMPY 1943) signale aussi des roches de cet âge. Il s'agit d'une série de 700 m de schistes gris, et de grès arkosiques discordants sur le Précambrien de Chiriguana et recouverts par la transgression dévonienne.

k) Dans la Cordillère Centrale on ne connaît jusqu'à présent qu'un seul affleurement de Cambro-Ordovicien fossilifère, celui de La Cristalina à l'W de Puerto Berrio. En 1927 J.T. HARRISON y trouva dans des schistes à faciès Güejar :

- Didymograptus extensus Hall
- Didymograptus nitidus Hall
- Didymograptus gibberius Nich.
- Didymograptus hirundo Satt.

déterminés par G.L. ELLIS, qui indiquent l'Ordovicien inférieur (J.T. HARRISON 1930).

J.T. HARRISON indique qu'un peu à l'E, près de Melena, la formation est plus métamorphique, contient des quartzites, est traversée par des granites et recouverte par des sédiments continentaux, tertiaires selon cet auteur, mais trias-jurassiques d'après la Carte géologique de Colombie de 1944.

l) La sédimentation cambro-ordovicienne de Colombie

Les séries cambro-ordoviciennes, métamorphiques ou non, rappellent, par leurs alternances de pélites, grès, petits conglomérats et niveaux calcaires, une sédimentation paralic. Les caractères généraux de celle-ci ont été résumés par J. TERCIER en 1939 de la manière suivante : "Sédimentation propre aux plateformes continentales, généralement de grande étendue, intercontinentales ou péricontinentales, soumises à un intense alluvionnement terrigène. Dépôts accumulés en partie dans le milieu marin, en partie aussi dans les milieux saumâtres et continentaux, l'ensemble montrant une intrication compliquée de ces différents types sédimentaires. Faciès marins exclusivement néritiques, caractérisés par la prédominance des roches détritiques, les roches organogènes ne jouant qu'un rôle subordonné. Subsidence considérable et le plus souvent continue, déterminant l'accumulation de séries très monotones dans l'ensemble et pouvant atteindre des épaisseurs de plusieurs milliers de mètres."

La source des sédiments cambro-ordoviciens de Colombie doit être recherchée dans des aires granitiques : les faciès à séricite, donc, potassiques, de Güejar et Quetame, les arkoses du Horst del Socorro et de Santa Isabel-Curumani, les quartzites toujours présents ne s'expliquent pas d'autre manière.

Les variations d'épaisseur des formations Güejar-Quetame de La Macarena vers l'Est (réduction) et vers l'Ouest (augmentation) prouvent bien qu'une source de sédiments correspondait à l'ancien bloc continental sud-américain, peut-être rajeuni à l'Infracambrien. Elles nous donnent aussi une première idée sur la subsidence différentielle des différentes parties du bassin. Mais dans l'état actuel de nos connaissances il serait arbitraire d'affirmer que la subsidence croissait régulièrement de La Macarena vers l'axe du

Güejar-Quetame ; il est tout aussi possible qu'elle augmentât par sauts.

Il est encore plus difficile de préciser la limite occidentale du bassin. Tout ce que l'on peut dire est que :

- les graptolites de La Cristalina (Puerto Berrio) suggèrent l'existence d'une barrière occidentale, puisque le "faciès à graptolites" a comme condition essentielle une mer calme, avec absence complète de circulation de fond et d'eaux oxygénées (O.M.B. BULMAN, 1955) ;

- les faciès gréseux et conglomératiques de la Serrania de Carpintero (Guajira) rappellent l'existence d'une terre soumise à l'érosion au NW de la côte occidentale actuelle de la dite presque île.

Il faut donc penser à l'existence d'une terre précambrienne, dont des témoins persistent sur la côte péruvienne (J. DEBELMAS et G. TROTTEREAU 1965), et qui aurait limité à l'Ouest le bassin paralique cambro-ordovicien.

Le plissement calédonien et l'âge des séries métamorphiques

Les descriptions succinctes ci-dessus montrent que j'ai attribué au Cambro-Ordovicien des roches en grande partie métamorphiques et dépourvues de fossiles ; et au Précambrien des migmatites discordantes sous elles.

Les arguments qui sont à la base de cette attribution d'âge sont indiqués ci-dessous.

A La Macarena, un socle granité (migmatites et faciès associés) est recouvert en discordance par des roches très peu métamorphiques, voire sédimentaires, qui contiennent des fossiles cambro-ordoviens. Celles-ci sont à leur tour recouvertes en discordance par du Dévonien. Cette deuxième discordance matérialise le plissement calédonien, qui s'est effectué au Gothlandien, absent ici comme d'ailleurs dans toute la Colombie.

Dans le Massif de Garzon, un socle granité est recouvert en discordance par des schistes à fossiles cambro-ordoviens (Güejar). Dans ces deux régions les questions d'âge ne se posent même pas : les schistes sont cambro-ordoviens, leur substratum précambrien.

Dans le Massif de Quetame il n'y a que des schistes avec des fossiles cambro-ordoviens (Güejar) et à la base des ectinites à séricite et chlorite non fossilifères (Quetame). Entre les deux faciès aucune discordance n'existe : c'est la raison pour laquelle, compte tenu du contexte régional, je les ai attribués, comme l'avait déjà fait D. TRUMPY (1943) au Cambro-Ordovicien. (Il existe dans le Massif de Quetame du Dévonien discordant sur les ectinites, mais cette discordance n'est pas significative ici, puisque, comme on le verra plus loin, il s'agit là de la discordance hercynienne.)

Dans le Massif de Floresta des ectinites, dont le substratum est inconnu, sont recouvertes en discordance par du Dévonien (discordance calédonienne), à son tour discordant sous du Carbonifère (discordance hercynienne). Cela donne une limite chronologique supérieure pour les ectinites : il s'agit de roches métamorphisées et plissées avant le Dévonien (en fait, Dévonien moyen). Leur limite chronologique inférieure ne peut être déduite que de corrélations régionales, mi-stratigraphiques, mi-tectoniques. Tel qu'il a été décrit, le faciès des ectinites de Floresta rappelle bien un Quetame un peu plus métamorphique. Aucune discordance, telle que celle qui se trouve à la base des ectinites à La Macarena et dans le Massif de Garzon, ne sépare en deux parties les ectinites du Floresta, on devrait s'y attendre si elles représentaient le Précambrien et le Cambro-Ordovicien à la fois. C'est pourquoi je les ai attribuées au Cambro-Ordovicien.

Dans le Massif de Santander, les ectinites sont à nouveau comprises entre deux discordances : en haut la discordance calédonienne, avec le Dévonien transgressif, en bas une discordance qui les sépare du socle granité (migmatites) sur lequel elles reposent.

On retrouve ici le cadre d'ensemble de La Macarena. A la partie supérieure des ectinites, des faciès

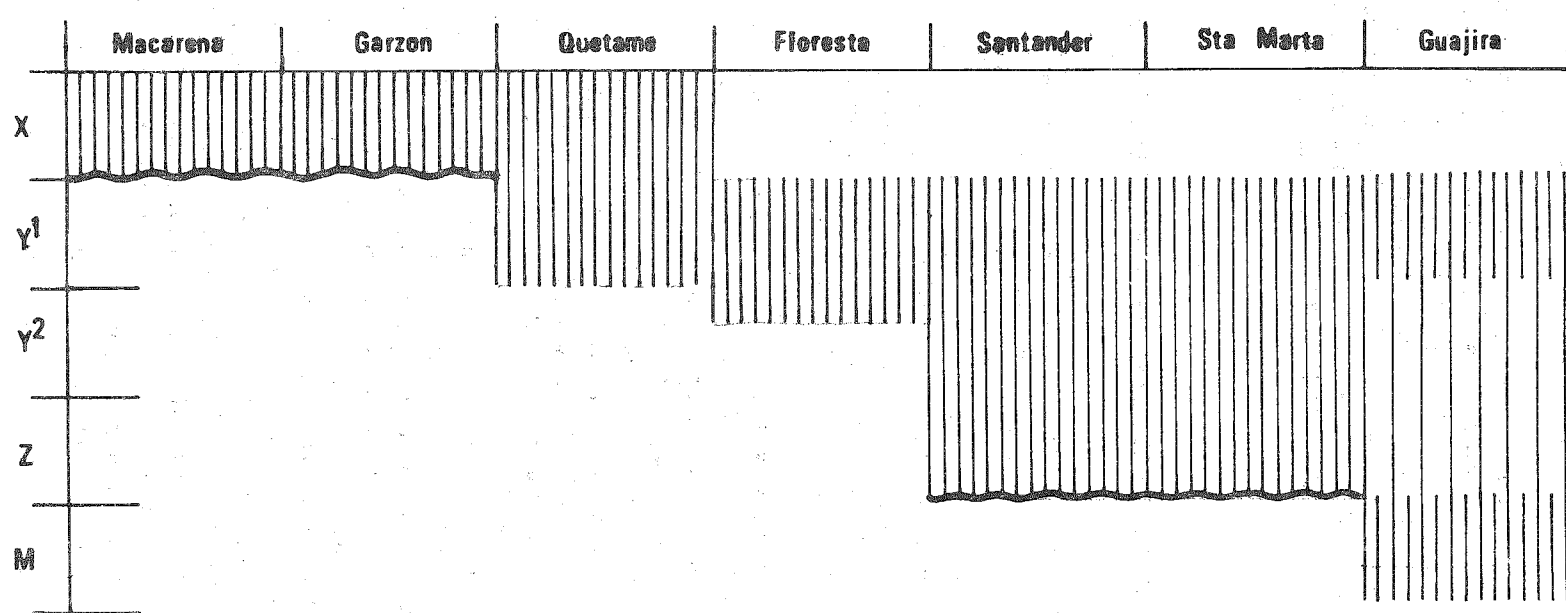


Fig. 4 - Schéma montrant le degré de métamorphisme des roches cambro-ordoviciennes dans différents massifs de l'Orient Andin colombien.
 X = schistes ; Y¹ = schistes à chlorite et séricite ; Y² = micaschistes ; Z = gneiss ;
 M = migmatites - La ligne ondulée marque leur discordance éventuelle sur le socle précambrien.

détritiques et peu métamorphiques rappellent encore le Quetame (ce qui confirme d'ailleurs la datation des ectinites de Floresta). Ces corrélations montrent que les ectinites du Santander sont cambro-ordoviciennes, leur substratum migmatique précambrien.

A la Serrania de Perijà j'ai attribué au Cambro-Ordovicien les roches légèrement métamorphiques qui se trouvent en discordance sous le Dévonien de Manaure, en raison de leur faciès qui rappelle celui du Quetame, et de cette discordance qui se présente à tout point de vue comme la discordance calédonienne de Santa Isabel-Curumani, à la terminaison NW du Massif de Santander. (Avec ces affleurements peu métamorphiques, le Cambro-Ordovicien de la Perijà semble à première vue à l'écart du cadre colombien typique, qui montre une augmentation du métamorphisme de cette série du Sud au Nord. Mais en fait cela est très satisfaisant, puisqu'ils se trouvent assez loin des grands massifs à substratum précambrien affleurant. Et en fait cela avait déjà été annoncé par les affleurements de Santa Isabel, au plongement NW du Massif de Santander, où le Cambro-Ordovicien a un faciès métamorphique correspondant au degré Quetame.

Dans le Massif de Santa Marta, la discordance calédonienne (ectinites - Dévonien) n'est pas connue. J'ai considéré ces ectinites discordantes sur un substratum migmatique comme cambro-ordoviciennes, et ce substratum même précambrien, seulement par corrélation de faciès et de gisement tectonique avec les roches correspondantes du Massif de Santander.

A la presqu'île de la Guajira, j'ai attribué au Cambro-Ordovicien à la fois les ectinites et les migmatites qui en constituent la charpente. Cette attribution d'âge tient au fait qu'entre les deux groupes il n'y a pas de discordance, les migmatites développant au contraire un métamorphisme de contact dans les ectinites. Elle s'appuie en quelque sorte aussi sur la notion de l'augmentation du degré du métamorphisme calédonien du Sud au Nord. La fig. 4 résume d'une manière schématique la répartition des faciès calédoniens dans les différents massifs de l'Orient Andin colombien.

CHAPITRE III - LES MASSIFS ANCIENS

Dans tous les massifs dont il sera question ici les roches métamorphiques anciennes sont traversées (ou couvertes) par des montées éruptives hercyniennes (granites, microgranites et rhyolites). De celles-ci il sera question plus loin : ici cependant je les signalerai, le cas échéant, pour donner tout de suite au lecteur un cadre d'ensemble le plus complet possible.

a) Le Massif de Garzon (Huila)

Sous cette dénomination les géologues colombiens désignent un ensemble de roches cristallines, couvertes au Nord par le Güejar, dont la limite est, grosso modo, une ligne fermée qui passe par les points suivants : Mocoa, Neiva, San Vicente de Caguan, Cerro Triunfo. Du point de vue géologique, il s'agit d'un horst soulevé par rapport au Tertiaire, aussi bien du côté des Llanos que du côté de la Vallée du Magdalena.

La région que ce massif occupe est malheureusement très couverte d'une épaisse forêt équatoriale, et en 1960 - 61 (L. RADELLI, 1962 e) lorsque j'ai étudié cette région une seule route la traversait, entre Altamira et Florencia, tandis que d'autres s'arrêtaient bien avant la crête de la cordillère. J'en ai dessiné une carte géologique (fig. 6) là où je disposais d'une couverture de photos aériennes (bordure occidentale) et, en plus, j'ai tracé quelques limites lithologiques sur une coupe topographique établie à la boussole et à l'altimètre le long de la route Altamira-Florencia (fig. 8).

C'est cette coupe, dont j'ai contrôlé la valeur par des itinéraires assez éloignés surtout vers le Nord, que je décrirai ici.

a₁) A la bordure occidentale du massif, entre Altamira et Guadalupe, en contrebas sur la plaine du Magdalena, affleurent, soulevées par une faille inverse, des masses plutoniques hercyniennes (syénites de Suaza et d'Altamira), que l'on retrouve même plus au Nord (granites de Garzon et de Hobo-Algeciras).

a₂) De Guadalupe à la crête de la Cordillère (Resinas), s'étend un domaine complexe de migmatites.

Il s'agit d'abord d'embranchées à amphibole, qui ont une direction générale NNE-SSW. Des replis anticlinaux font assez vite apparaître, au-dessous de ces roches, des faciès plus granitisés : épibolites, diadysites, agmatites, petites masses de granite d'anatexie. Et, dès que l'on s'approche de Resinas, ce sont celles-ci qui prédominent, accompagnées d'un cortège de pegmatites et d'aprites concordantes et discordantes.

Quelques exemples : Aux kilomètres 49-50 de la route Guadalupe-Florencia, un affleurement entaillé par le torrent qui coule à proximité de la route montre des poches irrégulières de granite dans des amphibolites injectées. Sur le même affleurement il est possible de voir comment se fait la substitution progressive du néosoma acide au paléosoma basique. Dans un cas à un bloc d'amphibolite se substitue progressivement un front acide centripète ; du centre du bloc lui-même vers l'extérieur on trouve successivement :

amphibolite - gabbro - diorite - tonalite - granite presque hololeucocrate. Dans un autre bloc le néosoma pénètre en plus dans l'amphibolite suivant des plans orientés et à la faveur de petites diaclases, ce qui donne lieu à une texture plus ou moins embréchitique.

Au km 51 l'alternance régulière de couches basiques et granitiques des embréchites proprement dites, est interrompue par la présence d'une couche importante, quelque 50 m, encore concordante, de granite clair, dont la masse quartzo-feldspathique est parsemée d'épaves amphiboliques parallèles à la schistosité des embréchites.

Au km suivant (52) les poches irrégulières de granite d'anatexie dans une trame d'embréchite sont la règle. Au km 56 le matériel acide constitue non seulement des intercalations concordantes mais il recoupe à l'emporte-pièce les roches amphiboliques. Le domaine des migmatites hétérogènes est atteint.

Dans tous ces affleurements des pegmatites tardives traversent l'ensemble des roches.

Un exemple très intéressant montrant la manière selon laquelle se développe la granitisation a été observé, plus au Nord, sur la route Garzon-Puerto Rico. Ici une couche amphibolique (+ 1,20 m) subsiste dans les embréchites. Les embréchites elles-mêmes sont constituées par une alternance de lits presque entièrement à amphibole et de lits quartzo-feldspathiques avec parfois un peu de minéraux mélanocrates, d'ailleurs non orientés. Dans la couche amphibolique un boudinage s'est produit, dont l'évolution amène la formation d'une agmatite. Le boudinage fut évidemment favorisé par une tension disjonctive ayant affecté la couche amphibolique. La formation de l'agmatite comprend les étapes suivantes : d'abord le néosoma acide se mit en place, en concordance, dans le paléosoma amphibolique ; ensuite il y pénétra à la faveur de fractures. De petits plis encore reconnaissables montrent que les charnières sont des lieux d'accumulation privilégiés du matériel granitique.

Composition minéralogique des roches amphiboliques.

Les minéraux qui constituent essentiellement ces roches sont : pour le néosoma, quartz, microcline, plagioclase, et parfois biotite ; pour le paléosoma, amphibole. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite et, dans les parties plus riches en amphibole, des oxydes de fer opaques.

La proportion relative de ces minéraux est très variable de faciès en faciès et même d'un point à l'autre d'un faciès microscopique.

L'amphibole constitue la presque totalité (90 - 95% des blocs basiques des agmatites et de certains niveaux de paléosoma préservés dans les roches néoformées de caractère anatectique ; passant par des pourcentages intermédiaires dans les embréchites, elle rejoint des pourcentages très faibles (5 - 10 %) et elle finit par disparaître entièrement dans les intercalations de granite.

Dans toute la région étudiée elle présente les mêmes caractères optiques, propres à une amphibole un peu sodique : pléochroïsme du jaune presque incolore au vert pâle ou, plus rarement, bleuâtre, et angle d'extinction Z ; $c = 8 - 10^\circ$. La proportion de plagioclase augmente en raison inverse de l'amphibole. Il a en général une composition An 25 et il forme des cristaux idiomorphes maciés albite ou, plus rarement, albite - péricline. Le zonage est rare ou absent.

Dans certains échantillons j'ai noté quelques plagioclases basiques, entièrement saussuritisés, qui semblent appartenir au paléosoma des roches.

Le microcline est très abondant aussi bien dans les embréchites, que dans les intercalations de granite. Sa quantité peut être prise comme mesure de la granitisation. Il se trouve toujours en cristaux xénomorphes, à tendance porphyroblastique. Il est toujours micropertthitique, les micropertthites étant de différents types.

Lorsque le microcline est en contact avec le plagioclase celui-ci se charge de myrmékites.

Le quartz, absent dans les amphibolites, devient abondant dans les roches granitisées. Il constitue des cristaux xénomorphes parfois très grands. Il se moule sur les autres minéraux, qu'il corrode.

La biotite se présente occasionnellement et elle est associée aux minéraux du néosoma : il s'agit

d'une biotite symplectique à fort pléochroïsme et à terminaison dactylitique.

Les relations mutuelles des différents minéraux indiquent l'ordre paragénétique suivant : amphibole - biotite - plagioclase - microcline - quartz.

a₃) A l'Est de Resinas les migmatites amphiboliques disparaissent presque entièrement et leur place est prise par des roches granitiques hololeucocrates ou presque (abstraction faite de certaines masses basiques dont il sera question ci-dessous). La transition se fait par l'intermédiaire d'une zone dans laquelle affleurent des faciès pegmatitiques, très altérés.

Sur de vastes affleurements il est possible d'observer des figures rappelant une texture schisteuse : traînées diffuses d'oxydes jaunâtres pulvérulents qui semblent représenter des reliques ou des fantômes des minéraux basiques de l'ancienne roche avant sa granitisation.

Ici et là on trouve des termes intermédiaires de la granitisation : panneaux d'embranchites préservés par le granite, ou aussi, lits plissotés d'amphibolites emballés dans le granite qui en plus y forme des poches. Dans un autre cas j'ai aussi observé dans le granite des grenats, disposés en lits parallèles.

Là où ces roches ne sont pas altérées, il est possible de reconnaître trois systèmes de diaclases : le premier N30°E vertical, le deuxième à pendage 50°E, le dernier à pendage 30°NW.

Composition minéralogique du granite d'anatexie.

Le granite d'anatexie, qu'il convient d'appeler granite de Gabinete, se compose essentiellement de quartz, microcline et oligoclase.

Dans cette masse acide se trouve parfois un peu d'amphibole ou de biotite et (mais cela seulement exceptionnellement) un peu de pyroxène rhombique. La structure de la roche est cristalloblastique, à tendance porphyroblastique par suite du développement du microcline. Le microcline est xénomorphe, comme le quartz ; l'oligoclase est sub-idiomorphe. Très fréquentes y sont les myrmékites, les micropegmatites et les microperthites.

Cortège filonien acide.

Des filons acides traversent en toutes directions les roches granitisées. Comme je l'ai déjà noté, ils deviennent de plus en plus fréquents au fur et à mesure que l'on s'approche du granite d'anatexie et ils y sont très denses.

Il s'agit d'aprites et de pegmatites, celles-ci l'emportant sur les premières. Les aprites se composent de quartz, microcline et plagioclase. Les pegmatites renferment ces mêmes minéraux avec en plus de la biotite, en belles lames. Leur répartition géographique montre bien que ces roches sont liées à la granitisation.

a₄) Roches magmatiques basiques dans le granite d'anatexie.

Laissant pour l'instant de côté l'étude des roches basiques filoniennes, qui à cause de leur importance pour la reconnaissance de l'évolution pétrographique du massif, feront l'objet du prochain paragraphe, je traiterai ici des roches mélanocrates du versant est du massif, qui affleurent entre les km 79 et 103 de la route Altamira-Florencia.

Il s'agit de roches ignées basiques qui constituent des corps irréguliers dans le granite d'anatexie, ou granite de Gabinete.

Parfois, à proximité du contact avec le granite lui-même, elles sont un peu injectées et elles ont alors une texture d'embranchites rubanées ou un peu ocellées, texture qui disparaît assez vite (quelques dizaines de mètres au plus) vers l'intérieur de leur masse.

Les parties non injectées de ces roches se composent de plagioclase (andésine - labrador) idiomorphe, amphibole (hornblende verte), parfois un peu de pyroxène, avec orthose et quartz subordonnés. Les petits lits ou filonnets de néosoma des parties périphériques injectées se composent de quartz, oligoclase et mi-

crocline.

Les minéraux accessoires sont : zircon, sphène, magnétite, et, parfois, apatite.

Telles que je viens de les décrire, ces masses semblent bien être plus anciennes que l'anatexie. Cette idée est d'ailleurs confirmée par l'étude du cortège filonien basique qui suit.

a5) Cortège filonien basique.

Des corps filoniens en général subverticaux et de puissance très variable (de moins d'un mètre jusqu'à quelques dizaines de mètres) se trouvent dans tous les niveaux de la série décrite.

Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, labrador, hornblende, parfois biotite et pyroxène, un petit peu de quartz ; minéraux accessoires : zircon et sphène.

Leur structure est holocristalline hypidiomorphe, microgrenue.

D'une façon générale, les filons moins puissants sont aussi les plus basiques.

Les relations de ces roches avec les roches granitiques environnantes sont parfois faciles à reconnaître et il semble bien que ces corps sont antérieurs à la granitisation : des pegmatites les recoupent ; des injections granitiques les traversent ; des substitutions progressives existent aussi ; le matériel granitique y pénètre parallèlement aux salbandes.

Au km 75 de la route Altamira-Florencia, deux de ces filons basiques assez proches et convergents isolent entre eux, à l'intérieur du granite d'anatexie, un volume rempli par des roches moins granitisées que la masse générale environnante, dont elles se différencient aussi par une texture schisteuse encore bien reconnaissable.

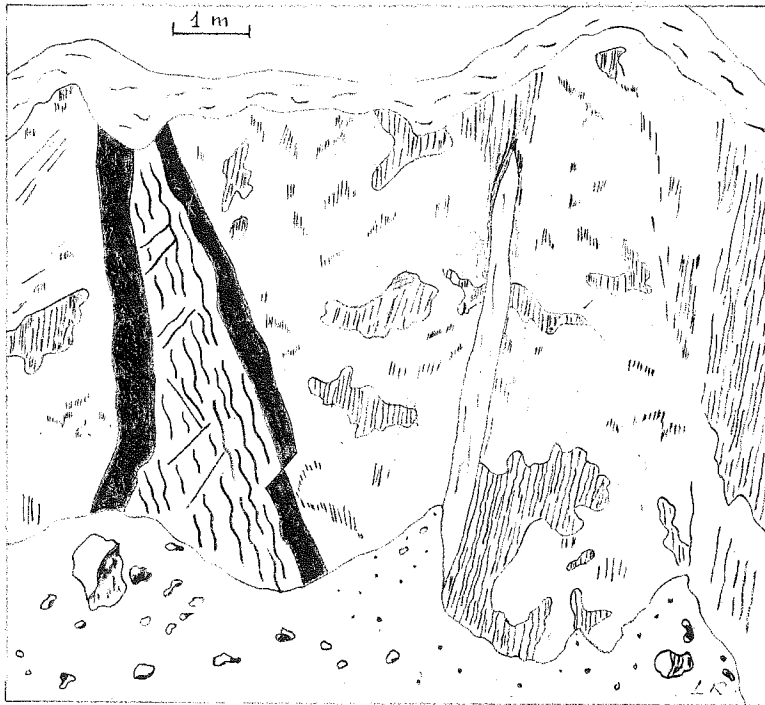


Fig 5 - Filons basiques (en noir) dans le granite d'anatexie isolant une roche plus schisteuse (km 75 de la route Altamira-Florencia).

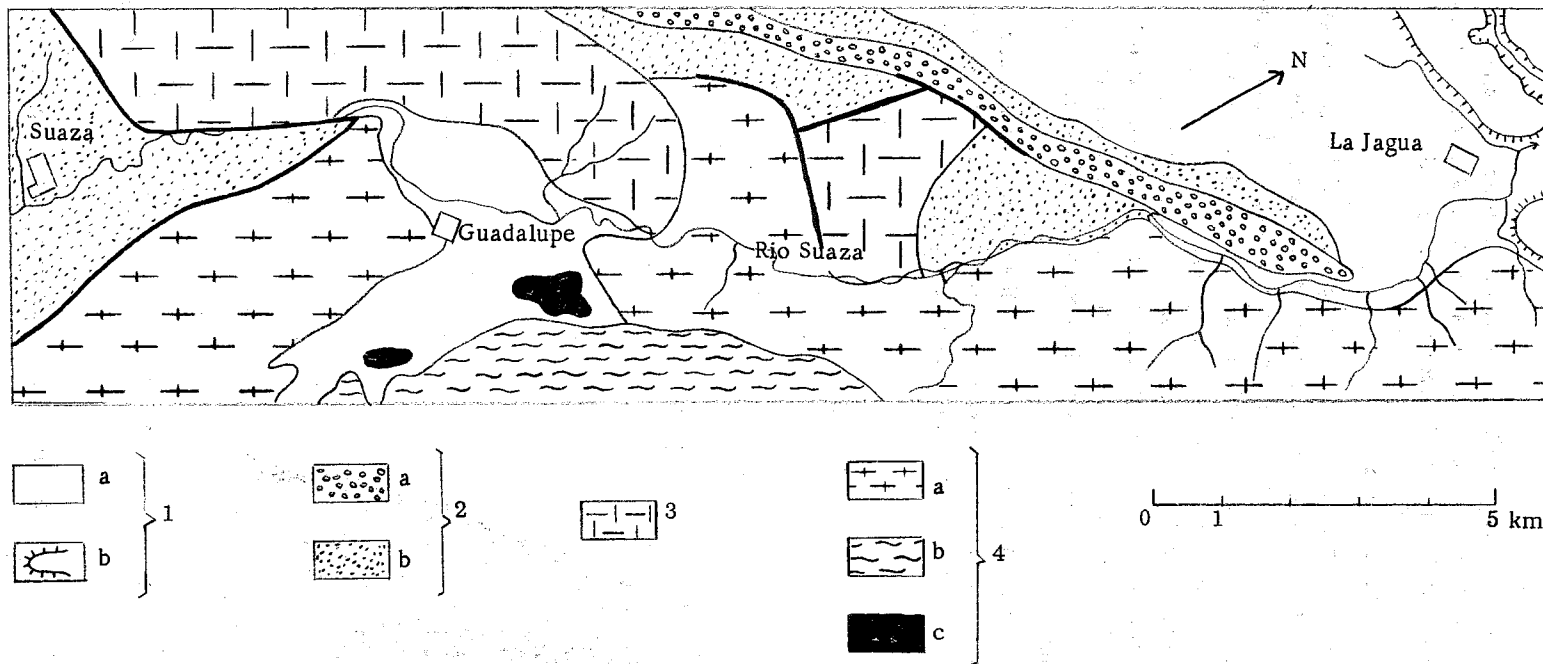


Fig 6 - Schéma géologique du Massif de Garzon dans le secteur de Guadalupe (Huila) - 1a) - Tertiaire et Quaternaire - 1b) - Terrasses - 2) - Groupe Giron : a) conglomérats, b) grès - 3) - Syénites hercyniennes - 4) - Massif ancien : a) Migmatites homogènes, b) Migmatites hétérogènes, c) Granite d'anatexie.

Au km 114 de la même route, (Fig. 7) un affleurement spectaculaire montre dans le granite d'anatexie de W à E :

- un filon basique subvertical d'où partent deux apophyses subhorizontales, envahies par le matériel granitique parallèlement aux salbandes ;
- une zone dans laquelle le granite d'anatexie présente la pseudo-schistosité dont il a été question plus haut ;
- deux nouveaux filons basiques au sein desquels un fragment de biotite amphibolique a été préservé de la granitisation principale ;
- l'un de ces filons est "rongé" par le granite ;
- deux pegmatites recoupent le granite, les filons basiques et les roches plissées encadrées par ces derniers,

De cette série d'observations on peut en déduire que les filons basiques sont antérieures à la granitisation et que vis-à-vis de celle-ci ils ont joué le rôle plus ou moins efficace d'écran. En effet, les panneaux entre ces filons rapprochés sont pratiquement indemnes de la granitisation principale.

Les phases pegmatitiques tardives de la granitisation ont pu elles traverser toutes les roches précédentes, y compris les filons basiques. Leur mise en place s'est vraisemblablement opérée au cours et à la faveur d'une phase tectonique. Enfin le matériel acide s'est fréquemment accumulé dans les charnières des plis des septa schisteux, sans doute par infiltration le long des plans de schistosité.

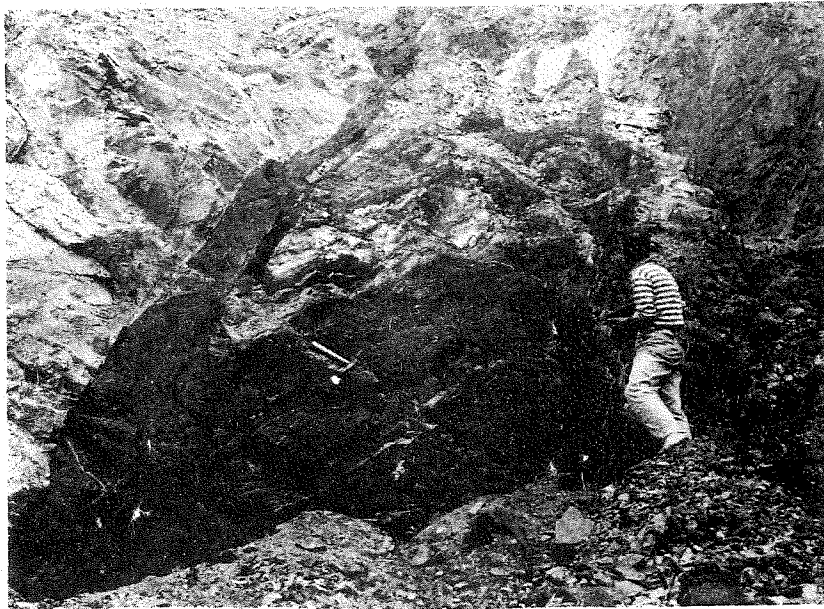


Fig. 7 - Massif de Garzon, km 114 de la route Altamira - Florencia : filons basiques dans le granite d'anatexie, isolant une roche schisteuse plissée (explication dans le texte).

a₆) Conclusion.

D'après mes observations, le Massif de Garzon est constitué par les roches suivantes (Fig. 8) :

- à l'W - M¹, embréchites rubanées (de Guadalupe aux environs de Resinas) ;
- à la partie axiale - M², migmatites hétérogènes (épibolites, diadysites, agmatites, petites masses de granite d'anatexie) (aux environs de Resinas notamment) ;
- à l'E - M³, granites d'anatexie hololeucocrates avec intercalations de roches ignées basiques pré-anatexiques (des environs de Resinas au km 118 de la route Altamira - Florencia).

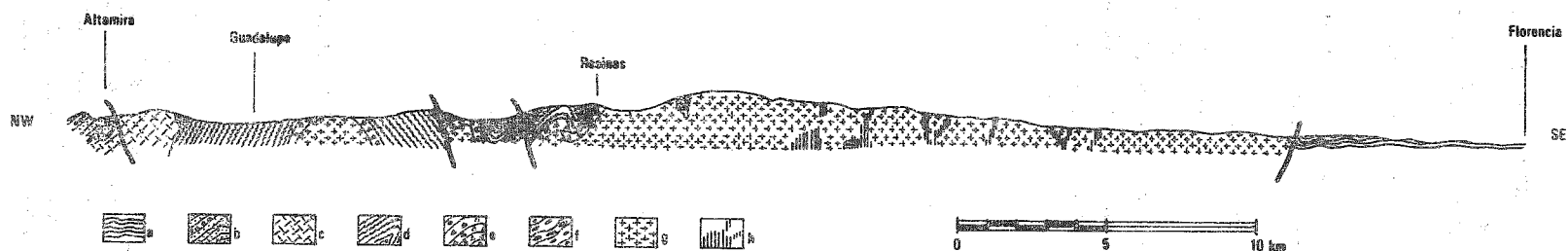


Fig. 8 - Coupe schématique du Massif de Garzon entre Altamira et Florencia.

- a) - Tertiaire des Llanos ; b) - Groupe Giron ; c) - Syénites hercyniennes ;
- d) - Migmatites homogènes ; e) - Migmatites hétérogènes ; f) - Zone à pegmatites ;
- g) - Granite d'anatexie ; h) - Masses basiques antérieures à l'anatexie.

b) Massif de Quetame

Jusqu'aux travaux cartographiques récents de G. RENZONI (G. RENZONI, 1965) les roches métamorphiques du massif de Quetame étaient représentées (voir fig. 9) sous forme d'un corps lenticulaire allongé NW - SE et relativement étroit (quelque 30 km de largeur maximum, pour une longueur totale de quelque 220 km).

En fait une telle continuité n'existe pas et il s'agit plutôt d'une série de coupes qui affleurent le long de cet axe, sous une couverture tantôt paléozoïque, tantôt mésozoïque (crétacé surtout), comme il est montré sur la fig. 9, pour sa partie centro-septentrionale. Du point de vue pétrographique, les roches métamorphiques de ce massif, sont en général très monotones : schistes à chlorite et séricite avec de nombreuses intercalations de quartzites fins. Cependant cette monotonie est totale seulement à l'observation macroscopique et l'étude microscopique des échantillons permet en fait de reconnaître au sein de la série quelques faciès particuliers.

b₁) Coupe San Juanito-Laguna del Guajaro

Cette coupe montre le faciès normal des schistes de Quetame : il s'agit de schistes à chlorite et séricite très fins, plissotés, avec des intercalations de quartzites également fins.

La composition minéralogique des schistes est la suivante : minéraux essentiels : quartz, chlorite, séricite ; minéraux accessoires : graphite, oxydes opaques. Le quartz est en amas finement granoblastiques. Chlorite et séricite constituent un feutrage trapu de petites lamelles mais la chlorite se trouve parfois aussi en gros agrégats lenticulaires, qui semblent provenir de l'altération de minéraux préexistants .

Une schistosité, qui semble bien être une schistosité de plan axial, est reconnaissable dans ces roches, qui est en général oblique par rapport à la stratification.

Les minéraux phylliteux ont pris naissance dans les plans de stratification mais aussi dans les plans de schistosité et ils se développent notamment dans les microplis liés à celle-ci.

Par conséquent, une lame mince taillée perpendiculairement à la stratification fait voir deux séries de minéraux phylliteux, l'une oblique par rapport à l'autre.

Lorsque la schistosité se rapproche de la stratification (couches verticales ?) les lits de minéraux phylliteux deviennent plus importants, parce que l'on a la somme de ceux nés dans la stratification et de ceux nés dans la schistosité : cela donne à l'observateur l'impression d'avoir affaire à une roche un peu plus métamorphique que d'habitude.

Les quartzites associés à ces roches contiennent les mêmes minéraux, mais le quartz y joue un rôle de loin le plus important. Leur épaisseur peut atteindre 50 m.

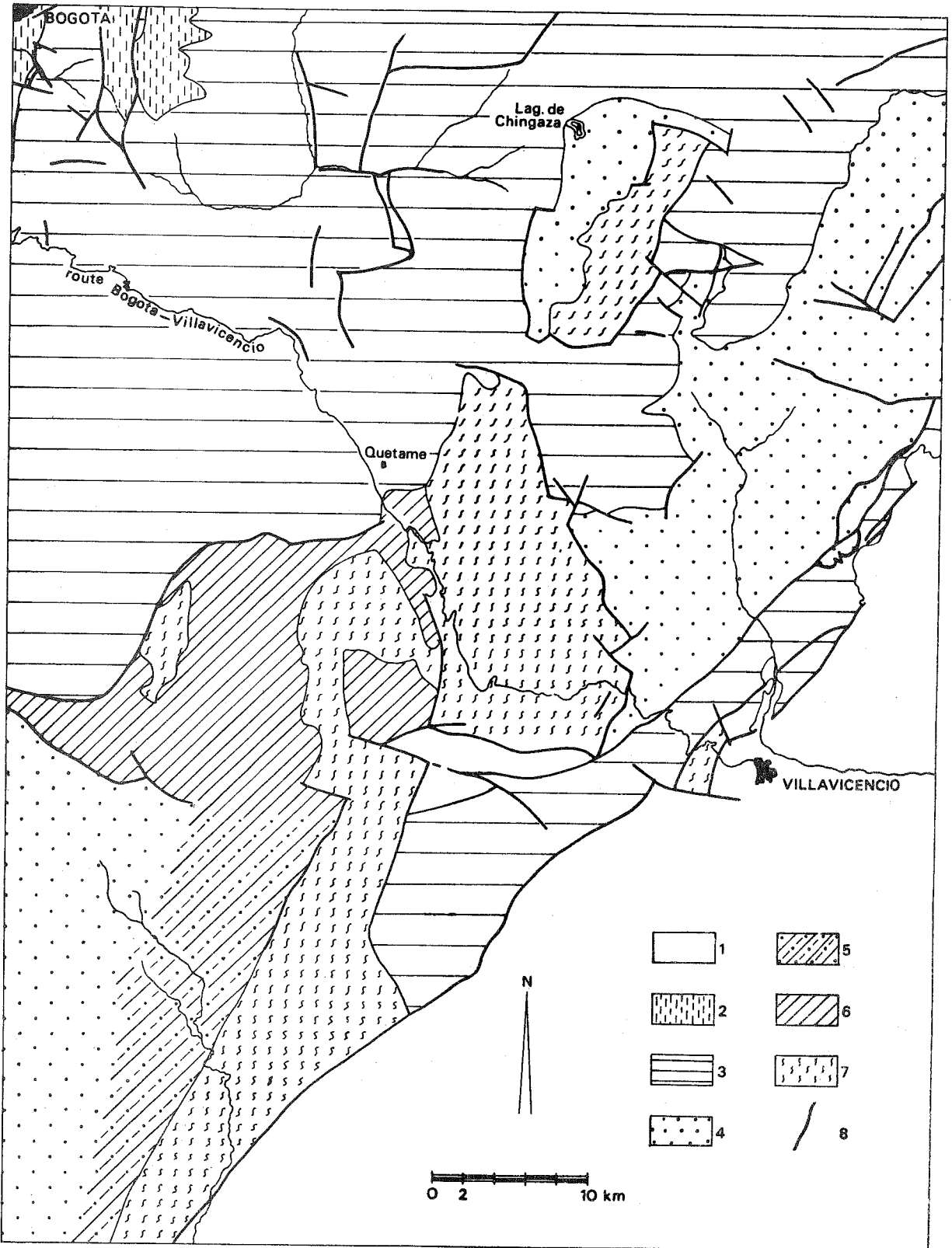
b₂) Le long de la coupe fournie par la partie centrale de la route de Bogotá-Villavicencio, les roches métamorphiques sont constituées par des schistes de même faciès que ceux que je viens de décrire.

Mais dans ces schistes s'intercalent plus fréquemment des couches de quartzites, dont la plus importante est celle de Naranjal ("Arenisca de Naranjal" des géologues colombiens), qui est très cataclastique et constituée par de gros quartz granoblastiques étirés et par un peu de séricite.

b₃) Au Nord de cette route, dans la région de Mesalinda, en direction de la terminaison septentrionale de ce bloc, des échantillons de roches plus métamorphiques ou de faciès particulier ont été trouvés en éboulis par G. RENZONI. Il s'agit de gneiss à deux micas et de schistes à actinotremolite, hornblende et épidote, associés d'ailleurs aux schistes de faciès normal décrits plus haut.

Les gneiss se composent essentiellement de quartz, muscovite, biotite presque entièrement chloritisée, microcline et plagioclase, accessoirement d'épidote, apatite, oxydes opaques.

Le quartz est granoblastique. La muscovite, qui est le mica le plus abondant, est disposée en lits



parallèles mais aussi, parmi ceux-ci, en microplis en chevrons, dont le plan axial est parallèle mais dont les flancs sont obliques à ces mêmes lits. Dans ces structures il y a accumulation de la muscovite notamment dans les charnières.

Avant sa chloritisation, la biotite devait constituer de belles lames, mais à présent il n'en reste que de petites reliques.

Le microcline est xénomorphe et poeciloblastique. Il est associé à la muscovite et donne lieu parfois à des accumulations également dans les charnières de ses plis.

Le plagioclase est une oligoclase, maclée albite, xénomorphe, poeciloblastique et un peu séricitisée. L'épidote se trouve en petits granoblastes associés aux micas.

L'apatite est rare, les oxydes opaques (magnétite, hématite ?) sont plus répandus et disséminés sans ordre.

Les schistes à amphibole se composent des minéraux essentiels : trémolite-actinote (pléochroïsme faible, vert bleu à vert jaunâtre clair à incolore, $Z : c = + 15^\circ$), hornblende subordonnée (pléochroïsme plus vif, $Z : c = + 20^\circ$), épidote, quartz, plagioclase (oligoclase ?) ; et des minéraux accessoires : sphène et oxydes opaques. La structure est granoblastique à nématoblastique.

La trémolite-actinote est aciculaire et parfois fibreuse et elle constitue, avec la hornblende granoblastique, la trame de la roche.

Les épidotes très abondantes, sont granoblastiques. Le quartz est granoblastique et à mosaïque. Le plagioclase est xénomorphe, poeciloblastique et quelquefois maclé albite. Le sphène est le minéral accessoire le plus répandu. Il est toujours idiomorphe.

b4) J'appelle roches "métablastiques" tous les faciès de roches qui présentent des porphyroblastes de feldspaths et de quartz (parfois de micas) secondaires. Ces porphyroblastes se développent dans une trame quelconque métamorphique ou non, qui reste plus ou moins passive, et au sein de laquelle ils s'individualisent parfaitement. Leur développement peut même donner localement de véritables granites.

Des roches de ce genre se trouvent dans notre région.

G. RENZONI a récolté, au nord de la route Bogotà-Villavicencio, en éboulis, des échantillons dont la trame est celle des quartzites fins à séricite et chlorite normaux du massif (minéraux essentiels : quartz, séricite, chlorite ; minéraux accessoires : épidote et un peu de calcite), dans laquelle on trouve beaucoup de porphyroblastes de quartz en yeux et lentilles, de microcline poeciloblastique et le plus souvent microperthitique, et de plagioclase (oligoclase) maclé albite.

Des étudiants de la Faculté des Sciences de Bogotà m'avaient rapporté, de la même région, en 1961, d'autres échantillons semblables.

Il s'agit d'une roche à trame fine de micaschistes à biotite (minéraux essentiels : quartz, biotite, séricite ; minéraux accessoires : épidote, minéraux opaques, tourmaline) dans laquelle se développent encore des porphyroblastes de quartz, de microcline microperthitique et poeciloblastique et d'oligoclase. (La biotite est sans doute antérieure au microcline, mais on ne peut dire si elle est aussi un minéral "métablastique" ou non).

Fig. 9 - Carte géologique schématique de la partie centrale du Massif de Quetame (selon G. RENZONI)

- 1 - Tertiaire et Quaternaire des Llanos ; 2 - Tertiaire de Bogotà ; 3 - Crétacé
- 4 - Carbonifère ; 5 - Dévonien + Carbonifère ; 6 - Dévonien ; 7 - Roches métamorphiques calédoniennes (Quetame) ; 8 - Failles.

b₅) Des schistes à chlorite et séricite, avec des quartzites intercalés, tels que ceux que j'ai décrits plus haut, se trouvent également sous le Dévonien dans la région de Gutierrez.

Les géologues colombiens ont l'habitude de distinguer dans ces roches une partie inférieure verte, et une supérieure violette. En fait l'étude microscopique des échantillons montre qu'il y a de bas en haut une très légère diminution de l'intensité du métamorphisme. Cela se traduit surtout par une plus faible proportion des minéraux phylliteux. La couleur violette, par contre, ne tient pas, à mon avis, à une composition minéralogique différente, mais plus probablement à une coloration secondaire (eaux percolatrices dans les grès rouges carbonifères ?).

Les autres parties du massif de Quetame sont encore très mal connues : cela tient peut-être au fait que l'indéniable monotonie des faciès que présentent macroscopiquement ces roches n'a pas encouragé les géologues à des études plus fines. Tous les auteurs (H. BÜRGL 1960 ; R. SCHEIBE in E. A. SCHEIBE, 1938 ; D. TRUMPY 1943) parlent simplement de schistes peu métamorphiques ; seul R. SCHEIBE signale avoir remarqué en éboulis dans le Rio Humea des schistes tachetés, dont l'origine est probablement liée aux intrusions hercyniennes des Farallones de Medina.

b₆) Une coupe mieux connue est, plus au Sud, celle de la Quebrada La Cristalina, à l'W de San Martín (L. RADELLI 1962 ; G. UJUETA 1964), dans sa partie orientale.

On y rencontre d'E à W (en série inverse et avec pendage ouest) : des cipolins (180 m), des amphibolites (180 m), puis, séparés des amphibolites par une mince intercalation calcaire (cipolins), des schistes métablastiques (800 m).

Les cipolins sont stratifiés en lits de 8 - 10 cm de puissance ; ils sont à grain assez fin et plus ou moins dolomitiques, comme l'ont montré des analyses chimiques.

Les amphibolites sont constituées par une trame d'actinote plus ou moins chloritisée et lessivée, dans laquelle prend place un peu de quartz et les minéraux accessoires ilménite, sphène et oxydes opaques.

Les schistes métablastiques sont constitués par une trame de schistes graphiteux à séricite, parfois calcaires, quartziques, dans laquelle se sont développés des porphyroblastes de quartz, de microcline micropertitique, de plagioclase (oligoclase-andésine) et parfois muscovite.

Conclusions

J'ai voulu montrer ci-dessus que le massif de Quetame des géologues colombiens est à tous points de vue plus compliqué que ce que l'on pensait jusqu'à présent. D'une part il ne s'agit pas d'un corps tout à fait continu, mais plutôt, du moins dans la partie qui se trouve à la latitude de Bogotá, d'un chapelet de blocs, à caractère anticlinal, qui ressortent le long d'un axe NW - SE de leur couverture sédimentaire paléo-mésozoïque. L'allure de ces blocs n'est pas sans rappeler à première vue des soulèvements axiaux.

D'autre part la monotonie pétrographique des roches métamorphiques qui le constituent, ou qui les constituent, est assez superficielle. L'étude microscopique d'échantillons macroscopiquement identiques ou presque montre de nombreux faciès particuliers, parmi lesquels les "métablastites" semblent être assez largement répandus.

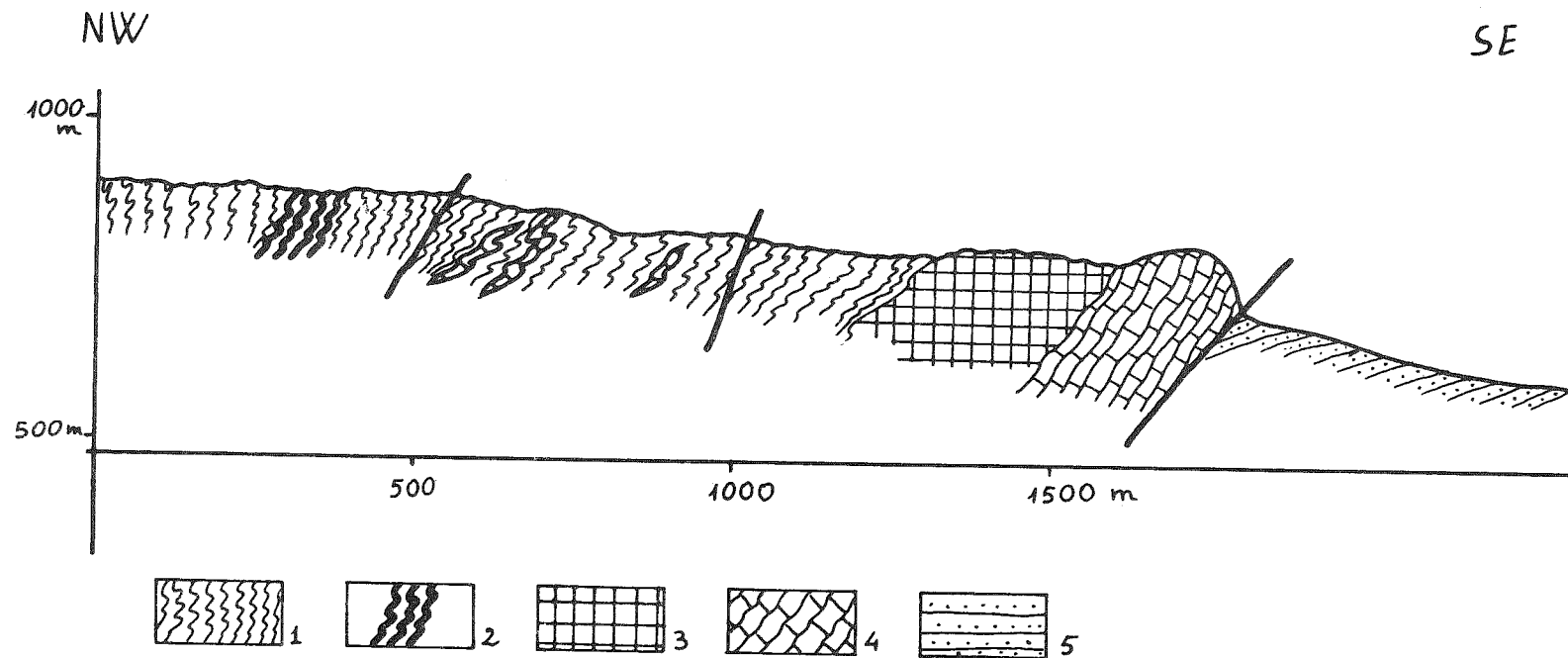


Fig. 10 - Coupe schématique de la Quebrada La Cristalina.

- 1) - Roches métabasiques avec lentilles de cipolins ; 2) - idem, graphiteuses ;
 3) - Amphibolites ; 4) - Cipolins ; 5) - Tertiaire des Llanos.

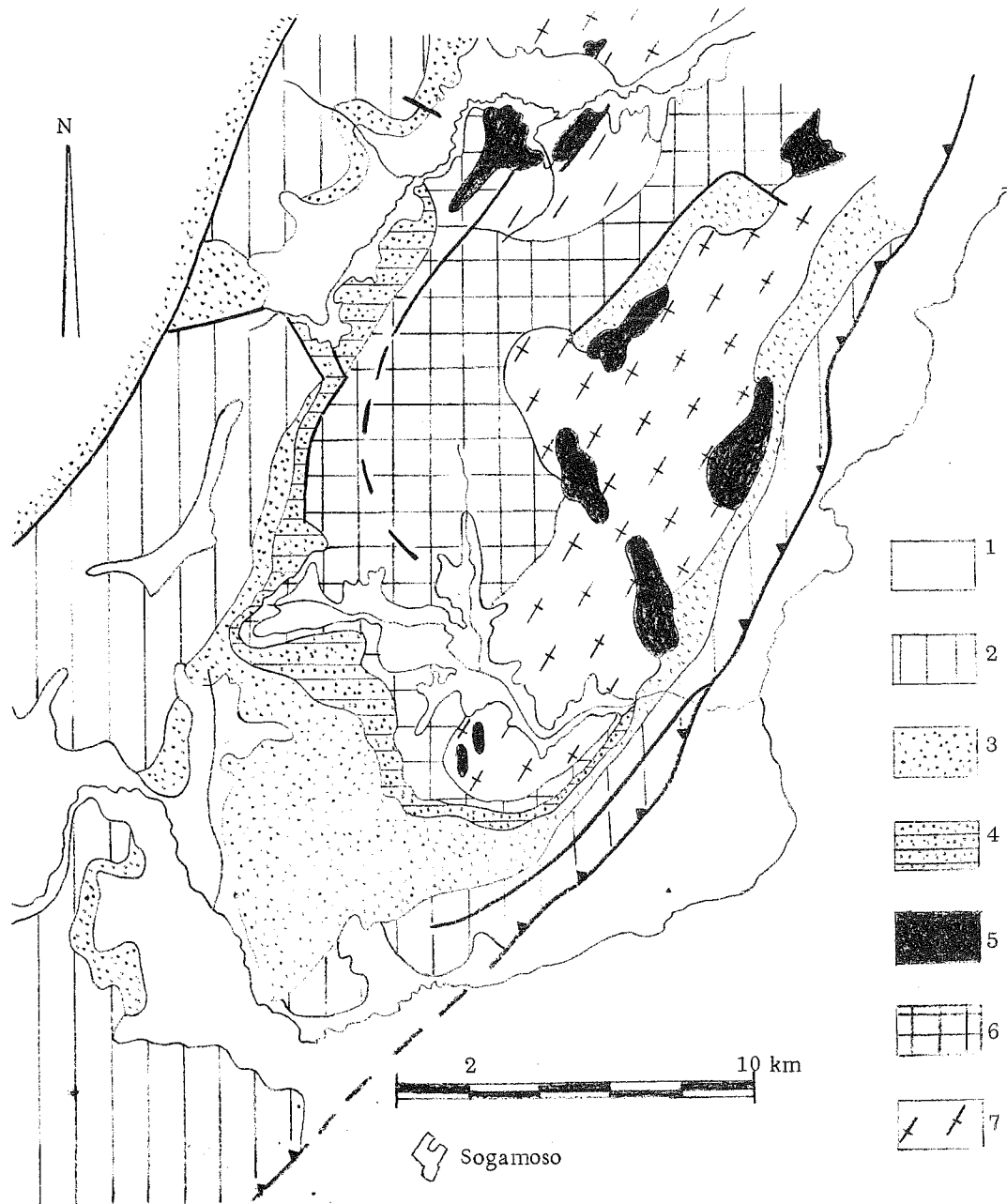


Fig 11 - Schéma géologique du Massif de Floresta -

1 - Tertiaire et Quaternaire - 2 - Crétacé - 3 - Form. Giron (Trias Jurassique ?) - 4 - Form. Cuche (Permo ? Carbonif. ?) - 5 - Granites hercyniens - 6 - Form. Floresta (Dévonien) - 7 - Roches métamorphiques

c) Massif de Floresta.

Les données sur les roches métamorphiques du Massif de Floresta (appelé aussi Massif de Guantiva) sont très réduites ; seul G. BOTERO RESTREPO (1950) les a décrites de façon sommaire.

D'après cette description, la carte géologique annexée (fig. 11) et les photos de terrain reproduites, ces roches métamorphiques sont représentées par des micaschistes à biotite (minéraux essentiels : quartz, biotite chloritisée ; minéraux accessoires : oxydes opaques), qui à proximité des intrusions granitiques hercyniennes sont transformés en gneiss à sillimanite.

Ces schistes sont plissotés et contiennent dans les plans de schistosité des lits lenticulaires de quartz, dont la puissance varie de 0,05 m à 2-3 mètres. Les photos 1 et 2 de la planche LVII de G. BOTERO RESTREPO (1950) montrent bien que ces lits de quartz (d'après cet auteur des "sills" émanés d'intrusions hercyniennes) sont en fait des nourrissages de plis d'entraînement.

La description pétrographique de G. BOTERO RESTREPO ne donne certainement pas une idée complète des faciès de la série métamorphique du massif de Floresta. En 1962 j'ai eu l'occasion d'examiner, malheureusement d'une manière très rapide, des échantillons qu'y avait ramassés Mr. H. BÜRGL ; j'ai pu constater que des quartzites et, probablement, des gneiss très quartziques y existent également.

Ces roches métamorphiques forment grosso modo une coupole lenticulaire (environ 20 km de longueur suivant NNE - SSW, pour une largeur maximum de 7,5 km en correspondance avec l'Alto de Otenga). Elle se ferme un peu au NE de l'Alto del Chulo et au SW de Busbanzá (voir carte fig. 11). La coupe de la fig. 12 donne une idée de la structure d'ensemble de la région. Du point de vue morphologique, le compartiment constitué par les roches métamorphiques est caractérisé par un relief mou, à pentes douces et arrondies, mais en même temps par un ravinement intense et des vallées encaissées, ravinement probablement favorisé par le déboisement.

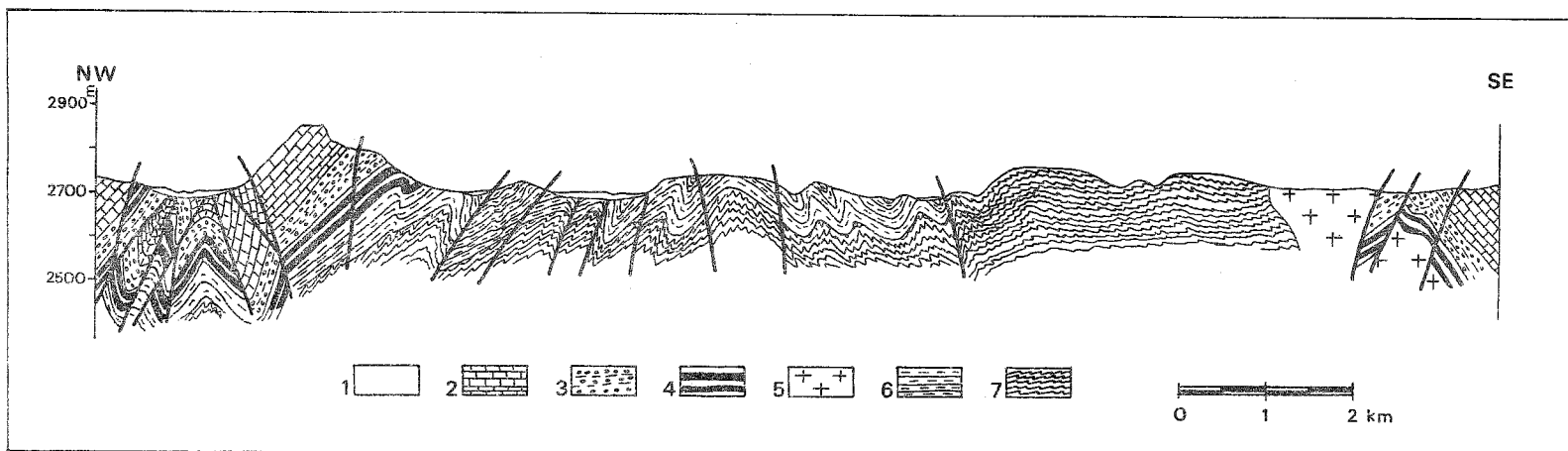


Fig. 12 - Coupe du Massif de Floresta entre Santa Rosa de Viterbo, Floresta et Corrales.

- 1) - Quaternaire ; 2) - Crétacé ; 3) - Formation Giron ; 4) - Formation Cuche (Carbonifère) ; 5) - Granite hercynien ; 6) - Formation Floresta (Dévonien) ; 7) - Ectinites calédoniennes.

d) Massif de Santander

La littérature géologique colombienne est très pauvre sur ce massif ; il n'a pas attiré beaucoup l'attention des géologues colombiens, qui ont été presque toujours des stratigraphes et donc bien plus intéressés par les belles séries crétacées et tertiaires fossilifères qu'aux roches anciennes du "vieux socle".

Avant mes reconnaissances, d'ailleurs rapides, en 1961-62, seuls H. STILLE (1907) et E.A. SCHEIBE (1938) en ont donné quelques descriptions très sommaires, celles de E.A. SCHEIBE étant accompagnées d'une carte géologique.

La note de H. STILLE, qui s'intéressa surtout à la tectonique de la vallée du Magdalena et des cordillères Centrale et Orientale, n'a plus qu'un intérêt historique, par suite surtout de l'imperfection de ses données stratigraphiques. Le travail de E.A. SCHEIBE, basé en partie sur des observations posthumes de son père R. SCHEIBE, est plus intéressant, mais également dépassé en raison de l'évolution des idées stratigraphiques. D'ailleurs, comme il le signale lui-même, il s'agit là encore de résultats obtenus au cours d'un certain nombre de voyages d'exploration, dans des conditions matérielles pénibles et bien plus rudes que celles que le géologue peut connaître aujourd'hui.

Ces deux auteurs sont souvent d'avis bien différent sur la répartition des roches le long d'une même coupe. Il n'en reste pas moins qu'ils ont jeté les premières bases des études ultérieures de cette importante région. Celle-ci, après cette époque déjà ancienne, a été visitée par quelques géologues, mais avec des buts précis, surtout économiques, peu propres à des études géologiques systématiques et au lever d'une véritable carte géologique.

Dans les pages qui suivent je me propose d'en donner un premier cadre d'ensemble, que j'ai établi d'après mes propres observations de terrain (et de laboratoire pour ce qui regardé la partie pétrographique) avec, comme point de départ, la carte géologique de E.A. SCHEIBE, les descriptions et les coupes géologiques de ce même auteur et de H. STILLE, ainsi que la carte géologique de Colombie (édition de 1944). Je me suis efforcé de compléter autant que possible ces données, de les situer dans la stratigraphie actuelle et de décrire les roches cristallines d'une façon plus précise et moderne. J'ai pu mettre en lumière pour la première fois, l'existence dans ce massif, de la discordance calédonienne déjà citée. J'ai pu également, comme on le verra par la suite, démontrer que les roches éruptives appartiennent au cycle hercynien et donner d'autres précisions pétrographiques. Néanmoins, un très grand travail reste à accomplir, surtout au point de vue cartographique.

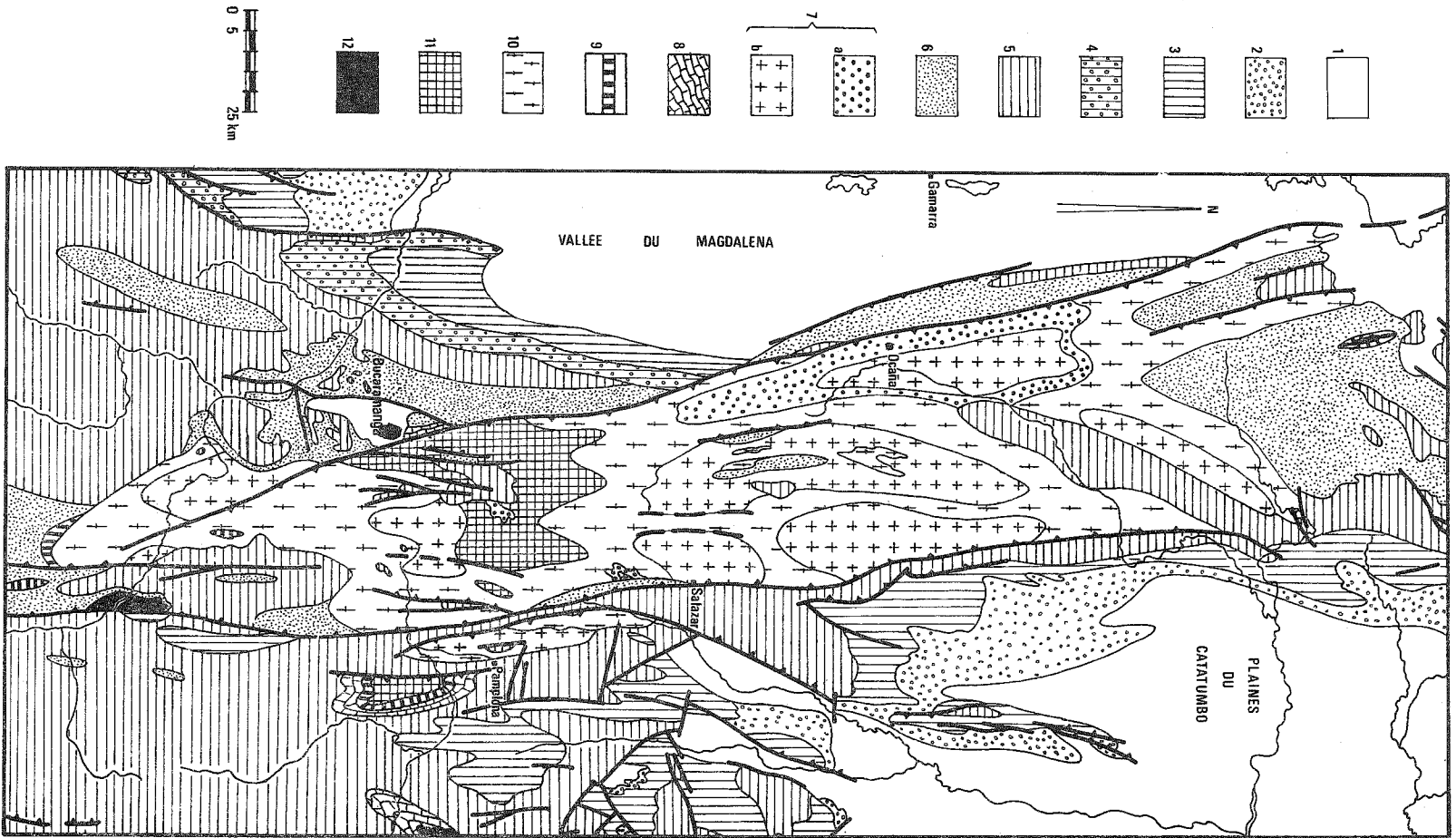
Le Massif de Santander constitue un corps allongé (quelque 300 km de longueur, 15 à 60 de largeur) plus ou moins NS (voir fig. 13).

A l'E et à l'W il est encadré sur presque toute sa longueur par deux grandes lignes de fracture. La fracture occidentale, appelée faille de Bucaramanga ou "Grande Falla" (H.C. RAASVELDT 1956), quitte sa bordure à la latitude de Bucaramanga, pour pénétrer à l'intérieur même du Massif, quant à la faille orientale, dite de Soapaga, elle se prolonge vers le Sud, pour aller constituer la limite orientale du Massif de Floresta.

Au Sud de Bucaramanga le Massif s'enfonce normalement sous sa couverture paléo-mésozoïque, mais pas partout puisque son extrémité sud est limitée à l'E par une autre faille, la faille de Boyaca, qui, venant du Sud de la région du Massif de Floresta, vient s'amortir ici pour disparaître un peu plus au Nord.

Au Nord, le Massif s'enfonce régulièrement sous la couverture mésozoïque (Groupe GIRON, Crétacé transgressif) en se ramifiant en quatre branches à valeur anticlinale.

Il atteint son élévation maximale aux latitudes de Bucaramanga et Pamplona. De là il descend progressivement vers le Nord, où deux de ses branches vont disparaître sous la plaine de la vallée du Rio Cesar. Vers le Sud il s'enfonce moins rapidement, véritable horst, il sépare, d'une part le bassin du Carare à l'W de celui de Barco à l'E, et d'autre part, la vallée du Magdalena à l'W de la grande région plane de Maracaibo-Cucuta à l'E.



Comme les autres massifs de l'Orient Andin colombien, celui de Santander est aussi constitué par des migmatites précambriennes, des ectinites calédoniennes en discordance sur celles-là et des roches éruptives hercyniennes, dont il sera question plus loin. Les migmatites affleurent principalement à l'E de la ville de Bucaramanga, c'est-à-dire dans la zone la plus élevée du massif ; les ectinites constituent la plus grande partie de cet immense corps géologique et on les retrouve sur toute sa superficie ; les roches éruptives hercyniennes se trouvent, elles, en massifs plus ou moins réduits au Sud de la ligne Bucaramanga - Pamplona, mais elles constituent des masses de bien plus grande importance au Nord de cette ligne, comme le montre, par exemple, la coupe de la route La Mata-Ocaña - Sardinata.

d₁) Les migmatites

Ces roches affleurent à l'Est de Bucaramanga, en constituant des reliefs assez rudes, tels ceux que gravit la route Bucaramanga - Paramo de Berlin.

En fait, il ne s'agit pas toujours de migmatites au sens strict du terme. Il y a par exemple, des faciès de transition à des granites. C'est donc dans un sens très large que j'emploie ici le terme de migmatites. Ceci permettra de rendre compte finalement du caractère fragmentaire des connaissances dont on dispose sur ces faciès. Et aussi on verra là, d'emblée, surtout une reconnaissance des caractères métamorphiques de cet ensemble, qui va être étudié au moyen de quelques coupes que j'ai faites.

Coupe Bucaramanga - Paramo de Berlin

C'est la coupe la plus complexe. A la base affleurent des migmatites rubanées à biotite ou à biotite et amphibole (hornblende), qui par une faille inverse surmontent le Pléistocène de Bucaramanga.

Elles se composent essentiellement de quartz, oligoclase idiomorphe et maclée albite, microcline perthitique et microperthitique, biotite, hornblende, un peu de muscovite ; et comme minéraux accessoires sphène, apatite, zircon, minerais.

Hornblende et biotite (souvent chloritisées) forment presque à elles seules les rubans foncés, parfois seulement il s'y associe un peu de quartz, d'oligoclase, de sphène et de minerais.

Dans les couches leucocrates la hornblende est plus rare et même absente, mais la biotite est encore bien représentée et y est associée à de la muscovite. C'est par la disposition planaire de la biotite que ce composant sialique de nos roches se différencie d'un véritable granite.

Déjà dans cette partie inférieure du complexe, les variations de faciès sont courantes. J'ai remarqué plusieurs fois des passages à des anatexites nébulitiques, voire à des masses irrégulières de granite d'anatexie à texture vaguement nébulitique.

Au microscope j'ai constaté que la roche montrait deux parties différentes. La masse principale est quartzo-feldspathique : quartz, microcline en grands cristaux perthitiques et microperthitiques, oligoclase.

Elle englobe et corrode des petites masses constituées essentiellement de séricite provenant en grande partie de cordierite dont il subsiste des reliques. On y observe également des résidus de hornblende. Enfin il s'y individualise des cristaux très fins de muscovite, biotite et localement sillimanite. Cet ensemble de migmatites avec parfois des passages d'épibolites, se poursuit, le long de la route Bucaramanga - Paramo de Berlin, jusqu'à la cote 2000 à peu près.

Fig. 13 - Carte géologique du Massif de Santander - 1 - Quaternaire ; 2 - Tertiaire sup.
3 - Tertiaire inf. ; 4 - Paléocène et Eocène de la vallée du Magdalena ; 5 - Crétacé ;
6 - Carbonifère sup. à jurassique (grès rouge du groupe GIRON) ; 7 - Formations éruptives hercyniennes : a) microgranites et rhyolites b) granites ; 8 - Carbonifère inf. (Form. Surata et Labateca) ; 9 - Dévonien ; 10 - Cambro-Ordovicien (ectinites) ; 11 - Précambrien (migmatites) ; 12 - Cristallin indifférencié.

Ici de nouveaux faciès apparaissent et ce sont alors des roches granitiques. Ces granites sont évidemment liés aux migmatites par des passages plus ou moins continus, mais je ne m'engagerai point dans une tentative de les définir formellement étant donné le caractère expéditif de mon travail de terrain, je me bornerai ici à décrire d'une manière rapide mais le plus objectivement possible les faciès les plus communs de cette masse, qui est loin d'être homogène.

Vers les cotes 2000, 2100 les affleurements sont constitués par un granite clair, à grain moyen vaguement orienté, avec une linéation visible déterminée par des lames de muscovite. Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels : quartz, oligoclase idiomorphe, maclé albite et orthose (ou microcline ?), tous deux séricitisés, muscovite en lames réduites ; minéraux accessoires : biotite, apatite, hématite.

Puis, vers le haut, c'est-à-dire en se rapprochant du Paramo de Berlin, c'est un granite à faciès macroscopique d'orthogneiss qui apparaît. Macroscopiquement on y reconnaît de grandes plages roses en forme d'yeux, entourées par des lentilles de quartz, discontinues. Sa texture est faiblement planaire.

Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels : quartz, plagioclase An 30, cordiérite, orthose (ou microcline ?), trémolite, biotite ; minéraux accessoires : sphène, épidote, chlorite (pennine), apatite, zircon, minerais. La structure est parfois hypidiomorphe, d'autre fois cristalloblastique et porphyroblastique (j'emploie ces termes dans un sens strictement descriptif) et cette variation se fait parfois entre un point et l'autre d'une même lame mince.

Le quartz se trouve en petits grains, mais le plus souvent en lentilles dont les axes majeurs sont sub-parallèles. Le plagioclase An 30 est idiomorphe, à macles nettes et linéaires de l'albite. La cordiérite, très répandue, se trouve en de grandes plages formées par la réunion de plusieurs individus xenoblastiques et poeciloblastiques à macles polysynthétiques en créneaux irréguliers et "en sifflet" (indice < 1.54, tantôt biaxe négative, tantôt biaxe positive, parfois même uniaxe). L'orthose (ou microcline ?) est xenoblastique et poeciloblastique, parfois en yeux ou lentilles, rarement maclée Karlsbad. La trémolite est corrodée et démantelée. La biotite est subordonnée, réduite parfois à des squelettes et effilochée. Le sphène se trouve sous forme de grands cristaux idiomorphes (idioblastes ?) parfaitement terminés, mais souvent ces idiomorphes ont été morcelés, les fractures étant cimentées par de la chlorite, parfois aussi les différents morceaux ont été nettement disjoints, déplacés, et là encore, ont été englobés par la chlorite : celle-ci peut dessiner des microplis dans lesquels les grains de sphène se trouvent comme boudinés, ressemblant aux grains d'un chapelet.

A la partie supérieure de ces migmatites, près de la discordance avec les ectinites calédoniennes, c'est-à-dire à proximité du Paramo de Berlin, les affleurements sont constitués par un granite clair équigranulaire, de texture et à structure hypidiomorphe. Il se compose des minéraux essentiels suivants : quartz, microcline maclé albite - péricline et Karlsbad, oligoclase idiomorphe maclé albite, pennine avec inclusions ou auréoles de leucoxène (ancienne biotite titanifère ?) ; comme minéraux accessoires, on a : sphène, épidote, zircon, apatite.

La genèse de ces roches est difficile à préciser car je ne dispose pas d'assez de données. Cependant l'étude de plusieurs lames minces permet, en considérant tous les faciès, tels qu'ils sont, qui font partie d'un seul ensemble, de formuler les propositions suivantes :

- la cordiérite a cristallisé en même temps qu'une partie de la biotite (biotite I)
- cette biotite I est chloritisée,
- des micas (biotite II non ou peu chloritisée, muscovite) se forment avec de la sillimanite aux dépens de la cordiérite,
- parfois ces micas se développent au travers des masses séricitisées formées elles-mêmes par altération de la cordiérite,
- des plagioclases semblent être postérieurs aux micas et à la cordiérite,
- il y a altération finale des minéraux (cordiérite, plagioclases, biotite) avec naissance de chlorite, de séricite et d'épidote

- le quartz, est, au moins en grande partie, postérieur à tous les minéraux cités, sauf peut-être à une partie de la chlorite et de la séricite et à l'épidote qui lui sont pénécotemporains.

Il cristallise notamment en envahissant la trame sériciteuse produite par l'altération de la cordiérite.

Il semble donc que nos roches aient connu au cours de leur histoire les étapes suivantes :

- anciens gneiss à cordiérite et biotite (biotite I)
- réaction de la cordiérite avec le feldspath potassique (soit directement, soit par l'intermédiaire d'une altération préalable de la cordiérite en chlorite et séricite, contemporaine de la chloritisation de la biotite I) donnant naissance à de la muscovite, à de la biotite (biotite II) et à de la sillimanite (plus quartz),

- recristallisation des feldspaths
- formation de quartz (silicification) avec une nouvelle phase d'altération de la cordiérite, de la biotite et des feldspaths (séricite, chlorite, épidote), comme il est résumé dans le tableau ci-dessous.

A

Biotite I
Feldspaths
Cordiérite

a1

Chloritisation de la biotite I
Recristallisation des feldspaths
Cordiérite + K - feldspath \longrightarrow biotite II, muscovite, sillimanite, quartz
Cordiérite \longrightarrow (séricite + chlorite) + K - feldspath \longrightarrow biotite II, muscovite, sillimanite, quartz

a2

Cordiérite \longrightarrow séricite + chlorite + quartz
(Chloritisation, séricitisation et épidotisation généralisées)

B

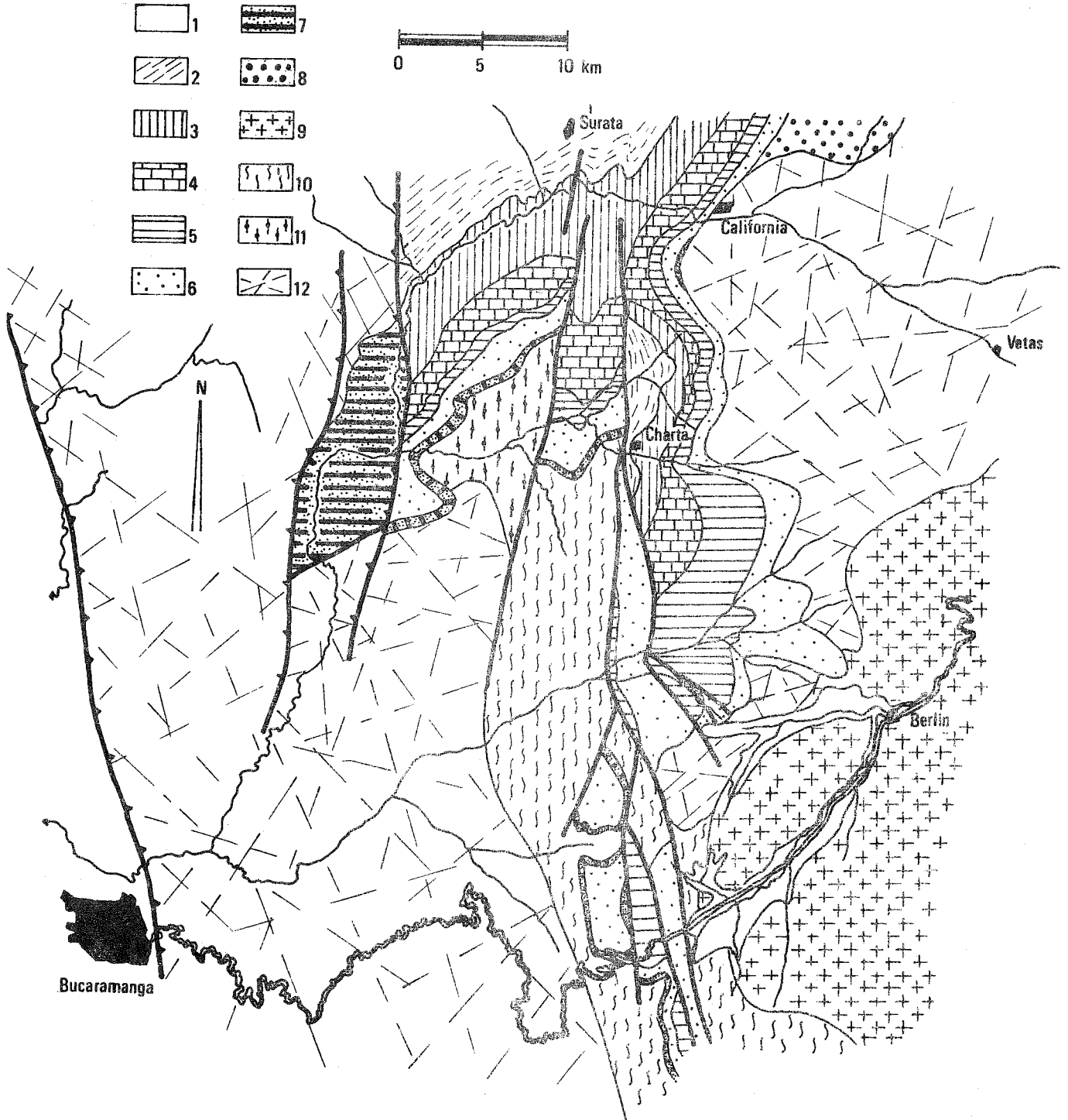
Biotite (I - II)	Muscovite
Feldspaths	Séricite
Quartz	Chlorite
Cordiérite	Epidote
Sillimanite	

Avant de terminer ces quelques interprétations, j'insisterai sur un point qui me semble important : ces roches granitiques à cordiérite, dont l'origine métamorphique ne peut être niée, se trouvent à la partie supérieure du complexe migmatique de Santander. Ceci est prouvé dans la coupe que je viens de décrire, comme dans celle que je décrirai tout à l'heure, par le fait qu'elles se trouvent à proximité des ectinites calédoniennes discordantes, dont elles constituent parfois la véritable base.

Je signalerai également qu'elles ont été traversées à plusieurs endroits par nombre de filons microgranitiques ou microgranodioritiques hercyniens dont il sera question plus loin.

Coupe Bucaramanga - California

La route Bucaramanga - California montre, outre des formations sédimentaires (Groupe Giron, Crétacé transgressif), surtout des migmatités, localement recouvertes en discordance par les micaschistes hercyniens.



Il s'agit la plupart du temps d'embranchements rubanés à biotite ou à biotite et amphibole (hornblende), que je ne décrirai pas du point de vue pétrographique, puisqu'elles sont en tous points semblables à celles de la partie inférieure de la coupe Bucaramanga - Paramo de Berlin et à celles aussi de la coupe Berlin - Vetas que je décrirai par la suite.

Je signalerai seulement que par rapport à ce que montrent ces coupes-là, ici les transitions vers des faciès "granite d'anatexie" sont plus fréquentes : ce sont des granites tels ceux que je viens de décrire, à cordiérite et sillimanite, qui deviennent abondants près de la discordance calédonienne.

On trouve aussi, et ceci surtout au-delà de California, d'autres faciès : des agmatites à blocs d'amphibolites, ces blocs étant parfois de forme lenticulaire étirée ; des nébulites à grands cristaux de hornblende dans un fond grenu de type granodioritique à biotite et hornblende, cette évolution pouvant aller jusqu'à donner des faciès franchement granodioritiques ou tonalitiques à hornblende et biotite.

La coupe de Charta : la Formation Charta.

La branche qui à partir de la route Bucaramanga - California, monte à Charta fournit une coupe intéressante.

Ici, sous le Mésozoïque, affleure la terminaison d'une structure à valeur anticlinale, soulevée par des failles (voir fig. 14), dont je décrirai rapidement la constitution.

À la partie inférieure de la structure affleure un granite à cordiérite (à altération gigantolitique et sériciteuse) et à sillimanite. Il est semblable aux granites précédemment décrits.

Au-dessus vient un ensemble de gneiss migmatitiques dans lequel sont associés assez curieusement des gneiss à deux micas et des gneiss à biotite seule.

Dans le premier cas on a des gneiss grossiers clairs : minéraux essentiels, lentilles de quartz granoblastique, gros feldspaths (albite - oligoclase maclé albite, microcline maclé Karlsbad), muscovite en minces feuillets bien plus répandue que la biotite, biotite en de petites paillettes un peu chloritisée ; minéraux accessoires, chlorite, apatite, zircon, séricite.

Dans le deuxième cas il s'agit, de gneiss fins foncés : minéraux essentiels, quartz granoblastique étiré, plus rarement en petites lentilles, oligoclase, microcline, biotite ; minéraux accessoires, chlorite, séricite, minerais.

Dans ces roches on rencontre des sills, filons et poches de granite clair qui donnent à l'ensemble une allure de migmatite hétérogène. Puis en haut, couronnant le tout, ce sont des micaschistes à séricite, muscovite, quartz et un peu de feldspaths (oligoclase dominant, microcline subordonné).

Je n'ai pas pu mettre en évidence la discordance entre les granites à cordiérite (qui sont légèrement orientés) et ces ectinites : c'est pourquoi je les ai décrites ici, en les considérant pour l'instant comme un septum conservé dans les roches granitisées plus anciennes du massif. Il ne s'agit évidemment que d'une hypothèse de travail, car il se pourrait que ces ectinites appartiennent en fait à la série calédonienne, elle-même localement mobilisée et granitisée, à sa partie inférieure.

Fig. 14 - Carte géologique du Massif de Santander entre la faille de Bucaramanga et Berlin (d'après M. JULIVERT, modifiée et complétée).

- 1 - Quaternaire ; 2 - Form. Umir ; 3 - Form. La Luna ; 4 - Form. Une ;
- 5 - Form. Rosa Blanca ; 6 - Form. Tambor ; (2 - 6, Crétacé) ; 7 - Groupe Giron ;
- 8 - Microgranite de California ; 9 - Granite de Berlin (8-9 roches hercyniennes) ;
- 10 - Ectinites (Calédonien) ; 11 - Form. Charta ; 12 - Migmatites (Précambrien).

La coupe Berlin - Vetas

C'est cette coupe qui montre les migmatites les plus typiques du massif de Santander, grâce à des affleurements très frais et presque continus, donnés par la route Berlin - Vetas récemment ouverte.

On trouve là des embréchites rubanées à matériel quartzo-feldspathique gris à blanchâtre, avec des passées locales d'anatexites. Les embréchites montrent de beaux plis serrés.

Toutes ces roches sont surtout à biotite et dans l'ensemble de la formation on peut estimer que ces lits micacés, sombres constituent grosso modo la moitié de la masse, sauf pour les faciès plus typiquement anatexitiques, où la biotite est réduite à de minces feuillets tandis que de grandes plages de feldspaths roses s'individualisent.

La composition minéralogique de ces migmatites est la suivante : minéraux essentiels, quartz, oligoclase maclé albite, microcline, souvent maclé Karlsbad, micropéthitique, myrmékite, biotite, hornblende (dans les lits foncés seulement) ; minéraux accessoires, zircon, apatite ; minéraux secondaires, chlorite, séricite.

Le quartz se présente sous différentes formes : amas granoblastiques, lentilles à structure en mosaïque et gouttes dans les feldspaths, surtout potassiques et donne alors des structures qui, du point de vue descriptif se rapprochent, soit des myrmékites, soit des micropegmatites.

L'oligoclase a toujours une tendance idiomorphe. Le microcline est xénomorphe dans les faciès embréchitiques, idiomorphe, mais corrodé par le quartz, dans les anatexites. La biotite est en lames plus grandes dans les échantillons plus riches en feldspaths (donc dans les anatexites et dans les lits clairs des embréchites) que dans les lits foncés où par contre elle est plus abondante et associée souvent à de la hornblende, qui manque dans le premier cas.

Feldspath, mica et amphibole ont été profondément corrodé par le quartz. Les feldspaths, le plagioclase surtout, sont parfois séricitisés, et la biotite est alors chloritisée. La naissance de ces minéraux secondaires, séricite et chlorite, traduit une faible rétro-morphose.

La répartition des minéraux cités varie largement d'un point à un autre : les ferromagnésiens constituent à eux seuls jusqu'à 70 - 80 % des lits foncés des embréchites, mais ils ne dépassent pas 10 % dans les anatexites où ils peuvent même être absents.

La texture rubanée d'ensemble devient faiblement litée dans les faciès anatexitiques francs où seulement de vagues et très minces lits micacés déterminent encore une orientation.

d₂) Les ectinites

Les ectinites ont leur plus grande répartition sur le flanc est du massif. Cependant pour plus de clarté je décrirai d'abord celles qui surmontent directement les migmatites, même si parfois il ne s'agit que d'affleurements réduits.

Coupe Bucaramanga - Paramo de Berlin

Le long de cette coupe les ectinites affleurent à proximité des derniers tournants de la route. Elles sont affectées par une faille NS qui se traduit dans la topographie par une zone ravinée et des reliefs en lame de couteau.

La séquence débute par des micaschistes à deux micas et disthène, auxquels succèdent vers le haut des quartzites en gros bancs. Dans cette zone de cassure les micaschistes étant "plastiques par incohérence" + et donc déformés dans le détail, ce sont plutôt les quartzites, non déformés, qui matérialisent bien la discordance de cette série ectinitique sur le complexe migmatique ancien.

Les micaschistes sont de couleur gris jaunâtre et leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz granoblastique, muscovite et biotite (plus ou moins chloritisée) diablastiques, disthène idiomorphe un peu séricitisé sur les bords surtout, chlorite ; minéraux moins répandus, oligoclase parfois maclé albite et microcline (?) granoblastiques, grenat en quelques gros cristalloblastes altérés (chloritisés) ; minéraux accessoires, minerais, zircon. En plus on y trouve des masses entièrement séricitisées d'origine indéterminée.

La texture est planaire, la structure granoblastique à lépidoblastique. Les quartzites qui se trouvent au-dessus sont constitués par du quartz étiré avec parfois un peu de muscovite.

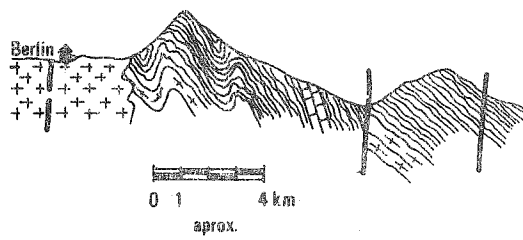
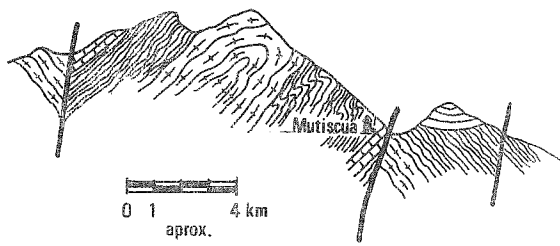
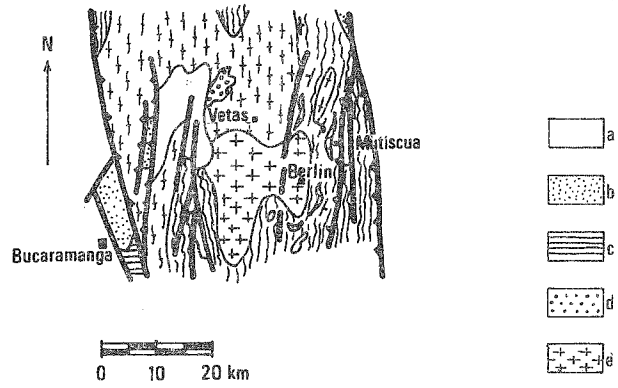
Coupe Bucaramanga - California

Outre celles de la structure de Charta, dont j'ai souligné l'appartenance douteuse au socle plus ancien, la coupe Bucaramanga - California montre souvent des lambeaux d'ectinites qui flottent, semble-t-il, sur les migmatites, surtout dans sa partie initiale et moyenne. Leur faciès est banal et monotone : il s'agit de micaschistes plissotés à séricite et muscovite en général jaunâtres.

Coupe Berlin - Vetás

Le long de cette coupe (fournie par la route) les ectinites affleurent seulement dans un étroit lambeau en bordure du granite hercynien de Berlin, qui le traverse ainsi que les migmatites sur lesquelles les ectinites reposent.

+ - Le terme de "plasticité par incohérence" a été introduit par C. I. MIGLIORINI (1948) pour indiquer la plasticité que montrent certaines roches dans les zones de cassure (à ne pas confondre avec le comportement plastique des matériaux géologiques enfouis à grande profondeur). MIGLIORINI introduit ce terme pour substituer celui de "compétent" et "incompétent" : "Concetto molto simile a quello di "plastico per incoerenza" è espresso dall "incompetente" (incompetent) dei geologi americani, ma questo termine è impiegato anche per designare formazioni ancora salde, ma capaci di assumere un comportamento più o meno plastico dopo deformate, al contrario delle rocce "competenti" (competent). Ad ogni modo, queste accezioni di "competente" ed "incompetente", già poco gradevoli in Inglese, divengono intollerabili in Italiano" et, on peut ajouter, dans toutes les langues latines.



La mise en place du granite s'étant développée avec recristallisation, injection et même digestion des roches environnantes, il est difficile de se faire une idée précise de la nature originelle de celle-ci.

L'ensemble a parfois un caractère de skarn, dans lequel les relations mutuelles originelles des formations a été entièrement effacé. Seuls des cipolins y sont encore clairement reconnaissables, mais eux-mêmes sont affectés par un métamorphisme de contact avec cristallisation de nombreux prismes d'amphibole.

C'est pourquoi je décrirai, plus loin, ces roches du point de vue pétrographique, après avoir parlé du granite de Berlin.

Les reliefs au SE de Berlin

Le Paramo de Berlin, constitué de granite hercynien, est limité au SE par des reliefs formés de roches cristallophylliennes, celles-ci sur le versant opposé, sont recouvertes par des calcaires crétacés.

Les roches cristallophylliennes sont ici des quartzites rubanés et micacés, avec des intercalations de cipolins clairs.

Dans le cas le plus général ces quartzites sont formés par du quartz granoblastique, de la séricite, de la chlorite et de la muscovite.

Mais à proximité du granite de Berlin ces quartzites se chargent de biotite, de tourmaline et de zoïsite, dont la genèse est à mettre en relation avec la mise en place du granite lui-même.

Coupe Berlin - Mutiscua

Cette coupe, fournie par la route, montre des roches cristallophylliennes, en contact à l'W avec le granite de Berlin.

Il s'agit de roches plus métamorphiques que celles que je viens de décrire.

Au voisinage du granite se trouvent des gneiss leucocrates. Leur trame est fournie par du quartz, soit en lits discontinus à structure finement granoblastique, soit en amas à structure en mosaïque. Dans cette trame s'individualisent des yeux ou lentilles d'oligoclase maclé albite, des porphyroblastes de microcline parfois microperthitique et des résidus de muscovite et de biotite.

En s'éloignant du granite on a des micaschistes à muscovite, grenat et staurotide, dans lesquels sont intercalés des cipolins, puis des quartzites à muscovite avec parfois un peu de graphite.

Les affleurements de cette séquence s'interrompent contre la faille de Mutiscua. C'est une faille plus ou moins NS qui a joué plusieurs fois. Dans un premier temps (calédonien tardif ?) elle a joué en faille normale, en remontant le compartiment oriental, dans lequel la série métamorphique se répète à partir des gneiss leucocrates.

Ensuite (Hercynien ? début du Mésozoïque ?) elle a commencé à fonctionner en faille inverse. Elle a fait monter cette fois-ci le compartiment occidental, favorisant une sédimentation crétacée sur le compartiment oriental. Ce mouvement inverse de la faille de Mutiscua s'est poursuivi même après le Crétacé, au cours de l'orogénèse andine cénozoïque. En effet, les sédiments crétacés ont été préservés dans le compartiment oriental.

A la latitude de Berlin, le long de la coupe dont il est question ici, elle est restée pratiquement verticale : des deux côtés de la faille on trouve les roches métamorphiques en série normale, recouvertes par des lambeaux crétacés (voir ci-dessous : coupe Mutiscua - Bovega). Plus au Nord, à la latitude de

Fig. 15 - Schéma géologique de la partie centrale du massif de Santander et coupes W-E tracées à proximité de la faille de Mutiscua (d'après des esquisses de terrain) - a - Couverture crétacée ; b - Groupe GIRON ; c - Formation Suratà (Carbon. inf.) ; d - Microgranite de Californie ; e - Granite de Berlin ; f - ectinites et cipolins intercalés ; g - Migmatites.

Mutiscua, dans la deuxième partie de son histoire elle s'est infléchi vers l'W, de telle manière que dans la montagne de Mutiscua (voir ci-dessous) les roches métamorphiques sont renversées (fig. 15).

La montagne de Mutiscua

C'est ici que l'on trouve les meilleurs affleurements de ces roches métamorphiques. Leur pendage général est vers l'W. Je les décrirai telles qu'on les trouve sur le terrain de bas en haut, soit, la série étant renversée, de haut en bas du point de vue stratigraphique.

Au pied de la montagne, à partir du niveau de la rivière de Mutiscua, sur la gauche de celle-ci, affleurent des cipolins roses à rubans gris, à gros grain, fracturés en de grands blocs.

Puis viennent les micaschistes à muscovite et biotite subordonnée, grenat et chlorite, finement schisteux. Leur trame est constituée par du quartz granoblastique, des lits de muscovite et un peu de biotite en baguettes. Dans cette trame se trouvent des grenats et de la chlorite en petites lentilles. Le grenat est poeciloblastique et ses inclusions sont alignées en des files parallèles. Mais ces alignements ne sont pas toujours parallèles à la schistosité de la trame ; en général ils sont transversaux par rapport à celle-ci. De même, dans les petits amas chloriteux, les lames de chlorite sont disposées transversalement à la schistosité de la trame. Cette chlorite provient manifestement de l'altération d'un minéral préexistant, peut-être de grenat, comme le suggèrent certaines formes des amas chloriteux dans lesquels on observe également d'autres phyllites indéterminées. Tout ce passe donc comme si, à proximité de la faille de Mutiscua, certains minéraux anciens de la roche (probablement des grenats) avaient été roulés, aplatis et diaclasés par glissement couche sur couche, et ce, plus ou moins parallèlement à la faille. La chlorite se serait alors développée en suivant ces diaclases.

Minéraux accessoires de cette roche : minerais et un peu de tourmaline.

Ensuite on trouve des micaschistes luisants à deux micas, staurotide et grenat. Minéraux essentiels : quartz granoblastique, muscovite, biotite subordonnée, staurotide et grenat, mais celui-ci avec une répartition inégale. Dans certains cas il constitue près de 50 % de la roche et forme alors des cristalloblastes pouvant atteindre jusqu'à 0,5 cm de diamètre. Dans d'autre cas il peut manquer complètement. Les micas sont en lames bien développées. Le staurotide, qui donne une linéation nette à la roche, est très développé et poeciloblastique (nombreuses inclusions de quartz). Minéraux accessoires : apatite, minerais opaques, pigmentations de graphite.

Ces roches passent progressivement à des gneiss leucocrates fins dont la composition minéralogique est la suivante : quartz, oligoclase idiomorphe et maclé albite, microcline microperthitique, quelques petites lames de biotite.

La série inverse se termine avec des gneiss à biotite de composition granitique : minéraux essentiels, quartz, oligoclase (An 30) idiomorphe et maclé albite, microcline microperthitique, myrmékite et biotite en belles lames orientées; minéraux accessoires, apatite, zircon. Bien qu'une discordance ne soit pas visible ici, je pense que, par leur faciès, ces gneiss doivent être rattachés au complexe des migmatites anciennes.

Coupe Mutiscua - Bovega

Le village de Bovega est situé au Sud de Mutiscua. On peut l'atteindre à partir de la route principale Pamplona - Bucaramanga, par une bretelle de 23 km qui s'en détache 4 km à l'W de Mutiscua et qui passe par le village de Silos. Tout le trajet de cette route secondaire est taillé dans des ectinites dont le pendage général est Sud-Est, mais qui dans le détail est très variable.

A partir de la faille de Mutiscua, on retrouve ici, jusqu'à proximité de Bovega, des faciès qui rappellent étroitement ceux de la coupe Berlin - Mutiscua et de la montagne de Mutiscua : gneiss leucocrates micaschistes à staurotide et grenat - quartzites micacés - micaschistes à sillimanite - schistes à séricite et

chlorite - cipolins.

Les gneiss leucocrates étant identiques à ceux déjà décrits, je n'y insisterai point.

Les micaschistes à staurotide et grenat sont eux, légèrement différents de ceux des coupes décrites ci-dessus. Ce sont encore des micaschistes à muscovite, très quartziques, lustrés. Mais le grenat y est moins abondant et presque entièrement rongé par le quartz ; il est réduit à l'état de squelettes, en grande partie altérés, l'altération se faisant à partir de microfractures. En outre le staurotide n'y est plus en porphyroblastes, ceux-ci ayant été démembrés. Un peu de tourmaline et de graphite sont aussi présents, le dernier étant presque toujours associé à la muscovite.

Les quartzites micacés sont riches en tourmaline.

Les micaschistes à sillimanite se trouvent entre Silos et Bovega. Ce sont des micaschistes à mica blanc (séricite-muscovite) avec des yeux de quartz qui se détachent dans la mésostase fine de la roche. La sillimanite forme de petits prismes bourrés de minuscules inclusions noires, disposés parallèlement au litage mais aussi transversalement à celui-ci. Elle est associée à du graphite en de fines lamelles.

Dans leur faciès normal (4 km avant Bovega) les schistes à séricite et chlorite sont des roches banales, verdâtres, d'origine détritico-évidente, très riche en quartz finement granoblastique.

Mais à partir de 2 km de Bovega, en gros au niveau des cipolins, des faciès particuliers apparaissent. Ils s'intercalent assez irrégulièrement dans le faciès normal et ils sont liés à des filons de granite qui traversent les ectinites. Au voisinage de ces filons, les ectinites prennent un caractère métablastique : elles deviennent plus claires du fait que des phénoblastes de microcline, oligoclase et quartz, (ce dernier en lentilles plus ou moins allongées) s'insèrent dans la trame quartzo-chlorito-sériciteuse dont le comportement est passif. Le phénomène métasomatique s'arrête en général à quelques dizaines de mètres de part et d'autre des filons granitiques, de telle manière qu'il est fréquent de trouver à côté l'un de l'autre des schistes quartzeux à chlorite et séricite et des roches dont la trame est identique mais qui sont très riches en feldspaths. C'est ce qui arrive, par exemple, aux environs des cipolins : ceux-ci et les schistes à chlorite, séricite et calcite, auxquels ils passent vers le haut, ne sont nullement métasomatiques, mais par contre, les schistes à chlorite et séricite sans calcite qui les surmontent directement se chargent brusquement en porphyroblastes.

Les filons deviennent plus nombreux au fur et à mesure que l'on s'approche de Bovega. A Bovega même on en observe dans presque tous les affleurements, qui prennent ainsi une allure de stock-werk. Le faciès primitif des ectinites est alors presque entièrement masqué par la métasomatose : et il se forme de véritables gneiss à muscovite, à porphyroblastes de microcline et à minces lits d'oligoclase.

Les ectinites de la partie nord du Massif : la coupe Ocaña - Sardinata

Comme le montre la carte de fig. 13, cette coupe traverse surtout des masses granitiques et localement les ectinites qui les séparent.

Il s'agit dans l'ensemble de roches plissotées d'origine détritico-évidente, voire même parfois microconglomératiques. Elles ont été affectées d'abord par un métamorphisme régional, puis par un métamorphisme lié à la mise en place des granites hercyniens.

Toutefois, au sommet de la série, loin des granites, on trouve encore localement des roches qui n'ont été intéressées que par le métamorphisme régional. Ce sont des roches métamorphiques rouges, finement schisteuses, constituées par un feutrage de séricite et chlorite et de minuscules cristaux granoblastiques de quartz. J'en ai observé notamment dans la descente vers Sardinata. En général on a affaire à des micaschistes à muscovite, souvent un peu grenatifères.

Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, muscovite, séricite et chlorite, parfois un peu de feldspaths ; minéraux accessoires, grenat (qui parfois est assez répandu pour qu'il devienne essentiel), minerais. L'examen des relations mutuelles de ces minéraux entre eux montre que :

- Séricite et chlorite (chlorite I, incolore) constituent de fins feutrages en couches qui alternent avec celles de quartz ;
- Ces couches sont affectées de microplis ;
- Une deuxième chlorite (chlorite II, verte) en belles lames se développe dans la trame feutrée, mais elle n'est pas toujours parallèle au litage initial ;
- La muscovite elle-même se développe dans les couches phylliteuses, après la chlorite II, qu'elle traverse, et suivant deux directions, dont l'une seulement est parallèle au litage antérieur, tandis que l'autre forme avec celle-ci des angles pouvant atteindre 90° ;
- Le minerais (hématite) se trouve disposé comme la muscovite ;
- Des microfailles pouvant recouper le litage sont remplies par de la chlorite (chlorite II) ;
- Le grenat est de néoformation.

Si l'on examine au microscope une lame mince contenant la charnière d'un micropli on constate aussi que :

- L'orientation de la muscovite, discordante par rapport au litage, coïncide avec celle du plan axial du micropli ;
- Les feldspaths, lorsqu'ils sont présents, se trouvent dans les charnières des microplis, notamment dans celles des replis adventices du micropli principal ; ces replis sont en général moins aigus que le principal ; le matériel feldspathique forme donc des lentilles semi-lunaires apparemment synchroniques.

Dans les affleurements proches des granites, la quantité des feldspaths (microcline et plagioclase pœciloclastiques) augmente considérablement, la biotite s'associe à la muscovite ou même la remplace en se développant dans le feutrage séricitico-chloriteux originel, d'ailleurs très réduit dans ce cas.

De toutes ces observations il semble que l'on puisse tirer certaines conclusions :

- Avant la mise en place des granites, les roches calédoniennes étaient représentées par des ectinites d'origine détritique peu métamorphiques, surtout à séricite et chlorite, c'est-à-dire un faciès proche de celui du Quetame ;
- Leur évolution ultérieure peut être mise en relation avec la mise en place des granites hercyniens ; en effet, à mesure qu'on se rapproche des granites les roches deviennent de plus en plus métamorphiques ; les paragenèses successives sont les suivantes : séricite, chlorite sans feldspaths - muscovite, chlorite avec peu de feldspaths - muscovite, biotite avec feldspaths assez répandus ;
- Cette évolution a été rendue possible ou au moins grandement favorisée par des forces tectoniques ayant donné dans les ectinites primitives une nouvelle schistosité, schistosité de plan axial, et des microplis. Ces structures ont déterminé, avec le litage originel, la localisation de la dernière cristallo-genèse : certainement de la chlorite II, de la muscovite et des feldspaths ; peut-être aussi de la biotite, minéral qui apparaît seulement dans les roches où la texture primitive a été entièrement effacée.

Les ectinites de la partie méridionale (région du Rio Chicamocha et de l'Alto de Piedecuesta).

D'après mes observations, les ectinites qui affleurent dans cette région sont semblables à celles que j'ai décrites dans les coupes de la partie centrale du massif, au-dessus des gneiss leucocrates.

Ce sont, à la base, des micaschistes à biotite, à deux micas et à muscovite, avec en général du grenat et parfois du staurotide ; et au sommet des micaschistes fins d'origine détritique franche, à muscovite en petites lamelles (Alto de Piedecuesta).

Mais ces faciès nouveaux sont rares et ne s'observent qu'à la partie supérieure de la séquence (Alto de Piedecuesta). Partout ailleurs on a de nombreux massifs et filons de granite et microgranite hercyniens qui les recouperont et qui les ont profondément transformés. On a ainsi affaire (vallée du Chicamocha) à des gneiss à biotite (chloritisée) à oligoclase et microcline, et aussi à des faciès qui ressemblent davantage à des granites qu'à des gneiss, leur texture schisteuse ayant été presque entièrement effacée.

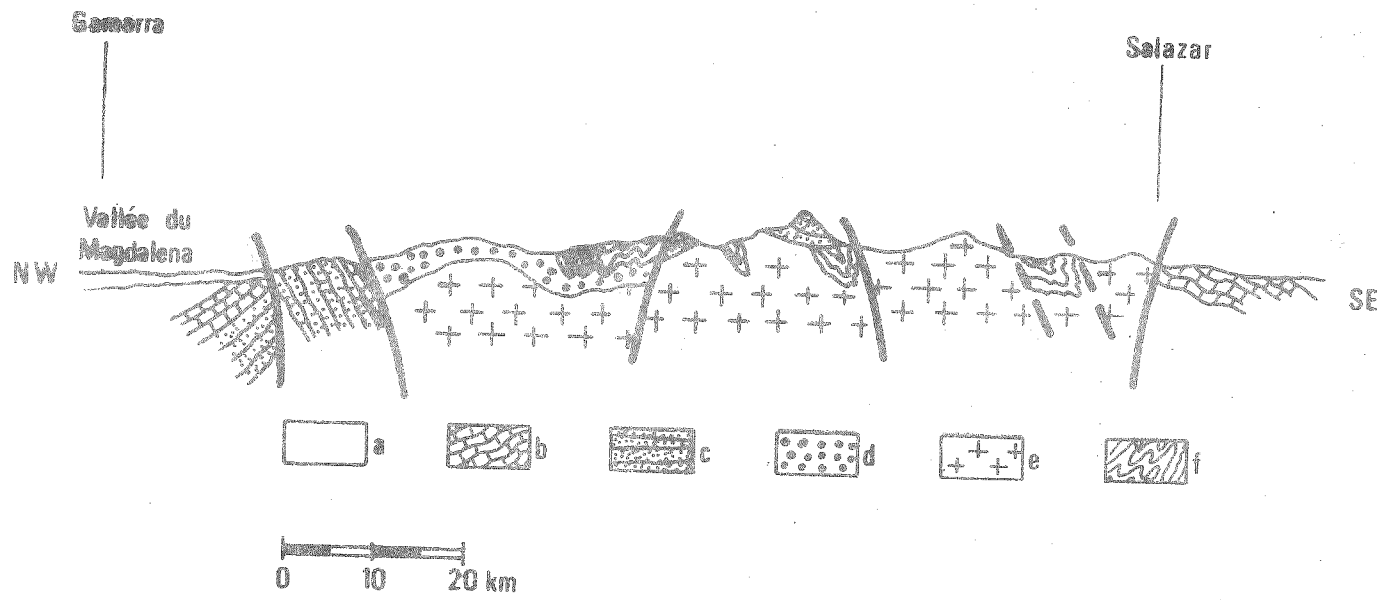


Fig. 16 - Coupe géologique de la partie nord du Massif de Santander -

- a) Quaternaire ; b) Crétacé ; c) Groupe Giron ; d) Rhyolites et microgranites hercyniens ;
- e) Granites hercyniens ; f) Ectinites calédoniennes.

Je n'insisterai pas davantage dans la description de ces roches : ce serait un effort stérile en l'absence d'une cartographie très précise qui est bien loin d'être faite. Je signalerai seulement ici que l'on passe d'un faciès à l'autre (d'un micaschiste "normal" à ces gneiss) en quelques mètres, parfois moins, et que la vallée du Chicamocha dans tout ce secteur se présente comme une région dans laquelle granites et ectinites sont intimement mêlés : le granite a envahi d'une manière diffuse les ectinites, dont certains paquets (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) ont été entièrement englobés dans le granite lui-même.

Conclusions

Dans l'état actuel, très imparfait, de nos connaissances on peut conclure que deux séries de roches métamorphiques participent à la constitution du "socle" du massif de Santander.

La série plus ancienne, précambrienne, est constituée par des migmatites, assez monotones macroscopiquement, mais finalement assez variées à l'échelle microscopique.

Ces migmatites sont recouvertes en discordance par une deuxième série, constituée par des ectinites calédoniennes. La discordance et la base de cette nouvelle série métamorphique sont visibles à la partie centrale du massif (secteur du Paramo de Berlin), tandis que vers le Sud et surtout vers le Nord seule la partie supérieure de la série, moins métamorphique, affleure.

Il s'agit de roches d'origine para, en grande partie détritique et à net caractère alumineux (sillimanite, staurotide).

Souvent leur faciès actuel ne peut pas être interprété sans tenir compte des phénomènes liés à la granitisation hercynienne. Au cours de celle-ci, s'est effectuée une cristallo-genèse, parfois très importante, au sein des ectinites proches des masses granitiques.

Ainsi dans les ectinites peu métamorphiques proches de la masse ignée d'Ocaña on note une nouvelle génération de micas et l'apparition de feldspaths, cette minéralogenèse ayant été guidée par l'apparition d'une nouvelle schistosité. De même dans les micaschistes de la région de Chicamocha et de celle de Bovega de semblables phénomènes ont conduit à des roches typiquement métablastiques.



Fig. 17 - Grenat (en haut, noir), disthène (au centre) et muscovite dans les micaschistes de Mutiscua -

d¹) Le massif de Pamplona

Le massif de Pamplona se trouve immédiatement à l'W de cette ville. Il constitue un corps allongé NS, parallèle au massif majeur de Santander, auquel il se rattache par nombre de caractères communs. Il en est séparé seulement par un sillon de sédiments crétacés, délimité par des failles longitudinales (fig. 13). Sa partie axiale et principale est constituée par du granite hercynien (voir plus loin) à gros feldspaths roses.

A sa bordure orientale et dans ses parties basses on trouve des affleurements de migmatites (non représentées sur la carte de fig. 13 pour des raisons d'échelle). Au NW et au SE le granite central est recouvert par des ectinites.

J'ai pu remarquer des migmatites anciennes à l'W de Pamplona, le long de la route Pamplona-Bucaramanica, tout près de la sortie de la première de ces villes.

Il s'agit d'affleurements très altérés. Néanmoins, l'altération n'ayant pas effacé la texture des roches, il est possible de constater qu'il s'agit d'embranchées rubanées à biotite. L'étude microscopique de quelques échantillons frais montre que ces roches se composent des minéraux essentiels suivants : quartz très abondant, oligoclase maclé albite, microcline micropertitique, myrmékites et biotites en petites lames fortement pléochroïques dans les bruns ; le zircon et l'apatite sont accessoires.

Traversées par le granite hercynien, qui parfois les englobe, on retrouve au NW de Pamplona des ectinites (gneiss leucocrates réduits, micaschistes à deux micas, à muscovite seule, à grenat, sillimanite et staurotide, quartzites plus ou moins micacés, etc.) en tous points semblables à ceux que j'ai décrits dans les coupes de la partie centrale du massif de Santander, je ne les décrirai donc pas.

Au SSE de Pamplona le cadre géo-pétrographique n'est pas aussi simple et clair. Ne pouvant pas avoir la prétention de résoudre les problèmes posés par ces affleurements, que j'ai reconnus trop rapidement, je veux au moins les poser clairement.

Au delà du col qui limite vers le Sud la vallée de Pamplona, le long de la route qui descend à Chitigà, j'ai trouvé, en contact avec le granite axial, des roches très variables par leur constitution minéralogique et leurs faciès, variations pouvant s'observer sur un même échantillon, parfois même dans une seule lame mince.

D'une part il y a un matériel à gros grain, que j'appellerai matériel A. Parfois il est composé presque entièrement de grands porphyroblastes de microcline (micropertitique à trabécules sériciteuses qui dessinent des mailles de filet), de quartz, d'oligoclase (moins répandue), puis de mica blanc et enfin de petites gerbes et minces lits à baguettes et aiguilles de sillimanite. Parfois il se compose seulement de porphyroblastes de microcline micropertitique rose, de quartz et d'oligoclase automorphe séricitisé, avec des plages de cordiérite à altération gigantomolique et, comme minéraux accessoires, des minerais opaques paraissant rongés par les feldspaths et le quartz.

D'autre part il y a un matériel à grain beaucoup plus fin que j'appellerai matériel B et qui se compose selon les cas ou bien de quartz, deux micas (avec biotite chloritisée), cordiérite avec altération gigantomolique, un peu d'oligoclase et beaucoup de zircon comme accessoire (ce dernier donne des halos jaunâtres dans la cordiérite) ; ou bien d'une trame de cordiérite altérée, de sillimanite (en prismes, baguettes et aiguilles en paquets flexueux et tordus), de muscovite qui se développe dans le fond de cordiérite altérée et de minerais, au sein de cette trame le quartz s'est développé en quelques porphyroblastes et surtout en d'innombrables petites gouttes et plages xénomorphes.

Dans le matériel B toute trace de texture schisteuse a été effacée.

Dans le matériel A, et cela exceptionnellement, seule la disposition de certaines lentilles allongées de quartz rappelle vaguement une texture orientée.

Le contact A - B apparaît plus ou moins net macroscopiquement. Mais au microscope on constate qu'il est plutôt diffus, puisque des minéraux de A se trouvent en B et vice versa, cela étant vrai en particulier pour les phénoblastes de quartz de A qui pénètrent dans B.

D'une façon générale on peut dire que c'est A qui pénètre dans B et l'englobe, ce dernier ne constituant

finalement que des "nuages" sombres en A. Néanmoins sur le terrain il est encore parfois possible d'apprécier sur de grands affleurements une orientation de ces roches, qui ont gardé une disposition en bancs, plongeant vers l'Est.

Du fait qu'à une altitude inférieure j'ai trouvé des gneiss leucocrates (granulites ?) qui rappellent ceux de la partie basale des ectinites du massif de Santander, j'ai tendance à penser qu'il faut considérer les roches dont on parle comme des ectinites calédoniennes ayant été affectées par un métamorphisme (en fait une feldspathisation) lié à la granitisation hercynienne. Elles pourraient bien correspondre, car, également alumineuses, à celles de la partie médiane des coupes de la partie centrale du massif de Santander (montagne de Mutiscua par exemple). Mais je n'exclus pas que cette hypothèse puisse un jour céder la place à l'autre qui serait de supposer que ces roches appartiennent au socle précambrien. Les gneiss leucocrates que j'ai mentionnés ci-dessus se composent de quartz, de microcline, d'un peu de muscovite et de zircon. Le microcline est toujours en porphyroblastes xénomorphes, le quartz est tantôt porphyroblastique, tantôt simplement granoblastique.

Pour retrouver le long de la route indiquée, des faciès "normaux", c'est-à-dire ayant échappés au métamorphisme lié à la mise en place du granite axial hercynien, il faut alors rejoindre la terminaison sud du massif.

Là affleurent des quartzites à séricite et un peu de muscovite, parfois un peu chloriteux. Ils sont à grain fin, de couleur grisâtre et ils ressemblent à tous points de vue à ceux de la partie supérieure des ectinites du massif de Santander.

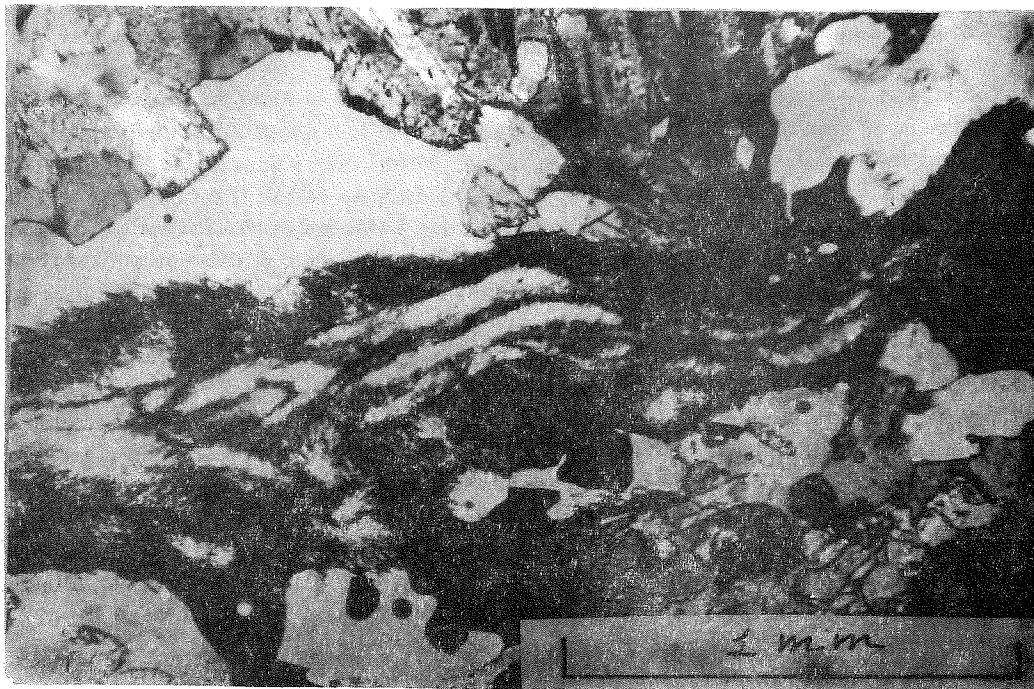


Fig. 18 - Paquets flexueux de sillimanite (fibrolite) dans les gneiss du Massif de Pamplona.

d²) Massif de Labateca

Le massif de Labateca se trouve au SE de Pamplona (fig. 13).

Aucun renseignement précis n'existe sur sa constitution pétrographique. E. HUBACH y signale (E. HUBACH in O. RENZ 1943) des roches cristallines situées sous du Dévonien probable et du Carbonifère. Dans sa colonne stratigraphique il représente ce massif comme constitué de "light grey and greenish schist, micaschist with local clear bedding" en haut et de "Granite and Diorite" en bas, tout en signalant que granite et diorite pénètrent dans les micaschistes (fig. 19).

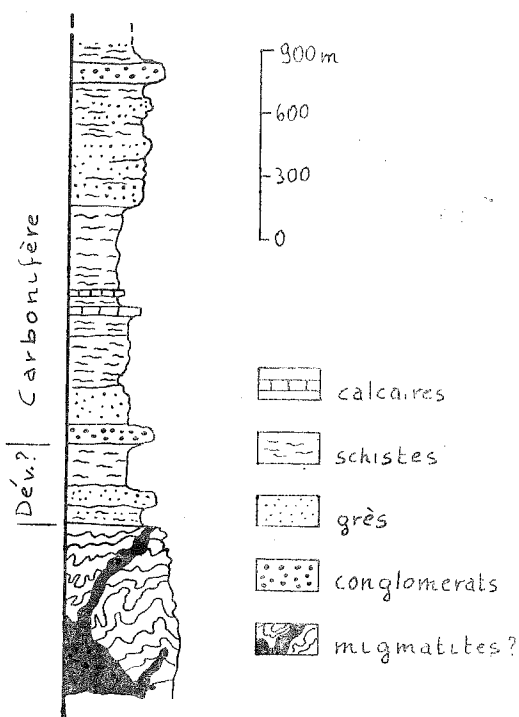


Fig. 19 - Stratigraphie du Massif de Labateca - (selon E. HUBACH)

Je n'ai pas eu la possibilité de visiter ce massif. Cependant j'ai examiné les éboulis des rivières qui en descendent et j'en ai observé les vues aériennes. J'ai constaté que ces éboulis étaient faits de gneiss granitisés et que l'aspect photogéologique de ce massif était très proche de celui du massif migmatitique de Santander. C'est par suite de ces remarques que dans la carte de fig. 13, j'ai voulu rapprocher les roches du massif de Labateca des migmatites anciennes du Santander. Ce qui ne veut pas dire que des études ultérieures ne mettront pas en évidence des choses plus complexes.

Du point de vue minéralogique ces gneiss se composent des minéraux essentiels : microcline, quartz, un peu de plagioclase (oligoclase), biotite et muscovite, sillimanite (fibrolite) en paquets flexueux et plissotés de quelques centimètres de longueur, andalousite poeciloblastique, cordiérite en général pinitisée ; et des minéraux accessoires : oxydes opaques et zircon.

Il est aisé d'y établir l'ordre paragénétique suivant :
cordiérite - pinite - micas diablastiques - microcline - quartz -.

Parfois les minéraux alumineux manquent entièrement. On a alors affaire à des gneiss à microcline et biotite avec seulement un peu de quartz surtout en gouttes rondes.

Les faciès macroscopiques sont très variables. Parfois ce sont des gneiss régulièrement lités, parfois les minéraux mélanocrates se rassemblent en blocs et lentilles emballés dans le matériel quartzo-feldspathique (granitique), donnant un faciès d'agmatites.

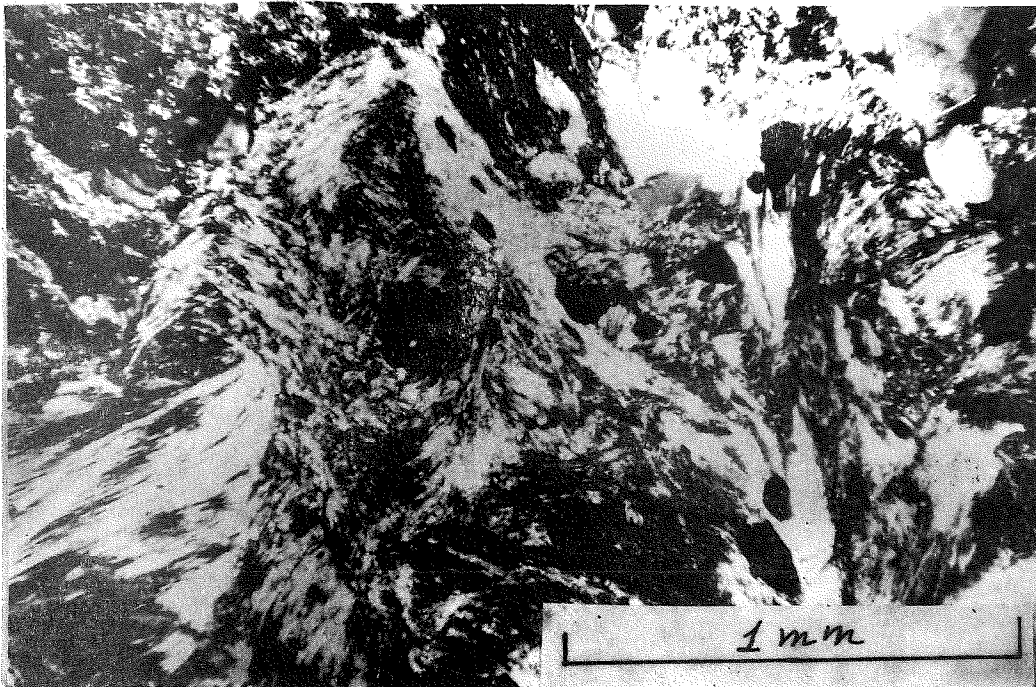


Fig. 20 - Paquets flexueux et plissés de sillimanite (fibrolite)
dans les "migmatites" du Massif de Labateca -

e) Massif de Santa Marta

Le Massif de Santa Marta proprement dit (L. RADELLI 1962 d) est constitué par les roches suivantes : un ensemble de schistes cristallins, des granites et un ensemble de microgranites, rhyolites et tufs acides. Toutes ces roches sont recouvertes en discordance soit par des grès rouges plus ou moins continentaux (Groupe Giron) soit, à la partie la plus externe, par le Crétacé calcaire. (fig. 21)

Les schistes cristallins affleurent :

- dans la partie centrale du Massif (régions des lacs) : migmatites et granites gneissiques, traversés par le granite, le microgranite et les rhyolites ;
- dans la vallée Mamancanaca-Donachui : migmatites
- entre San Sebastian et le Rio Ariguani : leptynites et migmatites, encadrées par le granite central à l'W et les microgranites et les rhyolites à l'E ;
- à l'W de Pueblo Bello : migmatites leptynitiques qui flottent dans ou sur le granite central ;
- dans la région de Santa Marta : ectinites ;
- dans une grande bande SW - NE qui de Guacamaya-Cienaga (migmatites et ectinites) va jusqu'à la côte de la Mer des Caraïbes (migmatites) ;
- dans la région de San Pedro de la Sierra, au NE de Bellavista : migmatites et ectinites.

Les roches granitiques (granite potassique de Pueblo Bello et d'Ataquez ; granite gris de Caracolito ; granodiorites de la région des lacs) occupent la partie centrale du massif. Des tonalites affleurent à la partie NW (région de Santa Marta).

L'ensemble des microgranites, rhyolites et tufs affleure surtout à la bordure méridionale et occidentale des granites ci-dessus. Ces roches étant considérées, dans ce travail, comme hercyniennes, elles seront décrites plus loin.

e1) Migmatites et granites gneissiques de la région des lacs.

Ces roches affleurent au pied des hauts sommets de la Sierra Nevada, au Nord de la vallée de Mamancanaca. Elles sont entièrement enveloppées par les granites et les microgranites du complexe magmatique central. Des filons de microgranite, qui recoupent aussi celui-ci, les traversent. Leur direction oscille autour d'EW.

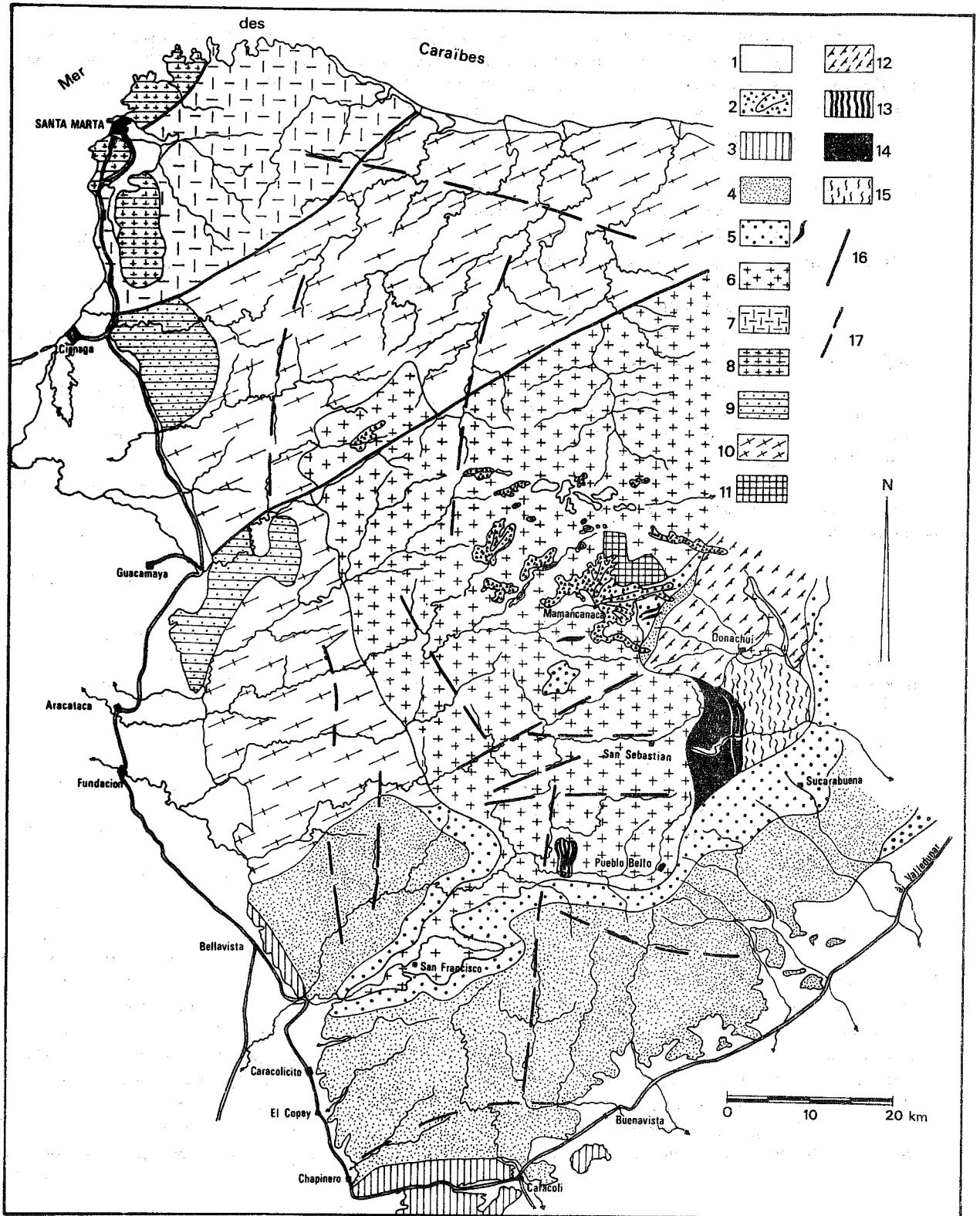
Faciès principaux.

Il y a lieu de distinguer parmi les affleurements de cet ensemble trois types lithologiques principaux : embréchites ocellées, embréchites rubanées, granites gneissiques.

La granitisation de toutes ces roches est très avancée et parfois complète, avec disparition de toute texture orientée.

Les embréchites ocellées sont des roches de couleur gris clair, avec des biotites déformées, plissées en S. Les passages continus de ces roches aux migmatites rubanées d'une part, et aux granites gneissiques d'autre part sont fréquentes.

Les "yeux" sont constitués par des porphyroblastes feldspathiques d'un diamètre maximum de 2cm. Au microscope, on y reconnaît les minéraux suivants : plagioclase (An 25 - 30), microcline, quartz, biotite, amphibole résiduelle, myrmékites, micropegmatites et accessoirement, apatite, zircon, ilménite, chlorite. La structure est porphyroblastique. Le plagioclase est très abondant et il constitue des cristaux idiomorphes maclés albite ou, plus rarement, albite - péricline. Il est fréquemment fracturé et ses fractures sont remplies par de petites lames de biotite. Le microcline est toujours microperthitique et il constitue des porphyroblastes xénomorphes. Il est aussi fracturé, mais les fractures sont remplies par de très petits grains de quartz. Le quartz se trouve : en grands cristaux xénomorphes fracturés à extinction roulante ; en plus petits grains, qui occupent une position interstitielle ; enfin en très petits grains qui remplissent les



microfractures de la roche. Celui de premier type corrode tous les minéraux de la roche sauf la biotite ; celui de deuxième type corrode tous les minéraux de la roche sans exception.

La biotite se trouve en général en assemblage de petites lames. Celles-ci ne sont pas orientées l'une par rapport à l'autre, mais elles se trouvent réunies en minces petits lits plissés en S, ou en assemblages irréguliers. Elle se substitue à l'amphibole dont il subsiste des reliques.

La grande répartition des myrmékites et des micropegmatites est l'un des caractères les plus typiques de ces roches.

L'amphibole constitue le plus souvent des gerbes de petites fibrilles orientées ou non. Le centre des fibrilles est légèrement bleuâtre à peine pléochroïque avec extinction $Z : c = 15 - 17^\circ$ (actinolite glaucophanique ?) ; à la périphérie on a un mince liseré d'amphibole pléochroïque du vert bleuté au vert avec $Z : c = 20 - 30^\circ$ (hornblende). Mais on note aussi tous les intermédiaires entre ces deux types extrêmes. En outre les parties amphiboliques les plus décolorées sont progressivement substituées par la biotite décrite ci-dessus, sans modification de la structure de la roche. Il semble donc que l'on puisse penser aux transformations minéralogiques suivantes :

hornblende --> actinolite glaucophanique ---> biotite

Primitivement on devait avoir des embréchites oeillées à amphibole qui ont été transformées en embréchites oeillées à biotite et amphibole résiduelle. On peut donc penser que l'ancien paléosoma était riche en hornblende, et qu'il a été soumis d'abord à une métasomatose sodique, puis à une métasomatose potassique.

L'apatite est abondante, idiomorphe et parfois de belle taille ; elle paraît néogénique ; zircon, ilménite et oxydes de fer opaques sont parsemés irrégulièrement dans la roche.

La chlorite assez rare est une pennine.

A proximité des granites gneissiques (voir plus loin) ces roches se modifient. Leur texture oeillée disparaît plus ou moins complètement ; une évolution dans le sens "granitique" intervient. Les minéraux mélanocrates se présentent comme des reliques orientées dans une masse fondamentale quartzo-feldspathique. La composition minéralogique de la roche se déplace vers le pôle quartzo-feldspathique, les myrmékites et les micropegmatites deviennent plus abondantes, en même temps le pourcentage des chlorites augmente. (pennine et clinocllore), qui dans un cas pseudomorphosent des grenats. Ces roches contiennent aussi de belles ilménites à auréole de sphène, corrodées par le quartz.

Sous le nom "embréchites rubanées" je désigne ici, en fait, divers types lithologiques plus ou moins proches par leur faciès des embréchites oeillées, qui existent également : gneiss lit par lit, petits amas basiques (biotico-amphiboliques) injectées par des filonnets granitiques (pegmatitiques), et véritables embréchites rubanées à paléosoma biotico-amphibolique.

Fig. 21 - Carte géologique de la partie centro-occidentale du Massif de Santa Marta

- 1) Quaternaire indifférencié ; 2) Méraïnes ; 3) Formation La Quiata (Groupe GIRON) ;
- 4) Rhyolites ; 5) Microgranites et filons de microgranite ; 6) Granites et granodiorites ;
- 7) Tonalites de Santa Marta ; 8) Ectinites méramorphisées par contact ; 9) Ectinites (micaschistes et gneiss) ; 10) Migmatites indifférenciées ; 11) Migmatites des lacs ;
- 12) Migmatites à amphibole ; 13) Migmatites leptynitiques ; 14) Leptynites ; 15) Migmatites à pyroxène ; 16) Failles ; 17) Failles probables.

Comme dans le cas ci-dessus, ces roches présentent des transitions vers des faciès plus granitiques. Les minéraux que l'on observe au microscope, et qui ont une répartition assez variable d'un des faciès indiqués ci-dessus à l'autre, sont essentiellement quartz, microcline, oligoclase, amphibole, biotite ; et accessoirement, ilménite, sphène, apatite et zircon.

Le quartz est toujours très abondant. Il se trouve en grands cristalloblastes xénomorphes à extinction roulante et fracturés (première génération) et en assemblages de plus petits grains parmi les feldspaths (deuxième génération).

Le microcline est toujours micropertithique ; il forme des cristalloblastes xénomorphes et parfois des porphyroblastes. Dans certain cas il est le seul feldspath de la roche.

A l'inverse, le plagioclase se trouve seulement dans certains échantillons et, dans ce cas, il forme aussi des cristalloblastes xénomorphes et porphyroblastiques, fracturés, tordus et maclés albite, mais de taille toujours inférieure à celle du microcline.

L'amphibole est une hornblende, pléochroïque du jaune au vert, avec $Z : c = 20^\circ$. Bien qu'elle ne présente pas un net caractère résiduel comme celle des embréchites ocellées, elle est néanmoins souvent substituée par de la biotite.

Cette dernière est faiblement colorée, peu pléochroïque ; elle forme de belles lames, mais aussi de petites lamelles qui se substituent à l'amphibole ou pénètrent dans les fractures des feldspaths.

Parmi les minéraux accessoires, le plus répandu est l'ilménite, souvent avec une bordure de sphène et des ségrégations métalliques à l'intérieur. Cet assemblage est fréquemment détruit par les feldspaths et le quartz qui s'y insinue.

Les granites gneissiques semblent avoir une plus faible répartition que celle des roches dont il vient d'être question. Il s'agit de roches grenues, pauvres en minéraux mélanocrates, à texture schisteuse peu marquée et où des feldspaths de 5-10 cm se détachent de la masse bien plus fine. Sur le terrain ces granites forment des masses irrégulières ou filoniennes ; mais il est parfois très difficile à vue de les séparer des roches décrites plus haut.

Au microscope, on observe les minéraux essentiels suivants : quartz, plagioclase (oligoclase-andésine) microcline, biotite, chlorite ; et comme minéraux accessoires le zircon, l'apatite, des oxydes opaques de fer. La structure est cristalloblastique et cataclastique. Le quartz, en général en grands cristalloblastes, présente toujours une extinction roulante et parfois une structure laminaire, par suite des efforts dynamiques. Le plagioclase est idiomorphe, cataclastique, tordu. Il est maclé albite et substitué ou englobé par le microcline. Celui-ci constitue des porphyroblastes xénomorphes, aussi bien micro- que macropertithiques. La biotite constitue des assemblages de petites lamelles pléochroïques. La chlorite est une pennine ; elle est fréquente et forme également des lamelles. Elle provient de l'altération de la biotite. Je pense que cette roche représente une ancienne intrusion granitique et que la granitisation des autres roches décrites ci-dessus est liée à cette intrusion. Il est possible également qu'une nouvelle granitisation, liée à la montée du granite hercynien dont il sera question plus loin, se soit surimposée à la première. Toujours est-il que cet ensemble de roches est profondément granitisé et a parfois les caractères gneissiques initiaux.

e2) Migmatites à biotite et amphibole de la coupe Mamancanaca-Donachui- Rio Ariguani

Il s'agit d'une grande masse de migmatites rubanées que l'on retrouve plus au Sud, dans la coupe San Sebastian-Finca Ariguani - Valledupar que je décrirai plus loin là où elles y sont associées à des migmatites à pyroxène.

Dans la coupe dont il est question ici, elles sont encadrées aussi bien à l'W qu'à l'E par les roches du complexe magmatique hercynien : à l'W, granite, microgranite et rhyolites ; à l'E surtout des rhyolites. Dans la première partie de la coupe, de la tête de la vallée de Donachui à Tromba, elles sont traversées

par les microgranites et les rhyolites, et il arrive aussi de trouver des paquets de ces migmatites entièrement emballés dans les roches ignées. A l'E de Tromba elles sont encore traversées par des roches ignées (la coupole granitique de Donachui notamment) mais elles ne sont plus englobées par celles-ci (sauf peut-être sous forme de petites enclaves).

Elles ont une direction plus ou moins NS et un pendage vers l'W. Du point de vue morphologique, elles forment des reliefs rudes et des vallées escarpées. Leur composition minéralogique, sur laquelle, pour éviter des répétitions inutiles, je donnerai des précisions en décrivant les affleurements de la coupe suivante, varie un peu de l'W vers l'E. A l'W les minéraux essentiels sont : quartz, oligoclase, microcline, myrmékite, biotite néoformée et amphibole, avec chlorite, zoïsite et épidotes ; les minéraux accessoires étant ilménite, et zircon, avec, mais sporadiquement des grenats chloritisés.

A l'E, mêmes minéraux, mais avec diminution du pourcentage du microcline et accroissement de celui de l'amphibole.

Le néosoma l'emporte toujours en quantité sur le paléosoma.

e3) Migmatites de la coupe San Sebastian - Finca Ariguani - Valledupar

Le chemin indien, qui de San Sebastian descend à Valledupar, traverse les formations suivantes :

- jusqu'au Col qui sépare la vallée de San Sebastian de celle du Rio Ariguani, le granite central (hercynien) du Massif ;
- puis une masse de leptynites, dont il sera question plus loin ;
- ensuite un ensemble de migmatites : d'abord une bande assez mince de migmatites leptynitiques à biotite et amphibole dans laquelle se continuent et se terminent celles de la coupe antérieure ; puis des migmatites hétérogènes (épiholites à biotite, amphibole et pyroxène), dans lesquelles sont conservés des septa (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) d'anciennes roches basiques ;
- puis encore des roches ignées (microgranites et surtout rhyolites) du complexe magmatique hercynien.

La limite orientale des migmatites, près des rhyolites, est nette et facile à tracer. La limite migmatites homogènes - migmatites hétérogènes ne l'est pas autant : des transitions existent et celle indiquée sur la carte géologique de la fig. 21 est surtout une limite de texture.

La limite migmatites homogènes - leptynites est aussi assez floue, des interférences entre les deux formations existent.

Les migmatites leptynitiques (embréchites rubanées) à amphibole montrent sous le microscope une structure qui n'est pas sans rappeler celle des leptynites (voir plus loin) avec des quartz porphyroblastiques de forme lenticulaire allongée.

Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, microcline, plagioclase, biotite, amphibole ; minéraux secondaires, chlorite et épidote ; minéraux accessoires, apatite et oxydes de fer opaques.

La texture est schisteuse du fait de l'orientation des plagioclases, amphiboles et lentilles de quartz.

Le plagioclase (An 25) est idiomorphe, parfois porphyroblastique, maclé albite ou albite-péricline.

Le microcline est xénomorphe, souvent porphyroblastique et micropertitique.

L'amphibole est une hornblende de couleur vert clair, peu pléochroïque (de jaunâtre à vert) avec $Z : c = 20^\circ$ en moyenne, mais parfois plus petit.

La biotite, qui n'est d'ailleurs pas très répandue, semble de néoformation. Elle se développe en se substituant à l'amphibole. Les lames de biotite qui se forment ne sont pas parallèles à la schistosité de la roche due à l'orientation de l'amphibole, du plagioclase et du quartz.

La chlorite (en général, pennine) se forme à partir de l'amphibole non biotitisée. L'épidote lui est associée ou elle se trouve en remplissages des microfractures.

Les migmatites hétérogènes à biotite, amphibole et pyroxène présentent d'un affleurement à l'autre de grandes variations de faciès. Ceci justifie d'ailleurs la dénomination employée. Des passages d'embréchites rubanées sont communs, de même que les boudinages. La composition minéralogique des faciès les plus répandus est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, un peu de microcline, biotite, amphibole et pyroxène ; minéraux secondaires, chlorite ; minéraux accessoires, apatite, zircon, oxydes métalliques opaques.

La répartition mutuelle des minéraux acides et mélanocrates varie beaucoup, cela va sans dire, selon que l'on considère les parties granitiques ou les parties plus schisteuses de la roche. Cette description est donc simplement qualitative.

Le quartz est granoblastique, xénomorphe et à extinction roulante ; il est très rare qu'il constitue des formes lenticulaires comme dans les leptynites et dans les migmatites ci-dessus.

Le plagioclase (An 40) est idiomorphe et maclé albite ou albite-péricline. Le microcline est xénomorphe et micropertitique.

Les proportions relatives de la biotite, de l'amphibole et du pyroxène dans la roche varient grandement d'un échantillon à l'autre, le pyroxène pouvant même manquer parfois. L'amphibole a les mêmes caractères que dans les roches décrites ci-dessus. Le pyroxène est une augite incolore, avec $Z : c = 45^\circ$ en moyenne, qui parfois constitue de beaux cristalloblastes. Amphiboles et pyroxènes sont orientés et ils sont, les premières en particulier, corrodés par le quartz et le plagioclase.

La biotite se substitue à l'amphibole, en particulier sur les bordures. Mais le plus souvent on a des structures dactylitico-symplectiques à biotite fortement pléochroïque, sans orientation particulière.

La chlorite se trouve dans toutes les lames minces étudiées, mais elle devient de moins en moins abondante dès que l'on descend dans la série ; en haut elle remplace parfois entièrement les minéraux mélanocrates ; à la partie moyenne une telle substitution est seulement partielle ; en bas la chlorite se trouve seulement en remplissage des fractures des minéraux cataclastiques.

J'ai signalé plus haut que de temps en temps des septa basiques se trouvent dans ces migmatites. J'en décrirai un, celui qui se trouve à la cote 700 m sur le chemin San Sebastian-Valledupar.

Au sein des migmatites, se détachent des roches foncées, noires ou noir verdâtre, dont la composition minéralogique est la suivante : biotite, pyroxène, apatite, plagioclase, quartz, chlorite (par ordre d'abondance). La structure est lépidoblastique, par suite de la répartition et de la taille de la biotite. Les lames de biotite s'arquent en se moulant autour des porphyroblastes du pyroxène (augite). Celui-ci est parfois remplacé par la biotite : dans certains cas la substitution est presque complète et alors il en reste seulement de minces fibrilles dans les grandes lames de biotite. L'apatite semble être de néoformation ; parfois elle constitue de véritables porphyroblastes qui se développent parmi les lames de biotite. Plagioclase et quartz ne sont pas très fréquents, en particulier le premier. Parfois ils s'insinuent dans la biotite, ou entre les lames micacées. Parfois le quartz en particulier, se loge dans les clivages. La chlorite est rare.

e₄) Leptynites à l'E de San Sebastian.

Une masse lenticulaire de leptynites allongée NS affleure à l'E de San Sebastian et elle est traversée par le chemin indien San Sebastian-Valledupar entre le Col de la Cruz (ligne de partage des eaux entre la vallée de San Sebastian et celle du Rio Ariguani) et la cote 1300 m. Ces roches se présentent en bancs massifs de direction NS ou N $15^\circ - 20^\circ$ E et à pendage ouest. Du point de vue macroscopique il s'agit de roches très homogènes, feldspathiques, à quartz abondant en lentilles allongées, dans lesquelles les minéraux mélanocrates sont peu représentés ou absents. Les seules variations reconnaissables sont celles qui tiennent à la texture, et elles le sont seulement lorsque les minéraux mélanocrates sont présents. Selon la disposition de leur trame dans l'espace il y a alors des roches litées, ocellées ou de caractère intermédiaire entre les deux. Les intercalations basiques sont très rares à la partie supérieure de la formation, re-

lativement plus fréquentes vers la base. Des filons de microgranite (hercynien) traversent la formation qui est en contact à l'W avec la grande masse granitique centrale du massif et à l'E avec les migmatites dont il a été question ci-dessus.

Je décrirai ici les principaux faciès lithologiques observés, à savoir le faciès typique, le faciès un peu oeilé, le faciès légèrement rubané et les intercalations basiques.

Le faciès leptynitique typique a une composition minéralogique assez simple : minéraux essentiels, quartz, microcline, oligoclase ; minéraux secondaires, épidote et chlorite ; minéraux accessoires, apatite, sphène et oxydes métalliques.

Le quartz constitue surtout des porphyroblastes en forme de lentilles allongées qui donnent à la roche une linéation et une structure typiques ; mais il se trouve aussi en plus petits cristalloblastes xénomorphes. Il a toujours une extinction roulante.

Le microcline forme des porphyroblastes xénomorphes microperthitiques, parfois gigantesques et de forme amiboïde ou lenticulaire très irrégulière. L'oligoclase est granoblastique, maclé albite, trouble par suite de la présence d'impuretés. La suite paragénétique de ces minéraux apparaît bien dans l'examen des relations mutuelles et elle est la suivante : plagioclase, microcline, quartz.

Parmi les minéraux accessoires l'apatite semble être de néoformation.

Dans une grande partie des échantillons étudiés j'ai remarqué les traces d'efforts dynamiques : cataclase des minéraux, du quartz en particulier, avec formation de diaclases perpendiculaires à la linéation, lesquelles par la suite ont été remplies par de l'épidote et de la chlorite. Ce faciès que j'ai appelé typique est le plus fréquent dans la masse dont il est question ici. Ceux que je décrirai par la suite sont en fait des variations locales de celui-ci.

Le faciès légèrement oeilé se trouve à la partie supérieure de la masse, par exemple dans la montagne au S du Col de la Cruz, derrière la ferme qui se trouve à la tête de la vallée de San Sebastian.

La texture oeilée est due au plissement de petits lits verdâtres qui enveloppent les parties quartzofeldspathiques de la roche. La transition à des faciès lités, c'est-à-dire des faciès dans lesquels ces lits sont parallèles, est fréquente. La texture oeilée est mieux reconnaissable macroscopiquement qu'au microscope. Cela tient au fait que les minéraux qui forment les lits verdâtres sont des minéraux en grande mesure effacés. Composition minéralogique : minéraux essentiels, quartz, microcline, plagioclase ; minéraux résiduels, oxydes métalliques et amphibole ; minéraux secondaires, chlorite et épidote ; minéraux accessoires, apatite, zircon, ilménite. La structure est la suivante : dans un fond granoblastique s'individualisent des porphyroblastes xénomorphes de quartz et feldspaths.

Le quartz se trouve en lentilles allongées, en petits grains interstitiels, en structures à mosaïque. Il a toujours une extinction roulante. Parmi les feldspaths, le microcline (microperthitique) est frais, tandis que le plagioclase est toujours un peu troublé par des inclusions, qui sont en général de minuscules lamelles micacées et des oxydes opaques. L'amphibole a des caractères variables aussi bien de cristalloblaste à cristalloblaste, que d'un point à l'autre d'un même cristalloblaste. Parfois elle est verte, pléochroïque avec $Z : c$ d'environ 20° ; d'autres fois elle a des caractères glaucophaniques : couleur azur pâle, $Z : c$ petit, structure finement fibreuse.

Ces caractères glaucophaniques sont plus développés dans les cristalloblastes englobés dans le plagioclase ou en contact avec celui-ci, qui les corrode et les remplace. Lorsque un tel remplacement est avancé, le plagioclase contient de nombreuses inclusions d'oxydes opaques, inclusions qui d'ailleurs se trouvent également dans l'amphibole à caractère glaucophanique.

L'épidote se trouve, soit en microfilonnets discordants (remplissage de fractures), soit en association avec le plagioclase, soit en association avec l'amphibole et les oxydes opaques. Elle semble bien être postérieure à une phase tectonique. La chlorite se trouve en général à la périphérie de l'amphibole, mais parfois elle la substitue complètement.

Le faciès lité est assez fréquent.

L'examen macroscopique d'échantillons polis montre des porphyroblastes feldspathiques et des lentilles

quartziques orientées se détachant dans une masse grenue quartzo-feldspathique. on note également la présence de lits mélanocrates irrégulièrement répartis distants les uns des autres de quelques millimètres à un centimètre ou plus et d'épaisseur variable (à peine visibles ou de un à deux millimètres). La régularité de ces lits est rompue par l'accroissement des porphyroblastes qui les recourent. Enfin les petites diaclasses sont remplies par du matériel tout à fait semblable à celui des lits mélanocrates.

L'étude microscopique de plusieurs échantillons montre une remarquable uniformité des caractères fondamentaux de ce faciès, mais elle fait voir également qu'une variation existe dans la répartition relative des minéraux secondaires des lits mélanocrates : la chlorite est plus répandue que l'épidote à la partie supérieure de la masse, l'inverse se produisant à la partie inférieure.

Les caractères communs à tous les échantillons sont :

- la texture, due à la disposition litée des minéraux mélanocrates et à linéation donnée par le quartz ;
- la structure, caractérisée par les lentilles allongées de quartz, les porphyroblastes xénomorphes de microcline microperthitique et les granoblastes de plagioclase (oligoclase) ;
- la composition minéralogique de la masse fondamentale : minéraux essentiels, quartz, microcline, plagioclase ; minéraux accessoires, apatite, zircon, sphène, oxydes opaques ; minéraux résiduels, un peu d'amphibole et de biotite.

Dans les échantillons à chlorite dominante, la chlorite est une pennine, qui se trouve en grandes lames, mais aussi en concentrations de petites lamelles. Les grandes lames sont orientées, les petites lamelles ne le sont pas et parfois elles leur sont perpendiculaires. En général dans la chlorite persistent des reliques de biotite, sous forme de petites baguettes associées à des oxydes opaques, et de l'amphibole. L'épidote, dans ces mêmes échantillons, se trouve en petits grains à fort relief. Lorsqu'elle est plus abondante que la chlorite elle est xénomorphe et tout normalement associée à de la pennine, soit en couronne de grains autour des autres minéraux, soit comme remplissage de fractures. Elle est habituellement associée à une amphibole presque incolore ou faiblement verdâtre, très peu pléochroïque et de $Z : c = 15 - 20^\circ$.

Les intercalations basiques de couleur vert bouteille en petits bancs dans la masse principale leuconate donnent à l'ensemble un aspect rubané. Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase et amphibole ; minéraux secondaires : chlorite et épidote. Le plagioclase est le minéral plus répandu. Il est très altéré. Il s'agit sans doute d'oligoclase. L'amphibole est en prismes inclus dans le plagioclase. Elle est de couleur vert clair : légèrement pléochroïque et de $Z : c = 10-20^\circ$.

es) Migmatites leptynitiques à l'W de Pueblo Bello.

Sur le chemin Pueblo Bello - Palmarito affleurent des roches qui, par leur texture d'ensemble (alternance de couches granitiques et amphiboliques) sont des embréchites épiboliques, mais qui par la structure des couches granitiques se rapprochent nettement des leptynites. Je décrirai ici séparément les couches claires granitiques et les couches amphiboliques. Disons tout de suite qu'en volume le matériel granitique l'emporte dans l'ensemble sur le matériel amphibolique. Une surface polie taillée dans le matériel granitique montre que celui-ci a une texture litée peu prononcée, due à la présence de très minces feuilletés orientés sombres constitués par des traces de minéraux mélanocrates mais une linéation nette déterminée par le quartz en lentilles allongées. Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, tous xénomorphes, quartz, microcline microperthitique, plagioclase, un peu de biotite parfois absente ; minéraux accessoires, zircon et oxydes opaques (en général de la magnétite titanifère plus ou moins altérée) ; minéral secondaire, épidote.

Le quartz est très répandu. Il forme des lentilles allongées à structure granoblastique ou en mosaïque. Il a toujours une extinction roulante.

Le microcline microperthitique et poecilitique se trouve en cristaux xénomorphes souvent porphyroblastiques, parfois gigantesques.

Le plagioclase est le plus souvent en granoblastes de taille bien inférieure à celle du microcline, mais parfois en cristalloblastes à tendance idiomorphe. Sa composition varie entre l'albite presque pure et l'oligoclase acide. Il est rare qu'il soit maclé et quand il l'est ce sont des macles floues de l'albite. Il est poecilitique : inclusions de petites paillettes de séricite. La biotite est en petites lames disposées selon des lits orientés, mais l'orientation de chaque lame ne coïncide pas forcément avec celle de ces lits. Elle est la plupart du temps associée à des oxydes métalliques opaques. L'épidote se trouve en petits granoblastes parsemés au hasard dans la roche.

Comme je l'ai déjà dit, dans l'ensemble de la formation les couches amphiboliques ont une importance subordonnée par rapport au matériel granitique. Leur composition minéralogique, telle qu'elle apparaît en lame mince, est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, quartz, amphibole; minéraux accessoires, sphène, zircon, épidote. La structure est granoblastique. Le plagioclase, très répandu, est xénomorphe. Il est poecilitique et il contient de nombreuses inclusions de baguettes micacées. Il est maclé albite. Des angles d'extinction de 15° sur les sections normales à (010) et des indices inférieurs à celui du baume semblent indiquer qu'il s'agit d'une albite. Il corrode et parfois renferme des cristaux d'amphibole.

Le quartz se trouve, soit en granoblastes xénomorphes cataclastiques (quartz I), soit en amas à structure en mosaïque (quartz II). Il a toujours une extinction roulante et il semble que le quartz II soit postérieur au plagioclase. L'amphibole a des caractères différents d'un cristal à l'autre : certains sont incolores et apléochroïques, d'autres sont verdâtres et assez pléochroïques, d'autres encore sont bleuâtres.

L'angle d'extinction Z : c varie de 15°-17° à 20°-25°. Il semble qu'il s'agisse d'une hornblende qui a subi une métasomatose sodique.

L'épidote est tardive et elle constitue le remplissage de petites diaclases ou fractures des autres minéraux.

L'ensemble de ces observations montre que entre le composant granitique (leptynitique) et le composant amphibolique il y a à la fois des analogies et des différences profondes, à savoir :

- le microcline est abondant dans la leptynite, mais il est absent dans le composant amphibolique ;
- la biotite existe seulement dans la leptynite, l'amphibole seulement dans les couches amphiboliques (et rien ne prouve que la biotite se soit développée à partir de l'amphibole) ;
- du plagioclase acide se trouve dans les deux, mais il est mieux développé dans les couches amphiboliques ;
- une mobilisation sodique généralisée est vraisemblable, comme l'indique la néoformation de plagioclase acide et la glaucophanisation partielle de l'amphibole.

Discussion sur les faciès leptynitiques.

Quelle est l'origine de ces roches, aussi bien de ce faciès de migmatites leptynitiques que des leptynites de San Sebastian ?

Dans une optique essentiellement magmatiste il serait facile de penser, comme le suggère aussi la forme de la masse leptynitique de San Sebastian, à un ancien massif granitique. Celui-ci aurait injecté les roches environnantes, les aurait migmatisées, le tout ayant été affecté par un métamorphisme général qui aurait donné à l'ensemble des roches granitisées et granitiques leur faciès actuel. Cette hypothèse pourrait rendre compte en particulier de l'existence des quartz "leptynitiques" dans les migmatites à côté de la masse leptynitique principale. Mais un autre schéma génétique pourrait être également envisagé.

La liaison étroite, des points de vue pétrographique et structural, entre, de bas en haut, leptynites, migmatites leptynitiques et migmatites à intercalation basique pourrait être expliquée par une granitisation généralisée d'une ancienne série de nature et d'origine inconnue. Au cours de ce phénomène se serait produit en particulier un départ vers le haut de la série des éléments caféiniques donnant les intercalations

basiques. Mais dans cette partie descriptive de mon étude, je ne prendrai pas parti pour l'une ou l'autre de ces hypothèses. La répartition de la chlorite et de l'épidote suggère l'existence d'une rétro-morphose ayant affecté ces roches dans l'épizone. Je considère cette rétro-morphose comme hercynienne et j'en parlerai plus loin.

e6) La bande de migmatites nord-occidentale.

Faute d'un matériel d'étude suffisant, je ne donnerai pas pour ces roches de précisions pétrographiques, mais seulement des indications sommaires. Au SW il s'agit de migmatites variées à biotite et amphibole et embréchites à biotite. En bordure SW du massif elles ont une direction N 60° E (pendage 55°SE), mais celle-ci devient NE-SW (pendage 50° NW) à San Pedro de la Sierra.

Dans la région de la côte caraïbe, d'après les échantillons que j'ai pu étudier au Service Géologique de Colombie, où ils avaient été envoyés par les constructeurs de la route Dibulla-Santa Marta, il s'agit encore de roches granitisées, mais très pauvres en minéraux mélanocrates et constituées surtout par du quartz, de l'oligoclase, du microcline micropertthitique et de la myrmékite, avec un peu de biotite. Sur la carte géologique du massif (fig. 21) elles ont été représentées comme migmatites indifférenciées à la suite de quelques itinéraires rapides et grâce à une étude photogéologique.

e7) Micaschistes à deux micas de la coupe La Gran Via - San Pedro de la Sierra.

En discordance sur ces migmatites se trouvent des micaschistes à deux micas (direction N 160° S, pendage tantôt est, tantôt ouest). Ils sont traversés par de nombreux filons granitiques hercyniens (?) de telle sorte qu'il serait parfois possible de parler pour ces roches de migmatites au sens classique du mot (mélange d'une roche cristallophyllienne et d'un matériel plutonique). Ils contiennent également des yeux, des lentilles et même de véritables couches de quartz, probablement néogéniques.

Souvent ces roches sont altérées. Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, biotite, muscovite ; minéraux accessoires, microcline, épidote, oxydes métalliques opaques.

La structure est granoblastique, parfois porphyroblastique par suite du développement du plagioclase.

Le quartz est, soit granoblastique, soit en mosaïque. Le plagioclase (en moyenne, oligoclase) est zoné, maclé albite ou albite-péricline, parfois antiperthitique. La biotite est plus répandue que la muscovite. Elle est très foncée et fortement pléochroïque. Il est possible que son développement, ainsi que celui d'une grande partie des feldspaths, soient liés aux intrusions hercyniennes. Mais il me manque trop de données pour pouvoir résoudre ce problème.

e8) Ectinites de la coupe Rio La Aguja - Cerro La Calera - Cerro del Mico.

Au-dessus des embréchites du Rio Frio, à partir du Rio La Aguja reposent en discordance des micaschistes à deux micas tout à fait semblables à ceux de la coupe antérieure (composition minéralogique : minéraux essentiels : quartz granoblastique en mosaïque, oligoclase et un peu de microcline, biotite, muscovite ; minéraux accessoires, épidote, apatite, zircon). Ces micaschistes renferment des septa de sérictoschistes.

Au Cerro La Calera il y a des cipolins, connus en Colombie sous le nom de "marmoles de Cienaga".

Au Cerro del Mico, encore des micaschistes, mais cette fois à biotite, recoupés par de nombreux filons granitiques hercyniens (?).

e9) Ectinites de la ville de Santa Marta.

Grosso modo entre le parallèle de Cienaga et la ville de Santa Marta, donc à l'extrémité NW du Massif, affleurent des roches métamorphiques ayant une direction générale N 40° E, très plissotées dans le détail. Elles sont entièrement entourées par les tonalites de Santa Marta (voir plus loin), sur lesquelles elles paraissent flotter et elles sont recoupées par des filons leucocrates issus du massif tonalitique. Parfois, par exemple à la Gaira, ces filons sont très répandus et ils donnent à l'ensemble un faciès migmatique purement descriptif (au sens ancien). En plus ce matériel granitique s'individualise sous forme de poches plus ou moins lenticulaires. Du point de vue pétrographique on remarque dans ces ectinites des variations très rapides de composition minéralogique. L'étude microscopique suggère que celles-ci tiennent à un métamorphisme de contact développé par les tonalites.

Le faciès le plus commun est un micaschiste à deux micas, dont la composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, biotite et muscovite, plagioclase de néoformation (parfois très abondant, parfois même absent) ; minéraux accessoires, épidote, hématite, apatite. Le quartz est grano-blastique ; la biotite et la muscovite, en proportions variables, forment des lits parallèles (structure lépidoblastique) ; le plagioclase (Andésine An 30-35) est idiomorphe et semble lié à l'intrusion des tonalites et des filons granitiques associés car il se trouve presque uniquement dans les échantillons prélevés au voisinage de ces roches éruptives. Dans des niveaux plus calciques l'amphibole prend la place de la biotite, tandis que la muscovite disparaît entièrement. En même temps la quantité d'épidote augmente, le sphène et le grenat apparaissent, la tourmaline s'associe à l'apatite et le plagioclase devient plus basique (An 50-60). D'autres fois encore la néoformation de l'amphibole n'est pas complète : il y a alors des alternances de lits quartzo-calcaires et amphiboliques. Inversement, (cas des affleurements les plus proches de la ville de Santa Marta) la calcite peut disparaître entièrement et on a des roches constituées de quartz, d'actinote fibreuse en gerbes, de plagioclase basique, d'épidote, du sphène, de la biotite et de la chlorite.

Dans certains échantillons on trouve aussi de petites masses altérées et d'aspect terreux qui pourraient être constituées par de la cordiérite pinitisée. Toutes ces variations et transformations reconnaissables au microscope ne se décèlent pas macroscopiquement. En effet, sur le terrain elles se présentent toujours avec une texture schisteuse fine, une couleur sombre, verdâtre et des surfaces parfois lustrées.

Au NE de la ville de Santa Marta des roches d'aspect identique affleurent aussi, mais je ne dispose pas de renseignements pétrographiques à leur sujet.

e10) Masses basiques du Lac Guiachinacopunameina.

Dans la partie centrale du Massif, au NW de Mamancanaca et à proximité du Lac Guiachinacopunameina, j'ai observé des roches éruptives à grands cristaux d'amphibole. Elles sont emballées dans le granite hercynien et traversées par des filons microgranitiques liés à ce dernier. Ces roches basiques sont traitées ici car je les considère comme calédoniennes. En effet elles sont analogues aux gabbros de la presque île de Guajera, qui eux font partie sans conteste de la série calédonienne (voir plus loin). En outre elles ont été métamorphosées sur leur bordure par le granite hercynien qui leur est donc postérieur. Enfin il est peu vraisemblable qu'elles puissent s'être mises en place au cours d'une phase hercynienne précoce car dans l'Orient Andin de Colombie aucune roche éruptive basique hercynienne n'a été observée.

Ces roches éruptives basiques forment d'énormes enclaves de forme plus ou moins ellipsoïdale dans le granite hercynien. Leur taille, selon leur grand axe, atteint quelques centaines de mètres (ils sont donc trop petits pour être représentés sur la carte géologique du massif de la fig. 21). Les filons microgranitiques qui les traversent ont parfois une puissance de 20-30 m.

Je décrirai d'abord le faciès normal qui constitue la masse de ces enclaves, puis leur faciès de bordure, la zone de contact avec le granite, limitée à quelques décimètres.

Le faciès normal des enclaves est sombre, presque noir, par suite de la prédominance des phénocristaux d'amphibole (jusqu'à 2-3 cm de longueur) sur les minéraux sialiques. Leur composition minéralogique, déterminée au microscope, est la suivante : minéraux essentiels, amphibole, pyroxène, labrador, olivine ; minéraux moins répandus et de néoformation, quartz, épidote, chlorite ; minéraux accessoires, apatite, minéraux métalliques opaques, sphène, zircon. La structure est holocristalline hypidiomorphe.

L'amphibole est une hornblende peu pléochroïque (de vert pâle à vert) avec $Z : c = 25^{\circ}-30^{\circ}$, souvent poecilitique avec inclusions de plagioclase altéré. Le pyroxène est une augite presque incolore avec $Z : c = 40^{\circ}-45^{\circ}$. Les deux minéraux sont fréquemment associés : du pyroxène dans les grands cristaux d'amphibole, ou l'inverse. Dans certains cas l'ouralite qui pseudomorphose le pyroxène, a conservé l'orientation cristallographique de celui-ci.

Le labrador est idiomorphe et maclé albite. En général il est profondément altéré (saussuritisé).

L'olivine n'est pas très répandue mais toujours fraîche.

Le quartz se trouve en petite quantité et il paraît tardif : il corrode tous les minéraux indiqués ci-dessus.

Epidote et chlorite proviennent de l'altération des minéraux essentiels. En particulier la chlorite s'est développée aux dépens de l'amphibole.

Le faciès de bordure, au contact du granite se limite à quelques décimètres d'épaisseur. Il est constitué par de grands cristaux d'amphibole (de 1 à 4 cm), et d'apatite (parfois 1 cm) englobés par un matériel grenu quartzo-feldspathique disposé en lits grossièrement parallèles.

Par rapport à la composition minéralogique de la masse basique, on note dans ce faciès de bordure la disparition de l'olivine, la transformation complète du pyroxène en amphibole, la biotitisation fréquente "en grappes", de cette dernière, un développement important d'apatite en porphyroblastes idiomorphes, enfin un apport d'oligoclase idiomorphe et de quartz. Ce faciès de bordure peut donc se décomposer en un paléosoma et en un néosoma dont on peut donner les caractères minéralogiques sous forme du petit tableau ci-dessous :

	<u>Paléosoma</u>	<u>Néosoma</u>
	amphibole	oligoclase
minéraux essentiels	labrador	quartz
		biotite
minéraux accessoires	minéraux opaques	apatite
minéraux secondaires	zoïsite, épidote, chlorite	

Au sujet des minéraux secondaires (épidote, zoïsite, chlorite) on peut faire remarquer qu'étant absents dans le néosoma leur développement semble s'être effectué avant l'apport quartzo-feldspathique.

Conclusions.

En dehors des roches éruptives hercyniennes dont il sera question plus loin, deux séries métamorphiques constituent le Massif de Santa Marta. Elles sont, nous l'avons vu, séparées par une discordance angulaire visible en de nombreux points.

La série inférieure sous les discordances est représentée par des roches granitisées précambriennes dont l'histoire ne peut pas encore être retracée de façon précise. De nombreux points restent à résoudre. La nature exacte des roches primitives, caractère du ou des métamorphismes subis et processus de granitisation qu'elles ont subi. Il est même difficile de se prononcer, par exemple sur l'origine véritable des masses et filons de granites gneissiques de la région des Lacs. Sont-ils dus à une ancienne migmatitisation syntectonique ou bien s'agit-il d'anciens filons éruptifs ayant plus ou moins modifié les roches environnantes, le tout ayant été repris par un métamorphisme général postérieur ? Pour ma part je serai partisan de la première hypothèse, mais les preuves sont encore trop vagues pour être affirmatif. D'ailleurs le même dilemme, nous l'avons vu, se pose pour les leptynites et migmatites associées de San Sebastian.

La série supérieure au-dessus de la discordance, est représentée par des ectinites calédoniennes et des roches éruptives basiques également d'âge calédonien, les ectinites sont localisées à la partie occidentale du Massif. Elles ont été traversées par de nombreux filons granitiques hercyniens, et à Santa Marta elles "flottent" sur des tonalites également hercyniennes. Ces intrusions les ont métamorphisées par contact. Parfois il y a même formation de migmatites au sens descriptif du terme. Il est par conséquent difficile de savoir quel était le faciès primitif de cette série avant l'époque hercynienne. Mais des septa de séricitoschistes y étant conservés (Rio La Aguja) et des faciès très peu transformés y étant reconnaissables microscopiquement (Santa Marta), on peut se demander si toute cette série, avant le cycle hercynien, n'appartenait pas du point de vue de l'intensité du métamorphisme à l'épizone ou à la zone des micaschistes supérieurs comme les roches calédoniennes de la Serrania de Perijà (L. RADELLI 1962 b), des Groupes Jarara de la Guajira et comme les faciès Querame.



Fig. 22 - Structure des leptynites de San Sebastián.
On note bien une lentille allongée de quartz -
(N + ; 7 x ; négatif).

f) Massif de la Guajira

Le schéma géologique de la presqu'île de la Guajira, tel qu'il ressort des travaux de O. STUTZER (1934), H. BÜRGL (1960), O. RENZ (1956, 1960), G. CHAMPETIER de RIBES, R. QUINTERO, L. RADELLI, G. WEECKSTEEN (1963) et L. RADELLI (1960, 1962 a), est le suivant (fig. 23) :

- un massif cristallin central allongé WSW-ENE qui traverse toute la presqu'île en constituant ses plus importants reliefs (Serrania de Jarara, Serrania de Macuira, Cerros de Parashi) et qui réapparaît plus au Nord dans la Serrania de Carpintero et au Cabo de la Vela ;
- un plus petit massif cristallin (roches éruptives surtout) au Sud, près de la frontière vénézuélienne, localement recouvert par des grès rouges triasiques (Groupe ou Formation Cojoro) ;
- un fossé ("surco de la Guajira" de O. RENZ) entre les deux massifs cristallins, remplis de sédiments jurassiques et crétacés ;
- du crétacé transgressif sur le socle ;
- une couverture tertiaire (et quaternaire)

Il ne sera question ici que des roches métamorphiques calédoniennes du massif cristallin central à l'exclusion des roches éruptives qui les traversent (Siapana, Parashi, Ipapure), qui étant d'âge hercynien seront, en conséquence, étudiées plus loin.

Une coupe dans la série calédonienne de la partie axiale de la presqu'île vers le NE montre successivement :

- des migmatites hétérogènes,
- des migmatites homogènes,
- des schistes à chlorite et séricite avec des calcaires métamorphiques et des masses de gabbros serpentinisés,
- des schistes gréseux à intercalations de quartzites et de serpentine,
- un massif plus petit de serpentine.

J'ai déjà divisé ces roches en un certain nombre d'unités lithologiques (L. RADELLI 1960, 1962 a) mais je propose ici, pour ces unités, une nouvelle nomenclature plus conforme aux normes stratigraphiques. J'appelle maintenant série calédonienne l'ensemble des roches métamorphiques de la presqu'île. De haut en bas, cette série comporte les différents groupes suivants :

	Formation Jarara.....	Formation Ruma
	(para)	(ortho)
Ectinites - Groupe Jarara	Formation Carpintero.....	Formation Cabo de la Vela
	(para)	(ortho)
Migmatites	Formation des Gneiss de Nazaret	
- Groupe Macuira	Formation des Embréchites rubanées de Montecarlo	
Migmatites homogènes	Formation des Embréchites oeillées d'El Paraiso	
Migmatites hétérogènes	Formation Jarasayatu	

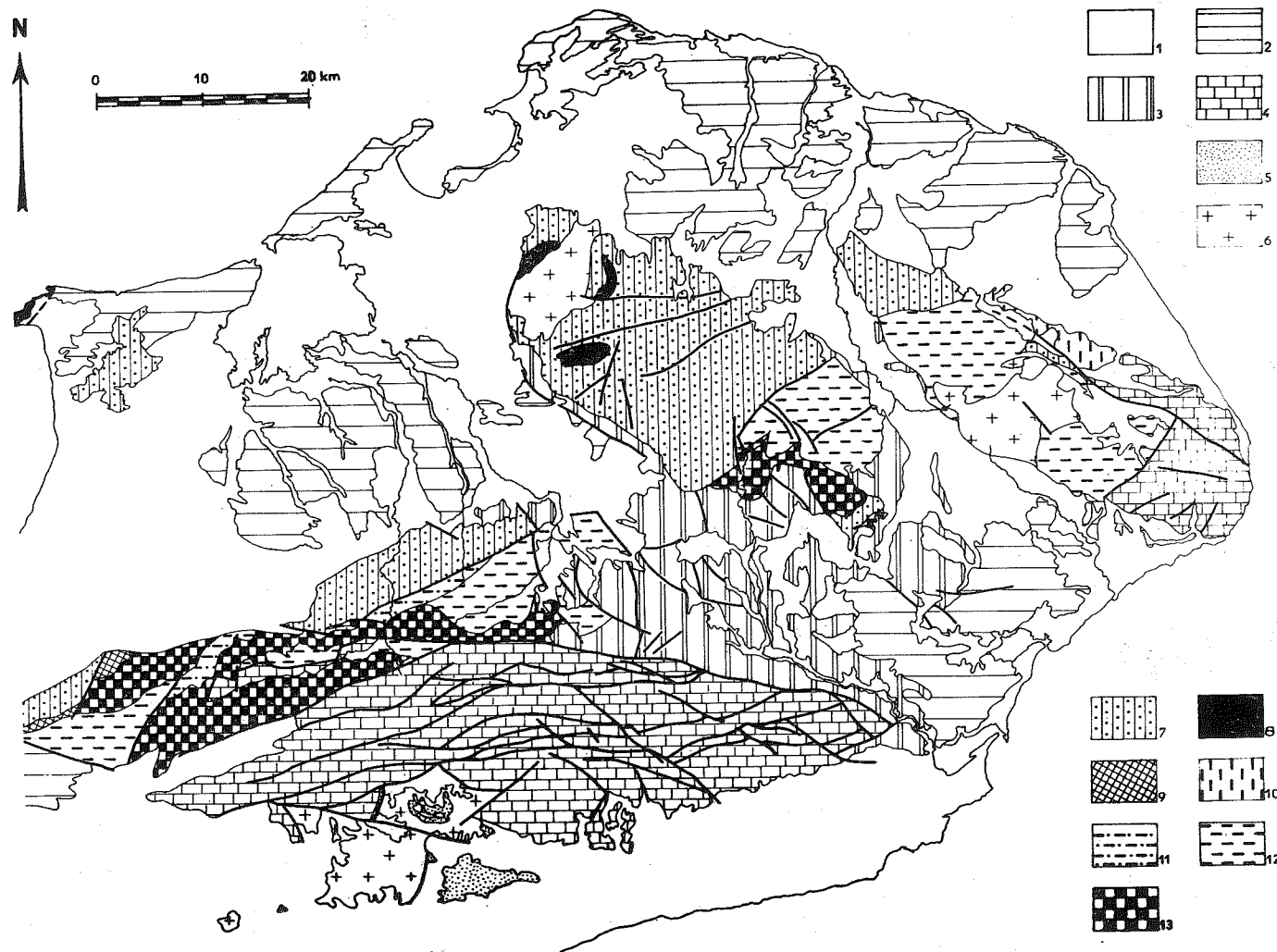


Fig. 23. - Schéma géologique de la presqu'île de la Guajira - 1) - Quaternaire et terrasses mio-pliocènes ; 2) - Miocène ; 3) - Oligocène et Eocène ; 4) - Crétacé et Jurassique ; 5) - Form. Cojóto (Groupe Giron) ; 6) - Roches eruptives hercyniennes ; 7) - Ectinites (Form. Jarara et Carpintero) ; 8) - Gabbros serpentinisés et serpentines (Form. Ruma et Cabo de la Vela) ; 9) - Auréole de métamorphisme de contact ; 10) - Form. des gneiss de Nazaret ; 11) - Form. des Embréchites œillées El Paraiso ; 12) - Form. des Embréchites rubanées Montecarlo ; 13) - Form. Jarasayatu (migmatites hétérogènes).

Je décrirai successivement ces différents ensembles :

f1) Le Groupe Jarara inclut des ectinites aussi bien d'origine sédimentaire (Formations Jarara et Carpintero) que d'origine éruptive (Formation Ruma, Formation Cabo de la Vela). Ces dernières sont des gabbros serpentinisés et des serpentines, dont le degré de métamorphisme correspond à celui de la zone à séricite et chlorite (J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

La Formation Jarara est essentiellement constituée de roches finement schisteuses et lustrées du fait de l'abondance de la séricite. Leur composition est variable suivant les régions. Près de Nazaret, ces schistes, clairs, à grain fin sont riches en quartz. A côté on a albite, séricite, zoïsite, chlorite, parfois muscovite.

Au Sud de Parashi on a des faciès de schistes à débit prismatique fin. Au microscope on voit un feutrage de chlorite et de séricite avec parfois quelques lames de muscovite, du quartz en mosaïque, des cubes de pyrite et des paillettes de graphite.

Dans le secteur de Barile, ces schistes sont très plissotés et ont une texture rubanée : lits noirs constitués d'un feutrage très fin où seule la séricite est déterminable et lits clairs formés de quartz.

Dans cet ensemble schisteux on a, à côté de ces lits quartzeux, des niveaux de calcaires peu métamorphiques. Ces calcaires sont affectés de nombreux microplis dans lesquels on note de l'antigorite (région de Nazaret) ou de l'antigorite et de la séricite (Rio Retiro). En outre aux environs de Montecarlo ces calcaires sont un peu gréseux. L'érosion en a fait remonter les lits quartzeux de 2 à 5 mm d'épaisseur.

La Formation Jarara représente donc une ancienne série sédimentaire essentiellement pélitique, localement ampélitique avec des intercalations gréseuses ou calcaires, affectée par un métamorphisme de faible intensité (zone des micaschistes supérieurs).

La Formation Carpintero forme les reliefs de la Serrania de Carpintero dans le secteur NW de la presqu'île.

Elle est constituée de schistes roux conglomératiques, de quartzites gris et de schistes bariolés riches en séricite. L'ensemble est parcouru de très nombreux filons (de quelques mètres de puissance) et d'un réseau de filonnets de quartz qui l'ont induré.

Cette Formation Carpintero a été distinguée de la Formation Jarara pour mettre en évidence son origine détritique plus grossière. Leur âge est certainement sensiblement le même et l'intensité du métamorphisme qui les a affectées est identique.

Sous la dénomination de Formation Ruma je désigne les masses ellipsoïdales de gabbros serpentinisés, qui affleurent dans la partie nord de la Serrania de Jarara, autour de Parashi. Ces gabbros sont concordants avec les ectinites encaissantes. La masse la plus importante (Monte Ruma) est allongée suivant WNW-ESE, tandis que les deux autres sont orientées N ou NE du fait qu'elles sont incluses dans des compartiments déplacés par un jeu de failles.

Ces gabbros ont une couleur vert foncé et ils sont composés essentiellement de grandes lames de chlorite et d'un feutrage d'antigorite et de bastite. A certains endroits l'antigorite a des caractères d'asbeste. Parfois des reliques d'amphibole sont reconnaissables. Dans les échantillons ramassés sur le versant S du Monte Ruma, en plus des reliques d'amphibole (en fibres incolores), il y a aussi du labrador saussuritisé. Les minéraux accessoires de ces roches sont : magnétite, épidote et calcite.

La Formation Cabo de la Vela est constituée par des serpentines qui se traduisent dans la morphologie par le relief aigu du Cabo de la Vela lui-même ou qui, dans la Serrania de Carpintero forment des filons-couches s'intercalant dans la formation Carpintero. Du point de vue pétrographique ces serpentines sont constituées par de l'antigorite maillée, avec de très rares résidus d'olivine et des granules de magnétite. Aux environs du phare de Cabo de la Vela des filons d'allure bréchique recourent les serpentines. Il s'agit de roches feldspathiques à pyroxène et amphibole orientés.

f₂) Groupe Macuira. Vers le Sud, sous les ectinites, on rencontre un compartiment migmatique, dans lequel les septa d'ectinites sont fréquents et où les filons aplitiques et pegmatitiques en général concordants sont nombreux. Le contact entre ces deux ensembles : migmatites et ectinites est net mais toujours parfaitement concordant.

Comme je l'ai indiqué plus haut, le Groupe Macuira comprend des migmatites homogènes dans lesquelles j'ai reconnu trois formations : Formation des Gneiss de Nazaret, Formation des Embréchites rubanées de Montecarlo et Formation des Embréchites ocellées d'El Paraiso.

La Formation des Gneiss de Nazaret correspond à la partie la plus externe, donc la plus superficielle, du Groupe Macuira. Elle affleure notamment dans le secteur de Nazaret, dans la partie NE de la presque île. La piste Nazaret-Santa Rosa, en offre de beaux affleurements. Il s'agit de gneiss à grain grossier, à texture schisteuse fruste, très riche en quartz et feldspath et pauvre en minéraux mélanocrates. Leur structure est cristalloblastique, à tendance porphyroblastique par suite du développement du plagioclase et du microcline. Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase ; moins répandus, microcline, muscovite et biotite chloritisée ; minéraux résiduels, amphibole ; minéraux secondaires, épidote et chlorite ; minéraux accessoires, apatite, oxydes opaques, sphène.

Le quartz se trouve en petits grains et en amygdales recristallisées à structure en mosaïque. Il a toujours une extinction roulante. Le plagioclase (An₃₀) est idiomorphe et poecilitique. Il montre des déformations postcristallines et des fractures remplies par du quartz. En association avec ces minéraux il y a souvent un peu d'albite et parfois des porphyroblastes xénomorphes et poecilitiques : de microcline microperthitique.

La muscovite est en lames de taille variable et disposées sans orientation privilégiée. De l'amphibole il ne reste que des reliques profondément lessivées et corrodées, souvent englobées dans les minéraux sialiques, surtout dans le quartz.

Biotite et chlorite (pennine) sont le plus souvent associées en amas fibreux allongés. La pennine y prédomine sur la biotite qui ne forme plus que de petites lamelles. Les épidotes en petits cristaux idiomorphes sont, soit calciques, soit ferrifères. Elles sont associées aux micas, ou bien constituent la presque totalité des inclusions des plagioclases.

Dans ces gneiss sont intercalées de nombreuses couches d'amphibolites orientées en général selon SW - NE. Leur texture est schisteuse, leur structure granoblastique. L'amphibole, dominante, est une hornblende verte, pléochroïque du jaunâtre au vert foncé avec $Z : c = 17^\circ$. Elle est parfois chloritisée en bordure. Le plagioclase, subsidiaire, est basique (labrador ?) et très altéré. Cette altération donne naissance à de minuscules lamelles micacées, à de la zoisite et à des produits d'aspect terreux.

Dans la trame d'amphibole granoblastique de ces roches il y a aussi de l'albite poecilitique et du quartz de néoformation.

La Formation des Embréchites rubanées de Montecarlo constitue l'essentiel du Groupe Macuira et couvre une grande superficie au Sud du secteur précédent. De beaux affleurements s'observent le long des affluents du Rio Chimare.

Il s'agit d'embréchites rubanées où des lits amphiboliques alternent en plus ou moins parfaite concordance avec des lits quartzo-feldspathiques. Les proportions relatives de ces deux matériaux sont très variables même sur un seul affleurement. Parfois le matériel quartzo-feldspathique constitue seulement des lits de quelques centimètres de puissance, parfois cette puissance atteint quelques mètres.

La constitution minéralogique des lits amphiboliques, dont la structure est à tendance nématoblastique, est la suivante : minéraux essentiels, amphibole, biotite, quartz et muscovite subordonnée ; minéraux secondaires, chlorite et épidote ; minéraux accessoires, magnétite.

L'amphibole est en général une hornblende, pléochroïque du jaunâtre au vert, avec $Z : c = 18^\circ - 20^\circ$; mais il y a également une amphibole glaucophanique, pléochroïque du vert pâle au vert bleuâtre, avec $Z : c$ petit. La hornblende forme des prismes idiomorphes de taille variable et elle est fréquemment

délavée et chloritisée.

La biotite est associée à l'amphibole et souvent elle se développe sur elle en petites lamelles, soit fortement pléochroïques, soit parfois partiellement chloritisées. La muscovite est irrégulièrement répartie, là où elle est abondante elle tend à donner des structures lépidoblastiques. Le quartz est granoblastique, il se trouve dans des structures en mosaïque et il a toujours une extinction roulante.

La composition minéralogique des lits clairs, quartzo-feldspathiques, dont la structure est granoblastique, est la suivante : minéraux essentiels, quartz, oligoclase, albite, microcline ; minéraux moins répandus, muscovite ; minéraux résiduels, amphibole ; minéraux ultimes, chlorite et épidote ; minéraux accessoires, apatite, sphène, oxydes opaques ; en plus il y a par endroits des quantités variables de grenat et exceptionnellement de la tourmaline.

Le quartz se trouve en porphyroblastes xénomorphes (quartz I) et en petits filonnets qui traversent la roche à l'emporte-pièce (quartz II). L'oligoclase a une tendance idiomorphe, en général maclé albite et il est poecilitique : nombreuses et minuscules inclusions d'épidote. Parfois cet oligoclase est porphyroblastique et alors il peut contenir des reliques d'amphibole. L'albite forme des grains xénomorphes, des veinules granoblastiques et des couronnes à la périphérie de l'oligoclase et du microcline.

D'une façon générale le microcline n'est pas très répandu, mais il le devient là où une cataclase ancienne de la roche est reconnaissable. Il forme des cristalloblastes xénomorphes, qui dans le dernier cas envisagé peuvent devenir des porphyroblastes.

Les minéraux mélanocrates sont concentrés ici et là sans aucun ordre ; il s'agit de petits amas de grains d'épidote idiomorphes, de belles lames de muscovite et de la chlorite formée à partir des reliques d'amphibole.

La succession paragénétique des minéraux sialiques est la suivante : quartz I - oligoclase - microcline - albite - quartz II.

L'apatite et le sphène semblent de néoformation ; ils traversent les assemblages mélanocrates et ils manquent dans les lits sombres amphiboliques.

Le grenat, qui, comme je l'ai dit, est sporadique, est toujours fracturé et altéré avec néoformation d'un peu de muscovite, de chlorite et d'épidote.

La Formation des Embréchites ocellées d'El Paraiso est la plus réduite par rapport aux deux autres formations du Groupe Macuira. Il s'agit d'embréchites ocellées apparaissant sporadiquement à El Paraiso, au NNE de Siapana et au Sud de Yulena, dans le secteur de Mojara. Elles ne représentent qu'une variation de faciès des Embréchites rubanées de Montecarlo. Elles diffèrent de ces dernières par leur texture et par le fait que le microcline y est beaucoup plus abondant.

La texture est la suivante : alternance de lits quartzo-feldspathiques (5-10 mm en dehors des yeux) et micacés (3-5 mm). Ces derniers se moulent autour des yeux (porphyroblastes de microcline), qui peuvent atteindre 4-5 cm de diamètre maximum dans les affleurements d'El Paraiso et 1-2 cm dans ceux de Mojara.

La structure est grano-porphyroblastique.

Minéraux essentiels : quartz, microcline, plagioclase et biotite, avec muscovite subordonnée. Minéral secondaire : épidote. Minéraux accessoires : zircon et apatite.

Le quartz est de loin le minéral le plus abondant : une première génération constitue des lits à structure granoblastique ; une deuxième forme des filonnets qui recoupent tous les autres minéraux de la roche.

Le microcline est micropertitique et porphyroblastique. Comme je viens de le dire, il forme les grands yeux qui caractérisent ces roches et notamment celles des affleurements d'El Paraiso.

Le plagioclase est représenté par de l'oligoclase et par de l'albite.

L'oligoclase (An 15-20) est le moins abondant. Il est xénomorphe, finement maclé albite et un peu altéré. Dans les affleurements de Mojara il est porphyroblastique et forme des yeux, mais plus petits que ceux de microcline.

L'albite, non maclée, est en petits grains ou en filonnets.

La succession paragénétique de ces minéraux sialiques est la suivante : quartz I - oligoclase - microcline -

albite - quartz II.

La biotite est très pléochroïque et elle se trouve en lames de taille moyenne. Par contre la muscovite, moins répandue, voire parfois absente, forme de grandes lames. Les épidotes (plusieurs termes calciques et ferrifères) sont idiomorphes et de néoformation.

f₃) La Formation Jarasayatu. Cette formation constitue le pays faiblement ondulé qui se trouve au N et au SW du Lac de Cuiza. Il s'agit de migmatites hétérogènes à faciès dominant d'épibolite : filons, lits, lentilles, plus ou moins concordants de granite leucocrate, dans une trame amphibolique. Dans les panneaux amphiboliques englobés dans le matériel granitique, on a tous les termes de transition entre les amphibolites et les embréchites rubanées. Les masses amphiboliques les moins transformées sont également les plus résistantes à l'érosion et donnent des monticules allongés, orientés grosso modo EW.

Le matériel granitique a une couleur très claire et il montre, à l'oeil nu, une texture planaire due aux reliques de minéraux phylliteux. Mais au microscope on s'aperçoit en fait que les minéraux reliques donnent des accumulations locales nébulitiques. En outre, la structure est variable d'un point à un autre : elle peut être, soit à résidus, soit porphyroblastique, soit parfois cloisonnée par suite de la disposition des granoblastes d'albite qui séparent les porphyroblastes de microcline ou de mésoperthite.

Minéraux essentiels : quartz, microcline, mésoperthite, plagioclases ; minéraux résiduels : muscovite ; minéraux ultimes : séricite, chlorite, épidote ; minéraux accessoires : apatite et zircon.

Le quartz, qui est le minéral le plus répandu, forme, soit des petits granoblastes, soit des amas irréguliers en mosaïque. Il corrode et inclut tous les autres minéraux de la roche. Le microcline forme des porphyroblastes parfois altérés avec néoformation de lamelles de séricite. D'autres porphyroblastes sont faits de mésoperthite (quantité égale de microcline séricitisé et d'albite An 5-8 finement maclée, très fraîche). Parfois ces mésoperthites ont une couronne albitique. Les plagioclases sont moins répandus et ils sont représentés par de l'oligoclase acide (An 12-15) et de l'albite. L'oligoclase est tantôt idiomorphe, tantôt xénomorphe, mais toujours maclé albite. L'albite est toujours xénomorphe sans macle. Enfin la séricite, la muscovite, la chlorite et un peu d'épidote forment des petits amas nébulitiques.

Le matériel amphibolique a lui une texture schisteuse et une structure granoblastique. Il est essentiellement constitué par de la hornblende idiomorphe, sur laquelle se développe de la biotite en petites lames, et par du plagioclase basique très altéré. Accessoirement on note : grenat et sphène.

Une telle description correspond à une amphibolite franche mais on observe également tous les termes intermédiaires entre celle-ci et le matériel granitique. Dans les termes peu transformés, apparaissent, au sein de la trame amphibolique, quartz, oligoclase, albite.

Dans les termes encore plus leucocrates à côté du quartz, de l'oligoclase, de l'albite abondants, apparaissent en plus du microcline.

f₄) Répartition relative de la Formation Jarasayatu et du Groupe Macuira.

La carte géologique au 200.000 de la presqu'île de Guajira montre uniquement la répartition du Groupe Macuira (sans distinction de ses différentes formations) et de la Formation Jarasayatu.

Il est bien évident que la succession stratigraphique normale, qui est, de bas en haut, c'est-à-dire de l'axe de la presqu'île vers le Nord-Est : Formation Jarasayatu - Groupe Macuira - Groupe Jarara, n'est pas toujours réalisée. En particulier dans le secteur centro-occidental de la presqu'île le Groupe Macuira est souvent absent.

En outre les observations de terrain montrent qu'il n'y a pas de coupure nette entre la Formation Jarasayatu et le Groupe Macuira, ou plus précisément entre la Formation Jarasayatu et la Formation des Embréchites rubanées de Montecarlo, qui constituent la plus grande partie du Groupe Macuira. En effet la Formation Jarasayatu ne se différencie de la Formation des Embréchites rubanées de Montecarlo que

par une plus grande abondance du matériel granitique, ce qui entraîne évidemment une diminution de la texture litée ou schisteuse. A mon sens ce ne sont que des faciès un peu différents d'un même ensemble et leur origine, quelle qu'elle soit, est identique. Il est par conséquent normal qu'elles se substituent mutuellement sur le terrain.

Quant à la Formation des Gneiss de Nazaret, qui forme un secteur réduit aux environs de ce village, elle a une composition minéralogique assez différente de celle des autres Formations du Groupe Macuira. Cette composition laisse supposer que son matériel primitif était plus acide. Cependant la présence de zones amphiboliques contenant de l'albite et du quartz néoformés tend à montrer que cette Formation fait bien partie du Groupe Macuira.

f5) Métamorphisme de contact engendré par le Groupe Macuira.

Dans les collines qui se trouvent à l'E de Castilletes et au NE de Maguasirain dans le secteur centro-occidental de la presqu'île, les roches du Groupe Macuira ont provoqué dans les ectinites du Groupe Jarara un métamorphisme de contact. Le Groupe Jarara est ici représenté par des schistes noirs ampélitiques fins, dont le faciès normal est composé de quartz, d'un feutrage de séricite avec quelques lames de muscovite, et de matière charbonneuse.

Des filons de quartz traversent ces schistes.

A proximité du contact avec les roches du Groupe Macuira, ces schistes sont profondément modifiés. La matière charbonneuse est transformée en lames de graphite bien individualisées, qui donnent à la roche des surfaces brillantes. Le quartz est recristallisé et donne des lits granoblastiques à granoblastes de taille plus grande que dans le faciès normal. Il y a encore des feutrages de minéraux phylliteux mais le mica est mieux développé et, associés à celui-ci on voit apparaître : disthène, sillimanite et cordiérite pinitisée. Le disthène forme des granoblastes xénomorphes, pléochroïques de bleuâtre pâle à incolore, à fort relief et à couleurs d'interférence basses. La sillimanite forme de petits prismes à extinction droite. J'ai interprété comme cordiérite pinitisée des cristalloblastes idiomorphes à contour hexagonal, d'aspect terreux et presque opaques.

Ailleurs, le contact entre le Groupe Macuira et le Groupe Jarara est la plupart du temps tectonique. Cependant au NW de Montecarlo, il m'a été possible d'observer un autre contact normal. Ici la partie inférieure du Groupe Jarara est gneissifiée à proximité des roches du Groupe Macuira, avec néoformation de muscovite, de porphyroblastes de quartz et surtout de microcline.

Conclusions

Les descriptions précédentes montrent que dans le Massif cristallin de la Guajira il n'y a pas lieu de distinguer, comme dans d'autres Massifs cristallins de l'Orient Andin de Colombie, un socle ancien granitique surmonté en discordance par une série moins métamorphique. En effet, le métamorphisme de contact engendré par le Groupe Macuira sur le Groupe Jarara, la gneissification de la partie inférieure du Groupe Jarara lui-même à proximité du Groupe Macuira, la présence de septa du Groupe Jarara dans le Groupe Macuira prouvent que la granitisation de celui-ci est postérieure à la sédimentation du Groupe Jarara.

En d'autres termes : la dorsale cristalline de la Guajira est constituée d'une seule série cristallophyllienne qui a été granitisée jusqu'à la zone des micaschistes supérieurs, la partie supérieure non affectée par cette granitisation, correspond au Groupe Jarara. Ce dernier à dominance schisteuse renferme également des gabbros serpentinisés et des serpentines. Le Groupe Macuira renferme lui des amphibolites d'origine éruptive très vraisemblable. On peut donc penser que des venues éruptives basiques se sont effectuées durant le dépôt de la série sédimentaire primitive. Celles situées dans la partie supérieure n'ont subi, par la suite, qu'un simple métamorphisme sous les conditions de l'épizone, comme les schistes encaissants. Par contre

celles situées dans la partie inférieure ont été affectées par la granitisation.

Par ailleurs, les minéraux caractéristiques d'un métamorphisme de contact observés à la base de la Formation de Jarara sont en relation directe avec le "front de granitisation". De la sorte on peut tenter de reconstituer les différentes étapes de la constitution de la dorsale cristalline de la presqu'île de Guajira:

- sédimentation essentiellement détritique accompagnée d'émissions basiques ;
- métamorphisme régional ;
- granitisation jusqu'à la zone à chlorite et séricite accompagnée d'un métamorphisme de

contact.

Tous ces événements appartiennent comme il a été montré à la fin du chapitre II, au cycle calédonien (analogie de faciès Jarara - Quetame, absence de discordance à la base du Groupe Jarara, progression du Sud vers le Nord de l'intensité du métamorphisme calédonien).

Par la suite, durant le cycle hercynien l'ensemble granitisé a subi une rétro-morphose avec néoformation de chlorite et d'épidote.



Fig. 24 - Structure micropertitique dans les migmatites hétérogènes de la Formation Jarasayatu. Les bandes noires sont d'orthose, les bandes claires sont d'albite An 5 - 8 (N+).

g) Massif de San Lucas

Aucun renseignement pétrographique précis n'existe sur les roches anciennes de ce massif. D'après la carte géologique de Colombie de 1944 il semble bien qu'il y a là des ectinites calédoniennes peu métamorphiques à faciès Quetame (schistes à chlorite et séricite). Vers le haut ces ectinites passent progressivement à des faciès non métamorphiques (faciès Guejar), dont l'exemple mieux connu est celui des schistes cambro-ordovicien fossilifères de La Cristalina (Puerto Berrio).

h) Massif d'Ibagué

Les roches anciennes du Massif d'Ibagué (migmatites et ectinites) n'ont jamais fait l'objet d'étude précise. H.W. NELSON (1957) y étudia les roches éruptives hercyniennes dans la coupe du Rio Coello, où les roches métamorphiques anciennes n'affleurent pas. Cependant au cours de reconnaissances rapides plus au Nord, sur la route La Sierra-Junin, il remarqua le contact normal entre le granite hercynien lui-même et les migmatites.

Les feuilles L 10 "Girardot" (H.C. RAASVELDT 1956) et K 9 "Armero" (H.C. RAASVELDT et J.M. CARVAJAL 1957) de la carte géologique de Colombie (1:200.000) montrent la répartition dans ce massif du granite, des migmatites et des ectinites et signalent leur couverture Trias-Jurassique de grès rouges et de calcaires du Payandé (voir plus loin). Malheureusement ces travaux essentiellement cartographiques sont difficiles à interpréter par le fait même que les auteurs ne soupçonnaient guère l'existence de différents cycles orogéniques avec leurs roches "ignées" sur le flanc oriental de la Cordillère Centrale. Ils ont représenté avec la même couleur, d'une part les granites hercyniens (de l'Orient Andin) et les granodiorites mésozoïques (de l'Occident Andin) et d'autre part les ectinites paléozoïques du massif ancien et les ectinites mésozoïques de l'Occident Andin.

Cependant ces auteurs ont bien remarqué l'existence d'une ligne de cassure importante qui sépare le massif ancien et sa couverture mésozoïque à l'Est (Payandé) et les ectinites de l'Occident Andin à l'Ouest.

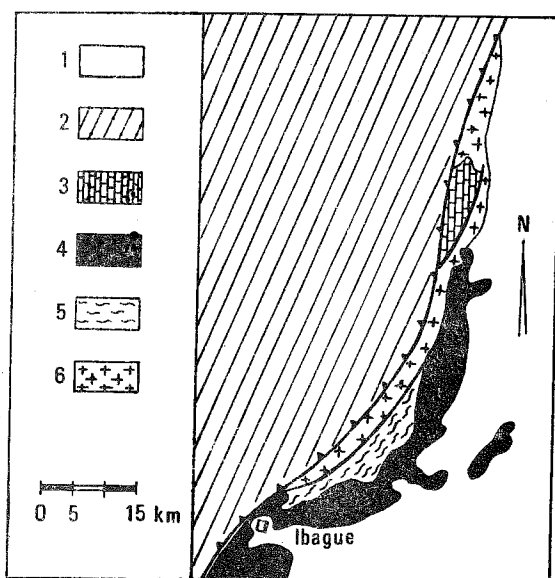


Fig. 25 - Schéma géologique de la partie nord du massif d'Ibagué - 1) - Tertiaire et quaternaire de la vallée du Magdalena ; 2) - "Occident Andin" (roches métamorphiques et diorites mésozoïques) ; 3) - Groupe Payandé (Trias - Jurassique) ; 4) - Roches éruptives hercyniennes ; 5) - Ectinites calédoniennes ; 6) - migmatites.

Cette figure montre : à l'E de la faille des roches éruptives hercyniennes, dont il sera question plus loin (au N et au NE d'Ibagué seulement du granite) - des ectinites - des migmatites recouvertes localement par du Trias-Jurassique.

Nous n'avons aucun renseignement précis sur les ectinites. D'après H.W. NELSON il s'agirait de schistes à hornblende avec 80% d'amphibole. Les migmatites ont été décrites par H.W. NELSON comme des gneiss d'injection à amphibole ; et par H.C. RAASVELDT et J.M. CARVAJAL. (1957) comme des schistes et des gneiss injectés par des roches ignées sous forme de filons et de veines, avec des plis pygmatiques, encadrés par des failles et se terminant au Nord d'Ibagué. J'ai constaté qu'à sa partie sud ce massif est constitué par des schistes quartziques clairs à séricite et peut-être à chlorite.

2 - LES SERIES SEDIMENTAIRES PRECRETACEES

Vue d'ensemble

L'intervalle Dévonien-Jurassique est représenté dans l'Orient Andin colombien par des formations marines et par des formations continentales ou subcontinentales à intercalations marines réduites (Groupe Giron), constituant parfois des séries compréhensives.

La plupart des formations fossilifères de cet âge affleurent dans la Cordillère Orientale ; mais on en connaît deux : la Formation Payandé (Trias) et la Formation Morrocoyal (Lias) dans la partie Est de la Cordillère Centrale.

Le Dévonien est subcontinental dans la Massif de Quetame, mais il est marin au Nord, à partir du secteur de plongement de ce massif. Le Carbonifère est subcontinental ou continental dans les Massifs de Quetame et de Floresta. Dans le Massif de Santander le Mississipien est plus ou moins marin, mais le Pennsylvanien est continental.

Dans la Serrania de Perijà, au Nord, le Carbonifère est entièrement marin. Du Carbonifère marin, mal daté, se trouve également au Sud du Massif de Quetame, dans le Massif de Garzon.

Le Permien est en général continental ou subcontinental, sauf dans la Serrania de Perijà où, comme le Carbonifère, il est marin et calcaire.

Le Trias est marin seulement dans la région de Payandé. Ailleurs il est continental et difficile à séparer du Permien d'une part et du Jurassique de l'autre.

Le Jurassique est marin seulement dans un bassin restreint de la presqu'île de la Guajira et dans le bassin de Bogotá ; partout ailleurs il est continental ou subcontinental avec de rares intercalations marines.

Tous les faciès continentaux ou subcontinentaux ont été réunis dans un seul groupe : le Groupe Giron, constitué la plupart du temps par des couches rouges. Lorsque cela a été possible, un certain nombre de formations, de lithologie et d'âge différents, y ont été séparées. Les roches du Groupe Giron affleurent dans tout l'Orient Andin, mais souvent il n'est pas possible d'en préciser l'âge.

La distribution géographique des faciès est dirigée par le développement asynchrone de l'orogénèse hercynienne.

General statement

Both marine and continental or subcontinental formations, with reduced marine tongues, were deposited in the Oriente Andino of Colombia during Devonian-Jurassic time.

The continental, and subcontinental formations (Giron Group) often belong to two or more geologic systems.

From a general point of view, the fossiliferous formations of this age are cropping out in the Eastern Cordillera, but two of them, the Payandé Formation (Triassic), and the Morrocoyal Formation (Liasic) are also known in the eastern part of the Central Cordillera.

The Devonian is subcontinental in the Quetame Massif, but it is marine from the plunge of this massif to the north.

The Carboniferous is subcontinental or continental in both the Quetame, and Floresta Massifs. In the Santander Massif the Mississippian is more or less marine, but the Pennsylvanian is continental. In the Perijà Range (Serranía de Perijà) the Carboniferous is completely marine. Marine Carboniferous rocks, of not well defined age, are cropping out also south of the Quetame Massif, in the Garzon Massif, near La Jagua.

The Permian is continental or subcontinental all over the country, except in the Perijà Range, where it is marine as well as the Carboniferous.

Marine Triassic is known only in the Payandé region ; elsewhere it is continental, and difficult to divide from Permian, and Jurassic.

Marine Jurassic rocks are found only in a little basin of the Guajira Peninsula, and in the Bogotá Basin ; elsewhere the Jurassic is continental or subcontinental, with rare marine tongues.

Continental and subcontinental rocks are included in one group : the Giron Group, which consists mainly of red-beds. When possible, some formations of defined lithologic facies and/or age are separated within this group. The rocks of the Giron Group are widely cropping out all over the Oriente Andino, but in many places their age is not exactly defined.

The geographic distribution of the marine and terrestrial facies depends on the asynchronous development of the Hercynian orogeny throughout the country.

Introduccion

El intervalo Devonico-Jurasico està representado en el Oriente Andino colombiano por formaciones marinas y por formaciones continentales o subcontinentales con escasas intercalaciones marinas (Grupo Giron), que a veces constituyen series comprensivas.

La mayoría de las formaciones fosilíferas correspondientes a este tiempo afloran en la Cordillera Oriental, pero dos de ellas : la Formacion Payandé (Triasico) y la Formacion Morrocoyal (Liasico) son conocidas en la parte este de la Cordillera Central.

El Devonico es subcontinental en el Macizo de Quetame, pero es marino mas al Norte, empezando de la zona de hundimiento de este macizo. El Carbonifero es subcontinental o continental en los Macizos de Quetame y de Floresta. En el Macizo de Santander el Mississipiano es mas o menos marino, pero el Pensiyaniano es continental. En la Serranía de Perijà, todavia mas al Norte, el Carbonifero es completamente marino. Carbonifero marino, mal datado, se encuentra también al Sur del Macizo de Quetame, en el Macizo de Garzon.

El Permico es por lo general continental o subcontinental, pero es marino, como el Carbonifero, en la Serranía de Perijà.

El Triasico es marino solamente en la region de Payandé. En las otras partes él es continental y es muy dificil separarlo del Permico por un lado y del Jurasico por el otro.

El Jurasico es marino tan solo en una reducida cuenca de la peninsula de la Guajira y en la cuenca de Bogotá ; en todas las demas partes es continental o subcontinental con escasas intercalaciones marinas. Todas las facies continentales o subcontinentales han sido reunidas en un solo grupo : el Grupo Giron, constituido por lo general de estratos rojos. Cuando esto ha sido posible, se separaron en estas formaciones de litología y de edad distintas.

Las rocas del Grupo Giron afloran en todo el Oriente Andino, pero muchas veces no es posible precisar su edad.

La distribucion geografica de las facies està dirigida por el desarrollo asincrono de la orogenesis hercinica.

CHAPITRE IV - DEVONIEN

Les systèmes antérieurs présentaient chacun, d'une part, une remarquable uniformité de faciès dans tout l'Orient Andin colombien ; et d'autre part, ils étaient bien séparés l'un de l'autre par des changements de faciès et des discordances. Ces caractères par contre manquent du Dévonien au Jurassique. Et nous rencontrons alors, soit de grandes variations de faciès (et cela aussi bien parallèlement que transversalement à l'Orient Andin), soit des séries compréhensives de grès rouges continentaux : Dévonien-Carbonifère (Permien), Carbonifère-Jurassique, Permo-Triasique, Permo-Jurassique, Trias-Jurassique, de telle manière que parfois il n'est même pas possible de préciser la limite Paléo-Mésozoïque.

J'ai longtemps hésité avant de prendre la décision de suivre dans mon exposé le schéma stratigraphique classique : si je m'y suis décidé, c'est pour présenter d'abord les faits de la manière courante et pour sauvegarder une certaine uniformité. Cela m'amènera à des répétitions d'ailleurs inévitables : toutes les données seront reprises d'une manière plus cohérente et précise plus loin.

Le Dévonien est connu en plusieurs points de la Cordillère Orientale et il contient parfois de belles faunes.

a) La série-type du Dévonien colombien est celle de la Formation Floresta, dans le Massif de Floresta (Boyaca) (fig. 10).

Elle a été découverte en 1935 par A.A. OLSSON et T. RAMIREZ. Sa faune a été étudiée par K. E. CASTER (1939) dans une monographie devenue classique en Colombie. Elle a été ultérieurement revue en 1941 par PARKE A. DICKEY et en 1942 par J. ROYO y GOMEZ.

G. BOTERO RESTREPO (1950) y établit la stratigraphie suivante, de haut en bas :

- grès, de 20 m (Alto de Otengà) à 200 m (El Tibe, La Tiba) et latéralement argiles (NW de Floresta, coupe Floresta-Ceranza)
- argiles bariolées, passant à des grès gris ou marrons : 500 m. Elles contiennent un niveau fossilifère (niveau fossilifère 2) à la partie supérieure et un autre (niveau fossilifère 1) vers la base.
- argiles noires avec passage latéral à des grès feldspathiques bariolés : 30 m.
- grès, conglomérats (à galets de quartz et schistes peu métamorphiques) et brèches calcaires : 30 m.

Selon G. BOTERO RESTREPO (ibidem) les fossiles décrits par CASTER et ROYO y GOMEZ proviennent du niveau fossilifère 1. Ces fossiles sont (K.E. CASTER et J. ROYO y GOMEZ, op. cit.) :

Coraux :

Tétracoraux, fragments isolés du calice
Pleurodictium stylopora Eaton

Crinoïdes :

Fragments d'anneaux, tige et bras

Bryozoaires :

Fenestella sp. et plusieurs espèces qui rappellent les formes européennes, parmi elles peut être Fenestella venezuelensis Weisbord
Taeniopora ? sp. (= Pteropora Hall = Stictoporidra Simpson)

Brachiopodes :

Leptaena boyaca Caster
Megastrophia pygmea Caster
Dictyostrophia cooperi Caster
Stropheodonta kozlowskii Caster
Rhytistrophia caribbeana var. colombiana Caster
Strophonella meridionalis Caster
Eodevonaria imperialis var. transversa Caster
Elytha colombiana Caster
"Spirifer" kingi Caster
Brachyspirifer palmerae Caster
Paraspirifer ? sp.

Trilobites :

Phacops cf. salteri Kozlowski
Dalmanites cf. patacamayensis Kozlowski

G. BOTERO RESTREPO (op. cit.) cite en plus :

cf. Paleonello plana Hall
cf. Straparolus sp.

et la plante : cf. Calamophyton sp.

Selon CASTER et ROYO y GOMEZ, la faune de Floresta a plus d'affinités avec celles boréales d'Europe et d'Amérique qu'avec les australes.

L'âge du Floresta doit être considéré comme dévonien moyen.

b) Le Dévonien a été signalé en différents points de la région du Massif de Quetame.

b1) Des fossiles dévoniens : fragment d'un trilobite, Stropheodonta, Chonetes sp. concava Hall ont été observés dans des galets du haut Rio Ariari, au SSE de Bogotà, sur le versant oriental de la Cordillère Orientale. Les galets fossilifères étaient constitués par des grès clairs et des shales micacés (D. TRUMPY, 1943). Ils venaient probablement de la région du Paramo de Sumapaz.

b2) Dans la région du Paramo de Sumapaz des faunes dévoniennes découvertes par R. WOKITTEL aux environs de Gutierrez ont été étudiées en 1955 par H. BÜRGL (in H. BÜRGL 1960), qui déterminait les espèces suivantes, contemporaines de celles de Floresta :

Dictyostrophia cooperi Caster
Stropheodonta aff. erratica Winchell
Stropheodonta cf. kozlowskii Caster
Atrypa harrisi Caster
Actinopterella aff. radialis (Clarke)
Fenestella ? venezuelensis Weisbord

H. BÜRGL ne donne pas, avec la liste des fossiles, une description lithologique précise, mais G. RENZONI étudia récemment la stratigraphie de la région et moi-même ses échantillons.

Le Dévonien de Gutierrez repose sur les schistes du Quetame. Il débute avec un conglomérat à éléments allongés, ellipsoïdaux, constitués par des schistes Quetame, soudé par du quartz évidemment recristallisé, qui pénètre dans les petites masses schisteuses et donne lieu aussi à des assemblages granulaires et à des yeux ronds ou allongés à forte extinction roulante.

Le conglomérat est suivi par des grès quartzeux avec un peu de matrice argilo-séricito-chloriteuse. Ces grès sont bien classés et leurs grains sont arrondis. Quelques lames de muscovite flottent parfois dans la masse gréseuse.

Dans ce faciès de grès purs s'intercalent des bancs de grès fins à lames de biotite et des graywackes à hématite avec éléments de quartz non arrondis. J'appellerai ici l'ensemble de ces roches Formation Gutierrez. Dans le détail elle consiste (G. RENZONI 1965, communication privée) de haut en bas en

(Quebrada Palmarito) :

- grès clairs avec intercalations de conglomérats	700 m
- argiles avec une couche de grès	150 m
- conglomérats	<u>+70 m</u>
	920 m

b3) D'autres faunes dévoniennes ont été découvertes par R. WOKITTEL sur les deux flancs des Farallones de Medina. Elles aussi ont été étudiées par H. BÜRGL (ibidem) qui détermina :

Acrospirifer spec.
Brachyspirifer audaculus zulianus Weisbord
Pentagonia gemmisulcata Caster
Scaphiocoelia boliviensis Whitfield
Stropheodonta aff. demissa (Conrad)
Elythea aff. colombiana Caster
Fenestella ? venezuelensis Weisbord
Coronura ? +

D'après H. BÜRGL (ibidem) ces faunes indiqueraient le Dévonien moyen. Les fossiles se trouvent dans des argiles grises ou noires, micacées, ferrugineuses, associées à des grès rouges et à des conglomérats qui se continuent vers le haut avec des faciès analogues mais d'âge carbonifère. Les roches dévoniennes et carbonifères de cette région seront indiquées ici sous le nom de Formation Farallones de Medina. Celle-ci (A. SEGONA, Serv. geol. de Colombie) consiste, de haut en bas, en :

Carbonifère	argiles noires, calcaires, argiles et grès rouges, conglomérats	700m
Dévonien	pélites et marnes conglomérats	300m 60m

b4) Presque à la terminaison nord du Massif de Quetame et sur son côté oriental une autre localité dévonnaise a été décrite par H. BÜRGL (1960) : le Dévonien du Rio Batà, qui affleure entre Las Juntas et Santa Maria et que j'appellerai Formation Las Moyas, d'après le nom d'une petite rivière qui la traverse.

La Formation Las Moyas est constituée par 260 m de schistes argileux gris, parfois quartzeux, avec intercalations de niveaux de fins conglomérats et de grès quartzeux. Elle repose, à l'Ouest, en discordance sur le Quetame, tandis qu'à l'E elle est limitée par du Carbonifère : cette limite serait marquée par une faille selon H. BÜRGL, par une légère discordance selon B. GROSSI (communication privée).

H. BÜRGL cite un seul fossile dans ce Dévonien du Rio Bata :

Brachyspirifer audaculus zulianus Weisbord

mais il signale que d'autres fossiles (Brachiopodes) ont été découverts par M. DIETER TRAPP.

b5) E. HUBACH (1955) rapporte une trouvaille de Columbioecrinus scheibei n. sp. dans la Quebrada Honda au N de Villavicencio, forme qui selon W. E. SCHMIDT pourrait être Dévonien inf., mais ce fait n'a jamais été confirmé.

Ces quelques notes ne sont pas suffisantes pour clarifier entièrement la signification stratigraphique du Dévonien du Massif de Quetame.

Ceci peut être fait par l'étude des relations mutuelles Dévonien-Carbonifère dans des compartiments différents, par exemple : partie centrale du Massif de Quetame et Massif de Floresta, ou partie centrale du Massif de Quetame et zone de son plongement septentrional (Rio Batà).

+ Ce trilobite, connu seulement par quelques fragments, serait l'un des plus grands, d'une taille de 35 - 40 cm (H. BÜRGL 1961).

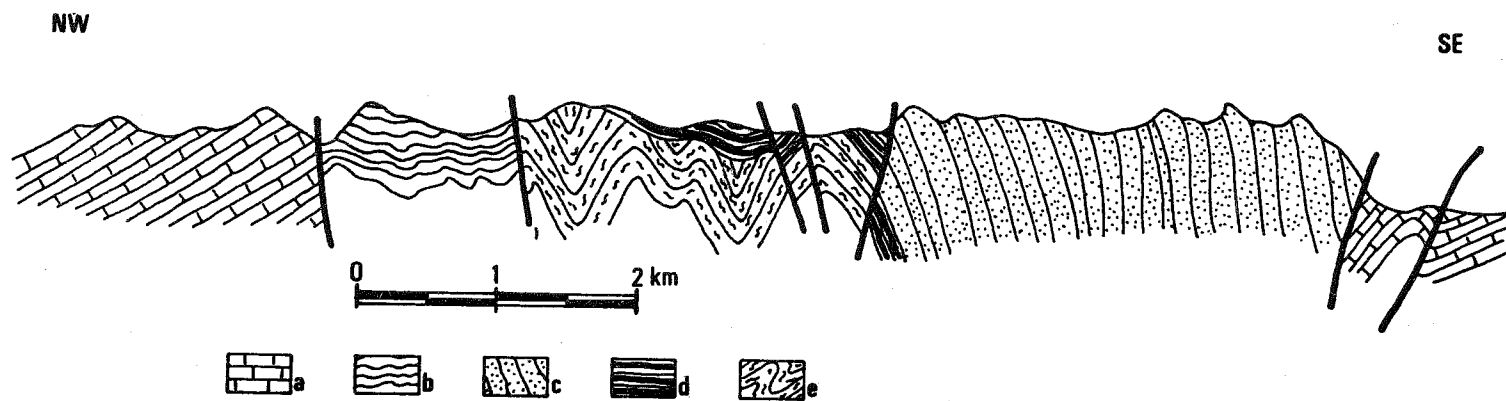


Fig. 26 - Coupe géologique à la terminaison nord (Rio Batà) du Massif de Quetame, entre Puente Batà et Santa Maria (d'après H. BÜRGL 1980, modifiée) - a) - Crétacé ; b) - Tithonique ; c) Groupe Giron ; d) - Dévonien du Rio Batà ; e) - Ectinites calédoniennes (Quetame).

Dans le massif de Floresta le Dévonien, marin et reposant sur le Cambro-Ordovicien métamorphique, est recouvert en discordance par le Carbonifère subcontinental ou continental (argiles et grès rouges de la Formation Cuche ; voir plus loin). Par contre dans la partie centrale du massif de Quetame une telle opposition de faciès entre Dévonien et Carbonifère n'existe pas. Dévonien et Carbonifère sont ici subcontinentaux avec des intercalations marines réduites. Et la plupart du temps ils sont représentés par des grès et des argiles rouges ou rougeâtres. De plus, les travaux cartographiques récents de G. RENZONI ont bien montré qu'ici il y a continuité de sédimentation et non discordance entre eux. Cette continuité est telle qu'il devient impossible d'y tracer des limites cartographiques (fig. 9). Mais, vers le Nord, dans le secteur du Río Batà une discordance semble apparaître entre les deux systèmes ; et elle sépare, ici comme en Floresta, un Dévonien marin d'un Carbonifère subcontinental.

Or, (voir plus loin : Carbonifère) j'ai pu constater que le Carbonifère de la partie centrale du massif de Quetame est postérieur à la mise en place des granites hercyniens. Il résulte, par suite de l'absence d'une discordance quelconque entre le Dévonien et le Carbonifère de cette région, que le Dévonien de la partie centrale du massif de Quetame doit être également considéré comme postérieur à l'orogénèse hercynienne de cette région. Celle-ci aurait débuté ici avant le Dévonien moyen, pour se développer plus tardivement dans le reste du pays.

Je reviendrai sur cet argument plus loin, mais j'ai voulu néanmoins mettre tout de suite en garde le lecteur contre une conception facile mais erronée du Dévonien colombien. Celui-ci ne peut pas être compris, comme d'ailleurs et davantage le Permo-Carbonifère et le Trias-Jurassique, si l'on ne tient pas compte de l'histoire tectonique spécifique des différentes parties de l'Orient Andin. Rien ne saurait être plus grave que d'avoir de l'Orient Andin colombien une vision trop "longitudinale", ou "cylindrique".

c) Dans le Santander on connaît le Dévonien à Guaca, au SE de Bucaramanga. Il s'agit de grès micacés jaunâtres, avec fossiles encore indéterminés, qui reposent en discordance sur le cristallin ancien.

Il semble que quelque 400 m de schistes et de grès discordants sur le cristallin à Labateca, sur le flanc oriental du massif de Santander, appartiennent aussi au Dévonien.

d) Le Dévonien a été étudié également dans la région de Santa Isabel-Curumani (O. RENZ, in D. TRUMPY 1943) où il repose en discordance sur les schistes cambro-ordoviciens.

De haut en bas il montre :

- grès verts et marrons à intercalations de shales micacés	550 m
- grès clairs, passant à	10 m
- grès argileux	20 m
- cherts	5 m
- conglomérat basal à galets de quartz	1 m

Des fossiles indiquant le Dévonien moyen, se trouvent dans les cherts :

Arcospirifer olssoni Caster
Arcospirifer sp. (n. sp. ?)
Atrypa sp. (Atrypa harrisi Caster)
Elytha colombiana Caster
Strophonella meridionalis Caster
Anaplotheca (?) silvetti (Ulrich)
7 espèces de Spirifer

Dans un petit affleurement de shales gréseux, 2,5 km à l'ESE de Santa Isabel une autre faune dévonienne a été découverte, avec :

Atrypa sp.
Meganteris australis Caster
"Spirifer" kingi Caster

qui indiquent aussi le Dévonien moyen. Ce Dévonien est couvert en discordance par des grès rouges du Groupe Giron.

e) Dans la Serrania de Perijà le Dévonien est connu à l'Est de Manaure. Selon O. RENZ (in D. TRUMPY 1943) ce Dévonien consiste en quartzites clairs (probablement ce que j'ai attribué au Cambro-Ordovicien), de shales lustrés et de grès ferrugineux : mais mes travaux m'ont convaincu (L. RADELLI 1962 b) que beaucoup de roches que l'on a appelées shales et grès fins noirs sont en fait des tufs à sérécite. Ceux-ci sont fossilifères et contiennent (J. STEELE WILLIAMS, in D. TRUMPY 1943) :

Crinoïdes colonnaires
Bryozoaires, probablement Polypora
Leptaena ? cf. Leptaena boyaca Caster
Stropheodonta ? cf. Stropheodonta concava Hall
Stropheodonta ? kozlowskii Caster
Stropheodonta (Cymostrophia) cf. S. dickeyi Caster
Chonetes ? sp. indet.
Delthyris ? cf. "Spirifer" duodenarius Hall
Spirifer (Australospirifer) cf. S. antarcticus (Morris et Sharp)
Spirifer (Australospirifer) iheringi Kayser
"Spirifer" kingi Caster
Spirifer ? sp. indet.
Fragments indét. de Brachiopodes et Gastéropodes
1 pygidium de trilobite indét.

Ces formes indiquent le Dévonien moyen. Le Dévonien est couvert en concordance par le Permo-carbonifère (L. RADELLI 1962 b).

f) D. TRUMPY (1943) signale aussi 50 m de grès probablement dévoniens dans la partie centrale de la Serrania de La Macarena.

g) Dans la presqu'île de la Guajira, contrairement à ce qu'a supposé H. BÜRGL (1960, 1961), il n'y a pas de Dévonien (L. RADELLI 1960, 1962, O. RENZ 1960).

La sédimentation dévonienne en Colombie

Tel que je viens de le décrire, le Dévonien se présente en Colombie sous deux faciès principaux : un faciès marin (faciès normal) et un faciès subcontinental (faciès Giron) - Cependant les faciès que l'on y retrouve sont à peu près les mêmes dans les deux cas - Lithologie et faunes prouvent qu'en tout cas aussi bien les roches dévoniennes franchement marines que celles qui ne représentent que des intercalations marines réduites dans des ensembles plus ou moins continentaux se sont déposées dans une mer de faible profondeur, ne dépassant guère 100 m selon H. BÜRGL (1961) - Les affleurements dévoniens sont limités pratiquement à la Cordillère Orientale, tandis qu'ils sont inconnus vers l'Occident. Cela fait encore penser à une terre émergée (Précambrien + Calédonien ?) peut-être à l'Ouest de la vallée du Rio Magdalena.

Les seules roches éruptives intercalées dans la série dévonienne sont les tufs marins de Manaure (Serrania de Perijà) : il n'est pas sans intérêt de souligner qu'à courte distance, Santa Isabel-Curumani, des cherts s'intercalent alors dans la série. Cette correspondance : venues éruptives marines - cherts se retrouvera au Crétacé avec un développement bien plus important. Elle n'est donc pas fortuite.

De tout le système, seule la partie moyenne paraît représentée. L'absence de l'inférieure peut être considérée comme sûre. Celle de la supérieure ne l'est pas autant, puisque en général les fossiles dévoniens de Colombie se trouvent à la partie inférieure de la série.

Même s'il n'est pas encore possible d'en préciser la raison, il faut remarquer le caractère boréal (affinité nord-américaine et européenne) des faunes dévoniennes de Colombie par rapport à celles, contemporaines, du secteur andin méridional (Bolivie, Argentine), qui ont un caractère austral (A. AHLFELD et L. BRANISA 1960) et présentent en particulier des liaisons manifestes avec celles des Falkland et de l'Afrique du Sud (province malvino-cafre de R. RICHTER). Il semble qu'une barrière prédévonienne sépare

les bassins colombien et bolivien-argentin, et permettait seulement une communication réduite entre eux et entre les grands domaines dont ils faisaient partie.

CHAPITRE V - CARBONIFERE

Comme le Dévonien, le Carbonifère est connu en Colombie seulement dans la Cordillère Orientale, où il est en partie marin, en partie plus ou moins continental.

a) A l'Est de La Jagua (Huila) des géologues pétroliers ont découvert, sur les migmatites du Massif de Garzon, des affleurements fossilifères attribués au Carbonifère (A.A. OLSSON, in W.F. JENKS 1956). G. BOTERO ARANGO considère ce Carbonifère comme néritique (L. RADELLI 1962). La lithologie et la faune de La Jagua n'ont jamais fait l'objet d'une publication, mais H. BÜRGL qui eut la possibilité d'observer la faune, conservée dans la collection de la Shell-Condor de Colombie, signale qu'il s'agit d'une faune particulière à Trilobites et Céphalopodes (H. BÜRGL 1961). Une révision de ce matériel serait souhaitable.

b) Dans la région du Massif de Quetame de nombreux affleurements carbonifères ont été plus ou moins bien étudiés.

b₁) Au Paramo de Sumapaz R. WOKITTEL (1960) a signalé des calcaires carbonifères. D'après les études de G. RENZONI (communication privée, 1965), ces calcaires se trouvent intercalés à la partie supérieure d'un ensemble de grès rouges également carbonifères, difficiles à séparer de ceux du Dévonien (secteur SW de la fig. 9). G. RENZONI appelle cet ensemble "Capas Rojas del Clarin". Je propose le nom de Formation Río Clarin. Elle consiste de haut en bas en :

- grès rouges	100 m
- calcaires massifs	200-300 m
- grès rouges fins	150-200 m
- alternances de calcaires détritiques et de grès rouges	100 m
- grès rouges et gris	200 m
- alternances de grès et d'argiles rouges	200 m
- grès verts	?
	<hr/>
	+ 950-1100 m

b₂) En 1917, R. SCHEIBE (in E.A. SCHEIBE 1938) découvrit le premier le Carbonifère fossilifère (et c'était à la fois la première trouvaille de Paléozoïque de Vénézuéla, Colombie, Equateur), 10 km au SE de Gachalà, sur le versant oriental de la Cordillère Orientale aux environs de Las Palmas. Mais le premier qui en donna une description, sous le nom de "couches de Gachalà", fut O. STUTZER en 1926. Celui-ci le découvrit à nouveau indépendamment et en trouva aussi au NE et à l'E de Gachalà, au Cerro del Cobre près du Rio Guavio. Par la suite, la région a été étudiée par G. KEHRER, lequel trouva du Carbonifère soit à l'Alto de Bayacà, soit entre Santa Rosa et Ubalà (G. KEHRER 1933). En 1945 J. ROYO y GOMEZ publia une révision de tout le matériel connu, fossilifère en particulier, déjà étudié par secteurs par différents chercheurs : W.E. SCHMIDT (1938), WEDEKIND, GERTH (1931); KEHRER (1933), KRAEUSEL (in J. ROYO y GOMEZ 1945), avec apport de nouvelles données.

La série-type des "Couches de Gachalà" (El Salitre) est constituée de :

- grès gris
- calcaires fossilifères

grès rouges à ripple-marks
pélites rouges

Dans l'anticlinal du Cerro del Cobre les deux premiers bancs de grès au-dessus des calcaires contiennent des débris végétaux et ils sont suivis par des grès rouges, une brèche calcaire, des mames à lames de chlorite et des grès (O. STUTZER, 1926).

Aux Farallones de Medina les calcaires manquent et il y a des grès rouges et des argiles à fossiles marins et végétaux (G. KEHRER 1933). J. ROYO y GOMEZ (ibidem) signale dans la région de Gachalà 17 gîtes fossilifères avec :

Coraux :

Zaphrentis Raf.
Chaetetes radians Fischer

Crinoïdes

Lophocrinus ? sp.

Bryozoaires :

Fenestellina d'Orbigny (= Fenestella Lonsdale)
Fenestella retiformis
Sulcoretopora sp.
Glyptopora sp.

Brachiopodes :

Strophomenidae
Schizophoria cf. resupinata (Davidson)
Derbya cf. crassa (Meck et Hayden)
Derbya buchi Schloth
Hustedia mormoni Marcon
Productus semireticulatus
Productus sp.
Buxtonia sp.
Pustula pustulosa
Spirifer (Spirifer) cf. increbescens Hall
Spirifer pellaensis Weller var. cavecreekensis Hernan
Spirifer cf. regulatus
Spirifer trigonalis Mart
Spirifer cameratus Mart
Spirifer cf. condor d'Orbigny
Spiriferina cf. campestris White
Ptychospira ? sp.
Composita sp.

Lamellibranches :

Nucula ? sp.
Parallelodon ? sp.
Pteria ? sp.
Myalina sp.
Aviculopecten ? sp.
Leiopteria hirundo de Korninck

Gastéropodes :

Bellerophon sp.
Straparollus (Straparollus) cf. savagei Knight
Trochus ? sp.

Tribolites :

Ameura Weller ?

Proetidae

Phillipsia sp.

Les végétaux fossiles du Cerro del Cobre sont :

Neuropteris stutzeri Kreusel

Calamites cf. peruvianus Gothan

Cordaites sp.

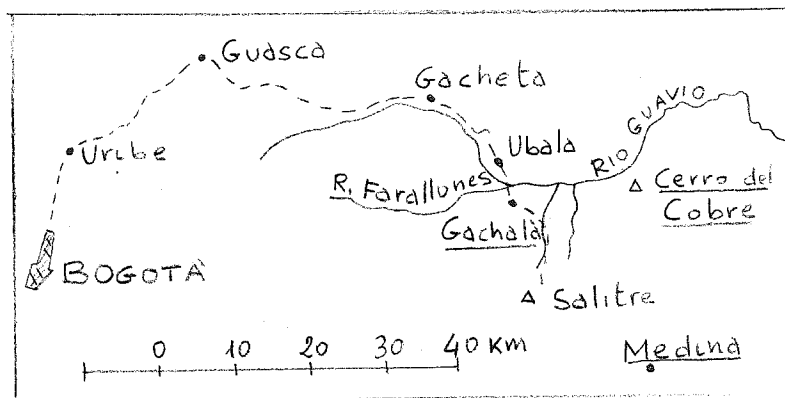


Fig. 27 - Localités carbonifères à l'Est de Bogotà.

Selon J. ROYO y GOMEZ ces trouvailles indiquent la fin du Carbonifère inférieur et le début du Carbonifère supérieur : en fait le Carbonifère moyen.

b₃) Dans la région de Rio Batà, déjà mentionnée, le Carbonifère (H. BÜRGL 1961) est constitué à la partie inférieure par des argiles gréseuses et des quartzites bariolés monotones avec une intercalation (3 m) de calcaires à *Spiriferinae* ; et à la partie supérieure par des argiles, des grès à ripple-marks avec une intercalation de calcaires noirs à débris de Crinoïdes (Formation Rio Batà). L'épaisseur totale est de 1900 m.

Son contact avec le Dévonien est, soit discordant soit tectonique comme on l'a dit précédemment ; sa limite supérieure est marquée par un conglomérat du Lias (?).

Les fossiles carbonifères du Rio Batà n'ont pas encore fait l'objet d'une étude précise.

b₄) Au Carbonifère sont également attribués les grès quartzeux bariolés (avec à la base des brèches-conglomérats) de la Laguna de Chingaza, en discordance sur les schistes de Quetame, que je propose d'ap-

pele Formation Chingaza : elle est constituée de haut en bas de (G. RENZONI 1961, communication privée) :

- grès foncés, verts ou rouges 300 m
- conglomérats 50 m

L'étude microscopique des échantillons ramassés par G. RENZONI m'a permis d'établir que ces roches proviennent directement de l'érosion du Quetame et probablement de celle des granites hercyniens (sur lesquels d'ailleurs, le Carbonifère de G. KEHRER, en fait du Dévonien, repose aux Farallones de Medina), puisqu'elles contiennent parfois de petits plagioclases maclés albite qui ne peuvent provenir que de roches d'origine hercynienne.

Dans ces roches on n'a pas jusqu'à présent trouvé de fossiles. Elles ont été datées par corrélation de faciès et de gisement.

b5) Du Carbonifère affleure aussi dans la coupe Bogotá-Villavicencio, entre Pipiral et Servitá et il s'étend autant vers le Nord que vers le NNE.

Selon mes propres observations microscopiques il est constitué par des grès à plagioclase, des calcaires un peu gréseux et des argiles. Celles-ci et les calcaires sont fossilifères (J. ROYO y GOMEZ, ibidem) au km 104 de la route de Bogotá-Villavicencio et ils contiennent :

- Lophocrinus ? sp.
- Fenestellina retiformis Schloth ?
- Spirifer sp.

La présence des plagioclases dans les grès nous amène aux mêmes conclusions qu'au paragraphe précédent.

Pour les roches carbonifères de ce secteur, appelées "Capas Rojas del Valle del Guatienia" par G. RENZONI (communication privée) je propose le nom de Formation Guatienia.

Elle consiste de haut en bas en :

- conglomérats rougeâtres + 150 m
- argiles rouges avec intercalations de grès rouges 200 m
- calcaires et grès calcaires fossilifères 50 m
- grès et argiles rouges 250 m
- grès et argiles bariolés 150 m
- grès gris fins, un peu calcaires, avec quelques lentilles de grès plus grossiers + 150 m
- + 950 m

c) Dans le Massif de Floresta le Carbonifère est représenté, avec le Permien, par la Formation Cuche.

La Formation Cuche est constituée par 300-400 m d'argiles jaune crème ou rouges en alternance avec des grès rouges ou rouge violet (Groupe Giron). Elle est discordante sur le Dévonien de la Formation Floresta et couverte par les couches rouges du Trias-Jurassique, dont la base est un conglomérat de 400 m d'épaisseur.

Dans la Formation Cuche jusqu'à présent un seul fossile a été découvert, qui provient des argiles de sa partie inférieure :

cf. Palaeoneillo sulcatina Conrad

lequel semble indiquer le Mississipien.

Dans son ensemble la Formation Cuche est subcontinentale (Groupe Giron) et deux petites discordances intraformationnelles ont suggéré une activité tectonique pendant sa sédimentation à G. BOTERO RESTREPO qui voudrait s'en servir pour séparer dans la Formation Cuche, Mississipien, Pennsylvanien et Permien. Mais on ne voit pas pourquoi des discordances intraformationnelles d'ailleurs locales, devraient

a priori coïncider avec des limites de temps.

d) C'est un certain MERRIT qui apporta les premiers renseignements sur l'existence du Carbonifère dans le Massif de Santander. Cet auteur qui travailla vers 1935 au service du Gouvernement Colombien, ne laissa aucun rapport écrit, mais il déposa au Service Géologique des fossiles carbonifères trouvés dans des calcaires noirs de la coupe du Rio Lebrija au Nord de Bucaramanga.

Ces fossiles ont été déterminés par H. N. CORYELL et Doris MALKIN (in J. ROYO y GOMEZ 1945) comme :

Tétracoraux
Crinoïdes
Crania modesta White et St. John
Dictyoclostus portlockianus (Norwood et Pratten)
Dictyoclostus americanus Dunbar et Condra
Buxtonia scabricola (Martin)
Neospirifer goreii (Mather)
Neospirifer sp.
Composita argentea (Shepard)

Par la suite P. A. DICKEY (1941) étudia à nouveau la région et subdivisa son Carbonifère en deux parties, appelant l'inférieure - dont provenaient les fossiles de MERRIT - "Série Suratà" et la supérieure "Série Bocas".

La "Série Suratà" (dans cette étude : Formation Suratà) comporte, de haut en bas :

brèches calcaires
argiles foncées et rouges avec un peu de calcaire
calcaires
argiles foncées
grès rouges
grès gris
pélites
calcaires

pour un total de 700 m.

Elle repose sur les roches du massif ancien et s'est déposée dans un milieu littoral de marais et d'estuaires, en conditions perpétuellement oscillantes entre marines et non marines.

D. TRUMPY (1943) y signale les fossiles suivants, déterminés par J. STEELE WILLIAMS, qui doivent être ajoutés à la liste ci-dessus :

Schuchertella ?sp. indét.
"Productus" sp. indét.
"Productus" sp. indét. peut-être Diaphragmus sp.
Spirifer increbescens trigonalis Martin
Punctospirifer sp. indet.
Composita subquadrata (Hall) var.
Aviculopecten ? sp. indét. fragm.

Il semble que par ces trouvailles la Formation Suratà doive être attribuée au Mississipien-Pennsylvanien inférieur.

La "Série Bocas" (dans cette étude : Formation Bocas) est continentale (Groupe Giron) et consiste en alternances de grès et d'argiles charbonneuses. Elle contient seulement des végétaux et des formes d'eau douce (R. L. LANGENHEIM jr 1959 ; J. H. LANGENHEIM 1959, 1961) :

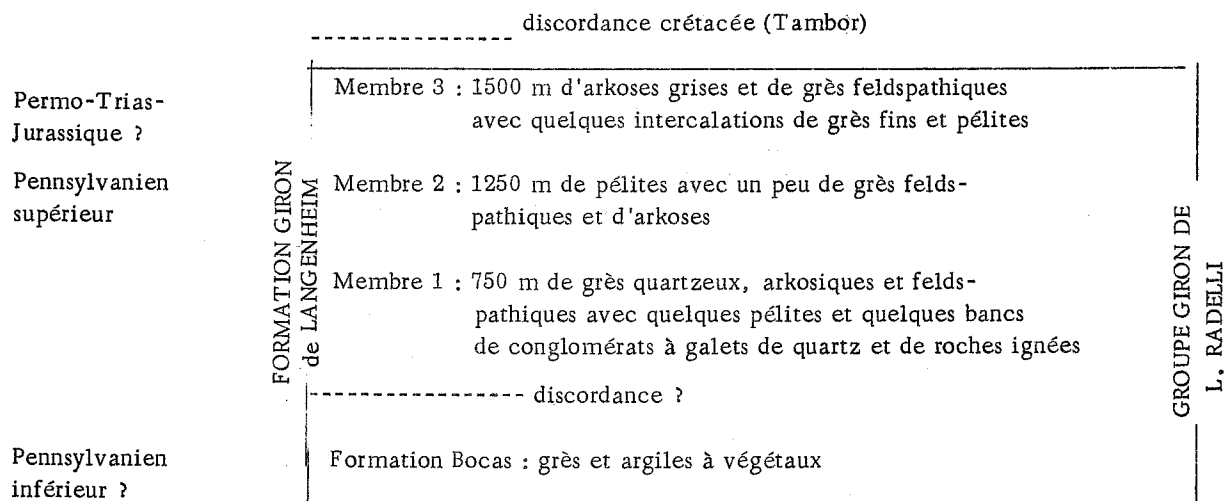
Mesocalamites
Cordaites
Estheria

qui indiqueraient le Pennsylvanien inférieur.

Selon R.L. LANGENHEIM (1959) dans la coupe du Rio Lebrija, à Las Bocas, il n'y aurait pas de discordance (B. ALVARADO et A. DEL RIO, 1947, y supposent une faille) entre la "Série Bocas" (Formation Bocas) et le suivant "Giron" ; mais celle-ci se trouverait 1,5 km au S sans conglomérat basal, lequel à son tour existerait encore plus au S, près de Bucaramanga. Je reviendrai sur ce point après avoir décrit le "Giron" de R.L. LANGENHEIM dans cette région.

Au-dessus de la Formation Bocas, dans la coupe du Rio Lebrija, cet auteur signale une série continentale correspondant au "Giron" défini ici originellement par HETTNER (1892).

Il s'agit de 3500 m de sédiments continentaux que R.L. LANGENHEIM appelle Formation Giron, et qu'il subdivise comme suit :



Le Membre 2 est fossilifère et contient (Quebrada Honda) des végétaux :

Pecopteris
Callipterium
Asterotheca
Rhodea
Calamites
Carpolithus

que J.H. LANGENHEIM (1960) attribue au Pennsylvanien supérieur, par suite de sa position stratigraphique au-dessus de la Bocas.

De l'ensemble de ces observations il résulte qu'à partir du Pennsylvanien il n'y a plus eu une sédimentation marine paléozoïque dans la région de Bucaramanga et qu'une discordance s'est produite entre le Mississipien et le Pennsylvanien. Je pense que, comme il s'agit toujours de faciès continentaux ou subcontinentaux, R.L. LANGENHEIM a pu confondre Formation Bocas et Formation Giron au Sud du Rio Lebrija. Je pense en d'autres mots que la discordance qu'il signale existe en fait entre Bocas et Suratà (donc entre Mississipien et Pennsylvanien inférieur) plutôt qu'entre son Giron et Bocas (donc entre Pennsylvanien inférieur et Pennsylvanien supérieur). Il arrive en effet (L. RADELLI 1962 i) que des filons de granites hercyniens recoupent la Suratà mais non pas la Bocas ; et que celle-ci contient des galets de roches ignées lesquelles dans cette région ne peuvent être autres qu'hercyniennes. Signalons aussi que E. HUBACH, le meilleur connaisseur de la stratigraphie des Andes colombiennes, considère seulement la Suratà comme carbonifère, ce qu'il n'aurait probablement pas fait en l'absence d'une discordance entre la Bocas et la Suratà. (in D. TRUMPY 1943).

Il faut aussi noter que le Membre 3 du "Giron" de Quebrada Honda représente probablement, avec 1500 m de grès rouges, le Permien et peut-être le Trias-Jurassique.

e) Sur le versant oriental du Massif de Santander E. HUBACH (in D. TRUMPY 1943) attribue au Carbonifère une séquence surtout gréseuse de 2400 m au Paramo de Tierra Negra près de Labateca. Cette séquence, qui repose sur du Dévonien probable, débute avec un fin conglomérat rouge, auquel font suite des grès bariolés et des pélites avec une première intercalation calcaire, et puis un conglomérat quartzeux et encore des grès rouges avec une deuxième intercalation calcaire.

Des fossiles, trouvés dans la première intercalation calcaire, ont été déterminés comme :

Fenestella retiformis von Schloteim

Spirifer cf. increbescens (Hall)

Derbya bushi d'Orbigny

Spiriferina campestris White

Aviculopecten sp.

Strophomena ?

Productus sp.

Coraux

et considérés comme carbonifères supérieurs : il est donc possible que la partie supérieure de cette séquence corresponde déjà au Permien et peut-être au Trias.

f) Dans la Serrania de Perijà le Carbonifère est connu, de faciès marin, en deux zones, dans la première desquelles il n'a pas encore été possible de la séparer cartographiquement du Permien (L. RADELLI 1962 b).

f₁) Dans la vallée du Rio Cesar, à l'Est de Manaure, dans une région de pénétration difficile, le Carbonifère est représenté par des calcaires à Spirifer et Productus (L. RADELLI 1962 b).

f₂) Plus au Nord, au Cerro Cerejon, déjà dans la vallée du Rio Rancheria, une faille fait chevaucher du Carbonifère marin sur du Tertiaire. Il s'agit de schistes argileux et de grès avec intercalations de calcaires à Spirifer et Productus.

g) Contrairement à ce que pensait H. BÜRGL (1960) il n'y a pas de Carbonifère dans la Serrania de Cojoro à la presqu'île de la Guajira (L. RADELLI, 1962 a, b ; O. RENZ 1960).

CHAPITRE VI - PERMIEN

La description du Permien de Colombie ne nous retiendra pas longtemps, par le fait même que j'ai été obligé d'en traiter dans les pages précédentes.

a) Le seul Permien marin connu de Colombie est celui de la Serrania de Perijà.

a₁) Directement à l'Est de Manaure le Permien est représenté par des calcaires à nodules de chert, avec de minces intercalations argilo-marneuses, qui continuent la sédimentation calcaire carbonifère (L. RADELLI 1962 c). Les calcaires ont fourni la faune suivante, déterminée par J. STEELE WILLIAMS et A.K. MILLER (in D. TRUMPY 1943) :

Eponges

Crinoïdes

"Productus" inca d'Orbigny
Rhynchonellidae, peut-être Leiorhynchus
Pugnoides swallovianus ? (Shumard)
Spiriferina campestris White, n. var.
Schizodus ? cf. Schizodus cuneatus Meeck
Astartella sp. indet.
Bellerophon ? cf. Bellerophon crassus
Euphemites ? sp. indet.
"Pleurotomaria" sp. indet.
"Murchisonia" ? sp. indet.
Baylea ? sp. indet.
Titanoceras ? sp. indet.
Medlicotia sp. indet. du type M. whitneyi Böse
Perrinites cf. hilli (Smith)

et les foraminifères (in H. BÜRGEL 1961) :

Staffella
Schubertella
Pseudoschwagerina
Parafusulina

a2) Entre Manaure et San José de Oriente la partie supérieure de la série paléozoïque (donc probablement permienne) est constituée (L. RADELLI 1962 b) par des tufs à séricite fossilifères à Crinoïdes et coraux.

Il semble qu'il s'agit du Permien inférieur. Il est couvert en discordance par les grès rouges de la Formation La Quinta (Groupe Giron) dont la partie inférieure (traversée par une masse de rhyodacites, couverte par des conglomérats de la Formation La Quinta elle-même) pourrait appartenir au Permien supérieur.

a3) Du Permien marin calcaire existe probablement dans la même chaîne plus au Sud, puisque D. TRUMPY (1943) affirme que dans le Rio La Mula, près de Chiriguana, on a trouvé dans les grès rouges du Groupe Giron des galets de calcaire à Paraschwagerina yabei (Staff).

b) Dans le reste du pays le Permien est représenté par des grès continentaux peu ou pas séparables de ceux carbonifères d'une part et trias-jurassiques de l'autre :

- dans le Massif de Quetame : peut-être par une partie des roches de la Formation Chingaza, dont on a parlé à propos du Carbonifère ;

- dans le Massif de Floresta : par la partie supérieure de la Formation Cuche (argiles et grès rouges) ;

- dans le Massif de Santander : à l'Ouest par la partie supérieure (Membre 3 en particulier) de la Formation Giron de Quebrada Honda ; à l'Est peut-être par la partie supérieure de la Formation Labateca.

Formations éruptives hercyniennes

Roches éruptives et orogénèse hercynienne associées feront l'objet de parties spéciales de ce travail, mais pour plus de clarté il faut signaler dès maintenant que la deuxième s'est développée dans l'Orient Andin de Colombie dans l'intervalle Dévonien - Permo-Trias ; qu'elle a entraîné un faible métamorphisme d'une partie de la série paléozoïque, des modifications paléogéographiques suggérées par les descriptions stratigraphiques ci-dessus et ci-dessous et la mise en place de roches éruptives.

Tout en renvoyant à plus tard la discussion de leur âge je signale comme hercyniennes les masses éruptives suivantes :

- dans le Massif de Garzon : les syénites de Suaza et Altamira ; les granites de Garzon et de Hobo-Algeciras ;

- le massif éruptif de Prado-Dolores.

- dans le Massif de Quetame : le granite à l'Ouest de San Martin ; le granite des Farallones de Medina ;
- dans le Massif de Floresta : plusieurs granites
- dans le Massif de Santander : le granite et les filons de granite et de microgranite du Pescadero ; le granite de Berlin et les microgranites et les rhyolites de California ; le granite, le microgranite et les rhyolites de Ocaña ;
- dans la Serrania de Perijà : les rhyolites de Uruilita-Villanueva
- dans le Massif de Santa Marta : le granite, les microgranites et les rhyolites de la Sierra ; les tonalites de Santa Marta ;
- dans la presqu'île de la Guajira : la granodiorite, la microgranodiorite et les rhyodacites de Ipapure ; la granodiorite et la microgranodiorite de Parashi ; la granodiorite de Siapana ;
- dans la Cordillère Centrale : le granite et les rhyolites de Ibagué-Rio Coello ; le massif éruptif de Natagaima-Paez-Mocoa ; plusieurs massifs éruptifs de la Serrania de San Lucas.
- dans la vallée du Magdalena : plusieurs massifs éruptifs au SW de Neiva ; le massif éruptif de la Fragua.

Roches incertae sedis, probablement paléozoïques

a) Groupe Murillo

Au pied oriental de la Cordillère Orientale, dans la zone de la Serrania de Murillo et du Rio Margua, affluent de l'Arauca, E. HUBACH (1957) signale une épaisse séquence de roches sédimentaires dont on sait seulement qu'elles sont plus anciennes que le Crétacé fossilifère qui les recouvre, mais que cet auteur considère au moins en partie comme paléozoïques. Je donne ci-dessous la colonne lithologique de E. HUBACH :

1000 m	grès quartzeux, parfois conglomératiques, avec intercalations de schistes ; pélites vertes ou noires à bivalves indéterminés et débris végétaux
800 m	grès et argiles rouges en alternance avec grès conglomératiques
800 m	grès conglomératiques clairs calcaires, grès à cherts et argiles noires
300 m	grès quartzeux marrons - rouge olivâtre
1000 m	schistes et grès rouges

Sa base n'est pas connue.

b) Formation Ele

D. TRUMPY (1943) signale (avec doute) comme un faciès littoral possible du Groupe Murillo, la Formation Ele, qui affleure dans le Rio Ele, affluent de l'Arauca.

La Formation Ele consiste en :

- schistes
- 1000 m de grès conglomératiques
- 400 m de conglomérats avec argiles charbonneuses à débris végétaux indéterminables et pyrite
- 1000 m de grès à charbon et schistes.

CHAPITRE VII - TRIAS

Trias marin

a) L'usage veut que l'on donne, comme série-type du Trias colombien, celle de Payandé (Groupe Payandé), qui est la seule en partie marine et fossilifère, même si le Trias de Payandé n'est en fait qu'un cas spécial.

Le Groupe Payandé a été étudié en détail par H.W. NELSON (1957), qui comme l'avait déjà fait O. RENZ (in D. TRUMPY, 1943) le subdivisa de la manière suivante :

(1) Pré-Payandé : 300-400 m de couches rouges (conglomérats, grès et shales ferrugineux) bien consolidés, à galets peu arrondis, dérivant de l'érosion rapide des roches éruptives d'Ibagué-Rio Coello.

(2) Payandé : 600 m de calcaires à niveaux de chert, et de schistes et calcaires gréseux contenant :

<u>Pseudomonotis ochotica</u>	- Norien
<u>Pentacrinus</u>	
<u>Myophoria jaworski</u> Steinmann	
<u>Nevadites sutanensis</u> Jaworski	- Carnien
<u>Nevadites cf. Lissoni</u> Jaworski	
<u>Analcites dieneri</u> Jaworski	

(3) Post-Payandé : 500-600 m de roches volcaniques de couleur rouge ou verte (laves, tufs et brèches, roches pyroclastiques) de type andésitique.

Trias continental

Dans le reste de l'Orient Andin le Trias est représenté, avec le Jurassique, par les formations rouges continentales du Groupe Giron.

b) Déjà un peu au Sud de Payandé, dans la région du Rio Paez, il n'est pas possible de reconnaître un Pré et un Post-Payandé et les grès rouges (quelque 400 m) précrétacés sont attribués ici au Trias-Jurassique sous la dénomination de Groupe Giron.

c) Dans le Massif de Garzon on attribue aussi au Groupe Giron (Trias-Jurassique ?) des grès rouges qui en couvrent la terminaison méridionale, auxquels il faudrait peut-être ajouter les conglomérats qui affleurent à l'Est de La Jagua, sur les premiers contreforts de la Cordillère Orientale entre le Magdalena et le Suaza.

d) Dans le Massif de Quetame aucune formation n'a été jusqu'à présent attribuée avec certitude au Trias, mais il est possible qu'une partie de ce que l'on appelle le Lias du Rio Batà (Formation Santa Maria) lui appartienne. En fait, en concordance avec le (Permo ?) Carbonifère et séparé de celui-ci par une brèche à galets dévoniens, se trouvent ici quelque 1300 m de grès bariolés, peu différents des grès carbonifères, qui contiennent des fossiles liasiques seulement dans leur partie la plus haute (H. BÜRGL 1960, 1961).

Du Trias semble être représenté avec du Jurassique à la base du Groupe La Ardita (A. SEGORIA, Serv. géol. de Colombie), ensemble mal défini qui inclut, à l'E des Farallones de Medina, différentes roches mésozoïques.

e) Dans le Massif de Floresta, toujours sous la dénomination de la Formation Giron, on attribue au Trias-Jurassique les conglomérats et les grès rouges qui couvrent la Formation Cucho et qui sont à leur tour couverts par le Crétacé marin : on fait coïncider la base du Trias avec le début des conglomérats, mais il

n'y a pas moyen de séparer Trias et Jurassique.

f) Dans la région d'Arcabuco, entre Duitama et Charalà, le Trias-Jurassique est aussi représenté par le Groupe Giron. Il a été étudié par R.L. LANGENHEIM Jr (1959) du point de vue stratigraphique et par J.H. LANGENHEIM (1959, 1960) pour ce qui est de son contenu paléobotanique. Le Groupe Giron, qui prend ici le nom local de Arcabuco o Montebel, est constitué, de haut en bas, par :

3 Upper sandstone Member	400 m de grès rouges arkosiques, conglomérats arkosiques et pélites rouges subordonnées
2 Middle shaly Member	1400 m de pélites et grès fins à végétaux avec petits lits calcaires
1 Lower sandstone Member	arkoses claires et pélites micacées

Le Membre 2 contient une flore rhético-liasique (J.H. LANGENHEIM 1960) :

Sagenopteris cf. Sagenopteris nilssoniana
Elatocladus sp.
Elatocladus (Brachyphyllum) sp.
Elatocladus (Pagiophyllum) sp.
Zamites sp.
Otozamites sp.
Podozamites sp.
Ginkgophytes
Cladophlebis (Coniopteris) sp.
Cycadolepis
Sphenopteris
Asterotheca sp.
Coniopteridae

Il en résulte que sa partie inférieure et le Membre 1 doivent être attribués au Trias. Les plantes sont accompagnées par des Estheria tels Howellisanra colombianus et par des Ostracodes de signification douteuse.

g) Dans le Massif de Santander, on peut attribuer probablement au Trias (et au Jurassique) une partie au moins des grès rouges du Membre 3 du Giron du Rio Lebrija sur le versant occidental, les roches analogues de California, et celles de la région de Pangote-Malagavita et du Paramo del Almorzadero sur le versant oriental, où une fois de plus le Jurassique ne peut pas être reconnu et séparé.

h) Des couches rouges attribuées au Trias (et au Jurassique) se trouvent aussi à l'Ouest du Massif de Santander, dans la Serrania de Lloriquies, entre Galan et San Luis, où, d'après E. HUBACH (1955), elles offrent leur épaisseur maximum. On les appelle ici aussi Giron.

i) Plus à l'Ouest, dans la partie médiane de la vallée du Magdalena, le Giron, attribué au Trias-Jurassique, a été rejoint par les forages des pétroliers (L. G. MORALES et autres, 1958) jusqu'au Sud de Bucaramanga

j) A l'Ouest du Magdalena les couches rouges du Giron (Trias et Jurassique ?) affleurent soit dans la région de Puerto Berrio soit plus au Nord sur les contreforts orientaux de la Serrania de San Lucas.

k) Au Nord du Massif de Santander, on trouve le Giron (Trias et Jurassique) dans la région de Chiriguana (D. TRUMPY 1943).

l) Dans la Serrania de Perijà les couches rouges du Giron (ici : Formation La Quinta par analogie avec la nomenclature du Vénézuéla) sont comprises entre deux discordances (L. RADELLI 1962 c), en bas avec

les calcaires du Permien inférieur, en haut avec le Crétacé marin. Ces couches rouges représentent encore le Trias et le Jurassique, et il est possible que leur partie inférieure, associée à des rhyodacites, appartienne au Permien supérieur. Non seulement associées à des rhyodacites, les couches rouges de La Quinta sont aussi traversées par des roches ophiolitiques continentales (microgabbros, diabases, basaltes), par exemple dans la région de San Diego (Cerro El Ovejo, El Seno) et elles contiennent de nombreuses intercalations andésitico-basaltiques concordantes (même région et à l'Est d'Urumita).

m) Sur le flanc occidental de la vallée du Rio Cesar, donc à la bordure du Massif de la Sierra Nevada de Santa Marta, la situation est analogue. Les sédiments paléozoïques manquent ici, mais les couches rouges du Giron (La Quinta) qui y affleurent peuvent également être attribuées au Trias (et Jurassique) puisqu'elles sont associées à la partie inférieure à des roches acides effusives et de semi-profondeur (rhyolites, microgranites), traversées aussi par des roches magmatiques basiques et couvertes en discordance par le Crétacé marin transgressif (L. RADELLI 1962 e).

n) Enfin, à la presqu'île de la Guajira Trias (et Jurassique) sont représentés une fois de plus par les grès rouges du Groupe Giron, qui prend ici le nom de Cojoro (L. RADELLI 1962 a, b ; O. RENZ 1960). Les couches rouges sont associées à leur base à des rhyodacites, qu'elles finissent par couvrir. Le Cojoro a été subdivisé par O. RENZ en trois formations, de haut en bas :

- Formation Uipana : grès et conglomérats rouges ; continentale
- Formation Rancho Grande : grès foncés à ostracodes et bivalves ; subcontinentale ? lacustre ?
- Formation Guasasapa : grès rouges associés à des laves ; continentale.

Le Cojoro, comme La Quinta, est traversé par des roches magmatiques basiques, mais, contrairement à ce qu'affirme O. RENZ (1960), il n'est pas antérieur aux roches ignées de la région : le début de sa sédimentation est contemporain de la fin des émissions des laves rhyodacitiques hercyniennes, mais celles-ci ont été couvertes par l'ensemble des sédiments rouges eux-mêmes. O. RENZ d'ailleurs signale bien que ces roches et les ignées n'ont pas retenu longtemps son attention, qui était appelée par d'autres problèmes, qu'il a pu résoudre magnifiquement.

CHAPITRE VIII - JURASSIQUE

Jurassique marin

Les localités à Jurassique marin et fossilifère ne sont pas nombreuses en Colombie.

a) Dans la presqu'île de la Guajira (L. RADELLI 1962 a, b) on connaît des roches marines du Malm (Kimméridgien) dans le "Fossé de la Guajira" de O. RENZ, 1960. Il s'agit de 1600 m de schistes à passées calcaires et conglomératiques (à galets du Cojoro et du socle) qui, à leur partie supérieure, passent latéralement à des sédiments récifaux (Groupe Cosinas). Leur faune est la suivante (H. BÜRGL 1960 et O. RENZ 1960) :

- Idoceras balderus (Loriol)
- Idoceras humboldti Burckhardt
- Idoceras cf. neogaeum Burckhardt
- Idoceras santarosarum Burckhardt
- Idoceras cf. mexicanum Burckhardt
- Idoceras cf. sub-malleti Burckhardt

Virgatites cf. australis Burckhardt
Perisphinctes (Prososphinctes) cf. inaequalis Spath
Perisphinctes cf. densistriatus Steuer
Pararasenia zacatecana Burckhardt
Pseudosimoceras aguilerae Burckhardt
Meretrix quintucoensis Weaver
Aptychus sp.

Dans les faciès latéraux récifaux O. RENZ signale les fossiles :

Aspidoceras cf. quemadensis Burckhardt
Idoceras cf. neogaus Burckhardt

b) Du Tithonique marin est également connu dans le bassin de Bogotà mais l'usage veut qu'il soit associé au Crétacé de cette région (Groupe Caqueza).

Jurassique continental ou subcontinental

Dans les autres parties de l'Orient Andin colombien le Jurassique est continental ou subcontinental parfois avec intercalations marines et il constitue enfin la partie supérieure du Groupe Giron.

c) A Laguna Morrocoyal, quelque 45 km au SW de El Banco, ont été trouvés, dans des intercalations schisteuses et calcaires d'un ensemble de grès rouges, schistes et conglomérats associés à des roches éruptives basiques (Formation Morrocoyal - Groupe Giron).

Arietites sp.
Psiloceras sp.

et des débris de poissons et de végétaux qui indiqueraient le Lias (E. HUBACH et O. RENZ in D. TRUMPY 1943).

d) Une autre localité avec des fossiles qui semblent indiquer le Lias, a été aussi signalée par R. MARTIN et O. RENZ (in D. TRUMPY 1943) à la Quebrada de los Indios, quelque 30 km au SE de Fundación sur le versant occidental du Massif de Santa Marta. Les fossiles (Estheria, gastéropodes, bivalves et peut-être une ammonite) se trouvent dans une série de 200 m de schistes noirs en contact mécanique avec les roches métamorphiques du Massif lui-même, et couverte par des quartzites vertes et des argiles associées à des porphyrites et des tufs versicolores.

e) La Formation Santa Maria, 1350 m de grès postcarbonifères du Rio Bata, a fourni (H. BÜRGEL 1960) la faune suivante :

Trigonia aff. litterata Young et Bird
Trigonia (Geratrigonia) kurumensis Kobayashi
Trigonia lingonensis Dun

f) Dans la région d'Arcabuco, le Membre 2 de la Formation Arcabuco (Groupe Giron) déjà décrit, contient une flore du Réthico-Liasique ; le Membre 3 doit donc appartenir a fortiori au Jurassique ;

g) Sur le versant occidental du Massif de Santander aux environs de Floridablanca, le Giron, constitué par 400 m de grès, conglomérats et pélites rouges (R.L. LANGENHEIM Jr ; 1969), contient des fossiles végétaux déterminés par J. H. LANDENHEIM (1959 - 1960) comme :

Ptilophyllum
Elatocladus (Pagiophyllum)

qui, d'après lui, indiqueraient le Jurassique ;

h) O. RENZ (in D. TRUMPY 1943) signale comme peut-être jurassiques, des grès conglomératiques rouges à passées calcaires (20-30 cm d'épaisseur) et des schistes gréseux de la Serranía de Perijà, d'après le fait que les calcaires contiennent (20 km au SSW d'Urumita) des mollusques indéterminables et des

fragments d'ammonites, mais il est plus probable que ces roches appartiennent déjà au Crétacé transgressif. Ceci ne veut pas dire qu'il n'existe pas de Jurassique dans cette cordillère, mais seulement qu'il est associé au Trias dans les grès rouges de La Quinta.

i) En l'absence de fossiles, on attribue au Jurassique la partie supérieure des roches rouges du Groupe Giron, antérieures à la transgression crétacée (Paez, Prado-Dolores, Massif de Santander, Massif de Santa Marta, etc.).

Le Groupe Giron (première discussion)

Il est nécessaire à ce point de préciser la signification de ce terme, qui a été employé ces dernières années d'une manière différente et parfois contradictoire par les différents auteurs.

Créé (A. HETTNER 1892) pour désigner les couches rouges précrétacées de la région de Giron (Santander) et donc comme unité lithostratigraphique, il a été par la suite employé comme unité chronostratigraphique, pour indiquer soit d'une façon générale le Trias-Jurassique, soit aussi le Rhético-Liasique de l'Orient Andin. Des formations en ont été détachées, en général à l'occasion de la découverte de quelque fossile, mais sans préciser les raisons de telles séparations et les relations entre les nouvelles unités et le Giron dans son ensemble.

Aussi je propose d'employer le terme Groupe Giron pour toutes les roches continentales ou subcontinentales clastiques (avec intercalations marines littorales) de l'Orient Andin colombien, d'âge compris entre le Dévonien et le Jurassique.

Cette définition est la plus naturelle possible pour qui, comme moi, connaît l'ensemble du pays. Elle permet, d'une part, d'atteindre l'ensemble des faits dans une vision synthétique et, d'autre part, de séparer parfois, des unités plus petites et locales (formations) appartenant à des temps géologiques mieux définis et de reconstituer par là l'évolution géologique du territoire.

Marines, continentales ou subcontinentales, toutes les roches dévoniennes - jurassiques de l'Orient Andin colombien dépendent, pour leur distribution et leur genèse, d'un seul fait, comme on le verra mieux plus loin : l'orogénèse hercynienne qui s'est développée de manière asynchrone du Dévonien au Permo-Trias.

3 - LES FORMATIONS ERUPTIVES HERCYNiennes DE L'ORIENT ANDIN

Vue d'ensemble

La mise en place des roches éruptives hercyniennes s'est effectuée suivant tout l'arc de l'Orient Andin colombien. Elles sont connues dans les régions suivantes (fig. 28) :

- Presqu'île de la Guajira
- Serrania de Perijà
- Massif de Santa Marta
- Cordillère Orientale
 - Massif de Santander
 - Massif de Floresta
 - Massif de Quetame
 - Massif de Prado Dolores
 - Massif de Garzon (bordure W)
- Vallée du Magdalena
 - Plusieurs massifs au SW de Neiva
- Cordillère Centrale
 - Serrania de San Lucas
 - Massif d'Ibagué
 - Massif de Natagaima (le Plato-Paez - San Augustin - Mocoa)
- Massif de la Fragua, qui forme la tête de la vallée du Magdalena et qui se trouve donc à la fois dans celle-ci, sur la Cordillère Centrale et sur l'Orientale.

La plupart du temps elles se trouvent donc dans les massifs métamorphiques anciens. Elles y constituent des masses discordantes post-tectoniques qui sont caractérisées souvent par l'association granite-microgranite - rhyolite, faciès qui se relaient régulièrement du coeur vers la périphérie des massifs, soit de bas en haut.

Leur mise en place n'est pas contemporaine partout. Quand il est possible de le préciser (Cordillère Orientale, Perijà, Santa Marta, Guajira) on constate au contraire que leur âge géologique est bien différent d'un lieu à l'autre.

Les intrusions sont dévoniennes inférieures dans le Massif de Quetame, dévoniennes supérieures dans le Massif de Floresta, carbonifères moyen dans celui de Santander, post-carbonifères dans le Massif de Garzon, permo-triasiques à la Serrania de Perijà, dans le Massif de Santa Marta et à la presqu'île de la Guajira.

Malheureusement il n'a pas été possible de préciser l'âge exact de certains massifs (Massifs de Neiva, de la Serrania de San Lucas, de Natagaima-Mocoa, de la Fragua, de Prado-Dolores, d'Ibagué). Leurs analogies géologiques et pétrographiques avec les massifs datés avec certitude permettent toutefois de les relier au grand phénomène plutono-volcanique hercynien, leur mise en place pouvant s'être effectuée à un moment quelconque entre le Dévonien et le Permo-Trias.

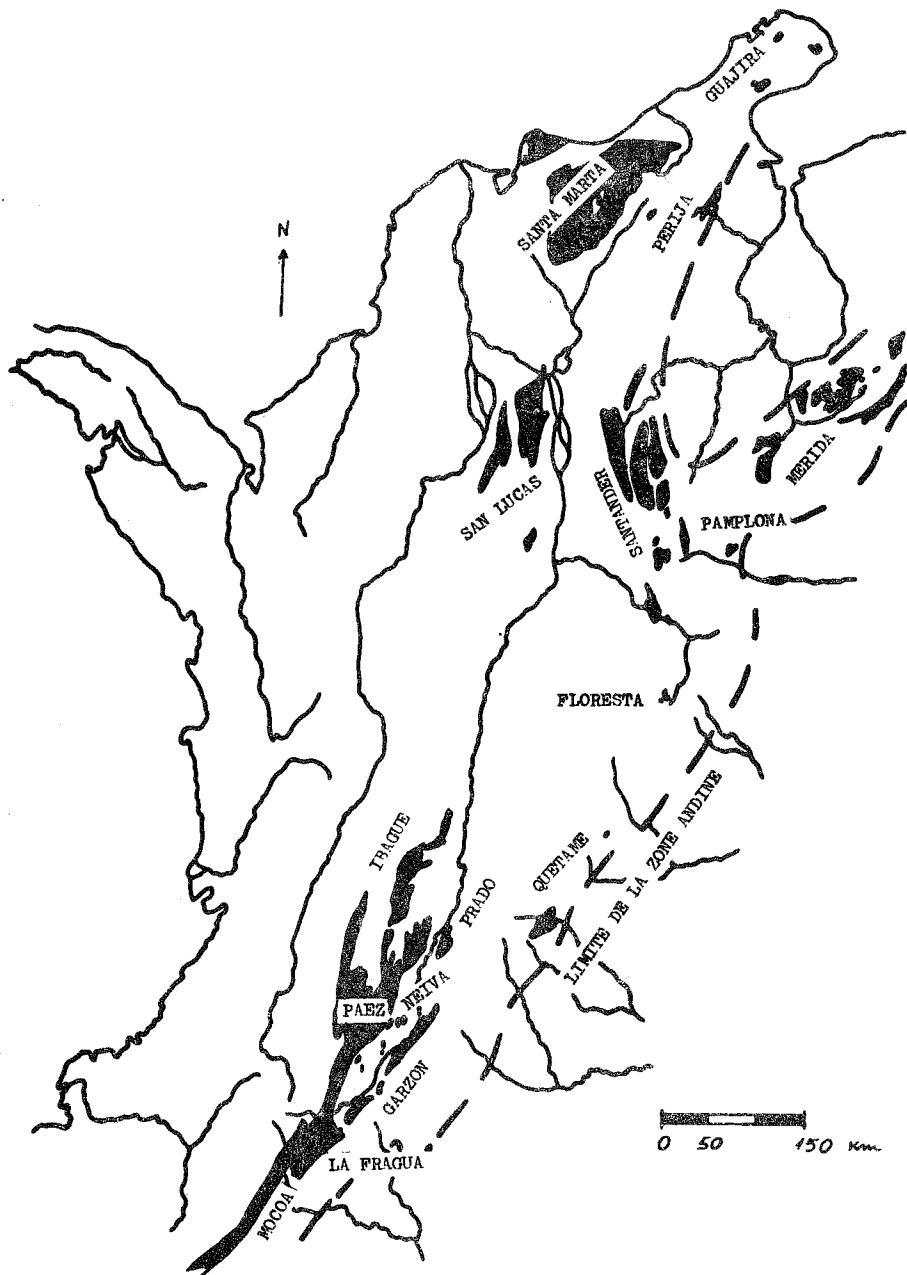


Fig. 28 - Principaux massifs de roches éruptives hercyniennes des Andes colombiennes.

General statement

There are extensive outcrops of Hercynian igneous rocks throughout all the Colombian Oriente Andino. They are known in the following regions (fig. 28) :

- Guajira Peninsula
- Perijà Range
- Santa Marta Massif

- Eastern Cordillera
 - Santander Massif
 - Floresta Massif
 - Quetame Massif
 - Prado-Dolores Massif
 - Garzon Massif
- Magdalena Valley : numerous massifs SW of Neiva

- Central Cordillera
 - San Lucas Range
 - Ibagué Massif
 - Natagaima (-La Plata-Paez-San Agustin) - Mocoa Massif
- La Fragua Massif (in upper part of the Magdalena Valley and in the Central, and Eastern Cordillera also).

That is, the Hercynian igneous rocks belong principally to the regions of the ancient metamorphic massifs.

They constitute post-kinematic bodies and in many of them there is a progressive change from the centers to the peripheries of granites, microgranites and rhyolites. All of these bodies do not have the same geological age.

Their age is well defined in the Eastern Cordillera, Perijà Range, Santa Marta Massif, and Guajira Peninsula. They are assigned to the Lower Devonian in the Quetame Massif, to the Upper Devonian in the Floresta Massif, to the Middle Carboniferous in the Santander Massif, to the post-Carboniferous in the Garzon Massif, to the Permo-Triassic in the Perijà Range, Santa Marta Massif, and in the Guajira Peninsula.

It was not possible to define the precise geological age of the remaining igneous bodies (Neiva, San Lucas, Natagaima-Mocoa, La Fragua, Prado-Dolores, and Ibagué), but the analysis of their geological and petrographic characters enable us to assign them to the large pluto-volcanic Hercynian activity, Devonian to Permo-Triassic in age, of the Oriente Andino of Colombia.

Introduccion

Rocaseruptivas hercínicas se han emplazado a lo largo de todo el arco del Oriente Andino colombiano. Ellas son conocidas en las regiones siguientes (fig. 28) :

- Peninsula de la Guajira
- Serranía de Perijà
- Macizo de Santa Marta

- Cordillera Oriental
 - Macizo de Santander
 - Macizo de Floresta
 - Macizo de Quetame
 - Macizo de Prado-Dolores
 - Macizon de Garzon
- Valle del Magdalena : varios macizos al SW de Neiva

- Cordillera Central
 - Serranía de San Lucas
 - Macizo de Ibagué
 - Macizo de Natagaima (-La Plata-Paez - San Agustin) - Mocoa

- Macizo de la Fragua, en las cabeceras del Valle del Magdalena y haciendo parte de este, de la Cordillera Central y de la Oriental.

Por lo general estas rocas se encuentran por lo tanto en los macizos metamorficos antiguos. Ellas constituyen masas discordantes post-tectonicas las cuales están caracterizadas a menudo por la asociacion granito-microgranito-riolita, facies que pasan la una a la otra desde el centro hacia la periferia, es decir desde abajo hacia arriba de las masas igneas.

El emplazamiento de estas rocas no ha sido contemporaneo en todos los lugares.

Donde ha sido posible de precisarla (Cordillera Oriental, Serrania de Perijà, Macizo de Santa Marta, Guajira) se ha visto que su edad geologica es distinta de un lugar al otro.

Las intrusiones se efectuaron en el Devonico inferior en el Macizo de Quetame, en el Devonico superior en el Macizo de Floresta, en el Carbonifero medio en el Macizo de Santander, en el post-Carbonifero en el Macizon de Garzon, en el Permo-Triasico en la Serrania de Perijà, en el Macizo de Santa Marta y en la Guajira.

No ha sido posible precisar de la misma manera la edad de los otros macizos (Neiva, San Lucas, Natagaima-Mocoa, La Fragua, Prado-Ddores, Ibagué), pero las analogias geologicas y petrograficas que ellos presentan con los de edad definida permiten de asignarlos a la actividad plutono-volcanica hercynica, su emplazamiento pudiendo haberse efectuado en un cualquier momento entre el Devonico y el Permo-Triasico.

CHAPITRE IX - CARACTERES GENERAUX ET AGES DES ROCHES ERUPTIVES HERCYNiennes DE COLOMBIE

Au cours des pages précédentes, j'ai mentionné à plusieurs reprises les roches éruptives hercyniennes de l'Orient Andin colombien. Il est temps maintenant de les décrire et de prouver cette attribution d'âge, ce qui n'était pas possible sans une première connaissance des roches sédimentaires du Groupe Giron. La description de ces roches éruptives complètera celle des massifs anciens à la constitution desquels elles participent souvent en grande mesure.

Dans la constitution des Andes colombiennes l'emplacement de ces roches est au moins aussi important que celui du batholite de diorites quartziques de l'Occident Andin (on pourrait même dire que ces deux grands compartiments géologiques colombiens, Orient et Occident Andins sont caractérisés, le premier par ces roches éruptives hercyniennes, l'autre par les diorites quartziques crétaées-tertiaires).

Ce phénomène est d'une telle envergure qu'il est étonnant qu'avant mes travaux (L. RADELLI 1962 g) il ait été pratiquement inconnu de la littérature géologique du pays, au moins dans son ensemble.

Je décrirai ici les caractères généraux géologiques et pétrographiques des masses éruptives région par région et j'exposerai les arguments qui permettent de les attribuer au cycle hercynien. Cette attribution au cycle hercynien n'implique guère leur contemporanéité stricte : bien loin de cela, le moment de leur mise en place varie du Dévonien moyen au Trias inférieur. Cela doit être précisé tout de suite, même si ce doit être l'objet d'une discussion plus approfondie plus loin.

a) Granodiorites, microgranodiorites et rhyodacites de la Guajira.

La fig. 29 montre la répartition des principaux massifs de roches ignées de la presqu'île de la Guajira : massif de Siapana, pluton de Parashi, complexe d'Ipapure, abstraction faite d'un moindre massif sans nom

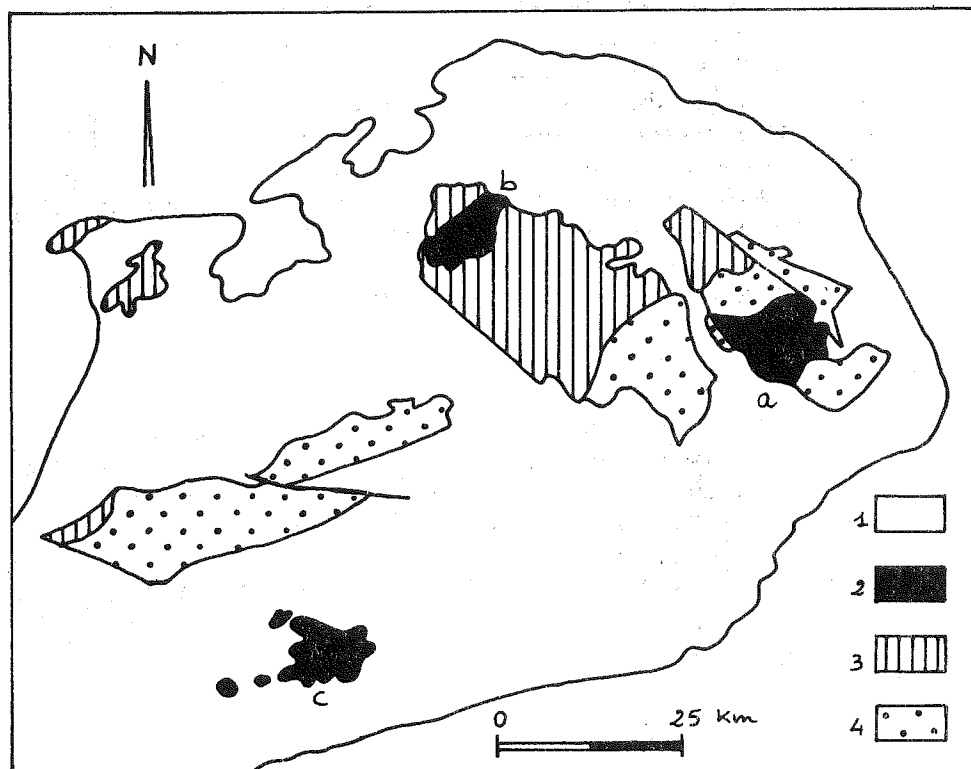


Fig. 29 - Les massifs hercyniens de la presqu'île de la Guajira.

- 1) - Roches sédimentaires post-hercyniennes ;
- 2) - Formations éruptives hercyniennes ;
- a) - massif de Siapana, b) - massif de Parashi ; c) - massif d'Ipapure.

qui affleure, encadré par des failles, au milieu de sa couverture sédimentaire mésozoïque, à l'ENE de celui d'Ipapure.

a1) Massif de Siapana

Le massif de Siapana (L. FADELLI 1960, 1962 a) s'est mis en place dans une zone de migmatites homogènes (embréchites rubanées à quartz, plagioclase, amphibole et microcline subordonné ; embréchites ocellées, plus réduites, à quartz, microcline, plagioclase, biotite) dirigées sensiblement EW.

Il s'agit d'une coupole, dont l'intrusion a soulevé les migmatites environnantes, comme il est aisé de le constater de la piste d'El Paraiso à Siapana.

Du point de vue pétrographique le massif de Siapana, est constitué par de la granodiorite, dont la

composition minéralogique est la suivante. Minéraux essentiels : quartz, oligoclase, orthose et microcline, hornblende, biotite (parfois chloritisée) ; minéraux accessoires : muscovite, zircon, apatite, un peu d'épidote et de minerais.

Structure holocristalline hypidiomorphe, monzonitique lorsque l'orthose est bien développée. Des myrmékites se trouvent dans les plagioclases en contact avec l'orthose. La biotite est fréquemment chloritisée, surtout dans la partie de la masse qui se trouve à proximité de Nazaret. Aucune orientation des minéraux n'est visible.

Dans la première colline au NW de Siapana, à la périphérie de la masse granodioritique, on trouve dans celle-ci des rubans foncés (à biotite et amphibole) de quelques centaines de mètres de longueur et de quelques décimètres de puissance, séparés par des lits quartzo-feldspathiques : il s'agit de septa de migmatites plus anciennes.

A la terminaison NW de la masse (fig. 30) on voit un énorme panneau résiduel de migmatites d'abord sub-horizontales puis s'enfonçant en coin dans la masse granodioritique (roof-*pendant* des auteurs anglo-saxons).

A proximité de Nazaret un *septum* d'ectinites conservé dans les migmatites a été métamorphisé par contact, au moment de l'intrusion granodioritique : un niveau calcaire a donné les "marbres de Nazaret" qui contiennent des veinules à pyrite aurifère ; les schistes à chlorite et séricite ont été transformés en micaschistes à biotite.

Un cortège filonien important est associé à la masse granodioritique. Elle-même est traversée par de nombreux filons de roches microgrenues porphyriques qui, plus résistantes à l'érosion, restent en relief comme des murs. Ces filons sont constitués par du microgranite ou de la microgranodiorite : phénocristaux d'orthose et de plagioclase dans une mésostase de quartz, microlites de plagioclase, micropegmatite, petites lames de biotite, et petits prismes d'amphibole.

D'autres filons, aplitiques et pegmatitiques cette fois, traversent la granodiorite et se prolongent, parfois sur environ un kilomètre, dans les migmatites environnantes. Ils se composent de quartz, orthose, plagioclase, muscovite et, parfois, grenat.

a₂) Pluton de Parashi

La masse plutonique de Parashi se trouve dans une région ectinitique (ortho et para), dont elle recoupe les structures.

Du point de vue morphologique la région constituée par cette masse plutonique est dans son ensemble plane mais il s'en détache des collines allongées NS, dominant la plaine de 20 à 30 m (fig. 31). Leur largeur est faible et leur profil est arrondi.

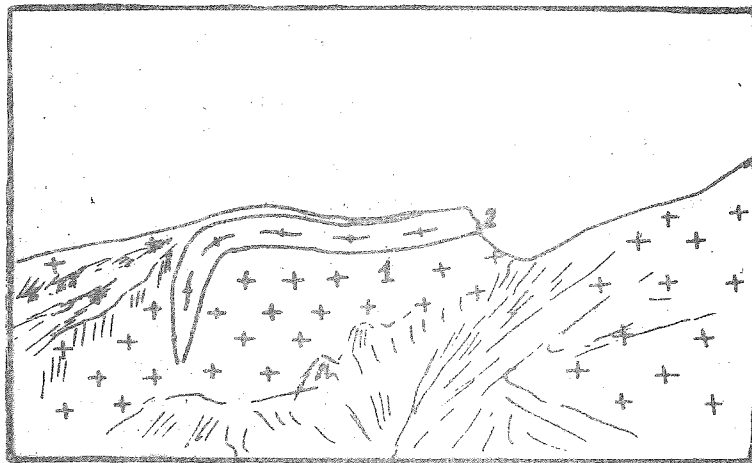
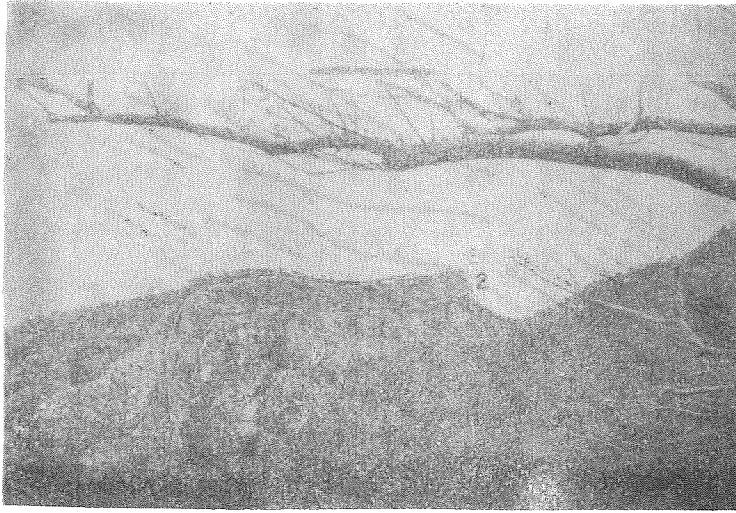
La partie plane est constituée par de la granodiorite à structure équante, dont la composition minéralogique est banale : minéraux essentiels, quartz, plagioclase zoné (An 30 à la périphérie, An 35 au centre), orthose subordonné, biotite, actinote ; minéraux accessoires, apatite, zircon, sphène.

Les collines sont formées par de la microgranodiorite porphyrique à quartz automorphe. La mésostase de cette roche est microcristalline, acide ; les phénocristaux sont : plagioclases (oligoclase-andésine), de l'orthose (peu représentée) et surtout quartz. Ce dernier est parfois très développé (jusqu'à un diamètre d'un centimètre).

Les minéraux mélanocrates y sont représentés, comme dans la roche ci-dessus, par de l'amphibole, presque toujours chloritisée, et de la biotite.

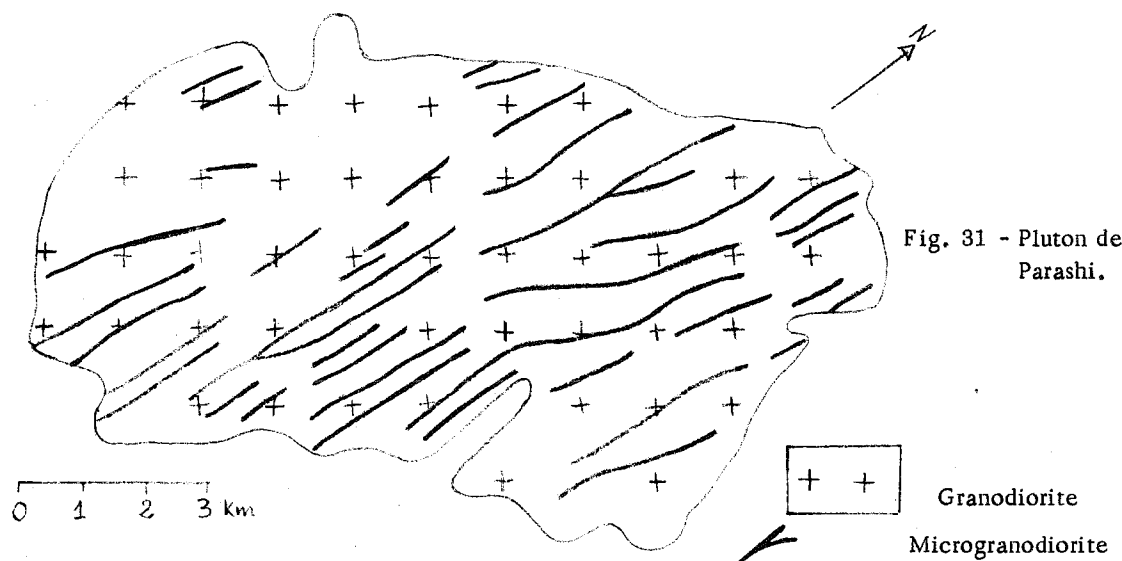
Du point de vue de la composition globale et minéralogique, telle qu'elle résulte de l'étude des échantillons en lame mince, il y a similitude étroite entre les deux types lithologiques qui ensemble forment la masse de Parashi ; la seule différence importante réside dans leur structure.

Il n'est pas possible, d'autre part, de dater l'un par rapport à l'autre, ces deux faciès. Les contacts sont nets. Les masses de microgranodiorites pourraient être considérées a priori comme des filons recoupant la granodiorite. Mais on observe par ailleurs dans la granodiorite des enclaves de microgranodiorite.



1-Granodiorite
2- Migmatites

Fig. 30 - Root-remnant of migmatites in the granodiorite of Siapana.



On est donc tenté de penser à une simultanée de mise en place des deux roches, suivant un mécanisme encore à préciser.

L'intrusion de Parashi n'a pas entraîné dans les roches traversées de métamorphisme de contact reconnaissable : les schistes encaissants sont tout au plus traversés par des filonnets de quartz au voisinage de la masse plutonique.

A cette dernière est associé en outre un cortège de filons acides et basiques, que l'on retrouve assez loin à travers les ectinites environnantes.

Les filons basiques sont des microdiorites à amphibole à structure porphyrique ; minéraux essentiels : phénocristaux, actinote et plagioclase (andésine à labrador) ; mésostase : microlites de plagioclase, un peu d'orthose, quartz, actinote, biotite ; minéraux accessoires : apatite, zircon, minerais.

Les filons acides sont des aplites roses à quartz, orthose et un peu d'oligoclase.

a3) Complexe d'Ipapure

Les contacts du complexe d'Ipapure avec les roches plus anciennes sont masqués par la couverture quaternaire. Cependant de petits affleurements (non représentés sur la carte de la fig. 29 , pour des raisons d'échelle) qui se trouvent à proximité, mais déjà en territoire vénézuélien, montrent que le socle ancien est de toute manière assez proche. Il y a dans ce que j'appelle le complexe d'Ipapure (L. RADELLI 1960, 1962a, 1962g) deux masses de granodiorite, mais pour la commodité de l'exposition, je ne parlerai que de la principale (fig. 32), car la seconde présente les mêmes caractères.

Une coupe faite dans ce complexe du coeur vers la périphérie montre la succession suivante.

- le centre qui correspond à une zone déprimée, est occupé par une granodiorite ;
- en bordure de cette zone basse et à la base des reliefs qui la limitent, s'observent des microgranodiorites de puissance variable (quelques dizaines à quelques centaines de mètres) qui forment un véritable anneau ;

- enfin les reliefs qui ceignent cet ensemble sont constitués de rhyodacites.

Je décrirai ces roches successivement, en partant des plus externes.

Les rhyodacites

Ce sont des roches claires ou roses dans lesquelles à l'oeil nu, le quartz est le seul minéral recon-

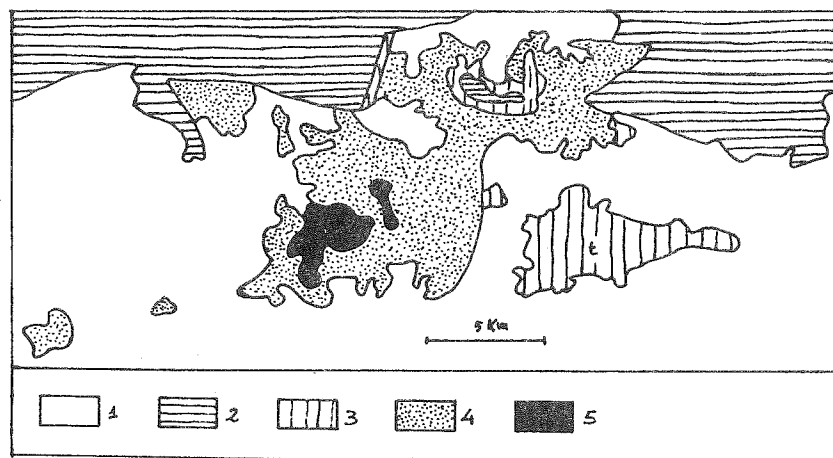


Fig. 32 - Complexe d'Ipapure. 1 - Quaternaire ; 2 - Crétacé ; 3 - Form. Cojoro (Groupe Giron) ; 4 - Rhyodacites et microgranodiorites ; 5 - Granodiorites.

naissable.

En lame mince, dans les échantillons les plus externes et éloignés de la granodiorite (par exemple : au Cerro de La Teta) on reconnaît en plus du quartz, un peu d'amphibole et de chlorite dans une mésostase hypocristalline à sphérolites ; dans les échantillons plus internes on trouve les mêmes minéraux, mais plus abondants et mieux développés, tandis que des cristaux de plagioclase commencent à s'individualiser aussi, et la mésostase devient de plus en plus cristalline (microcristalline).

Le quartz forme en général des cristaux parfaitement automorphes, mais il se trouve également en formes lenticulaires allongées ou en petits rubans (caractère ignimbritique au sens de A. STEINER 1960, voir plus loin, les ignimbrites du massif de Santa Marta).

Les microgranodiorites

Comme il y a passage progressif des rhyodacites aux microgranodiorites, il est presque impossible de décrire tous les faciès intermédiaires. Les minéraux des microgranodiorites sont les mêmes que ceux des rhyodacites : mais ils y sont mieux développés, de telle manière que les roches deviennent de plus en plus holocristallines, la structure se modifie et en même temps apparaît de la biotite. La composition minéralogique d'une microgranodiorite "moyenne", c'est-à-dire ni trop proche ni trop éloignée des rhyodacites, est la suivante : minéraux essentiels : quartz, plagioclase, amphibole, un peu d'orthose et de biotite ; minéraux accessoires : apatite, minerais, épidotes. Structure porphyrique, mésostase microcristalline. Le quartz n'est plus essentiellement automorphe comme dans les rhyodacites : il est aussi et principalement interstitiel et il se trouve davantage dans la mésostase. Le plagioclase (An 35) est idiomorphe, maclé albite, poecilitique, zoné. C'est lui qui constitue les phénocristaux et qui donne à la roche sa structure porphyrique. L'amphibole est presque toujours délavée, chloritisée. Faiblement pléochroïque, elle a $Z : c = 20^\circ$. Les caractères optiques des autres minéraux sont les courants.

La granodiorite

Les mêmes remarques que j'ai faites au sujet des rapports rhyodacites-microgranodiorites valent

pour ce qui concerne les microgranodiorites et la granodiorite. D'un type lithologique à l'autre il y a passage progressif, une véritable limite ne peut pas être tracée avec précision entre les deux. La granodiorite est notamment annoncée par l'apparition de la biotite dans les faciès plus internes des microgranodiorites. Une fois de plus, le plus grand changement concerne la structure qui devient équate, dans la granodiorite.

Dans son faciès "moyen" la granodiorite est une roche gris clair ou légèrement verdâtre, dans laquelle de beaux prismes d'amphibole (jusqu'à un cm de longueur) sont reconnaissables à l'oeil nu.

Ses minéraux essentiels sont : quartz, plagioclase, orthose subordonnée, biotite, amphibole ; ses minéraux accessoires : chlorite, apatite, zircon, minerais. Le quartz, très abondant, est la plupart du temps xénomorphe et il se présente en grains de taille moyenne qui corrodent les autres minéraux de la roche, biotite et amphibole surtout. Plus rarement il est automorphe. Le plagioclase (en moyenne An 35) est en grands idiomorphes, maclés albite ou albite-Karlsbad, parfois zonés. Il est fréquemment séricitisé, surtout à la partie centrale des phénocristaux majeurs. L'orthose, subordonnée, est en xénomorphes, parfois microperthitiques. Les proportions relatives de biotite et amphibole varient d'un point à l'autre de la masse, mais pour ce qui est de la taille, l'amphibole est toujours en cristaux plus développés.

Le pléochroïsme de l'amphibole est de vert pâle à presque incolore ; son $Z : c = 15^\circ - 20^\circ$. Elle est fréquemment chloritisée : la chloritisation est centripète. La chlorite qui se forme est une pennine.

Conclusions

Telles que je viens de les décrire, compte tenu des observations sur le terrain et au microscope, les roches d'Ipapure montrent bien qu'elles appartiennent à un seul complexe igné, de plus en plus cristallin vers le bas. En d'autres termes les rhyodacites apparaissent comme la carapace de la masse intrusive.

a.) Questions d'âge.

Les trois massifs dont il a été question ci-dessus se rattachent l'un à l'autre par trop de caractères communs pour que l'on ne soit pas tenté de les rattacher à un même phénomène géologique.

La composition minéralogique globale est à peu près la même pour les trois. Il y a une forte analogie de mise en place pour le pluton de Parashi et le complexe d'Ipapure, qui sont montés tous deux à très faible profondeur (association des granodiorites avec des roches microgrenues, et effusives dans le cas d'Ipapure). La granodiorite de Siapana n'est pas associée à des faciès microgrenus ou effusifs du même genre, mais elle aussi est montée assez haut, comme l'indique la rétro-morphose (chloritisation, épido-tisation) des migmatites qu'elle traverse, rétro-morphose qui ne l'affecte pas et qui est donc plus ancienne que sa mise en place.

Leur âge hercynien est démontré par les considérations suivantes.

Tout d'abord les trois massifs sont postérieurs aux derniers plissements du socle qu'ils traversent, plissements qu'il faut considérer comme hercyniens puisque en maints endroits de l'Orient Andin coïncident bien (voir surtout Serranía de Perijá) le Mésozoïque, débutant par les grès rouges du Groupe Giron, est discordant sur le Paléozoïque.

Ensuite ils sont antérieurs à une partie au moins des sédiments clastiques mésozoïques : des galets de roches du complexe d'Ipapure sont repris dans les grès rouges de la Formation Cojoro (Groupe Giron). Mais ces activités se sont poursuivies durant le dépôt des grès rouges (Formation Cojoro) car on y trouve des intercalations de laves rhyodacitiques (W. D. MACDONALD 1965).

Il semble donc bien que la mise en place de ces massifs s'est faite plus ou moins à la limite Paléo-Mésozoïque (Permien sup. - Trias inf.), comme je l'ai déjà indiqué (L. RADELLI 1960, 1962a, 1962, 1963).

Une mesure d'âge absolu par la méthode K/Ar (W. D. MACDONALD 1965) a donné pour une muscovite d'une des pegmatites associées à la masse de Siapana un âge de $194 \pm 4\% 10^6$ ans. Cette valeur confirme entièrement ma manière de voir.

Je retiendrai donc que les massifs éruptifs de la Guajira se sont mis en place aux environs de la limite Paléo-Mésozoïque et que les mouvements tectoniques principaux liés à cette mise en place ont commandé le début de la sédimentation détritique des grès rouges de la Formation Cojoro (Groupe Giron). Il s'agit donc de massifs post-tectoniques, comme il est prouvé d'ailleurs par l'absence de toute orientation de leurs minéraux constitutifs.

Le fait que des intercalations de ces roches éruptives se trouvent dans les grès rouges (fait que nous retrouverons dans d'autres massifs) n'est pas en contradiction avec ce qui vient d'être dit. Au contraire il y a là une preuve supplémentaire de leur âge hercynien et il apporte un fil conducteur à la reconstitution des événements.

Ceux-ci sont : (a) soulèvement d'une paléocordillère ; (a') début de la sédimentation de grès rouges par érosion de celle-ci ; (b) montée et mise en place des massifs plutono-volcaniques ; (b') possibilité d'intercalations de laves dans les grès rouges précédemment sédimentés ; (c) poursuite et accélération de l'érosion de la paléocordillère, (y compris cette fois les massifs éruptifs) et de la sédimentation des grès rouges qui en renferment des galets.

a5) Le granite à tourmaline d'Ipapure

Sur les deux flancs de la vallée d'Ipapure constitués par la granodiorite, les rhyodacites sont traversées par des filons (quelques dizaines de mètres de puissance) de granite rose à tourmaline.

Il n'y a pas d'arguments pour en préciser l'âge géologique : j'en traite ici seulement pour compléter la description des roches éruptives de la région.

La tourmaline, noire, est idiomorphe et elle forme dans la roche des structures étoilées allant jusqu'à 5 cm de longueur.

La masse principale de la roche est holocristalline panallotriomorphe ; ses minéraux essentiels sont : quartz, plagioclase et orthose ; ses minéraux accessoires : apatite et minerais.

Le quartz se trouve en grains de taille moyenne et en assemblage de plus petits grains. Le plagioclase est un oligoclase maclé albite et il est le seul des minéraux qui ait une légère tendance idiomorphe. L'orthose n'a pas de macles et est altérée.

b) Les rhyodacites de la Serrania de Perijà

Dans la partie colombienne de la Serrania de Perijà, des travaux récents (G. CHAMPETIER de RIBES, P. PAGNACCO, L. RADELLI, G. WEECKSTEEN 1964 ; L. RADELLI 1962b) ont mis en évidence pour la première fois l'existence de deux masses de rhyodacites. La première (et la plus importante de celles-ci) se trouve dans le secteur d'Urumita-Villanueva ; l'autre est au SE de San Diego, dans le secteur du horst du Socorro dont il a déjà été question. Je les décrirai successivement.

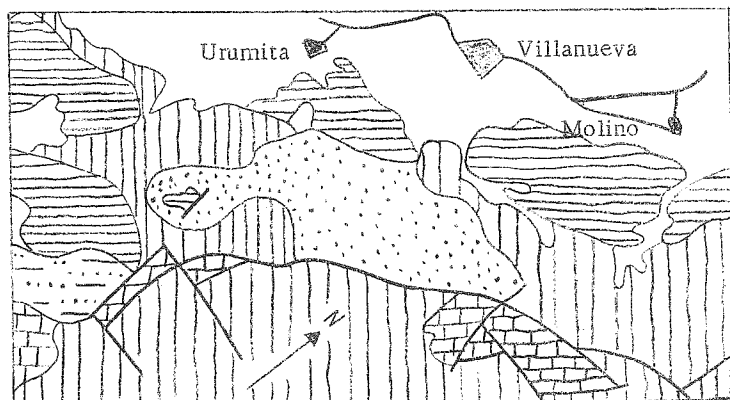
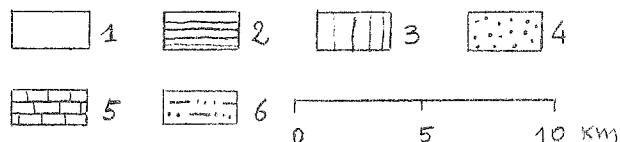


Fig. 33 - Rhyodacites d'Urumita-Villanueva - 1 - Quaternaire - 2 - Crétacé - 3 - Form. La Quinta (Groupe Giron) - 4 - Rhyodacites hercyniennes - 5 - Dévonien et Permo-Carbonifère - 6 - Pré-Dévonien schisteux .



b1) - Les rhyodacites du Socorro

Dans le secteur du Socorro, des grès rouges de la Formation La Quinta (Groupe Giron), en contact anormal avec les roches paléozoïques du horst de Socorro, contiennent des intercalations de roches éruptives acides.

Deux types lithologiques sont reconnaissables : des tufs ignimbritiques (pseudo-ignimbritiques selon la nomenclature de STEINER, voir plus loin les ignimbrites du massif de Santa Marta) et de la micropegmatite.

Les tufs ignimbritiques sont des roches claires, de structure porphyrique par suite de la présence de phénocristaux feldspathiques roses dans une mésostase fine. Leur examen microscopique en lame mince montre essentiellement : une mésostase fine, avec parfois des "galets" d'une roche déjà volcanique formée par des microlites de plagioclase ; du quartz automorphe ; des grains de quartz xénomorphes très irréguliers (lentilles tordues surtout) ; des oligoclases plus ou moins automorphes, maclés albite ; un peu d'orthose ; des lapilli éclatés ; des lames de biotite décolorées ; et, comme minéraux accessoires, de la chlorite et de l'apatite.

Parfois un peu de calcite en filonnets irréguliers apparaît (peut-être de la calcite sédimentaire contemporaine à la sédimentation des tufs ?). Des restes organiques sont conservés dans ces roches : il s'agit de petits morceaux de bois fossilisé et parfaitement reconnaissable par la structure ; et de globules probablement végétaux, enveloppés par une couronne de quartz et parfois substitués par de la calcédoine.

La micropegmatite est une roche fine de couleur rougeâtre, qui dérive de la dévitrification d'un verre acide. Composition minéralogique : minéraux essentiels, quartz, orthose et albite ; minéraux accessoires, apatite, minerais. Orthose et plagioclase sont idiomorphes et maclés : l'orthose selon Karlsbad, et le plagioclase selon l'albite ou, plus rarement, l'albite-péricline. Le quartz est xénomorphe. Structure pegmatitique.

b2) - Les rhyodacites d'Urumita-Villanueva

Ces rhyodacites constituent aussi bien du point de vue géomorphologique que géologique un véritable massif, qui se trouve à l'E des villages d'Urumita et Villanueva (Fig. 33). Les roches sont massives, claires à roses, de structure porphyrique. Leur composition minéralogique ne varie guère d'un point à l'autre de la masse et elle comporte des phénocristaux et une mésostase fine. Les phénocristaux sont de plagioclase, quartz, orthose et sanidine ; la mésostase se compose de petits grains de quartz, petits cristaux de plagioclase, d'un feutrage de minéraux laminaires (chlorites ?) et de sphérolites ; de taille intermédiaire (mi-mésostase, mi-phénocristaux) de lames de biotite décolorée et de chlorite. Minéraux accessoires : épidote, minerais, apatite.

Le plagioclase est de l'oligoclase, idiomorphe et maclé albite.

Le quartz est plutôt automorphe mais il montre de fortes corrosions par la mésostase. Orthose et sanidine sont peu répandus et idiomorphes. Plus fréquentes sont des structures perthitiques, également idiomorphes mais corrodées par la mésostase, dans lesquelles le plagioclase qui se dissocie est une albite-oligoclase, maclée albite.

La chlorite offre des formes qui rappellent celles d'une amphibole : des grains métalliques opaques y sont disposés en bordure et suivant des plans qui semblent être des plans de clivage de cette amphibole primitive.

Questions d'âge

Les grès rouges de la Formation La Quinta (Groupe Giron) sont discordants sur le Permocarbone fossifère et considérés aussi bien au Venezuela qu'en Colombie comme trias-jurassiques. Les rhyodacites interstratifiées à leur partie inférieure (rhyodacites du Socorro) sont donc triasiques, étant donné

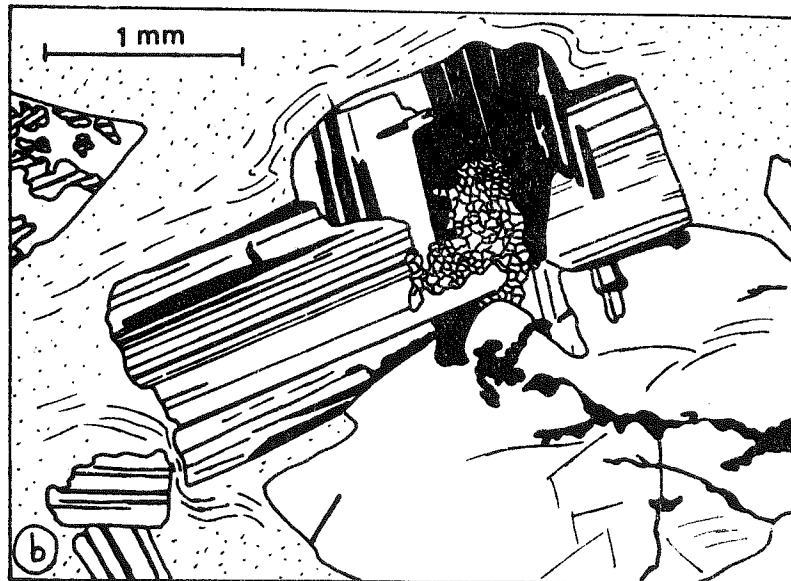
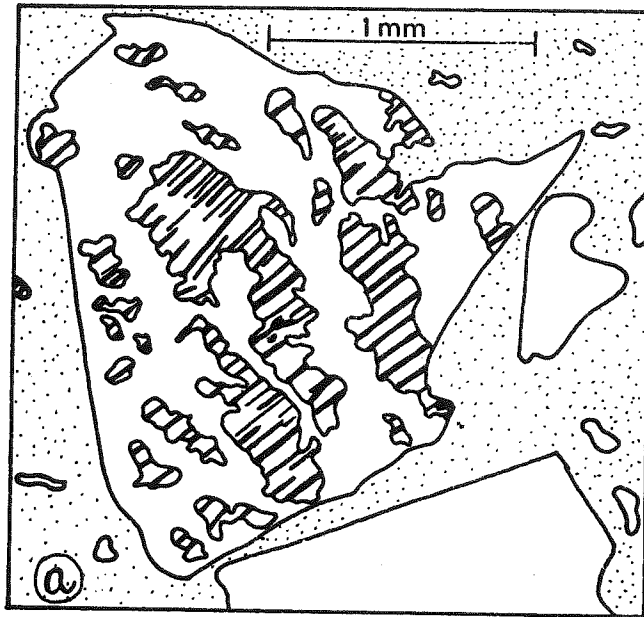


Fig. 34 - Rhyodacites d'Urumita-Villanueva ; a) Structure perthitique et quartz (blanc) dans une mésostase micro- ou cryptocrystalline ; b) Phénocristaux de plagioclase, quartz (en bas à droite) et perthite dans une mésostase fluidale.

qu'il s'agit de tufs.

Le massif rhyodacitique d'Urumita-Villanueva est recouvert (chemin d'Urumita au point géodésique N° 597 ; chemin Villanueva-Africa) par des grès rouges de la Formation La Quinta, qui débute par un conglomérat à galets de rhyodacite. Nous retrouvons ici la même succession de faits reconnus pour le massif d'Ipapure à la Guajira, dans l'ordre : plissement tardi-paléozoïque - érosion du paléo-relief et début des émissions acides + - mise en place du massif principal (rhyodacites d'Urumita-Villanueva) - érosion (attaquant celui-ci) et sédimentation accélérée des grès du Groupe Giron.

Il s'agit donc bien de roches éruptives post-tectoniques hercyniennes, qui peuvent être datées du Permien supérieur - Trias inférieur.

b3) - Les éboulis de rhyodacites de Medialuna et de Manaure

Je ne saurais pas passer sous silence l'existence de très nombreux et parfois énormes blocs de rhyodacite (entièrement semblable, du point de vue pétrographique à celle d'Urumita-Villanueva) qui se trouvent dans les éboulis de la vallée de Medialuna, quelque 20 km au S de San Diego. Ces roches n'existent pas en place : tous les efforts que nous avons faits pour les y trouver ont échoué. Cependant ces blocs, descendus directement de la Cordillère, prouvent bien que les éruptions hercyniennes étaient largement répandues.

Je ne peux pas non plus oublier de signaler que sur les reliefs calcaires paléozoïques à l'E de Manaure j'ai observé également des blocs de rhyodacite et là encore sans jamais parvenir à trouver leur gisement en place. Il est possible que ces blocs représentent les résidus d'anciennes coulées ou d'anciens laccolites complètement démantelés par l'érosion.

c) Le complexe igné du Massif de Santa Marta

Le complexe igné du Massif de Santa Marta n'est pas sans rappeler, par la distribution relative des types lithologiques et leurs rapports mutuels, celui d'Ipapure et de la Guajira.

Au Sud et à l'Est (L. RADELLI 1962 d, 1962 g) il est composé d'une partie centrale granitique et d'un toit rhyolitique, ces deux ensembles sont séparés par une zone intermédiaire, discontinue de microgranite (au NE cela n'apparaît pas mais il semble bien que cela dépend de la tectonique : les granites butent là contre une faille, la faille de Sevilla, qui traverse tout le massif en soulevant un bloc de migmatites anciennes).

Je décrirai successivement les différents faciès de ce complexe en partant de la masse granitique centrale.

c₁) Les granites

Les granites (s. l.) constituent une grande partie du Massif de Santa Marta (fig. 21). Ils affleurent sans discontinuité dans les vallées entre Colonia Agricola de Caracolicito et Pueblo Bello, entre Pueblo Bello et San Sebastian et enfin au N de ce village indien pour constituer toute la partie centrale de la Sierra Nevada proprement dite.

Du point de vue géomorphologique le compartiment granitique n'est pas homogène. Entre Colonia Agricola de Caracolicito et Palmarito, le granite donne un paysage à collines arrondies ou mamelonnées.

+ Il n'est pas tout à fait juste de parler de "début" des émissions puisque des tufs acides marins fossilifères se trouvent au sommet de la série permocarbonifère et ont été plissés avec celle-ci.

Dans le secteur de Pueblo Bello-Sebastian et, plus au Nord, dans la vallée de Vicentana le granite, altéré, donne lieu à une morphologie monotone de vallées ouvertes et de montagnes à pente douce et régulière, dans lesquelles existe un réseau hydrographique fin et serré avec des ravins peu profonds, qui en général n'arrivent que rarement à montrer la roche fraîche. Dans la partie la plus élevée de la Sierra Nevada (région des lacs par exemple), polie par l'action des glaciers quaternaires, les granites (s.l.), par suite d'une gélifraction importante, forment des montagnes abruptes à parois verticales et lisses et des tours. Nous verrons par la suite que ces différents faciès morphologiques correspondent jusqu'à un certain point à des faciès lithologiques différents de la masse granitique.

La masse granitique n'a pas une forme bien définie. Dans la coupe du chemin San Sebastian-Valledupar, les roches plus anciennes (leptynites, migmatites) ont un pendage à l'W., donc vers le granite : ici la géométrie de la masse granitique rappelle un etmolite. Par contre, à l'W. de Pueblo Bello (chemin Pueblo Bello-Palmarito) les migmatites leptynitiques semblent plutôt concordantes par rapport au granite. Ailleurs les rapports de gisement granite-roches métamorphiques sont très compliqués mais en général discordants (secteur au Nord de San Francisco de Assis, masse granitique au Nord-Est de la faille de Sevilla) ou alors n'existent point à l'affleurement : le granite passe à sa bordure à des microgranites et à des rhyolites, comme je l'ai dit tout à l'heure.

Du point de vue pétrographique la masse granitique est différenciée.

Le granite porphyroïde rose, monzonitique de Pueblo Bello-San Sebastian.

La presque totalité de la partie méridionale et centrale de la masse granitique est constituée par un granite potassique porphyroïde. Ce faciès se trouve en continuité de la région de Pueblo Bello à celle de San Sebastian, puis il constitue des affleurements plus réduits au croisement de la route Valledupar-Fundacion avec celle qui monte à San Francisco de Assis ; il réapparaît au Nord pour constituer le relief qui sépare Duriameina de Vicentana et dans la partie basse de la vallée de Vicentana elle-même.

On le retrouve au NE, où il constitue la masse granitique de Donachui. C'est la structure porphyrique qui caractérise ce faciès : de grands cristaux d'orthose rose, idiomorphes en général, 1-1,5 cm) sont immergés dans une mésostase grenue plus fine.

La composition minéralogique de cette roche est banale : minéraux essentiels : quartz, orthose micro-perthitique, un peu de microcline, plagioclase (An 25), biotite et hornblende ; minéraux accessoires : sphène, parfois bien développé, apatite, zircon, quelques grains d'épidote et de minerais.

Le quartz est xénomorphe et d'extinction roulante. L'orthose, maclé Karlsbad, a cristallisé après le plagioclase : des structures monzonitiques se développent, dans lesquelles l'orthose idiomorphe englobe des cristaux de plagioclase. Celui-ci est maclé albite et normalement zoné. A sa bordure des couronnes de mir-mékites sont fréquentes. Le microcline est beaucoup moins répandu, xénomorphe et microperthitique. Biotite et amphibole ont plus ou moins la même répartition. Sauf dans le cas de Donachui, à l'E. de San Sebastian et à Palmarito où des roches métamorphiques (leptynites, migmatites) s'interposent entre lui-même et ceux-là, ce faciès est constamment en contact avec les microgranites et les rhyolites (ou avec le faciès de granite gris qui sera décrit ci-dessous).

Il est traversé par nombre de filons, acides et basiques. Les filons acides sont des aplites et des pegmatites, qui, moins altérées que la masse qu'elles traversent, y restent en relief. Les filons basiques semblent formés de microdiorites foncées ou de dolérites : ces roches sont très altérées et, de ce fait, difficiles à étudier du point de vue pétrographique.

Le granite gris de Colonia Agricola de Caracolicito.

Ce faciès est associé au précédent, dont il se différencie par un manque de structure porphyrique. On

le trouve surtout dans la vallée de San Francisco de Assis à Colonia Agrícola de Caracolicito et dans les reliefs qui la séparent de celle de Pueblo Bello.

La transition de ce faciès au précédent est graduelle et progressive. La composition minéralogique en est la même : minéraux essentiels, quartz, orthose microperthitique, plagioclase An 25, biotite, amphibole ; minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite, un peu d'épidote. Le quartz a une extinction roulante. Le plagioclase est zoné et il a souvent une couronne d'albite presque pure. Structure hypidiomorphe.

Les granodiorites de Mamancanaca et de la région des lacs.

C'est le faciès dominant dans la partie élevée de la Sierra Nevada ; il débute, grosso modo, au-dessus des moraines de Mamancanaca. Au cours de mes explorations de terrain je n'ai pas dépassé la région des lacs. Je n'ai donc pas de renseignements directs sur les plus hauts sommets du massif (Pico Bolivar, Pico Colon), mais l'examen des blocs morainiques m'a bien montré qu'au-delà des lacs la roche reste à peu près la même, avec toutefois une tendance vers des diorites quartziques (A. GANSSER 1955).

Il s'agit de roches à grain plus fin que celles dont il a été question jusqu'ici, de couleur gris clair ou légèrement violette.

Une fois de plus je dois signaler que tous les faciès intermédiaires existent entre le granite monzonitique et les granodiorites : une limite franche n'existe pas. Les descriptions que je donne ici sont en fait des descriptions de "pôles".

La composition minéralogique des granodiorites des lacs est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, un peu de microcline, amphibole et biotite ; minéraux accessoires, sphène, apatite, minerais. Des myrmékites se trouvent à la périphérie du plagioclase en contact avec le microcline. Le plagioclase est un oligoclase idiomorphe, maclé albite, quelquefois antiperthitique (phénocristaux les plus grands), d'autres fois avec une couronne externe albitique. L'amphibole (hornblende) est parfois partiellement substituée par la biotite ; des associations de biotite et d'hornblende sont assez communes. La structure de la roche est hypidiomorphe.

Le granite à quartz automorphe de Duriameina

Dans la région de Duriameina, à mi-chemin entre San Sebastian et Mamancanaca, entre les microgranites (voir plus loin) et le granite monzonitique normal, un faciès intermédiaire se développe, qui n'est pas encore celui des microgranites, mais pas non plus celui du granite proprement dit. Les observations de terrain montrent qu'il s'agit bien d'une zone de transition de puissance très variable (quelques dizaines à quelques centaines de mètres). C'est pour souligner tout de suite ce caractère de transition que j'ai voulu traiter de ces roches ici, mais il est évident que j'aurais pu également les décrire dans le paragraphe réservé aux microgranites, comme d'ailleurs je le ferai pour d'autres faciès semblables.

La composition minéralogique de cette roche est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase et orthose, amphibole et biotite ; minéraux accessoires, muscovite, apatite, minerais opaques.

Par rapport au granite monzonitique cette roche renferme plus de plagioclase (oligoclase à auréole albitique, plus ou moins cataclastique) et moins de feldspath potassique (un peu cataclastique aussi) ; une plus grande répartition du quartz et l'apparition d'un peu de muscovite qui se développe aux dépens du feldspath potassique cataclastique⁺. Mais c'est la structure de cette roche qui la caractérise surtout et qui la rapproche beaucoup des microgranites plus externes : son quartz est automorphe comme dans ceux-ci.

⁺ Cette néoformation de muscovite est donc tardive et elle est probablement en relation avec la mise en place des filons de microgranites qui traversent toutes les roches de la région, dont il sera question plus loin.

c2) Les microgranites

Les microgranites ont des gisements variables :

- zone de transition entre granites et rhyolites : coupe San Francisco de Assis-Palmarito, coupe Valledupar-Pueblo Bello,
- massifs au toit des granites, sans rhyolites visibles : vallée de Duriameina,
- massifs en bordure des granites et entre ceux-ci et les rhyolites : Est de la vallée de Mamancanaca, Sucarabuena.
- à la base des rhyolites, sans granite visible : El Hurtado, Patillal,
- en filons recoupant les diverses roches du massif, qui feront l'objet d'un paragraphe spécial.

Les microgranites de San Francisco de Assis-Palmarito, la plupart du temps altérés ; sont dans leur faciès typique, des roches microgrenues, plus pauvres en éléments caféiniques que les granites de la même région. Leur composition minéralogique comporte surtout du quartz, de l'orthose et de l'oligoclase, avec un peu de biotite et d'amphibole décolorée. Leur structure est porphyrique. Les principaux phénocristaux sont de quartz automorphe. Les structures micropegmatitiques y sont très répandues et caractéristiques de la roche, qui de ce fait peut être regardée comme un granophyre.

Sur la coupe Valledupar-Pueblo Bello les microgranites affleurent à proximité de ce dernier village, constituant la base des montagnes qui limitent la vallée vers le Sud. Mais ici les roches sont altérées de telle manière qu'il devient impossible d'avoir des échantillons valables pour une étude pétrographique. Il est cependant possible de reconnaître sur le terrain qu'il s'agit de microgranites parce que dans les argiles résiduelles qui se forment, on trouve, à leurs dépens, des quartz automorphes typiques.

Au Sud de Duriameina des pitons de microgranite se dégagent de la vallée plate granitique (voir ci-dessus). La composition minéralogique de ces microgranites est la suivante : minéraux essentiels, quartz, orthose, oligoclase, un peu de biotite et d'amphibole ; muscovite subordonnée ; minéraux accessoires, apatite, épidote. La structure est porphyrique : phénocristaux d'orthose et surtout de quartz. Ce dernier est souvent automorphe. Sur le terrain il est difficile de tracer la limite entre ces microgranites et le granite, le passage de l'un à l'autre étant très progressif. J'ai déjà signalé plus haut ce caractère en décrivant un faciès granitique qui avait déjà des caractères microgranitiques. Mais au microscope on voit qu'il s'agit de roches à deux temps de cristallisation. En outre les micropegmatites abondantes les rangent dans la catégorie des granophyres (fig. 35).

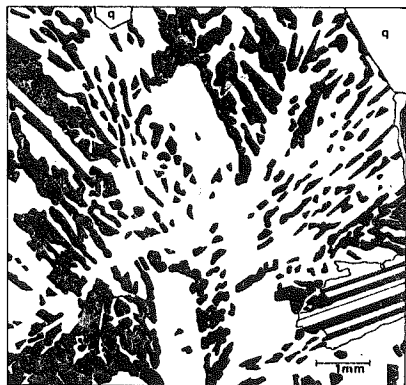


Fig. 35 - Microgranite de Duriameina :
micropegmatite, plagioclase
maclé albite et quartz auto-
morphe (q).

Dans la région de Mamancanaca les microgranites se trouvent en tête de la vallée et en particulier en rive gauche. Ce sont des microgranites en massif, mais en même temps en liseré entre les granites et les rhyolites. Encore une fois il s'agit de roches acides, porphyriques, à grands phénocristaux de quartz automorphe, et phénocristaux plus réduits d'orthose et de plagioclase dans une mésostase plus fine mais holocristalline avec des lamelles de biotite +.

A Sucarabuena le microgranite est rougeâtre, à grands cristaux de quartz automorphe (1 -1,5 cm de diamètre) et d'orthose, dans une mésostase microcristalline à petites biotites et oligoclase, quartz et orthose.

Au NE de Valledupar les microgranites apparaissent à la base des rhyolites. De bons affleurements se trouvent dans la localité d'El Hurtado, proche de Valledupar, en particulier là où le Rio Guatapuri forme une piscine naturelle (baies de Valledupar). D'autres affleurements sont visibles plus loin vers le NE à la base de la falaise de Patillal.

A El Hurtado les microgranites sont rougeâtres, massifs, à grain fin, mais bien cristallisés, avec des phénocristaux de quartz, d'orthose et d'oligoclase dans une mésostase qui comporte les mêmes minéraux plus de la biotite et un peu d'amphibole.

A Patillal le microgranite est clair, presque blanc. Sa composition minéralogique est la suivante : phénocristaux de quartz (2-4 mm) automorphe et corrodé, d'oligoclase (2-8 mm) maclé albite, d'orthose (1-2 mm) mésostase aphanitique acide ; minéraux moins répandus ou accessoires, biotite chloritisée, épidote, minerais. Il s'agit en fait plutôt d'une microgranodiorite porphyrique, ce qui n'est pas sans rappeler les roches que j'ai appelées rhyodacites d'Urumita-Villanueva, qui par certains caractères peuvent aussi être regardées comme des microgranodiorites.

c3) Les rhyolites

Comme je l'ai déjà dit, la partie la plus externe du complexe igné du Massif de Santa Marta est constituée par des rhyolites.

Sur le terrain on constate que les roches réunies sous cette dénomination sont le plus souvent massives. Elles passent alors progressivement aux microgranites, puis aux granites décrits ci-dessus. Mais dans quelques cas elles ont des caractères effusifs plus nets.

En règle générale on observe des passages continus et graduels entre : rhyolites plus ou moins vitreuses - rhyolites cryptocristallines à quartz automorphe - rhyolites à quartz et plagioclase zoné automorphes - microgranites (granophyres) - granites à tendance granophyrique - granites normaux. On note également la présence de faciès bréchoïdes de tufs et d'ignimbrites.

Les passages continus s'observent dans les coupes Valledupar-Pueblo Bello, Mamancanaca-Tromba (Donachui), Colonia Agricola de Caracolicito-Palmarito. Les faciès bréchoïdes se trouvent eux surtout dans les reliefs plus externes de la région de San Francisco de Assis. Les tufs reposent sur les migmatites près du col qui sépare la vallée de Donachui de celle de Chequesquemena ; quant aux ignimbrites elles ont été trouvées à l'extrême périphérie du Massif, à proximité de la première partie de la route Valledupar - Fundación (jusqu'à Chapinero) et à Patillal (NE de Valledupar).

Je décrirai d'abord les différents faciès observés, dans l'ordre suivant :

- les rhyolites du secteur méridional (entre la route Valledupar-Fundación et Pueblo Bello)
- les brèches de San Francisco de Assis
- les rhyolites de la région de Mamancanaca
- les rhyolites de la région de Mamancanaca en amont de Mamancanaca

+ Je ne peux pas donner de précisions micrographiques pour ces roches, les échantillons ayant été perdus au cours d'incidents de voyage survenus dans la partie élevée du Massif.

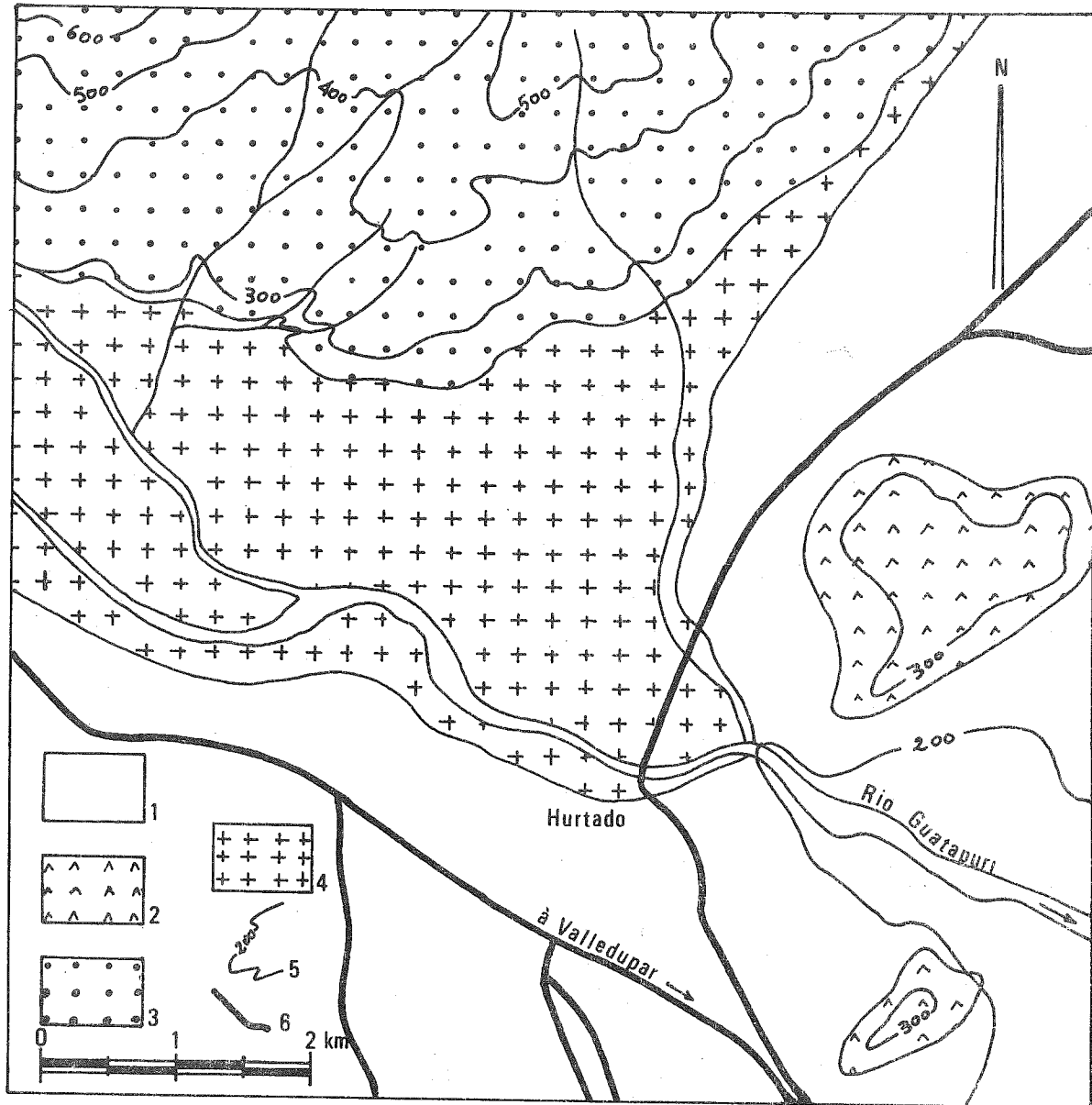


Fig. 36 - Carte géologique de la région de l'Hurtado (Valledupar).
1) - Quaternaire - 2) - Andésites basaltiques de la Formation La Quinta (Groupe Giron) - 3) - Rhyolites hercyniennes - 4) - Microgranites hercyniens - 5) - Courbes de niveau - 6) - Routes et pistes.

- les tufs de Donachui
- les ignimbrites et faciès associés de la bordure méridionale, dont j'aborderai, après leur description, le problème de leur mise en place.

Les rhyolites du secteur méridional sont des roches foncées, parfois noires, à quartz plus ou moins exprimé et parfois automorphe.

Le caractère idiomorphe du quartz les rapproche des microgranites et, en fait, ce caractère est de plus en plus évident au fur et à mesure que l'on s'approche des microgranites.

La structure la plus commune est porphyrique, mais des roches essentiellement micro ou hypocrystallines sans phénocristaux existent également vers la périphérie de la masse.

Les faciès à structure porphyrique (faciès moyen) ont la composition minéralogique suivante : phénocristaux principaux, quartz, oligoclase et orthose ; phénocristaux moins développés, biotite et amphibole ; mésostase (crypto, hypo, ou microcristalline) à microlites de plagioclase et sphérolites ; minéraux accessoires, apatite, minerais, zircon, épidote.

La quantité de quartz exprimé varie largement d'un point à l'autre de la masse, mais ce minéral a toujours une nette tendance à être idiomorphe, ce caractère étant mieux défini là où il est plus abondant.

L'oligoclase est automorphe et maclé albite, fréquemment zoné et souvent altéré à la partie centrale des cristaux zonés.

L'orthose est tantôt idiomorphe tantôt xénomorphe et souvent maclé Carlsbad.

Il est rare de trouver à la fois biotite et amphibole : dans presque tous les échantillons étudiés c'est la présence de l'un ou de l'autre de ces minéraux que j'ai constatée. Les deux sont corrodés ou altérés. La biotite est chloritisée. L'amphibole est substituée par de l'épidote avec ségrégation simultanée de grains de minerais à sa périphérie.

Les brèches du secteur de San Francisco de Assis sont des roches à éléments anguleux de roche volcanique foncée, englobés dans un matériel également volcanique mais légèrement plus clair et fin.

Les éléments anguleux sont apparemment légèrement plus basiques que le matériel englobant : celui-ci contient du quartz et il est en somme constitué par de la rhyolite, tandis que ceux-là n'ont pas de quartz visible et ils contiennent par contre plus d'amphibole et de biotite.

Ces roches constituent parfois des masses importantes qui, plus résistantes à l'érosion, forment des reliefs allongés et abrupts.

Les rhyolites de Mamancanaca se trouvent, avec les microgranites auxquels elles passent en continuité, à la tête de la vallée de Mamancanaca. Elles y constituent les reliefs qui la séparent de celle de Tromba-Donachui, et aussi dans la partie la plus élevée de cette dernière. Ces roches ont des couleurs très variables : rouge, vert, violet, gris.

Les types lithologiques que l'on rencontre successivement d'Ouest en Est, à partir des microgranites sont : rhyolites hypocrystallines à quartz automorphe et un peu de micropegmatite ; rhyolites à mésostase cryptocrystalline fine et à phénocristaux (phénocristaux de quartz automorphe, sanidine, oligoclase ; minéraux moins développés, biotite ; minéraux accessoires, tourmaline rose à structure rayonnée, minerais, calcite, épidote, chlorite) ; rhyolites plus ou moins vitreuses ; brèches volcaniques (réduites et se trouvant en haut vers les sommets) du même genre que celles de San Francisco de Assis.

Dans la descente vers Tromba on trouve un faciès particulier de rhyolite : rubans (1-5 mm) alternativement blancs et gris, plissés, contournés qui indiquent une plasticité particulière de la lave. Par ces caractères elles se rapprochent davantage du faciès "ignimbrite" (dans le sens que je préciserai tout à l'heure), que des rhyolites proprement dites : mais par suite du manque d'échantillons dû à un incident de voyage, je n'ai pu en faire une description micrographique et je ne peux que signaler leur existence.

Toutes les roches que je viens de citer, les dernières en particulier, renferment des blocs de mig-

-matites, ces blocs pouvant aller de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres de diamètre au maximum. Le paquet le plus important de ces migmatites englobées dans les rhyolites se trouve en rive droite de la vallée, au-dessus des deux petits lacs de la dernière partie plate de celle-ci. De nombreux filons rectilignes de microgranite rose traversent aussi bien le microgranite en massif que les rhyolites. Dans le faciès rubané ("ignimbritique"), du microgranite rose forme de véritables petits massifs digités et allongés et il est bien possible que ce microgranite soit à rattacher à celui des massifs plus internes, plutôt qu'aux plus récentes manifestations filoniennes, puisque la liaison entre les deux roches (microgranites et "ignimbrites") est du point de vue "gisement" très étroite.

Les rhyolites des lacs forment des masses irrégulières à travers les roches granitisées anciennes enveloppées par les granites (s.l.) de la partie centrale de la Sierra Nevada. Ici les transitions rhyolite-microgranite sont continues : il n'est pas possible de juger des limites précises entre eux car des échantillons classés macroscopiquement comme rhyolites apparaissent au microscope comme des microgranites et vice versa.

Je décris ces roches ici, mais j'aurais pu tout aussi bien en parler lorsque je traitais des microgranites. De toute manière elles n'ont pas une grande extension et il a même été impossible de les représenter sur la carte de la figure 21 sans trop en modifier l'échelle.

Parmi les rhyolites, certaines ont une structure hypohyaline et dans ce cas elles sont un peu bréchoides, englobant de petites masses anguleuses pilotaxiques à plagioclases ; d'autres, cas le plus fréquent, sont porphyriques (phénocristaux de quartz automorphe, oligoclase, orthose et parfois biotite dans une mésostase crypto ou hypocrystalline). Parmi les microgranites il y en a qui sont caractérisés par une grande fréquence de la micropegmatite, et d'autres par une mésostase riche en sphérolites mais non micropegmatitiques ; dans les deux cas ils sont porphyriques, avec phénocristaux de quartz, plagioclase, orthose et biotite automorphes, comme les rhyolites.

Les ignimbrites et les pseudo-ignimbrites de la bordure méridionale

Les faciès dont il sera question ici sont aisément observables à côté de la route Valledupar-Fundacion (Buenavista, Caja de Ahorros, Chapinero) et dans la falaise qui surplombe le village de Patillal au NE de Valledupar.

A Buenavista, les roches se présentent macroscopiquement comme constituées par une mésostase fine, microgrenue, acide, où sont englobés des éléments anguleux de taille variable (quelques millimètres à quelques centimètres) et parfois des lentilles "flamme" de couleur sombre. Au microscope, on constate qu'elles sont constituées par de la sanidine plus ou moins automorphe, de l'oligoclase maclé albite et par du quartz, ces trois minéraux ayant parfois un caractère de phénocristaux ; puis par de l'amphibole décolorée et la plupart du temps comodée, faisant partie d'une mésostase fine à sphérolites et à produits de dévitrification (de la calcédoine surtout) et d'altération (chlorite, épidote et calcite), et par les minéraux accessoires, sphène, zircon et apatite.

A Caja de Ahorros les roches ont un faciès rhyolitique plus courant : couleur claire, grain très fin, quelques phénocristaux. En lame mince on y voit des phénocristaux peu nombreux d'oligoclase maclé et de sanidine ; et une mésostase en partie vitreuse, en partie à microlites probablement de sanidine, en partie subcristalline ; des produits de dévitrification et d'altération comme dans le cas précédent.

A Chapinero les roches se caractérisent macroscopiquement par une texture rubanée : lits irréguliers blancs et roses, d'épaisseur variable, mais en moyenne de 2-3 mm, dessinant de petits plis tordus de type plastique. L'étude microscopique de ces roches montre qu'elles sont constituées par de rares phénocristaux d'oligoclase et de sanidine et par quelques lames de biotite corrodée, noyés dans une mésostase fine à sphérolites de calcédoine, micro- ou cryptocristalline. Dans la mésostase se trouvent de minces lits qui sont formés à la périphérie par du verre (parfois absent et substitué alors par de la calcédoine) et à la partie centrale par de la calcédoine. Ces lits ont une disposition irrégulière : ils se moulent sur les phénocristaux et dessinent des plis serrés, qui passent parfois à des microfailles cimentées par la mésostase.

A Patillal la falaise qui s'élève au-dessus des microgranites est constituée par des roches rhyolitiques claires, souvent même parfaitement blanches, très fines. Au microscope on constate une forte analogie entre ces roches et celles de Chapinero. Elles sont composées par une mésostase vaguement sphérolitique, dans laquelle se trouvent des phénocristaux isolés d'oligoclase maclé albite et d'orthose, des grains de quartz et des lames de biotite. La mésostase est traversée ici encore par des lits à calcédoine et verre, comme celle des roches de Chapinero et plissotés comme ceux-là. Mais ici le verre se trouve à la partie centrale du lit au lieu d'être à sa périphérie.

Telles que je viens de les décrire, toutes ces roches semblent bien pouvoir se classer parmi les ignimbrites dans le sens donné à ce mot par la plus grande partie des auteurs, qui regardent tout simplement les roches de ce genre comme le produit du dépôt d'une nuée ardente.

Or, de prime abord, il me semble que des textures telles que j'ai reconnues dans les roches de Chapinero et de Patillal (lits de différente nature, dont le plissement n'est pas reliable à n'importe quelle structure tectonique majeure) soient mal explicables par un tel mécanisme de mise en place, d'autant plus que je n'ai pas remarqué dans ces roches la présence de lapilli.

Par ailleurs dans un mémoire récent A. STEINER 1960, qui étudia en grand détail les ignimbrites de North Island (Nouvelle Zélande), montra qu'il est possible d'envisager pour ces roches un mécanisme de mise en place tout à fait différent de celui qui fait appel à une nuée ardente. STEINER pense que la mise en place des ignimbrites est due à des montées massives et des coulées de laves acides (rhyolitiques) dans lesquelles deux liquides non miscibles coexistent.

STEINER arrive à cette conclusion par l'observation, dans les lames minces de roches non dévitrifiées, de deux verres de nature différente, traduites par des indices de réfraction différents. "It can be seen under the microscope that the groundmass of ignimbrites with completely fresh groundmass consists of two distinct glassy phases, differing in their shape, colour and refractive index" (page 19). D'après STEINER, le liquide prédominant donne origine à la masse principale (notre mésostase), le moins abondant se sépare en lentilles, petites masses irrégulières, petits canaux capillaires etc. que STEINER appelle mésostase. La répartition de cette mésostase (au sens de STEINER) indique, d'après lui, la coexistence de deux phases liquides : "The distribution of the mesostasis in, and its relationship to, the glassy base seems to indicate an emulsion of two contrasting glasses". Ce serait le fait de la non-miscibilité de ces deux liquides qui donnerait à ces laves la possibilité de s'écouler : "The fact that the mesostasis commonly forms capillary streaks and minutely thin lenticles enclosed by much thicker glass shreds seems to indicate that the mesostasis has a relatively great fluidity. The fluid mesostasis... imparts a considerable fluidity to the whole two-liquid lava, which therefore should be highly mobile" (page 27).

Je pense que cette manière de voir, montée massive d'une lave rhyolitique et coulée plastique de celle-ci favorisée par la présence de deux liquides non miscibles, peut être invoquée pour les rhyolites de Chapinero et de Patillal. Ces roches sont dévitrifiées et partant il n'est pas possible d'y effectuer des mesures précises sur les deux verres originaux ; mais, en observant des lames minces plus épaisses que d'habitude, il semble bien que les lits plus ou moins vitreux que j'ai décrits aient en effet eu le rôle de la mésostase de STEINER dans les ignimbrites de North Island. L'association de ces roches avec les microgranites à Patillal et en général avec les rhyolites non stratifiées paraît en accord avec cette hypothèse, qui prévoit une accumulation de roches rhyolitiques par montée massive plutôt que par succession d'effusions séparées par des phases de calme.

En suivant donc la nomenclature proposée par A. STEINER, je considérerai ici comme ignimbrites les roches de Chapinero et de Patillal⁺.

Comme le fait A. STEINER pour des roches semblables, je réserverai le nom de pseudo-ignimbrites à celles de Caja de Ahorros et de Buenavista, (ignimbrites au sens ancien du mot, roches déposées par une

⁺ Comme je l'ai déjà dit il est bien possible que les rhyolites rubanées qui se trouvent à l'E de Mamanacana (vallée de Tromba) appartiennent elles aussi aux ignimbrites dans le sens précisé ici.

nuée ardente), mais non sans signaler que cette attribution est seulement provisoire. Il est possible en fait que dans le cas de Caja de Ahorros la texture typique des ignimbrites ait disparu entièrement par une forte dévitrification, sauf une certaine orientation encore perceptible sur les sections polies ; et dans le cas de Buenavista que les "fiamme" lenticulaires rattachent ces roches également aux ignimbrites : ces "fiamme" sauf par leur couleur plus sombre, sont identiques en tout à la roche hôte.

Conclusions

Cet exposé rapide montre bien que les roches ignées de la partie centrale du Massif de Santa Marta (granites - microgranites - rhyolites) constituent un seul complexe, tous les faciès intermédiaires existant entre les trois pôles indiqués ci-dessus. Il va donc de soi que l'âge géologique d'un de ces faciès sera en même temps celui de tous, en d'autres mots que la détermination d'âge d'un faciès sera valable pour tous. Par contre le microgranite filonien étant, peu ou prou, postérieur, il sera traité à part.

Question d'âge

Deux arguments peuvent être donnés en faveur d'un âge hercynien de ce complexe igné.

Le premier est tiré des observations de terrain et de l'étude géologique des photos aériennes de la bordure sud et sud-est du Massif. Elles montrent que les grès rouges continentaux du Groupe Giron (ici : Formation La Quinta) constituent dans l'ensemble la couverture des roches qui nous occupent. Les grès rouges appartiennent au (Permien sup. ?) - Trias - Jurassique. Cela est prouvé, je le rappelle, d'un côté par leur discordance sur le Permocarbonifère de la Serrania de Perijà, en rive gauche du Río Cesar, et d'un autre côté par le fait que le Crétacé transgressif les recouvre en discordance (Serrania de Perijà ; Los Venados, en bordure du Massif de Santa Marta). D'après ces observations le complexe igné serait donc antérieur à une formation post-hercynienne (Formation La Quinta). Mais des observations plus détaillées (G. WEECKSTEEN, communications écrites et orales) montrent qu'à La Tranca, à l'Alto de las Minas et à Los Tabanos, à proximité de Chapinero des rhyolites sont intercalées dans ces grès rouges eux-mêmes. Comme pour les rhyodacites d'Urumita-Villanueva dans la Serrania de Perijà, on arrive alors à la conclusion qu'il y a une contemporanéité partielle entre le début de la sédimentation des grès rouges de la Formation La Quinta (Trias - Jurassique, peut-être Permien sup.) et la mise en place de nos roches ignées. Il s'agit donc bien d'une mise en place hercynienne, correspondant à la limite Paléo-Mésozoïque.

Le deuxième argument est plutôt pétrographique.

Le complexe igné est postérieur aux roches anciennes du Massif (migmatites, leptynites etc), qu'il traverse.

L'étude pétrographique de ces dernières montre qu'elles sont atteintes par une rétro-morphose, qui a déterminé l'apparition surtout de chlorite et d'épidote. Cette rétro-morphose n'intéresse pas les roches du complexe igné, dans lequel chlorites et épidotes, qui pourtant y existent, doivent être regardées comme les produits d'une altération hydrothermale ou d'autopneumatolyse. Or il semble assez juste de relier cette diaphorèse au léger métamorphisme, avec néoformation de séricite, chlorite et épidote, ayant affecté les sédiments dévoniens et permocarbonifères de la Serrania de Perijà, avant la sédimentation des grès rouges de la Formation La Quinta et de la mise en place des rhyodacites d'Urumita-Villanueva. Si cela est valable, j'y vois une preuve supplémentaire de l'âge hercynien des roches du complexe igné, manifestement post-tectonique, qui se sont mises en place après cette rétro-morphose et après les mouvements qui l'ont accompagnée.

c4) Les tufs de Donachui

Sous le nom de tufs de Donachui je veux signaler l'existence d'une masse assez réduite de roches franchement effusives, qui se trouve, reposant sur les migmatites anciennes, sur le relief qui sépare la vallée de Donachui de celle de Chequesquemena (Atanquez) et qui est traversée par le chemin qui relie ces deux localités.

Il s'agit de roches finement stratifiées, noires, dans lesquelles, au microscope, on reconnaît quelques cristaux de quartz et des grains de minerais dans une mésostase très fine.

Je ne peux pas prouver un âge quelconque pour ces roches ; mais je pense que puisqu'il s'agit de roches acides, il faut pour l'instant les relier à celles du complexe hercynien décrit plus haut.

c₅) Le microgranite filonien

Des filons de microgranite rose recoupent toutes les roches du Massif (exception faite pour les tufs de Donachui), et en particulier les granites, les microgranites et, plus rarement, les rhyolites dont je viens de parler.

J'en ai observé même dans la coupe San Francisco de Assis-Palmarito, dans la dernière des rivières traversées par le chemin qui relie ces deux localités, mais la région de leur plus grande extension est celle au Nord de Duriameina et surtout celle des lacs au Nord de Mamancanaca. C'est un de ces filons, par exemple, qui forme la crête de la montagne (granitique) qui sépare la vallée de Duriameina de celle de Mamancanaca. Dans la région des lacs il est fréquent de trouver des groupes de 2-3 de ces filons, parallèles entre eux. Ils sont dirigés selon deux directions principales : EW et NS. Leur puissance atteint facilement quelques dizaines de mètres et leur longueur peut dépasser le kilomètre. Leur couleur rose les individualise bien des roches qu'ils traversent.

Leur structure est holocristalline, porphyrique, micropegmatitique. Leur mésostase est constituée par du quartz, de l'oligoclase et de l'orthose. Les phénocristaux sont représentés par du quartz automorphe, du plagioclase zoné (oligoclase en moyenne) et de l'orthose. De taille intermédiaire entre les véritables phénocristaux et les cristaux de la mésostase se trouve de la biotite, parfois associée à un peu d'amphibole (pléochroïque de jaune à vert et avec $Z : c = 20^\circ$ en moyenne), minéraux qui comme les précédents ont un rôle essentiel. Les minéraux accessoires sont : apatite, zircon, minerais.

Il n'y a pas d'arguments précis pour fixer l'âge de ces filons. Mais le fait qu'ils ne traversent pas les couches rouges du Giron et leur indéniable analogie de faciès avec les microgranites du complexe central militent en faveur d'un âge hercynien tardif.

c¹) Les tonalites de Santa Marta

Dans le secteur NW du Massif de Santa Marta une masse de tonalites traverse les ectinites dans lesquelles elle donne lieu à un métamorphisme de contact : elle se trouve en contact tectonique avec les migmatites vers le SE.

La composition minéralogique de ces roches est banale : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, biotite et hornblende, un peu d'orthose subordonnée ; minéraux d'altération, épidote, chlorite, séricite ; minéraux accessoires, sphène, apatite, zircon, minerais.

Structure holocristalline, hypidiomorphe. Grain moyen, mais avec des lames de biotites idiomorphes et des prismes d'amphibole bien développés.

Le quartz est abondant, xénomorphe et d'extinction roulante.

Le plagioclase est idiomorphe, maclé albite, zoné. Il s'agit en moyenne d'une andésine, parfois séricitisée surtout à la partie centrale des cristaux zonés.

L'orthose est plus rare : lorsqu'elle est en contact avec le plagioclase, de la myrmékite s'y développe.

Biotite et amphibole, idiomorphes, sont en quantités équivalentes et souvent les deux sont altérées en pennine. L'épidote se trouve en petits grains, associés à la chlorite.

Parmi les minéraux accessoires les plus répandus se trouve le sphène, en beaux cristaux idiomorphes.

Question d'âge

Il n'y a pas d'arguments objectifs pour déterminer l'âge de cette masse, seules des mesures d'âge absolu pourraient résoudre ce problème. Les tonalites sont postérieures aux ectinites considérées comme hercyniennes, et leur mise en place est post-tectonique : mais sont-elles calédoniennes ou hercyniennes ou encore plus récentes ? Il n'est pas possible de trancher de façon péremptoire mais je me permettrai de

faire les remarques suivantes :

Je ne connais pas dans les Andes colombiennes de masses intrusives pouvant être datées du cycle calédonien. Je ne connais pas non plus dans l'Orient Andin de Colombie de diorites quartzites crétacées ou tertiaires, qui sont par contre la règle dans l'Occident Andin.

Pour ces raisons, qui sont évidemment d'analogie négative, je préfère pour l'instant considérer ces roches comme hercyniennes. En faveur de cette hypothèse, qui doit être considérée seulement comme une hypothèse de travail à vérifier, il y a le fait que dans la région des grands sommets du Massif il existe des granodiorites qui dérivent d'une différenciation marginale de la masse ignée centrale. Or les tonalites de Santa Marta sont encore plus externes par rapport au Massif et elles ont traversé non seulement le socle migmatique ancien mais aussi les ectinites qui le recouvrent, aussi on est tenté de les considérer comme un produit de différenciation de la masse ignée principale de Santa Marta.

d) Granites, microgranites et rhyolites du Massif de Santander

La fig. 13 montre la répartition des roches ignées dans le Massif de Santander : au Nord, d'W en E : le complexe d'Ocaña, puis d'autres massifs sans nom ; à la partie centro-orientale : le massif de Salazar et celui de Salazar-Arboledas ; plus au Sud : le granite de Berlin et les microgranites de California ; au Sud de Bucaramanga le granite d'El Pescadero.

Il est possible de tracer une limite tout à fait indicative du massif le plus septentrional d'après les observations anciennes de E.A. SCHEIBE. Rien n'est connu sur sa constitution pétrographique : il n'en sera pas question ici.

d₁) Le complexe d'Ocaña

D'après mes observations (L. RADELLI 1962 g) ce massif igné présente au point de vue géologique et pétrographique une ressemblance frappante avec celui de Santa Marta.

Ici encore nous avons affaire à un complexe magmatique (granite, microgranite, rhyolite), dont le terme effusif est recouvert à l'W par les grès rouges continentaux du Groupe Giron, ailleurs ce massif recoupe les structures de roches plus anciennes, toujours métamorphiques.

Le complexe magmatique a la même composition que celui de Santa Marta. On vérifie cette similitude grâce à l'érosion différentielle.

En bas, dans les vallées, affleure un granite potassique porphyroïde à grands cristaux roses d'orthose. Il passe progressivement vers le haut à des microgranites à quartz automorphe et à des rhyolites, qui, plus résistantes à l'érosion, forment les reliefs.

La composition minéralogique du granite est la suivante : minéraux essentiels, quartz, orthose et microcline, oligoclase maclé albite, biotite et hornblende ; minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite. Son caractère porphyroïde est toujours bien marqué. Les feldspaths potassiques englobent souvent du plagioclase : aussi bien par sa constitution minéralogique que par sa structure intime c'est un granite monzonitique. Je n'insisterai pas davantage sur sa description : ce serait répéter celle du granite de Pueblo Bello- San Sebastian du Massif de Santa Marta.

Les microgranites ("porfidos cuarzosos" de E.A. SCHEIBE, 1938) sont des roches claires, essentiellement composées par de la micropegmatite, du quartz, de grands feldspaths altérés, parmi lesquels il est encore possible de reconnaître de l'oligoclase, et par un peu de biotite. Leurs affleurements les plus proches du granite sont altérés comme celui-ci.

Les rhyolites sont également des roches claires, fines, à phénocristaux de sanidine et d'oligoclase plus ou moins altérés dans une mésostase hypo- ou cryptocristalline à sphérolites.

Sur la coupe Convencion-Ocaña tous les faciès intermédiaires entre ces trois pôles sont représentés.

D'après les observations d'E.A. SCHEIBE (1938), au SE de la Cruz, dans la région dite Mesa Rica, une coulée rhyolitique de 30 m d'épaisseur recouvre en discordance sur quelque 5 x 10 km les schistes calédoniens fortement redressés.

Questions d'âge

Le mode de mise en place de ce complexe le rattache fortement à d'autres ensembles de l'Orient Andin colombien, nés de la même façon et d'âge hercynien (complexe du Massif de Santa Marta, complexe d'Ipapure à la Guajira).

La structure et la composition minéralogique du complexe en question sont elles aussi très analogues à celles des autres masses hercyniennes de l'Orient Andin colombien.

On a là déjà deux arguments d'ordre analogique qui sont en faveur d'un âge hercynien de ce complexe.

A ceux-ci il est heureusement possible d'en ajouter un autre. Dans les couches rouges inférieures du Groupe Giron de la bordure W du massif, entre Ocaña et Gamarra, qui ne sont pas plus anciennes que le Carbonifère supérieur, des rhyolites s'intercalent. Ce sont des pseudo-ignimbrites claires à phénocris-taux de sanidine, oligoclase et biotite dans une mésostase fine à lapilli, parfois éclatés, enveloppés par des pellicules de chlorite.

Il y a donc eu contemporanéité entre le début de la sédimentation rouge et la mise en place des roches éruptives. Compte tenu des liaisons des faciès éruptifs, cela prouve l'âge hercynien du complexe.

d₂) Les autres batholites granitiques de la partie Nord du massif de Santander

Le corps granitique allongé (granite porphyroïde monzonitique à grands cristaux roses d'orthose, microcline, quartz, oligoclase, biotite) qui se trouve sur l'axe géographique central de cette partie du Massif de Santander est très mal connu. Cependant il est possible de le rattacher à l'Hercynien (E. A. SCHEIBE, 1938 ; H. STILLE 1907) par le fait que les rhyolites qui lui sont associées se trouvent intercalées dans les couches rouges du Groupe Giron.

Le massif intrusif de Salazar est constitué (E. A. SCHEIBE, 1938) par de la granodiorite (quartz, oligoclase, orthose, biotite) avec de nombreux filons de microgranodiorite de même composition minéralogique.

Une faille, déjà connue par H. STILLE (1907), le sépare à l'E du Crétacé inférieur.

Le petit massif de Salazar-Arboledas, au Sud du précédent, est constitué par du granite (quartz, orthose, oligoclase, muscovite) associé à des microgranites (quartz, orthose, plagioclase, biotite, apatite).

Seulement leur limite chronologique supérieure peut être déterminée : ils sont antérieurs aux couches rouges du Groupe Giron qui les recouvrent et qui, à proximité du deuxième, contiennent des galets de roches ignées.

Je les ai attribués à l'Hercynien simplement en raison de leur faciès d'ensemble, voire l'association d'un faciès de profondeur (granodiorite, granite) avec un faciès de semi-profondeur (microgranodiorite, microgranite), ce qui est, nous l'avons vu typique, des massifs ignés hercyniens de ce secteur colombien.

Le massif de Sardinata, qui se trouve au N de celui de Salazar, a été signalé par E. A. SCHEIBE en 1938, mais depuis lors il n'a fait l'objet d'aucun travail jusqu'à mes reconnaissances de 1961. Il s'agit d'un granite à amphibole et biotite (minéraux essentiels, quartz, orthose, plagioclase acide, hornblende, biotite ; minéraux accessoires, apatite, zircon, sphène), qui traverse les roches métamorphiques calédoniennes de cette région.

Cela dit, je ne dispose pas d'arguments pour en préciser l'âge. Je l'ai attribué à l'Hercynien seulement par analogie avec les autres masses ignées de la même région.

d₃) Le granite de Berlin et le microgranite de California

Comme dans le complexe d'Ocaña, cette région n'a pas fait l'objet de travaux géologiques détaillés. Les idées exposées ici résultent une fois de plus de mes reconnaissances de 1961 (L. RADELLI 1962).

Au Paramo de Berlin affleure un granite porphyroïde à grands cristaux de feldspath potassique rose dans une mésostase claire (minéraux essentiels, quartz, orthose et microcline, oligoclase, biotite,

hornblende ; minéraux accessoires, zircon, apatite, sphène), monzonitique par sa structure et sa composition.

Il s'agit donc du faciès le plus commun des granites hercyniens de l'Orient Andin colombien.

Vers le NW la masse intrusive recoupe des migmatites homogènes rubanées, fortement plissotées. Comme je l'ai signalé plus haut, sur la nouvelle route Berlin-Vetas, le granite traverse à la fois les migmatites précambriennes et les ectinites calédoniennes, cipolins inclus. Il contient alors des enclaves de formes variées : rubans, lentilles et poches sombres à grain fin (minéraux essentiels, mésostase de pyroxène et un peu de quartz, phénocristaux de hornblende et biotite, sillimanite ; minéraux accessoires, tourmaline, zircon, oxydes opaques). En même temps le faciès normal fait place à des faciès grisâtres, par disparition de l'orthose rose ; et une couronne endomorphique (+ 100 m) apparaît, où se trouve une roche grenue orientée. Celle-ci est constituée par du quartz, de grands plagioclases zonés (oligoclase-andésine), de grandes biotites, et un peu de muscovite ; elle contient des enclaves de composition plus ou moins identique mais à grain beaucoup plus fin, et aussi des sphères de quartz d'environ 5 cm de diamètre. Sur le reste de sa bordure le granite traverse des ectinites calédoniennes et notamment des quartzites, dont il reste des témoins dans la plaine de Berlin, en plein pays granitique. A partir du village de Vetas on trouve, dans les migmatites, des masses irrégulières : poches, filons ramifiés, couches parfois concordantes de microgranites. Ceux-ci sont d'abord peu répandus, mais ils deviennent très abondants à proximité du village de California (fig. 14). Faute d'une cartographie précise, qui est loin d'être effectuée, je n'ai pu sur la carte de fig. que schématiser cette situation en indiquant à cet endroit (California) un massif microgranitique. En fait pour rester fidèle à la réalité j'aurais dû représenter sur cette carte des intercalations microgranitiques (et rhyolitiques parfois) de plus en plus abondantes de Vetas vers California.

Les microgranites se composent essentiellement d'une mésostase fine à quartz, orthose et plagioclase, puis de phénocristaux de ces mêmes minéraux et de hornblende et biotite ; minéraux accessoires, sphène, zircon. Les structures micropegmatitiques sont parfois très répandues et il arrive que l'on ait affaire essentiellement à de la micropegmatite. Parfois des faciès rhyolitiques (mésostase fine dévitriifiée, mêmes phénocristaux que dans les microgranites) sont associées aux microgranites. Il s'agit vraisemblablement de faciès qui traduisent un refroidissement plus rapide de certaines parties de la masse ignée : de véritables effusions n'existent pas.

Questions d'âge.

Je ne dispose pas de preuves directes d'un âge hercynien de la mise en place de ces roches. Le granite traverse les ectinites calédoniennes, ce qui donne une limite chronologique inférieure. Mais pour ce qui est de leur limite supérieure on peut seulement dire effectivement que leur mise en place semble être antérieure aux couches rouges du Groupe Giron, qui n'en ont pas été affectées malgré leur proximité. Dans le cadre restreint de cette région, les arguments qui militent en faveur d'un âge hercynien sont seulement le faciès du granite et l'association habituelle granite, microgranite, rhyolite.

Mais cette attribution d'âge peut être confirmée par des observations plus générales. C'est ce que j'exposerai après avoir parlé de la dernière des masses hercyniennes du Massif de Santander.

d4) Le granite d'El Pescadero

Ce granite est traversé par la route Bucaramanga-San Gil et il affleure sur plusieurs kilomètres de celle-ci, au voisinage de Piedecuesta, dans la zone dite El Pescadero.

Il se rapproche fortement par son faciès macroscopique du granite de Berlin. C'est, encore une fois, un granite porphyroïde à grands cristaux roses d'orthose, associé à des microgranites.

Les deux types de roches traversent les ectinites calédoniennes. Le granite y donne lieu à des auréoles de métamorphisme de contact, dont la largeur ne dépasse pas quelques mètres. Des septa micaschisteux sont également englobés dans le granite, qui deviennent progressivement plus nombreux à mesure qu'on s'approche du contact. Des roches s'y trouvent qui, par la composition minéralogique de leur masse

fondamentale (quartz, microcline porphyrique, un peu de plagioclase acide, biotite et muscovite) et faute d'une texture orientée, ont un faciès granitique, mais où la présence de sillimanite en prismes et baguettes montre leur origine métamorphique.

Les microgranites se trouvent en filons.

La composition minéralogique du granite est la suivante : minéraux essentiels, quartz, micropegmatite, microcline, oligoclase et muscovite ; minéraux accessoires, d'ailleurs assez rares sauf le premier, apatite, zircon, sphène. Le microcline est microperthitique, on a soit des perthites de remplacement : baguettes de plagioclases maclés (albite ou oligoclase) orientées parallèlement les unes aux autres, soit des perthites d'exsolution, filaments d'albite non orientés (film perthite).

Le quartz montre souvent une tendance idiomorphe. Ce caractère et la présence de micropegmatite donnent à l'ensemble de la masse un caractère microgranitique.

Les microgranites qui y sont associés sont des roches claires, qui se composent d'une mésostase fine de quartz, orthose et plagioclase et de phénocristaux de quartz corrodé et d'orthose, de micropegmatite et de quelques cristaux plus petits de biotite.

Questions d'âge

Compte tenu des analogies étroites qu'ils présentent aux points de vue géologique et pétrographique et de leur proximité, je considère qu'il ne fait pas de doute que le granite et les microgranites d'El Pescadero d'une part, et le granite de Berlin et les microgranites de California de l'autre sont nés d'un même phénomène géologique. Essayons maintenant d'en préciser l'âge.

Les complexes magmatiques sont sûrement antérieurs au Crétacé, dont les sédiments les recouvrent.

Un filon de microgranite traverse les calcaires carbonifères de la Formation Suratà. Des rhyolites se trouvent dans le Groupe Giron à la bordure W du massif de Santander (R. L. LANGENHEIM jr. 1959) et ce Groupe Giron, qui contient également des galets de roches ignées, est Pennsylvanien.

Nous retrouvons donc le schéma habituel : contemporanéité entre la mise en place des roches éruptives et le début de la sédimentation rouge. Cette mise en place se situe entre le Mississipien-Pennsylvanien inf. de la Formation Suratà et le Pennsylvanien de la partie basale du Groupe Giron. Nos massifs sont donc bien hercyniens.

d¹) Le granite du Massif de Pamplona

Ce granite ne nous retiendra pas longtemps. Il s'agit d'un granite porphyroïde en tous points semblable à celui de Berlin ; je ne le décrirai donc pas.

C'est seulement en raison de cette analogie de faciès, et du fait qu'il traverse des ectinites calédoniennes, que je lui attribue un âge hercynien.

e) Les granites du Massif de Floresta

Les travaux de G. BOTERO RESTREPO (1950) ont mis en évidence, dans ces massifs, plusieurs masses granitiques (fig. 11).

Ces granites traversent les roches métamorphiques calédoniennes, les roches sédimentaires de la Formation Floresta (Dévonien), mais ils n'affectent pas la Formation Cucho (Carbonifère), qui repose en discordance sur la Formation Floresta précédemment plissée. Il s'agit donc de granites hercyniens.

Leurs caractères pétrographiques sont d'ailleurs ceux-là mêmes que nous avons rencontrés dans les granites déjà cités. Ils ont été décrits comme porphyroïdes, voire même parfois de faciès pegmatitique, avec des feldpaths roses et blancs (minéraux essentiels, quartz, orthose, oligoclase et albite, homblende, muscovite, chlorite ; minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite).

f) Les granites du Massif de Quetame

Il s'agit ici de deux masses ignées de la Cordillère Orientale encore mal connues : le granite des

Farallones de Medina et le granite à l'W de San Martin, depuis longtemps signalés dans la cartographie officielle de Colombie

f₁) Le granite des Farallones de Medina

Les reliefs qui portent ce nom se trouvent à l'ESE de Bogotá, au voisinage du village de Medina, dans une des parties les plus difficiles à pénétrer de toute la Cordillère Orientale.

R. SCHEIBE (in E.A. SCHEIBE, 1938) a ramassé dans les éboulis du Rio Humea, qui en descend, des blocs de schistes tachetés ("mosqueados") de granite porphyroïde, de granite à gros grain ("granuloso") de diorite à grain fin, de microsyénite ("porfido sienítico") et d'une roche qui ressemble à une syénite (minéraux essentiels, grands cristaux d'orthose, petits plagioclases, quartz, hornblende, biotite ; minéraux accessoires, apatite, sphène).

Selon W. KEHRER (1933) la masse intrusive des Farallones de Medina est un granite à gros grain, qui a été érodé avant le Carbonifère (grès rouges, argiles, fossiles marins et végétaux). Le granite est sans doute postérieur aux roches calédoniennes (Quetame) qu'il traverse.

D'après mes observations pétrographiques sur les échantillons ramassés par G. RENZONI dans les éboulis du Rio Humea, c'est un granite à grands cristaux roses d'orthose (minéraux essentiels, orthose, microcline, quartz, oligoclase, biotite, hornblende ; minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite). Il s'agit donc du faciès le plus répandu dans les massifs hercyniens de l'Orient Andin.

Des travaux récents, et encore inédits au moment où j'écris, de A. SEGOVIA ont montré que le Carbonifère de KEHRER inclut en fait (sans discordance et sans changement de faciès) les Farallones de Medina du Dévonien. Nous sommes donc en mesure de préciser l'âge de la mise en place de ce granite : cet âge est dévonien inférieur - moyen.

Dans le sens que je donne à ce terme ici (sens que je définirai plus loin) il s'agit encore une fois d'un granite hercynien.

f₂) Le granite à l'W de San Martin

La carte géologique de Colombie de 1944, publiée par le Service Géologique National, signale une importante masse granitique dans cette région de la Cordillère Orientale. Cependant je n'ai trouvé aucun renseignement publié à son sujet et il est possible qu'elle ait été signalée à l'occasion de travaux orientés vers d'autres buts.

Sur le flanc E de la Cordillère, affleurent dans ce secteur, des roches métamorphiques calédoniennes (schistes à séricite, schistes à muscovite, cipolins, amphibolites) par endroits métablastiques (L. RADELLI, 1962).

Pour cette raison, et parce qu'on n'a jamais rencontré, dans la Cordillère Orientale, de Mésozoïque traversé par du granite, il semble possible de supposer, au moins pour l'instant, que ce granite se rapporte aussi à la période hercynienne.

g) Le massif de Prado-Dolores

C'est H.W. NELSON (1957) qui a étudié le massif de Prado-Dolores, à l'E du Magdalena, dans le secteur de Natagaima.

Il s'agit une fois de plus d'un ensemble qui comporte à la base des roches plutoniques (monzonites) et au sommet des roches effusives massives (rhyolites, dacites) l'ensemble étant recouvert par des couches rouges (conglomérats à galets de roches ignées et grès arkosiques).

NELSON décrit les monzonites, il signale que vers la périphérie elles prennent une structure porphyrique, mais il ne décrit pas les roches effusives.

Les monzonites se composent des minéraux essentiels : quartz (6-10%), orthoclase (25-40%), plagioclase (32-40%), augite (20-23%), parfois avec un peu de biotite, et des minéraux accessoires (2%) zircon, sphène, pyrite. Leur structure est monzonitique, avec des orthoclases tabulaires qui incluent de petits pla-

gioclases idiomorphes.

Dans sa note NELSON attribue les monzonites au Jurassique. Cela tient d'une part au fait qu'il pense pouvoir mettre en relation les couches rouges et les roches effusives de Prado-Dolores avec les post-Payandé, et d'autre part que de l'autre côté de la vallée du Magdalena (W de Payandé), le Payandé (calcaires carniens et noriens) ont été métamorphisés par des montées ignées (granodiorites) qui n'ont pas affecté le post-Payandé.

Il me semble cependant que cette idée peut être discutée.

Il est facile de constater que les intercalations marines de la Formation Payandé disparaissent rapidement de la région de Payandé vers l'E. Cela montre que l'attribution des couches rouges de Prado-Dolores au post-Payandé est arbitraire, d'autant plus que, comme le remarque NELSON, le faciès de ces couches rouges est différent de celui de la région de Payandé.

Je pense par conséquent que ces couches rouges doivent être regardées comme l'équivalent de tout le Groupe Payandé, c'est-à-dire comme appartenant au Groupe Giron normal, sans intercalations marines. Dans cette optique la ressemblance du cadre géologique de la région du massif de Prado-Dolores est totale avec ceux d'autres massifs hercyniens (notamment avec celui du massif hercynien d'Ibague : granite et rhyolites recouverts par le Groupe Payandé, équivalent du Groupe Giron mais avec des intercalations marines, qui se trouve à proximité, à l'W du Magdalena).

C'est pourquoi je pense que, jusqu'à preuve du contraire, il faut retenir que le massif de Prado-Dolores est un massif hercynien.

h) Les plutons de la bordure W du Massif de Garzon

Les corps plutoniques dont il s'agit ici sont certainement postérieurs à l'anatexie du Massif ancien de Garzon, qu'ils traversent ; ils sont localement recouverts à l'W par les couches rouges du Groupe Giron. La tectonique tertiaire les a affectés.

h₁) Le granite de Hobo-Algeiras

Ce massif est traversé par la route Hobo-Algeiras.

Il a été signalé à tort dans la feuille N8 de la Carte Géologique de Colombie sous la dénomination, "roches ignées et métamorphiques".

Il s'agit en fait d'un granite à grands cristaux (1-2 cm) de feldspath potassique (minéraux essentiels, quartz, orthose et microcline, plagioclase An 15, biotite, hornblende ; minéraux accessoires, sphène, zircon et apatite) qui ne présente aucune trace de métamorphisme ni de déformations cristallines.

h₂) Le granite de Garzon

Cette petite masse granitique a une composition minéralogique tout à fait semblable à la précédente et un caractère encore plus porphyroïde (phénocristaux d'orthose de 5-6 cm).

h₃) Les syénites de Suaza et Altamira

Ces deux masses traversent les migmatites homogènes de la partie occidentale du Massif de Garzon. De bonnes coupes sont données par la route Altamira-Guadalupe et par le Rio Suaza (L. RADELLI 1962). Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, orthose en grands cristaux tabulaires, andésine acide, quartz subordonné qui peut même manquer complètement, biotite, hornblende, minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite.

Questions d'âge

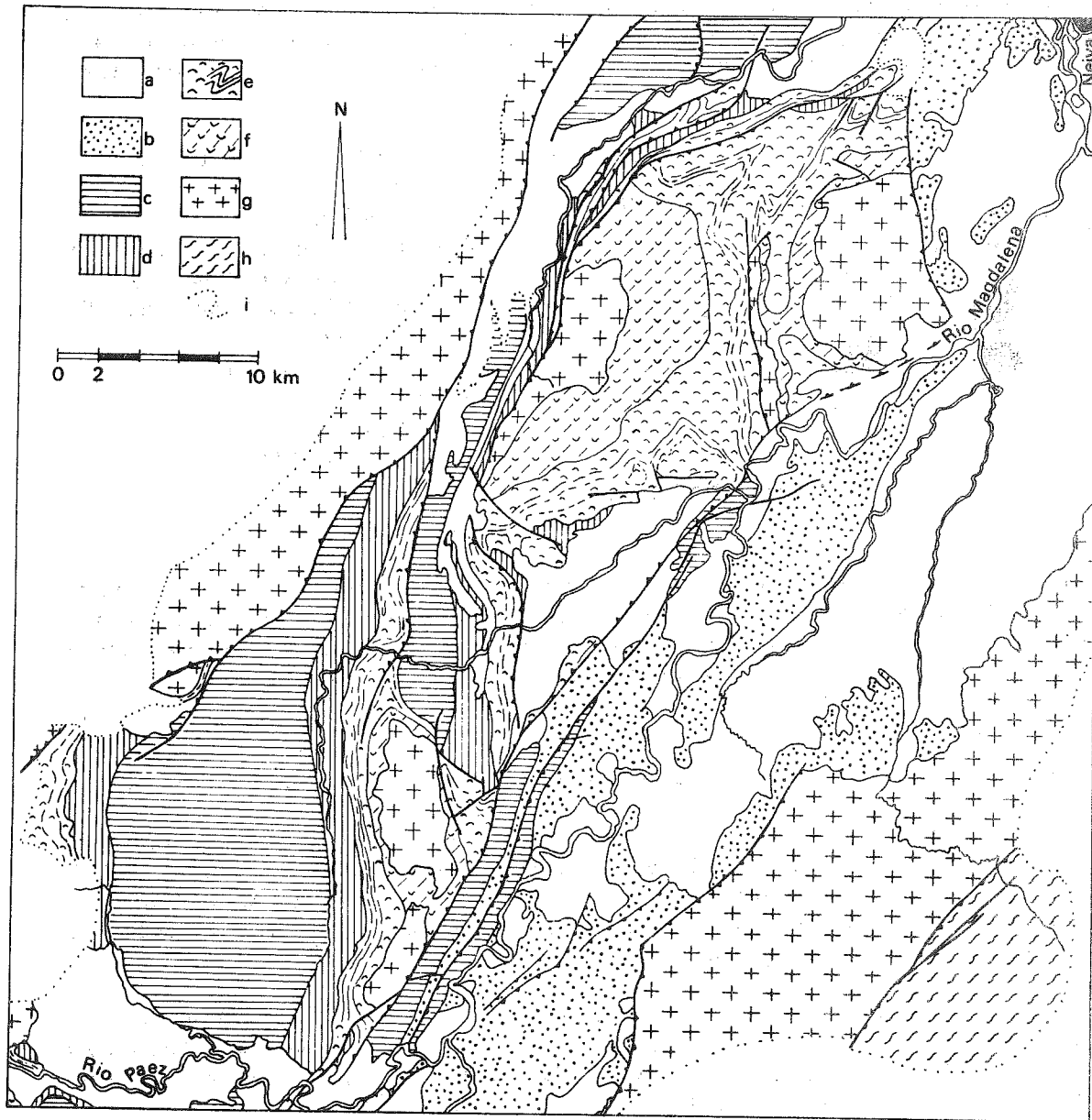
En bordure ouest du Massif de Garzon, les roches plutoniques, granites et syénites, sont là encore accompagnées de roches de semi-profondeur, microgranites et microsyténites sous forme de filons. On en trouve dans les migmatites du Massif de Garzon et certains recourent le Carbonifère néritique qui repose

sur les migmatites à l'E de La Jagua (G. BOTERO, communication privée) - C'est un premier fait qui indique un âge hercynien pour les roches ignées de cette région -

Un deuxième est constitué par la couverture de grès rouges du Groupe Giron des roches plutoniques à l'E d'Altamira.

i) Les massifs hercyniens au SW de Neiva

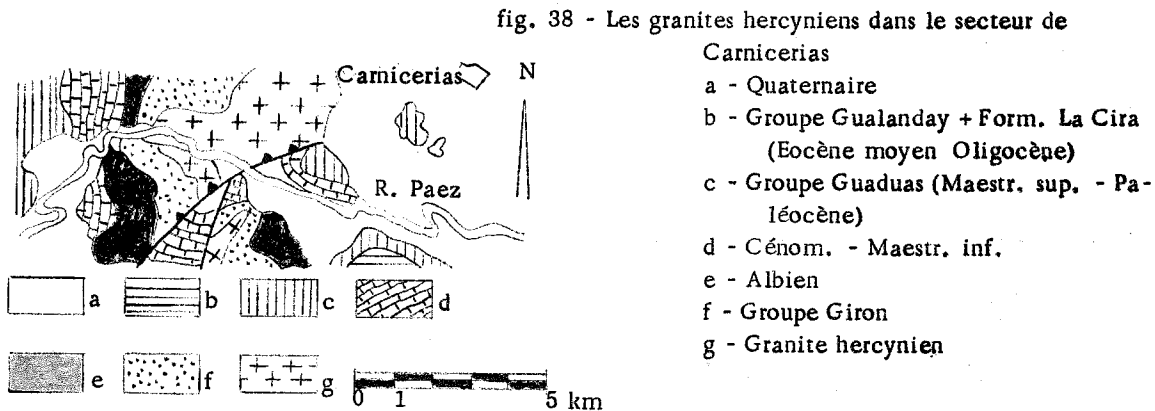
Au SW de Neiva, dans la vallée du Magdalena, les travaux cartographiques du Service géologique (feuille N8 de la carte géologique de Colombie) ont mis en évidence des masses éruptives que l'on peut attribuer à l'Hercynien (fig. 37).



La carte géologique de Colombie signale simplement ces roches comme des roches ignées à structure porphyrique. Mes observations de terrain dans le secteur SW de la feuille N 8 et plus au S m'ont montré qu'on a là encore affaire à des granites monzonitiques à orthose rose, faciès classique des granites hercyniens de Colombie. Cela ne veut pas dire que les massifs les plus proches de Neiva aient aussi une telle composition : ils pourraient être constitués par exemple, de microgranites, voire même de rhyolites. Ce qui serait en accord avec le caractère porphyrique de ces roches remarqué par les géologues colombiens d'une part, et de l'autre avec le fait que j'ai trouvé dans les éboulis de la vallée du Magdalena, aux environs de Neiva, des galets d'ignimbrites semblables en tout à celles du Massif de Santa Marta.

Questions d'âge

Il est assez facile de préciser pour ces masses une limite d'âge supérieure. Comme le montre la fig. 37 elles sont en général recouvertes par des roches albiennes transgressives. Mais à proximité, dans le secteur de Carnicerias (fig. 38, qui continue et complète le fig. 37) le granite est couvert par les couches rouges du Groupe Giron, considérées ici comme triasico-jurassiques, elles-mêmes discordantes sous l'Albien transgressif.



Il s'agit donc bien de granites qui se sont mis en place avant la période d'érosion post-hercynienne. Leur limite d'âge inférieure ne peut pas être précisée par des arguments stratigraphiques. Ce sont leur faciès, leur analogie de gisement par rapport au Groupe Giron avec d'autres masses datées et le contexte géologique en général qui conduisent à les attribuer à l'Hercynien, sans plus de précision.

j) Le massif de la Fragua

L'existence d'un massif igné dans la région des Picos de la Fragua, à la tête de la vallée du Magdalena, avait été signalée déjà sur la carte géologique de Colombie de 1944.

Mais c'est seulement en 1963 que H. BÜRGL (communication privée) en donna une prescription et à la fois des arguments pour en déterminer l'âge. D'après BÜRGL il s'agit une fois de plus d'un massif où existe la trilogie - granite - microgranite - rhyolite et qui est recouvert par les grès rouges du Groupe Giron. Son faciès d'ensemble, son analogie de gisement par rapport à ces grès et le contexte géologique régional indiquent bien son âge hercynien.

Fig. 37 - Les roches hercyniennes au SW de Neiva - a) - Quatern. - b) - Form. Honda (Miocène) - c) - Groupe Gualanday + Form. La Cira (Eocène moyen - Oligocène) - d) - Groupe Guaduas (Maestr. sup. - Paléocène) - e) - Cénom. - Maestr. inf. - f) - Albien - g) - Socle hercynien - h) - bloc Pré-Cambrien (Massif du Garzon) - i) - Limites des zones levées.

k) Les massifs de la Serrania de San Lucas

Déjà la Carte géologique de Colombie de 1944 signalait dans cette région des masses ignées au-dessous des roches du Groupe Giron. Malheureusement aucun renseignement complémentaire n'a jamais été donné à leur sujet. Je les considère comme hercyniennes seulement en raison de leur gisement par rapport au Groupe Giron, gisement que j'ai retrouvé maintes fois pour d'autres masses dites hercyniennes de l'Orient Andin de Colombie.

l) Massif d'Ibagué

Ce massif a été décrit par H.W. NELSON (1957). Il est constitué par du granite (s.l.) en bas et par

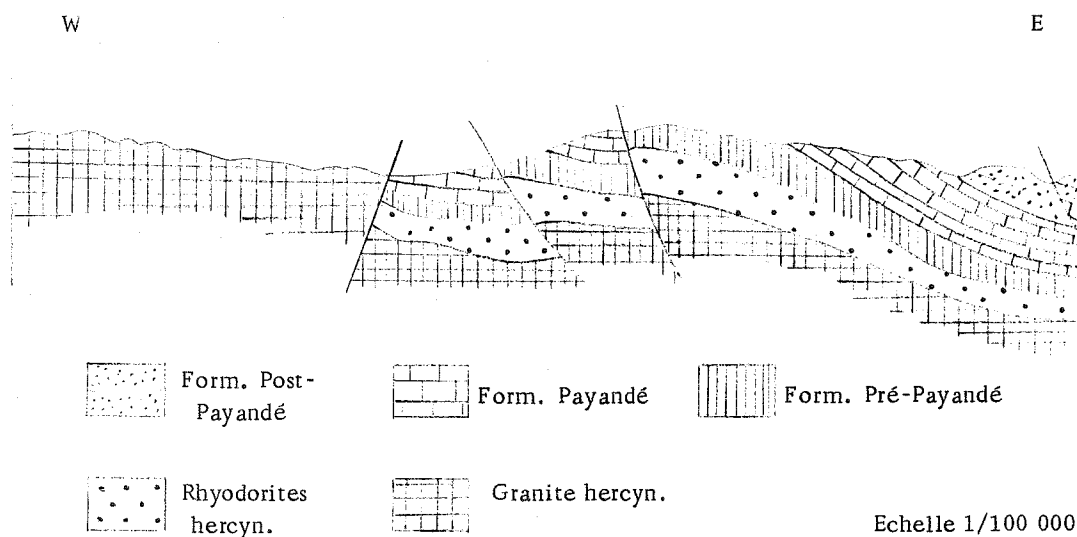


Fig. 39 - Coupe à la bordure E du Massif d'Ibagué au S de Payandé (d'après H.W. NELSON, modifié)

des microgranites (réduits ?) et des rhyolites en haut (fig. 39). NELSON décrit ces roches séparément. D'après lui la partie inférieure du massif serait constituée par une granodiorite à grain moyen (quartz, plagioclase, hornblende, biotite essentiellement), cependant mes observations de terrain m'ont montré que des granites existent et que ceux-ci renferment du feldspath potassique rose. La partie supérieure serait constituée par des rhyolites et des dacites (mésostase finement cristalline, phénocristaux de quartz corrodé, orthose, plagioclase acide, biotite et/ou hornblende ; minéraux accessoires, orthite et clinozoïsite), avec parfois des faciès microgranitiques (mésostase microcristalline ou micropegmatitique, phénocristaux de plagioclase, hornblende, biotite et quartz).

NELSON attribue la granodiorite à l'Hercynien et les rhyolites plus précisément au Permo-Trias. Bien qu'il ne le déclare pas, il ressort de son texte qu'il pensait à deux épisodes distincts de magmatisme pour la granodiorite et les rhyolites. Cependant il n'apporte aucun argument en faveur de cette hypothèse. Par contre mes observations de terrain, bien que rapides, m'ont montré que ce massif présente en tous points le même schéma géologique que maints autres massifs de l'Orient Andin colombien datés de l'Hercynien : passage progressif des roches granitiques aux rhyolites.

Questions d'âge

L'âge hercynien du massif igné d'Ibagué est prouvé par les considérations suivantes : il est recouvert par les roches fossilifères triasiques du Groupe Payandé ; il traverse (fig. 25) les ectinites calédoniennes ; son faciès d'ensemble est celui des autres massifs de même âge.

m) Massif de Natagaima-Mocoa

Celui-ci est l'un des plus grands massifs ignés hercyniens des Andes colombiennes. Étroit à sa partie méridionale (Mocoa) il s'élargit vers le Nord (Chaparral-Natagaima) où des synclinaux mésozoïques sont conservés.

Sa limite orientale est marquée par une grande faille qui le soulève parfois sur les couches rouges du Groupe Giron (Pitalito), d'autres fois sur le Crétacé (Ambica, Pital), d'autres fois encore sur le Tertiaire (Permo, Mocoa). De ce fait il limite à l'W le graben du Magdalena.

Une fois de plus, aucune description pétrographique n'a été donnée pour ce massif, même pas à l'occasion des travaux cartographiques du Service géologique de la région de Chaparral et à l'W de Neiva, travaux cartographiques d'ailleurs très imparfaits pour ce qui est de la reconnaissance des faciès du massif lui-même.

Je m'en tiendrai donc encore à mes propres observations fragmentaires.

Sur la coupe Natagaima-Chaparral, ce sont des granites à feldspath potassique rose qui affleurent à sa partie inférieure et des rhyolites plus en haut. Les granites sont ici réduits et ils n'affleurent la plupart du temps que dans les lits des rivières. Cette partie terminale du massif est constituée surtout par des rhyolites, qui sont recouvertes souvent par les roches du Groupe Giron (grès rouges avec intercalations de roches effusives basiques).

Plus au Sud par contre, dans la coupe fournie par le Rio Paez, ce sont les granites qui prédominent tandis que les rhyolites sont absentes ou presque. On a là des granites à grain moyen, parfois légèrement porphyroïdes, à feldspath potassique rose, biotite et hornblende.

En face de San Agustín, coupe Pitalito-San Agustín, seul le granite affleure. C'est un granite à orthose rose porphyroïde.

A la latitude de Mocoa, coupe Pasto-Mocoa, c'est encore un granite à grain moyen, rose, semblable en tout à celui de la coupe du Paez qui forme la totalité des affleurements.

Une grande partie de ce massif est recouverte par des laves et des tufs cénozoïques, surtout dans la région de San Agustín-Paez-Puracé, la plus voisine des grands centres d'émission comme le Puracé lui-même, le Sotarà et le volcan de l'Huila. Mais à proximité du volcan de Puracé (route Popayan-La Plata) un peu à l'E de la ligne de crête de la Cordillère Centrale, un autre affleurement de granite laisse voir l'extension réelle primitive de ce massif. Il y a là, qui émerge parmi les tufs, un granite à feldspath potassique rose qui par son faciès se rattache sans doute à celui du massif qui nous occupe.

Questions d'âge

J'ai attribué ce massif à l'Hercynien en raison des arguments habituels : faciès d'ensemble, rapports avec le Groupe Giron, analogie avec d'autres masses datées de cette période.

CHAPITRE X - PLACE DES MASSIFS HERCYNINIENS DE COLOMBIE DANS LE TEMPS ET L'ESPACE

Dans les pages ci-dessus j'ai décrit les principales masses éruptives hercyniennes de l'Orient Andin colombien. J'ai essayé également de mettre en évidence leur caractère post-tectonique et le fait que dans plusieurs de ces massifs on trouve l'association étroite entre des granites (s.l.) et des rhyolites, avec souvent interposition d'importants faciès de transition microgranitiques. Les questions d'âge ont été résolues dans la mesure du possible par l'étude des relations de ces masses avec les séries fossilifères. Lorsque cela n'a pas été possible j'ai eu recours, pour arriver à une datation, à des arguments évidemment moins précis, mais cependant valables, comme l'analogie de faciès géologique et pétrographique, au sens le plus large, avec des masses datées ou les rapports de leur gisement avec les formations du Groupe Giron. En effet chaque fois que les couches rouges continentales du Groupe Giron se trouvent dans des régions où des formations fossilifères précambriées et des masses éruptives hercyniennes existent, on constate qu'elles sont post-hercyniennes et que le début de leur sédimentation a été postérieur ou a coïncidé avec la mise en place de ces masses.

D'autre part on constate aussi que les grès rouges sont arkosiques, leur source d'alimentation est à rechercher dans des reliefs cristallins ou éruptifs proches.

Lorsque l'on ne dispose que de ces derniers arguments, il n'est évidemment pas possible de préciser le moment exact de la mise en place des différents massifs. On peut seulement en donner, plus ou moins exactement, une limite d'âge supérieure, et les attribuer à un Hercynien indéterminé.

Ceci n'implique pas une contemporanéité de mise en place de ces massifs. L'étude des formations éruptives hercyniennes de la Cordillère Orientale, du Massif de Santa Marta et de la presqu'île de la Guajira montre qu'une telle manière de voir est simpliste.

Dans le Massif de Quetame le début de la sédimentation des grès rouges (ici avec des intercalations marines fossilifères), qui s'est poursuivie sans discontinuité au Carbonifère, a débuté après la mise en place du granite des Farallones de Medina, au Dévonien moyen. Le granite des Farallones de Medina, qui traverse les schistes calédoniens de Quetame, métamorphisés au Gothlandien, appartient donc au Dévonien inférieur.

Dans le Massif de Floresta, quelque 180 km au NE, les granites sont par contre postérieurs au Dévonien moyen, qu'ils traversent, mais antérieurs au Mississipien (Formation Cuche) qui les recouvre. Ils se sont mis en place au Dévonien supérieur.

Dans le Massif de Santander quelque 120 km plus au N (secteur de Bucaramanga au moins) la mise en place des roches éruptives hercyniennes est postérieure au Mississipien, représenté par la Formation Suratà, puisqu'elles la recoupent. Mais elle est antérieure probablement au Pennsylvanien inférieur représenté par le Membre 1 de la Formation Giron de LANGENHEIM (1959). Ces roches éruptives hercyniennes du Massif de Santander appartiennent donc au Carbonifère moyen.

Dans la Serrania de Perijà, dans le Massif de Santa Marta (quelque 290 km au N) et à la presqu'île de la Guajira (+ 200 km au NE du Massif de Santa Marta) la mise en place des roches éruptives hercyniennes est pénécemporaine du début de la sédimentation des grès rouges du Groupe Giron (ici : Formations La Quinta et Cojoro).

Et comme ces roches rouges sont postérieures du moins au Permien inférieur qu'elles recouvrent en

discordance, les roches éruptives doivent être attribuées au Permien supérieur - Trias inférieur.

Au Sud du Massif de Quetame, on constate également un décalage important dans le temps entre la mise en place des roches éruptives du Massif de Quetame et celles du Massif de Garzon. En fait, ces dernières sont au moins post-carbonifères, puisqu'elles traversent le Carbonifère de La Jagua.

Le long de l'axe de granitisation esquissé ici et qui concerne la Cordillère Orientale actuelle plus le Massif de Santa Marta et la presqu'île de la Guajira (fig. 40), les mises en place des roches éruptives hercyniennes ne sont donc pas contemporaines. Elles sont du Sud au Nord :

- post-carbonifères dans le Massif de Garzon
- dévoniennes inf. dans le Massif de Quetame
- dévoniennes sup. dans le Massif de Floresta
- carbonifères moyen dans le Massif de Santander (partie centrale au moins)
- permo-triasiques à la Serrania de Perijà, dans le Massif de Santa Marta et à la presqu'île de la Guajira.

A partir du Massif de Quetame, où elle a été la plus précoce, la mise en place des roches éruptives hercyniennes a été décalée dans le temps aussi bien vers le Nord que vers le Sud.

Evidemment on peut alors se demander pourquoi j'ai qualifié ces roches éruptives "d'hercyniennes" en employant ce terme aussi bien pour celles du Massif de Quetame qui sont dévoniennes que pour celles de la partie nord-est du territoire colombien qui sont elles permo-triasiques. On pourrait me dire, par exemple, que celles du Massif de Quetame devraient être considérées comme calédoniennes, les autres seulement comme hercyniennes, à savoir celles du Massif de Floresta heridiennes, celles du Massif de Santander asturiennes (secteur de Bucaramanga au moins), et enfin celles de la partie nord du pays palatines ou saaliennes (Perijà, Santa Marta, Guajira), chacune des mises en place étant en relation avec les diverses phases orogéniques.

Pourquoi donc ai-je voulu attribuer, malgré les énormes différences de temps qui les séparent les unes des autres, toutes ces roches éruptives à l'Hercynien ?

Je discuterai seulement le cas du massif de Quetame (granite des Farallones de Medina en particulier), la méthode suivie et les conclusions ayant été les mêmes, mutatis mutandis, entre massifs en question.

J'ai attribué les roches éruptives du massif de Quetame au cycle hercynien et non pas calédonien en raison de trois faits :

1°) leur mise en place a été suivie, dans cette région, par le début de la sédimentation rouge, qui est, elle, un phénomène hercynien en Colombie comme d'ailleurs tout le long de la chaîne andine (L. RADELLI, 1964c), les phénomènes d'âge calédonien n'ayant pas produit en Colombie une émergence de nouvelles terres.

2°) le granite de ce massif se rapproche en tous points de vue (pétrographie, mode de mise en place) des autres granites hercyniens de Colombie.

3°) le compartiment qu'elles occupent montre le style tectonique "circulo-linéaire", qui est typique pour toutes les formations hercyniennes et post-hercyniennes de l'Orient Andin colombien, et non pas le style "linéaire" qui caractérise par contre les formations calédoniennes, ces styles traduisent, comme je le préciserai plus loin, des mouvements tectoniques ("tectonismes") d'intensité et de type différents.

Je n'ai pas parlé de phases parce qu'il m'a semblé que cela aurait été utile seulement si j'avais pu montrer qu'elles s'étaient réalisées plus ou moins de la même manière et successivement dans tel ou tel compartiment. Ceci n'étant pas le cas (seule la "phase saaliennne", fin Permien - début Trias, étant plus ou moins reconnaissable dans tout l'Orient Andin), j'aurais risqué en adoptant une telle nomenclature de

- Pour la définition de ces termes voir : Tectonique

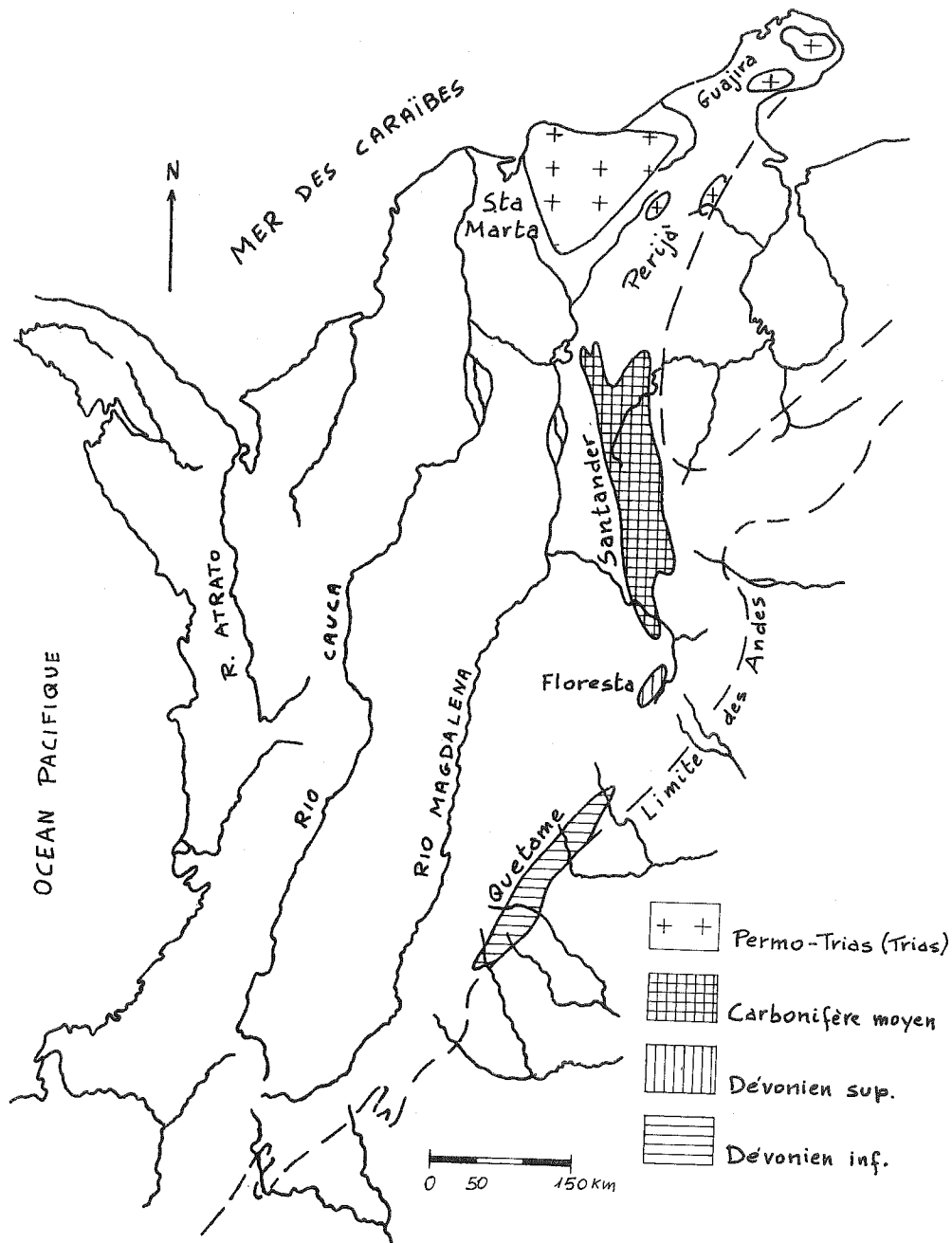


Fig. 40 - Différents âges de la granitisation hercynienne dans l'axe Quetame - Guajira, d'après des critères stratigraphiques.

suggérer une certaine contemporanéité d'évolution de la chaîne hercynienne d'un de ses points à l'autre.

En d'autres termes, l'adoption d'une telle nomenclature aurait pu suggérer l'existence à l'Hercynien d'une sorte de vague orogénique se déplaçant, à partir du Massif de Quetame, vers le Nord et vers le Sud de la Cordillère Orientale d'une manière plus ou moins continue.

En fait il ne s'agit pas d'une vague orogénique longitudinale et parallèle à la chaîne, mais d'impulsions successives de granitisation qui n'excluent pas de façon continue : le long d'un axe ces impulsions interviennent en des domaines disjoints qui se relient les uns aux autres en une sorte de structure en échelon dont je parlerai plus loin. Il s'ensuit qu'on pourrait considérer ces domaines comme les premiers éléments d'un damier dont chaque morceau évolue plus ou moins indépendamment, par rapport à son voisin. Cette indépendance se vérifie aussi bien dans le temps que dans l'orientation des lignes directrices structurales des zones intéressées comme il est démontré par les affleurements de la presqu'île de la Guajira. Les lignes directrices de celle-ci sont E-W, tandis que celles des autres massifs sont plus ou moins NE-SW ou N-S.

En définitive, j'ai appelé hercyniennes toutes ces formations éruptives de l'Orient Andin colombien seulement pour mettre en évidence, d'une part leurs caractères pétrographiques et géologiques communs et d'autre part, le fait que leur mise en place a été pénécotemporaine ou légèrement postérieure à une émergence et au début de la sédimentation rouge à laquelle elles ont fourni ses matériaux. Cette attribution n'implique évidemment pas une mise en place synchrone des différents massifs. Aussi il est bien évident que, lorsque une datation n'a pu être faite comme pour les massifs de la Cordillère Orientale, il faut penser à des massifs dont la mise en place a pu se réaliser à un moment quelconque entre le Dévonien et le début du Mésozoïque.

Ce seront des arguments autres que ceux fournis par la stratigraphie classique qui pourront peut-être nous indiquer parfois, des limites d'âge plus précises.

4 · LE GROUPE GIRON

Vue d'ensemble

Le Groupe Giron est constitué principalement par des roches sédimentaires plus ou moins continentales (grès rouges surtout), mais aussi par des venues de roches basiques (andésites, basaltes, dolérites, micro-gabbros).

La mise en place des roches ignées "hercyniennes", qui n'est jamais simultanée partout dans l'Orient Andin, a déclenché la sédimentation rouge du Groupe Giron. Il s'ensuit que l'apparition de ce faciès peut s'échelonner depuis le Dévonien jusqu'au Permo-Trias. Grès rouges et roches ignées basiques associées sont étudiés ici région après région. Parfois il est possible de définir des formations et de leur attribuer un âge géologique, comme il est montré par le cadre donné à la fin du chap. XIV, page 159. Leur examen nous amène à reconnaître une certaine évolution climatique du moins entre le Pennsylvanien et le Trias-Jurassique. Les formations pennsylvaniennes semblent s'être déposées dans un milieu humide (savanes, marais ?), celles d'âge Trias-Jurassique dans un milieu plutôt désertique. Les roches ignées basiques sont associées surtout aux grès rouges Trias-Jurassiques de la partie septentrionale (Perijà, Santa Marta, Guajira) et de la partie occidentale (Payandé, San Lucas) de l'Orient Andin colombien.

General statement

The Giron Group comprises chiefly sedimentary rocks, but also igneous ones. The former, mostly red beds, were deposited into continental or transitional environments. The latter are effusive andesites and basalts, and intrusive dolerites and micro-gabbros. Deposition of the red beds did not start at the same time all over the Oriente Andino of Colombia, but in every region it happened instead after the Hercynian igneous bodies squeezed in them, between Devonian and Permo-Triassic time. The rocks of the Giron Group are studied here region after region. Whenever possible, several formations are recognized and their geological age is defined, as indicated schematically in chap. XIV, page 159. A climatic change, between at least the Pennsylvanian and the Triassic-Jurassic time, can be recognized. The Pennsylvanian formations seem to have been deposited in wet environments (marshes, swamps), but the Jurassic-Triassic ones in a desertic environment. The igneous basic rocks are especially associated to the Triassic-Jurassic red beds both of the northern area (Perijà, Santa Marta, Guajira) and of the western area (Payandé, San Lucas) of the Oriente Andino of Colombia.

Introduccion

El Grupo Giron està constituido principalmente por rocas sedimentarias mas o menos continentales (areniscas rojas sobre todo), pero tambien por rocas igneas basicas (andesitas, basaltos, doleritas y micro-gabbros). La sedimentacion roja empezó debido al emplazamiento de las rocas igneas hercynicas ; come estas no han sido contemporaneas en todo el Oriente Andino, tampoco lo ha sido el comenzo de la sedimentacion del Grupo Giron. Les areniscas rojas y las rocas igneas basicas asociadas se estudian aqui region por region. A veces es posible de definir algunas formaciones y de precisar su edad, como se hace ver en

el capitulo XIV, pag. 159 . El estudio de estas formaciones indica que desde el Pensilvaniano hasta el Triasico-Jurasico hubo un cambio climatico. Las formaciones pensilvanianas parecen haberse depositado bajo condiciones humedas (savanas, cienagas), las de edad triasico-jurasica en un ambiente o desertico. Las rocas igneas basicas se hallan asociadas sobre todo a las areniscas rojas triasico-jurasica de la parte norte (Perija, Santa Marta, Guajira) y de la parte occidental (Payandé, San Lucas) del Oriente Andino colombiano.

CHAPITRE XI - LES CONSTITUANTS SEDIMENTAIRES

J'ai déjà dit que le terme de Groupe Giron désigne dans ce travail toutes les roches continentales ou subcontinentales (avec intercalations marines littorales) de l'Orient Andin colombien, d'âge compris entre le Dévonien et le Jurassique.

En traitant des roches éruptives hercyniennes j'ai montré que leur mise en place n'a pas été contemporaine tout le long de l'Orient Andin colombien (secteur de la Cordillère Orientale actuelle en particulier). Pour le faire je me suis servi souvent des données chronostratigraphiques pouvant être tirées de l'étude des fossiles localement contenus dans les formations du Groupe Giron, qui sont immédiatement postérieures ou contemporaines à ces mises en place. Cette liaison et le fait qu'avec le Groupe Giron une sédimentation continentale ou subcontinentale vient prendre la place de celle marine plus ancienne montre finalement d'une manière précise que la sédimentation du Groupe Giron a été dirigée par la mise en place des massifs que j'ai appelé hercyniens et, d'une façon plus générale, de l'orogénèse hercynienne. La mise en place des roches éruptives hercyniennes n'étant pas contemporaine partout, les roches du Groupe Giron ne le sont pas non plus.

Par conséquent dans les régions où les moyens stratigraphiques sont impuissants à déterminer l'âge de ces couches rouges, le terme de Groupe Giron qui les désigne traduit, comme celui d'Hercynien, une connaissance chronostratigraphique imparfaite.

Il convient maintenant de reprendre les données déjà exposées à ce sujet système par système d'une manière plus objective et plus claire. Pour le faire j'étudierai maintenant le Groupe Giron, région par région, par ses formations.

a) Dans la région du Massif de Quetame le Groupe Giron est représenté par les Formations Gutierrez (Dévonien), Farallones de Medina (Dévonien et Carbonifère), Chingaza (Carbonifère, peut-être Carbonifère et Permien), Rio Guatiquia (Carbonifère, peut-être Carbonifère et Permien), Rio Clarin (Carbonifère, peut-être Carbonifère et Permien), Rio Batà (Carbonifère-Permien ?), et Santa Maria (Trias ?-Lias) dont j'ai décrit plus haut la lithologie.

Produites par la première émergence de cette région, elles sont dans l'ensemble régressives, mais, par leur constitution lithologique (argiles et calcaires à fossiles marins), elles traduisent également l'oscillation du front marin, ces oscillations pouvant être à l'origine de langues marines plus ou moins persistantes.

Ces conditions, réalisées dans le compartiment qui correspond à la région du massif actuel, étaient très différentes de celles qui existaient à proximité, sur son plongement nord par exemple (Rio Batà) ; et la méthode stratigraphique adoptée ici permet de le constater facilement.

Au Dévonien, tandis que dans la première de ces régions avait lieu une sédimentation rouge de faciès Giron (continental à subcontinental : Formation Gutierrez, partie inférieure de la Formation

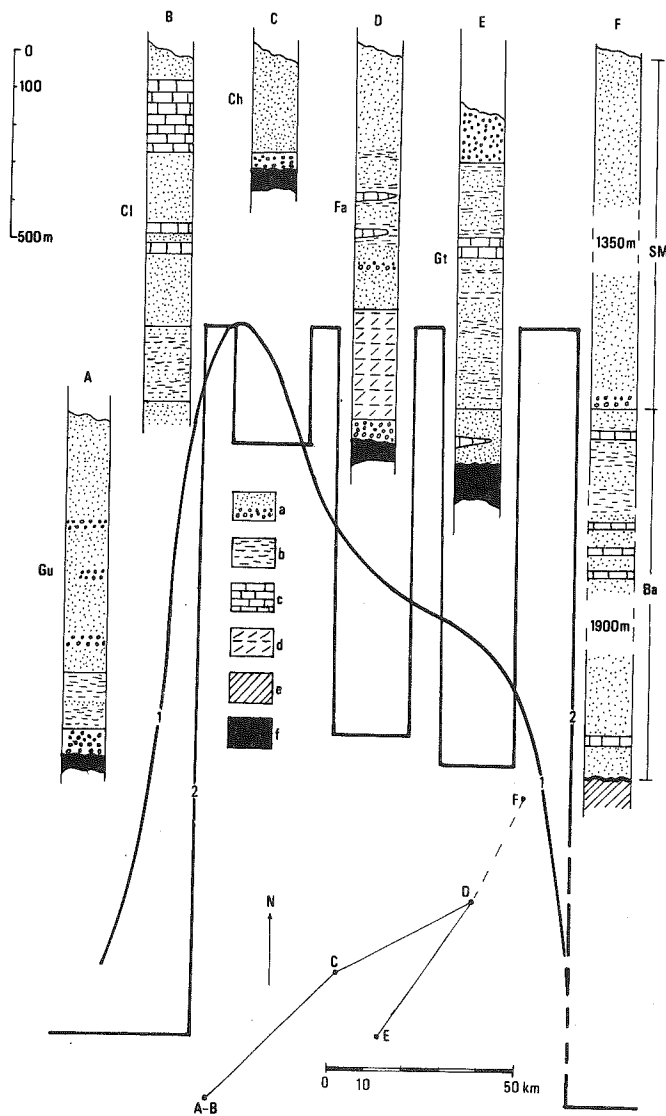


Fig. 41 - Variations d'épaisseur du Groupe Giron dans le Massif de Quetame.
 A - B, Gutierrez - Rio Clarin ; C, Laguna de Chingaza ; D, Farallones de Medina ; E, Rio Guatiquia ;
 F, Rio Batà. Gu - Form. Gutierrez ; Cl, Form. Clarin ; Ch, Form. Chingaza ; Fa, Form. Farallones ;
 Gt, Form. Guatiquia ; Ba, Form. Batà ; SM - Form. Santa María.
 a) conglomérats et grès ; b) argiles ; c) calcaires ; d) grès et argiles à fossiles marins et végétaux ;
 e) Dévonien à faciès "normal" ; f) socle cristallin et roches éruptives hercyniennes.
 Explication dans le texte.

Farallones de Medina) une sédimentation marine régnait dans la deuxième (Formation Las Moyas) et seules quelques minimales intercalations gréseuses et finement conglomératiques traduisaient une proche activité tectonique synsédimentaire.

Ceci montre une fois de plus le caractère local des mouvements tectoniques hercyniens qui étaient à l'origine de la sédimentation rouge du Giron et aussi, fait d'importance capitale, que la répartition actuelle des masses rocheuses de ce massif avait été esquissée déjà par ces mouvements.

Ce n'est qu'au Carbonifère que la sédimentation du faciès Giron commence à se réaliser sur le plongement nord du massif avec les Formations Rio Batà (Carbonifère-Permien ?) et Santa Maria (Trias ? -Lias). La Rio Batà est donc au moins en partie contemporaine des Formations Chingaza, Rio Guatiquia, Rio Clarin et de la partie supérieure de la Formation Farallones de Medina, sans qu'une telle contemporanéité puisse être précisée davantage.

Il est difficile d'affirmer pour l'instant si, oui ou non, la sédimentation rouge de la Formation Rio Batà s'est réalisée par simple comblement du bassin ou si elle a été favorisée par des mouvements tectoniques. Mais à la faveur de cette deuxième hypothèse viennent d'une part la discordance signalée par B. GROSSI (communication privée) à sa base et d'autre part le fait qu'au Carbonifère de nouveaux bassins de sédimentation rouge, indépendants de ceux du Dévonien, semblent bien avoir pris naissance (fig. 9) dans la région de ce massif (Chingaza, Guatiquia). Si cette hypothèse est bonne il faut penser une fois encore à des mouvements de blocs indépendants, puisqu'il y a sans doute continuité tectonique et stratigraphique entre les Formations Gutierrez (Dévonien) et Rio Clarin (Carbonifère) (secteur SW de la fig. 9) et également entre les couches dévoniennes et carbonifères de la Formation Farallones de Medina.

L'opposition entre la région du massif lui-même et celle de son plongement nord (Rio Batà) se poursuivent dans le temps : la sédimentation s'arrête dans la première au Carbonifère ou au maximum au Permien, tandis que dans la deuxième, où le massif s'enfonçait déjà, elle continue jusqu'au Lias.

Une preuve ultérieure de l'individualisation ancienne du massif de Quetame tel qu'il existe aujourd'hui, est donnée par la comparaison des épaisseurs des Formations Gutierrez, Clarin et Guatiquia d'une part et des Formations Chingaza et Farallones de Medina de l'autre. Celles-ci, qui se trouvent à proximité de l'axe d'affleurement des roches calédoniennes et hercyniennes, sont peu épaisses par rapport à celles-là qui, elles, se trouvent en bordure de cette zone axiale.

Pour représenter d'une manière synthétique l'ensemble de la sédimentation rouge du Giron considéré dans son ensemble, on pourrait être tenté de relier par leur base les colonnes stratigraphiques qui en représentent les formations, disposées suivant une transversale par rapport au massif, par une ligne plus ou moins parabolique obtenue par une interpolation facile (ligne 1 dans la fig. 41). Mais ce qui vient d'être dit montre clairement qu'une telle opération donnerait une vision très grossière des phénomènes, valable seulement en toute première approximation et dans la mesure où elle montre bien le soulèvement d'ensemble du massif. En effet elle amènerait à la conclusion d'un soulèvement continu d'un dôme, provoqué par un plissement généralisé. Le caractère discontinu, aussi bien dans l'espace que dans le temps, des mouvements que l'étude des formations du Groupe Giron du massif de Quetame fait connaître, peut être mieux traduit en reliant la base de ces mêmes colonnes par une ligne comme la 2 de la fig. 41 , qui souligne l'indépendance des différents bassins.

b) Dans la région du Massif de Floresta le Dévonien est marin (Formation Floresta). La sédimentation rouge du Groupe Giron n'y débute qu'au Mississipien avec la Formation Cucho subcontinentale et continentale. Puis, après une discordance, le Groupe Giron est représenté par la Formation Giron, constituée par des grès rouges avec un puissant conglomérat à la base.

L'usage veut que l'on considère ici la Formation Cucho, dont la partie inférieure a pu être datée du Mississipien, comme permocarbonifère ; et la Formation Giron, qui est couverte par le Crétacé inférieur, comme trias-jurassique. En fait il est bien possible que la discordance qui sépare ces deux Formations du Groupe Giron soit d'âge différent, peut-être pennsylvanien comme l'est celle qui se trouve entre les

Formations Suratà et Bocas en bordure du Massif de Santander.

c) Dans le secteur de Villa de Leyva le Groupe Giron est représenté par la Formation Arcabuco (ou Montebel). Au moyen des fossiles végétaux qu'elle contient elle a été datée du Trias-Jurassique. La base de la Formation Arcabuco n'étant pas connue il n'est pas possible de savoir objectivement quand la sédimentation rouge du Groupe Giron a réellement débuté dans cette région.

d) Dans la région du Massif de Santander à proximité de Bucaramanga la sédimentation du Groupe Giron débute au Pennsylvanien avec la Formation Bocas. Elle est sans doute post-hercynienne puisqu'elle couvre en discordance la Formation Suratà marine (Mississipien) qui est traversée par des roches hercyniennes, et parce qu'elle renferme des galets de roches éruptives hercyniennes.

Puis, après une discordance doureuse, le Groupe Giron est représenté par la Formation Giron, qui a été définie primitivement dans ce secteur. L'âge de la Formation Giron est ici Pennsylvanien-Jurassique.

A l'intérieur du massif (par exemple : Charta-California) les couches rouges ont une épaisseur très réduite par rapport à celles dont il a été question ci-dessus, qui se trouvent à la bordure W du massif. Les couches rouges du Groupe Giron de California (et d'autres bassins semblables plus à l'E) ne peuvent pas être datées d'une manière objective, c'est-à-dire par des critères paléontologiques, mais le fait qu'elles reposent directement sur le socle cristallin, sans l'intermédiaire de la Formation Bocas, ni de la Formation Suratà, semble indiquer qu'il s'agit là de la Formation Giron (Pennsylvanien-Jurassique). Nous retrouvons ici (mais décalé dans le temps) le même schéma que nous avait montré le massif de Quetame avec la Formation Chingaza. Des mouvements locaux postérieurs à l'activité tectonique hercynienne principale semblent avoir été produit par des effondrements de moindres bassins locaux plus proches de l'axe central du Massif et très discontinus (fig. 13).

A l'E du Massif de Santander proprement dit le Groupe Giron est représenté au Paramo de Tierra Negra (Labateca) par la Formation Labateca (Carbonifère sup. -Trias ?), discordante sur le Dévonien marin probable. La Formation Labateca contient, comme celles du Groupe Giron dont le rôle est analogue en bordure du Massif de Quetame, des intercalations marines fossilifères. Les variations d'épaisseur du Groupe Giron (fig. 42) le long d'une ligne qui traverse d'W en E la partie centrale du Massif de Santander montrent le fait capital que même ce massif, comme celui de Quetame, avait été déjà dessiné à l'Hercynien.

Les lignes 1 et 2 de raccord des colonnes stratigraphiques de la fig. 42 ont la même signification que celles analogues de la fig. 41, qui concerne le Groupe Giron du Massif de Quetame.

A la partie nord du massif de Santander les couches rouges du Groupe Giron n'ont pas pu être datées avec précision. Des fossiles n'y sont pas connus. Il reste à savoir si la sédimentation rouge a débuté avant ou après le Permien. A Chiriguanà, à la limite entre la région qui appartient au massif et celle de la Serrania de Perijà, à proximité du plongement principal du Massif de Santander, des galets de calcaire permien fossilifère ont été trouvés dans les couches rouges. D'où venaient ces galets ? Et si leur source était proche faut-il penser à des conditions analogues à celles que j'ai décrites pour le Dévonien au plongement nord du Massif de Quetame, ou plutôt à des intercalations marines dans un compartiment où déjà une sédimentation de faciès Giron se réalisait et à une reprise postérieure des mouvements tectoniques ?

Tant que ces questions resteront ouvertes il ne sera pas possible de préciser l'âge du début de la sédimentation rouge dans ce secteur. Dans de telles conditions ces grès rouges seront indiqués sous le nom générique de Groupe Giron, entendant par là qu'ils sont post-hercyniens et pré-crétacés, trias-jurassiques pour leur plus grande partie.

e) Les couches rouges du Groupe Giron de la Serrania de Perijà et de la bordure du Massif de Santa Marta ont reçu le nom de Formation La Quinta. Elles ont pu être datées d'une manière assez précise.

La Formation La Quinta repose en discordance (Manaure) sur le Permien (inf ?) marin et fossilifère ; et elle est couverte en discordance par le Crétacé inférieur transgressif. Son âge est donc (permien sup. ?)

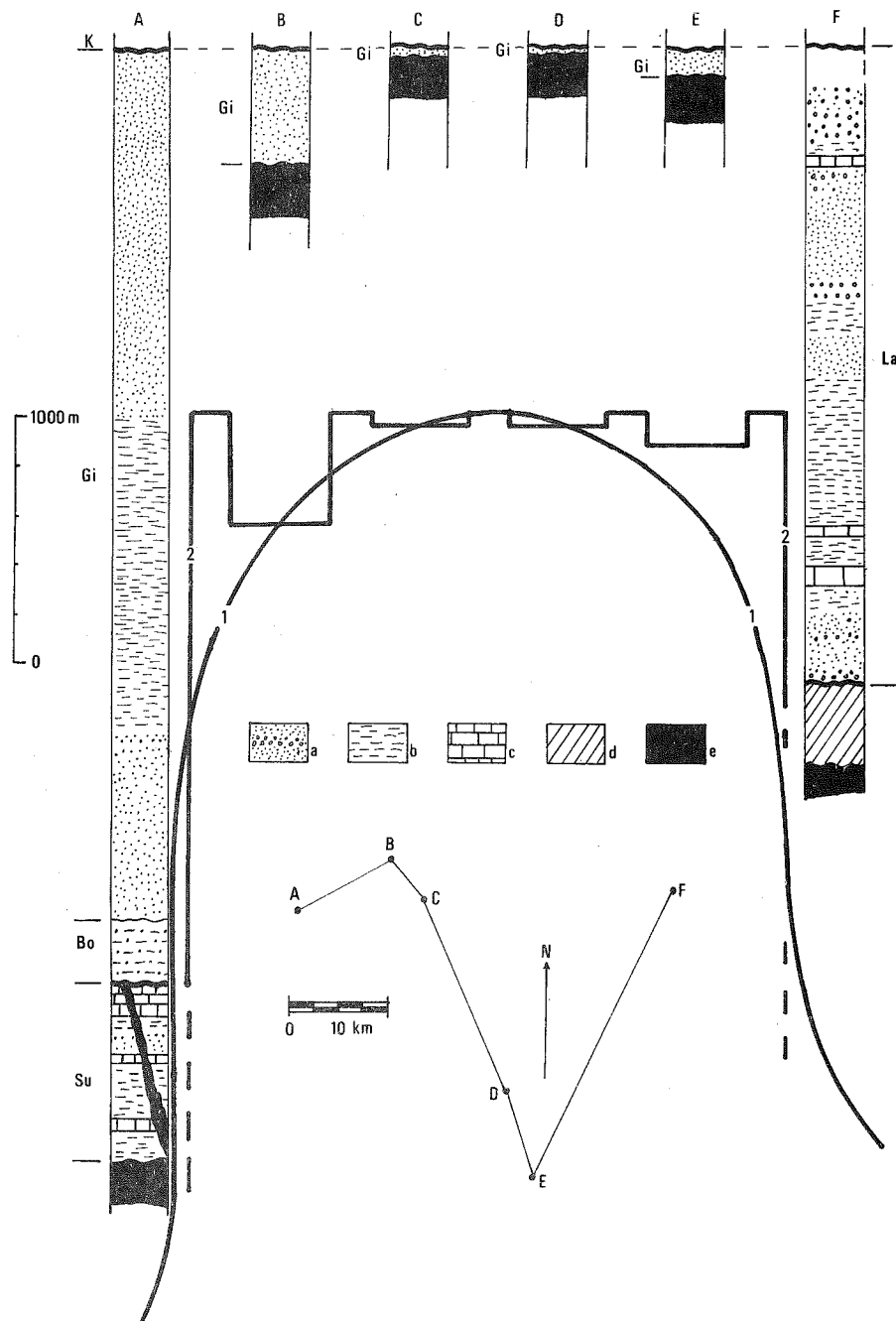


Fig. 42 - Variations d'épaisseur du Groupe Giron dans le Massif de Santander et ses bordures
A - Rio Lebrija ; B - California ; C - Est de Charta ; D - Malagarita ; E - Malaga ; F - Labateca.
Su - Form. Suratà ; Bo - Form. Bocas ; Gi - Form. Giron ; La - Form. Labateca.
a) grès et conglomérats ; b) argiles ; c) calcaires ; d) Dévonien à faciès "normal" ;
e) socle cristallin et roches éruptives hercyniennes.
explication dans le texte.

-trias-jurassique, le Jurassique y ayant été confirmé par des trouvailles fossilifères.

Il serait trop long de discuter ici, comme je l'ai fait pour les massifs de Quetame et de Santander, les épaisseurs du Groupe Giron d'un point à l'autre de cette région.

Une telle étude montrerait que le bassin des grès rouges était encadré par le massif de Santa Marta à l'W et celui qui forme le substratum de la dépression de Maracaibo (Plateforme de Maracaibo) à l'E ; que ces deux piliers extrêmes étaient déjà individualisés ; que la région comprise entre eux n'était pas une cuvette simple, mais qu'elle se décomposait en de nombreux sous-bassins caractérisés par des épaisseurs différentes. Par exemple, à la latitude de Manaure-Villanueva on peut facilement reconstituer un sous-bassin principal dont l'axe se trouvait en correspondance avec l'axe actuel de la chaîne (Serrania) de Perijà (Surco de Machique) et deux sous-bassins secondaires plus ou moins parallèles à celui-ci, localisés en bordure de cette chaîne à l'Est et à l'Ouest.

Il est facile de constater également que les limites de ces compartiments coïncident bien avec les zones d'affleurement actuel de roches éruptives hercyniennes ou de roches (métamorphiques, sédimentaires) soulevées à l'Hercynien, ce qui prouve une fois de plus qu'à l'Hercynien le damier de l'Orient Andin était dessiné, au moins dans ces grandes lignes.

f) A la presqu'île de la Guajira (fig. 29) les couches rouges post-hercyniennes ont été attribuées, par analogie de faciès et de gisement avec d'autres datées au Vénézuéla et en Colombie, du Trias-Jurassique. Elles ont été appelées Groupe Cojoro par O. RENZ (1960) qui subdivisa ce groupe en trois formations (Formation Uipana, Rancho Grande et Guasasapa). Ici, pour la commodité d'exposition, je considérerai l'ensemble des grès rouges comme une formation, Formation Cojoro, et les formations de O. RENZ (1960) comme des membres.

g) Il convient maintenant d'étudier les rapports du Groupe Payandé du versant oriental de la Cordillère Centrale au Sud de Honda, avec le Groupe Giron.

Le Groupe Giron, nous l'avons vu, est constitué par les Formations Pré-Payandé, Payandé et Post-Payandé, dont la deuxième est marine, calcaire et contient des fossiles triasiques (Carnien-Norien), qui ont permis de dater tout le Groupe du Trias-Jurassique.

Les Formations Pré-Payandé et Post-Payandé sont par contre continentales : il s'agit donc, par définition, de formations du Groupe Giron. Nous parlerons alors de Groupe Payandé là où la Formation Payandé existe, et de Groupe Giron quand nous aurons affaire seulement à des grès continentaux. Il ne sera plus possible alors de parler d'un Pré- et d'un Post-Payandé (donc de Permo-Trias ou de Jurassique) : ceux-ci sont reconnaissables seulement lorsqu'ils sont séparés par les calcaires triasiques de la Formation Payandé, qui constitue le seul niveau repère du Groupe Payandé.

Cependant il me semble possible d'attribuer au Groupe Giron du secteur Ibagué - Rio Paez et des régions situées à proximité de la zone d'affleurement du Groupe Payandé, le même âge d'ensemble (Permo sup. ? - Trias -Jurassique) du Groupe Payandé, puisqu'on a constaté (H.W. NELSON 1957) que la Formation Payandé disparaît progressivement dans le Groupe Giron, les calcaires passant à des langues d'argiles.

h) Au Sud du Massif de Quetame, nous l'avons vu déjà en traitant des massifs éruptifs hercyniens, les roches du Groupe Giron se retrouvent, dans la Cordillère Orientale, à la bordure du Massif de Garzon. Leur âge ne peut pas être précisé, mais il n'en reste pas moins que, par rapport à celle du Massif de Quetame, la sédimentation rouge de cette région est décalée dans le temps, puisqu'elle est postérieure au Carbonifère marin de La Jagua. Il s'agit probablement de (Permo ?) -Trias-Jurassique.

Le même âge doit être attribué, nous l'avons vu également en traitant des roches éruptives hercyniennes, aux couches rouges du Groupe Giron de la région de Prado-Dolores.

i) Dans la vallée du Magdalena et sur les contreforts orientaux de la Serrania de San Lucas, en face du Massif de Santander, les couches rouges sont connues sous le nom de Formation Giron. Même dans la littérature géologique colombienne récente elle a été attribuée au Trias-Jurassique. Puisque du Massif de Santander, à la vallée du Magdalena et à la Serrania de San Lucas les couches rouges dessi-

ment, avec le Crétacé qui le couvre, un synclinorium (fig.) ; et puisque sur le flanc E (Santander) de cette structure le Groupe Giron est Pennsylvanien-Jurassique, il serait plus raisonnable de parler pour tout ce secteur de Groupe Giron et de lui attribuer des limites d'âge plus larges.

j) Plus à l'W dans le secteur de Morrocoyal le Groupe Giron est représenté par la Formation Morrocoyal, mi-continentale, mi-marine et dans l'ensemble subcontinentale, datée du Lias par suite de ses fossiles.

CHAPITRE XII - NOTES SOMMAIRES SUR LA LITHOLOGIE DES COUCHES ROUGES

Les données pétrographiques sur les couches rouges du Groupe Giron sont encore bien réduites.

J'ai étudié personnellement celles de la Serrania de Perijà, du Massif de Santa Marta et de la presqu'île de la Guajira (L. RADELLI, 1960, 1962 a, 1962 b).

A la Perijà et au Massif de Santa Marta les grès rouges (Formation La Quinta) sont bien compactés, de grain le plus souvent fin et de fracture conchoïde daté, stratifiés en bancs d'épaisseur variable, pouvant atteindre 1,50 - 2 m. Ce sont des arkoses dont la composition minéralogique est plutôt uniforme et comporte surtout du quartz, en grains peu arrondis, du feldspath sodico-calcique très frais et quelques micas. Le ciment est selon le cas ferrugineux, calcaire-ferrugineux ou calcaire-argileux. Le diamètre des grains de faciès, qu'on pourrait appeler normal, ne dépasse pas, en moyenne, 0,1 mm. La stratification entrecroisée est fréquente : en général elle se trouve dans des couches de faciès plus grossier. Dans différentes couches j'ai observé des "chenaux" remplis par des apports conglomératiques à galets anguleux et mal classés.

A la base de la formation rouge, des passages plus ou moins conglomératiques sont fréquents et ils contiennent des galets de roches éruptives hercyniennes.

Dans toute la Formation La Quinta il y a de nombreuses intercalations de roches volcaniques basiques : elles seront discutées plus loin.

Le grain fin de la plus grande partie des grès, la stratification entrecroisée, l'état de fraîcheur des feldspaths suggèrent pour la Formation La Quinta un milieu sédimentaire de type désertique, où une sédimentation éolienne importante avait lieu.

Les chenaux à conglomérats peuvent, dans cette optique, être regardés comme le produit de rivières soudaines et de courte durée mais impétueuses.

La Formation Cojoro (Groupe Cojoro de O. RENZ) de la presqu'île de la Guajira est également constituée en grande mesure d'arkoses. Mais il n'est pas possible de savoir si elle est entièrement continentale ou en partie subcontinentale : son membre Rancho Grande (Formation Rancho Grande de O. RENZ) avec ses ostracodes pourrait être aussi bien lacustre que, par exemple, d'estuaire.

H. W. NELSON (1957) étudia soigneusement la pétrographie des Formations Pré-Payandé et Post-Payandé (qui appartiennent, nous l'avons vu, aussi bien au Groupe Payandé qu'au Groupe Giron). Il lui fut possible de constater que la Formation Pré-Payandé est entièrement constituée par des matériaux dérivés de l'érosion du massif igné d'Ibagué, granites s.l. et rhyolites, ceci étant vrai aussi bien pour le conglomérat de base que pour les couches à grain fin et très fin qui le couvrent. Il parle pour celles-ci de "tuffaceous sandstones" et de "tuffaceous shales" pour mettre en évidence qu'il s'agit de roches dont la sédimentation n'a pas été contemporaine d'un volcanisme, mais qui proviennent de l'érosion de roches éruptives. H. W. NELSON n'a pas de doute sur le milieu continental de la Formation Pré-Payandé.

La Formation Post-Payandé, d'après cet auteur, serait par contre volcanique et elle comporterait des émissions acides à la partie inférieure (rhyolites, dacites), puis des andésites à la partie supérieure. Elle serait aussi continentale.

Dans le Massif de Quetame, comme je l'ai montré plus haut, il a été possible de constater que les matériaux des formations du Groupe Giron venaient de l'érosion de reliefs formés par des roches métamorphiques (Quetame) et éruptives, soulevées à l'époque hercynienne.

Dans le reste du pays la lithologie des grès rouges du Groupe Giron n'a pas encore fait l'objet d'études précises. Cependant les observations dont on dispose sont suffisantes pour que l'on puisse affirmer que la plus grande partie du Groupe Giron est constituée par des arkoses.

Pour ce qui concerne le milieu sédimentaire du Groupe Giron j'ai déjà dit qu'il s'agit d'un milieu continental ou subcontinental (lagunaire, saumâtre, littoral).

Subcontinentales sont en particulier les Formations Gutierrez, Farallones de Medina, Rio Clarin, Rio Batà et Santa Maria du Massif de Quetame et régions voisines ; puis les Formations Cuche (Floresta), Suratà et Labateca (Santander), Morrocoyal (E de la Serrania de San Lucas) et peut-être le Membre Rancho Grande de la Formation Cojoro (Guajira). Des passages subcontinentaux semblent exister également à la partie supérieure de la Formation La Quinta. Mais la majorité du Groupe Giron est continentale, de climat chaud et peut-être localement désertique. Cette hypothèse explique d'une part certaines particularités qui peuvent y être remarquées. Parmi celles-ci je citerai les conglomérats et les discordances intraformationnelles et les intercalations à fossiles d'eau douce (Estheria et ostracodes de la Formation Arcabuco par exemple). Comme l'a noté H. BÜRGL (1961) un désert n'implique pas une uniformité totale de milieu sédimentaire dans l'espace et dans le temps : des rivières violentes et soudaines s'y forment, qui peuvent changer de cours à chaque orage, à l'occasion de pluies torrentielles séparées parfois par de longues périodes sèches ; des oasis y existent où une vie animale est possible.

CHAPITRE XIII - ROCHES ERUPTIVES BASIQUES ASSOCIEES AU GROUPE GIRON

En plus des rhyolites hercyniennes intercalées parfois à leur partie basale, des roches éruptives basiques d'âge postérieur sont associées à plusieurs endroits aux couches rouges du Groupe Giron.

Je dirai tout de suite que ces roches se trouvent soit intercalées de manière concordante dans les couches rouges (il s'agit alors de coulées de lave ou de tufs), soit recoupant celles-ci (il s'agit alors de petits massifs en général de semi-profondeur ou de filons).

Ces roches éruptives ne se retrouvent pas dans toutes les couches rouges du Groupe Giron en Colombie : elles manquent, par exemple, dans celles des Massifs de Quetame et de Floresta et, vraisemblablement, dans celles du Massif de Santander. Elles sont par contre connues dans la Serrania de Perijà, dans le massif de Santa Marta, à la presqu'île de la Guajira, dans les régions d'Ibagué, Chaparral, Rio Paez. Dans d'autres régions qui comportent des affleurements de grès rouges du Giron, leur existence est possible mais encore non prouvée.

Dans la mesure du possible, j'essayerai de décrire ici ces roches éruptives région par région.

a) Serrania de Perijà.

Dans le secteur colombien de la Serrania de Perijà (fig.43) j'ai reconnu (L. RADELLI 1962 b), associées au grès rouges, les roches éruptives plus ou moins basiques suivantes :

a1) Tufs interstratifiés dans les grès.

Surtout à la partie inférieure de la Formation La Quinta, mais au-dessus de sa partie proprement

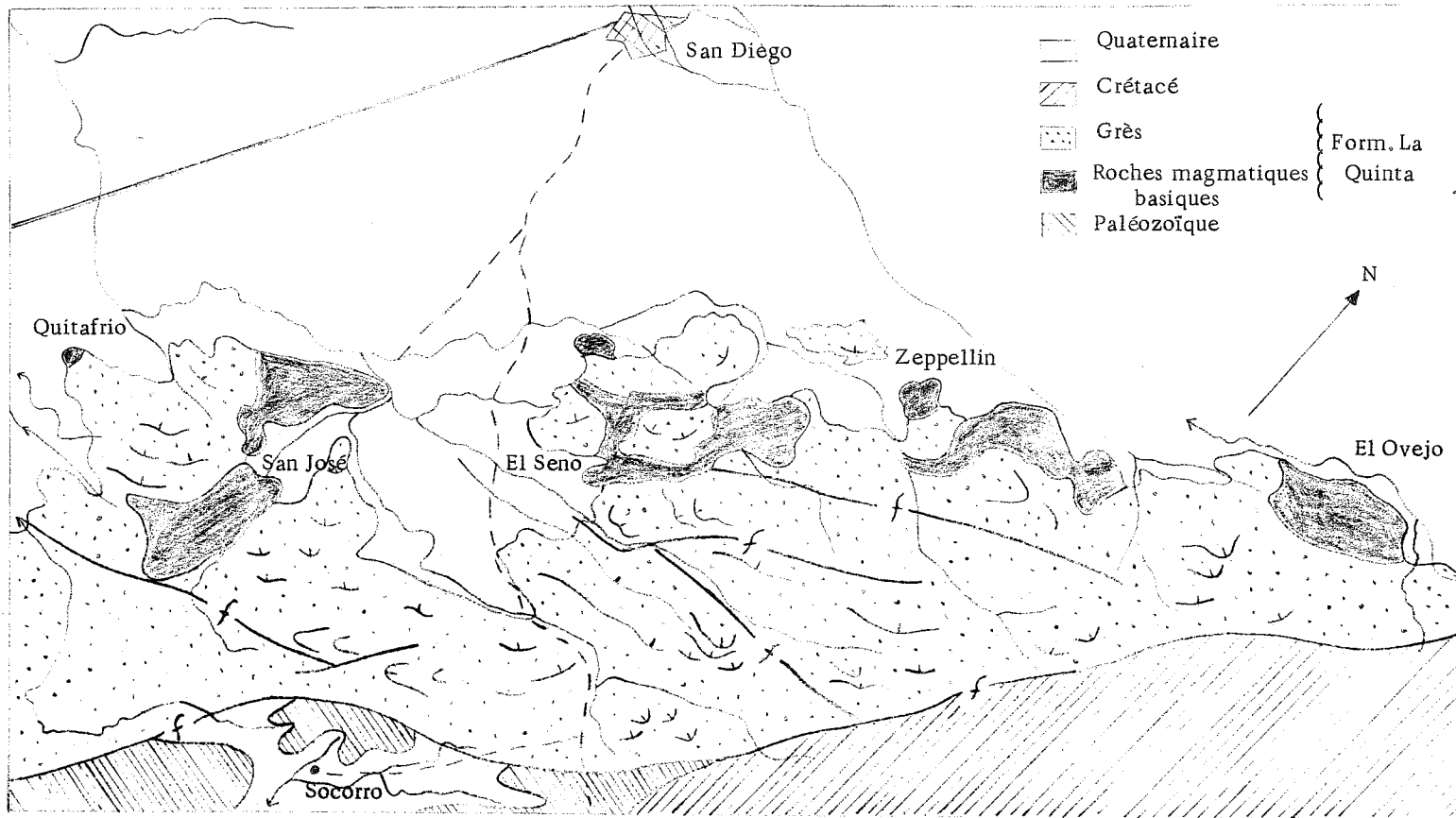


Fig. 43 - Répartition des roches magmatiques basiques dans la Formation La Quinta aux environs de San Diégo (Perija). (Echelle 1 /50 000) (Selon G. CHAMPETIER de RIBES, simplifié).

basale, il y a dans les grès rouges de nombreuses intercalations de tufs. Elles ont de nombreux caractères (couleur, grain) en commun avec les grès et de ce fait il est parfois difficile de les reconnaître de ceux-ci sur le terrain. Leur origine éruptive apparaît seulement en lame mince. Elles sont constituées par une mésostase très fine et par des cristaux de feldspaths, de minéraux phylliteux (biotite surtout) et de quartz.

a2) Laves interstratifiées dans les grès

Avec les tufs ci-dessus, mais plus abondantes que ceux-ci, il y a aussi dans les grès rouges des intercalations, le plus souvent, mais non pas toujours, concordantes, de véritables laves. Ce sont des andésites qui se trouvent en des couches dont l'épaisseur rejoint 2-3 m. Elles sont grisâtres, d'un grain en général plus grossier de celui des grès et souvent bulleuses. Elles sont constituées essentiellement d'une mésostase plus ou moins vitreuse et ferrugineuse, de microlites de plagioclase (An 35-40) et de quelques olivines altérées en chlorite ; et accessoirement de chlorite, calcite et minéraux opaques.

Des variations lithologiques sont fréquentes dans ces roches : j'en donnerai quelques exemples dans le paragraphe qui suit.

a3) Laves et roches de semi-profondeur de la bande Quitafrio-El Ovejo

Les laves basiques sont assez fréquentes dans toute la région des grès rouges, mais elles ont leur plus grande répartition dans une bande NE-SW qui va du Cerro Quitafrio à celui d'El Ovejo, où elles sont associées à des masses basiques de semi-profondeur.

Les roches de semi-profondeur sont intrusives dans les couches rouges environnantes ; les laves associées, quelques fois, le sont également, d'autres fois elles s'y intercalent de manière concordante, d'autres fois encore elles les pénètrent donnant origine à des roches hybrides (filet de matériel effusif qui contient nombre de morceaux de grès). De toute manière ces roches éruptives ne sont pas postérieures à toute la sédimentation rouge, mais seulement à sa partie inférieure : non seulement le Crétacé qui couvre les couches rouges n'a pas été affecté par ces émissions, mais des couches rouges ont couvert ces masses éruptives.

Des microgabbros constituent la petite colline de Quitafrio et les reliefs de San José et ils sont couverts par des laves andésitiques à tendance basaltique, à pyroxène et olivine.

Les microgabbros ont une structure hypidiomorphe, légèrement trachytique et grain fin à moyen.

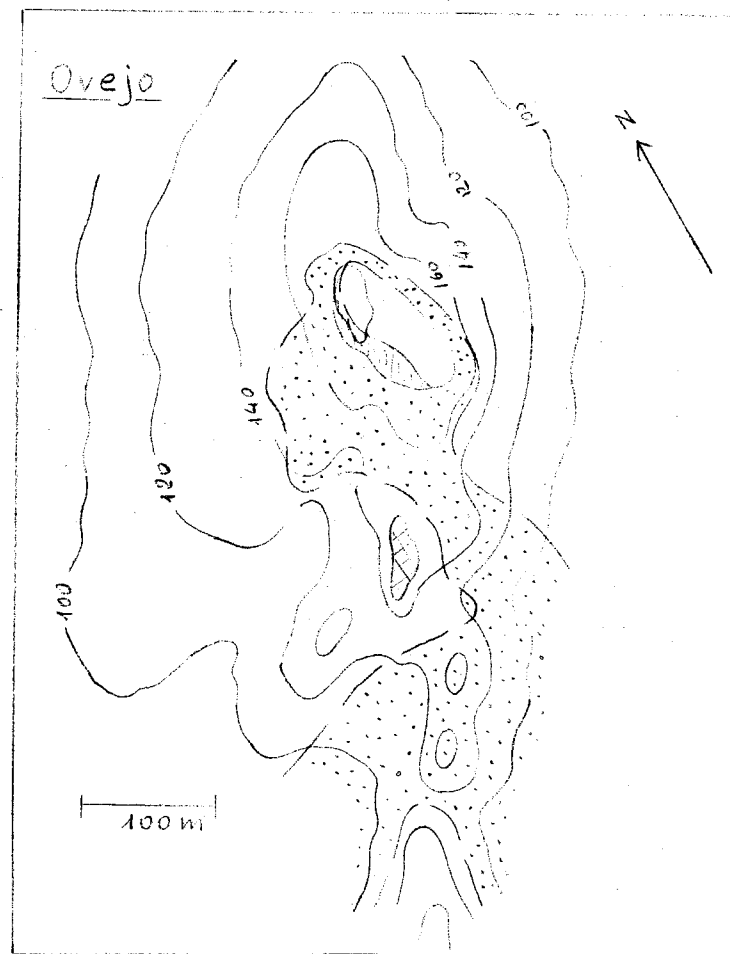
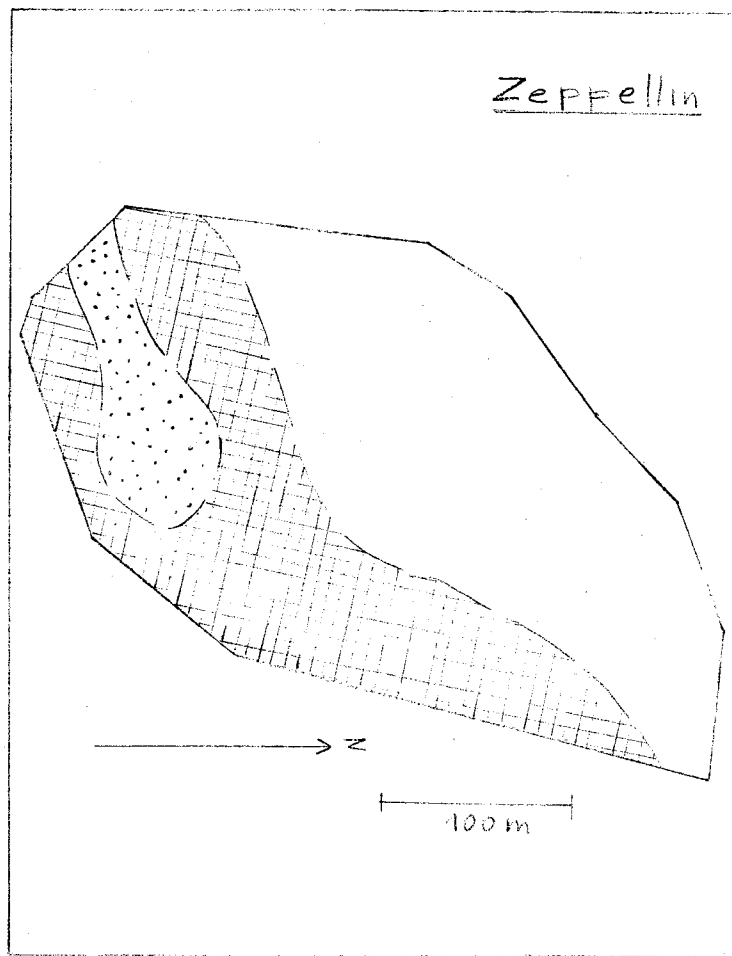
Minéraux essentiels : plagioclase, pyroxène ouralitisé, chlorite, olivine, quartz et orthose ; minéraux accessoires : apatite, zircon, sphène, sidérite, minerais de cuivre, oxydes de fer. Des plagioclases de deux générations sont reconnaissables : à la première appartiennent des phénocristaux de composition An 50, à la deuxième de moindres cristaux plus acides (An 35-40). Parmi les minéraux mélanocrates on reconnaît de la pennine et un minéral à très fines traces de clivage, incolore en lumière naturelle, plus ou moins orange en lumière polarisée, Z : c autour de 40° que j'ai interprété comme du pyroxène ouralitisé. L'olivine est entièrement pseudomorphosée par de l'antigorite. Quartz et orthose sont subordonnés par rapport aux autres minéraux essentiels. La plupart du temps quartz et orthose sont associés en des structures micropegmatitiques, qui probablement dérivent de la dévitrification d'un ancien verre.

Les laves qui couvrent ces roches ont une structure microlitique et une couleur gris rouge. Minéraux essentiels : plagioclase, pyroxène et olivine (chloritisée) chlorite ; minéraux accessoires : orthose, quartz, minerais, calcite, sphérolites.

Le plagioclase, très répandu, se trouve soit en phénocristaux (An 50), soit en microlites (An 35). Le pyroxène, presque incolore en lumière naturelle, est une augite avec Z : c = 35-40°. L'olivine est entièrement pseudomorphosée par de l'antigorite avec ségrégation d'oxydes de fer, disposés sur les bords de l'ancien cristal. L'orthose est plutôt rare et se trouve dans de petits cristaux maclés Karlsbad. Le quartz est en de très petits grains xénomorphes. La calcite paraît secondaire.

La colline de Zeppelin (fig. 44) est constituée par des dolérites à olivine, massives, recouvertes à l'W par des andésites-basaltiques et à l'E et au S par des grès rouges.

Les dolérites sont holocristallines et finalement très proches du faciès microgabbros. Ce sont des



Grès
 Basaltes etc.
 Roches hybrides (grès et laves)
 Diabases (Zepfelin) et microgabbros (Ovejo)

Fig. 44 - Schéma géologique des collines de Zepfelin et d'Ovejo.

roches foncées qui se débitent en boules. Leur structure est micro-intersertale. Elles se composent essentiellement de labrador en de microlites maclés albite et d'augite en grains jointifs. Minéraux accessoires y sont, selon les cas : épidote, minerais de cuivre, calcite, chlorite.

Les laves qui les recouvrent se différencient de ces dolérites par le fait surtout qu'elles comportent un peu de verre. Elles se composent essentiellement de microlites de plagioclase (andésine-labrador) parmi lesquels ont pris place un peu de verre, des grains d'oxydes métalliques, de petits grains d'épidote et quelques cristaux d'olivine, altérée en chlorite.

A El Seno les roches de semi-profondeur manquent et les grès rouges sont traversés par des laves. Celles-ci sont constituées essentiellement par des microlites de plagioclase (An 35-40), une mésostase fine ferrugineuse et quelques cristaux d'olivine chloritisée ; et accessoirement de calcite, de tourmaline et de minerais de cuivre. La colline d'El Ovejo (fig. 44) est constituée surtout par des andésites basaltiques qui traversent les grès rouges donnant lieu à des roches hybrides, mais on trouve là aussi un petit affleurement de microgabbros, semblable en tout à celui de San José et Quitafrio.

La répartition régionale de ces roches rappelle bien l'existence d'un ancien volcanisme fissural, qui se serait mis en place à proximité immédiate de la limite occidentale du sous-bassin principal de grès rouges, dont il a été question plus haut.

L'âge des émissions volcaniques ne peut pas être précisé : il s'agit peut-être de la limite Trias-Jurassique, époque à laquelle en plusieurs endroits de l'Orient Andin colombien, des mouvements tectoniques ont eu lieu.

b) Massif de Santa Marta et presqu'île de la Guajira

A la bordure du Massif de Santa Marta ce sont surtout des andésites, des basaltes et des dolérites qui affleurent parmi les grès rouges du Groupe Giron. La plupart du temps ces roches éruptives constituent des pitons (fig. 36) qui, résistant à l'érosion, ressortent dans la plaine. Ces roches sont foncées, parfois vitreuses, d'autres fois un peu porphyritiques.

A la presqu'île de la Guajira, dans le secteur de Cojoro, j'ai observé seulement des dolérites. Ce sont des roches à grain assez fin, couleur vert bouteille. En filons de quelques mètres de puissance (1-3 m) elles traversent les grès rouges de la Formation Cojoro, notamment leur partie inférieure.

c) Ibagué

Dans la région d'Ibagué (H.W. NELSON 1957) la partie supérieure du Groupe Giron (Formation Post-Payandé) est constituée en grande mesure par des roches volcaniques, andésites surtout.

d) Chaparral

Dans mes reconnaissances rapides j'ai pu noter que dans le Groupe Giron de cette région (par exemple : route Natagaima-Chaparral) il y a nombre d'intercalations volcaniques de type plus ou moins basaltique. Mais en plus il y a ici, dans la plaine à proximité de Natagaima, des pitons éruptifs constitués d'une roche verte, massive à grands cristaux de labrador, qui rappelle le faciès "porfido verde antico" (en fait, une porphyrite) des pétrographes italiens.

e) Rio Paez

Dans le secteur du Rio Paez, E. HUBACH (1932 in litt.) signale des roches éruptives basiques (porphyrites) qui traversent le massif igné du Paez. Dans mes reconnaissances j'ai remarqué aussi dans cette région des roches éruptives basiques. Elles sont certainement préalbiennes et avec toute probabilité elles font partie des roches du Groupe Giron, puisqu'elles traversent d'une part et reposent de l'autre avec des conglomérats sur des ectinites traversées elles par le batholite hercynien du Paez (Granadillo).

f) Morrocoyal

A Morrocoyal des roches effusives (laves et tufs), apparemment acides, ont été signalées (E. HUBACH, in D. TRUMPY 1943) au-dessus des couches liasiques fossilifères, mais elles n'ont jamais fait l'objet d'une étude précise.

Conclusions

Ce court exposé montre que pendant la sédimentation rouge du Groupe Giron, nombre de centres

volcaniques étaient actifs. On peut penser que ce volcanisme, continental encore peu étudié d'ailleurs, plutôt basique, peut être regardé comme un volcanisme d'avant-pays par rapport à celui de la fosse mésozoïque principale de l'Orient Andin (ophiolites). Parfois (Serranía de Perijá) on pourrait même parler pour ces roches volcaniques d'ophiolites continentales.

Par rapport au grès rouges, les roches éruptives sont tantôt concordantes, tantôt discordantes. Des couches de tufs et de laves concordantes montrent que les émissions ont été contemporaines de l'accumulation des grès. En définitive il faut retenir que le Groupe Giron inclut des roches sédimentaires (grès rouges et faciès associés) mais aussi, plus ou moins localement, des roches éruptives.

Par exemple la Formation La Quinta comporte : des conglomérats à la base, puis des grès avec des tufs acides (tardi-hercyniens), des grès, des émissions basiques (microgabbros, dolérites, basaltes etc) discordantes dans les grès, des basaltes concordants dans les grès, encore des grès avec des intercalations de laves et de tufs plus ou moins andésitiques, et enfin encore des grès.

Il faut penser en somme que la région où se sédimentaient les grès, était, à l'époque de la Quinta, parsemée de volcans, dont le plus important était le volcan fissural de Quitafrio-El Ovejo.

CHAPITRE XIV - LE GROUPE GIRON DANS LE TEMPS

Dans une note récemment parue, H. BÜRGL (1964) formule à raison, des critiques quant à l'emploi qu'ont fait la plupart du temps les géologues colombiens du terme Giron. En effet une mauvaise habitude, à laquelle je n'ai pas échappé en établissant la Carte géologique de Colombie 1 : 1.500.000 (1962), s'est propagé parmi eux, qui consiste à employer le terme Giron dans un sens chronostratigraphique, le considérant finalement comme un synonyme de Trias-Jurassique continental. Les pages ci-dessus montrent que le Groupe Giron défini d'une manière précise (terme lithostratigraphique : faciès continentaux et subcontinentaux postérieurs à l'orogénèse hercynienne de l'Orient Andin colombien) inclut au contraire des roches d'âge bien différent (Dévonien à Jurassique).

Dans une optique essentiellement paléontologique H. BÜRGL propose les termes : Paléogiron, pour les roches à faciès Giron d'âge pennsylvanien ; Néogiron pour celles d'âge liasique ; et Giron pour celles d'âge inconnu, dont les deux premiers auraient une valeur chronostratigraphique. Ceci tient sans doute au fait que dans les roches colombiennes considérées jusqu'ici comme appartenant au Giron (et donc en dehors de celles de même faciès mais dévoniennes et carbonifères du Massif de Quetame et du Massif de Floresta que j'ai inclus le premier dans ce groupe) on avait trouvé seulement des fossiles pennsylvaniens et liasiques.

Cette suggestion de H. BÜRGL ne peut pas être acceptée. D'abord parce que, nous l'avons vu, le faciès Giron débute avant le Pennsylvanien. Ensuite parce que (W.C. KRUMBEIN et L.L. SLOSS 1951) les subdivisions basées sur la position dans le temps géologique sont ou chronologiques ("time units") : ères, périodes, époques, âges, ou chronostratigraphiques ("time-rock units") : systèmes, séries, étages et n'ont rien à voir avec un découpage lithostratigraphique ("rock units") : groupes, formations, membres, lithotopes, comme l'est le Groupe Giron. Enfin parce que rien ne prouve qu'une formation de grès (par exemple, la Formation Giron du Rio Lebrija) représente toute entière le Pennsylvanien : les fossiles indiquant cet âge se trouvent uniquement à sa partie basale qui est suivie encore par des milliers de mètres de grès. L'âge de ces derniers, où il n'y a pas de fossiles, peut être aussi bien permien que triasique ou jurassique ; et vice versa, quand les fossiles jurassiques se trouvent seulement au sommet d'une telle formation, on ne peut pas affirmer que toute la formation est de cet âge. Ces deux cas ayant été observés, il n'est pas non plus possible de dire que le Groupe Giron représente toujours une série compré-

hensive du Pennsylvanien au Jurassique.

Ici, dans des conditions dont on a vu la complexité, il est au contraire permis d'insister sur l'existence probable de bassins divers où une même sédimentation détritique a pu être ou sporadique ou continue depuis le Dévonien jusqu'au moment de la transgression crétacée. Certains d'entre eux sont d'âge dévonien ou dévonien-carbonifère, d'autres carbonifères et peut-être permien, d'autres pennsylvanien-jurassique, d'autres encore trias-jurassique, d'autres enfin d'âge indéterminé. En somme le Groupe Giron inclut des roches en général rouges et gréseuses (parfois avec intercalations marines littorales, d'autres fois avec intercalations éruptives) dont le début de la sédimentation est lié à l'orogénèse hercynienne (qui, rappelons-le, n'a pas été synchrone dans tout l'Orient Andin) et dont l'âge ne peut pas être toujours défini.

On parlera simplement de Groupe Giron pour ces roches rouges sans fossiles dont l'âge peut être quelconque entre le Dévonien et le Jurassique (Massif de Garzon, Massif du Paez etc.).

On en détachera des formations bien définies tant au point de vue lithologique que chronostratigraphique quand ceci sera possible, par exemple :

Régions	Formations	Lithologie	Age	
<u>Massif de Quetame</u>	Gutierrez	conglom., grès, argiles	Dévonien	
	Farallones de Medina	conglom., grès, calcaires, argiles	Dévonien - Carbonifère	
	Rio Clarin	grès, argiles, calcaires	Carbonifère	
	Rio Guatiquia	grès, argiles, calcaires, conglomérats	Carbonifère - (Permien ?)	
	Chingaza	conglomérats, grès	Carbonifère - (Permien ?)	
	Rio Batà	grès, argiles, calcaires	Carbonifère - (Permien ?)	
	Santa Maria	conglomérats et grès	(Trias ?) - Lias	
<u>Massif de Floresta</u>	Cuche	argiles et grès	Mississipien (Pennsylvanien ?)	
	Giron ?	conglomérats et grès	Pennsylvanien -Jurassique ? Permo-Jurassique ? Trias-Jurassique ?	
<u>Massif de Santander</u>	Villa de Leyva	Arcabuco	grès et argiles	Trias-Jurassique
	Bocas	grès et argiles	Pennsylvanien	
	Labateca	conglomérats, grès, pélites, calcaires	Carbonifère sup.	
	Giron	conglomérats, grès, pélites	Pennsylvanien sup. - Jurassique	
Serrania de Perijà et Massif de Santa Marta	La Quinta	conglomérats, grès, pélites, intercalations volcaniques	(Permien sup. ?) Trias-Jurassique	
Guajira	Cojoro	conglomérats, grès, intercalations volcaniques	Trias-Jurassique	

Régions	Formations	Lithologie	Age
Morrocoyal	Morrocoyal	grès, argiles, intercalations calcaires et schisteuses, intercalations volcaniques	Lias (Jurassique)
Payandé	Pré-Payandé	conglomérats, grès, argiles	(Permo ?) - Trias
	Post-Payandé	conglomérats, grès, intercalations volcaniques	Jurassique

Quoi qu'il en soit les concepts lithostratigraphiques et chronostratigraphiques doivent toujours rester bien séparés surtout dans un cas comme celui-ci, où une confusion des deux est à l'origine des erreurs et des retards considérables dans l'évolution des connaissances géologiques.

5 - ROCHES INTRUSIVES PROBABLEMENT NEVADIENNES A LA LIMITE W DE L'ORIENT ANDIN

Vue d'Ensemble.

En trois régions (Payandé, Rio Paez, Morrocoyal) situées à proximité de la limite occidentale de l'Orient Andin des intrusions ont été signalées qui sont postérieures au Groupe Giron (ou à son équivalent plus ou moins partiel, le Groupe Payandé), mais antérieures à la sédimentation crétacée.

General statement.

Igneous rocks probably Nevadian in age are known near the western boundary of the Oriente Andino at Payandé, Rio Paez, and Morrocoyal. Here igneous bodies intrude the Giron Group (or its equivalent Payandé Group), but they are covered by sedimentary Cretaceous rocks.

Introduccion.

Rocas igneas probablemente nevadicas se conocen cerca del limite occidental del Oriente Andino, en las regiones de Payandé, del Rio Paez y de Morrocoyal. En dichas regiones hay cuerpos igneos que atraviesan las rocas del Grupo Giron (u de su equivalente, el Grupo Payandé), pero que se hallan cubiertos por las rocas sedimentarias cretácicas.

CHAPITRE XV - LES INTRUSIONS

a) Granodiorites de Payandé

Dans le secteur de Payandé, (fig. 45) le Groupe Payandé a été traversé par des granodiorites à hornblende et biotite (H.W. NELSON 1957). Les calcaires de la Formation Payandé (Carnien-Norien) ont été alors transformés au contact en cipolins. Les grès en cornéennes à mésostase de quartz et feldspaths séricitisés et à biotite et parfois hornblende qui se développent dans l'ancien ciment. Les calcaires gréseux en cornéennes à diopside, wollastonite, tremolite, épidote, albite, sphène et occasionnellement, grenat. Des minéralisations à cuivre ont pris naissance dans les calcaires. Les intrusions ont affecté toutes les formations du Groupe Payandé, Formation Post-Payandé incluse. Elles sont donc postérieures à une partie au moins du Jurassique (la Formation Post-Payandé recouvre la Formation Payandé qui contient des fossiles carniens et noriens). En revanche, les intrusions n'ont pas affecté la série crétacée de la région, qui débute avec des couches grésoschisteuses d'âge aptien ou peut-être un peu plus ancien.

Sur la base de ces faits H.W. NELSON assigne à raison aux intrusions un âge jurassique. Or je me demande si cet âge ne peut pas être précisé davantage. Il me semble que le fait même que la sédimentation crétacée n'y débute qu'à l'Aptien indique que des mouvements tardi-jurassiques - néocrétacés ont eu lieu dans cette région. G. CECIONI (1961) a fait le point sur les connaissances actuelles concernant le développement de l'orogénèse névadienne dans les Andes et il a montré que des mouvements pouvant être attribués à cet âge sont reconnaissables en différents points de la chaîne. Tels mouvements se traduisent par une discordance qui se trouve bientôt au-dessus du Tithonique. Le Tithonique est au-dessous de la discordance dans la portion de la chaîne andine orientée NW - SE. G. CECIONI y signale les points suivants : au Pérou, Río Jequetepeque-Río Santa, Carhuaz, Agua Caliente, Jaguay (?), Arcurquina, Lagunillas ; dans le Nord du Chili, secteur d'Antofagasta, Cerritos Bajos (?). Il serait possible d'ajouter à cette liste (L. RADELLI 1964 c) les points suivants de Bolivie : Penas, Aranjuez, Condo et peut-être Coniri. Au Nord, dans la portion andine à direction SW-NE, lorsqu'il est connu (Bogotá, E de Santander, Guajira) le Tithonique est au contraire au-dessus de la discordance ; et quand le Tithonique n'est pas connu, des mouvements tectoniques tardi-jurassiques et précrétacés sont reconnaissables qui ont affecté les couches rouges du Giron mais non pas le Crétacé transgressif (Perijá, Santander, Magdalena etc.). Au Sud, dans la portion de la chaîne à direction NS, le même schéma se manifeste : dans le secteur d'Atacama (Pedernales) il y a continuité de sédimentation du Sinémurien au Néocomien, plus au Sud encore (Santiago, Mendoza, Patagonie) la sédimentation marine débute au Tithonique avec conglomérat basal.

Les faits résumés ici indiquent que des mouvements tectoniques ont eu lieu dans les Andes entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé. Il faut souligner que ces mouvements, qui sont par définition des mouvements névadiens, ont eu un caractère discontinu et ils ont été décalés dans le temps d'un lieu à l'autre de la chaîne. Dans la province de Tarapaca (G. CECIONI et F. GARCIA A. 1960) une intrusion granodioritique post-tectonique a traversé le Jurassique plissé et elle a été recouverte en discordance par le Néocomien (Formation Atajaña), qui en renferme des galets. Compte tenu de tout ceci et aussi de l'absence de couches néocomiennes dans le secteur de Payandé (absence qui n'est pas du tout générale dans l'Orient Andin de Colombie), il me semble assez logique d'attribuer la mise en place des granodiorites de Payandé, qui traversent le Groupe Payandé, dont la Formation Payandé est jurassique, au Névadien.

b) Diorites et syénites du Rio Paez.

Dans le secteur du Rio Paez, à proximité des villages de Potrerillo et Belalcazar, E. HUBACH (1933)

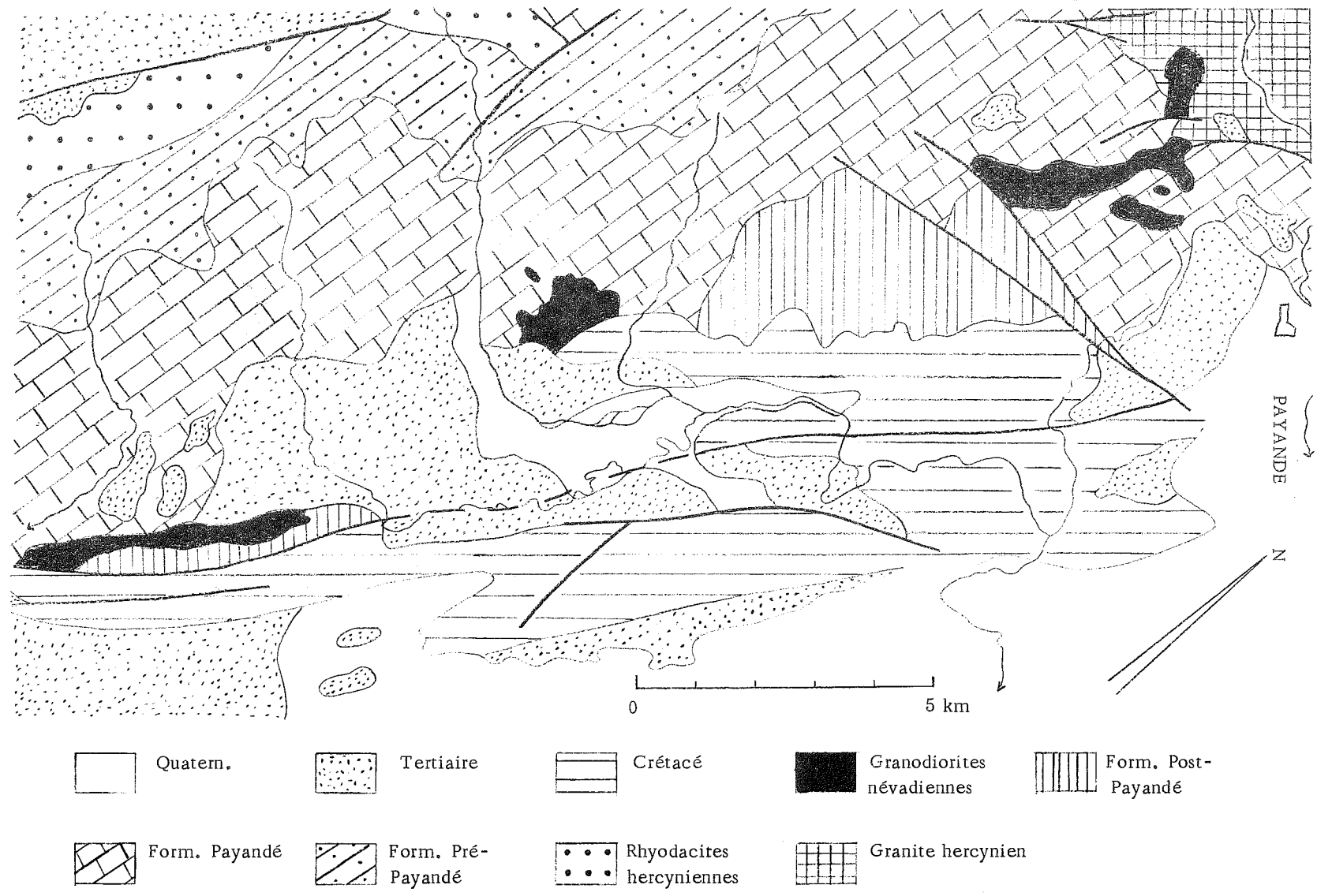


Fig. 45 - Carte géologique des environs de Payandé montrant les intrusions névadiennes (selon H.W. NELSON, simplifiée)

signale des diorites et des syénites porphyriques qui traversent les couches rouges du Groupe Giron, le granite hercynien du Paez, mais qui sont couvertes par la série sédimentaire crétacée. Il s'agit probablement là encore d'intrusions névadiennes.

c) Les intrusions de Morrocoyal.

E. HUBACH (in D. TRUMPY 1943) a signalé que la Formation Morrocoyal est traversée par des roches intrusives différenciées ; granites, diorites, gabbros. Rappelons que la Formation Morrocoyal contient des fossiles liasiques dans des schistes et de minces intercalations calcaires de sa partie inférieure, qui est surmontée par quelque 2600 m de grès, conglomérats et de roches effusives. L'ensemble (Formation Morrocoyal et roches intrusives qui la traversent) est recouvert par le Crétacé inférieur transgressif.

Il est donc possible d'appliquer ici le même raisonnement fait ci-dessus pour les granodiorites de Payandé et d'attribuer au névadien les roches intrusives post-Morrocoyal.

Discussion

La signification géologique de ces intrusions névadiennes peut être saisie seulement si on les considère dans un cadre paléogéographique, ce qui m'impose d'anticiper quelque peu sur les conclusions de ce travail. Le bassin de Payandé et celui de Morrocoyal se trouvent à la limite entre l'Orient Andin et l'Occident Andin, ou région de la fosse mésozoïque principale à ophiolites. Le premier avec son Trias marin (Formation Payandé), le deuxième avec sa base liasique marine littorale (Formation Morrocoyal) étaient finalement des golfes en opposition avec les régions continentales qui se trouvaient plus à l'E. Dans le cadre général de l'Orient Andin, ces deux compartiments étaient donc des zones particulièrement mobiles. Elles ont été le siège, au temps du Groupe Giron (Payandé), d'émissions volcaniques importantes. Elles ont ressenti plus rudement aussi les mouvements névadiens, comme le montrent les intrusions de cet âge.

Il y a lieu de se demander maintenant dans quelle mesure ces intrusions de l'Orient Andin pourraient être liées aux phénomènes éruptifs de l'Occident Andin.

A cette époque-là, j'anticipe encore, l'Occident Andin était le siège d'éruptions ophiolitiques. La séquence granite-diorite-gabbro de Morrocoyal peut s'expliquer par des montées ophiolitiques ayant été modifiées par contamination avec le socle granitique hercynien. Les granodiorites de Payandé pourraient également dériver de la contamination d'un magma basique (ophiolitique) par assimilation de portions des roches éruptives hercyniennes (granites, rhyolites) du socle de cette région, d'autant plus que les filons de diabases précrétacés traversent et métamorphosent localement les calcaires de la Formation Payandé (Rio Coello) et que des minéralisations à cuivre ont accompagné les intrusions granodioritiques.

Ce ne sont que des visions de l'esprit, qui n'ont qu'une valeur d'hypothèse de travail. Mais il est difficile de s'y soustraire.

6 - LES BASSINS CRETACES DE L'ORIENT ANDIN

Vue d'ensemble.

Malgré les efforts de quelques chercheurs (H. BÜRGL 1961 a, 1961 b), le Crétacé de l'Orient Andin de Colombie n'a pas encore fait l'objet d'une synthèse satisfaisante. Les auteurs en ont eu une vision trop longitudinale et homogène. La plupart du temps ils ont décrit le Crétacé colombien étage par étage, ce qui ne leur a pas permis d'en saisir l'évolution et les caractères généraux, à savoir que la sédimentation crétacée de l'Orient Andin colombien s'est faite dans des bassins qui, bien que le plus souvent en communication entre eux, étaient indépendants les uns des autres. Cette indépendance se vérifie au point de vue des faciès, des épaisseurs, parfois par la période initiale de la transgression, tous ces facteurs ayant été contrôlés par des mouvements tectoniques. Le "damier" de l'Orient Andin, dont j'ai parlé plus haut (granites hercyniens, Groupe Giron) a fonctionné aussi pendant le Crétacé. Aucune synthèse n'étant par conséquent possible avant l'examen de l'évolution tectonique de tout ce territoire, je me bornerai ici à des descriptions stratigraphiques bassin par bassin, qui pour une telle synthèse seront les premières bases. La fig. 46 indique l'extension des bassins reconnus. Ceux-ci sont :

Bassins médians	Bogotá Carare
Bassins du Nord	Barco-Maracaïbo Uribante Machiques (Perijà) Plate-forme, Fossé et Punta Espada de la Guajira
Bassin du Haut Magdalena	

General statement

Because in a general way the Cretaceous of the Oriente Andino of Colombia was described from a strictly chronostratigraphic point of view (H. BÜRGL 1961 a, 1961 b), its main character was not yet sufficiently pointed out. This character is that the Cretaceous sedimentation of the Oriente Andino of Colombia occurred into several independent basins, also when they were interconnected. The independence of such basins is demonstrated by their facies, thickness, and also by the age of the marine transgression in them, all these factors having been controlled by the tectonism of each area.

So that, no synthesis being possible before study the tectonic evolution of all the country, I shall describe here each basin from a stratigraphic point of view only. The main Cretaceous basins of the Oriente Andino of Colombia are indicated in fig. 46. They are :

the Central Basins	Bogotá Basin Carare Basin
--------------------	------------------------------

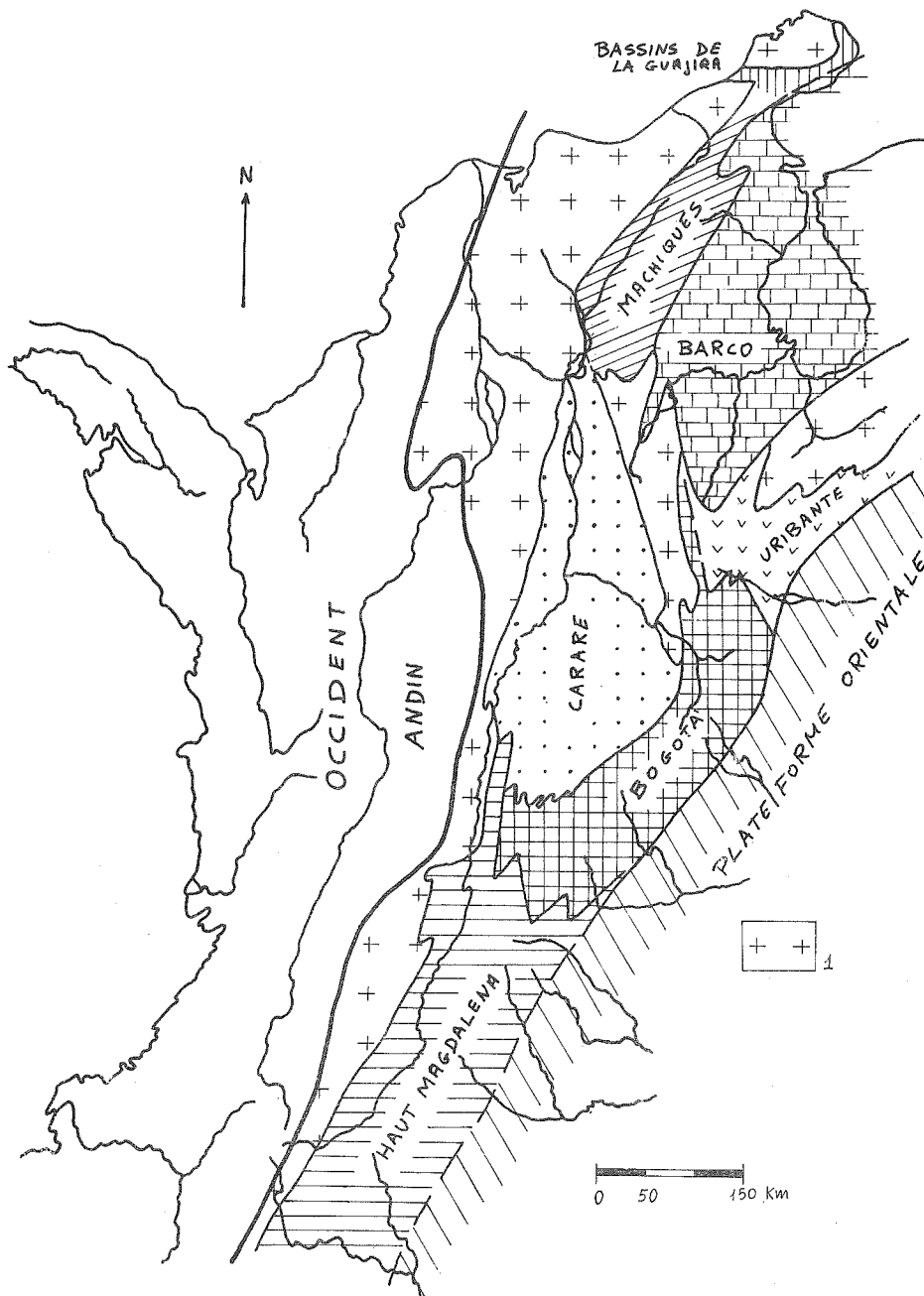


Fig. 46 - Les bassins crétaçés de l'Orient Andin.
1 - Zones de bordure des bassins, hauts-fonds persistants, dorsales séparant des bassins, à sédimentation réduite ou nulle.

Barco-Maracaibo Basin
the Northern Basins Uribante Basin
 Machiques (Perijà) Basin
 Guajira Basins

the Basin of the Upper Magdalena

Introduccion

A pesar de los esfuerzos de algunos investigadores (H. BÜRGL 1961 a, 1961 b), el Cretaceo del Oriente Andino de Colombia no hizo todavía el objeto de una síntesis verdadera. Esto se debe a que los investigadores han tratado de describirlo desde un punto de vista demasiado cronoestratigráfico, lo que no les permitió de poner en evidencia su carácter fundamental. Este carácter es que la sedimentación cretácica del Oriente Andino colombiano tuvo lugar en cuencas que, a pesar de estar a veces en comunicación, eran independientes la una de la otra. Esta independencia está demostrada por las facies, los espesores, a veces por la edad del comienzo de la transgresión, todos estos factores habiendo sido controlados por el tectonismo. Ninguna síntesis siendo posible por consiguiente antes de estudiar la evolución tectónica de todo el territorio, me limitaré aquí a describir desde un punto de vista estratigráfico las diferentes cuencas, las que son indicadas en la fig. 46. Estas son :

Cuencas centrales	Cuenca de Bogotá Cuenca del Carare
Cuencas del Norte	Cuenca de Barco-Maracaibo Cuenca de Uribante Cuenca de Machiques (Perijà) Cuencas de la Guajira
Cuenca del Alto Magdalena	

CHAPITRE XVI - LE CRETACE DES BASSINS MEDIANS.

a) - Bassin de Bogotá.

Par suite de son épaisseur, de l'abondance des fossiles, de la présence de tous les étages et des études dont il a fait l'objet, le Crétacé du bassin de Bogotá doit être considéré comme le plus classique de Colombie.

Il a été bien étudié par E. HUBACH (1957, 1958) et c'est à ses idées, confirmées d'ailleurs par les travaux plus modernes, que je me tiendrai ici pour la stratigraphie, tout en empruntant à H. BÜRGL (1957 a, en particulier) les données paléontologiques.

Pour bien comprendre ce qui suit, il faut tout de suite dire que le Crétacé est marin, transgressif dans son ensemble ; que la transgression débute en fait au Tithonique, étage que par conséquent on a l'habitude en Colombie de rattacher au Crétacé.

Groupes		Formations	A l'E de la Sabana de Bogotà	Agès
GUADALUPE	A l'W de la Sabana de Bogotà			
	Arenisca Tierna : grès	Guadalupe Superior	3 - Arenisca Tierna : grès	Maestrichtien
	Cherts (I lidita) et un peu de grès		2 - Plaeners : grès (Arenisca Labor) + cherts (purs, marneux, argileux) + grès à ripple-marks	Campanien
2 - Schistes et cherts (II lidita)	Guadalupe inferior	2 - Schistes et grès (+ 1 couche de houille)	Santonien ?	
1 - Schistes et cherts (III lidita) à concrétions calcaires		1 - La Frontera : grès	Turonien	
VILLETA	Schistes	Chipaque	2 - Caliza de Chipaque : calcaires	Cénomanién sup.
		Une	Grès	Cénomanién - Albien
	3 - Schistes et cherts 2 - Schistes et calcaires 1 - Schistes	Fomeque	3 - Schistes 2 - Schistes et calcaires 1 - Schistes et lentilles de calcaire	Aptien Barrémien
CAQUEZA	Couvert	Arenisca de Caqueza	3 - Grès 2 - Schistes 1 - Grès	Hauterivién
		Caqueza	Schistes et grès fins à la base	Valanginién et Berriasien
		Pizarras La Culebra	Schistes ardoisiers	Berriasien ? Tithonique ?
		Schistes de Saname	2 - Schistes 1 - Conglomérat basal	Tithonique

Planche 1 - Groupes et Formations du bassin de Bogotà

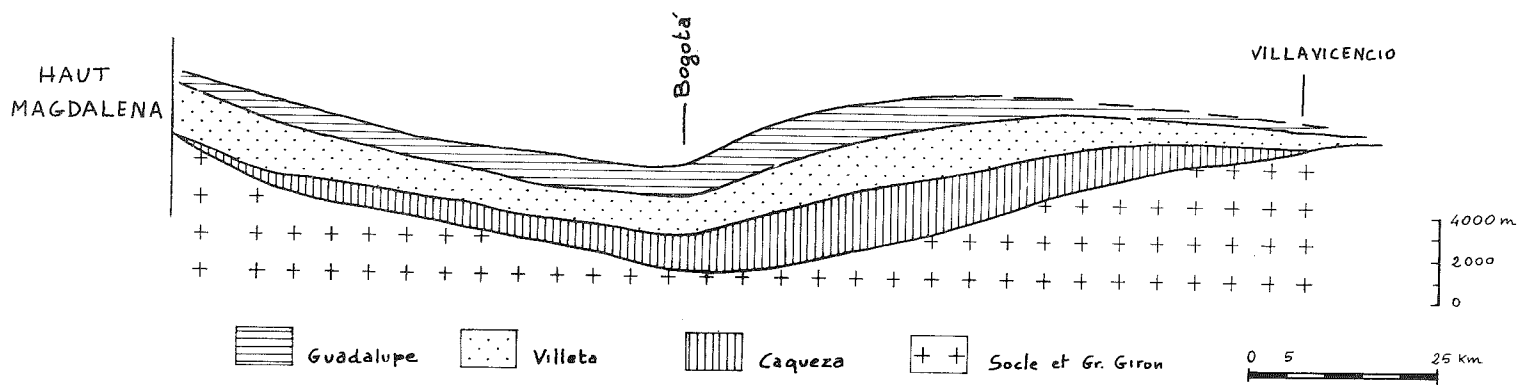


Fig. 48 - Schéma montrant les variations d'épaisseur du Crétacé du Bassin de Bogotá.
 (selon E. HUBACH 1933, simplifié).

La phase marine se termine avec le Maestrichtien inférieur et par conséquent le Maestrichtien supérieur est considéré comme faisant partie du Paléocène, avec lequel il est réuni dans le Groupe Guadas (voir plus loin).

La série stratigraphique de ce bassin se partage facilement en trois grandes unités :

- Groupe Guadalupe : Coniacien-Maestrichtien inf. = gréseux
- Groupe Villeta : Barrémien-Cénomanién = argileux
- Groupe Caqueza : Tithonique-Hauterivién = grés-argileux

assez bien reconnaissables dans toute la région en dépit des variations de faciès qui existent entre l'E et l'W de la Sabana de Bogotá. Celles-ci et les principales formations de ces groupes sont schématisées sur la planche 1 et dans les colonnes stratigraphiques de la fig. 47. La fig. 48 montre comment varient d'E à W les épaisseurs des roches crétacées de ce bassin.

a₁) - Groupe Caqueza (Tithonique-Hauterivién).

Le Groupe Caqueza a été défini à l'E de Bogotá dans la coupe de la route Bogotá-Villavicencio, où il comprend la formation ci-dessous.

Formation "Esquistos de Saname" (Tithonique) : elle débute avec un conglomérat basal discordant sur le complexe métamorphique "Quetame". Ce conglomérat est constitué par un matériel carbonifère, auquel font suite des schistes (très légèrement métamorphiques) et des grès quartzeux. Berriasiella (Paradontoceras) aff. calistoides (Behr.)

Épaisseur approximative : 800 m.

La même formation contient dans la région de Gachalà :

Berriasiella aff. delphinensis (Kilian)

Berriasiella spec.

Aulacosphinctes mangaensis (Steuer)

et dans celle du Rio Batà :

Substeuroceras cf. lamellicostatum (Buckhardt)

Substeuroceras cf. subquadratum Imlay

Pseudoinvoluticeras (?) cf. somalicum Spath

Thurmanniceras cf. duraznense Gerth

Turritella sp.

Formation "Pizarras de la Culebra" (Tithonique ? Berriasien ?) : environ 400 m de schistes ardoisiers noirs avec fossiles mal conservés.

Formation Caqueza (Berriasien et Valanginién) : ensemble monotone de schistes à petites intercalations de gypse, avec vers la base des grès fins, que H. BÜRL (1957) considère comme le début de la sédimentation berriasienne.

Elle contient les formes caractéristiques suivantes :⁺

Argentiniceras fasciolatum (Steuer)

Argentiniceras sp.

Neocomites (Cuyaniceras) aff. raripartitus (Steuer)

Neocomites (Cuyaniceras) sp.

Protacanthodiscus (Neocosmoceras) sp.

Spiticeras (Kilianiceras) gigas Leanza

+ - Dans ce qui suit je donnerai pour les différents étages du Crétacé seulement les fossiles les plus caractéristiques : une liste complète des faunes serait d'une part trop longue et d'autre part elle n'apporterait rien de nouveau, ce travail n'ayant pas d'ambitions dans le domaine paléontologique. Le lecteur intéressé pourra s'adresser aux travaux spéciaux de H. BÜRL.

Spiticeras cf. negreli (Matheron)
Spiticeras uhligi Burckhardt

Leptoceras hubachi (Royo)
Crioceratites aff. andinum Gerth
Olcostephanus cf. bosei (Riedel)
Olcostephanus (Rogersites) cf. boussingaultii (D'Orb.)

Formation "Arenisca de Caqueza" (Hauterivien). Elle est constituée par deux membres gréseux, dont le plus bas est un peu calcaire, séparés par des schistes. L'épaisseur totale est de quelque 250 m à l'E de Bogotà, mais vers l'Ouest elle devient plus importante et la formation s'enrichit d'un membre calcaire ("Caliza de Apulo").

Sa faune typique :

Olcostephanus
Rogersites
Choffatella sogamosae
Nerinea
Trigonia
Exogyra boussingaultii
Toxaster roulini

Dans son ensemble le Groupe Caqueza est d'abord transgressif, puis présente un caractère régressif avec "l'Arenisca de Caqueza". Le bassin était plus profond de l'E vers l'W. Son épaisseur totale est de quelque 3500-4000 m.

a₂) Groupe Villeta (Barrémien-Cénomanién)

Ce groupe est bien reconnaissable tant du point de vue lithologique que paléontologique ; il surmonte les grès de la Formation "Arenisca de Caqueza" et se termine avec les calcaires de la Formation "Caliza de Chipaque" ; le Barrémien de sa base est riche en Pulchellidae et le niveau de la "Caliza de Chipaque" (Cénomanién supérieur) contient Exogyra Squamata d'Orbigny (E. mermeti Auct.)

Le groupe Villeta a été séparé en formations, celles-ci, bien établies et reconnaissables à l'Est de Bogotà, sont difficiles à suivre et tracer à l'Ouest de cette ville, par suite de grands changements de faciès, qui, en fait, justifieraient la création de nouvelles unités lithostratigraphiques. Telle qu'elle est aujourd'hui la nomenclature stratigraphique du bassin créacé de Bogotà a une valeur lithostratigraphique à l'Est de Bogotà et plutôt chronostratigraphique (mais avec les mêmes noms) à l'Ouest de cette ville : c'est pourquoi les auteurs, notamment E. HUBACH, parlent à la fois de formations et de niveaux stratigraphiques de même nom. Ces formations de Villeta sont les suivantes :

Formation Fomeque (Barrémien-Albien). A l'Est de Bogotà c'est un ensemble de schistes que l'on peut séparer en trois membres :

Membre inférieur (Barrémien) : schistes argileux pyriteux avec lentilles et petits niveaux calcaires dans lesquels se trouvent des formes caractéristiques, telles que :

Ancyloceras
Hamulina
Ptychoceras
Heinzia
Pulchellia
Pedioceras

Nicklesia

Pseudohaploceras

Membre moyen (Aptien) : schistes argileux avec calcaires gréseux (niveau de Colombiceras = limite Aptien-Albien ?) avec une faune à :

Acanthohoplites

Parahoplites

Dufrenoya

Colombiceras

Deshayesites

Cheloniceras

Cucullaea

Trigonia

Membre supérieur : schistes argileux pyriteux considérés comme aptiens par leur position stratigraphique mais dépourvus de fossiles. +

Vers l'Ouest, le premier de ces membres est constitué par des schistes, le deuxième par des schistes et des calcaires et le troisième par des schistes et des cherts (liditas des géologues colombiens), tandis que les épaisseurs augmentent, notamment celles du terme albien.

Formation "Arenisca de Une" (Albien supérieur ? - Cénomaniens inférieur et moyen). Cette formation constitue à la fois un des plus importants niveaux repères et stratigraphiques du bassin de Bogotá. A l'Est de Bogotá elle est constituée par des grès quartziques avec des niveaux réduits de schistes ; à l'Ouest, elle est faite seulement par des schistes qui se continuent vers le haut dans ceux du Cénomaniens supérieur. Mais à ces caractères connus depuis longtemps il faut aujourd'hui en ajouter d'autres, qui ressortent des études récentes. Les travaux de terrain de G. RENZONI ont prouvé d'une part que la Une de l'Est de Bogotá s'est déposée venant soit de l'Est (c'est-à-dire du Massif de Quetame) soit de l'Ouest-Sud-Ouest. Mes études microscopiques sur les échantillons de G. RENZONI ont d'ailleurs prouvé que même lorsque ses sédiments viennent de l'Ouest-Sud-Ouest, la Une contient des fragments remaniés, microscopiques, mais attribuables aux micaschistes de Quetame. On arrive donc à la conclusion que le bassin de la Une, à sédiments détritiques, était séparé de celui de la Une, à sédiments schisteux, par une barrière soumise à l'érosion. Nous verrons plus loin l'importance de cette découverte. Il est alors encore plus intéressant de signaler que F. HUBACH (1957) avait déjà noté à la base de la Une à l'Est de Bogotá une pseudo-concordance (disconformity), qui pourrait être due à une rupture de sédimentation.

La Une proprement dite ne contient pas beaucoup de fossiles. H. BÜRGL (1957) signale quelques exemplaires de Schloenbachia ? dans les schistes (et plus particulièrement dans des concrétions calcaires de ceux-ci) intercalés dans les grès ; et de rares exemplaires mal conservés de Mantelliceras dans la partie supérieure des grès eux-mêmes.

Formation Chipaque (Cénomaniens supérieur)

Au-dessus des grès de la Une et séparée de ceux-ci par une pseudo-concordance probable (disconformity), vient la Formation Chipaque, qui termine le groupe Villeta. A l'Est de Bogotá elle est constituée par des schistes puis par des calcaires (Caliza de Chipaque) à Exogyra squamata d'Orbigny

+ Ceux-ci sont par contre bien représentés dans son équivalent à l'Ouest de la Sabana de Bogotá. Il s'agit de faunes de : Venezoliceras, Pervinqueria, Paraturrillites, Oxytropidoceras, Engonoceras, Dipoloceras etc. . .

(E. mermeti Auct.). A l'Ouest elle n'est pas différenciée au point de vue lithologique de la Une comme celle-ci elle est alors constituée par des schistes, mais au sommet un grès calcaire à Exogyra mermeti la limite du Groupe Guadalupe suivant.

Les calcaires sont bitumeux et contiennent parfois des taches de pétrole paraffinique. Vers le Nord (Zipaquira) le bassin se transforme en lagune salifère dont provient le sel que l'on exploite aujourd'hui dans les mines de Zipaquira (Na Cl).

Dans son ensemble le Groupe Villeta a un faciès d'abord marin puis marécageux. Son épaisseur varie beaucoup de l'Est vers l'Ouest : quelque 1200 m à l'Est de la Sabana de Bogotá, 2500 immédiatement à l'Ouest de celle-ci, 5000 m sur l'axe Sasaima-Muzo. En même temps le faciès devient moins détritique et les grès en particulier sont remplacés par les schistes monotones.

Avant le dépôt de la Une le bassin perd en quelque sorte son unité et sa partie occidentale connaît une subsidence bien plus forte que l'orientale, mais sans dépasser jamais une profondeur marine de plus de quelque 40 m (épinéritique). L'existence d'une barrière parmi les sub-bassins de la Une gréseuse à l'Est et schisteuse à l'Ouest est d'ailleurs suggérée déjà à partir de la limite Aptien-Albien approximativement (partie supérieure de la Fomeque). En fait, nous avons vu que le membre supérieur de la Fomeque (Albien) est constitué à l'Ouest, non seulement par des schistes, comme à l'Est, mais aussi par d'épaisses intercalations de cherts (lilitas). Celles-ci provenant de l'Ouest (de l'Occident Andin), comme je le montrerai plus loin, il faut supposer un obstacle capable de les empêcher de rejoindre la partie orientale du bassin. Que la formation de cette ride corresponde à la limite Aptien-Albien est d'ailleurs très satisfaisant, puisque, comme nous le verrons plus loin, ce moment de l'histoire géologique correspond à l'une des phases tectoniques et lithogénétiques les plus importantes des Andes colombiennes.

a3) Groupe Guadalupe (Turonien-Maestrichtien inférieur).

Le Groupe Guadalupe est une unité bien reconnaissable par le fait qu'elle est comprise entre la "Caliza de Chípaque" en bas, et "l'Arenisca Tierna" (quelque 70 m de grès) qui en constitue la partie supérieure. Il est complètement marin, sauf une couche de charbon de la partie est du bassin. Le Guadalupe est séparé en deux formations :

Formation Guadalupe inferior (Turonien-Santonien ?)

Elle groupe les faciès plus schisteux. A l'Est de la Sabana de Bogotá la Formation débute par des grès (Arenisca La Frontera) qui contiennent du sel. A l'Ouest, cet horizon (ou membre) devient un niveau de cherts (lilitas) à concrétions calcaires avec fossiles apparemment turoniens et coniaciens et débris de poissons.

Au-dessus de La Frontera nous trouvons : à l'Est un ensemble de schistes et de grès avec à la partie moyenne une couche de charbon (carbon El Cerezo), parfois absent, accompagné des faciès communs à sidérite des bassins houillers, qui s'amincit vers l'Ouest ("hilo de carbon de Sebastopol") ; à l'Ouest des schistes argileux et des cherts (lilitas).

Formation Guadalupe superior (Campanien-Maestrichtien inférieur).

Elle groupe les faciès plus gréseux. A l'Est de la Sabana de Bogotá elle est différenciée en trois membres, de bas en haut : "Arenisca dura" : grès fins avec quelques niveaux de cherts (lilitas) "Plaeners" : plaeners (feuilletés alternants de cherts purs, cherts marneux, cherts argileux), argiles siliceuses, grès à ripple-marks, plus 5 - 8 m de grès compacts (appelés "Arenisca de Labor" que l'on pourrait aussi bien inclure dans le membre suivant), employés comme pierre de revêtement pour les édifices de Bogotá.

"Arenisca Tierna" : quelque 50 - 70 m de grès friables, clairs, avec parfois des huîtres (Ostrea nicaisei Conrad). Ce membre est de grande importance puisqu'on le retrouve comme niveau repère sur de grandes étendues, même lorsque le faciès du Guadalupe change dans son ensemble.

A l'Ouest de la Sabana de Bogotá le Guadalupe superior consiste en un ensemble assez monotone de

cherts avec plaeners et quelques bancs de grès, qui se termine également au sommet avec la Formation "Arenisca Tierna".

La correspondance entre les faunes et les unités lithostratigraphiques n'est pas simple. Stratigraphes et paléontologistes divergent, les uns essayant de diviser le Guadalupe en unités lithologiques, les autres en étages. C'est pourquoi je me bornerai à donner les indications les plus importantes pour la stratigraphie et la paléogéographie.

Dans le Turonien, on connaît quelques ammonites et des Inocérames (Mammites, Thomasites, Vascoseras, Inocéramus labiatus Schlotheim). Dans la partie occidentale du bassin, en même temps que se réduisent les ammonites, des Foraminifères apparaissent (Gumbelina globulosa et Globigerina cretacea). Les Foraminifères par contre arrivent dans la partie orientale du bassin seulement dans le Coniacien supérieur. Le Santonien n'est pas caractérisé par une faune spéciale. Mais le Campanien est bien marqué par l'apparition d'une faune copieuse de Siphogenerinoides. Le Maestrichtien inférieur est enfin caractérisé par Siphogenerinoides bramlettei, Nostoceras et Ostrea tecticosta.

Du point de vue stratigraphique, il faut remarquer que les deux formations du Guadalupe correspondent bien à deux phases différentes de l'histoire du bassin : la première (Guadalupe inferior) à celle pendant laquelle le bassin était encore divisé en deux parties par une barrière intermédiaire qui empêchait le passage des courants chargés de silice venant de l'Ouest ; la deuxième postérieure à l'effacement de cet obstacle (cherts tant à l'Ouest qu'à l'Est). Il est remarquable que cela arrive en même temps qu'une variation faunistique.

Conclusions.

L'histoire du bassin de Bogotà comporte donc trois étapes principales, qui correspondent à la sédimentation des Groupes Caqueza, Villeta et Guadalupe. La transgression marine y a eu lieu au Tithonique. Du Tithonique à l'Hauterivien inclus (Groupe Caqueza) la sédimentation, après une phase initiale transgressive (Tithonique) s'est effectuée dans des conditions oscillatoires, qui ont permis l'accumulation des alternances de schistes et de grès qui constituent les termes lithologiques principaux du Groupe Caqueza qui dans son ensemble a un caractère de Flysch. Ses faciès et ses fossiles, parmi lesquels des restes végétaux sont connus, montrent que cette sédimentation a eu lieu dans un milieu variable entre le littoral et le néritique. Pour mieux mettre en évidence le caractère autonome du bassin de Bogotà, j'anticiperai en disant que pendant la sédimentation de la partie inférieure de tout le Groupe Caqueza, ce bassin était entouré par des régions où rien ne se déposait : à l'Ouest et au Sud-Ouest par le haut fond du Haut Magdalena (chapitre XIX) où la sédimentation devait débiter seulement à l'Aptien et surtout à l'Albien ; à l'Ouest encore et au Nord-Ouest par le compartiment du Carare à base valanginienne ; à l'Est (région des Llanos Orientales) par un compartiment mal connu (ou peut-être connu seulement par les géologues pétroliers), que je n'essayerai pas de décrire, mais la sédimentation crétacée est également plus tardive (néocomienne ? aptienne ?) selon E. HUBACH (1957).

Du Barrémien au Cénomaniens inclus (Groupe Villeta) la sédimentation a été surtout schisteuse avec des épisodes calcaires plus ou moins locaux et quelques intercalations de cherts (influence "occidentale") à la partie ouest du bassin (Aptien). Cependant à l'Albien cette sédimentation monotone est interrompue, à la partie est du bassin, par celle des grès de la Formation Une, produite par une réactivation tectonique. Le milieu sédimentaire était toujours de faible profondeur, néritique à lagunaire (sel), parfois même marécageux.

Du Turonien au Maestrichtien inférieur inclus (Groupe Guadalupe) les faciès calcaires disparaissent et trois termes lithologiques, grès, schistes et cherts, constituent la presque totalité des sédiments. La grande répartition des cherts indique qu'il y avait un apport siliceux par des courants venant de l'Occident Andin, mais non pas des conditions plus profondes du milieu sédimentaire. Celui-ci continuait d'être de faible profondeur, des huîtres y vivaient et deux minces couches de charbon (El Cerezo, Sebastopol) ont pu s'y déposer. Avec le Maestrichtien inférieur se termine la sédimentation marine, dont le dernier terme

est constitué par les grès de la Formation Arenisca Tierna, l'habitude veut que les roches du Maestrichtien supérieur soient rattachées à celles également continentales du Tertiaire (Groupe Guaduas), dont je parlerai plus loin.

b) Bassin du Carare (partie moyenne de la Vallée du Magdalena).

La stratigraphie de ce bassin est connue par les travaux des pétroliers (L. G. MORALES et al. 1957). Le Crétacé y a été subdivisé de la manière suivante (planche n° 2) :

Danien ?			
Maestrichtien			
Campanien		Form. Umir	+ 1000 m
Santonien ?			Surtout schistes
Coniacien	Form. La Luna	Membre Galemo	180 - 350 m
Turonien		Membre Pujamana	50 - 225 m
Cénomanién		Membre Salada	50 - 100 m
		Form. Salto Limestone	50 - 125 m
Albien		Form. Simiti	250 - 350 m
Aptien	Basal Limestone Group	Form. Tablazo	150 - 325 m
Barrémien		Form. Paja	125 - 625 m
Hauterivién		Form. Rosa Blanca	150 - 425 m
Valanginién ?			Form. Tambor
?			grès et conglomérats

Planche II - Les formations crétacées du bassin du Carare (selon G. MORALES et al 1957).

Formation Tambor : conglomérats, grès et shales rouges typiques des régions où la transgression crétacée s'est faite sur les grès rouges du "Giron". Son âge est considéré comme valanginien à hauterivien par les pétroliers (L. G. MORALES et al. 1957), mais d'autres (voir par exemple H. BÜRGL 1960) voudraient en faire de l'Hauterivien, donc un équivalent de la Formation "Arenisca de Caqueza" plutôt que de la Formation "Caqueza".

Formation Rosa Blanca : calcaires gr. s. néritiques avec nombreuses intercalations fines. Lorsque celles-ci l'emportent sur les calcaires, ce qui arrive latéralement, il est difficile de tracer la limite supérieure de la Rosa Blanca, qui est hauterivienne, (mais parfois aussi barrémienne) pour la séparer de la Formation suivante, la Paja (Barrémien-Aptien).

Dans l'ensemble la Tambor et la Rosa Blanca correspondent bien à la partie supérieure du Groupe Caqueza (Formation Caqueza et Arenisca de Caqueza). L'épaisseur de la Tambor est très variable mais elle ne dépasse guère 650 m. L'épaisseur de la Rosa Blanca varie de 150 à 425 m.

Formation Paja : schistes foncés, parfois carbonatés ou micacés, à concrétions calcaires, septaria et filonnets de calcite. Barrémien-Aptien (partie inférieure). Epaisseur : 125-625 m (mais il est possible que localement on y ait attribué une partie de la Rosa Blanca).

Formation Tablazo Limestone : calcaires massifs et marnes qui passent latéralement à des calcaires argileux parfois micacés à concrétions de pyrite. La formation est fossilifère et considérée comme aptienne ou aptienne-albienne. Epaisseur : 150-325 m.

Formation Simiti Shale : schistes parfois carbonatés et charbonneux ou concrétionnaires. Les concrétions contiennent d'abondants fossiles. L'âge de la formation est albien. Elle correspond donc à la Une, cette correspondance étant confirmée du point de vue sédimentologique par le fait qu'à la partie supérieure des schistes, l'on trouve des conglomérats à petits galets et des nodules phosphatés. Epaisseur : 250-650 m.

Formation Salto Limestone : calcaires argileux foncés en alternance avec des schistes, avec parfois des concrétions calcaires ovoïdales. Albien supérieur - Cénomanién. Epaisseur : 50 - 125 m.

Formation La Luna : son nom vient du district de Perija en Venezuela. Elle comporte trois membres, de bas en haut :

- a) Salada Member : schistes foncés avec parfois des intercalations calcaires réduites.
..... Turonien inférieur. Epaisseur : 50 - 100 m.
- b) Pujamana Member : calcaires et lits minces de schistes. Ce membre est "incompetent"
..... et il provoque des phénomènes de slumping. Il est Turonien supérieur, mais peut comprendre aussi une partie du Coniacien. Epaisseur : 50-225m.
- c) Galembó Member : schistes carbonatés avec quelques niveaux de calcaires argileux et de
..... cherts. Coniacien et Santonien. Epaisseur : 180 - 350 m.

La Formation La Luna est l'équivalent de la Formation Guadalupe inferior du Bassin de Bogotà.

Formation Umir Shale : partie inférieure, schistes foncés avec minces intercalations charbonneuses et micacées ; partie supérieure, schistes foncés en alternance avec charbons, grès fins et siltites. Age : Campanien -Maestrichtien - Danien(?). La partie inférieure (Campanien - Maestrichtien inférieur) est marine et elle correspond à la Formation Guadalupe superior du Bassin de Bogotà ; la supérieure est de plus en plus continentale et elle correspond alors au Guaduas du Bassin de Bogotà, que l'on considère traditionnellement comme tertiaire. Epaisseur : + 1000 m.

La limite inférieure de cette formation est marquée par une pseudo-concordance (disconformity).

Conclusions.

Les traits les plus typiques de la sédimentation crétacée du Bassin du Carare sont les suivants : au Valanginien se déposent des couches gréseuses probablement continentales à la base, puis marines, qui proviennent en grande partie d'un remaniement de celles du Groupe Giron. De l'Hauterivien à l'Aptien inclus une sédimentation calcaire a lieu (Pasal Limestone Group) dans des conditions d'abord de faible profondeur (Form. Rosa Blanca), ensuite un peu plus profondes (Formation Paja), puis à nouveau dans un milieu épinéritique à huîtres. A l'Albien la sédimentation est argileuse, et des passées microconglomératiques à nodules phosphatés y traduisent des mouvements tectoniques. Le Cénomaniens est constitué par des calcaires et des schistes néritiques. L'intervalle Turonien -Santonien (?) inclus est représenté par le faciès La Luna, alternance de schistes, calcaires et cherts sédimentés dans des conditions euxiniques. Enfin du Campanien au Danien (?) inclus la sédimentation devient surtout argileuse : c'est la Formation Umir (milieu sédimentaire : d'épinéritique à marécageux), qu'une discordance sépare en bas de la Formation La Luna.

CHAPITRE XVII - VARIATIONS STRATIGRAPHIQUES EN BORDURE DES BASSINS DU CARARE ET DE BOGOTÀ

J'étudierai maintenant, dans la mesure du possible, les variations stratigraphiques reconnaissables dans les régions marginales des bassins du Carare et de Bogotà. J'examinerai d'abord la stratigraphie d'une région où l'on passe directement du bassin du Carare au bassin de Bogotà (Villa de Leiva). Je décrirai ensuite les formations crétacées du secteur du Massif de Santander, dans l'ordre : celles de sa bordure est, celles de sa bordure ouest et celles de sa partie axiale. Ce faisant, je montrerai que le Massif de Santander constituait la limite orientale du bassin du Carare et qu'à l'Est de ce massif on retrouve les faciès Bogotà, mais avec des influences Carare, ce qui permet de tracer des corrélations entre les deux bassins.

a) Le Crétacé de la région de Villa de Leiva.

Sous cette dénomination je désigne la région comprise entre la ville de Tunja et celle de Chiquinquirá, c'est-à-dire entre le Rio Chicamocha à l'Est et le Rio Suarez à l'Ouest.

Il s'agit d'une région plissée dans laquelle on trouve d'Est en Ouest : le synclinal du Chicamocha, limité à l'Ouest par la faille de Soapogà, la zone anticlinale du Massif de Floresta, la faille de Boyacà, puis les anticlinaux d'Arcabuco et d'Oiba séparés par un petit synclinal sans nom et finalement le synclinal du Suarez. Elle est favorable pour étudier le Crétacé inférieur et moyen des bassins du Carare et de Bogotà.

Ce qui suit montrera que la limite de ces bassins correspond ici à la ligne de la faille de Boyacà. (fig. 49).

a1) Néocomien

Les anticlinaux d'Arcabuco et d'Oiba font ressortir les grès rouges du Groupe Giron (ici : Formation Arcabuco ou Montebel). Ces grès rouges sont, nous l'avons vu, d'âge triasique - jurassique ; ils sont continentaux ou subcontinentaux et ils n'ont rien à voir, comme le voudrait M. JULIVERT (1958), avec un

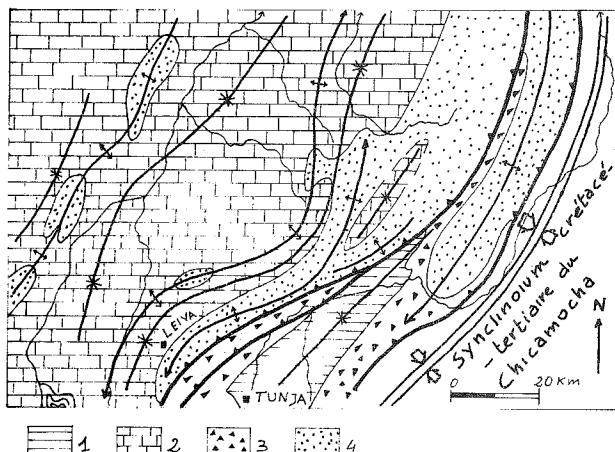


Fig. 49 - Schéma tectonique de la région de Leiva.
1 - Tertiaire ; 2 - Crétacé du Carare ; 3 - Crétacé de Bogotà ; 4 - Pré-Crétacé.

conglomérat basal transgressif ("la arenisca de Arcabuco es decir... la arenisca del Jurásico superior... tiene aqui el caracter de conglomerado de base que marca el principio de transgression"). L'étude régionale du Groupe Giron prouve exactement le contraire. Si cet auteur n'avait pas les moyens d'effectuer une telle étude, il aurait pu au moins s'en tenir aux idées de E. HUBACH (1957) qui dit très clairement (page 60) : "El Arcabuco tiene alrededor de 800 m de espesor expuesto... ; la base no se reconoce en Arcabuco, pero si en el sector de La Linea, sobre la carretera Duitama-Charalà, donde es de transicion a la parte alta del grupo infrayacente de Giron".

A défaut même de cela M. JULIVERT aurait au moins dû donner des preuves de sa transgression tithonique, ce qu'il n'a pas fait, de même qu'il n'a pas tenu compte de l'étude stratigraphique de H. BÜRGL, 1954 pourtant citée avec celle de E. HUBACH, dans sa bibliographie.

En fait à l'Ouest de la faille de Boyacà le Néocomien débute avec vingt mètres de schistes argileux (des roches de l'Arcabuco résédimentées) que suivent quarante mètres de grès argileux et d'argiles (E. HÜBACH, 1957) puis la série valanginienne fossilifère. Celle-ci est constituée (H. BÜRGL, 1954) par cent mètres de schistes pyriteux, cinquante mètres de calcaires conglomératiques et bréchoïdes à *Toxaster roulini* et cent mètres de schistes et grès argileux que E. HUBACH assigne à l'Hauterivien, mais que H. BÜRGL, qui en étudia la faune, considère comme valanginiens. L'Hauterivien, d'après H. BÜRGL, est constitué par des schistes ferrugineux tendres avec des couches d'argiles gréseuses plus dures à la partie moyenne. Ces roches représentent une remarquable variation de faciès par rapport à la Formation Arenisca de Caqueza typique de laquelle elles sont équivalentes. Elles se rattachent davantage par faciès aux Formations Tambor et Rosa Blanca. A l'Est de la faille Boyacà on retrouve, mais avec une épaisseur réduite par rapport à celle de sa région typique (Bogotà) le faciès Caqueza : 240 mètres de grès et de schistes avec conglomérat basal discordant sur le Giron d'âge valanginien et plus ancien, puis encore + 200 mètres de schistes et de grès avec intercalations calcaires de l'Hauterivien qui ne sont pas sans rappeler les calcaires de l'Apulo (Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, Third Field Conference, 1961).

a2) Barrémien - Albien.

L'étude des roches barrémiennes - albiennes à proximité immédiate de la faille de Boyacà montre tout de suite qu'à l'Ouest de celle-ci le Néocomien est surmonté par une série barrémienne-albienne complète mais qu'à l'Est l'Albien est directement transgressif sur l'Arcabuco et révèle l'existence d'une succession de mouvements tectoniques (Fig. 50).

Une variation des conditions bathymétriques qui avaient dirigé la sédimentation de la partie supérieure du Néocomien, se réalise avant la sédimentation du Barrémien à l'Ouest de la faille de Boyacà. La variation est nette : le Barrémien débute avec une couche de calcaire marneux et toute sa partie basale contient des galets de marnes rouges et noires fissurées et à fissures remplies de calcite ou de marnes de provenance inconnue. Ces roches sont couvertes par 30 mètres environ de marnes et calcaires gris ou roux, d'argiles noires et rouges à gypse et de marnes grises - rouges également gypsifères. Suivent quelque quarante mètres de marnes tendres à gypse et de marnes dures avec des bancs de grès marneux. Puis la série barrémienne se termine avec quelque 30 mètres de marnes grises ou rouges avec des intercalations de couches plus dures, gréseuses.

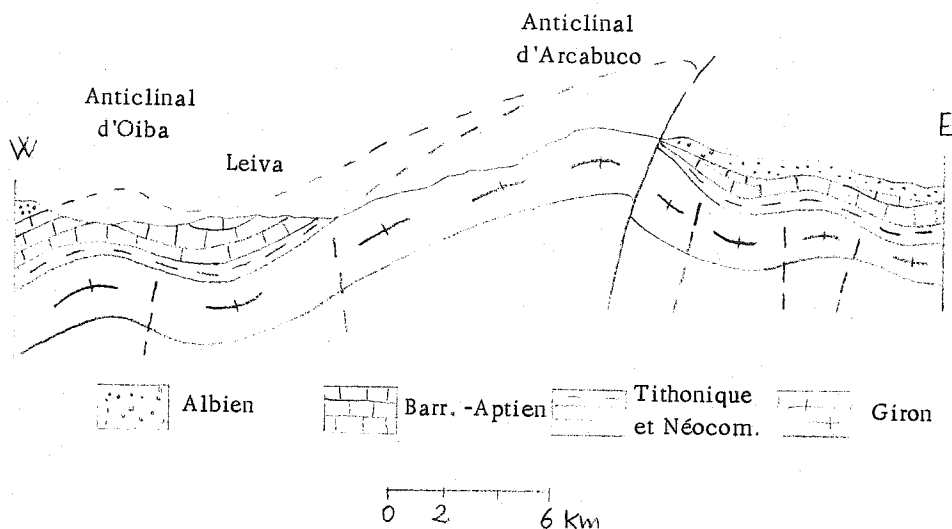


Fig. 50 - Coupe schématique aux environs de Villa de Leiva.

Bien qu'aucune discordance n'ait été remarquée jusqu'à présent, un changement si net de faciès ne peut pas être expliqué sans des mouvements tectoniques qui auraient fait enraiser le compartiment. Comme le dit H. BÜRGL, qui note aussi qu'aucune communication faunistique n'existe entre le Barrémien et l'Hauterivien, il faut penser qu'à un certain moment à la limite des deux étages, le compartiment a été soulevé au-dessus du niveau de la mer. Au Barrémien cette partie du bassin devait être fermée à la circulation océanique, pour donner les conditions évaporatives favorables à la sédimentation des gypses, mais non complètement puisque des ammonites y parvenaient. Des conditions semblables ont commandé aussi à l'Aptien qui est constitué de haut en bas par :

Aptien supérieur	argiles sombres à lentilles tufacées argiles rougeâtres et marnes gréseuses argiles tufacées à gypses	480 m
Aptien inférieur	argiles à gypses (7 m) couche calcaire à reptiles (Plésiosaures) argiles bigarrées à gypses (15 m) couche calcaire argiles bigarrées à gypses couche calcaire	120 m

Il est difficile, pour ne pas dire impossible, à l'heure actuelle d'établir des corrélations valables entre ces dépôts et l'une ou l'autre des formations barrémiennes - aptiennes bien établies dans le bassin du Carare loin de sa bordure, surtout que l'âge de celles-ci varie d'un point à l'autre du bassin. Mais il n'en reste pas moins que les faciès décrits ici montrent plus de ressemblance avec ceux de ce bassin (dont ils peuvent bien être regardés comme des variations latérales de bordure) qu'avec ceux du bassin de Bogotà.

A l'Albien, bien prouvé ici par des fossiles trouvés par H. BÜRGL, une nouvelle phase tectonique modifie une fois de plus les conditions sédimentaires.

Du point de vue géologique, l'Albien repose, à l'Ouest de l'anticlinal d'Arcabuco, sur l'Aptien sans discordance visible, mais à l'Est de ce même anticlinal, il est directement transgressif sur les grès Arcabuco (Groupe Giron).

Du point de vue sédimentologique, soit à l'Ouest soit à l'Est (où il débute avec des brèches, des conglomérats et des grès) les argiles albiennes sont micacées et elles alternent avec des couches de grès, ce qui n'arrive pas dans les argiles aptiennes.

Dans le détail, de haut en bas, l'Albien étudié (Albien inférieur) montre (H. BÜRGL 1954) :

	à l'Ouest d'Arcabuco	à l'Est d'Arcabuco
200 m	grès compacts	grès fins et argiles gréseuses
	ensemble monotone d'argiles micacées et gréseuses en	argiles micacées
600 m	alternance avec grès argileux micacés et schistes	grès grès, brèches conglomérats

Le faciès de l'Albien à l'Ouest d'Arcabuco est incontestablement très voisin de celui de la Formation Simiti Shale du bassin du Carare. En revanche, le faciès de l'Albien à l'Est d'Arcabuco rappelle davantage celui de la Formation Une du bassin de Bogotà. A propos de celle-ci j'avais signalé en son temps qu'elle est postérieure à une réactivation tectonique de la sédimentation. J'avais dit également que cette réactivation n'est pas bien datable dans la région de Bogotà, du fait que les schistes du toit de la Formation Fomeque peuvent aussi bien appartenir à l'Aptien supérieur qu'à l'Albien inférieur. Une telle incertitude est dissipée par l'étude de la région de Leiva : jusqu'à preuve du contraire, je considérerai que les mouvements tectoniques ayant commandé la sédimentation des faciès Une correspondent à la limite Aptien - Albien.

Conclusions.

Il ressort de cet exposé que la ligne qui sépare le bassin de Bogotà de celui du Carare dans le secteur de Villa de Leiva ne correspond pas seulement à une zone de changements de faciès, par exemple, Hauterivien gréseux à l'Est (Bogotà), schisteux à l'Ouest (Carare) ; mais aussi à une limite entre deux compartiments dans lesquels la sédimentation a débuté à des époques différentes : avant le Valanginien à l'Est (Bogotà), au Valanginien à l'Ouest (Carare), le long de laquelle des mouvements tectoniques ont eu lieu qui manquent ailleurs. Des mouvements hauteriviens-barrémiens ont fait passer, après une phase d'émersion très probable, le compartiment occidental d'un milieu marin (Hauterivien) à un milieu évaporitique (Barrémien). Plus tard, des mouvements albien inférieur ou aptien-albien ont également eu lieu par suite desquels, l'Albien est, dans le compartiment oriental (Bogotà) directement transgressif sur les grès du Groupe Giron, tandis que dans le compartiment occidental il repose sur l'Aptien sans discordance visible.

b) Le Crétacé à la bordure est du Massif de Santander.

A la bordure est du Massif de Santander à l'Est de la faille de Boyacà, la stratigraphie du Crétacé est connue en détail seulement dans la région de Malaga (García Rovira) au Sud Est de Bucaramanga, par suite des travaux de M. JULIVERT (1960) et C.E. ACOSTA (1960).

Ce dernier décrit une série complète, subdivisée en 14 unités lithostratigraphiques qu'il a pu dater paléontologiquement, et essayer de corréliser aussi bien avec celles du bassin de Bogotà qu'avec celles du bassin de Carare.

La série +, avec les âges établis par C.E. ACOSTA, est, de haut en bas, la suivante :

+ Je considère ici la série seulement jusqu'au Maestrichtien inférieur (ou moyen), unités 3 à 12 de ACOSTA, c'est-à-dire jusqu'à la Formation "Arenisca Tierna" incluse : le Maestrichtien supérieur a, comme dans le bassin de Bogotà, un faciès "Guaduas" qui le rapproche des séries tertiaires.

Unité

- 12 - 100 m de grès sans fossiles - Maestrichtien inférieur (ou moyen).
- 11 - 230 m de schistes noirs sans fossiles - (Maestrichtien inférieur).
- 10 - 150 m de cherts et de calcaires à Lumachelles - Campanien, avec à la base une couche de cherts à concrétions calcaires peut-être santonienne.
- 9 - 50 m de schistes à concrétions - Coniacien.
- 8 - 300 m de schistes noirs sans fossiles déterminables - Turonien.
- 7 - 150 m d'alternances de schistes, grès et calcaires - Turonien inférieur - Cénomaniens supérieur.
- 6 - 200 m de grès massifs sans fossiles - Cénomaniens inférieur - Albien.
- 5 - 70 m de schistes foncés - limite Aptien-Albien.
- 4 - 120 m de calcaires - Valanginien à Aptien.
- 3 - 150 m de grès quartziques avec conglomérat de base qui se termine en haut par un niveau de schistes - Valanginien inférieur - Berriasien ?

Je discuterai maintenant les corrélations de C. E. ACOSTA avec les unités des bassins de Bogotà et du Carare :

Unité 3 - Cette unité ne contient pas de fossiles caractéristiques et elle se trouve sous le Valanginien. C. E. ACOSTA considère les 30 mètres de schistes (ardoisiers) de sa partie supérieure (qu'il inclut déjà dans le Valanginien) comme équivalents de la Formation Pizarra de la Culebra du bassin de Bogotà. Par conséquent il pense que son unité 3, qui se trouve au-dessous, pourrait être l'équivalent de "l'Arcabuco" ; il prétend s'appuyer, dans cette manière de voir, sur l'autorité de E. HUBACH (1957). Il pense aussi que les grès en question pourraient être l'équivalent de la Formation Tambor si l'on assimile, "comme le fait E. HUBACH (1957)" (les guillemets sont de L. R.), celle-ci à l'Arcabuco. Je ne peux pas admettre une telle manière de voir. Non seulement E. HUBACH n'a jamais confondu Arcabuco et Tambor mais il a même mis en garde contre cette erreur : "Sin embargo, todavía es frecuente que el Cretaceo basal de esta region - la région du Suarez (N. d. L.R.) y de la cuenca del Carare se incluya en la formación de Arcabuco" : (1957, pag. 60) ; je l'ai déjà montré ci-dessus et je n'y insisterai pas. Deuxièmement l'Arcabuco est une Formation du Groupe Giron qui n'a rien à voir avec la transgression crétacée : les grès, à schistes intercalés et à conglomérat basal dont il est question ici, étant prévalanginiens mais transgressifs et discordants sur le Giron, peuvent être corrélés seulement avec la Formation Esquistos de Saname du bassin de Bogotà (Tithonique ; Kimeridgien ?)⁺, sans que pour cela ils ne puissent pas être a priori contemporains (mais jamais équivalents) de la partie supérieure de l'Arcabuco.

Unité 4 - Cette unité à faciès calcaire se développe du Valanginien à l'Aptien inclus, sans qu'il soit possible d'y reconnaître l'Hauterivien et le Barrémien. Par rapport au bassin de Bogotà elle correspond donc aux Formations Caqueza, Arenisca de Caqueza et Fomeque : le changement de faciès est considérable pour ce qui est des deux premières, moins important pour la troisième, la Fomeque contenant déjà des passages calcaires.

La répartition de cet ensemble calcaire montre bien que la transgression crétacée, bien qu'elle débute localement au Tithonique, se généralise au Valanginien. En fait, ce faciès calcaire ne repose pas seulement sur l'unité antérieure, mais aussi directement sur les roches cristallines du Massif ancien de Santander, notamment dans la région de San Andres (M. JULIVERT 1960) et au Sud-Est de Berlin.

⁺ C. E. ACOSTA signale d'ailleurs que des Exogires (E. virgula ?) peut-être Kimeridgiennes se trouvent à la partie inférieure de cette unité (Vereda El Pozo, Miranda).

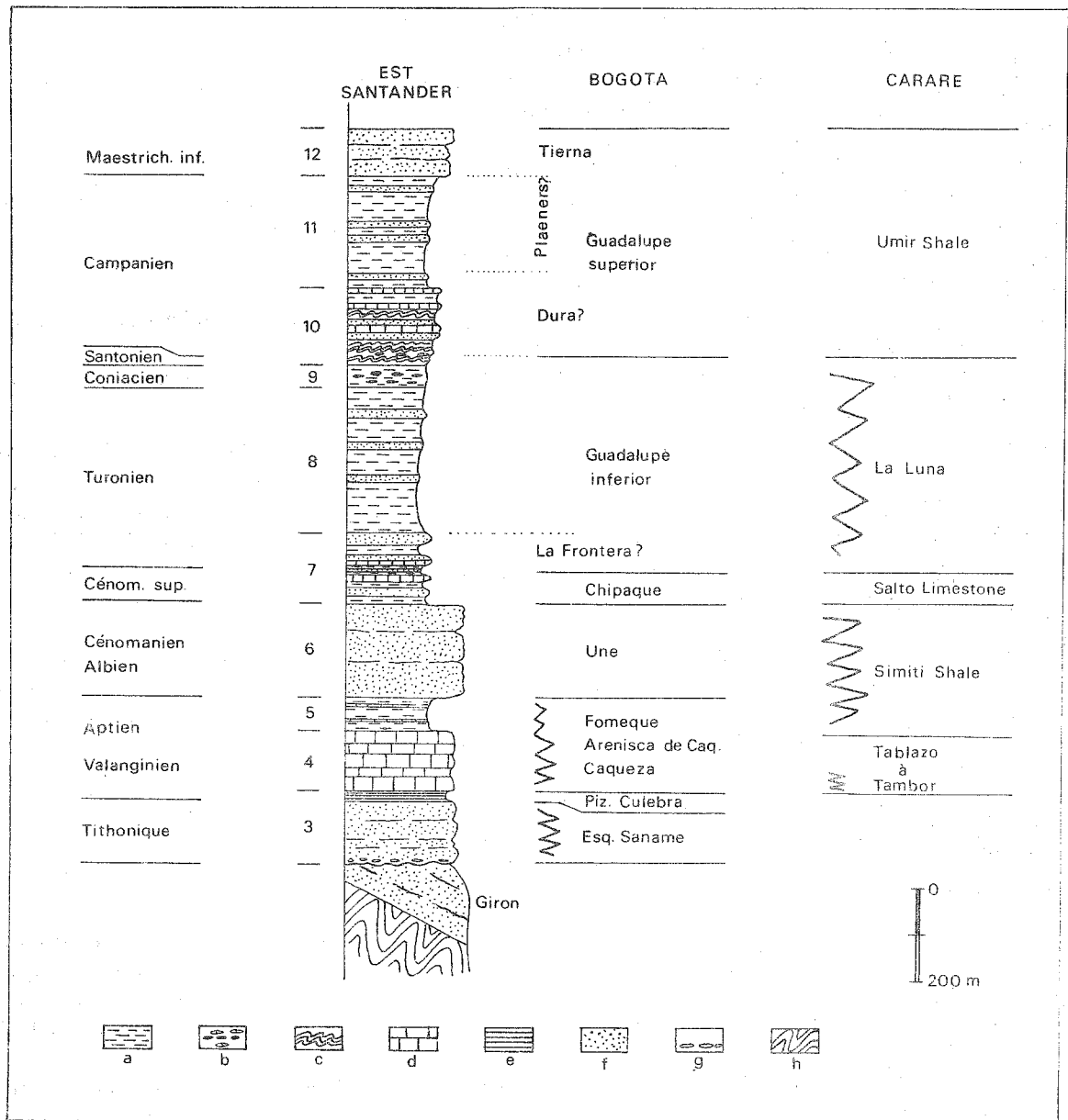


Fig. 51 - Corrélation des faciès du Crétacé de Garcia Rovira (Est Santander) et des bassins de Bogotá (s. str.) et du Carare. a - Schistes ; b - Concrétions ; c - Cherts ; d - Calcaires ; e - Schistes ardoisiers ; f - Grès ; g - Conglomérats ; h - Socle cristallin.
 Nota - Les lignes en zigzag désignent les plus importantes variations de faciès. L'échelle est valable seulement pour la colonne dessinée. 3-12 = unités de C. E. ACOSTA 1960.

Sans que l'on puisse préciser de limites, cet ensemble calcaire est aussi, en partie, équivalent de la Formation Rosa Blanca (Hauterivien et parfois Barrémien).

Unité 5 - C.E. ACOSTA signale d'une part cette unité (70 m de schistes) comme le niveau de transition Aptien-Albien, mais d'autre part, dans sa colonne, il en fait l'équivalent des Formations Paja et Tablazo du bassin du Carare. La Paja étant sans doute une formation entièrement aptienne et la Tablazo probablement aussi, je pense (sans pour cela vouloir critiquer les idées de C.E. ACOSTA sur ce point de détail) qu'il vaut mieux pour l'instant réunir les unités 4 et 5 en un seul ensemble pré-Albien (pré-Une).

Unité 6 - Comme le dit aussi C.E. ACOSTA elle correspond bien à la Une d'une part (bassin de Bogotà) et à la Simiti Shale de l'autre (bassin du Carare). On voit là l'importance de cette formation gréseuse dans le cadre crétacé de la Cordillère Orientale.

Unité 7 - Cette unité de C.E. ACOSTA devrait être séparée en deux : sa partie inférieure (Cénomanién supérieur) correspond à la Formation Chipaque du bassin de Bogotà d'une part et à la Formation Salto Limestone du bassin du Carare de l'autre ; sa partie supérieure (Turonien inférieur) correspond déjà à la partie inférieure de la Formation Guadalupe inferior de Bogotà (membre La Frontera ?) dont elle se rapproche par ses faciès. Une telle liaison (de faciès) n'existe pas avec le Turonien du bassin du Carare qui est calcaire.

Unités 8, 9, 10 - L'unité 8 de C.E. ACOSTA, avec la partie supérieure de la 7, représente le Turonien ; la 9 appartient au Coniacien ; la 10 au Santonien probable (niveau de cherts à nodules calcaires) et au Campanien. Ces subdivisions sont surtout paléontologiques. Les faciès rappellent davantage ceux du bassin de Bogotà que ceux du bassin du Carare. Les corrélations possibles sont les suivantes :

partie supérieure de l'unité 7 + unité 8 + unité 9 + partie inférieure de la 10 (Santonien ?) = Guadalupe inferior de Bogotà ;

partie inférieure de l'unité 10 (Santonien ?) = Galembó member du bassin du Carare. Je terminerai la discussion de l'unité 10 ci-dessous.

Unités 10, 11, 12 - C.E. ACOSTA dans sa série assigne un âge maestrichtien à son unité 11. En fait rien ne prouve cet âge, l'unité n'étant pas fossilifère, et ce même auteur dans son texte signale qu'il pourrait bien s'agir de la partie supérieure du Campanien. Cela me paraît d'autant plus possible que son unité 12 est maestrichtienne et qu'elle correspond très bien par son faciès au membre La Tierna de la Formation Guadalupe superior de Bogotà. Je pense donc que pour les corrélations il faut retenir que l'unité 10 (sauf sa partie inférieure, Santonien ?) plus la 11, plus la 12 correspondent à la Formation Guadalupe superior de Bogotà (la 12 au membre La Tierna, la 11 et la partie supérieure de la 10 au membre Plaeners, la partie inférieure de la 10 peut-être au membre Dura) et à la Formation Umir du bassin du Carare.

Conclusions.

J'ai essayé de schématiser ces observations dans la figure 51, où pour chacune des unités ou pour chaque groupe d'unités du Crétacé de la région de Malaga j'ai indiqué les formations correspondantes des bassins de Bogotà et du Carare dans leurs régions typiques et également les changements de faciès les plus évidents que ces unités présentent par rapport aux dites formations. Par ce moyen il est facile d'arriver à la conclusion que, bien que les influences Carare s'y fassent sentir (Valanginien - Aptien), ce Crétacé appartient certainement au bassin de Bogotà : ceci est prouvé non seulement par ses faciès, mais aussi par le fait qu'il comporte une base transgressive vraisemblablement tithonique et de toute manière pré-valanginienne.

c) Le Crétacé à la bordure occidentale du Massif de Santander.

Les formations du Crétacé de cette région sont encore dans une large mesure celles décrites pour le bassin du Carare et une grande partie de la nomenclature employée dans celui-ci a été empruntée

aux localités de cette région santandéréenne (Tambor, Tablazo...). Néanmoins leur description, même rapide, est nécessaire d'abord pour reconnaître les variations latérales du bassin du Carare, ensuite pour établir des liaisons entre celui-ci et le bassin de Bogotá, enfin pour réviser certaines imprécisions entrées récemment dans la littérature par suite des travaux de M. JULIVERT (1958, 1959, 1961), en particulier, qui effectua des corrélations gratuites entre les coupes stratigraphiques soigneusement établies par lui.

c₁) Le Crétacé de la coupe du Rio Sogamoso dans la région du Tablazo.

Toutes les unités du bassin du Carare sont ici représentées. La succession est la suivante de haut en bas (M. JULIVERT, 1958 a) :

Formation Umir Shale : schistes parfois gréseux et ferrugineux avec quelques couches de charbon (Campanien - Maestrichtien - Danien ?) ; 1500 - 2000 m.

Formation La Luna : Galemba Member : calcaires et schistes à concrétions, avec des cherts à la partie supérieure (Coniacien supérieur - Santonien) ; 125 m.

Pujamana Member : schistes et schistes gréseux à nodules, avec quelques bancs de calcaire et petites couches de cherts (Turonien supérieur - Coniacien inférieur) ; 200 m.

Salada Member : schistes bleutés ou noirs à nodules ferrugineux et un peu de gypse à la base (Turonien inférieur) ; 100 m.

Formation Salto Limestone : alternances de schistes et de calcaires ; les schistes sont prédominants ; un peu de gypse à la partie supérieure (Albien supérieur - Cénomaniens) ; 50 m.

Formation Simiti Shale : schistes, schistes gréseux et grès fins (Albien) ; 250 m.

Formation Tablazo Limestone : calcaires (Aptien supérieur - Albien pro parte) ; 350 m.

Formation Paja : schistes bleutés et noirs avec lits et nodules de gypse (Barrémien - Aptien inférieur) ; 200 m.

Formation Rosa Blanca : calcaires et marnes **versicolores** (Hauterivien) ; 400 m.

Formation Tambor : grès clairs et marnes rouges (Valanginien) ; 600 m.

c₂) La série crétacée de la Mesa de Los Santos.

Ici la série crétacée n'est pas complète, seulement les formations inférieures, jusqu'à la Paja, sont représentées (M. JULIVERT, ibidem) :

Formation Paja : schistes foncés à gypses (Barrémien - Aptien) ; 350 m.

Formation Rosa Blanca : alternances de calcaires et de schistes et marnes (Hauterivien) ; 300 m.

Formation Tambor : grès clairs et bancs de marnes roses avec parfois conglomérat basal (Valanginien) ; 150 m.

c₃) Le Crétacé de San Gil.

Ici encore la série n'est pas complète ; de haut en bas :

Formation Simiti Shale ou Formation Uñe : schistes noduleux et ferrugineux en alternance avec des grès qui prédominent à la partie inférieure (Albien) ; 300 m.

Formation Tablazo Limestone : calcaires gréseux et schistes (Aptien - Albien pro parte) ; 350 m.

Formation Paja : schistes foncés à grands nodules (Barrémien - Aptien) ; 200 m.

Formation Rosa Blanca : calcaires et schistes, avec à la base des schistes et des grès (Hauterivien) ; 400 m.

Formation Tambor : grès clairs avec quelques couches de marnes (Valanginien) ; 200 m.

Le principal intérêt de cette coupe est de montrer une liaison naturelle entre le faciès Une et l'un des niveaux repères les plus importants du Crétacé de la Cordillère Orientale (bassin de Bogotá notamment) et le faciès Simiti Shale. J'ai voulu souligner ci-dessus ce fait en employant à la fois les noms des deux formations pour les schistes et le grès albiens de la coupe San Gil, qui présentent des caractères intermédiaires entre les deux. J'essayerai de préciser sa signification profonde plus loin.

Compte tenu de tout ce qui a été dit, il est possible maintenant d'établir des corrélations entre les séries crétacées que l'on vient d'étudier : Bogotá - Carare - Leiva - bordure ouest du Massif de Santander.

M. JULIVERT (1958 b) avait déjà fait un effort dans ce sens, essayant en particulier de corréler les unités établies dans le bassin de Bogotá (Caqueza, Villeta...) avec celles valables pour le bassin du Carare. Il aboutit aux corrélations que je reproduis sur la figure 52 à la suite desquelles il supposa que la

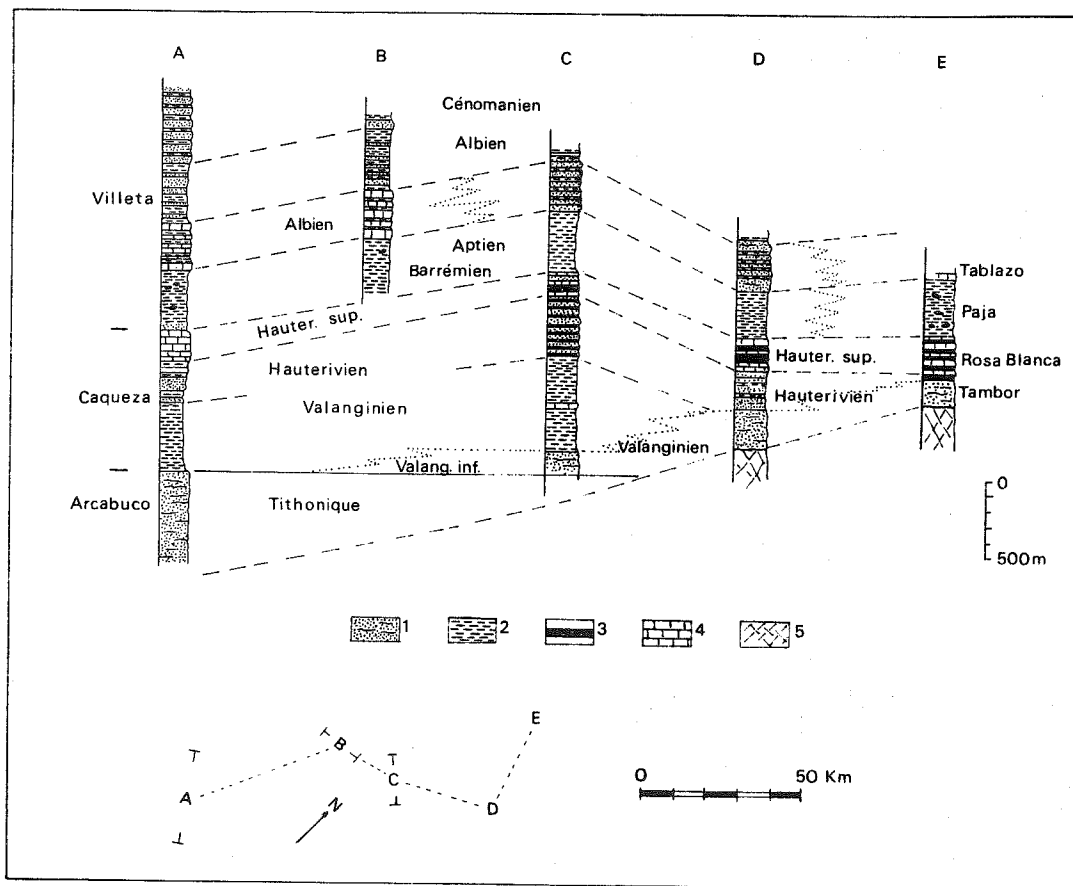


Fig. 52 - Corrélations stratigraphiques du Crétacé à l'W du Massif de Santander selon M. JULIVERT, 1958. A - Arcabuco - Chiquinquira ; B - Guadalupe - Oiba ; C - Charala ; D - Mogotes ; E - Mesa de los Santos. 1 - Grès ; 2 - Schistes ; 3 - Marnes ; 4 - Calcaires ; 5 - Socle.

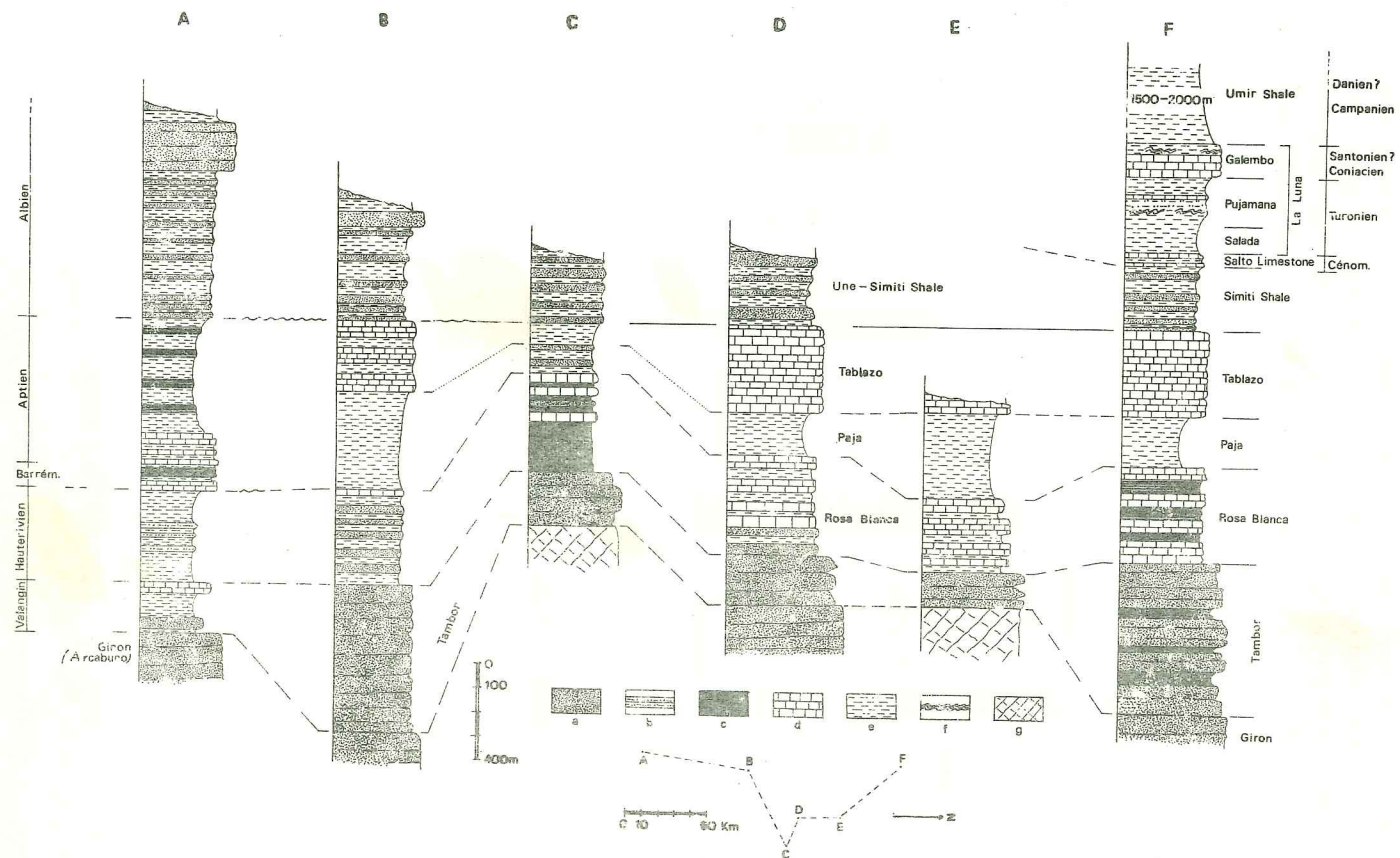


Fig. 53 - Corrélation stratigraphique du Crétacé à l'W du Massif de Santander proposées dans ce texte.
 A - Leiva - Arcabuco ; B - Guadalupe - Oiba ; C - Mogotes ; D - San Gil ; E - Mesa de los Santos ; F - Tablazo.
 a) Grès ; b) Schistes gréseux ; c) Schistes ; d) Calcaires ; e) Marnes ; f) Cherts ; g) Socle.

transgression crétacée avait débuté au Tithonique dans la région d'Arcabuco pour rejoindre celle du Massif de Santander (Mesa de Los Santos) seulement à l'Hauterivien. Or ces corrélations ne sont guère prouvées. En particulier les âges qu'il assigne aux unités lithostratigraphiques de la région d'Arcabuco (A en figure 52) sont entièrement gratuites en ce sens que (comme je l'ai déjà montré pour ce qu'il s'agit de "l'Arcabuco"), d'une part, il n'a pas respecté les âges établis par H. BÜRGL (1954) dans la même région et que d'autre part, il ne les a pas réfutés avec un argument quelconque. A la lumière des données actuelles, la seule corrélation possible est celle que je présente sur la figure 53 et qui mène à un cadre bien différent.

Conclusions.

La figure 53 résume aussi mes conclusions, qui sont :

- dans leur ensemble les faciès du Crétacé à l'Ouest du Massif de Santander sont bien ceux du bassin du Carare.
- la transgression débute ici seulement au Néocomien; la transgression précoce, tithonique, est donc bien restreinte au bassin de Bogotà, auquel le faciès Caqueza est lié, tandis qu'il manque dans le bassin du Carare ;
- au moins jusqu'à l'Albien, la sédimentation dans cette région du Santander n'était pas simple, des zones à sédimentation réduite y existaient séparées par des sillons à sédimentation "normale". Cela ressort en particulier de l'examen des colonnes B, C, D, E si l'on tient compte de leur localisation (voir à la partie inférieure de la figure) et du fait que les axes des plis (et donc les isopaques) sont dirigés Nord-Ouest;
- les épaisseurs augmentent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du Massif ancien de Santander vers l'Ouest (colonnes E, F en particulier) ;
- le Barrémien, bien individualisé du point de vue lithologique dans la région de Leiva (colonne A) où une phase tectonique est reconnaissable, ne l'est plus vers le Nord où l'on trouve une sédimentation continue valanginienne - aptienne ;
- l'Albien, dont j'ai pris la base comme niveau repère (sauf évidemment pour la colonne E) est caractérisé par un changement généralisé de faciès : la sédimentation connaît alors dans toute la région un important apport détritique, qui disparaît seulement vers la partie la plus profonde des bassins (Ouest de Bogotà, axe du Magdalena), en relation avec la phase tectonique dont j'ai déjà parlé (bassin de Bogotà) et qui produit même une discordance dans la région de Leiva.

d) Le Crétacé sur le Massif de Santander.

La meilleure région pour étudier le Crétacé sur le Massif de Santander est celle située directement à l'Est de Bucaramanga, desservie par les routes Bucaramanga-Pamplona, Bucaramanga-Matanza-California et une troisième route qui s'éloigne au Sud de Berlin.

Le Crétacé repose ici tantôt sur le Giron (réduit), tantôt directement sur le Cristallin ancien.

Du point de vue lithostratigraphique, la série a été soigneusement étudiée par M. JULIVERT (1959), qui par contre et une fois de plus établit des subdivisions chronologiques peu convaincantes :

Schistes, schistes gréseux et grès avec quelques couches de houille	1000 m	Umir Campanien-Maestrichtien
Alternance de schistes et calcaires avec couches de cherts	150 m	Formation Galembo Coniacien-Santonien
Grès quartziques	30 m	
Calcaires	10 m	
Schistes	15 m	Barrémien-Turonien
Grès et schistes	350 m	

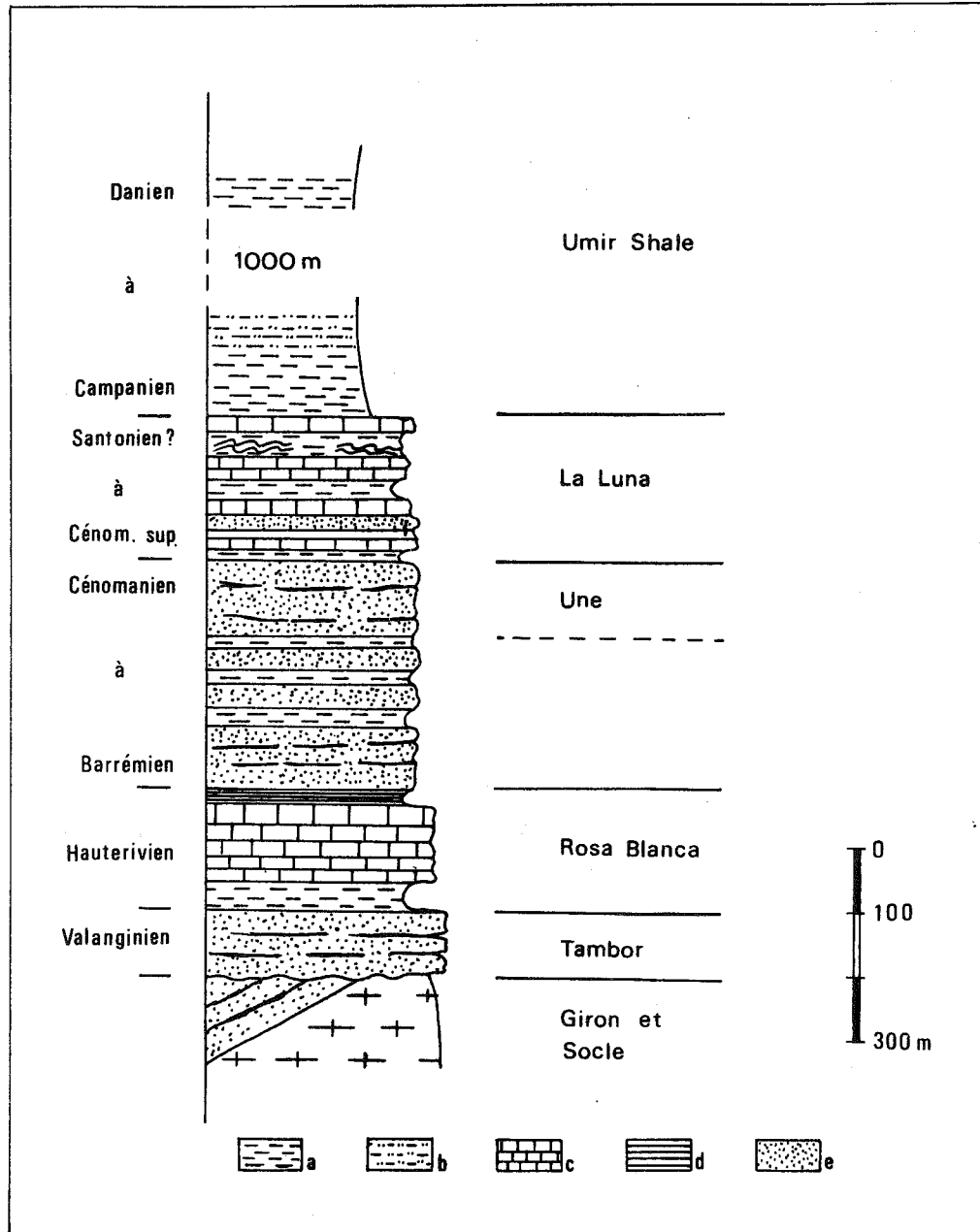


Fig. 54 - Colonne stratigraphique du Crétacé du Paramo de Berlin (Massif de Santander).
a - Schistes ; b - Schistes gréseux ; c - Calcaires ; d - Marnes ; e - Grès.

Calcaires et marnes (Rosa Blanca)	150 m	
Schistes	50 m	Hauterivien
Grès et conglomérats de base (Tambor)	100 m	Valanginien

D'après mes propres observations (de faciès) soit en Santander, soit plus au Nord dans la Serrania de Perijà, je pense que ce que M. JULIVERT appelle Formation Galembo⁽¹⁾, plus les 30 m de grès, les 10 m de calcaires et les 15 m de schistes du sommet du Barrémien-Turonien de cet auteur sont l'équivalent de la Formation La Luna (Turonien-Santonien)⁽²⁾. Dans cette manière de voir, les grès et schistes au-dessous et jusqu'au toit de la Rosa Blanca (Hauterivien) représenteraient une série compréhensive barrémienne-albienne-cénomaniennne, dont la partie supérieure au moins serait l'équivalent de la Formation Une.

Conclusion.

Quoi qu'il en soit ce court exposé montre que le Massif de Santander était le siège d'une sédimentation crétacée réduite mais de faciès analogue par rapport à celle qui avait lieu à l'Ouest (bassin du Carare). Comme l'indiquent les pages ci-dessus cette région constituait en effet la limite orientale des faciès Carare et donc du bassin du Carare : à l'Est du Massif de Santander un Crétacé apparaît dont les caractères rappellent davantage ceux des roches du bassin de Bogotà.

CHAPITRE XVIII - LES BASSINS DU NORD

a) Le Crétacé de la Concession Barco

La concession pétrolifère Barco se trouve à l'Est et Nord-Est du Massif de Santander, juste à la frontière Colombie-Vénézuéla, sur la prolongation Sud-Ouest de l'axe de Maracaïbo, étant comprise entre le Rio Catatumbo à l'Ouest et le Rio Zulia à l'Est.

Le Crétacé y montre une sédimentation de plate-forme littorale, réduite, bien différente de celle, plus profonde, de la Serrania de Perijà au Nord-Ouest (Fossé, ou "Surco" de Machiques de O. RENZ, 1959) et de la région du Rio Uribante (Fossé ou "Surco" de Uribante de O. RENZ, 1959) au Sud-Est (figure 46, figure 55).

(1) - Galembo dans la nomenclature standard, que JULIVERT adopte dans ses autres notes, a rang de membre et non de Formation. Il est courant dans la stratigraphie moderne qu'un ensemble de roches soit considéré ici comme une Formation et là comme un membre et vice versa, mais il faut que les auteurs justifient de tels changements, ce que JULIVERT n'a pas fait dans le cas présent.

(2) - D'autant plus qu'il serait étonnant de trouver ici, où toute la série crétacée est réduite, un Galembo plus épais que celui de la coupe du Tablazo par exemple (voir figure 53, colonne F).

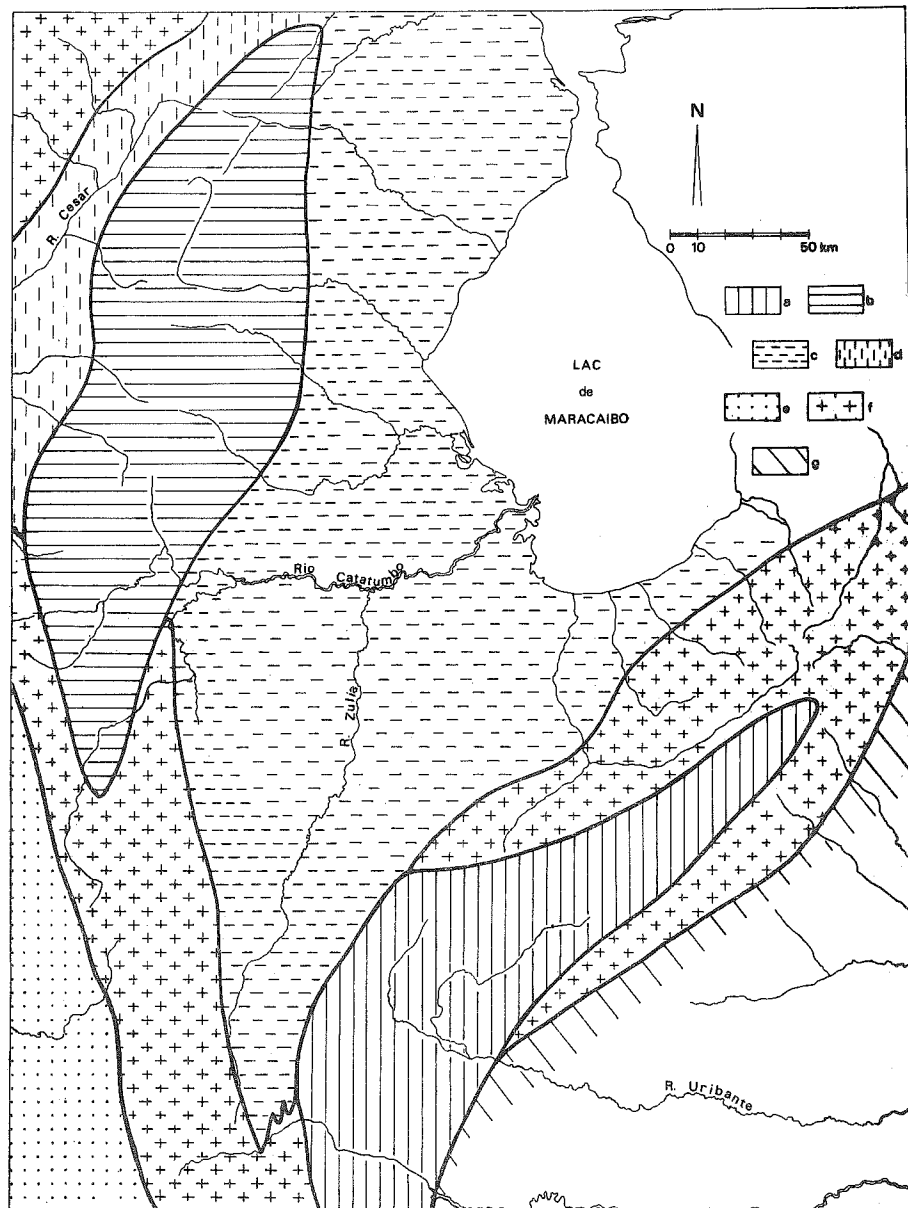


fig. 55 - Schéma montrant les bassins crétacés du NE -

- a - Fosse d'Uribante ; b - Fosse de Machiques (Perijà) s. str. ; c - Plateforme de Barco-Maracaïbo ;
- d - Plateforme du Cesar (zone de bordure de la fosse de Machiques) ; e - Bassin du Carare ;
- f - Massifs anciens à Crétacé réduit ou absent.

La région des structures pétrolifères est constituée par une série de collines ; celles-ci sont délimitées à l'Ouest par une zone de failles et de flexures qui soulèvent les roches anciennes du Massif en formant le relief de la Cordillère Orientale ; tandis que vers l'Est elles perdent progressivement d'importance pour disparaître sous la plaine.

La stratigraphie de cette région est connue par les travaux des géologues pétroliers, mais un accord n'existe ni sur les problèmes de nomenclature stratigraphique, ni sur les questions d'âge. Par conséquent, je me bornerai ici à donner un résumé des observations, essayant cependant de mettre en évidence les caractères les plus importants de la série (figure 56).


	Formations	mètres	
Maestrichtien sup.	CATATUMBO	100 - 270	
Maestrichtien inf. et m.	MITO JUAN	270 - 420	
Maestrichtien inf.	COLON	210 - 450	
Coniacien-Santonien?	LA LUNA	45 - 85	
Turonien	COGOLLO	220 - 420	
Cénomannien			
Albien	AGUARDIENTE	420 - 500	
Aptien	MERCEDES		
Barrémien	TIBU		

fig. 56 - Les formations crétacées du Bassin de Barco.

Sur le cristallin ancien reposent directement :

- a) grès de base (5-12 m) plus 95-160 m de calcaires, associés à des schistes à la partie inférieure ;
- b) schistes à la base, puis alternance de calcaires gréseux, schistes et grès (150-200) ;
- c) grès durs, parfois grès calcaires, glauconitiques, associés à des schistes et à quelques bancs de calcaires (150-160 m, exceptionnellement 275 m).

F.B. NOTESTEIN et al. (1944) ont appelé cet ensemble la Formation Uribante et les termes a, b, c

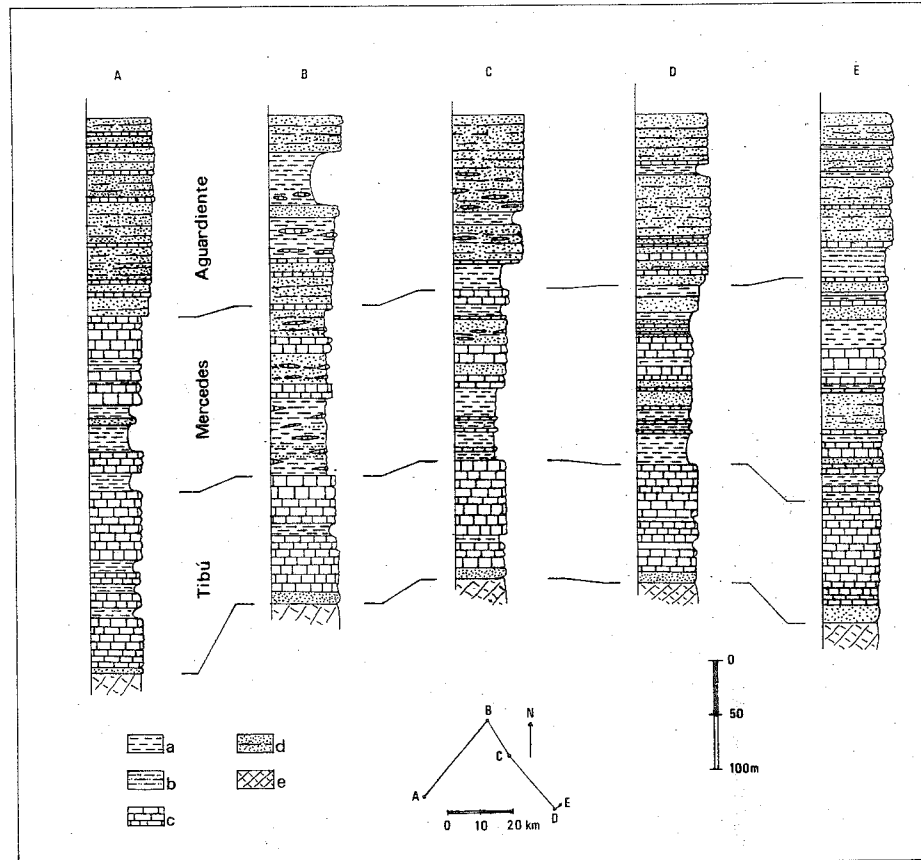


Fig. 57 - Changements de faciès du Groupe Tibu selon F. B. NOTESTEIN et al. 1944 -
 A - Quebrada Santa Elena - B - Socuaro 1 - C - Tres Bocas 2 - A - D - Petrolea 9 S -
 E - Petrolea n° 1 - A. - a - schistes - b - schistes gréseux - c - calcaires - d - grès - e - socle.

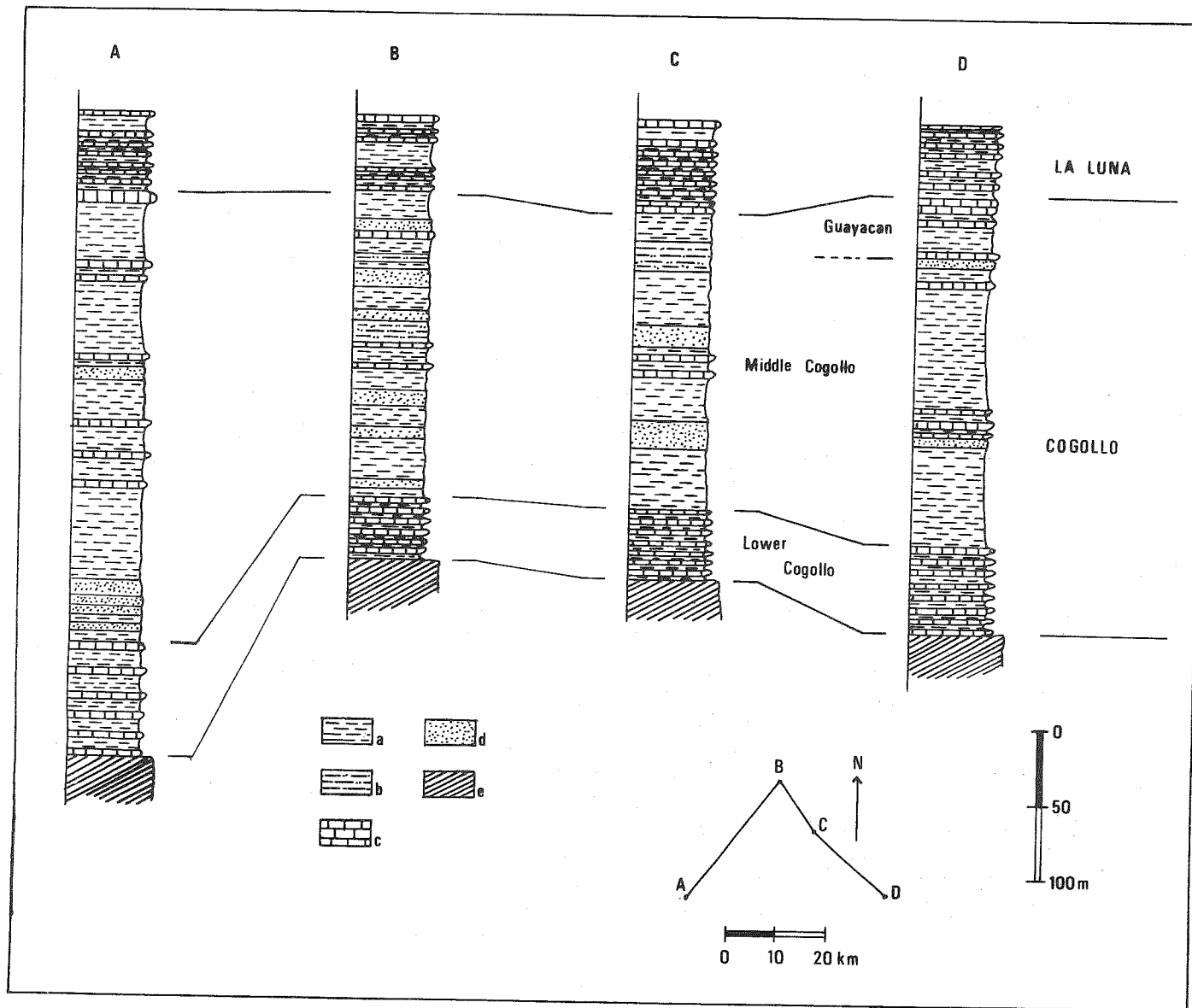


Fig 58 - Changements de faciès des Formations Cogollo - La Luna selon F.B. NOTESTEIN et al. 1944 -
 A - Quebrada - Santa Elena - B - Socuaro 1 - C - Tres Bocas 2 A - D - Petrolea n° 78 -
 a - schistes - b - schistes gréseux - c - calcaires - d - grès - e - Groupe Tibu (ou Uribante de NOTESTEIN)

respectivement Membre Tibù, Membre Mercédés, Membre Aguardiente. Le terme Uribante a été évidemment mal choisi : la région de Uribante appartient en fait à un autre domaine paléogéographique (Fossé de Uribante) à caractères sédimentaires bien différents et dans lequel la série crétacée débute par des couches plus anciennes (voir plus loin). Dans la littérature plus récente (F. A. SUTTON, 1946) le terme de Uribante a été supprimé et les unités a, b, c ci-dessus ont pris rang de Formations.

Ensuite O. RENZ (1959) proposa la nomenclature suivante :

Formation Tibù pour a

Formation Guaimaros pour les schistes à la base de b

Formation Peñas Altas pour b (sauf Guaimaros) plus c

E. ROD (1959) n'est pas entièrement d'accord avec cette nomenclature et voudrait plutôt maintenir la Formation Aguardiente comme définie par SUTTON, groupant a et b comme membres d'une seule Formation, la Formation Apon.

Toutes ces discussions sont en réalité liées au fait que ces auteurs ont établi leurs Formations à côté du bassin Barco proprement dit, dans les fossés de Machiques ou de Uribante.

La seule issue à ce problème me semble pour l'instant celle de définir a, b, c comme Formations (Tibù, Mercédés et Aguardiente) et de les réunir dans un groupe que l'on pourrait appeler de Tibù, plutôt que de Uribante (figure 57).

L'âge de ces roches n'est pas bien déterminé.

La Formation Tibù contient une faune aptienne (O. RENZ, 1959), mais il semble fort probable qu'elle représente aussi le Barrémien.

L'Aguardiente est considérée comme albien.

(Mais E. HUBACH, 1957, n'est pas d'accord avec ces attributions d'âge : il pense, par suite d'une découverte, d'un Toxaster roulini, lequel dans le Tibù ou Uribante de Notestein, d'après lui ne dépasse pas l'Hauterivien, qu'il pourrait s'agir de Valanginien-Hauterivien, donc d'un équivalent du Groupe Caqueza du bassin de Bogotà).

Je retiendrai ici que le Tibù (Uribante de Notestein) est Barrémien-Albien.

Au-dessus du Groupe Tibù (Uribante de Notestein) viennent, en concordance, 230-435 m de schistes foncés avec intercalations de calcaires. (figure 58). C'est la Formation Cogollo de F. B. NOTESTEIN et al., (1944), avec les trois membres Lower Cogollo (schistes et calcaires), Middle Cogollo (schistes), Guayacan (schistes et calcaires), que l'on appelle aujourd'hui Formation Capacho (W. MAYNC, Lex. Strat. Vénézuéla 1956). Dans sa révision de la stratigraphie du Crétacé de Vénézuéla, O. RENZ (1959) divisa la Formation Capacho en trois membres, d'ailleurs correspondant à ceux de la Cogollo de NOTESTEIN :

<u>Capacho</u>	<u>Cogollo</u>
O. RENZ	NOTESTEIN et al.
Membre Guayacan	Membre Guayacan
" Lutita Seboruco	" Middle Cogollo
" La Grita	" Lower Cogollo

D'après les découvertes plus récentes, l'âge de la Formation Capacho est Cénomaniens-Turonien (O. RENZ, 1959 ; E. ROD, 1959).

A la Formation Capacho (Cogollo) fait suite, sur la concession Barco, la Formation La Luna⁺.

⁺ - Ce terme La Luna, comme celui de Uribante, n'a pas été bien choisi pour la concession Barco : le faciès La Luna est typique des fossés (Perijà, Uribante, Magdalena) où on le retrouve à partir du Turonien. Un nom local aurait été sans doute préférable, puisque alors il aurait été possible d'assigner des limites d'âge à La Luna elle-même.

Celle-ci est constituée par quelque 45 - 85 m de calcaires, schistes marneux foncés, cherts en lits et nodules. Son âge est Coniacien - (Santonien ?), dans la Concession Barco.

La Formation La Luna est couverte par la Formation Colon (ou Formation Colon Shale) : 210 - 450 m de schistes argilo-marneux à nodules et lentilles de minéraux de fer, avec à la base un niveau repère à glauconite (2-5 m) puis un deuxième pyriteux (3-5 m). L'âge de la Colon est Campanien - (Maestrichtien inférieur ?).

Sur ces schistes argilo-marneux viennent des schistes argileux et parfois gréseux, dont le toit est constitué par des calcaires à glauconite : c'est la Formation Mito Juan (270 - 420 m), qui correspond au Maestrichtien inférieur et moyen.

La série crétacée se termine enfin avec la Formation Catatumbo du Maestrichtien supérieur : il s'agit de 100 - 270 m de schistes argileux et de grès glauconitiques avec quelques couches de charbon.

Conclusions.

Bien qu'une discussion plus complète du Crétacé du secteur nord de Colombie interviendra plus loin, il faut retenir dès maintenant, de ces données, les faits suivants.

- Dans le bassin pétrolifère de Barco, la transgression marine et la sédimentation crétacées débutent seulement au Barrémien.

Le Barrémien est constitué par une base gréseuse et des calcaires (Formation Tibù). L'Aptien est surtout schisteux (Formation Mercédès). L'Albien est gréseux (Formation Aguardiente) et son faciès rappelle celui de la Formation Une du bassin de Bogotá. Du Cénomanién au Turonien des schistes et des calcaires s'alternent (Formation Cogollo), qui au Coniacien - Santonien (?) sont couverts par le faciès euxinique La Luna. Le Maestrichtien inférieur et moyen est représenté par les schistes des Formations Colon et Mito Juan, cette deuxième ayant au sommet un niveau calcaire. Puis la série crétacée se termine au Maestrichtien supérieur par des alternances de schistes et de grès qui constituent la Formation Catatumbo.

- La sédimentation crétacée y est réduite et d'eau relativement peu profonde.

- Aux conditions peu profondes du milieu sont liés des changements latéraux de faciès dans des zones peu éloignées, tels ceux représentés sur la figure 57 pour le Groupe Tibù (Formation Uribante de Notestein).

- On n'y connaît guère de lacune stratigraphique ou de phases d'érosion ("disconformités") : la sédimentation s'y est faite dans des conditions de calme tectonique.⁺

- Cependant, il est possible de voir dans les grès albiens de la Formation Aguardiente un reflet de la réactivation tectonique qui intéressa au même moment (temps de La Une, Albien) toute la région andine colombienne.

b) Le Crétacé du Fossé ("Surco") de Machiques (Perijà).

La stratigraphie du Crétacé de ce compartiment a fait l'objet de nombreuses discussions quant à l'emploi de la nomenclature, de la valeur de certaines subdivisions (formations) et de l'équivalence de celles-ci. Je ne participerai nullement à cette polémique et dans ce qui suit j'essayerai seulement de préciser, autant que possible, les faits objectifs concernant le remplissage sédimentaire de ce bassin. Pour cela je m'appuierai sur mes propres observations sur le flanc colombien de la chaîne de Perijà (L. RADELLI, 1962 b) et sur les travaux

⁺ - Ces caractères montrent bien l'indépendance du bassin Barco-Maracaïbo de ceux du Carare et de Bogotá, d'une part, et de ceux de Machiques et d'Uribante de l'autre (voir plus loin). Les limites du bassin de Barco-Maracaïbo sont en général faciles à tracer (figure 55) sauf vers le Sud (limite Barco-Bogotá). Celle indiquée sur la fig. 55, qui coïncide avec la région d'affleurement des massifs de Labateca et Pamplona, n'est qu'indicative.

de O. RENZ sur son flanc oriental au Vénézuéla (O. RENZ, 1959). La série crétacée débute avec des couches gréseuses : la Formation Rio Negro. Celle-ci repose, parfois en discordance, sur les grès du Groupe Giron et elle est constituée par des arkoses conglomératiques ou non, avec intercalations de pélites, de couleur rouge à jaune. La stratification entrecroisée y est fréquente. Les sédiments viennent soit de l'érosion du Giron, soit des terrains plus anciens. Des galets de roches cristallines (rhyodacites) y sont communs, par exemple aux environs de Manaure. La formation est continentale ou sub-continentale et elle a été déposée par des rivières ou des torrents. La Formation Rio Negro n'a pas fourni de fossiles jusqu'à présent : son âge, en raison de sa position stratigraphique (voir plus loin) est considérée comme Néocomien - (Barrémien ?) : elle représente la base de la transgression crétacée. Son épaisseur varie beaucoup : de 3000 m à quelques centaines de mètres.

Au-dessus vient une série calcaire qui a reçu le nom de Formation Apon (F. A. SUTTON, 1946). Celle-ci consiste en trois membres, de haut en bas :

Membre Apon superior (ROD et MAYNC 1954) ou Membre Piché (O. RENZ, 1959) : calcaires gris, durs, calcaires marneux, marnes, calcaires gréseux et détritiques ; 40 - 145 m
Membre Apon medio (ROD et MAYNC, 1954) ou Membre Machiques (O. RENZ, 1959) : calcaires gris feuilletés, calcaires marneux, pélites noires à nodules de calcaire gris ; 205 m
Membre Apon inferior (ROD et MAYNC, 1954) ou Membre Tibù (O. RENZ, 1959) : calcaires blancs ou crème, massifs, calcaires marneux, intercalations de pélites et de dolomies, nodules de cherts, parfois à la base calcaire à glauconite ; 360 - 380 m.

L'âge de la Formation Apon est Barrémien - Aptien : elle correspond aux Formations Mercédès + Tibù de la Concession Barco.

Au-dessus de la Formation Apon, et séparée de celle-ci par une phase d'érosion ("disconformity"), ou tout au moins par un hiatus, repose la Formation Lisure (E. ROD et W. MAYNC, 1954 ; O. RENZ, 1959), appartenant à l'Albien.

Elle est constituée par des grès bleutés, marrons ou verts, glauconitiques, des calcaires également glauconitiques et parfois gréseux, des grès micacés, des lentilles de calcaire pour une épaisseur variable de 50 à 180 m. Une fois de plus nous trouvons l'Albien caractérisé par un faciès "Une", avec réactivation tectonique de la sédimentation et attaque des roches anciennes micacées par l'érosion.

Cet ensemble est recouvert par 40 - 120 m de calcaires gris massifs, cristallins et organogènes à intercalations de marnes et pélites, qui ont reçu le nom de Formation Maraca (E. ROD et W. MAYNC, 1954 ; O. RENZ, 1959), d'âge cénomanien. La Formation Maraca est concordante, soit avec la Formation La Luna en haut, soit avec la Lisure en bas : à sa base quelques couches à glauconite en constituent le terme de passage de celle-ci.

La Formation La Luna, qui se trouve au-dessus, est constituée par des calcaires gris foncé à noir, bitumineux, fétides à la percussion, en lits minces et feuilletés, avec nodules ellipsoïdaux caractéristiques (L. RADELLI, 1962 b), de calcaire noir qui peuvent atteindre une taille de quelques décimètres, et intercalations de pélites et cherts en feuilles et nodules. Son âge est Turonien - Coniacien - (Santonien ?) : le faciès La Luna apparaît plus tôt dans le Fossé ("Surco") de Machiques que dans les bassins de la Concession Barco (voir aussi note page 194).

L'épaisseur de La Luna ne dépasse guère 300 m et en général elle est de 100 - 150 m environ.

Le dépôt de La Luna a été suivi dans la partie ouest du Fossé ("Surco") de Machiques (Colombie) par celle d'une série calcaire (Formation Guaralamai) et dans sa partie est (Vénézuéla) par celle d'une série de pélites (Formations Colon et Mito Juan).

Formation Guaralamai. Le nom vient d'une localité de la presqu'île de la Guajira où la formation a été définie par O. RENZ, 1956 in O. RENZ, 1959, 1960). Je l'emploie ici pour la première fois pour les roches calcaires du Crétacé supérieur de la partie la plus occidentale de ce bassin, à proximité du Massif de Santa Marta (Vallée du Carare), en raison du même faciès et de la même position stratigraphique de celles-ci par

rapport à celles de la dite presque île.

La Formation Guaralamai consiste en quelque 600 - 700 m de calcaires gris ou clairs à huîtres avec intercalations de marnes, d'eau peu profonde. Son âge est (Santonien ?) - Campanien - Maestrichtien⁺.
Formation Colon et Formation Mito Juan.

Ces deux formations sont peu différenciées du point de vue lithologique et de ce fait difficiles à séparer, si bien qu'à maintes reprises on les a considérées comme un seul ensemble : Formation Colon-Mito Juan.

La Colon est constituée de pélites avec, à la base, des niveaux glauconitiques et quelques couches de calcaire ("caliza Socuy") ; elle est marine et, semble-t-il, d'eau relativement profonde. La Mito Juan est aussi constituée par des pélites, mais avec de nombreuses intercalations gréseuses, et, à la partie supérieure, des calcaires gréseux à glauconite. Elle paraît s'être déposée dans un milieu de plus faible profondeur et peut-être saumâtre.

Les deux formations représentent le Crétacé supérieur (Colon : Santonien ? - Campanien ; Mito Juan : Maestrichtien - Danien ?).

Conclusions.

L'histoire sédimentaire du Fossé de Machiques peut donc être résumée comme suit. Après une phase néocomienne de sédimentation au moins en grande partie continentale (Formation Rio Negro), le bassin est envahi par la mer au Barrémien. Pendant le Barrémien et l'Aptien une sédimentation surtout calcaire y a eu lieu (Formation Apon). A l'Albien des grès micacés et des calcaires glauconitiques et gréseux se déposent (Formation Lisure). Les grès micacés indiquent que le socle cristallin a été alors attaqué par l'érosion et par là que des mouvements tectoniques ont eu lieu à cette époque comme dans d'autres bassins colombiens (Bogotá, Barco...). Au Cénomaniens la sédimentation redevient calcaire (Formation Maraca). Du Turonien au Santonien (?) des conditions euxiniques se réalisent et des alternances de calcaires bitumineux, de pélites et de cherts se sédimentent (Formation La Luna). Puis du (Santonien ?) - Campanien au Maestrichtien - (Danien ?) le Crétacé se termine au pied du versant colombien de la chaîne de Perijá par des calcaires (Formation Guaralamai) et au Sud-Est par des pélites à intercalations gréseuses (Formation Colon Mito Juan).

c) Le Crétacé du Fossé (Surco) de Uribante.

Bien que le bassin de Uribante proprement dit appartienne au Venezuela (voir fig. 55) il est indispensable pour encadrer le bassin de Barco dans son contexte régional, d'en parler ici au moins d'une façon sommaire.

Dans la partie axiale du Fossé, qui passe grosso modo par La Morita, la série crétacée débute, comme dans le Fossé de Machiques, avec les grès de la Formation Rio Negro. Ceux-ci disparaissent dès que l'on s'approche de la région de Barco et déjà à San Cristobal ils sont fort réduits. La même chose s'observe vers le Sud-Est en se rapprochant du bouclier de Guyane, ou vers le Nord-Nord-Est en pénétrant dans le Massif de Merida.

Au-dessus, on trouve la Formation Tibù, déjà décrite, laquelle, vers l'Ouest, repose directement sur le socle ancien (Rio Negro ayant disparu) et qui disparaît vers le bouclier à l'Est et vers le cristallin de Merida au Nord-Nord-Est. Sans tenir compte de formations plus réduites et d'ailleurs encore objet de discussions, la Tibù est alors couverte par la Formation Peñas Altas (O. RENZ, 1959), qui est l'équivalent des Formations Mercedes + Aguardiente de Concession Barco. Elle est la première formation crétacée qui

⁺ - J.B. MILLER (1960) reconnaît l'âge crétacé supérieur de ces roches, mais il les décrit également - et je dirais à tort - comme "Guasare", la Guasare étant une formation du Paléocène du bassin de Maracaïbo.

arrive à surmonter le socle ancien tant à l'Est qu'au Nord-Nord-Est. La Formation Peñas Altas (O. RENZ, 1959) consiste :

à la partie inférieure, en grès quartziques de base à stratification entrecroisée, calcaires, grès quartziques, schistes.
à la partie moyenne, en grès quartziques massifs, à éléments de quartz sub-angulaires.
à la partie supérieure, en calcaires massifs, oolithiques et pisolithiques, détritiques, à intercalations de grès quartziques et de pélites micacées

Son épaisseur est de 400 m dans la partie axiale, mais elle est grandement réduite tant vers le massif cristallin de Merida que vers le bouclier de Guyane. Son âge est aptien-albien.

Sur la Peñas Altas repose la Formation Cogollo-Capacho dans le secteur du Fossé qui se trouve du côté Concession Barco et une nouvelle formation, la Formation Escandalosa, du côté bouclier de Guyane.

Cette dernière consiste en grès quartziques un peu calcaires à glauconite. Elle représente un changement latéral de faciès de la Cogollo-Capacho, sous l'influence des apports détritiques venant du bouclier lui-même. Son épaisseur est d'environ 300 m.

À la Formation La Luna de la Concession Barco (Coniacien-Santonien ?) correspondent, dans le Fossé de Uribante, les formations suivantes :

Formation Lutita de la Morita, Formation Quevedo et Formation Ftanita de Tachira, celle-ci représentant un changement de faciès de la Quevedo en direction de Concession Barco.

La Formation Lutita de la Morita consiste presque entièrement en pélites parfois calcaires de couleur gris foncé avec de minces intercalations de calcaires et de pellicules phosphatées. Epaisseur : 150 - 180 m. Age : Coniacien.

La Formation Quevedo est constituée par 180 - 200 m de roches siliceuses dures à cassure conchoïdale et à pellicules de phosphate, parfois avec intercalations de couches gréseuses. Age : Coniacien - (Santonien ?).

La Formation Ftanita de Tachira (O. RENZ, 1959), comme le dit son nom, est constituée par des roches siliceuses noires (phtanites) finement stratifiées en couches de 5 - 20 cm, séparées entre elles par de plus minces couches de pélites également siliceuses, dans lesquelles s'intercalent parfois des lentilles de calcaires et des brèches phosphatées. Son épaisseur est de 80 - 100 m.

Le Crétacé de cette région se termine avec la Formation Burgüita, qui est l'équivalent des Formations Colon + Mito Juan. La Formation Burgüita se compose de grès micacés parfois glauconitiques, souvent calcaires, dans lesquelles s'intercalent de plus minces couches de pélites. Son épaisseur est de 350 - 400 m. Age : (Santonien ?) - Campanien - Maestrichtien.

Conclusions.

Telle qu'elle a été décrite, la sédimentation crétacée d'Uribante présente de nombreux points communs avec celle du Fossé de Machiques. Le Néocomien est représenté par les grès continentaux de la Formation Rio Negro. Le Barrémien est marin et constitué par des calcaires avec une base gréseuse (Formation Tibù). Aptien et Albien sont représentés par la Formation Peñas Altas, qui est d'abord gréseuse puis grésocalcaire. Cénomanién et Turonien sont représentés dans la partie du Fossé d'Uribante qui se trouve à proximité du bassin Barco par des alternances de calcaires et de schistes (Formation Cogollo ou Capacho) ; et vers le bouclier de Guyane par des grès surtout (Formation Escandalosa). Du Coniacien au Santonien (?) la sédimentation devient très variable et des alternances de pélites, de grès, de calcaires, de pellicules phosphatées et de cherts s'accumulent. Enfin du Santonien au Maestrichtien se déposent des grès micacés à glauconite et de pélites (Formation Burgüita).

d) Le Crétacé de la presqu'île de la Guajira.

On peut y reconnaître trois compartiments à sédimentation crétacée différente (fig. 59) :

- au Sud la "Plate-forme de la Guajira" (définie par O. RENZ, 1956, in O. RENZ, 1960) ;
- au Nord de celle-ci, le Fossé ("Surco") de la Guajira (ibidem) ;
- au Nord-Est et séparée de celui-ci par les massifs axiaux de la presqu'île, une région à Crétacé réduit et transgressif, la région de Punta Espada. Dans le Fossé de la Guajira la sédimentation crétacée

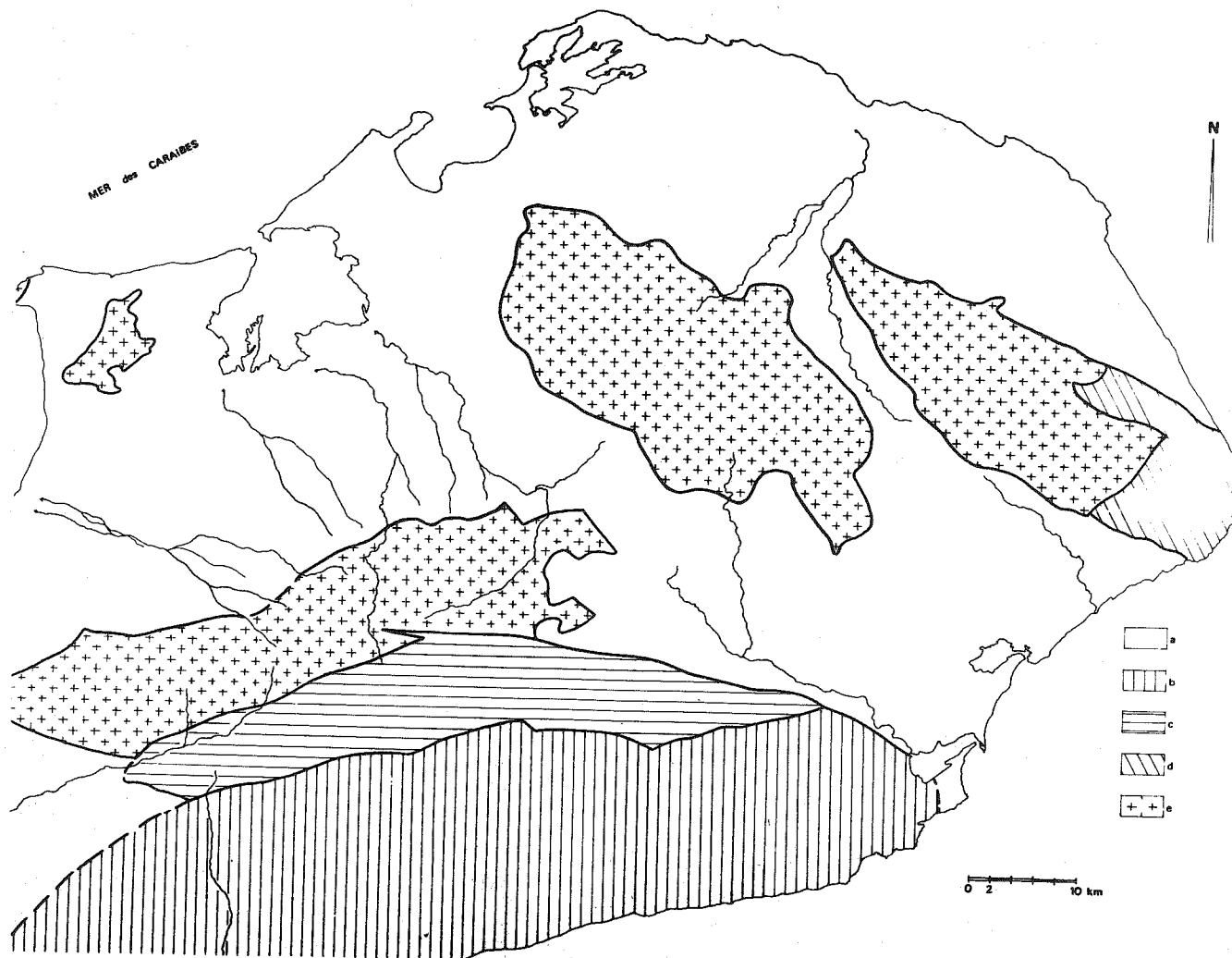


Fig. 59 - Les bassins crétacés de la presqu'île de la Guajira -
 a - Tertiaire et Quaternaire - b - Plateforme - c - Fossé - d - Punta Espada
 e - Socle cristallin.

est précoce et continue celle du Jurassique à faciès fin. Dans les deux autres compartiments, le Crétacé débute, par contre, avec des grès et des conglomérats transgressifs valanginiens, et la sédimentation y reste réduite par rapport à celle du Fossé. La différence entre le Crétacé de la Plate-forme et celui de Punta Espada est essentiellement tectonique, la première ayant été très déformée, au Tertiaire, par rapport à la deuxième.

Les formations crétacées du Fossé sont les suivantes : Lutita de Cuiza, Kesima, Palanz, Moína, Yuruma. Celles des autres régions citées : Palanz, Moína, Yuruma, Cogollo (Groupe), La Luna et Guaralamai.

Formation Lutita de Cuiza : il s'agit de 50 à 200 m de schistes pourpres, souvent calcaires avec des lentilles de calcaire dolomitique, qui, d'après leur position stratigraphique, constituent le terme de passage du Jurassique (Groupe Cosinas) au Crétacé (Formation Kesima).

Formation Kesima : 50 à 200 m de calcaires néritiques, parfois oolithiques et détritiques, lumachelles, avec intercalation de marnes grises, Age : Berriasien ? - Valanginien ?

Formation Palanz : c'est la première formation crétacée qui se trouve aussi bien dans le Fossé que sur la Plate-forme et dans la région de Punta Espada. Du point de vue lithologique, elle consiste en conglomérats et grès de couleur pourpre à rouge du type arkose (L. RADELLI, 1962), qui contiennent des galets de granites et de roches métamorphiques du socle, de roches effusives et de grès du Groupe Giron (ici : Formation Cojoro), avec intercalations de calcaires oolithiques et récifaux. La formation est marine et elle représente sur la Plate-forme et à Punta Espada la base de la transgression crétacée. Son âge est vraisemblablement valanginien. Epaisseur et relations stratigraphiques avec les formations sous-jacentes :

- dans le Fossé : 400 m ; concordance avec la Formation Kesima ;
- sur la Plateforme : 300 m ; discordance sur le Groupe Giron (Cojoro) ;
- dans la région de Punta Espada : 200 m qui diminuent jusqu'à disparaître vers le Massif de Macuira ; discordance sur le socle cristallin.

Formation Moína. Il s'agit d'une formation à dominante calcaire, mais qui présente des changements de faciès d'une unité à l'autre (O. RENZ, 1960) :

- Plate-forme, de haut en bas : 175 m de calcaires siliceux massifs
100 m de marnes et calcaires noduleux
100 m de calcaires massifs oolithiques, puis calcaires gris gréseux parfois dolomitiques, en alternance avec des marnes et des calcaires noduleux ;
- Fossé : la place des composants marneux est prise par des grès massifs (250 - 280 m) ;
- Punta Espada : calcaires, parfois dolomitiques et récifaux, lumachelles (+ 340 m).

Age : Hauterivien.

Formation Yuruma. La Yuruma est aussi une formation à dominante calcaire, mais des variations de faciès (et de faunes dont il ne sera pas question ici) traduisent l'existence de différents milieux sédimentaires correspondant aux unités envisagées :

- Sur la Plate-forme l'épaisseur de la Yuruma est réduite (150 m) et son faciès est celui de marnes et calcaires noduleux ; le milieu était néritique-euxinique ;
- dans le Fossé (où la formation est d'ailleurs incomplète par érosion) l'épaisseur augmente considérablement (+600 m) et son faciès (schistes et calcaires noirs à nodules, puis encore calcaires foncés et esquilleux en alternance avec des schistes) rappelle un milieu euxinique ;
- à Punta Espada contient presque seulement des calcaires laminés (- 440 m) de faciès néritique.

Age : Barrémien.

Groupe Cogollo. On réunit sous cette dénomination les roches comprises entre la Formation Yuruma en bas et la Formation La Luna (voir plus loin) en haut. Il s'agit encore d'une sédimentation calcaire, que l'on trouve seulement sur la Plate-forme et dans la région de Punta Espada.

- sur la Plate-forme, le Groupe Cogollo est constitué à la partie inférieure par des calcaires gris bleuté à intercalations de marnes (à la base), puis par des calcaires noirs finement stratifiés : le faciès de cet ensemble (+ 400 m) rappelle encore celui de la Formation Yuruma et un milieu sédimentaire également euxinique ; et à la partie supérieure par des calcaires massifs, oolithiques, à lumachelles, un peu gréseux et parfois à nodules de chert avec faune benthonique (250 m).
- à Punta Espada, il y a d'abord transition des calcaires laminés de la Formation Yuruma à des calcaires un peu détritiques, puis à des calcaires récifaux (+ 70 m) ; suivent quelque 50 m de calcaires noirs et de schistes et encore des calcaires laminés et des marnes ; puis le Groupe Cogollo se termine par 900 m de calcaires massifs, cristallins, parfois oolithiques et dolomitiques.

Age : les faunes indiquent l'intervalle Aptien-Turonien.

Formation La Luna. Cette formation se trouve seulement sur la Plate-forme et dans la région de Punta Espada. Elle consiste, à la base, en calcaires foncés et laminés à concrétions et à la partie supérieure en roches siliceuses. Comme l'indique aussi sa faune, elle représente l'établissement de conditions de sédimentation pélagiques. Epaisseur : + 100 m. Son âge est, à la Guajira, Coniacien-Santonien.

Formation Guaralamai. Près de Guaralamai, sur la Plate-forme, la Formation La Luna (siliceuse) est couverte en concordance par 600 - 700 m de calcaires laminés à intercalations marneuses que O. RENZ (1959) appela Formation Guaralamai. A la partie supérieure elle contient quelques couches de calcaires à glauconite, parfois noduleux.

Age : (Santonien ?) - Campanien - Maestrichtien.

Cette formation se trouve, je l'ai indiqué plus haut, aussi dans la vallée du Carare, qu'il est possible de considérer comme ayant appartenu à l'unité de la Plate-forme de la Guajira.

Conclusions.

Ce que je viens de dire montre que pendant le Crétacé trois bassins sédimentaires allongés plus ou moins Est-Ouest ont fonctionné à la presqu'île de la Guajira.

Du Nord au Sud, ce sont : Bassin de Punta Espada, Fossé de la Guajira, Plate-forme de la Guajira. Ces bassins présentent chacun des caractères propres, mais aussi des caractères communs (et c'est pourquoi j'ai voulu les traiter en même temps). Dans le Fossé de la Guajira, en continuité stratigraphique avec les roches marines de ce bassin d'âge kiméridgien-tithonique, on trouve une série berriasienne-barrémienne (le Barrémien étant incomplet par érosion). Sur la Plate-forme et à Punta Espada, en revanche, la sédimentation crétacée n'a débuté qu'au Valanginien et on y connaît une série valangienne-santonienne (Punta Espada) ou valanginienne-maestrichtienne (Plate-forme). Le Berriasien (Fossé) est constitué d'abord par des schistes pourpres avec des intercalations calcaires puis par des calcaires néritiques. Le Valanginien est partout marin, transgressif à Punta Espada et sur la Plate-forme, et constitué par des grès avec des intercalations calcaires (Formation Palanz). L'Hauterivien est représenté surtout par des calcaires et des marnes (Formation Moína), mais dans le Fossé la place des marnes est prise par des grès, et les calcaires sont récifaux à Punta Espada. Le Barrémien est entièrement calcaire à Punta Espada, marno-calcaire sur la Plate-forme, schisto-calcaire dans le Fossé (Formation Yuruma), où il constitue le terme crétacé le plus jeune respecté par l'érosion au moins en partie. L'intervalle aptien-turonien est représenté par des calcaires (laminés d'abord, puis massifs), des marnes, des dolomies et parfois par des schistes et des cherts (Groupe Cogollo).

Coniacien et Santonien sont constitués par des calcaires finement stratifiés et par des cherts (Formation La Luna). Santonien (?), Campanien et Maestrichtien enfin sont représentés seulement sur la Plate-forme, où ils sont constitués par des calcaires finement stratifiés à intercalations marneuses (Formation Guaralamai).

Sauf à l'Hauterivien, qui est plus épais sur la Plate-forme et à Punta Espada, les épaisseurs sont plus fortes dans le Fossé que dans les deux autres bassins.

CHAPITRE XIX - LE CRÉTACE DU HAUT MAGDALENA

Pour les roches crétacées de ce bassin les géologues colombiens ont toujours employée la nomenclature stratigraphique établie dans celui de Bogotà. Une fois de plus il y a eu confusion entre unités lithostratigraphiques et chronostratigraphiques. En effet, bien que de fortes analogies de faciès existent entre les roches qui se sont déposées dans les deux à partir du Turonien, des différences stratigraphiques importantes opposent celles du bassin de Bogotà à celles du bassin du Haut Magdalena, et de nouvelles unités lithostratigraphiques auraient dû être créées pour ces dernières.

Conséquence de cette méthode incorrecte : l'existence d'un bassin crétacé indépendant du Haut Magdalena n'a pas été reconnue jusqu'ici. Seulement E. HUBACH avait pressenti le caractère géologique particulier de la région du Magdalena (qu'il a appelé plusieurs fois "Hoya geologica del Magdalena") par rapport aux régions voisines pendant le Crétacé, mais il ne l'a jamais définie du point de vue stratigraphique, sans doute parce que, lui aussi, avait attribué une valeur chronostratigraphique aux unités lithostratigraphiques du bassin de Bogotà.

a) Le Crétacé dans la vallée du Magdalena entre Neiva et le Rio Paez.

Le Crétacé de cette région est encadré tant à l'Est qu'à l'Ouest par le socle hercynien qui forme les premiers contreforts de la Cordillère Orientale (Massif de Garzon-Algeiras) et de la Cordillère Centrale (Massif du Paez). Ce socle monte d'ailleurs en coupes à l'intérieur du bassin crétacé lui-même (fig. 37, page 137).

Le Crétacé débute par de l'Albien transgressif et discordant sur un Ciron d'ailleurs réduit (300 m) ou directement sur le socle cristallin. La série, de haut en bas, est la suivante :

- | | |
|---|--|
| non proposé (voir paragraphe b) :
Formation La Vega | - Maestrichien inférieur (fin de la phase marine) :
plaeners, grès (= Arenisca Dura), grès et pélites
et au toit encore des grès (= Arenisca Tiema)
(130 m)
..... disconformity |
| non proposé (voir paragraphe b) :
Formation Rio Chaguola | - Campanien : cherts à proximité de la base puis
schistes gréseux - (60 m) |
| non proposé (voir paragraphe b) :
Formation Coello | - Coniacien : à la base schistes à concrétions calcaires
(40 m), puis cherts et grès blancs phosphatés (60 m)

- Cénomaniens-Turonien : pélites et grès fins avec, à
la limite Cénomaniens-Turonien, une intercalation
calcaire à <u>Exogyra squamata</u> d'Orb. (<u>mermeti</u> Auct)
(100 m). |
| non proposé (voir paragraphe b) :
Formation Fiedros | - Albien moyen et supérieur : grès fins versicolores à la
partie supérieure, grès et calcaires à la partie inférieure
(100 m).
- Albien inférieur : grès massifs laminés et parfois conglomératiques ; à la base une brèche à éléments du socle
(100 m). |

b) Le Crétacé de la région de Girardot-Chaparral.

Dans cette région qui se trouve à l'Ouest Sud-Ouest de Bogotà (fig. 60), la base de la série crétacée n'est visible qu'au Sud-Ouest de la ville de Girardot, au pied de la Cordillère Centrale, de Payandé à la vallée du Rio

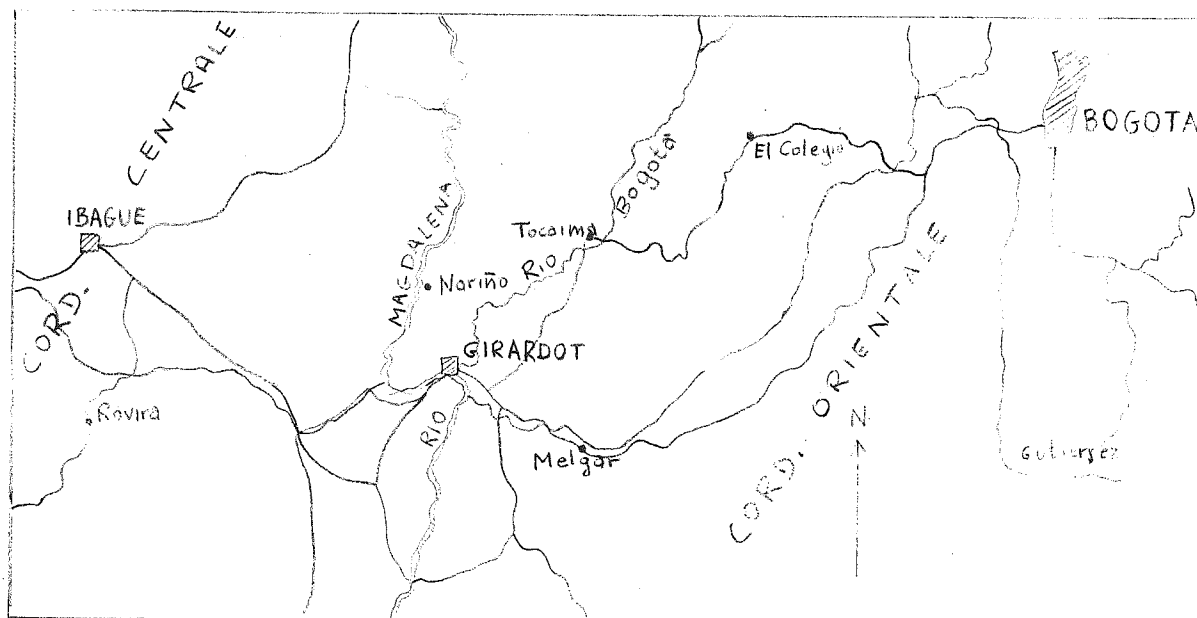


Fig. 60 - Situation géographique de la région de Girardot. Ech. 1/1 000 000

Saldaña dans le secteur de Chaparral, où sur le Groupe Payandé (= Groupe Giron) ou sur le socle hercynien, se sont déposées des roches aptiennes ; partout ailleurs le terme le plus bas qui affleure est l'Albien (fig. 61), auquel fait suite une série complète cénomaniennemaestrichtienne.

Du point de vue lithologique et cartographique, ces dépôts se partagent en 5 unités naturelles, qui pourraient et devraient être considérées comme des formations. Il est possible de séparer : des grès et des calcaires aptiens (Formation Rio Luisa) ; un ensemble de calcaires et de schistes calcaires d'âge albien-turonien (Formation Piedras) ; les schistes et les cherts coniaciens (Formation Coello) ; les marnes, argiles et cherts d'âge santorien-campanien (Formation Rio Chaguala, qui à proximité de Doima contient un niveau calcaire, Membre Doima) ; et les grès maestrichtiens avec à la base des schistes campaniens supérieurs (Formation La Vega).

L'Aptien, réduit (quelque 500 m) par rapport à celui du bassin de Bogotà, est constitué par des grès siliceux à la base, puis par des schistes calcaires et des calcaires et il se termine avec des grès calcaires à hématite. L'Albien, également réduit (quelques 200 m) se compose de calcaires argileux et de schistes calcaires et bitumineux. Au-dessus viennent des schistes calcaires et argileux (1000 m environ) avec des intercalations de calcaires, d'âge cénomanien. Puis l'on trouve la série turonienne-maestrichtienne, équivalente du Groupe Guadalupe du bassin de Bogotà, avec lequel il est intéressant d'établir des comparaisons pour mettre en évidence à la fois les similitudes et les différences entre les roches de même âge des deux bassins. La série turonienne-maestrichtienne affleure bien à l'Ouest de Girardot (coupe Girardot-Nariño), où elle a été étudiée par H. BURGL et Y. DUMIT TOBON (1954).

Elle débute avec des schistes marneux (40 m à l'affleurement) à Inocérames indéterminables. Au-dessus viennent des bancs de marnes et de calcaires gréseux (5 m) qui semblent correspondre encore au Membre "Caliza de Chipaque" du bassin de Bogotà de la Formation Chipaque (Groupe Villeta). Suivent des marnes gréseuses à

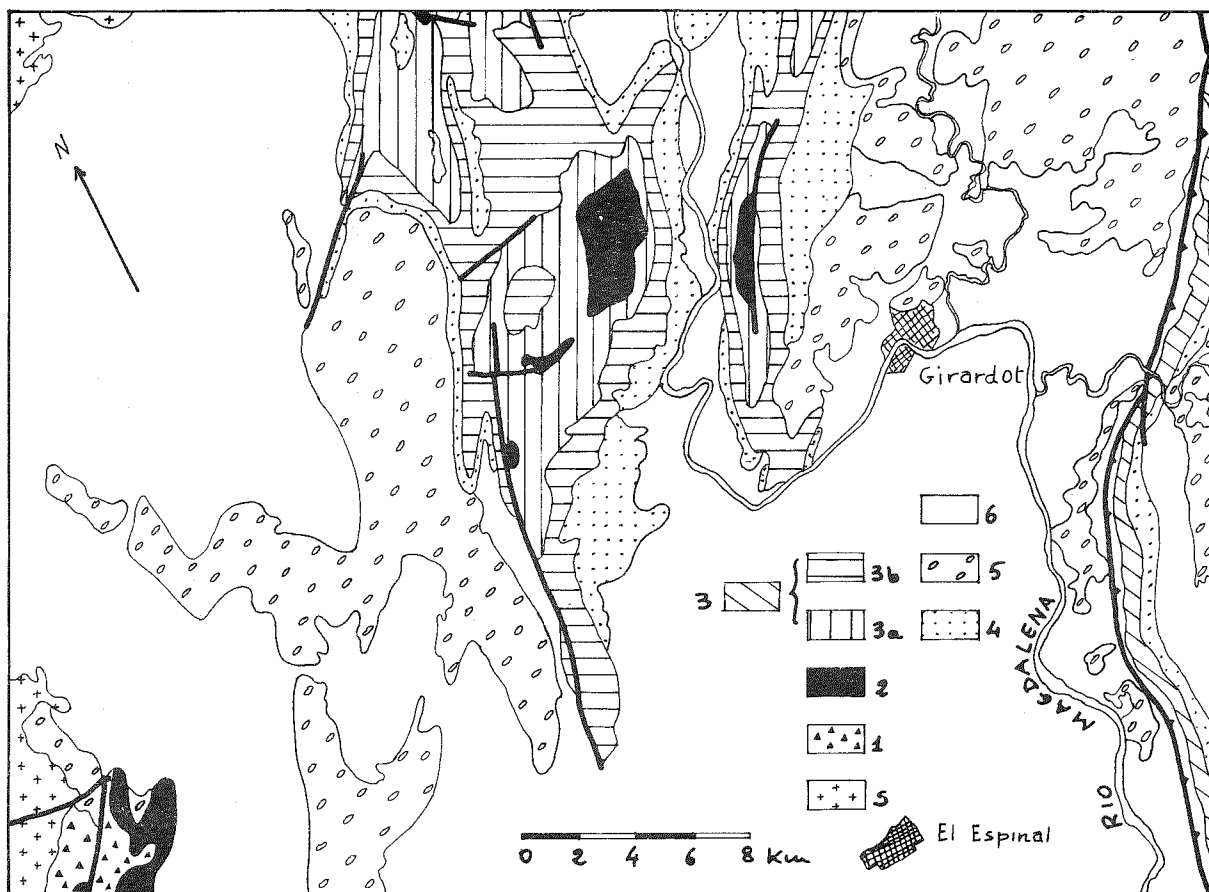


Fig. 61 - Carte géologique de la région de Girardot (selon H.C. RAASVELDT 1956, simplifiée)
 S - Socle - 1 - Albien - 2 - Albien - Turonien - 3 - Sénonien - 3a Coniacien - 3b - Santonien - Campanien -
 4 - Maestrichtien inf. - 5 - Tertiaire indifférencié - 6 - Quaternaire.

concrétions calcaires avec de petits lits de chert, et quelques bancs de grès (+ 20 m) avec les fossiles : *Inoceramus labiatus* Schlotheim - *Coilopoceras aff. grossouvrei* Hyatt - *Thomasites rollandi complanata* Perviquiere, puis encore des marnes et des calcaires gréseux, des schistes et des cherts ("Tercera Lidita") à *Barroisoceras*, *Inoceramus* et *Prionocycloceras* (H. BÜRGL et Y. DUMIT TOBON 1954) imprégnés de pétrole et d'asphalte. L'ensemble de ces roches correspond bien au Membre "La Frontera", c'est-à-dire au Membre basal de la Formation Guadalupe inferior du Groupe Guadalupe.

Des problèmes d'âge ont été posés par H. BÜRGL (ibidem), qui ne semble pas accepter la stratigraphie du Crétacé de la Cordillère Orientale et de la vallée du Magdalena établie par E. HUBACH. Sans avoir la prétention de résoudre ce problème, le domaine paléontologique sortant de ma compétence, j'essayerai au moins de le poser clairement.

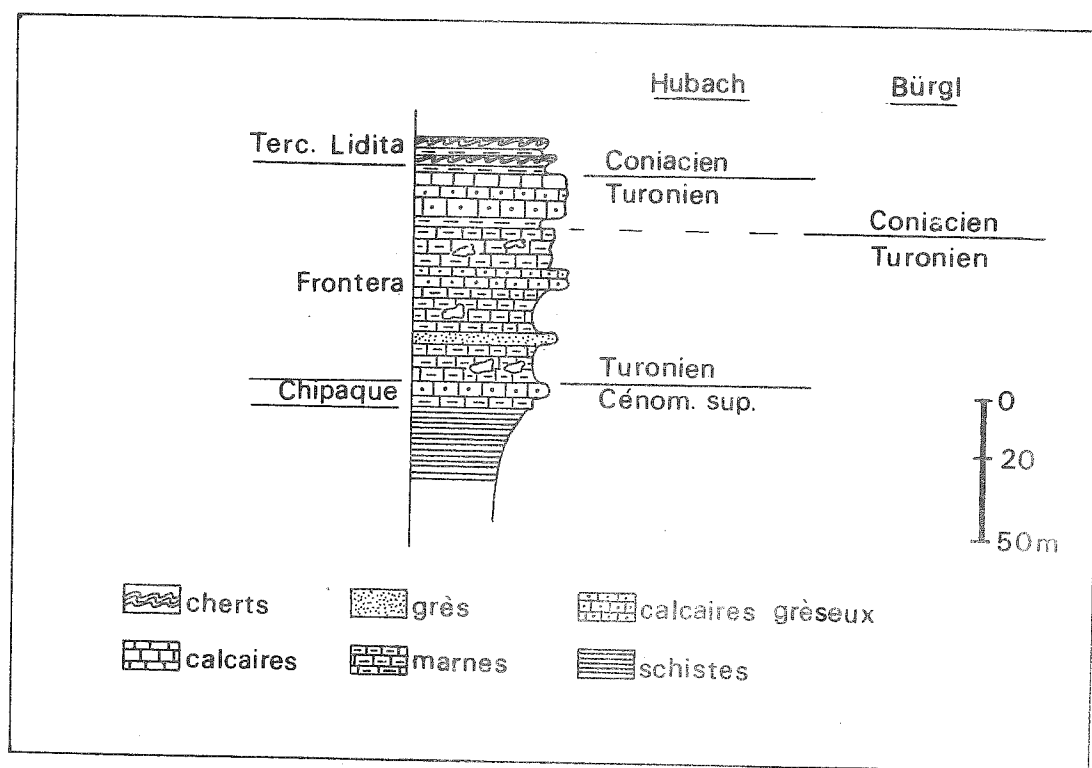


Fig. 62 - Stratigraphie du Crétacé sup. de Girardot (selon E. HUBACH et H. BÜRGL).

Comme le montre la fig. 62, d'après la stratigraphie de E. HUBACH le Turonien débiterait seulement après les calcaires "Chipaque" ; par contre H. BÜRGL considère comme d'âge turonien non seulement la plus grande partie de "La Frontera" mais aussi le "Chipaque" et les schistes sous-jacents.

La limite Turonien-Coniacien, placée selon E. HUBACH, à la base des cherts ("Tercera Lidita"), est déplacée par H. BÜRGL au-dessous de ceux-ci, à l'intérieur de "La Frontera".

Or, il faut signaler que, tout d'abord, dans les colonnes de H. BÜRGL, l'âge turonien des schistes est basé seulement sur la présence d'Inocérames indéterminables, mais que par contre la limite inférieure de son Coniacien est établie sur de bons fossiles et paraît plus probable que celle donnée par E. HUBACH (le déplacement n'est

d'ailleurs pas important et il ne touche en rien aux subdivisions majeures, formations et groupes, de cet auteur),

Je pense donc qu'il faut accepter pour le Turonien la limite inférieure proposée par E. HUBACH et la limite supérieure de H. BÜRGL.

Le Coniacien est alors formé, outre les roches de la partie supérieure de "La Frontera", par les termes suivants, de haut en bas :

- | | |
|--|------|
| - cherts plissotés ("Segunda Lidita") avec de nombreuses écailles de poissons, | 70 m |
| - marnes argileuses à concrétions calcaires fossilifères et souvent imprégnées de pétrole et d'asphalte, | 45 m |
| - schistes mameux feuilletés à fossiles imprégnés de pétrole et asphalte avec quelques lits de chert, | 20 m |

La limite Coniacien-Santonien n'est pas bien précisée par des fossiles repères. On a l'habitude de la placer au toit de la "Segunda Lidita" compte tenu de la disparition complète des faunes de mollusques, notamment des ammonites, dont la place est prise par des foraminifères à affinités à la fois coniaciennes et campaniennes.

On assigne alors au Santonien les 110 m de marnes argileuses et argiles marneuses, avec au sommet quelques bancs de calcaire, compris entre la "Segunda Lidita" coniacienne en bas et la "Primera Lidita" campanienne en haut. Dans le détail, la série santonienne est constituée de haut en bas par :

- | | |
|---|------|
| - marnes siliceuses et argileuses avec quelques bancs de calcaire gréseux | 35 m |
| - argiles marneuses | 20 m |
| - marnes argileuses et siliceuses | 55 m |

A ces subdivisions correspondent, d'après H. BÜRGL (ibidem) trois zones de foraminifères. Toutes ces roches sont équivalentes de la Formation Guadalupe inferior du bassin de Bogotà.

Le Campanien débute avec quelque 100 m de cherts ("Primera Lidita"), attribués entièrement à cet étage, bien qu'en fait leur partie basale contienne, d'après H. BÜRGL, une faune de transition.

Les cherts sont surmontés par 85 m de marnes siliceuses puis par 65 m d'argiles marneuses et gréseuses.

Sur cette formation le Maestrichtien (incomplet par érosion) est transgressif et débute avec 10 m de matériel campanien resédimenté, auxquels font suite des grès massifs et peu stratifiés (+ 65 m).

A l'Est de Girardot (coupe Girardot-Melgar), le Crétacé supérieur est moins complet à l'affleurement, seuls Santonien, Campanien et Maestrichtien sont visibles. Sous la "Primera Lidita", base du Campanien, apparaissent 110 m de grès massifs attribués au Santonien. Le Campanien est représenté par 15 m de cherts de la "Primera Lidita" puis par 65 m de grès. Le Maestrichtien débute avec 1 m de Campanien resédimenté que suivent 40 m de marnes avec quelques bancs de calcaires gréseux, 60 m d'argiles marneuses et de marnes, puis 60 m de grès.

Dans l'ensemble, comme le remarque H. BÜRGL (ibidem), les roches campaniennes-maestrichtiennes sont plus gréseuses à l'Est qu'à l'Ouest de Girardot, les épaisseurs du Campanien et du Maestrichtien étant plus réduites à l'Est.

Ce court exposé montre bien que la région de Girardot était au Crétacé, indépendante de celle de Bogotà. La sédimentation y débute localement à l'Aptien et elle s'y généralise à l'Albien, tandis que dans le bassin de Bogotà la sédimentation marine avait commencé au Tithonique. Les épaisseurs y sont réduites et les faciès sont différents. Au Crétacé supérieur, à partir du Turonien, le faciès de Girardot rappellent parfois ceux de Bogotà, mais leurs épaisseurs ne sont pas les mêmes dans les deux régions et à Girardot des discordances apparaissent qui manquent à Bogotà (fig. 62).

c) Le Crétacé de la région d'Alpujarra-Prado-Dolores.

L'étude du Crétacé de cette région, qui se trouve à quelque 50 kilomètres au Sud de celle étudiée au paragraphe b, en rive droite du Magdalena, à la même latitude de Chaparral est d'une importance extrême. Ici, pour la première fois, des roches éruptives apparaissent au sein d'une série crétacée de l'Orient Andin : une intercalation volcanique albienne y est connue. Elle nous permettra de tenter, par corrélation lithologique,

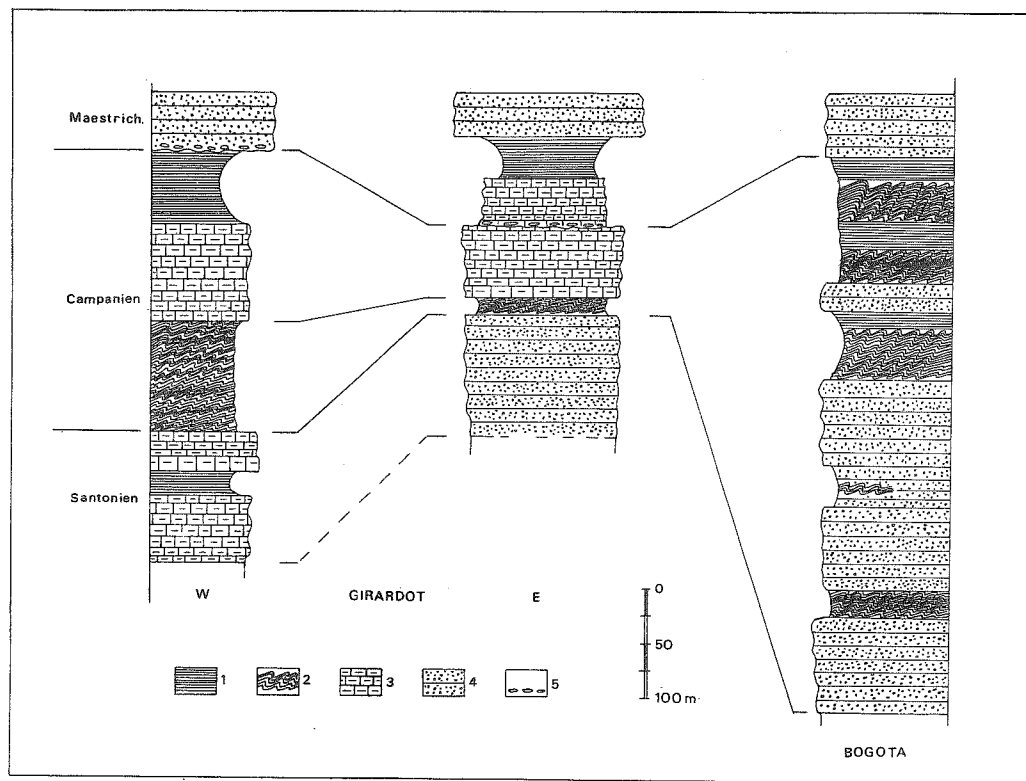


Fig. 63 - Stratigraphie du Crétacé sup. à l'Ouest et à l'Est de Girardot et corrélation avec celui de Bogotà.
 1 - Schistes et argiles - 2 - Cherts - 3 - Marnes - 4 - Grès - 5 - Conglomérats.

une datation des roches de la partie sud du bassin (voir paragraphe d) et, plus loin, le moment venu, d'établir des relations précises entre l'Orient et l'Occident Andin. Le Crétacé y débute (E. HUBACH, 1933) par de l'Aptien fossilifère, qui repose directement sur les couches rouges du Groupe Giron. Il est constitué à la base par des grès, puis par des schistes, avec des intercalations calcaires et gréseuses. Son épaisseur est d'un millier de mètres environ. Il est suivi par un paquet (+ 200 m) de grès et de schistes avec un niveau calcaire à Colombiceras (fig. 64), lequel caractérise la limite Aptien-Albien.

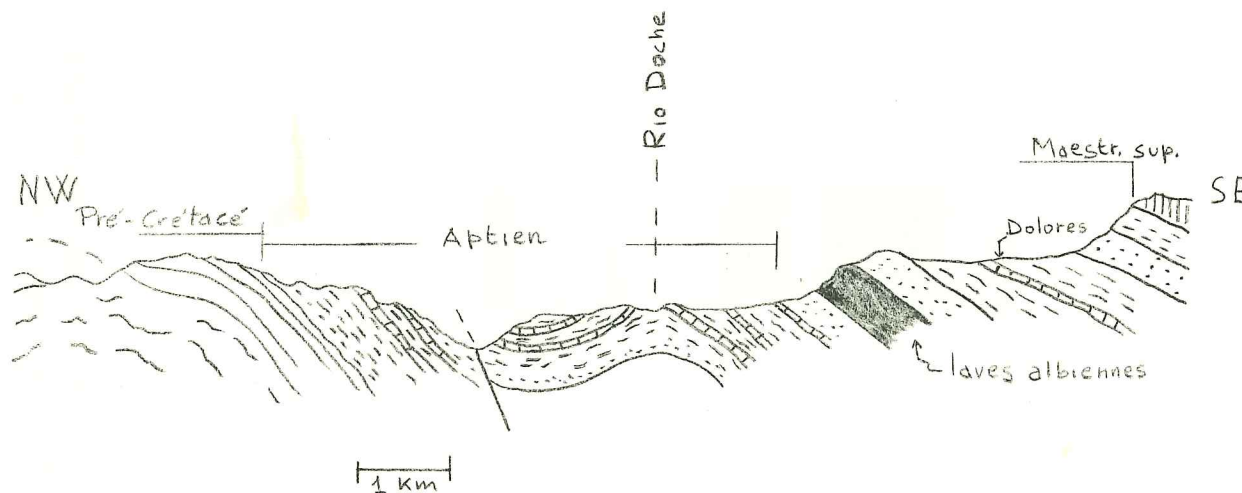


Fig. 64 - Coupe géologique du Crétacé aux environs de Dolores (selon E. HUBACH, 1932, simplifié).

Au-dessus se trouvent en concordance les roches volcaniques : il s'agit de laves porphyriques et de tufs basiques (andésites-basaltes) sombres (quelque 400 m), qui sont couverts par des grès (quelque 300-400 m), dont le faciès rappelle celui des grès de la Formation Une du bassin de Bogotà. Leur âge albien est prouvé par leur position stratigraphique entre le niveau à Colombiceras en bas et les schistes, grès et calcaires du Cénomaniens (+ 200 m) à Exogyra squamata d'Orbigny en haut. Le Cénomaniens est, à son tour, couvert par des schistes avec de nombreuses intercalations de grès, de cherts et quelques intercalations réduites de calcaire en bas (+ 1000-1200 m) d'âge turonien à maestrichtien inférieur, dont le faciès est très proche de celui du Groupe Guadalupe du bassin de Bogotà.

d) L'Aptien d'Inzà-Belalcazar (Avirama) - Talaga.

Cette région se trouve à l'Ouest de celle dont j'ai décrit la série crétacée au paragraphe a) de ce chapitre et elle est traversée par la haute vallée du Rio Paez. Bien qu'encore imparfaitement connue, surtout du point de vue cartographique, elle constitue l'une des régions clés pour déchiffrer l'évolution des Andes colombiennes et en particulier pour établir des relations entre l'Occident et l'Orient Andin, puisque le Crétacé inférieur devient métamorphique (Occident Andin) à l'Ouest d'une ligne Inzà-Talaga. C'est en raison de l'importance de ce fait, sur lequel je reviendrai plus loin, que j'ai voulu consacrer aux roches sédimentaires crétacées de cette région, dont je m'occuperai seulement ici, un paragraphe spécial.

A l'Est de la ligne Inzà-Talaga, directement sur le socle hercynien ou sur les couches rouges du Groupe Giron repose une série dont l'âge aptien est prouvé par ses faunes à Cucullea dilatata, Ptycomya et Trigonia (E. HUBACH,

1933). Cet Aptien est constitué par des grès clairs à la base, puis par trois niveaux calcaires séparés entre eux par des schistes noirs et surmontés aussi par des schistes (quelque 500 à 700 m d'épaisseur totale). Les grès de base manquent parfois et c'est alors le premier niveau calcaire qui repose sur le socle ancien, comme par exemple dans la montagne d'Avirama, à proximité de Belalcazar, où l'Aptien est presque horizontal (fig. 65).

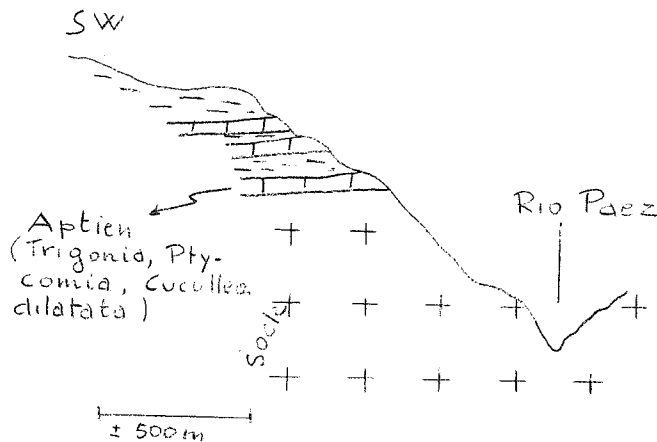


Fig. 65 - Le Crétacé d'Avirama (d'après E. HUBACH 1932, simplifié).

Du point de vue stratigraphique il ne fait pas de doute que ces roches correspondent à celles de la Formation Rio Luisa (paragraphe b de ce chapitre), qui constituent la base de la série crétacée du bassin du Haut Magdalena dans le secteur Chaparral-Girardot.

e) Le Crétacé de la partie sud du bassin du Haut Magdalena.

Plus au Sud, entre les villages de San Agustin, Santa Rosa, San Francisco, Yunguillo et la ville de Mocoa, les roches sédimentaires crétacées reposent, à l'Est d'une ligne Santa Rosa - San Francisco, sur les formations hercyniennes ou sur celles post-hercyniennes du Groupe Giron, tandis qu'à l'Ouest de cette ligne elles sont en contact avec des roches métamorphiques et ignées que j'ai des raisons de considérer comme appartenant au Crétacé pré-Albien⁺. A première vue, ce contexte géologique semble être le même que celui d'Inzá-Talaga, mais des trouvailles fossilifères (J. ROYO y GOMEZ, 1942) montrent que les roches sédimentaires sont ici, au

⁺ - Assez curieusement, E. GROSSE (1935) considérait ces roches métamorphiques comme précambriennes tout en y signalant dans sa carte des fossiles !

moins dans leur plus grande partie, d'âge albien. de bas en haut on trouve des grès clairs, des schistes noirs avec des intercalations tufacées, des calcaires parfois bitumineux alternant avec des schistes, puis des laves basiques et encore des schistes et des grès sur une épaisseur totale de quelque 750 m. Le premier paquet de schistes est fossilifère et il contient, outre des bivalves et des poissons, *Neophlycticeras rhombifera* (Gerth.) près de San Francisco, *Neophlycticeras subtuberculatum* (Gerth.) et *Oxytropidoceras multifidum* Steinm. plus à l'Est, à la tête de la vallée du Rio Blanco (ou Rio Nuevo) sur la route Pasto-Puerto Assis, formes qui montrent son âge albien. Plus au Nord aucun fossile n'a été trouvé dans cette série, à l'exception des Foraminifères signalés par E. GROSSE dans les tufs associés aux laves basiques. Par simple corrélation lithologique avec les roches semblables de la région de Dolorès (paragraphe c) qui sont albiennes, je crois qu'il est possible de penser que toute cette série appartient à l'Albien et peut-être au Cénomani.

Conclusions.

Les descriptions stratigraphiques ci-dessus montrent que l'histoire sédimentaire du bassin crétaé du Haut Magdalena commence seulement à l'Aptien. Jusque-là le compartiment qui lui correspond constituait un haut fond qui séparait le bassin de Bogotà à l'Est (où la sédimentation marine débute au Tithonique) de l'Occident Andin, où des roches crétaées inf. se déposaient qui allaient être métamorphosées entre l'Aptien et l'Albien, comme je le montrerai plus loin. L'Aptien se trouve seulement près de la bordure occidentale du bassin lui-même et en particulier, il faut le souligner, là où des roches intrusives s'étaient mises en place au Névadien. Partout ailleurs c'est l'Albien qui repose directement sur le socle hercynien ou sur les roches pré-crétaées du Groupe Giron. Ce fait est très intéressant et en accord avec ce que j'ai dit plus haut sur l'existence d'une phase tectonique aptienne-albienne. Des influences "occidentales" se font sentir à l'Albien dans ce bassin avec des montées de roches volcaniques basiques (Dolores, partie sud du bassin) qui sont homologues de celles, bien plus importantes, qui avaient lieu en même temps dans l'Occident Andin. Les roches sédimentaires de ce bassin ont également un intérêt économique, qui est représenté par les couches phosphatées qui s'y sont accumulées.

Le Crétaé supérieur du bassin du Haut Magdalena contient des faciès qui rappellent souvent ceux du bassin de Bogotà : une connexion existait certainement entre les deux. Cependant leur épaisseur réduite montre que même pendant ce temps, chacun de ces deux bassins conservait, comme avant, son indépendance géodynamique : si les mêmes faciès se déposaient en même temps mais avec des épaisseurs très différentes ici et là, c'est que les deux bassins connaissaient une subsidence différente.

CHAPITRE XX - LA SEDIMENTATION CRETACEE.

Dans les chapitres ci-dessus j'ai indiqué les principaux bassins crétaés de l'Orient Andin colombien et j'ai décrit d'une manière succincte la stratigraphie de chacun d'eux. Ces bassins n'ont pas commencé à fonctionner tous au même moment. La sédimentation a commencée :

- au Tithonique dans le bassin de Bogotà.
- au Kiméridgien-Tithonique dans le Fossé de la Guajira.
- au Valanginien sur la Plate-forme et dans la région de Punta Espada à la Guajira.
- au Valanginien ou à l'Hauterivien dans le bassin du Carare.
- au Néocomien dans les bassins de Machiques et d'Uribante.
- au Barrémien probablement dans le bassin de Barco.
- localement à l'Aptien et en général à l'Albien dans le bassin du Haut Magdalena.

Les faciès varient en général d'un bassin à l'autre. Il faut noter surtout que l'importance des faciès calcaires diminue du Nord au Sud et en raison inverse de l'augmentation des épaisseurs, comme il est facile de le constater, par exemple, par une comparaison entre les séries du bassin du Carare et de celui de Bogotà.

Leurs caractères lithologiques et faunistiques montrent que la sédimentation crétacée de l'Orient Andin colombien a eu lieu dans des conditions de faible profondeur : on a affaire presque toujours à des faciès continentaux, de transition, néritiques, voire même lagunaires (Groupe Villeta du bassin de Bogotà). Par conséquent c'est le facteur cinématique (ou tectonique), qui a caractérisé ces bassins les uns par rapport aux autres et qui y a permis l'accumulation d'épaisseurs différentes de sédiments. Je le montrerai en étudiant les bassins du Nord que j'ai appelé Plate-forme de la Guajira, bassin de Machiques, bassin de Barco, bassin d'Uribante. (1)

Une comparaison entre ces bassins peut être établie en dessinant l'une à côté de l'autre, selon la manière classique, les colonnes stratigraphiques correspondant à la série crétacée de chaque bassin, comme je l'ai fait sur la figure 66. D'après celle-ci on est amené, à première vue, à imaginer une paléogéographie plus ou moins complexe, comportant pendant le Crétacé des zones profondes et des zones élevées, assimilables à des hauts fonds. Mais une telle représentation stratigraphique ne traduit pas l'ensemble des faits fournis par les études sédimentologiques (faciès, milieu) et chronologiques (âges, corrélations).

Une autre méthode peut être adoptée, qui rend possible de tenir compte de tous les facteurs en jeu (fig. 67). Dans un système de coordonnées cartésiennes l'axe des abscisses représente le temps géologique considéré et est divisé en segments correspondant chacun à un des étages en question (2) ; l'axe des coordonnées représente les épaisseurs cumulatives. Il est alors possible pour chaque bassin de construire une ligne réunissant les points épaisseur des sédiments-temps (par exemple : 1000 m à la fin du Valanginien, 1500 m à la fin de l'Hauterivien etc...). Ces lignes espace-temps représenteront pour chaque bassin et chaque étage (ou groupe d'étages) la vitesse de sédimentation. Il sera possible de représenter également, bassin par bassin, au-dessous de ces lignes stratigraphiques seront construites, la lithologie correspondante. De cette manière de véritables colonnes étage seront représentées non seulement au-dessus mais aussi décalées à droite de celles de l'étage précédent, leur épaisseur pouvant être facilement obtenue sur l'axe des coordonnées. En plus, au-dessous de l'axe des abscisses il sera possible de représenter, pour chaque bassin et chaque étage, les conditions du milieu (continental, néritique etc.), reconnues par l'étude des faciès et des faunes.

Une telle représentation montre tout de suite l'évolution de chaque bassin et elle fait ressortir d'emblée, analogies et différences dans l'évolution dans le temps des bassins considérés.

Dans le cas des bassins crétacés du Nord il est facile de constater en plus (fig. 67) que la paléogéographie suggérée par le simple examen des colonnes stratigraphiques juxtaposées (fig. 66) n'existait pas. Pendant le Crétacé, la sédimentation marine avait lieu dans des conditions de profondeur sensiblement égales dans tous les bassins envisagés.

(1) - Ce choix est évidemment arbitraire. J'aurais pu aussi bien développer mon raisonnement sur n'importe quel autre exemple, comme j'aurais pu étudier de la même manière, et à la fois, tous les bassins envisagés jusqu'ici (mais une telle solution aurait entraîné des difficultés graphiques, que j'ai voulu éviter). Les raisonnements que je ferai auront de toute manière une valeur générale. L'exemple choisi a l'avantage que les quatre bassins envisagés se trouvent grosso modo le long d'une coupe transversale par rapport aux Andes du Nord, de direction nord-est - sud-ouest.

(2) - Puisqu'il s'agit de rechercher des relations entre l'histoire sédimentaire des différents bassins pendant des temps qui sont évidemment les mêmes pour eux tous il n'est pas nécessaire de connaître la valeur absolue de la durée de chaque étage.

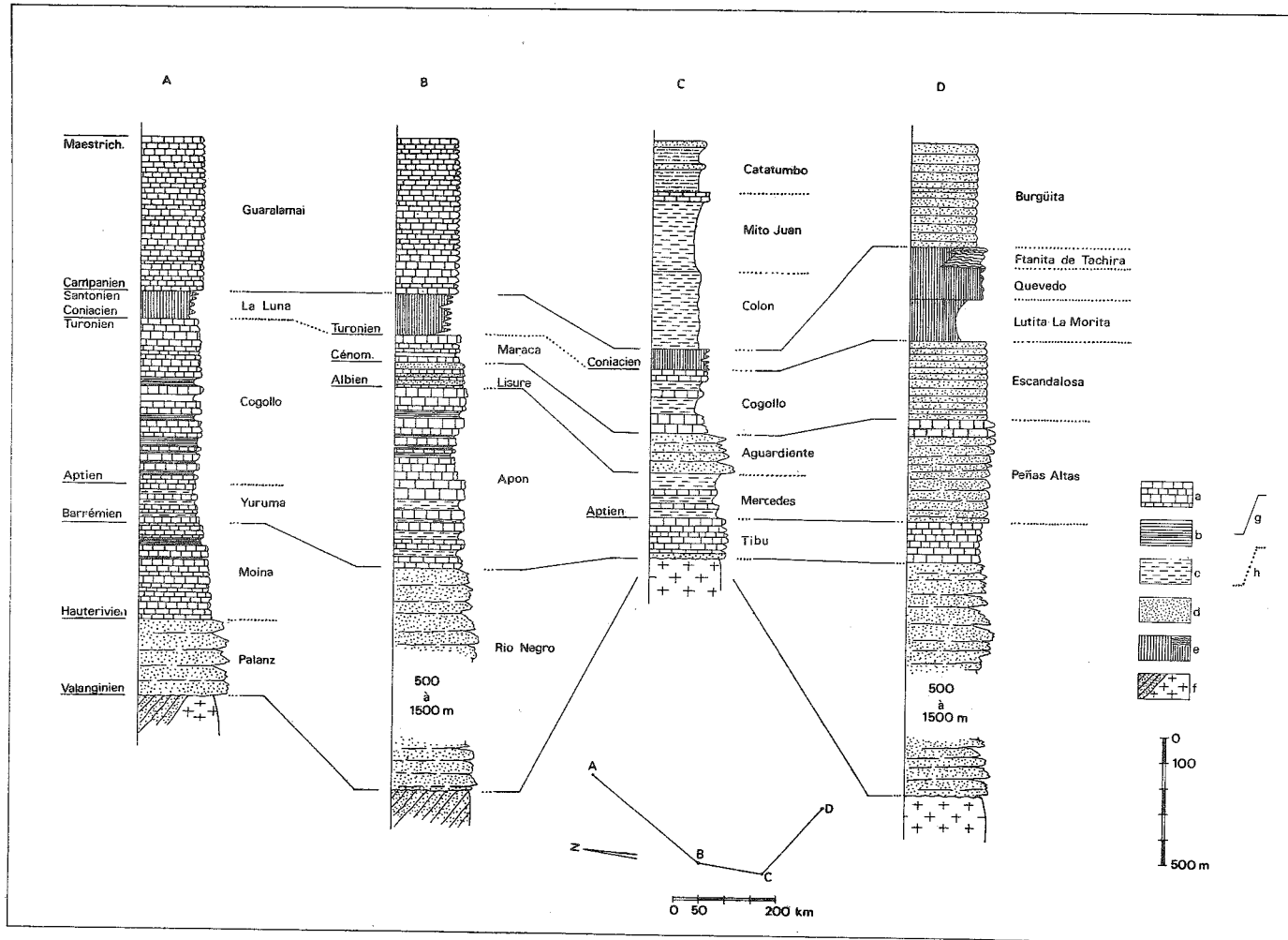


Fig. 66 - Colones stratigraphiques du Crétacé des bassins du Nord.
 A - Plateforme de la Guajira - B - Fossé de Machiques (Perijà) - C - Bassin de Barco
 D - Fossé d'Uribante - a) calcaires - b) marnes - c) schistes et pélites - d) grès -
 e) faciès La Luna et cherts - f) Giron et socle - g) limite d'étages - h) limite de formations.

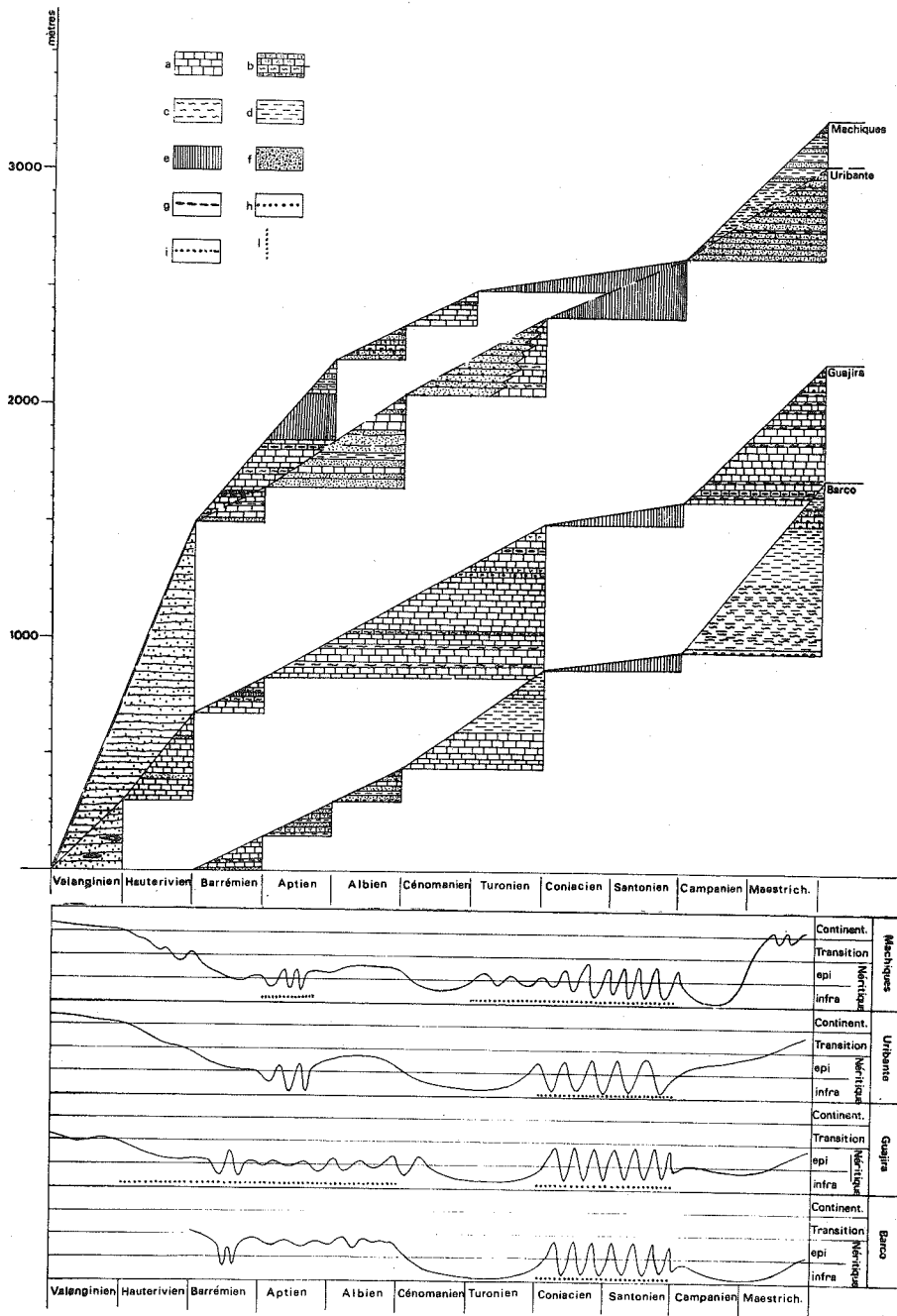


Fig. 67 - Stratigraphie et milieux sédimentaires du Crétacé des bassins du Nord (explication dans le texte)
 a - Calcaires - b - Calcaires gréseux et marneux - c - marnes - d - schistes et pélites -
 e - faciès La Luna - f - grès - g - cherts - h - glauconite - i - oolites - l - faciès euxiniques.

Il s'ensuit que, au moins dans ces conditions, la puissance des roches de chaque bassin, dans leur ensemble et dans chacune des unités, dépend exclusivement de la subsidence propre à ce bassin. D'autre part, les faciès des roches étant contrôlés par la profondeur du milieu sédimentaire⁺, il est aussi évident que leur origine est liée aux variations de la subsidence d'un bassin, c'est-à-dire à ses mouvements oscillatoires (V.V. BELOUSSOV, 1962), comme le montre bien, dans le cas choisi, la répartition dans le temps et dans l'espace du faciès La Luna en particulier. L'importance de cette analyse cinématique de la sédimentation qui permet de démontrer l'existence de compartiments dont les mouvements ont été indépendants de ceux des blocs avoisinants, ressortira encore mieux quand je discuterai la tectonique et l'évolution du territoire colombien. Si en géologie la tectonique est la lumière, la stratigraphie est l'émulsion qui conserve et révèle objectivement les traces de son action.

A la base des séries marines des bassins de Machiques et d'Uribante, que je viens d'étudier, se trouvent les grès continentaux de la Formation Rio Negro, qui n'existent pas dans le bassin intermédiaire de Barco (fig. 55). A priori trois hypothèses sont possibles sur les mouvements de ces trois compartiments pendant la sédimentation de la Formation Rio Negro :

- Barco montait, Machiques et Uribante étaient au repos.
- Barco montait, Machiques et Uribante s'affaissaient.
- Barco était au repos, Machiques et Uribante s'affaissaient.

Puisque au Barrémien des conditions marines néritiques existaient dans les trois compartiments, les deux hypothèses selon lesquelles le compartiment Barco aurait monté pendant le Néocomien entraînent aussi celle, supplémentaire, d'une inversion de son mouvement avant le début de la sédimentation barrémienne. Or rien ne justifie une telle hypothèse et par conséquent je pense qu'il faut retenir qu'au Néocomien le compartiment Barco était au repos et soumis à l'érosion par effet de la subsidence des compartiments Machiques et Uribante, et qu'il a participé lui aussi à la subsidence généralisée crétacée de l'Orient Andin colombien à partir du Barrémien. D'après une analyse complète de ce genre il est possible de représenter très schématiquement la sédimentation crétacée le long d'une coupe : Massif de Santa Marta - Rio Uribante (fig. 55) comme ci-dessous (fig. 68) où les

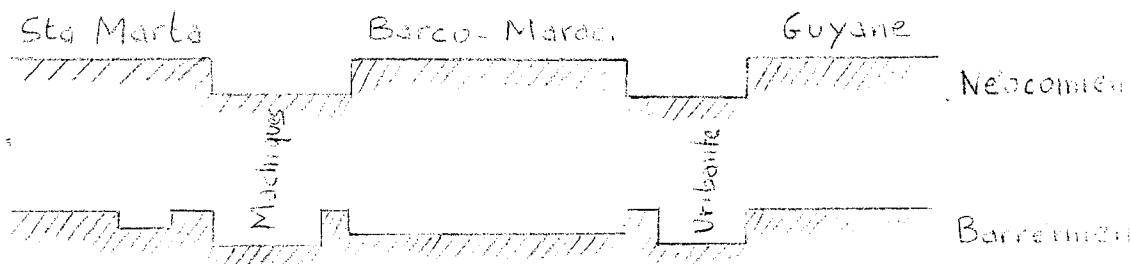


Fig. 68 - Sédimentation crétacée entre le Massif de Santa Marta et la Guyane (explication dans le texte)

+ - Sauf si les courants océaniques chargés d'ions en solution viennent déposer leur charge dans un bassin donné : c'est le cas, comme je le montrerai plus loin, des cherts du bassin de Bogotà et de la partie nord-est du bassin du Haut Magdalena.

décalages verticaux n'indiquent pas une paléogéographie mais des subsidences différentes de chaque segment.

Ce contrôle tectonique de la sédimentation, que l'on peut constater pendant tout le Crétacé par la méthode que je viens d'exposer, est particulièrement évident à l'Albien. Il y a alors de véritables modifications paléogéographiques. Le compartiment du Haut Magdalena, lequel jusque-là avait constitué un haut-fond, se transforme en bassin sédimentaire où des faciès analogues de ceux du bassin de Bogotà viennent se déposer, mais avec une épaisseur réduite ; des transgressions ont lieu à la limite des bassins de Bogotà et du Carare sur des terres préalablement émergées ; presque partout ailleurs la sédimentation connaît une réactivation et il arrive que le socle ancien soit par endroit attaqué par l'érosion. Cependant cette phase de mouvements n'a pas eu la même intensité partout : elle n'est pas reconnaissable sur la Plate-forme de la Guajira, elle est révélée seulement par des observations stratigraphiques fines dans la partie axiale du bassin du Carare. Chaque compartiment y a réagi d'une manière qui lui est propre. C'est cette indépendance de mouvement qui constitue le caractère fondamental du Crétacé de l'Orient Andin colombien.

7 - LES BASSINS TERTIAIRES

Vue d'ensemble.

Sauf à la presqu'île de la Guajira et dans les plaines du Nord du Magdalena, le Tertiaire (plus souvent, le Maestrichtien supérieur) de l'Orient Andin est continental. Cependant la sédimentation n'a pas été homogène d'un bout à l'autre de ce compartiment : des bassins différents par leurs faciès et leur évolution cinématique y sont reconnaissables aussi bien longitudinalement que transversalement.

En général à chacun des bassins créacés dont je viens de parler correspond un bassin tertiaire différencié, mais cette relation n'est pas obligatoire. Par exemple, le grand compartiment qu'était le bassin créacé de Bogotà se sépare pendant le Tertiaire en deux parties, dont celle du Nord-Est constitue le bassin tertiaire de Boyacà (Sogamoso), celle du Sud-Ouest le bassin tertiaire de Bogotà. D'autre part, les limites des bassins tertiaires ne coïncident pas nécessairement avec celles des bassins créacés correspondant : surtout au Tertiaire supérieur il arrive que les sédiments tertiaires envahissent des aires plus vastes que celles des bassins créacés et inversement.

Les bassins tertiaires que je décrirai sont les suivants : Bogotà, Boyacà, Carare, Haut Magdalena, Barco, Cesar, une place à part est réservée aux roches tertiaires marines du Nord. Mes descriptions stratigraphiques seront courtes, puisque le Tertiaire continental de Colombie a été magnifiquement traité, du point de vue stratigraphique, par TH. VAN der HAMMEN (1957, 1960). Je me bornerai à réunir, surtout d'après E. HUBACQ (1957), TH. VAN der HAMMEN (1960) et O. RENZ (1960), les faits indispensables pour mettre en évidence l'indépendance de chaque bassin par rapport aux autres.

Selon l'habitude des géologues colombiens, j'emploierai la nomenclature chronostratigraphique européenne et je parlerai d'Eocène, d'Oligocène etc... Je dois dire tout de suite que ceci n'entraîne pas une équivalence des étages colombiens avec ceux d'Europe. Rien ne prouve pour l'instant que, par exemple, le Miocène colombien soit contemporain du Miocène européen (J. de PORTA, 1960 ; J. de PORTA et N. SOLE de PORTA, 1960) ; ces subdivisions chronologiques n'ont qu'une valeur relative.

Je dois également signaler qu'à maintes reprises dans mon exposé, je serai obligé de parler de matériaux dont la source se trouvait dans l'Occident Andin, que je n'ai pas encore décrit. Pour éviter cette difficulté

j'aurais dû traiter tout le Tertiaire colombien après avoir parlé des roches pré-tertiaires de l'Occident Andin. Je n'ai pas voulu le faire pour conserver à mon exposé le maximum d'homogénéité, d'autant plus que de toute manière je reprendrai ces données plus loin du point de vue de l'évolution d'ensemble des Andes colombiennes.

General statement.

Generally, except for the peninsula of Guajira and for the lower Magdalena Valley, the Tertiary (plus, often, the Upper Maestrichtian) of the Oriente Andino is continental. But the continental sedimentation was not homogeneous all over this region : several basins different in general facies of their rocks, and in their cinematic evolution are recognizable there longitudinally as well as transversally. In general, to each of the Cretaceous basins, which I have just mentioned, corresponds a different Tertiary one, but this relationship is not always realized. For example, the large geologic district which was the Cretaceous basin of Bogotá was split during Tertiary into two parts, the Nord-East of which constitutes the Tertiary basin of Boyacà (Sogamoso), and the Sud-West the Tertiary basin of Bogotá. On the other hand, the boundaries of the Tertiary basins do not necessarily coincide with those of the corresponding Cretaceous basins : especially during Upper Tertiary, it either happens that the Tertiary sediments invade areas largest than those of the Cretaceous basins themselves, or vice versa. I shall describe the following Tertiary basins : Bogotá, Boyacà, Carare, Upper Magdalena, Barco, Cesar, one place apart being reserved for the Tertiary marine rocks of northern part of the country. My stratigraphic descriptions whill be brief, as the continental Tertiary rocks of Colombia have been extremely well expounded, from a stratigraphic point of view, by TH. VAN der HAMMEN (1957, 1960) . I shall limit myself to assembling chiefly after E. HUBACH (1957), TH. VAN der HAMMEN (1960) and O. RENZ (1960), the indispensable facts to show the independence of each basin in relation to the others. According to the customs of the Colombian geologists, I shall use the european chronostratigraphic nomenclature, and I shall speak of Eocene, Oligocene etc. . I must say immediately that this fact does not bring about an equivalence of the Colombian stages with those of Europe. Nothing proves, for the present, that, for instance, the Miocene or the Oligocene of Colombia are contemporary of the Miocene or Oligocene of Europe (J. de PORTA, 1960 ; J. de PORTA and N. SOLE de PORTA, 1960) : these chronostratigraphic units must be considered having a relative value only. I must also warn that an objective difficulty will intervene in my statement : I shall from time to time be obliged to speak of sediments, the source of which is found in the Occidente Andino, which I have not yet described. To avoid this difficulty, I should have had to describe the all Colombian Tertiary after having spoken about the pre-Tertiary rocks of the Occidente Andino itself. I did not wish to do that in order to conserve the maximum homogeneity in my statement, even more so because I shall study all these data later anyway, from the point of view of the complete evolution of the Colombian Andes.

Introduccion.

Menos en la peninsula de la Guajira y en los llanos del Magdalena el Terciario (mas, a menudo, el Maestrichtiano superior) del Oriente Andino es por lo general continental. Pero la sedimentacion terciaria no ha sido homogenea de un cabo al otro de esta grande unidad geologica : tanto en sentido longitudinal como transversal se originaron mas bien cuencas que se pueden reconocer diferentes las unas de las otras tanto por las facies que contienen como por su evolucion cinematica. Por lo general a cadauna de las cuencas cretacias de las cuales he dicho arriba corresponde una cuenca terciaria distinta, pero esta relacion no se verifica siempre. Por ejemplo, la grande unidad que habia sido la cuenca cretatica de Bogotá se diferencia durante el Terciario en dos partes, de las cuales la del Nord Est constituirà la cuenca terciaria de Boyacà (Sogamoso), la del Sud-West la cuenca terciaria de Bogotá. Por otra parte, los limites de las cuencas terciarias no coinciden necesariamente con los de las cuencas terciarias correspondientes : sobre todo durante el Terciario superior ocurre que los sedimentos terciarios ocupen areas las vastas de las que competian a las cuencas cretacias, y viceversa. Trataré de las cuencas terciarias siguientes : Bogotá, Boyacà, Carare, Alto Magdalena, Barco, Cesar y a parte de las rocas terciarias marines del Norte. Debido a que el Terciario continental de Colombia ha sido ya magnificamente estudiado desde el punto de vista estratigrafico por TH. VAN der HAMMEN (1957, 1960), mis descripciones seran cortas. Yo me limitaré a reunir siguiendo especialmente a E. HUBACH (1957), TH. VAN der HAMMEN (1960), O. RENZ (1960)

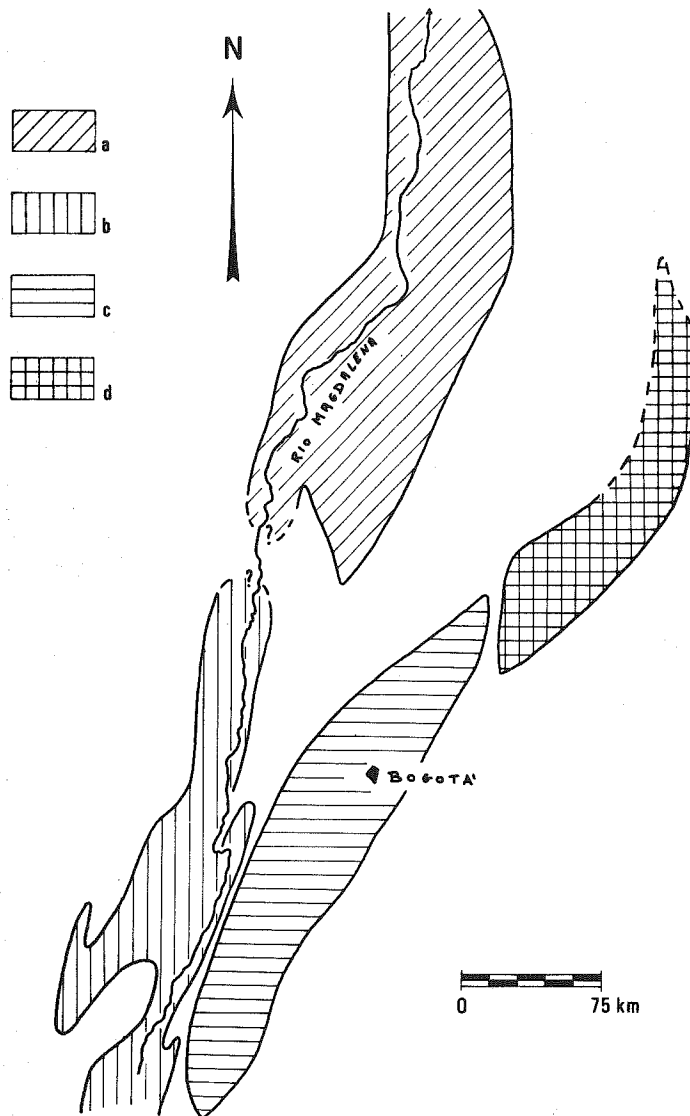


Fig. 69 - Les bassins tertiaires de la partie centrale de la vallée du Magdalena et de la Cordillère Orientale.
a - Carare - b - Haut-Magdalena - c - Bogotá - d - Boyacà.

necesarias para poner en luz la independencia de cada cuenca con respecto a las otras. Segun la costumbre de los geólogos colombianos, emplearé la nomenclatura cronoestratigrafica europea y hablaré de Eoceno, Oligoceno etc.,. Cabe decir en seguida que esto no significa que existe equivalencia entre los pisos de Colombia y los de Europa. No hay ninguna prueba, por el momento, de que, por ejemplo, el Mioceno u el Oligoceno colombianos sean contemporaneos del Mioceno u del Oligoceno de Europa (J. de PORTA, 1960 ; J. de PORTA y N. SOLE de PORTA, 1960) : estas subdivisiones estratigraficas tienen por lo tanto que ser consideradas como de valor relativo. Tengo que decir tambien que una dificultad objetiva aparecerà en mi exposicion : muchas veces tendré que hablar de se dimentos cuya fuente se hallaba en el Occidente Andino, que todavia no he descrito. Para evitar esta dificultad hubiera tenido que hablar de todo el Terciario al tiempo después de haber estudiado las rocas pre-terciarias del Occidente Andino mismo. No quise hacerlo par conservar en mi exposicion lo mas posible de homogeneidad, considerando ademas que de todas maneras volveré sobre estos datos mas tarde para examinarlos desde el punto de vista de la evolucion de todos los Andes colombianos.

CHAPITRE XXI - LES BASSINS DE LA CORDILLERE ORIENTALE :

BOGOTÀ ET BOYACÀ

Ces deux bassins de la Cordillère Orientale, qui plus ou moins, se trouvent l'un dans le prolongement de l'autre, montrent à certains niveaux des caractères stratigraphiques communs, mais à d'autres des caractères assez différenciés. Je les décrirai successivement.

a) Bassin de Bogotà.

Les roches tertiaires du bassin de Bogotà se partagent dans les unités lithostratigraphiques suivantes, de haut en bas (fig. 70) :

(Pliocène ?) - Pléistocène - Holocène	Formation Sabana	
		----- discordance
Pliocène - Pléistocène inférieur (?)	Formation Tilatà	
		----- discordance
Eocène supérieur - Oligocène inférieur (moyen ?)	Formation Usme	
Paléocène - Eocène inférieur	Formation Bogotà	
Maestrichtien - Paléocène	Groupe Guaduas de Bogotà	Formation Guaduas supérieur Formation Guaduas medio Formation Guaduas inférieur

a1) Groupe Guaduas de Bogotà.

Le Groupe Guaduas de Bogotà est constitué principalement de schistes gris, violets et rouges avec des intercalations de couches de grès et de couches de charbon (jusqu'à 21), qui en font une source de houille importante. Du point de vue stratigraphique le Groupe Guaduas est compris (E. HUBACH, 1957) entre deux niveaux de grès : en bas l'Arenisca Tierna (sommet du Groupe Guadalupe), en haut l'Arenisca del Cacho, qui est la base de la Formation Bogotà suivante. Deux autres niveaux gréseux : l'Arenisca La Guia et l'Arenisca Lajosa permettent de le diviser dans les trois Formations Guaduas inferior, Guaduas medio et Guaduas superior. De ces formations, la

première montre encore quelques influences marines, elle contient parfois des calcaires (caliza de Tequendama), des ammonites et la plupart du temps peu de charbon ; la deuxième constitue le houiller productif du bassin de Bogotá ; la troisième renferme surtout des argiles bariolées et rouges, mais peu de charbon. L'épaisseur totale du Groupe Guaduas de Bogotá varie entre 700 et 1000 m. Son âge est Maestrichtien supérieur - Paléocène inférieur.

a2) Formation Bogotá.

C'est une formation constituée principalement d'argiles bariolées, avec des intercalations gréseuses (grès Lenguazaque à la partie moyenne), sans charbon. Sa base est constituée par quelque 30-100 m de grès (Arenisca del Cacho) microconglomératiques. En haut elle est limitée par un autre niveau de grès (Arenisca La Regadera), qui est la base de la Formation Usme suivante. Son épaisseur est de quelque 2000 m.

Age : sûrement Paléocène à la partie inférieure, probablement Eocène inférieur à la partie supérieure.

a3) Formation Usme.

La Formation Usme consiste en argiles avec à la base des grès (Arenisca La Regadera). Dans les argiles il y a quelques intercalations de grès et de lignites. Limitée à sa base par les grès de La Regadera elle l'est en haut par la discordance qui la sépare de la Formation Tilatà. Les grès La Regadera ont un caractère transgressif et il se peut qu'ils soient séparés de la Formation Bogotá par une surface d'érosion et par un hiatus. Dans les argiles qui surmontent ces grès se trouvent des Foraminifères. La Formation Usme n'est donc pas une formation entièrement continentale : elle s'est déposée dans un milieu probablement de transition d'eaux saumâtres et marécageuses. Son épaisseur est de quelque 500 à 700 m.

Age : Eocène supérieur à Oligocène (Oligocène moyen inclus, probablement).

a4) Formation Tilatà.

Il s'agit de quelque 100 m d'alternances de grès, argiles et conglomérats en discordance sur les formations tertiaires plus anciennes et aussi sur les roches crétaées du Groupe Guadalupe.

Age : probablement Pliocène, ou Pléistocène inférieur. La Formation Tilatà a été beaucoup moins tectonisée que les formations au-dessous. Il s'agit donc d'une formation postérieure au plissement paroxysmal. Cependant elle contient des restes de végétaux (Saccogloptis) de climat chaud et, semble-t-il, typiques des régions marécageuses au niveau de la mer. C'est un fait très important puisque la formation se trouve aujourd'hui à quelque 2600 m au-dessus de ce niveau, où probablement elle est parvenue avant le dépôt de la formation suivante.

a5) Formation Sabana.

Elle consiste en dépôts lacustres, argiles, grès et localement conglomérats et elle forme la partie plane de la région de Bogotá (Sabana).

J'en parle ici, bien qu'elle soit en grande partie quaternaire, car il paraît que sa partie inférieure appartient au Pliocène (supérieur ?). Epaisseur : + 400 m. Elle est postérieure à la grande surrection andine et contemporaine en partie au moins des glaciations quaternaires des montagnes à l'Ouest de Bogotá.

b) Bassin de Boyacà.

Les roches tertiaires de cette région affleurent bien dans le synclinalium de la vallée de Rio Chicamocha. Les unités lithostratigraphiques suivantes y ont été établies, de haut en bas (Fig. 70) :

Pliocène	Formation Tunja	----- discordance quaternaire
		----- discordance
Eocène supérieur - Oligocène moyen	Formation Concentration	----- discordance

Eocène inférieur	Formation Picacho	----- discordance
		Formation Socha superior
Paléocène	Groupe Socha	Formation Socha inferior
Maestrichtien supérieur	Guaduas de Boyacà	

b1) Guaduas de Boyacà

Il faut dire tout de suite que le Guaduas de Boyacà ne correspond pas parfaitement au Groupe Guaduas de Bogotà, mais seulement à ses deux formations inférieures, appartenant entièrement au Maestrichtien supérieur. Il est constitué par des schistes et des grès dans lesquels à la partie moyenne-supérieure apparaissent des niveaux houillers productifs. Le Guaduas de Boyacà semble être entièrement continental. Epaisseur : quelque 500 m. Age : comme je l'ai dit ci-dessus, Maestrichtien supérieur.

b2) Groupe Socha.

Le Groupe Socha débute avec 100 à 175 m de grès (Formation Socha inferior), puis il est constitué par 200 à 400 m d'alternances de grès et de schistes (Formation Socha superior) avec parfois quelques couches de charbon. Il est limité en haut par la discordance qui le sépare de la Formation Picacho. Son âge est Paléocène. La Formation Socha inferior correspond à la Formation Guaduas superior de Bogotà.

b3) Formation Picacho.

La Formation Picacho est discordante sur la Formation Socha superior. Elle consiste en bas en conglomérats, puis en grès. Une nouvelle discordance la sépare de la Formation Concentration suivante. Epaisseur : 100 à 150 m. Age : Eocène inférieur.

b4) Formation Concentration.

En discordance sur la Formation Picacho se trouve un ensemble de grès, de schistes et de conglomérats que l'on appelle Formation Concentration, et qui est limitée en haut par une nouvelle discordance. La Formation Concentration peut facilement être divisée en trois parties : une partie inférieure (30-300 m) à dominante gréseuse, une partie moyenne (500-600 m), qui débute par un banc de fer oolithique exploité à Paz del Rio, constituée surtout par des argiles grises ou vertes ; une partie supérieure (650-700 m) où les argiles montrent de nombreuses intercalations gréseuses et conglomératiques. Age : Eocène supérieur à Oligocène moyen.

La Formation Concentration correspond à la Formation Usme de Bogotà et son fer oolithique indique qu'elle s'est déposée dans un milieu marin, de faible profondeur probablement et d'eaux agitées.

b5) Formation Tunja.

La Formation Tunja consiste en quelque 100 m de schistes, grès et conglomérats d'âge pliocène probable. Elle correspond à la Formation Tilatà de Bogotà et comme celle-ci elle a été moins tectonisée que les formations plus anciennes.

Conclusions.

Je terminerai ces quelques notes par une comparaison entre la stratigraphie de ces deux bassins tertiaires de la Cordillère Orientale colombienne (Fig. 67). Aussi bien dans le bassin de Bogotà que dans celui de Boyacà les géologues colombiens réunissent, par habitude mais aussi par commodité, les roches du Maestrichtien supérieur à celles proprement tertiaires auxquelles elles se rattachent par nombre de caractères plutôt qu'à celles du Crétacé. C'est donc de là que je commencerai mon analyse.

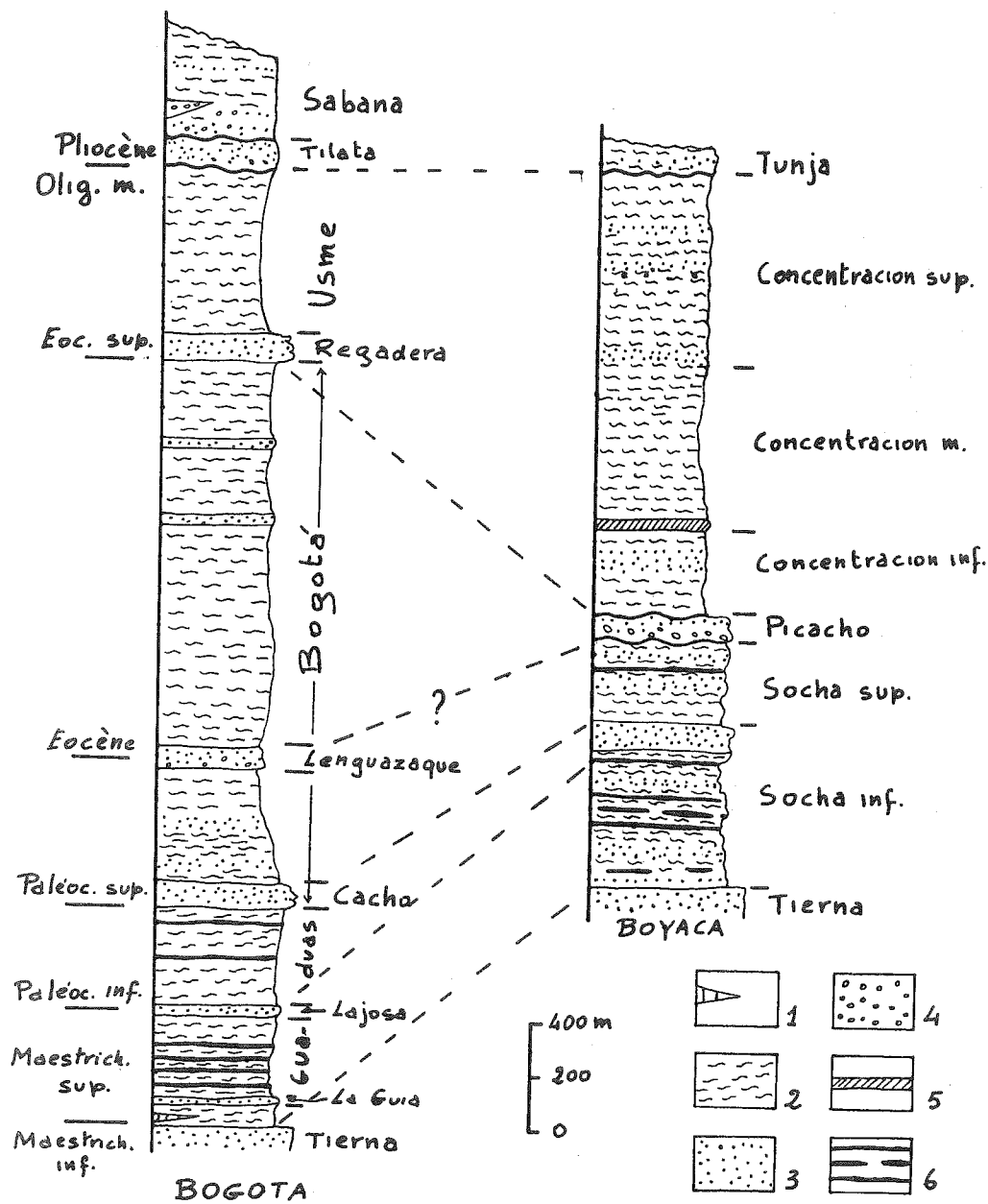


Fig. 70 - Stratigraphie des bassins tertiaires de Bogotà et de Boyacà (Cordillère Orientale).
 1 - Calcaire - 2 - Schistes et argiles - 3 - Grès - 4 - Conglomérats - 5 - Horizon de fer oolithique - 6 - Houille.

Au Maestrichtien supérieur sur les grès marins du Membre Arenisca Tierna de la Formation Guadalupe superior, qui constituent un remarquable niveau repère, et en concordance avec ceux-ci, des argiles et des grès continentaux (sauf à leur partie la plus inférieure dans le bassin de Bogotà) se déposent tant en Cundinamarca (Bogotà) qu'en Boyacà (Groupe Guaduas). Cette sédimentation devient rapidement houillère (couches productives de Cundinamarca et Boyacà). Cette sédimentation houillère indique évidemment que la subsidence avait lieu par de petites saccades successives. Elle n'était pas continue ni dans le temps ni dans l'espace (P. VETTER, 1963). Le milieu sédimentaire ayant été le même en Cundinamarca et en Boyacà, mais les épaisseurs y étant différentes et plus fortes en Cundinamarca (+ 700 à 1000 m contre les 500 m en Boyacà), la subsidence était plus rapide dans le bassin de Bogotà. Cependant avec la fin du Maestrichtien, même l'homogénéité des faciès des deux domaines s'interrompt : au Paléocène inférieur, tandis que le faciès Guaduas continue à se déposer dans le bassin de Bogotà où la sédimentation houillère disparaissait progressivement, dans le bassin de Boyacà se déposent les grès de base du Groupe Socha. Pendant l'intervalle Paléocène supérieur - Eocène inférieur, cette opposition s'accroît dans ce sens que tandis qu'une seule formation lui correspond dans le bassin de Bogotà (schistes et grès de la Formation Bogotà), dans le bassin de Boyacà il est représenté par deux unités lithostratigraphiques (schistes et grès de la Formation Socha superior ; conglomérats et grès de la Formation Picacho) qu'une discordance sépare ; et que l'épaisseur des roches de cet âge est dans le bassin de Bogotà quatre fois plus grande que dans celui de Boyacà. En revanche les deux domaines de Bogotà et de Boyacà retrouvent une certaine uniformité à partir de l'Eocène supérieur. Alors (Eocène supérieur - Oligocène inférieur ou moyen) dans les deux régions s'installe une sédimentation marine à marine-saumâtre (Formation Usme en Cundinamarca, Formation Concentration en Boyacà), au cours de laquelle le gisement de fer oolithique de Paz del Rio (Boyacà) se forme. Cette modification des conditions de milieu a été précédée (ce sont des évolutions différentes qui préparent l'uniformité) en Cundinamarca par une phase d'érosion et un hiatus probable, en Boyacà par un plissement (discordance Picacho-Concentration). Il n'y a pas de témoins sédimentaires de l'intervalle Oligocène supérieur (moyen ?) - Miocène. C'est seulement au Pliocène que, sur les formations ci-dessus et sur les formations crétaées entre-temps plissées, de nouveaux sédiments se déposent en discordance (Formation Tilatà en Cundinamarca, Formation Tunja en Boyacà). Des trouvailles fossilifères semblent prouver que ces formations pliocènes se sont déposées à proximité du niveau de la mer, en climat chaud. Un peu plus tard (Pliocène supérieur ? - Pléistocène - Holocène) dans le bassin de Bogotà seulement, qui retrouve donc une certaine indépendance vis-à-vis de son voisin, se déposera la Formation Sabana, lacustre et de climat froid.

CHAPITRE XXII - LES BASSINS DE LA VALLEE DU MAGDALENA : CARARE ET HAUT MAGDALENA.

Les bassins tertiaires du Carare et du Haut Magdalena sont disposés plus ou moins parallèlement à ceux de Bogotà et de Boyacà, à l'Ouest de ceux-ci, dans la vallée du Magdalena. Je montrerai d'une part que dans l'ensemble, la stratigraphie du Tertiaire de cet axe est différente de celle de l'axe Bogotà-Boyacà, mais d'autre part aussi que la sédimentation tertiaire n'a pas été homogène le long de l'axe du Magdalena lui-même, ayant été contrôlée dans chacun de ses bassins par des facteurs cinématiques spécifiques.

a) Bassin du Carare.

Les roches tertiaires du bassin du Carare (partie médiane de la vallée du Magdalena) ont été subdivisées comme suit (Fig. 71) :

Plio-Pléistocène

Formation Mesa

----- discordance

Miocène	Formation Real
	----- discordance
	Formation Colorado
Oligocène	Groupe Chuspas
	Formation Mugrosa
	----- discordance
	Formation Esmeraldas
Eocène	Groupe Chorro
	Formation La Paz
	----- discordance
Paléocène	Formation Lisama

Cependant, pour établir des corrélations et des comparaisons valables avec les bassins voisins (Haut Magdalena, Bogotà, Boyacà) il est nécessaire de prendre en considération aussi la Formation Umir (Campanien - Maestrichtien) dont j'ai déjà parlé en traitant du Crétacé du bassin du Carare. La Formation Umir est en effet partiellement équivalente du Guaduas, que l'on considère par habitude comme faisant partie de la série tertiaire. Pour commodité et par souci de clarté, je rappellerai donc ce que j'ai déjà exposé plus haut au sujet de cette formation.

a₁) Formation Umir.

Elle consiste en bas en schistes noirs, en haut en schistes avec intercalations de grès et de couches de charbon et de minces niveaux ferrugineux. Sa partie inférieure est d'âge campanien. Sa partie supérieure est maestrichtienne. Le Maestrichtien inférieur et supérieur n'a pas été reconnu. Il semble cependant que toute la partie à charbon de la Umir correspond au Guaduas de Boyacà et aux Formations Guaduas inferior et Guaduas medio de Bogotà.

a₂) Formation Lisama

Elle existe seulement à la partie centrale du bassin. Elle est concordante en bas avec la Formation Umir, mais recouverte en discordance en haut par la Formation La Paz (Groupe Chorro). Elle consiste en argiles et schistes rougeâtres ou gris, avec intercalations de grès et de quelques couches de charbon. A sa base quelque 150 m de grès facilitent sa séparation de la Formation Umir. Son épaisseur est de + 900 à 1200 m.

Age : Paléocène.

a₃) Groupe Chorro.

Le Groupe Chorro est compris entre deux discordances : en bas avec la Formation Lisama, en haut avec le Groupe Chuspas. Le Groupe Chorro contient deux formations : La Paz et Esmeraldas. La Formation La Paz est surtout conglomératique et gréseuse, des stratifications entrecroisées y sont fréquentes. Epaisseur : environ 1000 m, mais très variable.

Age : Eocène inférieur et moyen. La Formation Esmeraldas consiste en grès fins, micacés avec des intercalations de schistes et quelques couches de lignite. Elle renferme en haut des fossiles d'eau douce. Epaisseur : + 1200 m, mais aussi très variable.

Age : Eocène supérieur.

a₄) Groupe Chuspas.

Le Groupe Chuspas est aussi compris entre deux discordances : en bas avec le Groupe Chorro, en haut avec la Formation Real et il comporte deux formations : Mugrosa et Colorado. La Formation Mugrosa consiste en schistes avec minces intercalations de grès et parfois quelques niveaux à glauconite. A la partie supérieure elle contient un niveau fossilifère à poissons et vertébrés. Epaisseur très variable : 800 à 2000 m.

Age : Oligocène inférieur et moyen. La Formation Colorado renferme des alternances de schistes, de grès et de conglomérats. A son sommet des gastéropodes d'eau douce y sont connus dans des bancs calcaires. Epaisseur : 100

à 2500 m, le maximum étant atteint à l'Ouest à proximité du Massif de Santander.

Age : Oligocène supérieur.

Le Groupe Chuspas représente donc l'Oligocène. Il faut signaler que, tandis que les formations tertiaires plus anciennes étaient déposées dans les mêmes cuvettes qu'à l'époque de la sédimentation crétacée, à l'Oligocène cette relation n'existe plus. Le Groupe Chuspas repose aussi bien sur le Crétacé que sur le Groupe Giron ou directement sur le socle cristallin hercynien.

a5) Formation Real.

La Formation Real (Groupe Real de certains auteurs) est constituée par quelque 3600 m de conglomérats, grès et argiles. Les conglomérats renferment de nombreux galets de roches ignées, parmi lesquels des galets d'andésite, dont la source se trouvait dans l'Occident andin, où évidemment des volcans étaient en activité avant ou au moins pendant la sédimentation de la Formation Real. Les grès à leur tour contiennent beaucoup de hornblende et d'augite dont la source était la même. La Formation Real est comprise entre deux discordances : avec le Groupe Chuspas en bas, avec la Formation Mesa en haut.

Age : Miocène.

a6) Formation Mesa.

La Formation Mesa consiste en quelque 150 à 575 m de couches presque horizontales, constituées par des alternances de conglomérats, de grès et de matériel pyroclastique. Elle est postérieure au plissement andin paroxysmal. Age : Plio-Pléistocène.

b) Bassin du Haut Magdalena.

Ce bassin se trouve au Sud de la ville de Honda. Il y a là les formations suivantes, de haut en bas (Fig. 71) :

Plio-Pléistocène	Formation Mesa	
		----- discordance
Miocène	Formation Honda	
		----- discordance
Oligocène supérieur	Formation La Cira	
Oligocène supérieur p. p.		Membre Gualanday supérieur
Eocène supérieur-Oligocène moyen	Formation Gualanday	Membre Gualanday medio
Eocène inférieur et moyen		Membre Galanday inférieur
Eocène inférieur		Formation ou Membre Hoyon
Paléocène	Formation Lisama	
Maestrichtien supérieur	Formation Guaduas	

b1) Formation Guaduas.

Elle consiste en alternances de grès et de schistes surtout gris qui reposent sur les roches du Crétacé supérieur marin à la base et qui sont limités vers le haut par les grès de base de la formation suivante. Epaisseur : jusqu'à 300 m. Age : Maestrichtien supérieur. La Formation Guaduas du Haut Magdalena correspond au Guaduas de Boyacá, à la partie supérieure de la Formation Umir du Carare et aux deux formations inférieures du Groupe Guaduas de Bogotà.

b2) Formation Lisama.

La Formation Lisama débute par des grès verts parfois conglomératiques, puis elle est constituée par des argiles et des schistes rouges ou violets. En haut elle est limitée par les conglomérats inférieurs de la Formation Gualanday ou par les conglomérats Hoyon. Epaisseur : 500 à 800 m. Age : Paléocène.

b₃) Formation (ou Membre) Hoyon.

C'est une formation locale, qui est connue seulement dans le synclinal de Guaduas. Elle consiste en conglomérats (à galets de quartz et de chert) et grès avec intercalations d'argiles et de schistes violets. Stratigraphiquement, elle est comprise entre les schistes de la Formation Lisama en bas et les conglomérats de Gualanday inferior en haut. Cette relation stratigraphique n'est pas toujours facile à reconnaître : elle l'est sur le flanc est du synclinal de Guaduas où Hoyon est schisteux et donc en opposition avec les conglomérats du Gualanday inferior ; mais sur le flanc ouest de ce synclinal Hoyon se confond avec Gualanday inferior, les deux étant conglomératiques. Il est possible que Hoyon représente en réalité un changement latéral de faciès du Gualanday inferior et que la discordance qui parfois apparaît entre les deux soit une discordance intraformationnelle. Epaisseur : 600 m. Age : Eocène inférieur.

b₄) Formation Gualanday.

Il s'agit d'un ensemble de conglomérats, de grès et d'argiles qu'il convient de séparer en trois Membres. Le Gualanday débute par des conglomérats et des grès : c'est le Membre Gualanday inferior de l'Eocène inférieur et moyen. Au-dessus se trouve le Membre Gualanday medio : il contient en bas des schistes rougeâtres ou jaunâtres, à la partie centrale une épaisse intercalation de grès, en haut encore des schistes mais avec de plus nombreuses intercalations gréseuses. Une discordance intraformationnelle est connue à la base du niveau gréseux médian. Age : Eocène supérieur à Oligocène moyen. La Formation Gualanday se termine par un puissant conglomérat qui constitue le Membre Gualanday superior dont l'âge est, au moins en partie, Oligocène supérieur et qui est séparé du Membre Gualanday medio par une discordance intraformationnelle.

L'épaisseur de la Formation Gualanday est de quelque 750 m en moyenne, mais elle est bien plus importante surtout, évidemment, si on lui rattache le Hoyon, comme il paraît convenable.

b₅) Formation La Cira.

La Formation La Cira est constituée par des argiles et des schistes avec de nombreux fossiles végétaux et, à la partie moyenne, par quelques couches de calcaire d'eau douce à gastéropodes. Localement (La Dorada) elle renferme des lits de charbon. Epaisseur : + 200 m.

Age : Oligocène supérieur. La Cira repose parfois directement sur le Crétacé.

b₆) Formation Honda.

Au-dessus de la Formation La Cira et en discordance sur toutes les roches plus anciennes, y compris le socle cristallin, se trouve la Formation Honda (Miocène), qui présente ici les mêmes caractères lithologiques et stratigraphiques que la Formation Real du secteur du Carare.

b₇) Formation Mesa.

Au-dessus de la Formation Honda, comme dans le secteur du Carare, il y a ici la Formation Mesa, presque horizontale, d'âge plio-pléistocène, constituée par des conglomérats, des grès et du matériel pyroclastique.

Conclusions.

A partir du Miocène, en même temps que se fait un apport de matériaux volcaniques venant de la Cordillère Centrale actuelle, une homogénéité parfaite caractérise les sédiments des deux bassins envisagés, comme le montre lithologie et épaisseurs des Formations Honda - Real (Miocène) et Mesa. Ces sédiments sont nettement discordants sur les formations plus anciennes et postérieurs ou péné-contemporains de la volcanisation de l'Occident Andin : ils doivent donc être considérés comme postérieurs au paroxysme orogénique. Mais avant le Miocène chacun des deux bassins avait une histoire propre. A première vue il est facile de noter que l'épaisseur du Tertiaire du Haut Magdalena est réduite par rapport à celle du bassin du Carare (Fig. 71). Ce fait rappelle la même relation qui existait entre les séries crétacées des mêmes bassins et il finit par paraître comme le trait dominant, le caractère fondamental qui oppose l'un à l'autre les deux compartiments de ces deux bassins au cours de toute la

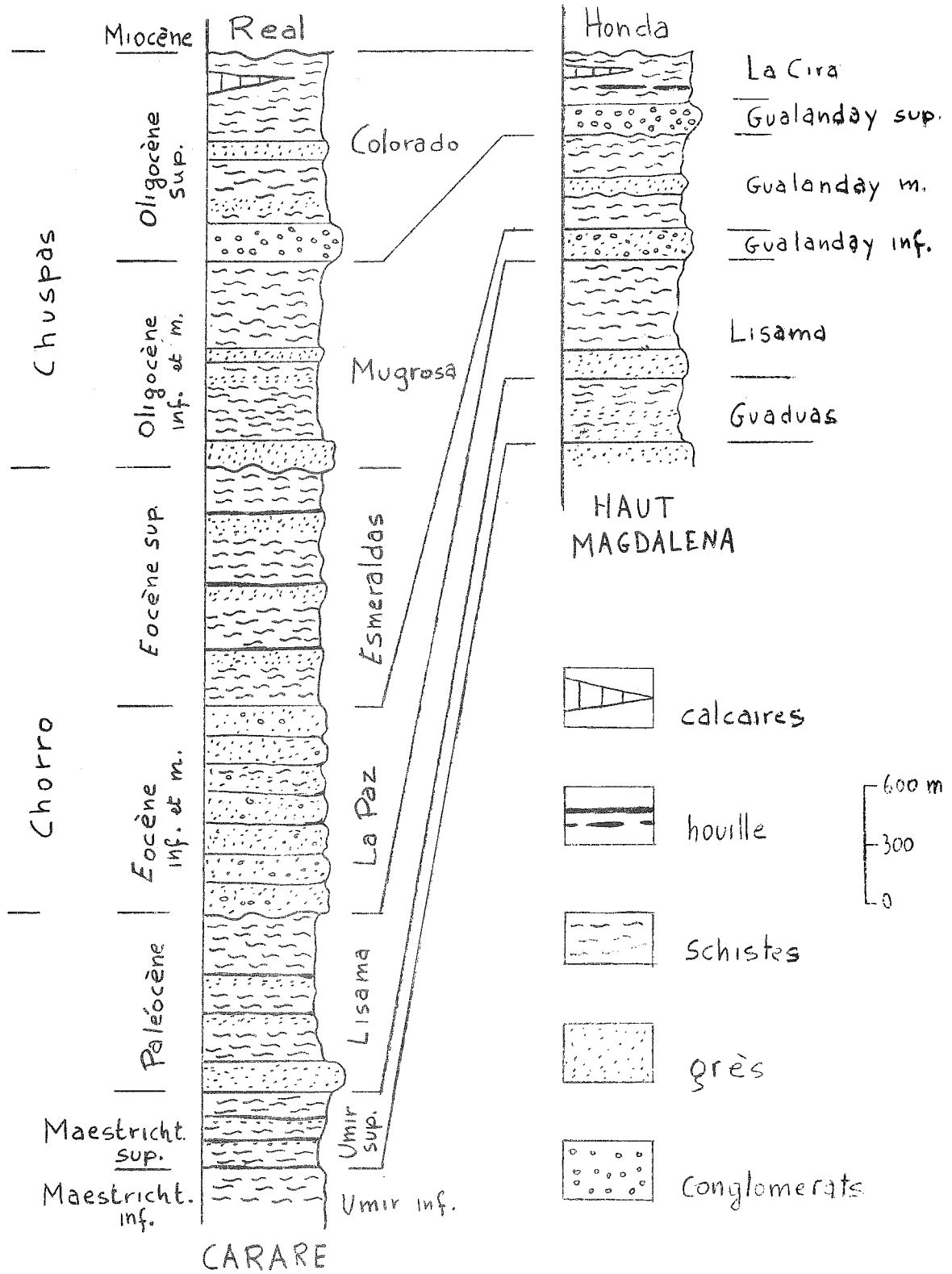


Fig. 71 - Stratigraphie du Tertiaire inf. des bassins du Carare et du Haut Magdalena.

sédimentation pré-orogénique. Il est possible dans le cas présent de montrer que ce facteur fondamental est cinématique et lié à un comportement géodynamique, voire tectonique, différent des deux bassins. En effet toute la sédimentation y ayant eu lieu dans un milieu continental, les différentes épaisseurs tiennent évidemment à des subsidences différentes ici et là. D'autre part, les différences d'épaisseur ne sont pas uniformément réparties tout le long des colonnes stratigraphiques des deux bassins (fig. 71). C'est surtout pendant l'intervalle Eocène-Oligocène moyen que la différenciation entre les deux bassins a eu lieu, 5 fois plus de sédiments s'étant alors accumulés dans le bassin du Carare par rapport à celui du Haut Magdalena. Et c'est pendant cet intervalle que deux discordances (la première à la base de l'Eocène, la deuxième entre l'Eocène et l'Oligocène) se sont produites dans le bassin du Carare qui manquent dans celui du Haut Magdalena, où seulement une discordance intraformationnelle locale, pouvant tenir à des questions climatiques, est connue dans les roches de cet âge (Membre Gualanday medio de la Formation Gualanday).

Il est donc possible de retrouver dans l'histoire sédimentaire de ces bassins quatre périodes principales, à savoir :

- Maestrichtien-Paléocène : la subsidence des deux bassins était globalement la même, mais avait lieu dans le bassin du Carare, où des couches de charbon se déposaient, par des saccades successives, tandis qu'elle était plus régulière dans celui du Haut Magdalena ;

- Eocène-Oligocène moyen : la subsidence des deux bassins était très différente et majeure dans celui du Carare, où elle était évidemment accélérée par des secousses tectoniques donnant lieu à des discordances (discordance Paléocène-Eocène, discordance Eocène-Oligocène), suivies par des dépôts grossiers ;

- Oligocène supérieur : la subsidence du bassin du Carare se maintenait plus forte que celle du bassin du Haut Magdalena, mais sans être accélérée par des secousses tectoniques donnant lieu à des discordances ;

- Miocène-Plio-Pléistocène : subsidence uniforme des deux bassins, dans lesquels des sédiments post-paroxysmaux s'accumulaient (discordances Oligocène-Miocène et Miocène-Pliocène), qui venaient en grande partie de l'Occident andin volcanisé.

CHAPITRE XXIII - LE TERTIAIRE DU MAGDALENA ET LE TERTIAIRE DE LA CORDILLERE ORIENTALE.

La figure 72 montre juxtaposées les colonnes stratigraphiques des quatre bassins que je viens d'étudier. Un simple regard sur cette figure fait reconnaître que :

- Le Tertiaire du Magdalena (Carare et Haut Magdalena) est plus gréseux que celui de la Cordillère Centrale (Bogotá, Boyacá) ;

- L'Oligocène supérieur n'est pas représenté dans la Cordillère Orientale ;

- Les formations clastiques post-paroxysmales du Miocène (Honda, Real) du Magdalena n'ont pas d'équivalent dans la Cordillère Orientale ;

- Des formations clastiques du Pliocène (et peut-être du Pléistocène aussi, au moins en partie) : Mesa, Tilatà, Tunja, restées presque horizontales et donc postérieures aux derniers plissements⁺, se trouvent le

+ - Ces formations sont postérieures aux derniers plissements, mais non pas à la surrection de la chaîne : des trouvaillies fossilifères dans la Formation Tilatà montrent que même celles qui se trouvent à présent à quelque 2600 m d'altitude (Tilatà, Tunja) se sont déposées sous climat chaud, près du niveau de la mer.

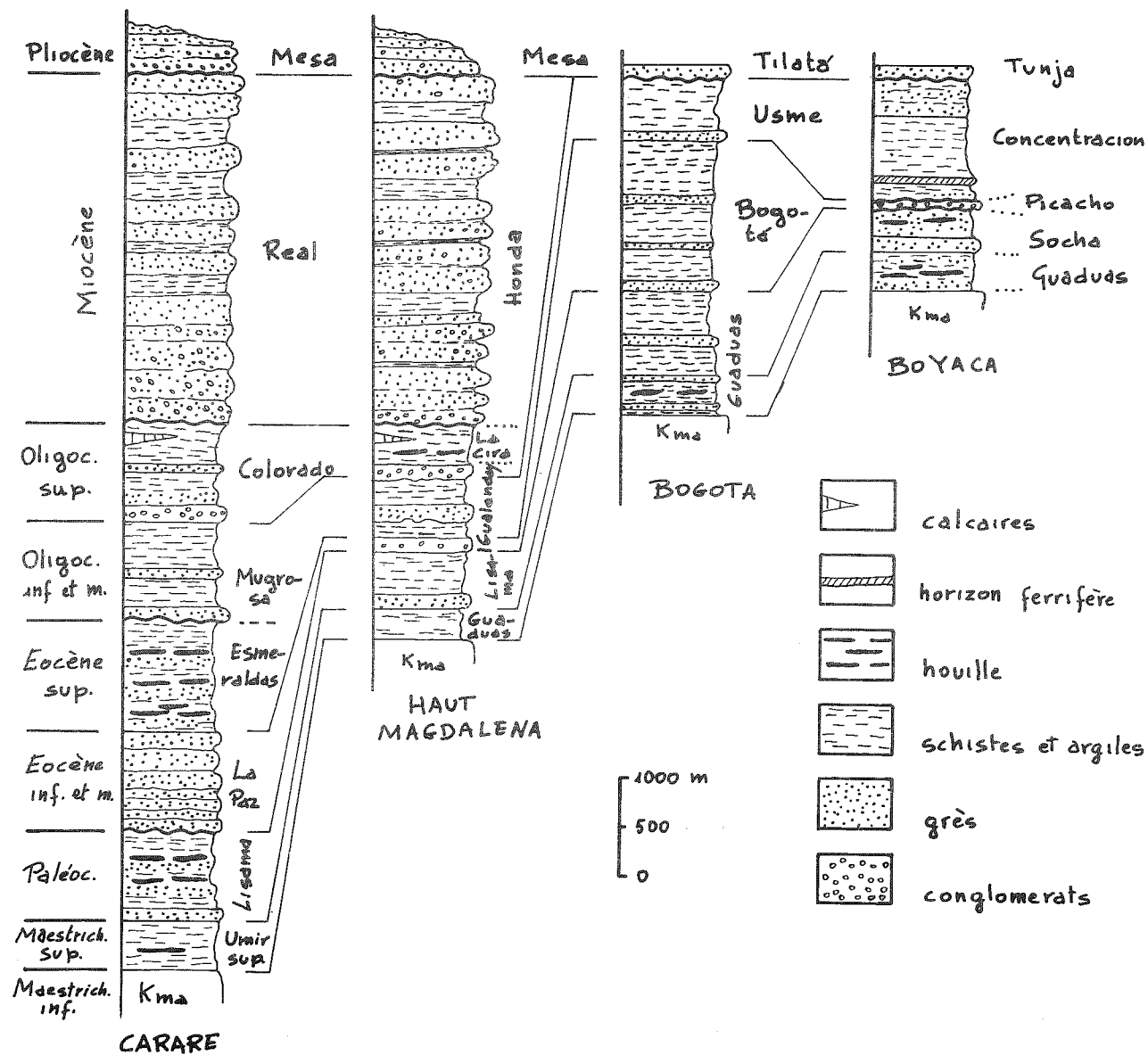


Fig. 72 - Stratigraphie des bassins tertiaires du Carare, du Haut Magdalena, de Bogotà, et de Boyacà.

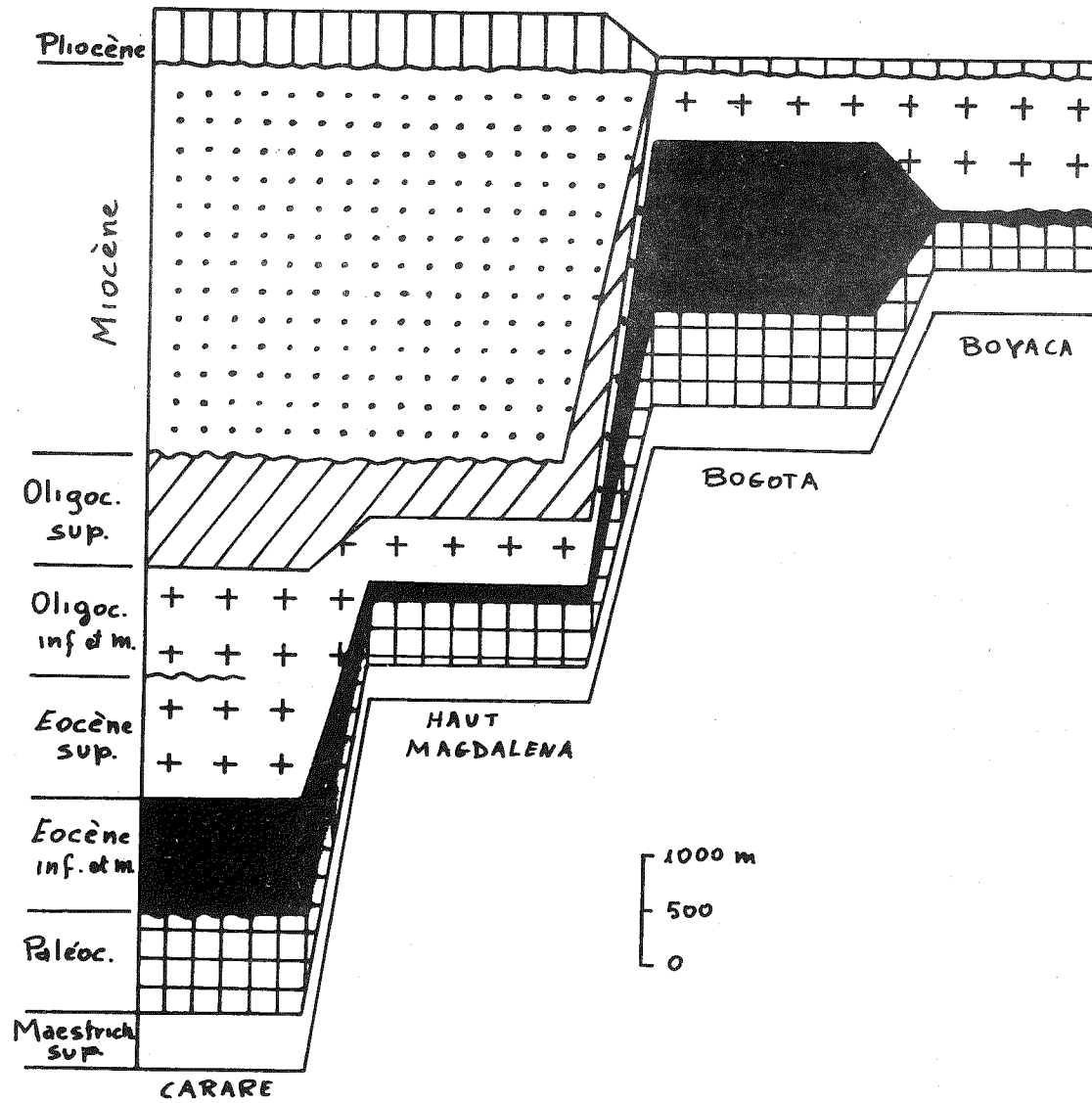


Fig. 73 - Variations d'épaisseurs et principales discordances du Tertiaire des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá et Boyacá.

long des deux axes envisagés, mais elles sont plus épaisses dans la vallée du Magdalena (où elles renferment des produits volcaniques venant de l'Ouest), que dans la Cordillère Orientale.

Pour continuer cette analyse il convient de simplifier un peu et de comparer entre elles des parties de ces colonnes d'âge connu et donc corrélables : c'est ce que j'ai fait sur la figure 73, où j'ai indiqué avec un même figuré les roches de même âge des quatre bassins, sans tenir compte des faciès, mais en signalant les discordances qui y existent. On constate alors facilement, surtout si l'on se rappelle le faciès variable de la Formation Mesa d'une part et des Formations Tilatà et Tunja de l'autre, que la différenciation majeure dans l'histoire des bassins des deux axes parallèles Magdalena-Cordillère Orientale s'effectue à l'Oligocène supérieur. C'est alors que la sédimentation cesse dans les bassins de l'Est (Bogotá, Boyacà) où elle recommencera, en plus réduite, seulement au Pliocène, tandis que, dans les bassins de l'Ouest, quelque 4500-5000 m de sédiments commencent à s'accumuler entre l'Oligocène supérieur et le Pliocène. A partir de l'Oligocène supérieur et surtout du Miocène, il n'existe pour ainsi dire que deux bassins allongés : le bassin Magdalena à l'Ouest, le bassin de la Cordillère orientale à l'Est. En plus des épaisseurs (fig. 73) ce fait est indiqué par les faciès des sédiments de même âge (Fig. 72) : Formations Colorado et Gualanday supérieur + La Cira de l'Oligocène supérieur, Honda-Real du Miocène, Mesa du Pliocène dans le Magdalena ; aucune trace d'Oligocène supérieur - Miocène, Formations Tilatà - Tunja du Pliocène dans la Cordillère Orientale. Mais avant l'Oligocène supérieur il serait vain, je l'ai déjà dit, de chercher une uniformité d'évolution des couples de bassins de même axe. Il reste à savoir comment ont évolué dans le temps, avant l'Oligocène supérieur, les quatre bassins les uns par rapport aux autres et notamment à étudier si quelque relation existe entre couples de bassins contigus, c'est-à-dire disposés sur une même transversale par rapport à la chaîne : Bogotá - Haut Magdalena, Boyacà - Carare. Je le ferai au moyen de quelques figures dessinées avec les mêmes principes que la figure 73, mais, en prenant successivement comme niveau repère les limites supérieures du Paléocène, de l'Eocène moyen et de l'Oligocène moyen.

Sur la première de ces figures (Fig. 74) on voit que l'épaisseur du Maestrichtien supérieur est plus ou moins

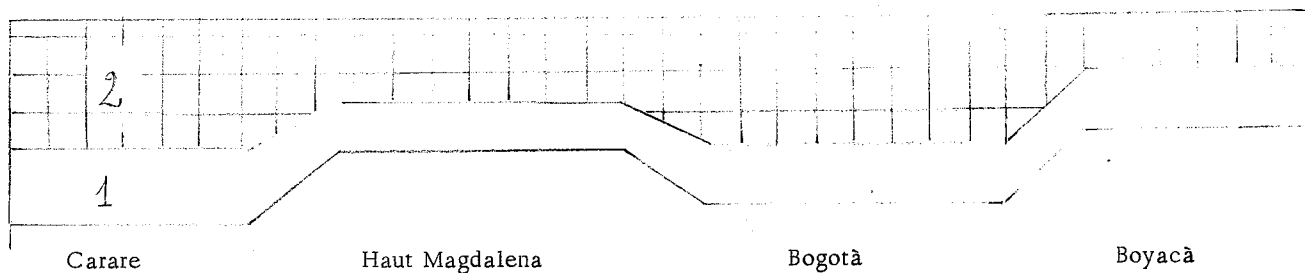


Fig. 74 - Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotá, Boyacà au Maestrichtien sup.(1) et au Paléocène (2). (explication dans le texte).

la même dans les bassins du Carare, de Bogotá et de Boyacà où des faciès analogues à charbon se déposaient, tandis qu'elle est plus réduite dans celui du Haut Magdalena, où le charbon manque. On y voit également que les épaisseurs du Paléocène sont comparables par couples : Carare - Bogotá, Haut Magdalena - Boyacà, des faciès semblables (Lisama - Socha) s'étant en revanche déposés plutôt dans les bassins Carare et Boyacà.

La figure suivante (Fig. 75) concerne l'Eocène inférieur et moyen. Dans les deux bassins septentrionaux, Carare et Boyacà, la limite inférieure de l'Eocène est une discordance, qui manque dans les deux bassins plus au Sud, Bogotá et Haut Magdalena. Les épaisseurs augmentent d'Est à Ouest (du Boyacà au Carare) au Nord, mais d'Ouest à Est (du Haut Magdalena au Bogotá) au Sud. Il y a alors une forte analogie entre les faciès gréseux du Carare et du Haut Magdalena (La Paz, Gualanday inferior) et une certaine analogie aussi entre ceux-ci et celui, conglomératique, du Boyacà, mais les faciès grésoschisteux de Bogotá trouvent moins d'homologues. L'indépendance des quatre bassins semble être complète, cependant il faut noter que des relations entre les bassins qui se

trouvent sur une même transversale se dessinent, surtout du point de vue tectonique (discordances).

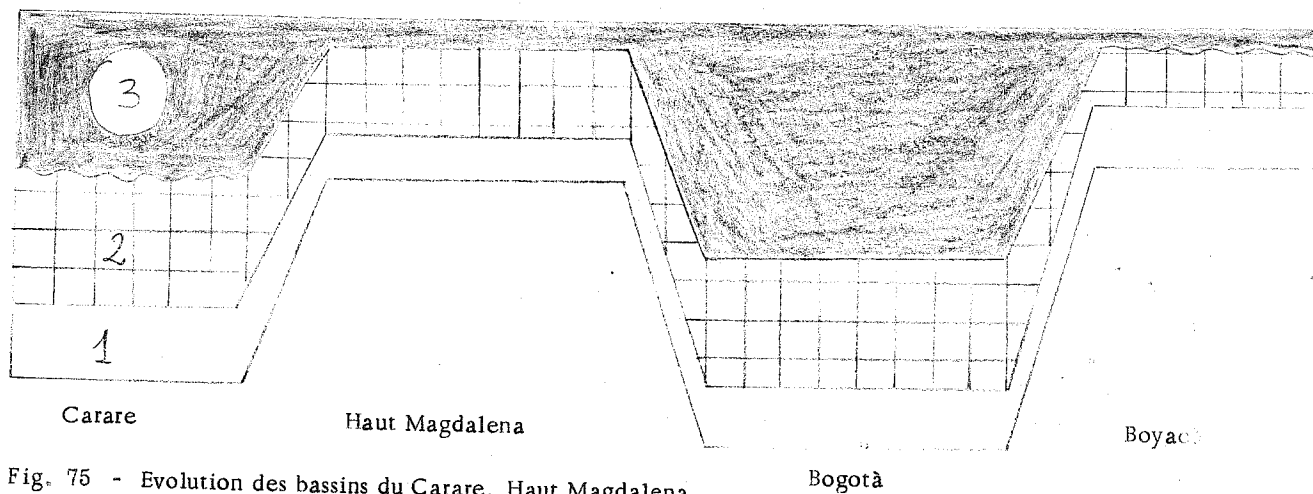


Fig. 75 - Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotà, Boyacà à l'Eocène inf. et moy. (3) - (1) - Maestrichtien sup. (2)-Paléocène (explic. dans le texte)

Entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène moyen de nouvelles modifications interviennent (figure 76).

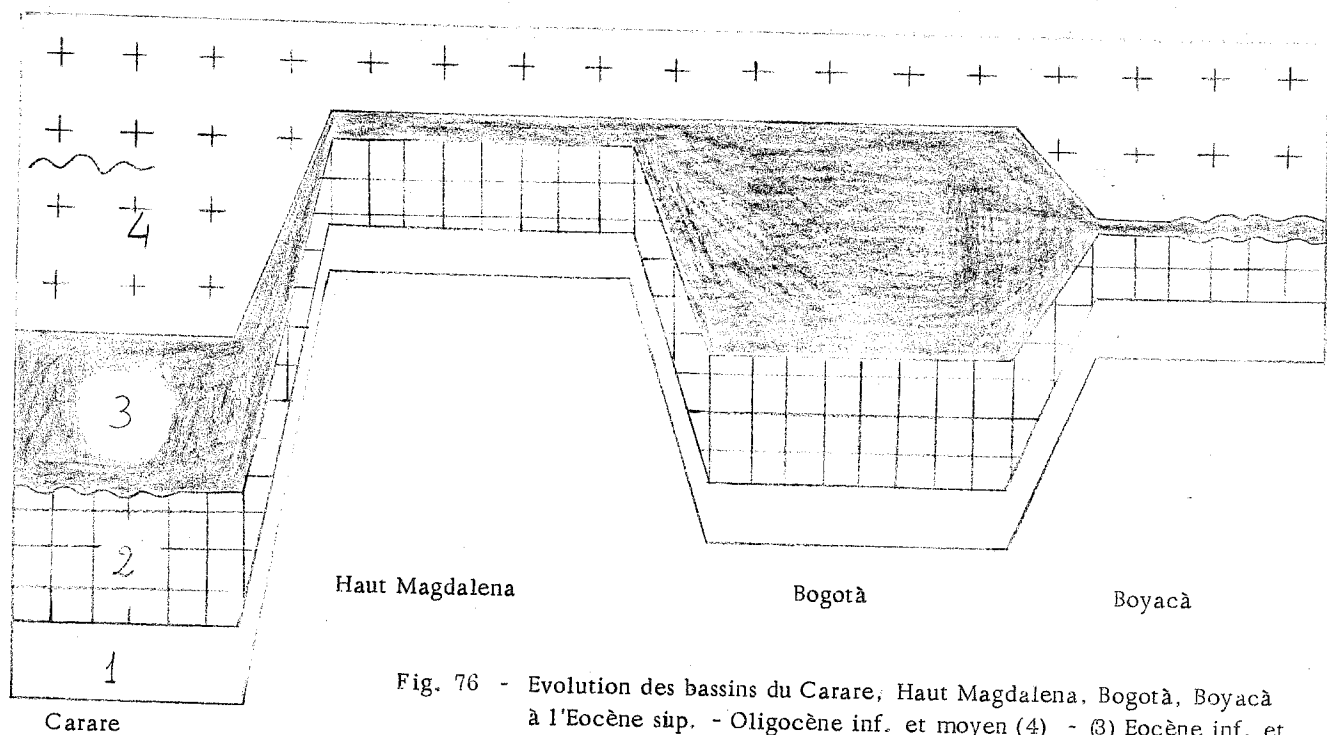


Fig. 76 - Evolution des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotà, Boyacà à l'Eocène sup. - Oligocène inf. et moyen (4) - (3) Eocène inf. et moyen - (2) Paléocène - (1) Maestrichtien sup. (explication dans le texte).

Les épaisseurs sont presque identiques dans les bassins de Bogotà et du Haut Magdalena, plus fortes, mais non pas égales, ailleurs. Des discordances existent, mais elles ne sont pas contemporaines, seulement dans les bassins du Carare (Eocène-Oligocène) et de Boyacà (à la base de l'Eocène supérieur). Les faciès en revanche sont analogues dans les couples Bogotà-Boyacà (Usme-Concentration), Carare-Haut Magdalena (Esmeraldas + Mugrosa - Gualanday medio), mais en forte opposition d'un axe à l'autre. Il suffit pour s'en convaincre de penser

que les Formations Usme et Concentration comportent des roches marines, tandis que leurs contemporaines de l'Ouest sont entièrement continentales, ce qui pose d'ailleurs un problème paléogéographique sur lequel je revien- drai. A la fin du chapitre précédent (chapitre XXII - conclusions), discutant la stratigraphie des bassins tertiaires du Carare et du Haut Magdalena, j'ai montré que l'épaisseur de leurs sédiments avait été réglée à chaque période par l'importance de leur subsidence, leurs faciès par le style de cette subsidence (régulière ou saccadée, accélérée ou non par des mouvements donnant lieu à des discordances). Cette conclusion étant valable aussi pour le bassin de la Cordillère Orientale (voir chapitre XXI), il me semble possible d'affirmer que la sédimentation tertiaire des quatre bassins envisagés a été à tout point de vue contrôlée par le comportement géodynamique de chaque bassin à chaque époque. Des liaisons de faciès et d'épaisseur pouvant être reconnues entre bassins appartenant aux deux axes principaux Magdalena et Cordillère Orientale, il semble assez justifié de penser que des liaisons géodynamiques pourraient avoir existé à des époques déterminées entre des bassins disposés aussi bien transversalement qu'oblique- ment par rapport à ces axes principaux. Je veux dire par là que, peut-être, à certaines époques l'importance et le style de la subsidence pouvaient être liés à des lignes directrices obliques aux axes principaux des bassins. Bien que je ne dispose pas des moyens pour la vérifier, je suggère l'hypothèse de travail que ce fait pourrait être la raison profonde de certaines particularités observables dans la direction des axes des plis (réguliers ou tordus) des roches tertiaires de la Cordillère Orientale. Dans celle-ci, et surtout aux environs de Bogotà, il est en effet courant d'observer certains de ces axes orientés, sur des trajets importants, plus ou moins Nord-Sud, c'est-à-dire parallèle- ment aux axes des synclinoriums du Magdalena, alors que le synclinorium de la Cordillère Orientale est dirigé plutôt Nord-Est - Sud-Ouest.

C'est pourquoi je terminerai en réunissant mes observations principales par le graphique ci-dessous, où, leur position relative étant d'abord schématiquement indiquée (fig. 77), chaque bassin est représenté par une flèche dont la longueur est proportionnelle à l'épaisseur des sédiments qui s'y sont accumulés pendant les temps considérés et des lignes interrompues de même genre renferment les faciès analogues (Fig. 77).

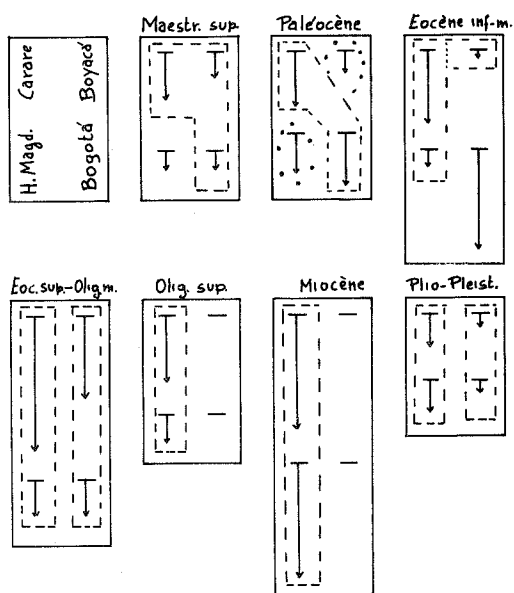


Fig. 77 - Comparaison des épaisseurs et des faciès des bassins du Carare, Haut Magdalena, Bogotà, Boyacà. (explication dans le texte).

Ce graphique est de lecture immédiate et il montre d'emblée comment variait dans l'espace et dans le temps la subsidence et son style.

Dans une optique un peu différente, il serait aussi possible de penser que le remplissage de ces bassins comporte deux étapes principales. Au cours de la première, qui se serait terminée à l'Eocène moyen, les quatre bassins auraient été associés en couple Est-Ouest : au Sud le couple Haut Magdalena-Bogotá, au Nord Carare-Boyacá, avec, dans le premier, sédimentation accélérée à l'Est (Bogotá) et dans le deuxième à l'Ouest (Carare). Pendant la deuxième, après l'Eocène moyen, une association par couple plutôt Nord-Sud (Nord-Est-Sud-Ouest) serait intervenue, la modification ayant été déterminée par des mouvements tectoniques.

En réalité ceci est loin d'être prouvé et même s'il l'était ce serait finalement une preuve ultérieure de l'indépendance profonde des quatre compartiments envisagés, dont chacun au cours du temps aurait pu s'associer, pour ne former qu'un seul bassin majeur, tantôt avec son voisin latéral, tantôt avec son voisin méridien.

CHAPITRE XXIV - LE TERTIAIRE DU BASSIN DE BARCO

Dans le bassin de Barco le passage entre les conditions marines typiques de la sédimentation crétacée et celles surtout continentales de la sédimentation tertiaire a eu lieu aussi au Maestrichtien supérieur. Il convient donc de rappeler d'abord ce que j'ai déjà dit au sujet des roches de cet âge. Les formations à décrire seront alors les suivantes (NOTESTEIN F.B. et al., 1944 ; VAN der HAMMEN, 1960) :

Formation Necesidad	Pliocène (?)
	----- discordance
Formation Guayabo	Oligocène supérieur
Formation Leon (Leon Shale)	Oligocène moyen
Formation Carbonera	Eocène supérieur - Oligocène inférieur
Formation Mirador	Eocène inférieur et moyen
Formation Los Cuervos	Paléocène moyen et supérieur
	(+ une partie Eocène inférieur ?)
Formation Barco	Paléocène inférieur
Formation Catatumbo	Maestrichtien supérieur

Formation Catatumbo

Cette formation est constituée surtout par des schistes foncés, dans lesquels s'intercalent des niveaux gréseux et des couches de charbon. Epaisseur : 100 à 270 m.

Age : partie supérieure du Maestrichtien supérieur selon VAN der HAMMEN (1960).

Formation Barco

La Formation Barco consiste en alternance de grès, schistes et argiles. Quelques couches de charbon y apparaissent aussi. Les grès sont de grain moyen ou fin. Les argiles sont ferrugineuses et elles contiennent des nodules de sidérite. Epaisseur : 75 à 275 m.

Age : Paléocène inférieur.

Formation Los Cuervos

La Formation Los Cuervos débute par 8 à 10 couches de charbon (0,5 à 1, m de puissance), puis elle est constituée par des schistes et des argiles. Les argiles situées à proximité des charbons sont sidéritiques. A sa partie inférieure, Los Cuervos contient aussi quelques minces couches de calcaire. Toujours dans cette partie, des

trouvailles fossilifères (Diploponta, Anomia) témoignent d'une courte invasion marine. Epaisseur : 250 - 490 m. Age : Paléocène moyen et supérieur (peut-être aussi partie basale de l'Eocène).

Formation Mirador

Localement en discordance sur Los Cuervos, la Formation Mirador est constituée surtout par des grès. Le changement de faciès Los Cuervos-Mirador est net. E. HUBACH (1957) semble penser même à un hiatus entre les deux formations. Les grès de la Formation Mirador sont souvent entièrement quartziques, de grain moyen ou grossier, parfois même conglomératiques. A la partie supérieure il y a une intercalation de schistes et de charbon. Epaisseur : 160 à 450 m. Age : Eocène inférieur et moyen.

Formation Carbonera

Il s'agit d'un ensemble de schistes souvent gréseux et de grès, qui contient des charbons à la partie inférieure et vers le sommet. La Formation Carbonera renferme des grès à glauconite et des niveaux fossilifères (Foraminifères) qui prouvent qu'elle s'est déposée au moins en partie pendant une invasion marine. Epaisseur : 400 à 720 m. Age : Eocène supérieur - Oligocène inférieur.

Formation Leon (Leon Shale)

350 à 785 m de schistes gris ou gris vert avec à la partie centrale quelques intercalations gréseuses. La Leon Shale est aussi, en partie du moins, marine. Age : Oligocène moyen.

Formation Guayabo

800 m de grès, schistes et argiles gris et rougeâtres avec des lentilles de lignite. Age : Oligocène supérieur (peut-être aussi Miocène basal).

Formation Necesidad

Quelque 50 m de couches horizontales de grès et d'argiles bariolés en discordance sur les formations plus anciennes. Age : Pliocène ou Pliopléistocène.

Conclusions.

Cinq périodes naturelles de sédimentation peuvent être reconnues dans le Tertiaire du bassin de Barco.

L'intervalle Maestrichtien supérieur - Paléocène est caractérisé par une sédimentation assez fine, avec dépôt de nombreux niveaux houillers. Cette sédimentation est continentale sauf au Paléocène supérieur quand des faciès calcaires marins y apparaissent.

A l'Eocène, après des mouvements tectoniques locaux et, semble-t-il, un hiatus, la sédimentation devient plus grossière, avec accumulation de grès essentiellement. Cette sédimentation continue jusqu'à l'Eocène moyen inclus.

De l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen la sédimentation est à nouveau plutôt fine et, ce qui est le plus important, elle se réalise dans des conditions au moins transitoirement marines.

A l'Oligocène supérieur la sédimentation, encore fine, redevient entièrement continentale.

Le Miocène n'est pas représenté (sauf, peut-être, sa partie inférieure qui serait associée à l'Oligocène supérieur, Formation Guayabo) : c'est l'époque du plissement, après lequel la sédimentation reprend au Pliocène, représenté, avec le Pléistocène probablement, par des sédiments surtout clastiques, en discordance sur les formations plus anciennes.

CHAPITRE XXV - LE TERTIAIRE DE LA VALLEE DU CESAR

Il est difficile à l'état actuel d'avoir une idée précise du Tertiaire de cette région. Il a été peut-être bien connu par les géologues pétroliers entre 1920 à 1930 (NOTESTEIN, in VAN der HAMMEN, 1960), mais leurs travaux n'ont jamais été publiés. Ensuite il a été étudié localement avec des buts économiques, l'intérêt ayant été soulevé (à tort, étant donné sa localisation géographique éloignée des centres industriels et des ports) par la houille qu'il contient. Dans ces conditions je me bornerai à dire quelques mots seulement des deux bassins principaux : Cerrejon au Nord, La Jagua de Ibirico au Sud, qui sont les deux bassins houillers éloignés entre eux de 230 km (P. VETTER, 1963), dont j'ai eu l'occasion de visiter (très rapidement) le premier.

Sur le Crétacé supérieur (Formations Colon-Mito Juan, Guaralamai) il y a d'abord des schistes gris gréseux, avec parfois des intercalations calcaires et gréseuses. C'est la Formation Hato Nuevo d'âge Paléocène, qui représente, semble-t-il, la transition des conditions marines crétacées aux continentales tertiaires. Cette formation est d'ailleurs très mal définie du point de vue lithologique et il est fort probable qu'elle a été confondue plusieurs fois avec celles du Crétacé.

Puis viennent les roches tertiaires continentales, connues sous le nom de Formation Cerrejon, qui représente l'Eocène. Elle est constituée par quelque 400 m de schistes à concrétions de sidérite, de grès et de couches de charbon et elle se termine par un niveau conglomératique. L'Oligocène et le Miocène ne semblent pas être représentés. Le Pliocène ou le Plio-Pléistocène le sont très localement par des dépôts grossiers (conglomérats à blocs, grès) qui forment des terrasses, dont celle de Manaure est, à ma connaissance, le meilleur exemple (L. RADELLI, 1962 b). Ces dépôts sont postérieurs aux plissements, mais probablement contemporains ou pénécotemporains de la surrection de la chaîne de Perijà, puisqu'ils se trouvent toujours au pied de celle-ci, là où des vallées transversales d'origine tectonique débouchent dans la plaine du Cesar.

CHAPITRE XXVI - LE TERTIAIRE DU NORD

Le Tertiaire de la Guajira

Les roches tertiaires de la presqu'île de la Guajira presque entièrement marines, souvent calcaires et richement fossilifères, sont très différentes de celles des bassins dont je viens de traiter, qui sont, elles, surtout continentales. Les formations tertiaires de la Guajira (fig. 78) sont connues grâce principalement aux travaux stratigraphiques de O. RENZ (1960) et de H. BÜRGL (1960) et aux travaux cartographiques du Service Géologique colombien (G. CHAMPETIER de RIBES, R. QUINTERO, L. RADELLI et G. WEECKSTEEN, 1963).

Paléocène - Formation Guasare.

Il s'agit (O. RENZ, 1960) d'un ensemble de quelque 150 m d'épaisseur qui comporte des grès micacés à la base, puis une alternance de calcaires gréseux et de marnes à sidérite. La Formation Guasare affleure seulement à la partie sud-est de la presqu'île ; ses relations stratigraphiques avec les formations plus anciennes et plus récentes ne sont pas reconnaissables.

Eocène.

Seul l'Eocène supérieur est représenté (O. RENZ, 1960), il semble que pendant l'Eocène inférieur et moyen, après des mouvements tectoniques, la presqu'île de la Guajira a été une terre soumise à l'érosion. L'Eocène supérieur lui-même est transgressif et il affleure seulement à la bordure nord du Massif de Macuira (secteur nord est de la presqu'île). Il débute par un conglomérat basal à galets de roches cristallines, puis il est constitué par quelque 60 à 100 m de calcaire parfois gréseux à Lithothamnium. Ces roches n'ont pas encore reçu un nom à valeur lithostratigraphique. Je propose celui de Formation Santa Rosa, d'après le nom d'un village situé à proximité de ces affleurements.

Oligocène - Formations Siamana, Uitpa et Jimol.

Tandis que les formations paléocènes et éocènes affleurent seulement d'un côté de la dorsale cristalline de la presqu'île, les premières au Sud, les autres au Nord, les sédiments de l'Oligocène existent des deux côtés de cette dorsale, étant reliés à travers elle par deux chenaux : le chenal de Castilletes à l'Ouest, entre le Massif de Cosinas et celui de Jarara, le chenal du Rio Chimare à l'Est, entre le Massif de Jarara et le Massif de Macuira. Du point de vue lithostratigraphique l'Oligocène est représenté par trois formations (O. RENZ, 1960) :

Formation Siamana

Elle débute par un conglomérat discordant sur le Crétacé et sur le socle cristallin, que suivent des calcaires souvent gréseux, avec parfois des biohermes et des biostromes. L'épaisseur de la Formation Siamana est très variable, de 430 à 100 m. Age probablement oligocène moyen, mais il se peut qu'elle représente aussi l'Oligocène inférieur au moins en partie.

Formation Uitpa

C'est un ensemble homogène de marnes et de schistes, qui parfois repose sur la Formation Siamana, et qui d'autres fois est transgressif sur cette formation et aussi sur le cristallin ancien. Son épaisseur est de 150 m dans la section-type de O. RENZ (1960), mais elle augmente à la partie centrale du bassin, où le faciès Uitpa prend la place de la partie inférieure de la Formation Jimol suivante. Age oligocène moyen, sans plus de précision et avec les réserves imposées par ce que j'ai dit ci-dessus, la Formation Uitpa pouvant s'étendre à l'Oligocène supérieur.

Formation Jimol

La Formation Jimol est constituée principalement par des alternances de calcaires souvent gréseux, de marnes et de pélites parfois gypsifères, mais elle présente de nombreux changements de faciès. A la partie centrale du bassin, la Formation Jimol repose en concordance sur la Formation Uitpa, mais à d'autres endroits (chenal du Chimare par exemple) elle est transgressive directement sur le socle cristallin ancien. Epaisseur : jusqu'à quelque 900 m. Age : Oligocène supérieur.

Miocène.

La sédimentation miocène a été précédée par un plissement et les sédiments miocènes reposent en discordance sur ceux de l'Oligocène. Ce plissement donna lieu à une surrection de la partie axiale de la presqu'île, qui devait constituer une barrière entre un bassin miocène au Nord et au Nord-Est et un autre au Sud (?) et au Sud-Est, dans lesquels des faciès différents s'accumulaient.

Le Miocène au Sud-Est de la dorsale axiale : Formation Tucacas.

La Formation Tucacas (O. RENZ, 1960) représente le Miocène dans le secteur sud-est de la presqu'île. Elle est constituée surtout par des calcaires à coquilles, souvent gréseux, par quelques niveaux de marnes gypsifères et par des intercalations finement conglomératiques. Elle est discordante sur les formations oligocènes. Epaisseur : jusqu'à quelque 300 m. Age : Miocène inférieur probablement, moins la partie basale qui correspond à un hiatus.

Le Miocène au Nord et au Nord-Est de la dorsale axiale.

De l'autre côté de la dorsale axiale, le Miocène débute par des dépôts de calcarénites et d'argiles (Miocène

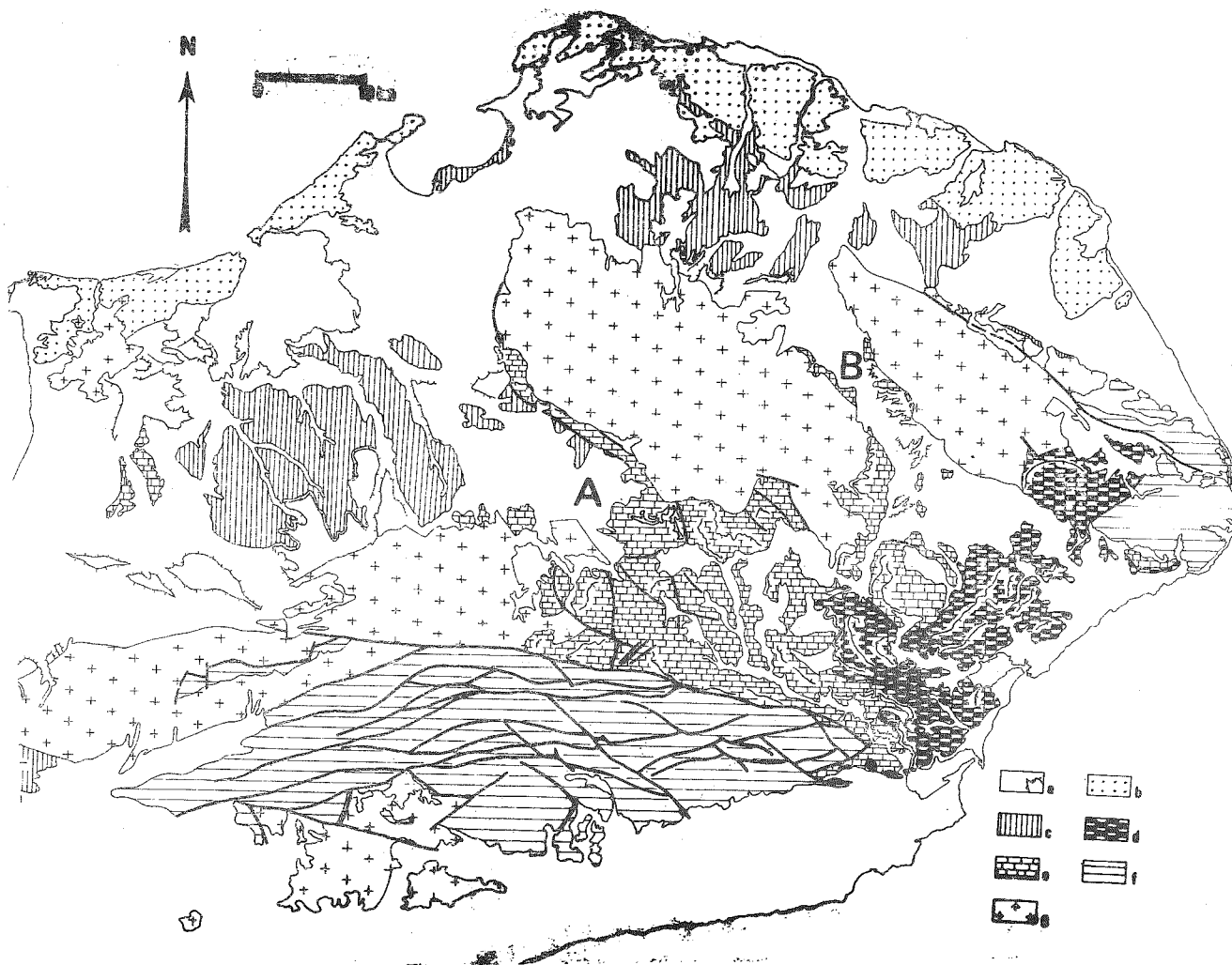


Fig. 78 - Le Tertiaire de la Guajira.

- 1 - Quaternaire et terrasses mio-plio-pléistocènes ; 2 - Miocène : Capas de Chimare ;
 - 3 - Miocène indet. ; 4 - Miocène : Form. Tucacas ; 5 - Oligocène : Form. Siamana, Uitpa, Jimol ;
 - 6 - Kimeridgien et Crétacé ; 7 - Socle cristallin et Giron.
- A - Chenal de Castilletes ; B - Chenal du Chimare.

indifférencié dans la carte de la Fig. 78), encore assez mal connus d'ailleurs mais probablement de même âge que la Formation Tucacas ("Capas de Siapana" de H. BÜRGL, 1960 ?).

Ensuite il est représenté, surtout le long de la côte nord de la presqu'île, par des argiles puis par des grès calcaires en couches presque horizontales ("Capas de Chimare" de H. BÜRGL, 1960), pour une épaisseur visible de quelques 70 m au plus. Age : Miocène moyen (?).

Mio-Pliocène et Pléistocène.

Des terrasses marines de sédimentation le long de la côte nord et des terrasses d'érosion à l'intérieur de la presqu'île sont considérées, avec beaucoup d'incertitude, comme appartenant à cette période.

Conclusions.

Ces quelques notes montrent bien qu'au Tertiaire la région de la presqu'île de la Guajira était à l'écart du domaine presque entièrement continental des autres bassins de l'Orient Andin.

D'autre part il est aisé de constater aussi que, au moins à partir de l'Eocène supérieur, la conformation de la presqu'île actuelle était en quelque sorte préfigurée. Après des mouvements tectoniques que l'on peut dater de l'Eocène inférieur ou moyen, la dorsale cristalline affleurerait et elle séparerait deux domaines sédimentaires différents. L'Eocène supérieur, transgressif, n'est représenté qu'au Nord de cette dorsale. A l'Oligocène, après de nouveaux mouvements tectoniques (Oligocène inférieur) la dorsale était recoupée par l'apparition des fosses transversales de Castilletes et de Chimare où des fles pouvaient cependant subsister. Par ces fosses, les bassins oligocènes du Nord et du Sud étaient en communication, et une sédimentation calco-gréso-marbreuse y régnait.

Un plissement d'âge miocène basal sépara à nouveau le secteur du Nord de celui du Sud, sauf, semble-t-il, sur le plongement sud-ouest de la dorsale cristalline. Au Sud-Est, une transgression eut lieu alors, suivie d'une sédimentation surtout calcaire (Formation Tucacas) au Miocène inférieur. En revanche, au Nord de la dorsale axiale et probablement sur son plongement sud-ouest, une sédimentation d'argiles et de grès calcaires avait lieu pendant tout le Miocène. L'opposition entre les domaines du Nord et du Sud devait d'ailleurs se poursuivre : des formations d'âge Plio-Pleistocène sont connues seulement dans celui du Nord, où aujourd'hui encore on observe des oscillations temporaires du niveau de la mer qui peut envahir la plate-forme désertique du Nord, la même chose ne se produisant pas au Sud.

b) Le Tertiaire de la plaine du Magdalena.

Sans doute le Tertiaire de cette région, limitée au Nord-Est par le Massif de Santa Marta et à l'Ouest, grosso modo, par la partie terminale du Rio Magdalena, est bien connue par les géologues pétroliers : des forages y ont été faits, dont le plus connu est celui d'El Difícil. Cependant la littérature géologique colombienne ne contient presque aucune donnée à son sujet. Je peux dire ici, simplement, que ce Tertiaire est marin, constitué, semble-t-il, par des argiles, des grès fins et par des grès calcaires, qu'il est considéré dans sa plus grande partie comme d'âge miocène avec (H. BÜRGL, 1961) une base transgressive de l'Oligocène supérieur (calcaires de Cicuco et Magangue). Dans ces conditions il n'y a évidemment pas de bases stratigraphiques pour considérer la région qu'il occupe comme appartenant à l'Orient Andin plutôt qu'à l'Occident Andin. Je tiens à dire tout de suite que pour une telle attribution je me suis basé sur d'autres arguments, à savoir :

- son style tectonique, qui est connu grâce à une carte photogéologique de la partie nord de Colombie par H.C. RAASVELDT (1957)

- le fait que le Tertiaire repose là sur un substratum cristallin dont, par l'étude de quelques carottes qui m'ont été fournies par H. BÜRGL (sans indications sur leur localisation exacte malheureusement, pour des raisons d'éthique professionnelle), j'ai pu constater l'identité avec celui du Massif de Santa Marta.

CHAPITRE XXVII - QUELQUES REMARQUES FINALES.

Les notes stratigraphiques ci-dessus montrent que pendant le Tertiaire une sédimentation surtout continentale avait lieu dans la partie plus proprement andine (au sens actuel) de l'Orient Andin, tandis que sur les terres actuellement plus basses du Nord se faisait une accumulation de sédiments marins.

Les bassins continentaux étaient des cuvettes allongées selon une direction tantôt Nord-Est tantôt Nord-Sud ; les bassins marins en revanche n'avaient pas une telle forme, ils étaient plutôt des plate-formes plus ou moins vastes, pouvant communiquer entre elles (Guajira) par des chenaux.

En décrivant le Tertiaire continental, les géologues colombiens ont pris l'habitude de parler de synclinoorium plus ou moins parallèles, structures qui se seraient dessinées (H. BÜRGL, 1961) au Sénonien (phase sub-hercynienne). En réalité il semble bien que ces synclinoorium (Magdalena-Carare-Cesar, Bogotà-Sogamoso, etc...) aient existé seulement à partir du Miocène : auparavant chacun des bassins était indépendant des autres, bien qu'ils puissent avoir une relation temporaire avec tel ou tel, la liaison pouvant avoir lieu soit en direction nord-est - sud-ouest, soit en direction presque est - ouest. Une invasion marine a eu lieu entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène moyen dans les bassins de Bogotà et de Boyacà de la Cordillère Orientale (Formations Usme et Concentration). Cette langue marine devait venir du Nord-Est, c'est-à-dire du bassin de Barco, où des faciès marins se déposaient à cette époque (Formation Leon et Carbonera), tandis que dans les bassins de l'Ouest (Carare et Haut Magdalena) la sédimentation était continentale (Formations Mugrosa, Colorado, Guaduas, La Cira).

Souvent il y a eu, dans les cuvettes continentales, accumulation de houille. Mais ces dépôts ne sont pas tous contemporains. Le terrain productif est d'âge maestrichtien supérieur dans les bassins de Bogotà et Boyacà, mais d'âge éocène dans celui du Cerrejón (vallée du Cesar) et alors probablement contemporain des dépôts de charbon plus réduits du bassin de Carare (Formation Esmeraldas).

Enfin je dois souligner que pendant le Tertiaire l'Orient Andin colombien n'a pas connu d'importantes montées volcaniques ou de semi-profondeur. De très petites masses andésitiques considérées comme miocènes y sont connues seulement au Sud-Ouest de Sogamoso, à la bordure ouest du Massif de Quetame et près de Labranza-grandes à l'Est de Tunja. Par ce caractère majeur l'Orient Andin colombien (plus, peut-être, son prolongement équatorial) se différencie non seulement de l'Occident Andin de Colombie, mais aussi de l'Orient Andin des autres pays andins (Bolivie, Pérou) où un intense magmatisme tertiaire volcanique et de semi-profondeur a eu lieu.

SECTION B - OCCIDENT ANDIN

Je rappellerai d'abord que l'Occident Andin colombien est constitué surtout par des roches métamorphiques (ortho et para) et par des roches ignées. Les fossiles y étant par conséquent très rares, il est aisé de comprendre qu'une véritable stratigraphie soit encore loin d'y être établie. Cependant je pense que sur la base des données actuelles il est possible d'en indiquer les principales unités lithostratigraphiques et de leur assigner des limites d'âge encore assez larges mais moins hypothétiques que celles qui ont été adoptées jusqu'à présent par la plupart des auteurs.

D'après les travaux récents (G. BOTERO ARANGO, 1963 ; H.W. NELSON, 1957 ; L. RADELLI, 1965 a) et mes dernières reconnaissances de terrain, la répartition des faciès commence à être connue et, bien que de nombreux problèmes, cartographiques surtout, restent en suspens, des compartiments à évolution différente commencent à devenir reconnaissables. Dans l'Occident Andin ces compartiments sont disposés en bandes parallèles et allongées. C'est aussi par ce caractère, plus que par son métamorphisme et ses faciès, que l'Occident Andin se différencie de l'Orient Andin, où, je l'ai montré, les faciès étaient répartis suivant des blocs juxtaposés en damier. Du point de vue lithologique l'Occident Andin est très monotone et constitué par un nombre réduit de formations (s. l.). Par conséquent, malgré sa grande extension, sa description sera plus courte que celle de l'Orient Andin. Dans ce qui suit je décrirai ses différentes roches, autant que possible dans l'ordre stratigraphique d'une part et par régions naturelles d'autre part. J'examinerai d'abord les roches métamorphiques d'origine para, ensuite celles, métamorphiques ou non, du cortège ophiolithique et les autres roches ignées. Les roches tertiaires (sédimentaires et ignées) seront traitées à part plus loin.

8 - FACIES SPECIAUX DE LA CORDILLERE CENTRALE : ECAILLES DE SOCLE, ROCHES DETRITIQUES GNEISSIQUES, CIPOLINS TYPE NARE.

Vue d'ensemble.

Dans les zones marginales de la Cordillère Centrale (fig. 79) affleurent des roches particulières : granites gréissiques et migmatites souvent à sillimanite, schistes quartzo-feldspathiques ou gneiss, cipolins (cipolins type Nare). Les premières constituent des écaillles de socle. Les deuxièmes sont le produit du métamorphisme d'anciennes arkoses, accumulées au début de l'histoire géosynclinale de l'Occident Andin à proximité de lignes de côte. Les cipolins type Nare, qui sont associés à ces roches, peuvent être datés, par corrélation stratigraphique, du Trias supérieur.

L'étude de la répartition géographique et des relations stratigraphiques de toutes ces roches apporte des lumières sur la paléogéographie et la paléotectonique du géosynclinal de l'Occident Andin.

General statement.

On both Western and Eastern borders of the Central Cordillera (Fig. 79) of Colombia several bodies of often sillimanitic, gneissic granites and migmatites, quartz-feldspathic schists or gneisses, and cristalline limestones (Nare-type cristalline limestones) are cropping out.

The first type, sillimanitic rocks are wedges of the ancient basement, included into the Occidente Andino

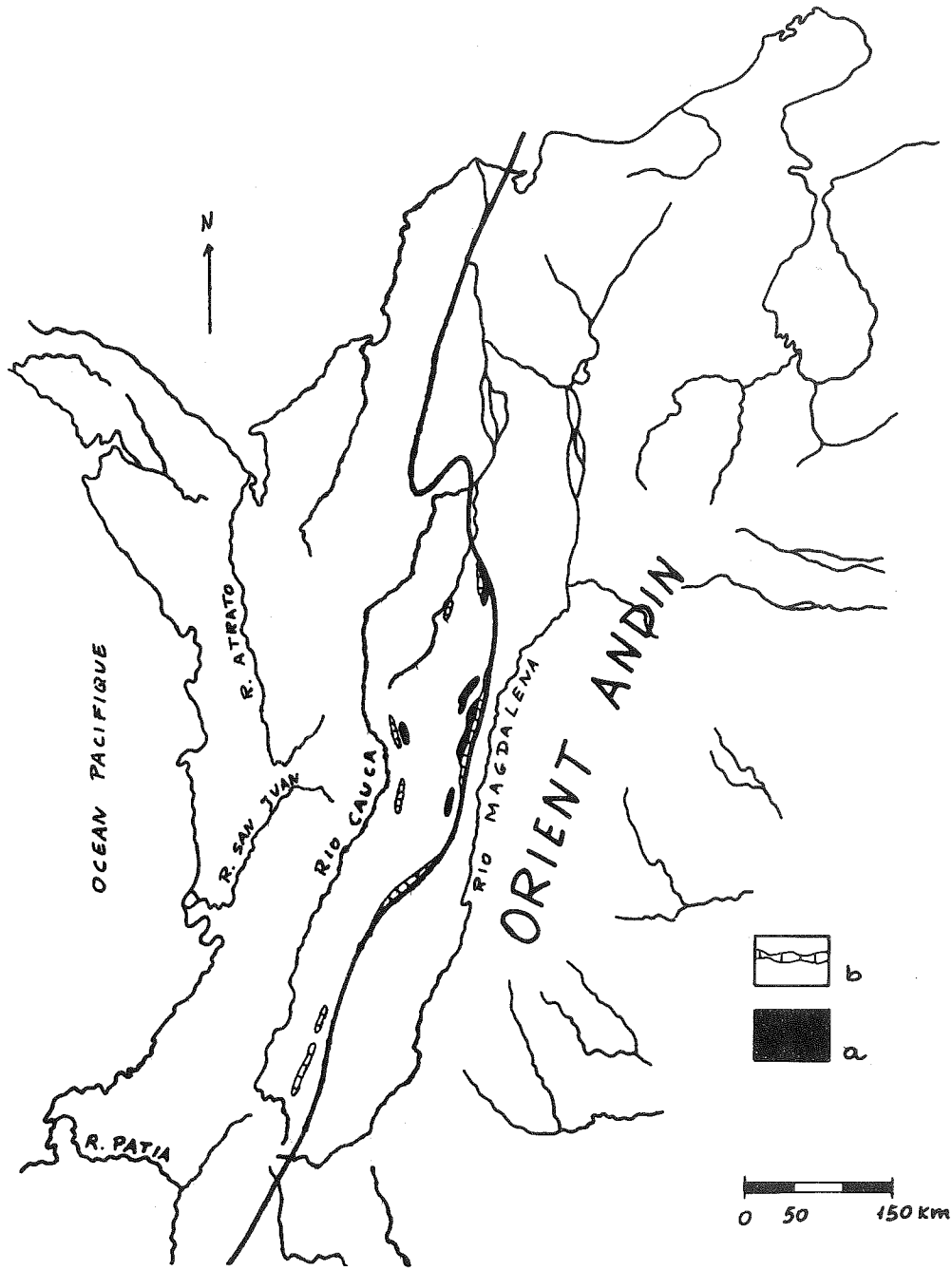


Fig. 79 - Faciès spéciaux de la Cordillère Centrale :
a) - gneiss, migmatites etc.. - b) - cipolins type Nare.

in a tectonic way. The quartz-feldspathic schists are metamorphic arkoses, which were accumulated during the oldest history of the geosyncline of the Occidente Andino near its shores. As indicated by a stratigraphic correlation, the Nare-type crystalline limestones, which are associated to these rocks, are Upper Triassic in age. The study of the geographic distribution, and stratigraphic sequence of all these rocks enables us to recognize the paleogeography, and paleotectonics of the geosyncline of the Occidente Andino of Colombia.

Introduccion.

En las partes marginales de la Cordillera Central (fig. 79) afloran rocas especiales : granitos neisicos y migmatitas a menudo con silimanita, esquistos cuarzo-feldespaticos o neises, calizas cristalinas (marmoles tipo Nare). Las primeras rocas constituyen escamas tectonicas del zocalo. Las segundas son el producto del metamorfismo de antiguas arcosas, las que se habian acumulado al comienzo de la historia geosinclinal del Occidente Andino cerca de sus costas. Los marmoles tipo Nare, que se encuentran en asociacion con estas rocas, pueden ser datados, por correlacion estratigrafica, del Triasico superior.

El estudio de la distribucion geografica y de las relaciones estratigraficas de todas estas rocas permite reconocer a la paleogeografia y a la paleotectonica del geosinclinal del Occidente Andino de Colombia.

CHAPITRE XXVIII - LES FACIES DETRITIQUES METAMORPHIQUES DES PARTIES LATERALES DE LA CORDILLERE CENTRALE

a) La bande métamorphique nord-orientale de la Cordillère Centrale

A l'Ouest de la vallée du Magdalena et soulevée sur celle-ci par des grandes failles longitudinales, entre la latitude de Samana au Sud et celle de Zaragoza au Nord, affleurent des roches métamorphiques souvent feldspathiques.

a₁) A l'Est de San Luis, dans la partie la plus orientale de la Cordillère Centrale, vers le Magdalena, affleurent des gneiss associés à des micaschistes à deux micas⁺. Les affleurements sont très réduits dans cette région, par suite d'une épaisse forêt tropicale et il est difficile de se faire une idée précise de la répartition relative des deux types lithologiques. Les gneiss semblent prédominer aux environs de la Finca la Independencia, en bordure de la vallée du Magdalena, tandis que les micaschistes semblent être plus répandus vers le Col de La Cruz, plus à l'intérieur de la chaîne. Mais je souligne que ces indications sont finalement bien subjectives, étant donné aussi que dans leur plus grande partie les affleurements sont très altérés.

⁺ - Des roches apparemment identiques, mais trop altérées pour qu'on puisse les étudier au microscope, affleurent aussi plus au Sud, en mince liséré à la base des premiers contreforts orientaux de la Cordillère à la latitude de Samana, dans un secteur très tectonisé. Il se peut que ces affleurements prolongent au Sud ceux de San Luis, hypothèse à laquelle je me tiendrai ici, mais il est également possible qu'ils représentent des faciès spéciaux du métamorphisme mésozoïque comme les gneiss de Salamina (Chapitre XXX).

La composition des gneiss est la suivante : quartz, avec des formes lenticulaires à extinction roulante et des structures à mosaïque formées par l'association de petits grains, celles-ci se trouvant dans des lits d'aspect détritique ; grands plagioclases (oligoclase ?) très altérés, terreux en L. N., presque noirs en L. P., mais idiomorphes ou légèrement arrondis, maclés albite, de taille allant jusqu'au 0,5 cm ; microcline en xénoblastes perthitiques de quelque 0,1 - 0,2 cm de taille ; muscovite et biotite (parfois sagénitique, quelquefois aussi chloritisée) en belles lames presque toujours en associations parallèles ; quelques cristalloblastes non altérés d'albite-oligoclase de néoformation ; minéraux accessoires : un peu d'épidote et de zoïsite et de petits grains de zircon qui provoquent dans les biotites des halos pléochroïques. Les lits micacés se sont évidemment moulés sur les grands plagioclases altérés, pour donner une structure en cloisons qui est l'un des traits les plus typiques de ces roches. Le quartz lenticulaire en revanche efface, dans une certaine mesure, cette allure des micas en pénétrant dans leurs lits qu'il corrode. Le microcline aussi corrode les micas, mais il ne semble pas qu'il les déplace, c'est plutôt lui qui s'adapte à leur réseau. Employant pour l'instant ce terme d'une façon strictement descriptive, on peut dire qu'il contient deux types d'inclusions perthitiques : d'une part, des albites-oligoclases finement maclés albite et orientés comme la schistosité de la roche ; d'autre part, de plus petites veinules albitiques irrégulières non maclées et disposées au hasard l'une par rapport à l'autre et aussi par rapport à l'ensemble de la roche. Les premières se présentent comme le support sur lequel le microcline s'est formé et son clivage les suit parfaitement ; les deuxièmes comme des exsudations. En plus, le microcline est poeciloblastique et il englobe souvent de petits cristaux idiomorphes du plagioclase altéré. Au contact du microcline se développe, à la bordure de ces plagioclases, une auréole albitique parfaitement transparente. Le quartz lenticulaire corrode tous ces minéraux. Une tectonique post-cristalline se traduit par une fracturation de tous les minéraux non phylliteux, notamment du microcline et du quartz lenticulaire et par un plissement des micas, avec chloritisation de la biotite. L'origine de ces roches est discutable. La présence des plagioclases idiomorphes, que de toute manière il faut considérer comme des minéraux résiduels, semble à première vue parler en faveur d'une origine ortho. Il est indéniable que de prime abord il est difficile d'admettre que de tels idiomorphes aient connu une phase sédimentaire avec transport et dépôt. Une origine ortho, par exemple métamorphisme d'un ancien granite dans une zone de schistes verts, pourrait expliquer la paragenèse de ces roches, mais plusieurs faits s'opposent, à mon avis, à cette manière de voir. Ce sont : la structure sédimentaire de certains lits quartzeux, formés de petits grains soudés mais non recristallisés, la forme légèrement émoussée de certains plagioclases altérés ; l'association de ces roches avec des micaschistes à deux micas ou à mica blanc seulement, dont l'origine détritique est évidente ; les observations de terrain, qui indiquent qu'il s'agit simplement d'un faciès grossier d'une série d'origine détritique. Je pense donc que ces roches étaient à l'origine des arkoses. Le contexte régional ne s'oppose pas à une telle interprétation. Bien au contraire il l'appuie. En effet ces roches se trouvent d'abord à la partie inférieure de la série para dont je prouverai plus loin l'âge mésozoïque. En outre, elles se trouvent d'une part à proximité immédiate (0 à 3-4 km) de la vallée du Magdalena, donc à proximité de la limite occidentale de l'Orient Andin, domaine continental durant le Mésozoïque inférieur ; et d'autre part à proximité de quelques écaïlles de socle ancien dont je parlerai plus loin (b). Il est donc parfaitement raisonnable d'admettre qu'au moment de la formation de la fosse, s'y soient déposées rapidement des arkoses provenant de l'érosion du socle cristallin et granitique voisin. Le transport réduit explique, à mon avis, que les plagioclases, emballés éventuellement dans des argiles formées par l'altération des minéraux moins stables, aient pu conserver plus ou moins complètement leur forme originelle. Sur la base de toutes ces observations il est possible de reconstruire l'histoire de ces roches de la façon suivante :

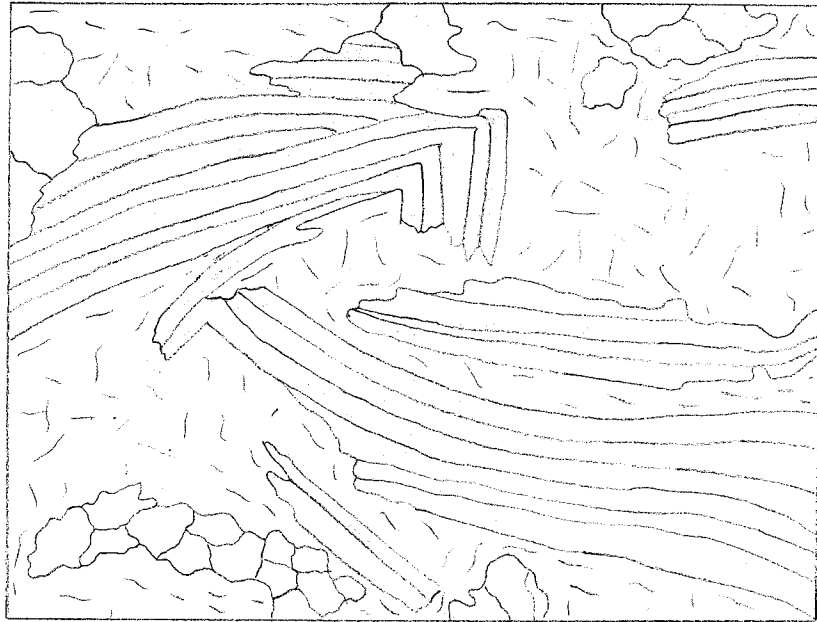
- sédimentation d'arkoses
 - 1) plagioclase 1, argile, quartz
 - 2) micas + quartz (+ plag. 1, résiduel)
 - 3) plagioclase 2 (albite-oligoclase)
- métamorphisme
 - 4) sa microclinisation plus ou moins complète (métasomatose ?)
 - 5) dernière cristallisation du quartz
 - 6) chloritisation de la biotite ; exsudation de l'albite du microcline (?)
- broyage de l'ensemble

Je n'insisterai pas dans la description des micaschistes à deux micas associés à ces roches : cela m'obligerait finalement à des répétitions inutiles, puisqu'ils sont à tout point de vue intermédiaires entre les gneiss ci-dessus et les micaschistes à muscovite dont je parlerai ci-dessous. La transition des gneiss aux micaschistes à deux micas se fait progressivement, par diminution des feldspaths de néoformation aussi bien que par diminution des plagioclases résiduels, cette dernière étant plus rapide ; la transition des micaschistes à deux micas aux micaschistes à muscovite se fait aussi progressivement, par disparition de la biotite.

Pour donner une idée du faciès des micaschistes à mica blanc je décrirai ceux qui affleurent encore à l'Est de San Luis, mais dans un secteur plus proche de ce village, au Col de la Cruz. Ici les micaschistes à muscovite sont ferrugineux et rougeâtres. En lame mince, en plus du quartz et de la muscovite on y reconnaît, jouant un rôle essentiel, des plages de minéraux opaques de fer et de petits amas séricitisés ; et comme minéraux accessoires on a de la tourmaline en petits grains idiomorphes et un peu de zoïsite. Le quartz est poeciloblastique. Dans les plages ferrugineuses il est fréquent de trouver des fibrilles de chlorite et de la calcédoine. Celle-ci occupe, semble-t-il, de petites cavités et elle se présente en sphérolites ou en assemblages de très petits sphérolites dont le contour rappelle un prisme à base hexagonale. La texture de la roche est schisteuse, mais ce caractère n'est pas bien évident. La structure est lépidoblastique. Le caractère microstructural est difficile à saisir en raison de l'abondance du mica. Cependant, à certains endroits, il est possible de voir que la muscovite se développe dans des plans orientés séparés par des couches quartzieuses et, parmi ces plans, en lames disposées de manière à dessiner des microplis en accordéon, dont les plans axiaux sont parallèles aux lits orientés qui l'encadrent. Sur les flancs de ces microplis les lames de mica font un angle important avec le plan axial. Mais au fur et à mesure qu'on s'approche de sa charnière, elles se disposent de plus en plus parallèlement à ce même plan et il y a alors en général, accumulation du mica et fermeture des zones quartzieuses (plus éventuellement oxydes de fer et masserelles séricitisées) en lentilles irrégulières (fig. 80).

a₂) Au Nord de Ségovia, donc au Nord-Nord-Ouest de San Luis, j'ai retrouvé une association de faciès semblable. Ce pays étant aussi couvert par une épaisse forêt, mes observations ont été malheureusement limitées aux bordures de la route qui réunit les villages de Ségovia et Zaragoza. Cette route traverse une région plissée et notamment un grand anticlinal parallèle à celui de Ségovia dont la charnière est granitisée. Dans la partie axiale de l'anticlinal central affleurent des roches métamorphiques dont la composition est la suivante : minéraux essentiels, quartz, biotite (parfois chloritisée), oligoclase, microcline, muscovite ; minéraux accessoires, zircon, minéraux opaques, apatite. Le plus souvent le quartz forme des amas de petits grains soudés en mosaïque, mais il se présente aussi en quelques grandes plages dont la forme est tout à fait irrégulière ou bien lenticulaire. La biotite se présente dans des conditions assez variables : belles lames pouvant donner des structures lépidoblastiques ; associations plus ou moins irrégulières de plus petites lamelles à la terminaison ou même indépendamment des grandes lames ; paillettes parsemées dans la masse quartzique. Elle contient de nombreuses inclusions de zircon, qui y développent des halos pléochroïques très intenses. Elle a été corrodée et plissée par la croissance des feldspaths. Elle a aussi été intéressée par une chloritisation tardive, qui s'est développée parallèlement aux lames avec ségrégation de minéraux opaques. La chlorite qui s'est formée est de type pennine. Le plagioclase, dont la basicité ne dépasse pas celle d'un oligoclase, forme des cristalloblastes à tendance idioblastique, maclés albite ou, plus rarement, albite-péricline. Il est quelque fois contourné par des couronnes myrmékites. Plusieurs de ses cristaux sont séricitisés. La muscovite, dont la répartition et la taille varient beaucoup d'un point à l'autre, est toujours associée à la biotite. Le microcline, toujours xénoblastique, s'insinue parmi les couches micacées et donne des porphyroblastes lenticulaires qui englobent parfois des micas. Il est corrodé seulement par le quartz.

Ces roches, qu'on peut appeler des gneiss, passent par diminution des feldspaths à de véritables micaschistes à deux micas. Au-dessus se trouvent des micaschistes à muscovite. Dans la composition minéralogique de ceux-ci, à côté du quartz et de la muscovite, une place importante revient à la calcite et à des petits amas séricitisés qui pourraient être des plagioclases complètement effacés (certaines discontinuités rappellent des clivages de plagioclase). Le quartz se trouve aussi bien en petits grains soudés, qu'en de grandes plages plus ou moins lenticulaires. La calcite forme de petits lits parallèles à ceux du mica. Du point de vue de la microstructure celui-ci est le minéral le plus intéressant. La muscovite se trouve, soit en lames isolées dans la mésostase sans orientation très nette, soit en minces lits formés par la réunion de plusieurs lamelles, un peu tordus et ondulés ; soit en grandes structures lépidoblastiques, dessinant des sinuosités, dont le plan axial est oblique à la schistosité principale. Ces assemblages



500 μ



Fig. 80 - Micrographies des micaschistes du Col de la Cruz.

ne sont pas continus : de la pseudo-charnière aux flancs des sinuosités l'épaisseur de la couche de muscovite se réduit énormément parallèlement à la schistosité principale. Il se peut aussi que cette épaisseur s'annule : l'assemblage lépidoblastique constitue ainsi une lentille ; il se peut également que la structure se termine latéralement par un mince feuillet relié plus loin à une structure semblable ; il arrive enfin que la structure se termine en émettant latéralement plusieurs ramifications micacées, dont chacune pourra reproduire par la suite, et en petit, l'allure de la structure principale, avec des gonflements perpendiculaires à la schistosité et des étranglements parallèles à celle-ci (fig. 81).

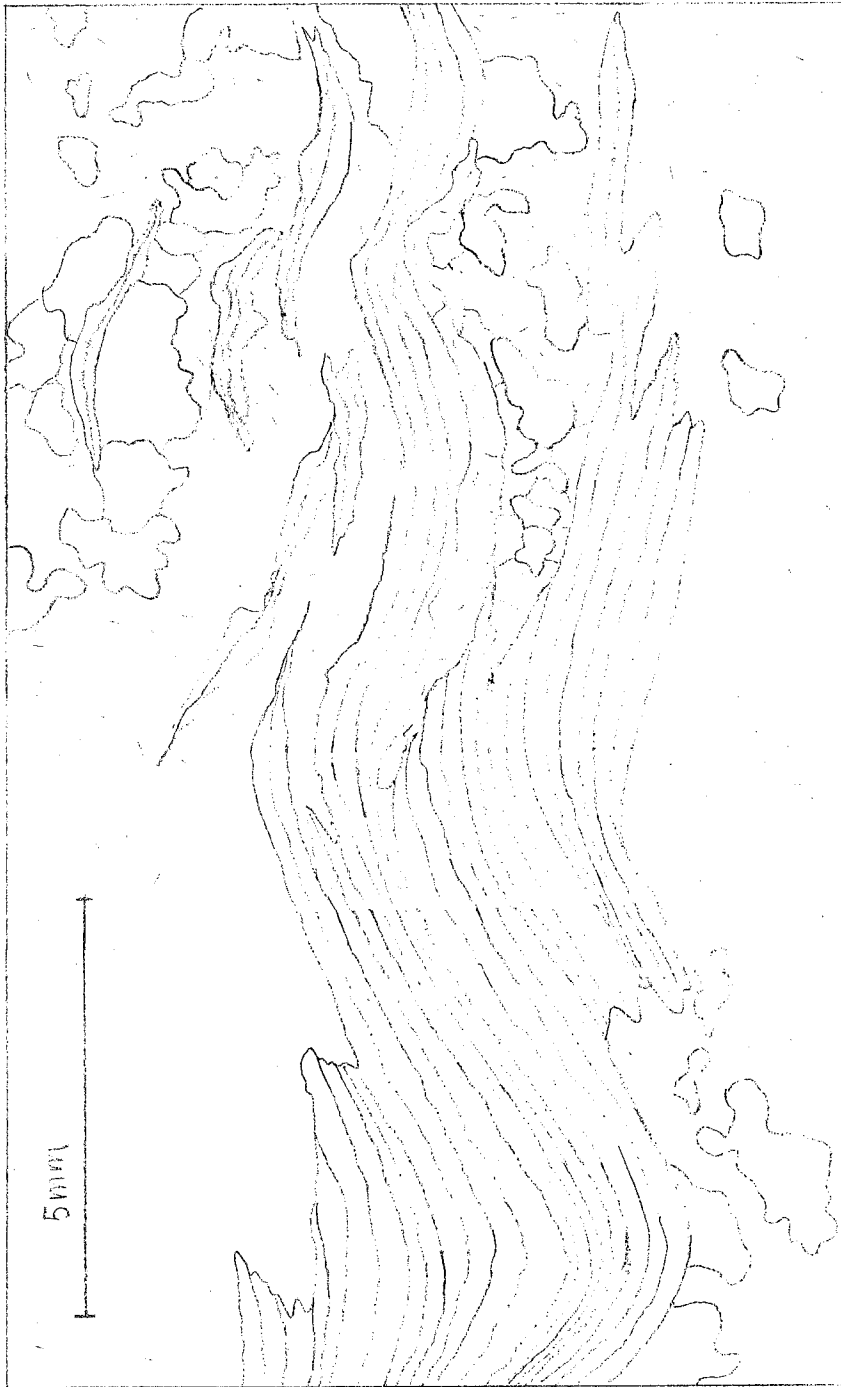


Fig. 81 - Allure de la muscovite dans les mica-schistes au Nord de Ségovia. La mésostase surtout sériciteuse renferme aussi des grains de quartz.

b) Ecailles de socle du versant est de la Cordillère Centrale.

En plusieurs points des écailles de socle, migmatites rubanées ou oëillées, granites gneissiques plus ou moins granitiques sont associées aux ectinites. J'en ai observé sur la même ligne directrice que les roches dont il a été question aux paragraphes précédents, mais aussi plus à l'Ouest, perçant alors les micaschistes de faciès "normal" de la Cordillère. Dans l'état actuel des connaissances il est difficile de définir exactement le rôle joué par ces roches et c'est pourquoi j'ai employé pour elles le terme d'écaille. J'ai voulu souligner par là le fait qu'elles donnent toujours l'impression d'être des corps étrangers dans l'ensemble des roches auxquelles elles sont associées sur le terrain, parmi lesquelles elles s'individualisent par un "saut de métamorphisme" (degré, type), aucun faciès intermédiaire n'étant présent. Si dans certains cas elles donnent l'impression de constituer de véritables écailles au sens tectonique du mot, dans d'autres elles se présentent plutôt comme des morceaux d'un socle ancien ayant simplement échappé, dans une certaine mesure, à la subsidence générale du géosynclinal de l'Occident Andin. Encore une fois, il faut le dire, les observations sont rendues difficiles par la couverture végétale.

Peu à l'Est-Sud-Est de San Luis, à l'Ouest des gneiss à feldspaths altérés décrits plus haut, et au sein des micaschistes à muscovite, affleurent deux masses de granite gneissique, dont j'ai appelé la plus importante, granite d'El Pital (fig. 82).

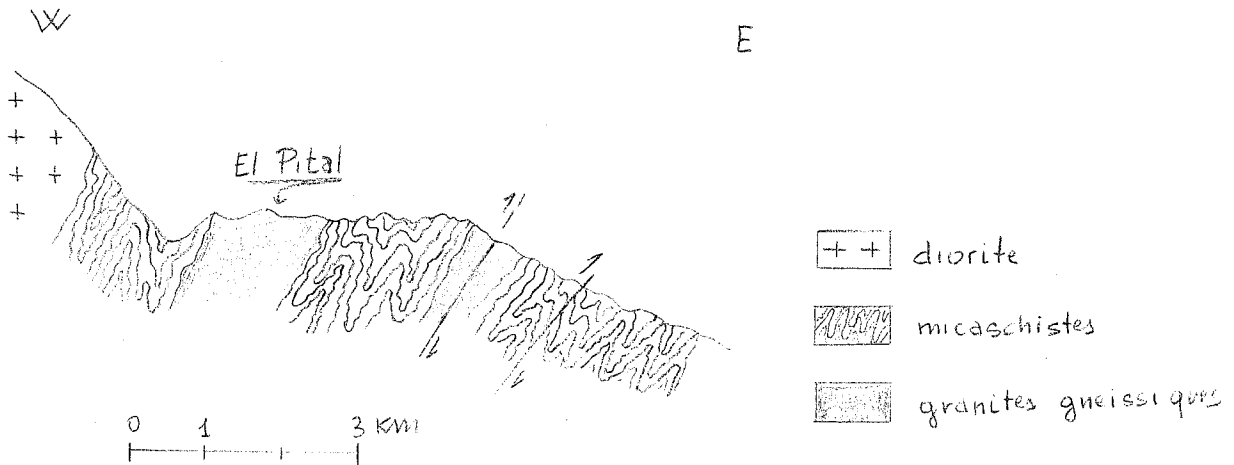


Fig. 82 - Coupe des granites à l'ESE de San Luis (El Pital), d'après une esquisse de terrain.

Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, microcline, plagioclase, myrmékite, biotite, muscovite et phengite, sillimanite ; minéraux accessoires, zircon, apatite, minerais, rutile (sagénite dans la biotite). Le quartz montre une forte extinction roulante, il est recristallisé et il corrode tous les autres minéraux. Le microcline est xénomorphe et micropertitique. Le plagioclase est un oligoclase maclé albite, in peu altéré. Les myrmékites se trouvent, comme d'habitude, au contact entre le microcline et le plagioclase. La biotite est rouge, sagénitique et elle est plissotée. La muscovite, en revanche, n'est pas plissée et elle semble

de néoformation aussi bien que la phengite, laquelle constitue de grandes lames. La sillimanite se trouve en baguettes très altérées (damourite), souvent englobées dans la muscovite.

Plus au Nord, dans la coupe San Carlos - Nare (nouvelle route), quelque 20 km à l'Est de San Carlos, affleurent des migmatites rubanées qui se composent essentiellement de quartz, microcline, oligoclase, biotite et sillimanite (fibrolite surtout). Plus ou moins sur la même directrice, mais cette fois au Sud de San Luis, d'autres paquets de migmatites ont été observés. J'en ai trouvé le premier à proximité du village de Norcasia, où les migmatites sont recoupées par des filons de microdiorite. Le deuxième a été signalé sur la feuille K9 "Armero" de la carte géologique de Colombie à proximité de Fresno (H.C. RAASVELDT et M.J. CARVAJAL, 1957). Dans les deux cas il s'agit de migmatites rubanées à biotite que malheureusement je n'ai pas étudiées au microscope et que j'assimile aux autres ci-dessus en raison du fait qu'elles percent les micaschistes à muscovite, avec lesquelles elles n'ont aucun rapport pétrographique ou zonéographique.

Plus à l'Est j'ai retrouvé des roches semblables en Quebrada (Rio) La Miel, le long de la route Dorado-Norcasia-Berlin, où elles sont traversées par de nombreux filons de microdiorite sombre, qui recoupent également les micaschistes environnants ; et à Planes, à l'Est de San Diego, tout à fait en bordure de la chaîne.

Les relations mutuelles de ces roches avec les micaschistes et les gneiss dont j'ai déjà parlé et de ceux dont je parlerai plus loin sont, autant que j'en puisse juger, variables. A l'Est de San Carlos (coupe San Carlos-Nare) les migmatites semblent être à la base de la série para. Dans le Rio La Miel et à Planes elles semblent être en contact tectonique avec les micaschistes, mais paraissent être recouvertes normalement par des cipolins qui peuvent être considérés comme triasiques (équivalents des calcaires Payandé de l'Orient Andin, comme je le montrerai plus loin). Dans les autres cas cités, notamment à Norcasia et à Fresno les roches granitiques constituent sans doute de véritables écailles tectoniques au sein de la série para (fig. 83). Mais leur mise en place semble être antérieure au métamorphisme de cette série. Comme l'indiquent la muscovite et la phengite de néoformation dans

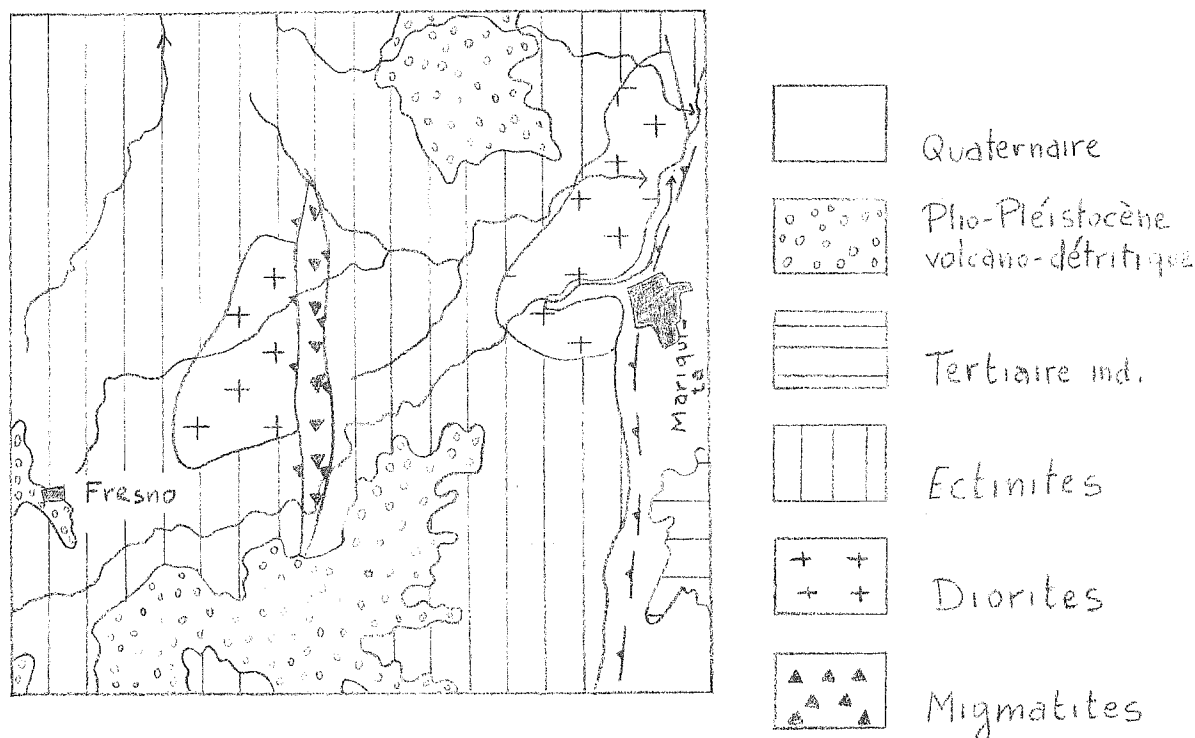


Fig. 83 - Carte géologique de la région de Fresno (selon H.C. RAASVELDT et J.M. CARVAJAL 1957, modifié).

le granite d'El Pital, ce métamorphisme les aurait affectées et il aurait masqué la nature primitive du contact.

c) Premières conclusions.

Même dans l'état actuel, encore très sommaire, des connaissances, la bande nord-orientale de la Cordillère Centrale, dont je signale ici les caractères pour la première fois, apparaît comme ayant été le siège d'une sédimentation détritique, essentiellement arkosique. Celle-ci se serait effectuée au détriment d'un socle ancien granitisé, dont les matériaux arrachés par l'érosion n'auraient subi qu'un transport réduit. De ces roches on retrouve d'ailleurs des fragments soit en écailles perçant les ectinites normales, soit à la base de ces dernières.

Dans certains cas l'existence de ces écailles pourrait être due aux mouvements tectoniques récents (Norcasia, Fresno), mais dans d'autres cas elles semblent représenter des morceaux de socle pré-Mésozoïque et pratiquement hercynien (je dirai plus loin pourquoi) ayant échappé à la subsidence, ou tout au moins des écailles anciennes antérieures au métamorphisme typique de l'Occident Andin, qui lui est d'âge mésozoïque. Quoi qu'il en soit, cette première région de la Cordillère Centrale, qui devrait être étudiée plus profondément, se présente comme une zone marginale du géosynclinal de l'Occident Andin. Par rapport à ses voisines elle se caractérise aussi par une très faible répartition de roches métamorphiques basiques d'origine ortho. J'ai seulement observé un affleurement d'amphibolites le long de la route Segovia-Zaragoza, au sein des micaschistes à proximité des cipolins de Segovia ; et un gabbro saussuritisé aux environs de Zaragoza.

d) Écailles de socle et faciès détritiques du versant nord-occidental de la Cordillère Centrale.

Sur le versant occidental de la Cordillère Centrale, au Sud de la ville de Medellin, entre les villages de Versailles et d'Aguadas, j'ai trouvé des faciès et un contexte géologique qui rappellent ceux de la bande nord-orientale de la même chaîne. Ici encore des écailles de socle et des niveaux de roches métamorphiques gréseuses et conglomératiques affleurent, grâce à des soulèvements dus à des lignes de cassures longitudinales. Ces affleurements sont réduits et leurs relations avec les roches environnantes sont complexes. Le terme d'écaille est employé ici dans le même sens que dans les paragraphes ci-dessus et il souligne le fait qu'il s'agit de corps géologiques étrangers par leur faciès et leur degré de métamorphisme au sein des séries régionales dans lesquelles ils se trouvent.

d₁) Sur la route entre le village de Versailles et Montebello, après le plus grand virage de celle-ci, parmi les micaschistes à muscovite de faciès "normal" que je décrirai plus loin, apparaissent des roches de faciès pétrographique variable d'un échantillon à l'autre, qui se présentent sur le terrain comme des migmatites, à texture tantôt rubanée, tantôt œillée. Un caractère commun à tous les échantillons est que leur trame est constituée essentiellement de quartz et biotite. La biotite est la plupart du temps décolorée et au moins en partie chloritisée. Souvent elle contient de la sagénite. Les aiguilles de sagénite sont reconnaissables même lorsque la chlorite prend entièrement la place de la biotite. La biotite constitue la plupart du temps des lits assez continus, pouvant se ployer pour donner dans certains cas des roches à texture œillée. Dans chaque lit les lamelles de biotite ne sont pas toujours parallèles, mais souvent elles sont obliques l'une par rapport à l'autre.

Dans d'autres cas les lamelles de biotite sont disposées entièrement au hasard dans la roche. Le quartz se trouve en assemblages granoblastiques, mais aussi en grandes lentilles. Il est évidemment recristallisé, d'extinction roulante et il corrode très nettement tous les autres minéraux présents. Un autre caractère assez diffus est la présence de muscovite, à laquelle s'associe de la phengite. Elle se trouve en belles lames, qui recourent celles de biotite. En plus de ces minéraux il y a, dans certains échantillons seulement, un peu de plagioclase xénomorphe, probablement de l'oligoclase, et de petites masses irrégulières complètement séricitisées. Dans d'autres cas il y a, outre le plagioclase qui devient très abondant, de la sillimanite (fibrolite) qui forme des lits irréguliers, tordus et effilochés. Le plagioclase est très altéré. En L.N. il est presque toujours jaunâtre par suite d'une séricitisation très avancée. Il est fracturé et ses fractures sont envahies par de la chlorite de type pennine. Les macles de l'albite sont rarement reconnaissables et alors très fines. En plus un peu de zoisite apparaît. A côté de cette roche il y a finalement des faciès de gneiss granitiques ou granodioritiques. Ceux-ci sont constitués par du quartz, de l'oligoclase maclé albite altéré, du microcline très frais et tout à fait xénomorphe, de la biotite en général chloritisée, de la muscovite et de la phengite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et des grains de minerais

opaques ; mais dans les roches à sillimanite et dans les gneiss granitiques on trouve aussi des grains de tourmaline.

Bien que masquée la plupart du temps par une recristallisation tardive du quartz, une cataclase de ces roches est parfois reconnaissable à l'étude microscopique. Elle se traduit par des cassures ayant affecté les plagioclases maclés et par un plissement et un effilochement des biotites chloritisées. Il semble que cette cataclase soit antérieure à la naissance de la muscovite et de la phengite, puisque les lames des micas blancs sont presque toujours bien rectilignes.

d₂) Plus au Sud-Est, à proximité de la fabrique de ciment d'El Cairo, j'ai trouvé, à la base de la montagne dans laquelle sont ouvertes les exploitations calcaires (cipolins type Nare, voir chapitre XXIX), des bancs de roches métamorphiques clairement conglomératiques (fig. 84). Il s'agit d'un conglomérat à galets de

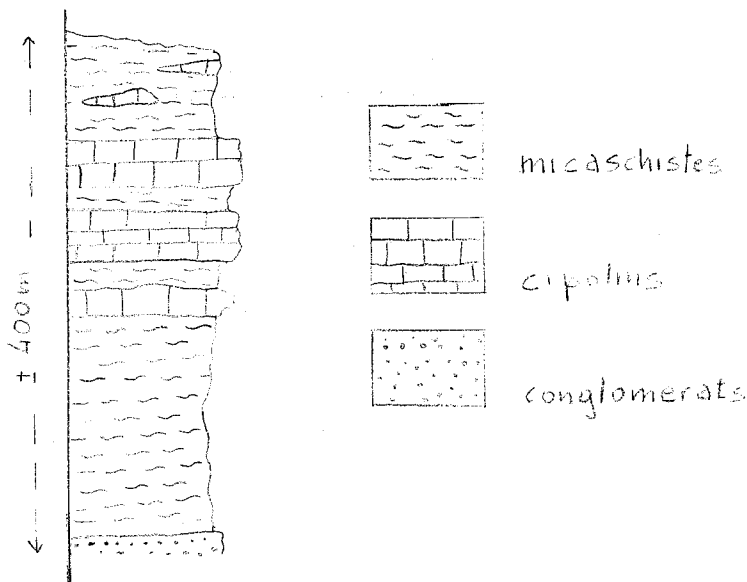


Fig. 84 - Stratigraphie de la montagne d'El Cairo.

quartz surtout, pouvant aller jusqu'au 2-3 cm de taille. Au-dessus viennent des micaschistes de faciès analogue à ceux que je viens de décrire, puis des cipolins.

d₃) Quelque 40 km au Sud-Est, sur le chemin Aguadas-Sonson, j'ai découvert des roches qui, par leur faciès, rappellent les gneiss qui se trouvent à l'Est de San Luis à proximité de la vallée du Magdalena. Les affleurements dont il est question se situent à peu près à 1 h 30' de marche d'Aguadas, dans la première grande vallée que le chemin traverse après sa partie initiale sur une fausse plaine, aux environs du pont qui croise la rivière descendant de Sonson.

Il y a là des gneiss assez grossiers dont la composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, feldspath potassique (?), biotite, muscovite, phengite, grenat ; minéraux accessoires, zircon, apatite, minerais opaques. Le quartz est parfois granoblastique, mais la plupart du temps il constitue des plages à extinction roulante. Certaines de ces plages sont allongées en forme de lentilles. Le plagioclase est un oligoclase, maclé albite. Il est souvent fracturé, très altéré et alors noirâtre en L.P. Son altération donne naissance

dans les plans de macle et dans les fractures à des lames de séricite, ailleurs à de moindres paillettes ou à des globules sériciteux et à des produits terreux pulvérulents, surtout à la partie centrale des cristalloblastes. Parfois on observe aussi dans le plagioclase un réseau de fins filonnets de produits jaunâtres disposés selon deux directions qui se croisent à 45°, dont une coïncide avec celle des macles de l'albite⁺. J'ai interprété comme feldspath potassique (microcline ?) des xénoblastes la plupart du temps très altérés avec naissance d'un feutrage de minuscules lamelles de séricite, qui ne montrent jamais de traces de macles de l'albite.

La biotite est en grandes lames, qui montrent souvent des plis serrés et aigus. Elle a été rongée par les feldspaths, le quartz et la muscovite. Elle contient de nombreuses inclusions de zircon, qui donnent naissance à des halos pléochroïques. La muscovite forme des lames idiomorphes mais vivement corrodées par le quartz. Elle semble être postérieure au moins à une partie des plagioclases. La phengite, presque uniaxe, constitue des lames grisâtres en L.P., souvent d'extinction roulante. Le grenat est en cristalloblastes, toujours fracturés et parfois étirés dans le sens de la schistosité, c'est-à-dire parallèlement à l'allongement de la plus grande partie des lentilles de quartz, allongement qui est le seul caractère structural un peu constant de ce faciès. Ces roches sont associées à des gneiss beaucoup plus fins. Pour ceux-ci, je me bornerai à indiquer les caractères qui permettent, en plus de leur grain plus fin, de les différencier des roches ci-dessus. La muscovite et la phengite y sont moins diffuses. Du microcline frais, xénomorphe, y apparaît. La biotite est presque entièrement chloritisée. A côté d'un oligoclase plus ou moins idiomorphe et avec de belles macles de l'albite, il y a un plagioclase (oligoclase ?) altéré et poeciloblastique, xénomorphe et presque sans macles, ou avec des macles de l'albite mal visibles. Le grenat et la tourmaline y manquent entièrement.

Ces gneiss présentent une structure planaire mieux développée qui est due à une alternance régulière de lits micacés et feldspathiques. Leur origine para est prouvée par le fait qu'elles passent progressivement à des mica-schistes. Ceux-ci sont ferrugineux et un peu rougeâtres à l'affleurement. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, muscovite, biotite, grenat chloritisé et minéraux ferrugineux semi-opaques. Le quartz est abondant, étiré et à extinction roulante. La muscovite est beaucoup plus répandue que la biotite. Les deux micas forment des lames de taille moyenne. Le grenat est presque entièrement effacé et remplacé par de la chlorite et par des limonites disposées dans un réseau de fractures en mailles de filet et à la périphérie de l'ancien cristal. La chlorite constitue aussi des lentilles dans les lits micacés. Les lits quartzeux et micacés alternent et donnent à la roche une structure planaire. Mais les lames de mica loin d'être toujours parallèles, se croisent souvent obliquement. La muscovite en particulier montre parfois aussi des microplis assez complexes. Il semble qu'il existe là deux foliations d'âge différent.

d₄) J'ai retrouvé des faciès semblables plus au Nord, dans la vallée du village de Guayabal, au Sud-Sud-Est d'Abejorral. Ici encore il y a des gneiss ou des schistes quartzo-feldspathiques grossiers et massifs, presque sans orientation de leurs constituants minéralogiques. Ceux-ci sont, dans les échantillons ramassés loin des zones de fracture : quartz, oligoclase, microcline, biotite, muscovite et phengite, grenat, tous avec des caractères identiques à ceux des roches du chemin Aguadas - Sonson, sauf pour le microcline qui est ici souvent frais et parfaitement reconnaissable par ses macles. Mais à proximité des nombreuses failles qui affectent le secteur, la plupart de ces minéraux disparaissent et il reste seulement un peu de muscovite noyée dans une masse altérée argileuse, profondément rongée par du quartz recristallisé. Ces gneiss constituent d'une part la base de l'ensemble para normale, et d'autre part des couches de quelques mètres de puissance intercalées dans la partie inférieure de cet ensemble. Compte tenu de leur position géographique, de l'orientation régionale et de leur identité lithologique, je pense que ces roches de Guayabal et celles du chemin Aguadas-Sonson, situées sur la même ligne directrice, constituent un seul ensemble masqué la plupart du temps par les couches sus-jacentes.

d₅) Dans le secteur d'Abejorral, au voisinage immédiat de ce village,affleure la dernière des écailles

+ - J'ai parlé d'un seul plagioclase, mais il est possible qu'en réalité deux générations de plagioclases existent, dont la première, plus altérée, serait antérieure à la muscovite, l'autre, plus fraîche, postérieure à cette dernière. Sans d'un matériel d'étude suffisant je ne peux pas conclure de façon précise à ce sujet.

de socle reconnues jusqu'à présent dans l'Occident Andin. Il s'agit du granite d'Abejorral qui se trouve seulement un peu à l'Ouest de l'axe des roches d'origine détritique dont je viens de parler. Le granite d'Abejorral est un granite légèrement gneissique, dont la composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, microcline, oligoclase, albite (?) myrmékite, biotite, muscovite et phengite, sillimanite et, peut-être, cordiérite ; minéraux accessoires, zircon et apatite.

Le quartz forme de grands cristaux xénomorphes à extinction roulante. Il est recristallisé et il corrode tous les autres minéraux. Le microcline est en porphyroblastes xénomorphes et poeciloblastiques, avec inclusions de muscovite surtout. L'oligoclase est le plagioclase le plus diffus. Il est maclé albite et à tendance idiomorphe. J'ai interprété comme de l'albite de petites masses grisâtres en L.P., à contour polygonal, séricitisées à leur partie centrale, faiblement zonées et délimitées par des lamelles de biotite et muscovite. Les myrmékites se développent au contact entre le microcline et l'oligoclase. La biotite est rouge, très pléochroïque, avec de très intenses halos pléochroïques autour des inclusions de zircon. Elle constitue de belles lames en général corrodées. Muscovite et phengite, cette dernière moins répandue, se trouvent également en belles lames. La sillimanite est en baguettes, en petits grains et en paquets de moindres fibrilles (fibrolite). Elle est parfois substituée par la biotite, qui souvent l'englobe, et est recoupée par la croissance des lames de muscovite.

Cette masse granitique affleure parmi les micaschistes à muscovite de faciès normal que je décrirai un peu plus loin, avec lesquels elle n'a aucun rapport pétrographique, sauf celui de la néoformation de muscovite et phengite. A cause de ce dernier caractère il faut penser qu'elle a été soumise au même métamorphisme qui a donné naissance à ces micaschistes. Par conséquent je pense qu'il s'agit encore une fois d'une écaille de socle mise en place avant le métamorphisme régional et non pas, comme je l'avais imaginé à tort (L. RADELLI, 1965a), d'une masse génétiquement liée à la Diorite Andine mésozoïque.

e) Conclusions.

A l'heure actuelle il serait évidemment aléatoire de vouloir reconstruire entièrement l'histoire des roches ci-dessus, dont l'étude n'a été qu'abordée. Cependant certaines conclusions géologiques de grande importance peuvent être tirées de cette première étude. Considérons d'abord les roches que j'ai appelées gneiss granitiques et migmatites. Dans le contexte régional elles se remarquent d'abord par un degré de métamorphisme plus élevé, ceci étant vrai surtout pour les affleurements de Versailles-Montebello ; ensuite par leur composition minéralogique, leur faciès pétrographique au sens large du mot et donc par le type de métamorphisme, les faciès à sillimanite ayant, à ce point de vue, une signification particulière, que je discuterai davantage plus loin. Par ces caractères en effet ces roches se rapprochent davantage de celles du socle pré-Mésozoïque de l'Orient Andin (Massif de Santander en particulier) qu'à celles typiques de l'Occident Andin, que je décrirai plus loin. Il semble donc possible de penser qu'il s'agit d'anciennes roches ayant acquis leur propre faciès métamorphique fondamental au cours d'un cycle antérieur à celui qui a donné naissance aux faciès normaux de l'Occident Andin (micaschistes à muscovite, micaschistes à séricite et chlorite etc.), pour ce qui concerne les roches d'origine para). Mais la présence dans ces roches de muscovite et de phengite, qui sont postérieures à une phase de plissement et / ou de broyage et à la déstabilisation de la biotite, montre par ailleurs qu'elles ont subi une rétro-morphose qui doit être rattachée au métamorphisme responsable de la formation des faciès normaux de l'Occident Andin. Ceci rend compte du fait qu'il est difficile de reconnaître la vraie nature de leurs contacts avec les roches environnantes. Même quand il s'agit de contacts vraisemblablement tectoniques à l'origine, le dernier métamorphisme en a masqué la nature, qui peut être reconnue seulement par l'analyse et des raisonnements pétrographiques.

Considérons maintenant les roches plus ou moins grossières, feldspathiques, d'origine para. Leur existence sur le versant est de la Cordillère ne surprend pas. Cette région se trouve tout à fait à la limite orientale de l'Occident Andin, à proximité donc de l'Orient Andin, région à socle hercynien (ou réactivé à l'Hercynien), continental au Mésozoïque inférieur. Il semble normal que de tels faciès aient pris naissance au-delà, mais à proximité, de la ligne de côte triasique, qui séparait alors le domaine continental de l'Orient Andin de celui, marin, de l'Occident Andin (voir plus loin, chapitre XXIX, la discussion sur les âges). Il est en revanche, à première vue, surprenant de trouver de tels faciès sur le versant ouest de la Cordillère Centrale, donc en plein Occident Andin. En réalité ce fait est à la base des découvertes les plus importantes présentées dans cet ouvrage. Dans une note antérieure (L. RADELLI, 1965 a) j'ai déjà indiqué qu'à partir de l'Aptien-Albien l'évolution orogénique des zones axiales des

Cordillères Centrale et Occidentale avait été différente de celle du compartiment correspondant à la vallée du Cauca et zones limitrophes. Celui-ci se serait alors effondré pour donner une fosse tandis que le long des zones axiales des deux Cordillères actuelles des précordillères se formaient. L'existence de faciès grossiers sur le versant ouest de la Cordillère Centrale semble prouver que ces différentes évolutions sont liées à une différence profonde de constitution des compartiments envisagés, qui constitue un trait essentiel de l'Occident Andin tout au long de son histoire. A l'heure actuelle il faut admettre que les faciès feldspathiques grossiers dérivent du métamorphisme de roches détritiques dont la source devait être un bloc de socle ancien, caché actuellement sous la vallée du Cauca et dont les écaillés indiquées plus haut seraient des témoins. En d'autres mots il faut penser que l'Occident Andin ne constituait pas au Mésozoïque inférieur un géosynclinal unique, mais qu'il était séparé en deux parties par le compartiment du Cauca, constitué par un socle ancien soumis à l'érosion.

CHAPITRE XXIX - LES CIPOLINS TYPE NARE

Sous ce nom je désigne les plus anciens des cipolins de l'Occident Andin, qui se trouvent dans les parties latérales de la Cordillère Centrale. Ils ne constituent pas de bandes physiquement continues, mais ils sont conservés dans des flots le long de deux directrices assez constantes, dont l'une, à l'Est, suit parallèlement la limite Orient-Occident Andin et à la fois l'allure de la Cordillère ; l'autre, à l'Ouest, celle de la vallée du Cauca. Ils sont connus à l'Est dans les localités suivantes, du Nord au Sud : Ségovia, Rio San Bartolomé, Rio Alicante, Rio Nus, Rio Nare, Rio Cocornà, Planes, Rio (Quebrada) La Miel, Ouest d'Ibagué ; et à l'Ouest : Amalfi, El Cairo, Neira, Corinto, Toribio, Jambalo, Pitayo, Silvia. Du point de vue pétrographique ce sont des roches banales : cipolins à gros grain, purs ou avec de minces feuilletés chloriteux plissotés, parfois, semble-t-il, un peu bitumineux à l'origine (Pitayo), sonores sous le marteau, blancs ou légèrement bleutés ou grisâtres. Ils sont très faciles à reconnaître d'abord par leur position stratigraphique, ensuite parce qu'ils constituent des masses considérables et non pas, comme les cipolins plus récents, de simples intercalations plus ou moins lenticulaires au sein des micaschistes, enfin par leur grain grossier qui permet de voir facilement les cristaux de calcite dont ils sont formés. Du point de vue géologique et stratigraphique ils sont d'un très grand intérêt et ils constituent un niveau-repère qui, à mon avis, peut être daté.

Examinons d'abord leur position stratigraphique. En ce qui concerne certains affleurements d'Antioquia (Ségovia, Planes, Rio La Miel, El Cairo) ce que j'ai exposé au chapitre précédent indique déjà que les cipolins type Nare apparaissent dans les secteurs où affleurent des écaillés de socle ou des séries d'origine clastique, anciennes arkoses dérivant de l'érosion d'un socle très proche. En réalité, chaque fois que des renseignements suffisamment précis existent, on constate que les cipolins type Nare reposent directement sur le socle cristallin ancien (Hercynien ou réactivé à l'Hercynien) ou sur des roches métamorphiques grossières dues à l'érosion de ce même socle. A Ségovia, je l'ai déjà dit, les cipolins reposent sur des gneiss et des micaschistes à deux micas qui dérivent de la transformation d'anciennes arkoses. Dans cette région le socle plus ancien est représenté par des migmatites et par des énormes enclaves granitiques dans la Diorite Andine, dont je parlerai plus tard en traitant cette dernière. Dans le Rio La Miel et à Planes les cipolins reposent directement sur le socle ancien granité. A El Cairo à la base des cipolins se trouvent même des conglomérats métamorphiques. Là aussi des écaillés de socle sont proches (granites gneissiques d'Abejorral, migmatites de Versailles-Montebello). A Ibagué les cipolins se trouvent presque directement sur le batholite hercynien, duquel ils sont séparés seulement par quelques mètres de schistes graphiteux (H. W. NELSON, 1957). Ce contact a été tectonisé et les cipolins ont été boudinés et laminés, cependant il semble que les mouvements tectoniques, réduits finalement à un petit chevauchement d'Ouest à Est, n'aient pas perturbé l'ordre stratigraphique des terrains. Il y a là deux niveaux calcaires séparés, et couverts, par des couches de quartzites. Dans la bande du Sud-Ouest (Corinto, Toribio, Jambalo, Pitayo, Silvia) les cipolins sont également associés à des roches métamorphiques gros-

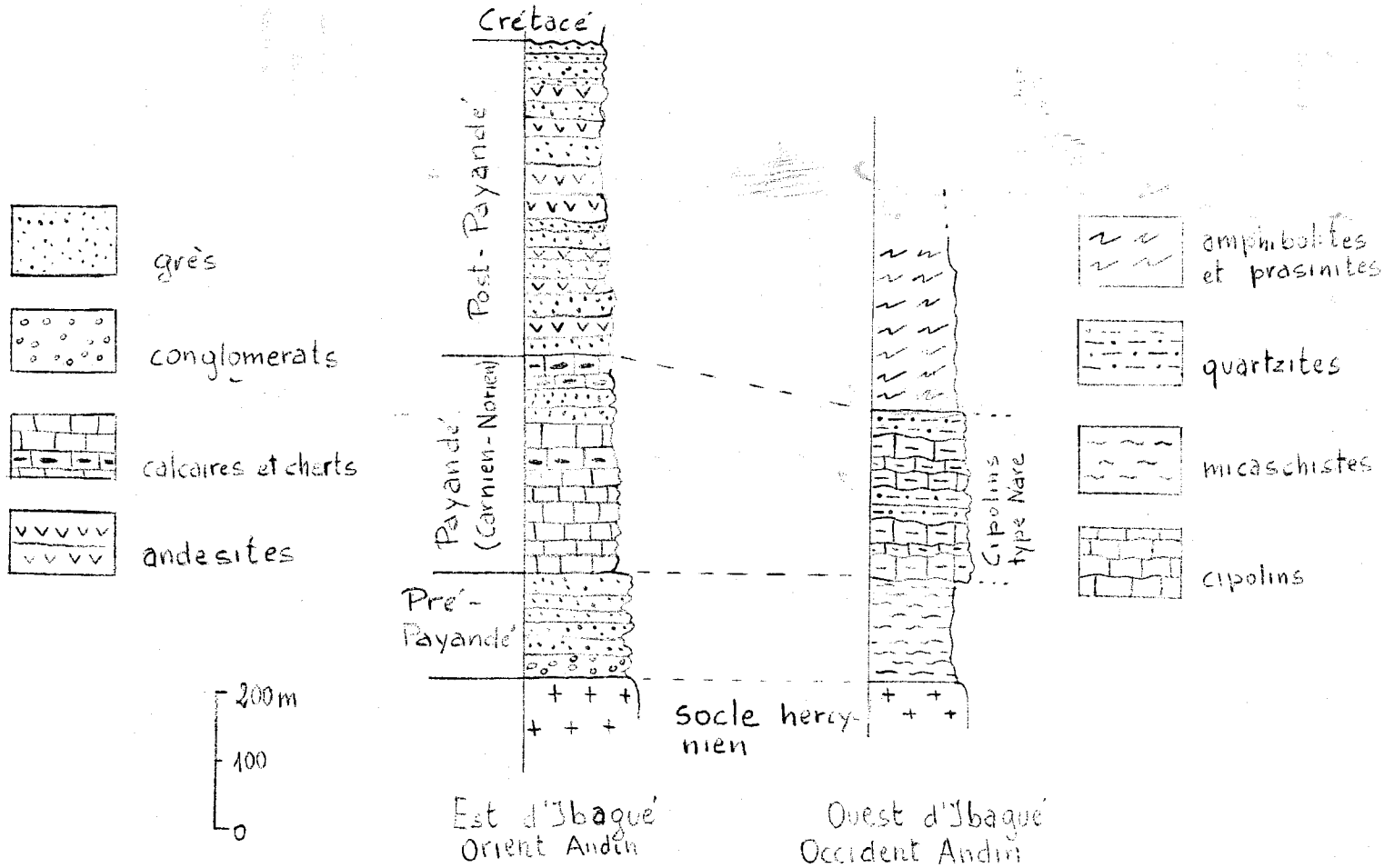


Fig. 85 - Corrélation calcaires Payandé - cipolins type Nare -

sières, des quartzites conglomératiques (E. HUBACH et B. ALVARADO, 1932). Dans toutes ces localités les cipolins sont ensuite couverts par des roches cristallophylliennes ortho et para de faciès normal.

Même si leurs relations stratigraphiques n'ont pas été étudiées partout, je pense qu'il se dégage nettement de ces faits que les cipolins type Nare constituent un véritable niveau-repère et qu'ils appartiennent à la partie la plus inférieure de la série stratigraphique de l'Occident Andin. N'étant pas fossilifères une preuve directe de leur âge géologique ne peut pas être donnée. Cependant je pense qu'il est possible de les dater par corrélation stratigraphique. Ils sont certainement pré-aptiens, puisqu'ils sont couverts par des roches métamorphiques qui à leur toit contiennent des ammonites aptiennes (voir plus loin, fossiles de Berlin). Or, parmi les roches pré-aptiennes fossilifères de l'Orient Andin, à proximité immédiate duquel se trouvent leurs affleurements orientaux, seules les roches du Groupe Payandé se présentent avec des caractères lithologiques et dans un contexte géologique semblables.

J'ai dit plus haut que les calcaires Payandé du Trias supérieur constituaient une formation exceptionnelle du Trias de l'Orient Andin, s'y étant déposés dans une baie locale tandis que partout ailleurs une sédimentation continentale régnait. Ils reposent sur le socle hercynien directement ou par l'intermédiaire des grès de la Formation Pré-Payandé. Je pense par conséquent que les cipolins type Nare, associés à des faciès détritiques actuellement métamorphiques et qui reposent parfois directement aussi sur des écaillés de socle, appartiennent également au Trias supérieur.

La corrélation proposée ici (Fig. 85) permet d'une part de situer les faciès Payandé dans un contexte géologique cohérent et, d'autre part, de relier la naissance du géosynclinal de l'Occident Andin et le début de la sédimentation dans celui-ci aux mouvements hercyniens, dont j'ai déjà montré l'importance plus haut. Une autre preuve indirecte de l'âge mésozoïque inférieur de la partie basale de la série de l'Occident Andin sera fournie par l'étude comparée des roches éruptives basiques de l'Orient et de l'Occident Andin.

Le fait que les faciès calcaires se trouvent non seulement à la bordure est de la Cordillère Centrale, à proximité de l'Orient Andin (à noter surtout la proximité des cipolins type Nare d'Ibagué et des calcaires Payandé de Payandé), mais aussi sur le versant occidental de la dite Cordillère, au voisinage de la vallée du Cauca et avec la même orientation que celle-ci, confirme, il me semble, mon hypothèse selon laquelle sous la vallée du Cauca serait caché un bloc de socle ancien qui aurait été élevé au Mésozoïque inférieur.

9 - ROCHES METAMORPHIQUES ET LAVES PREALBIENNES DES CORDILLERES
CENTRALE ET OCCIDENTALE.

Vue d'ensemble.

Ci-dessus j'ai traité de certains faciès à répartition finalement réduite de l'Occident Andin. J'ai considéré qu'il était convenable de commencer par leur étude pour montrer tout de suite certains rapports entre les deux compartiments majeurs des Andes Colombiennes, pour encadrer ainsi les descriptions qui vont suivre dans un contexte déjà un peu logique et également pour montrer que les unités géographiques principales de l'Occident Andin (vallée du Cauca, Cordillère Centrale p.p. etc..) étaient en quelque sorte pré-dessinées dès le début de son histoire géosynclinale. Ce que j'ai dit sur la répartition des cipolins type Nare en deux bandes allongées a, en plus, fourni un premier exemple de l'opposition qui existe entre la géométrie de l'Occident et de l'Orient Andin, où les faciès étaient plutôt répartis sur des blocs beaucoup moins allongés dans le sens de la chaîne.

Je décrirai maintenant les faciès normaux de l'Occident Andin, plus anciens que les Diorites andines et dont la partie supérieure a été datée de l'Aptien (H. BÜRGL et L. RADELLI, 1962). Je décrirai donc ici des roches qui, du point de vue chronostratigraphique, correspondent à l'intervalle Trias supérieur - Aptien. Ceci a un double avantage : d'une part il sera ainsi assez facile de mettre en évidence la coupure correspondant à la limite Aptien-Albien, traduite non seulement par l'apparition des Diorites andines, mais aussi par une première modification paléogéographique profonde de l'Occident Andin ; et, d'autre part, de respecter la répartition régionale des roches de ce compartiment, de faciès parfois semblable voire identique mais d'âge différent, les plus anciennes (préalbiennes) se trouvant principalement dans les parties orientale et axiale de la Cordillère Centrale et dans la partie axiale de la Cordillère Occidentale, les plus récentes (albiennes à tertiaires) surtout dans les vallées du Cauca-Patia et de l'Atrato-San Juan et sur leurs bords.

Du point de vue lithologique, les roches préalbiennes des secteurs indiqués, Diorite andine à part, consistent en un ensemble sédimentaire métamorphique et en un ensemble volcanique aussi métamorphique (p.p.). Dans le premier se rencontrent des micaschistes à muscovite, des micaschistes à chlorite et séricite, des schistes argileux ; dans le deuxième, véritable cortège ophiolitique, on trouve des amphibolites, des gabbros plus ou moins saussuritisés et métamorphisés, des prasinites, des serpentines, des metabasaltes et des basaltes (s.l.). Je décrirai ces faciès séparément, mais chaque fois qu'il sera possible j'indiquerai leurs relations mutuelles.

General statement.

Chapters XXVIII, and XXIX deal with some special rocks of the Occidente Andino. The study of them before which of the "normal" ones was useful (a) to put in evidence some relationships between the Oriente and the Occidente Andino ; (b) to establish a logical scheme to which relate the following rocks ; and (c) to indicate that the actual main geographical units of the Occidente Andino (Cauca Valley, Central p.p., and Western Cordilleras et cet.) were paleotectonic, and paleogeographic units since when the Occidente Andino was a geosyncline. The two parallel bands of the Nare-type crystalline limestones are a first example of the geometric style of the Occidente Andino, in comparison with which of the Oriente Andino, the different facies of which are rather distributed on a patch-work forming several blocks. In the following pages (chapters XXX to XXXII), I shall describe the normal facies of the Occidente Andino oldest than the Andean Diorites, which contain at the top several Aptian fossils (H. BÜRGL and L. RADELLI, 1962 ; E. GROSSE, 1926). That is, from a chronostratigraphic point of view I shall describe a series Upper Triassic to Aptian in age ; and, from a regional point of view, the rocks of the

Occidente Andino which are cropping out particularly on the axial parts of both Central, and Western Cordilleras. From a lithologic point of view, this series is constituted of metamorphic both sedimentary and volcanic rocks including : muscovite schists, chlorite-sericite schists, slates, amphibolites, saussuritic gabros, prasinites, serpentines, metabasalts, and basaltes (s.l.).

Introduccion.

En las paginas anteriores he tratado de algunas facies particulares del Occidente Andino. Ha sido conveniente empezar con su estudio para reconocer en seguida algunas relaciones entre Oriente y Occidente Andino ; para establecer un cuadro logico en el cual colocar los datos que van a seguir ; y tambien para hacer ver de una vez que las principales unidades geograficas actuales del Occidente Andino (Cordillera Central p.p., Valle del Cauca, Cordillera Occidental etc.) ya estaban determinadas e independientes una de otra cuando este era todavia un geosinclinal. Lo que he dicho acerca de la distribucion de los marmoles tipo Nare en dos fajas alargadas paralelas constituye por otra parte un primer ejemplo del estilo geometrico del Occidente Andino en comparacion con el del Oriente Andino, en donde las distintas facies estaban repartidas mas bien sobre bloques menos alargados paralelamente a las cadenas.

Ahora trataré de las facies normales del Occidente Andino, mas viejas que las Dioritas Andinas, facies que conservan en su parte alta fosiles del Aptiano (H. BÜRGL y L. RADELLI, 1962 ; E. GROSSE, 1926). Por lo tanto, desde un punto de vista cronoestratigrafico trataré de rocas cuya edad es Trias sup. a Aptiano. Por un lado esto permitirà hacer resaltar a los movimientos orogenicos y a las variaciones paleotectonicas que corresponden al limite Aptiano-Albiano ; y por el otro será posible describir las rocas por zonas, pues las mas viejas (pré-albianas) se encuentran en las partes altas de las Cordilleras Central y Occidental, mientras que las post-aptianas (menos las Dioritas Andinas y la Formacion Abejorral) se hallan en los bordes de dichas Cordilleras.

Desde el punto de vista litológico, se trata de describir unas rocas metamorficas que se reparten en dos conjuntos, el primero de origen sedimentario, el segundo de origen igneo. Se trata pués de esquistos muscoviticos, esquistos cloritico-sericiticos, esquistos arcillosos por un lado ; y por el otros de anfibolitas, gabros saussuriticos, prasinitas, serpentinas, mebasaltos y basaltes (s.l.)

CHAPITRE XXX - LES GNEISS CATACLASTIQUES DE SALAMINA.

Ce sont des roches peu répandues, que l'on trouve dans une des régions les plus affectées par les mouvements tectoniques, à proximité de la petite ville de Salamina (Caldas), où elles affleurent à la faveur de deux failles parallèles (L. RADELLI, 1965 a). La masse de la roche est constituée par du quartz cataclastique, parfois recristallisé et alors granoblastique, et par des porphyroblastes de microcline et plagioclase (oligoclase ?) maclé albite ou albite-péricline, fracturés et déformés. Les minéraux mélanocrates sont représentés par des épidotes et des chlorites. Minéraux accessoires : leucoxène et apatite. L'histoire de ces roches paraît assez compliquée, cependant il est possible d'essayer de la déchiffrer en étudiant des faciès intermédiaires, c'est-à-dire moins gneissiques, préservés à côté de ceux de Salamina. On note alors : d'abord des traces d'une ancienne trame schisteuse, sous forme de charnières microplis soulignées par la chlorite associées d'épidotes et des minéraux opaques, avec des grains de quartz parfois réunis en plages ; d'autre part une cristallogenèse avec naissance de feldspaths (plagioclase notamment) et de plus grands yeux de quartz, qui se disposent dans des plans parallèles aux plans axiaux des microcharnières (cette cristallogenèse est plus importante dans des microcharnières de sens opposé à celle qui contient les chlorites et elle recoupe les lits chloriteux sur les flancs des microplis) ; enfin une plus récente schistosité qui

recoupe l'ensemble de ces minéraux et qui donne naissance à des feutrages de fibrilles de séricite, de grains de calcite et à quelques cristaux d'épidote : ces nouveaux minéraux (séricite surtout) se trouvent soit dans des lits bien délimités, soit dans un réseau en filet dans l'ensemble de la roche et ils sont contemporains ou à peine postérieurs à une phase de broyage qui a fracturé les feldspaths et laminé les assemblages de quartz. Il paraît naturel de pouvoir mettre en relation le dernier épisode de l'histoire de ces roches avec les mouvements responsables de la structure actuelle du compartiment auquel elles appartiennent. Leur gneissification cependant semble être liée à une phase de plissement plus ancienne. Les observations de terrain montrent que ces roches appartiennent à une région intéressée par des émissions magmatiques basiques (gabbros, basaltes s.l.), que l'on retrouve soit immédiatement à côté, soit plus loin mais sur la même ligne directrice. Mon idée est que la gneissification dont il est question est liée en quelque sorte à la mise en place des roches basiques, peut-être au gradient thermique développé par elles.

Sous le nom de "gneissic quartzschists" H. W. NELSON (1957) décrit des roches semblables, mais albitiques, en corps lenticulaires dans l'axe de la Cordillère Centrale entre Cajamarca et Armenia. A son avis ce seraient les mouvements orogéniques qui auraient donné à ces roches leur caractère structural, par suite d'un boudinage. Il est de toute manière intéressant de noter que ces "gneissic quartzschists" se trouvent eux aussi à proximité d'une importante venue de diabases.

CHAPITRE XXXI - LES ROCHES METAMORPHIQUES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE NORMALE

a) Les micaschistes à muscovite.

L'existence de véritables micaschistes à muscovite n'a été prouvée jusqu'à présent qu'en Antioquia-Caldas, où ils ont une large répartition dans la partie axiale de la Cordillère Centrale. Parfois ils passent en continuité vers le bas aux gneiss décrits plus haut et j'en ai donné quelques exemples, ayant eu besoin de prouver l'origine sédimentaire de ces derniers.

Les régions dans lesquelles ils ont leur plus grande répartition sont celle de Mesopotamia-Abejorral-Sonson à l'Ouest et celle de Samana-San Luis à l'Est. Ailleurs ils apparaissent seulement en des zones restreintes, en général à la faveur de failles longitudinales. Les régions constituées essentiellement par ces roches ont une morphologie typique et bien reconnaissable. Les montagnes sont escarpées, à crêtes aiguës, les vallées très encaissées.

A l'affleurement ces micaschistes ont une couleur blanche luisante dans le secteur Mesopotamia-Abejorral, mais au Sud de ce village ils sont d'abord verdâtres (Guayabal) par suite d'une patine produite par infiltration d'eaux ferrugineuses, puis noirâtres (Aguadas-Sonson), cette couleur étant due à un contenu plus important de matière organique. Dans leur bande orientale (Samana-San Luis) ils sont fréquemment rougeâtres.

Leur description pétrographique, qui suit, est basée essentiellement sur l'étude des affleurements de la région d'Abejorral-Mesopotamia, laquelle, étant moins couverte de végétation et mieux desservie par des routes, facilite les observations de terrain et la récolte d'échantillons.

Ce sont des roches très schisteuses et fortement plissotées.

Leur composition minéralogique n'est pas constante. Quartz, muscovite, séricite et chlorite sont des minéraux essentiels dans tous les faciès et parfois ils constituent à eux seuls la totalité de la roche. Mais à côté d'eux on trouve, selon les échantillons, de la phengite, de la zoïsite, du sphène, de l'albite-oligoclase, du graphite ou de la trémolite. Minéraux accessoires : zircon, apatite, minerais opaques, parfois sphène.

Très diffus est un faciès à quartz, muscovite, séricite, chlorite et graphite. Le quartz y est granoblastique. Muscovite et séricite s'y trouvent en lames assez petites, associées à celles de la chlorite. Le graphite constitue

des pellicules assez continues. Parallèlement aux pellicules de graphite une première foliation est évidente et elle résulte d'une alternance de lits granoblastiques de quartz et de plus minces lits lépidoblastiques micacés. Cette foliation semble correspondre, comme l'indique la disposition du graphite, au litage originel. Toutefois cette structure est plissotée en des microplis assez resserrés. Les flancs de ces microplis sont laminés et finalement peuvent disparaître étant percés par du quartz granoblastique. Une deuxième foliation prend naissance (fig. 86) qui semble

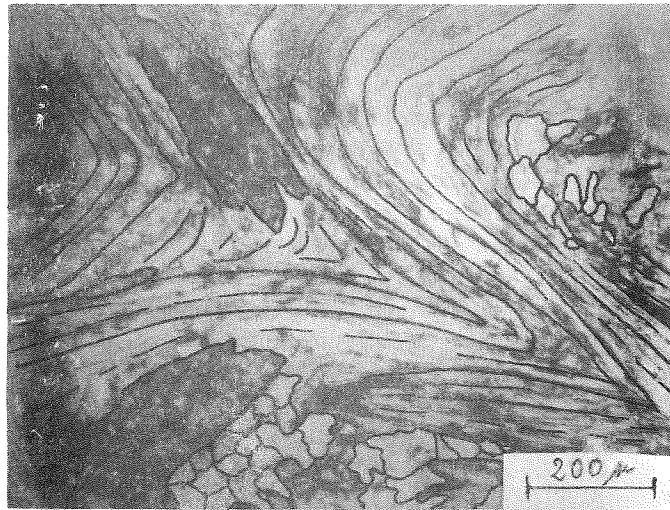


Fig. 86 - Structure des micaschistes de Mesopotamia-Abejorral.

bien être liée à une schistosité de plan axial. Il arrive que la première disposition soit conservée seulement dans des microcharnières. Evidemment celle que je viens de décrire est la structure qui se réalise lorsque la deuxième foliation ne coïncide pas avec la première, ce qui arrive dans la tête d'un pli macroscopique. Sur les flancs de celui-ci, où les deux foliations coïncident, la structure finale est différente et elle consiste en alternances très fines de minces lits quartzeux et phylliteux.

Egalement diffus est un faciès à quartz, muscovite, séricite, un peu de phengite, clinocllore, zoïsite, albite-oligoclase, sphène. Le quartz y est encore granoblastique, les micas et la chlorite en lamelles, auxquelles sont associés la zoïsite et le sphène. Le plagioclase est maclé selon la loi de l'albite et il se trouve associé au quartz mais à proximité des lits micacés. La zoïsite constitue des granoblastes, mais plus souvent elle est en baguettes disposées parallèlement aux lames de muscovite et de chlorite. Le sphène, souvent porphyroblastique, est tantôt idiomorphe, tantôt étiré parallèlement aux micas.

Comme dans le cas précédent deux foliations sont reconnaissables. La première est traduite par une alternance de lits granoblastiques de quartz et de lits grano-lépidoblastiques de micas, chlorite, zoïsite et sphène. Cette disposition initiale a été plissée et une schistosité de plan axial est alors née. Sur les flancs des microplis, les lits micacés ont été d'abord laminés, puis substitués par du quartz granoblastique et ils montrent des gonflements (microcharnières) et des étranglements effilochés. Le sphène a suivi en partie le sort de ces lits et, déplacé de sa position originelle, il est venu se disposer parallèlement à la nouvelle schistosité. Comme pour le cas précédent

j'ai voulu, pour bien mettre en évidence l'histoire de ces roches, décrire d'abord ce que l'on observe dans les échantillons ramassés à la tête d'un pli reconnaissable macroscopiquement. Sur les flancs d'un tel pli il n'est pas possible de reconnaître de la même manière les deux foliations, la première n'étant traduite que par la disposition oblique (par rapport aux lits granoblastiques et grano-lépidoblastiques) de rares lamelles de muscovite et chlorite.

Au Sud d'Abejorral (Abejorral-Pantanillo, Abejorral-Guayabal) il y a des micaschistes essentiellement constitués de quartz granoblastique, de muscovite avec un peu de phengite, de graphite et parfois d'un peu d'oligoclase.

Ici encore à la tête des plis il est possible de reconnaître deux schistosités. La première, qui est aussi une foliation, est traduite par la structure grano-lépidoblastique des roches : des lits granoblastiques de quartz alternent avec des lits lépidoblastiques plus minces à muscovite et graphite. La deuxième, qui est une schistosité de plan axial, n'est pas accompagnée d'une minéralogénèse : elle donne lieu seulement à une lamination des lits micacés des flancs des microplis.

Sur le chemin Aguadas-Sonson on retrouve des faciès dans lesquels à côté de la muscovite il y a de la chlorite. La composition minéralogique des micaschistes y est la suivante : minéraux essentiels, quartz, muscovite et phengite, chlorite, un peu d'oligoclase ; minéraux accessoires, tourmaline, zircon, minerais. Le quartz est en grano-blastes étirés d'extinction roulante. L'oligoclase est rare ; il se trouve dans les lits granoblastiques de quartz et il est lui-même en lentilles étirées. Le mica et la chlorite donnent lieu à des structures lépidoblastiques, dans lesquelles la place la plus importante revient à la muscovite, en belles lames. Une fois de plus la première foliation de la roche, probablement parallèle au litage originel, est recoupée obliquement par une schistosité de plan axial plus récente. Il est fréquent de voir au microscope que des cisaillements se terminent par un micropli (fig. 87).

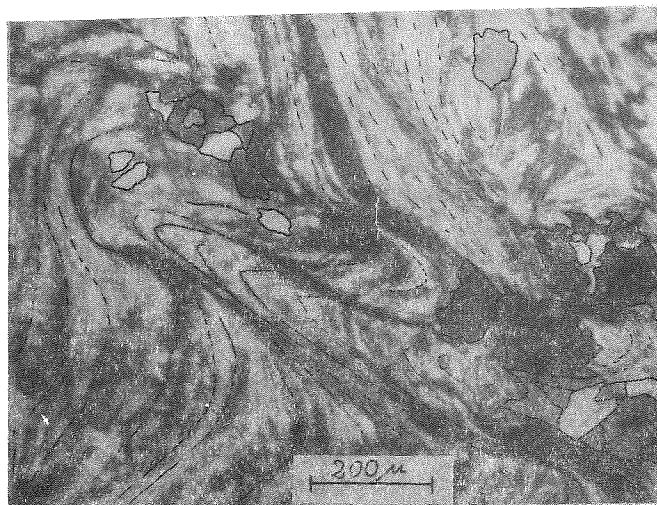


Fig. 87 - Structure des micaschistes d'Aguadas-Sonson.

Des affleurements réduits de micaschistes à muscovite existent aussi à la sortie est du village de San Felix. Ce sont des micaschistes grossiers, essentiellement constitués par du quartz granoblastique, de la muscovite et de la phengite en grandes lames et par des masses irrégulières entièrement séricitisées dans lesquelles la muscovite se

développe, masses qui pourraient être d'anciens feldspaths. Minéraux accessoires : apatite, zircon, minerais.

En dehors des localités indiquées ci-dessus les micaschistes à muscovite sont rares et de toute manière ils ne constituent pas de masses importantes. Il arrive souvent dans la littérature géologique colombienne de voir citer des micaschistes à différents endroits de la Cordillère Centrale. Cependant j'ai constaté au microscope que la plupart du temps les roches considérées comme telles étaient en fait des chloritoschistes ou des séricitoschistes. Néanmoins il semble que de telles roches affleurent (E. HUBACH et B. ALVARADO, 1932) dans la partie axiale de la Cordillère Centrale à la latitude de Popayan où elles seraient associées même à des gneiss. En Caldas-Antioquia j'en ai observé également dans les secteurs de Marmato-Echandia (Cordillère Occidentale) et le long de la montée Rio Cauca-San Bartolo, et E. GROSSE (1926) en signale à proximité de Rio Cauca au Nord de Titiribi. Mais dans les trois cas il s'agit de faciès particuliers assez différents et beaucoup moins diffus que ceux que j'ai décrits plus haut. A Marmato-Echandia, en rive gauche du Cauca, existent des faciès à muscovite en contact avec une masse de semi-profondeur de microdiorites tertiaires, dont ils constituent localement le toit et il est difficile de savoir dans quelle mesure ces micaschistes représentent le produit du métamorphisme de contact tertiaire. Quoiqu'il en soit, il y a là des micaschistes sombres dont le type plus diffus a la composition minéralogique suivante : minéraux essentiels, quartz, muscovite et graphite ; minéraux accessoires, tourmaline, apatite, zircon, minerais opaques. Le quartz est en granoblastes assez petits, la muscovite et le graphite sont associés en des lits où la muscovite se trouve en petites lames. Cette première structure, foliation qui coïncide avec le litage originel, est plissée et une nouvelle schistosité se développe. Les flancs des microplis sont laminés et du quartz recrystallise dans les plans de cette nouvelle schistosité, qui devient une foliation, en plus grands granoblastes, tandis que les lits micacés y sont démantelés et des minerais opaques, liés aux microdiorites tertiaires, semble-t-il, viennent s'y déposer (fig. 88).

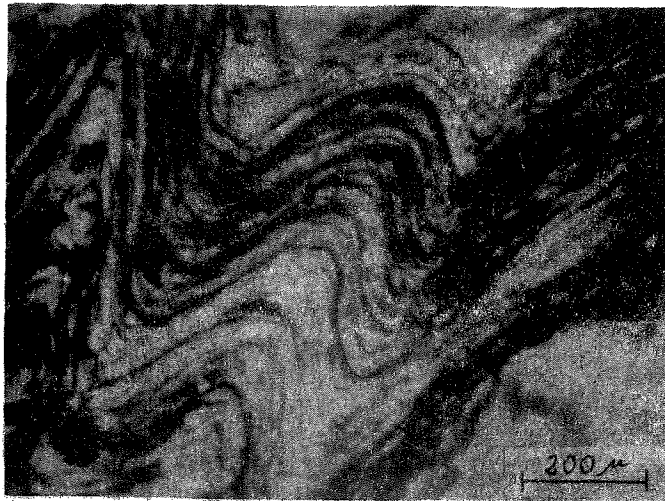


Fig. 88 - Microplissement dans les micaschistes de Marmato.

Mais à côté de ce faciès principal il y en a d'autres dans lesquels on trouve de la chlorite seule ou associée à de l'épidote, du sphène et du rutile, tandis que le graphite disparaît progressivement. Dans les faciès à chlorite et muscovite seulement, on trouve une mésostase de quartz granoblastique et des lits flexueux phylliteux dans lesquels la muscovite et le clinocllore en petites lames sont associés entre eux et avec un peu de graphite. Dans les faciès qui contiennent aussi de l'épidote, du sphène et du rutile, la mésostase est constituée essentiellement de chlorite. La chlorite est en lamelles orientées, parallèlement auxquelles se développe aussi de la muscovite, moins diffuse mais en lames plus grandes. Le quartz n'est pas abondant et il se trouve en lentilles granoblastiques, allongées dans la trame chloriteuse. L'épidote est en granoblastes à tendance idiomorphe qui se développent parmi les lames de chlorite. Le sphène et le rutile se trouvent dans la même position et ils sont idiomorphes. Minéraux accessoires : zircon et minerais opaques. Le graphite disparaît entièrement. Une schistosité ayant affecté ces roches après la formation des minéraux ci-dessus, est reconnaissable. C'est une schistosité de plan axial selon laquelle se disposent parfois des lames de chlorite et de muscovite, mais elle n'est pas le siège d'une minéralogénèse. Ces variations de composition minéralogique, assez importantes surtout si on considère qu'elles ont lieu dans un espace réduit, en plus du fait que des minerais s'insinuent dans les plans de la schistosité plus récente, semblent indiquer que le faciès actuel de ces roches est lié aussi à l'intrusion des microdiorites tertiaires.

b) Micaschistes et prasinites.

Les micaschistes de San Bartolo se trouvent en contre-bas de ce village, en rive droite du Cauca, plus ou moins en face de ceux de Marmato-Echandia. Ici les micaschistes sont intimement associés aux ophiolites, qui sont représentées par des amphibolites en bas et par des prasinites en haut ⁺. Dans la coupe en question les micaschistes sont d'ailleurs beaucoup moins répandus que les ophiolites elles-mêmes, prasinites surtout. Leur étude est cependant nécessaire pour mettre en évidence les liaisons aussi bien stratigraphiques que pétrographiques qui existent entre les roches para et les roches ortho de la région. Je décrirai successivement le faciès de ces micaschistes le plus éloigné des ophiolites, puis une prasinite, ensuite le faciès des micaschistes à proximité de cette roche. Le premier faciès est banal et constitué essentiellement par des lits de quartz granoblastique et des lits plissotés de muscovite et graphite, plus ou moins effilochés et discontinus par suite d'une schistosité de plan axial qui les affecte. Les minéraux accessoires sont : zircon et minerais opaques. Les prasinites consistent essentiellement en une mésostase de plagioclase poeciloblastique saussuritisé (zoïsite, épidotes, chlorites, albite) et affecté aussi par une altération argileuse superficielle, et en baguettes et fibres d'actinote, parmi lesquelles flottent de la zoïsite et un peu de chlorite. Minéraux accessoires : rutile, sphène et minerais opaques. Au voisinage de ces roches la composition minéralogique des micaschistes change et s'enrichit : minéraux essentiels : quartz, muscovite, épidote, oligoclase ; minéraux subordonnés, albite, graphite ; minéraux accessoires, zircon, minerais opaques. La structure est grano-lépidoblastique. Le quartz est granoblastique. La muscovite est en lames associées au graphite en lits flexueux où se trouvent aussi de nombreux granoblastes plus ou moins idiomorphes de zoïsite et d'épidote. Parallèlement aux lits micacés et en général en bordure de ceux-ci il y a de l'oligoclase poeciloblastique, parfois maclé albite, altéré, avec naissance de paillettes micacées. L'albite remplit les microplis mis en évidence par le graphite principalement. Elle donne des structures assez continues et, puisqu'elle montre une extinction nette, elle est postérieure au plissement. De plus, avec le quartz on trouve des masses irrégulières de plagioclase saussuritisé dont l'origine est sans doute volcanique. Il semble donc, par ces caractères spéciaux, que les faciès proches des prasinites aient reçu un apport volcanique au moment de leur sédimentation : les émissions basiques auraient, en d'autres mots, "bavé" dans les sédiments contemporains, probablement sous forme de dépôt de tufs plus ou moins remaniés.

Les micaschistes à muscovite signalés plus au Nord par E. GROSSE se trouvent dans le même contexte : ils constituent des masses réduites et lenticulaires à l'intérieur des corps des roches vertes. Mais ils représentent des faciès exceptionnels, les paramétamorphites associées normalement aux ophiolites étudiées par GROSSE étant surtout des schistes à séricite.

⁺ - A Marmato-Echandia il y a aussi des ophiolites (serpentes) à côté des micaschistes, mais il semble que le contact soit là tectonique, c'est pourquoi je n'en ai pas parlé au paragraphe précédent.

GROSSE signale des intercalations de micaschistes aux endroits suivants : chemin Armenia-Pueblito, Arroyo Caracol, Quebrada Juntas, Quebrada Guaca, Loma Careperro, chemin Paso de Jaramillo-Ebejico, Quebrada Zarzala, Lomas Palo Grande et Llanadas, qui se trouvent tous à l'Ouest de Medellin à proximité du Rio Cauca (E. GROSSE, 1926, p. 22). La composition minéralogique des micaschistes décrits par GROSSE est la suivante : minéraux essentiels, quartz granoblastique, lames de muscovite en lits plissotés, un peu de chlorite, des granoblastes de plagioclase associés au quartz ; minéraux accessoires, tourmaline et minerais. Dans la région de Mesopotamia-Abejorral apparaît aussi, mais rarement, un faciès sans quartz, à muscovite, phengite, séricite, chlorite et trémolite. Dans ce faciès deux foliations sont également bien reconnaissables. Dans la première, conservée seulement dans la charnière de certains microplis, se trouvent surtout les minéraux phylliteux, tandis que dans la deuxième, qui a pris naissance à la suite du développement d'une schistosité de plan axial, se situe la trémolite (incolor, non pléochroïque, $Z : c = 15^{\circ}-18^{\circ}$), en prismes et baguettes allongées ou aciculaires (fig. 89).

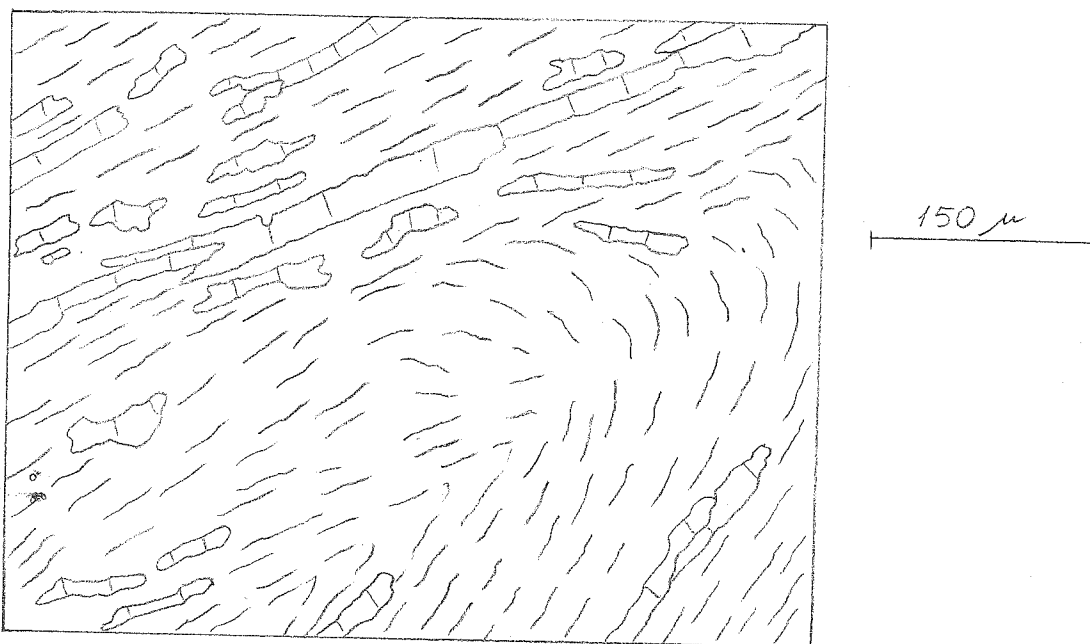


Fig. 89 - Micrographie des faciès à trémolite de Mesopotamia - Abejorral.

Des faciès à trémolite sont intercalés dans les micaschistes quartzeux même en d'autres endroits de la Cordillère Centrale, mais ils ne constituent jamais de masses importantes. J'en ai trouvé un affleurement le long de la route Segovia-Zaragoza, à 24 km au Sud de Zaragoza. Il s'agit d'une roche sans muscovite, dont la composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, clinocllore et trémolite (incolor, non pléochroïque, $Z : c = 13^{\circ}$) ; minéraux accessoires, rutile, sphène et minerais. Deux foliations sont, encore une fois, reconnaissables. Dans la première il y a presque seulement du clinocllore en couches très minces, serrées et plissotées. La deuxième se développe par exagération de ces plis. Les couches chloriteuses sont alors repliées en microplis en chevrons très aigus, dont les flancs sont étirés et laminés. Dans les plans de discontinuité qui ont ainsi pris naissance se situe la trémolite.

Ces roches font probablement partie du cortège ophiolitique. Cependant j'ai voulu en parler ici, d'une part parce que autant que j'ai pu en juger, elles constituent de véritables lentilles au sein des micaschistes ; et, d'autre part, comme je l'ai déjà dit, pour montrer les liaisons qui existent entre les faciès d'origine para franche et ceux

d'origine ortho. Une telle origine, discutable dans les cas ci-dessus, est prouvée par les observations de E. GROSSE (1926, p. 24) à l'Ouest de Medellín. GROSSE a montré que des roches très analogues représentent des faciès particuliers du complexe des roches vertes, au sein desquelles ils apparaissent.

c) Les calcschistes.

Le long de la vallée du Cauca, à proximité de Marmato, à la confluence du Rio Arquía avec le Rio Cauca et plus au Nord, vers Estacion Aguadas, sur les deux rives du Cauca et donc aussi bien sur la Cordillère Centrale que sur l'Occidentale, affleurent des roches métamorphiques riches en calcite.

Ce sont des roches d'une couleur verdâtre assez claire, finement schisteuse, dans lesquelles il est facile de reconnaître parfois des lits quartzeux de 2-5 mm à Marmato et au Rio Arquía ; et des roches roses encore plus finement schisteuses à Estacion Aguadas. Leur composition minéralogique est en général la suivante : minéraux essentiels, quartz, calcite, clinocllore, épidotes ; minéraux accessoires, sphène, zircon, minerais.

La répartition des différents minéraux varie beaucoup d'un point à l'autre. Le quartz est parfois très abondant, d'autres fois presque absent. Localement le sphène et le zircon sont suffisamment abondants pour être presque considérés comme minéraux essentiels. Ici et là un peu d'andésine apparaît, qui est associée au quartz et à la calcite. La trame fondamentale des faciès les plus répandus est constituée par des lits granoblastiques de quartz et de calcite et par des lits lépidoblastiques de clinocllore, dans lesquels cependant se trouvent aussi les épidotes en granoblastes plus ou moins idiomorphes et la plupart des minéraux accessoires.

Des roches très semblables, mais albitiques, ont été découvertes plus au Nord-Nord-Ouest, en Quebrada Amagá, le long de la même ligne directrice, par E. GROSSE (1926, p. 23). Des études plus larges pourront probablement mettre en évidence de telles roches en de nombreux endroits.

d) Les micaschistes graphiteux.

Au-dessus des micaschistes à muscovite déjà décrits et, semble-t-il, au même niveau que les calcschistes, se trouvent des roches métamorphiques très riches en graphite. J'en ai observé en Antioquia au Sud de Medellín dans le secteur de la petite ville de Caldas et en Antioquia-Caldas sur les deux rives du Cauca entre Santa Barbara au Nord et Aranzazu au Sud. Ils ont été signalés aussi : plus au Nord-Nord-Ouest dans l'Arroyo Caracol par E. GROSSE (1926, p. 21) ; dans la coupe Ibagué-Armenia de la Cordillère Centrale par H. W. NELSON (1957) ; encore par E. GROSSE (1935) au Sud de Popayan ; par J. ROYO y GOMEZ (1942) à plusieurs endroits dans la région entre Popayan et Pasto.

Comme l'a remarqué H. W. NELSON, ils constituent en somme l'un des termes lithologiques principaux de l'Occident Andin, Cordillère Centrale surtout.

Ils constituent aussi le terme lithologique le plus tendre de la partie inférieure de la série métamorphique et ils donnent lieu, là où ils affleurent, à une topographie molle.

Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, un peu d'albite, graphite, muscovite et chlorite ; minéraux accessoires, pyrite, zircon. Texture schisteuse fine, structure grano-lépidoblastique. Le quartz et l'albite sont granoblastiques ; la muscovite, le graphite et la chlorite constituent des lits lépidoblastiques plissotés. Localement, par exemple en rive droite du Cauca entre Estacion La Maria et Estacion Aguadas au Nord de Marmato, le quartz est beaucoup moins diffus et on a affaire à des roches presque entièrement graphiteuses.

e) Les schistes à séricite et chlorite.

Les micaschistes à muscovite passent, par diminution progressive de la taille des lames de muscovite, à des schistes à séricite et chlorite. Ce sont des roches très finement schisteuses, plissotées, de couleur grise, qui ont une grande répartition et qui affleurent aussi bien dans la Cordillère Centrale que dans l'Occidentale. J'en ai observé dans ces deux Cordillères en Antioquia-Caldas ; E. GROSSE (1926) en a signalé au Nord-Ouest d'Antioquia ; H. W. NELSON (1957) dans les coupes Ibagué-Armenia (Cordillère Centrale) et Cali-Buenaventura (Cordillère Occidentale) ; E. HUBACH et B. ALVARADO (1932) dans la coupe Popayan-Paez ; J. ROYO y GOMEZ (1942) plus au Sud, à la tête de la vallée du Magdalena au Paramo de las Papas ; E. GROSSE encore (1935a) dans le secteur

de Yunguillo-Santa Rosa-San Agustin et (1935b) dans le secteur du Patia à proximité du village de Cita. Selon les auteurs et les endroits, ces roches ont reçu des noms différents, ce qui rend difficile une vision d'ensemble. E. HUBACH et B. ALVARADO, J. ROYO y GOMEZ et L. RADELLI (1965a) ont parlé tout simplement de schistes à chlorite et séricite, tout en leur assignant, plus ou moins catégoriquement, un âge mésozoïque. E. GROSSE en 1926 a décrit ces roches en Antioquia sous les titres de Précambrien moyen et de Précambrien supérieur. Le même auteur a décrit sous le terme "d'Estratos de Chita" celles qui affleurent en bordure ouest du Patia et qu'il considérait comme paléozoïques, mais il a décrit sous le nom de Précambrien les roches semblables qui affleurent dans le même secteur en bordure est du Patia, c'est-à-dire sur la Cordillère Centrale. Il a indiqué ces faciès, également comme précambriens dans le secteur Yunguillo-Santa Rosa-San Agustin. H. W. NELSON a parlé de Quartzphyllites pour ceux de sa coupe dans la Cordillère Centrale, qu'il a considérés comme faisant partie de son Groupe Cajamarca auquel il a assigné un âge paléozoïque ; mais il a indiqué ceux de sa coupe dans la Cordillère Occidentale sous le nom de Groupe Dagua, dont il a affirmé l'âge mésozoïque.

En fait, il s'agit toujours de roches passant vers le bas à des micaschistes à muscovite et qui vers le haut perdent progressivement leur caractère métamorphique, se terminant par un toit, souvent disparu, de schistes argileux à peine mécaniquement déformés. Il s'agit donc de roches dont les limites sont très difficiles à tracer et bien subjectives. A la partie inférieure il y a des roches litées, à structure grano-lépidoblastique : des lits de quartz granoblastique sont séparés par de minces couches de séricite, chlorite et parfois graphite, tous ces minéraux étant de petite taille. Ça et là le graphite est abondant. Plus rarement un peu d'albite granoblastique et poeciloblastique est associée au quartz. De l'hématite se trouve aussi souvent dans les lits phylliteux. Localement la chlorite manque.

Vers le haut, la structure grano-lépidoblastique disparaît ou elle devient extrêmement fine. Au microscope on voit alors une mésostase, un vrai feutrage, néanmoins schisteux, de quartz, chlorite et séricite, avec de la matière carbonneuse plutôt sous forme d'un pigment et un peu d'épidote parfois. En même temps surviennent des niveaux calcaires. La calcite apparaît d'abord en minces couches ou en lentilles microscopiques à structure granoblastique. J'en ai trouvé des exemples à proximité du village d'Arma (route Arma-Aguadas) et plus au Sud en contre-bas du village d'Aguadas. Dans le premier, des restes organiques sont conservés, mais malheureusement indéterminables : il s'agit de globules lenticulaires plus ou moins substitués par du quartz, qui peut-être représentent d'anciens radiolaires. Ensuite le composant calcaire devient de plus en plus important. En Antioquia-Caldas des lentilles de cipolins apparaissent çà et là. La route La Pintada-Damasco recoupe une de ces lentilles. Au microscope on constate qu'il s'agit d'un cipolin comportant d'autres minéraux à côté de la calcite. Il contient du quartz granoblastique, de la chlorite et des oxydes de fer opaques. La chlorite et les minerais rappellent par leur disposition l'existence d'une ancienne olivine : à la partie centrale de plages hexagonales se trouvent les oxydes, autour d'elles la chlorite donne lieu à des gonflements en chapelet.

Des intercalations calcaires ont aussi été mises en évidence au sein des schistes à séricite et chlorite à proximité du Rio Paez par E. HUBACH et B. ALVARADO (1932). Il s'agit là de trois couches de calcaire métamorphique sur lesquelles je reviendrai plus loin. Sur la Cordillère Occidentale ces transitions vers des faciès calcaires sont bien plus fréquentes, de telle manière que H. W. NELSON (1957) a essayé de décrire à part la partie centrale de son Groupe Dagua, qu'ils caractériseraient. Dans la coupe Cali-Buenaventura il y a en effet des intercalations calcaires d'une épaisseur allant jusqu'à 350 m. Mais en même temps cet auteur signale que ces calcaires, d'ailleurs jamais purs, sont associés à des schistes à séricite et chlorite, graphiteux et très fins et à des quartzites, dans lesquels se trouvent sporadiquement des grains de feldspaths. J'ai fait personnellement les mêmes observations un peu plus au Nord de la coupe de NELSON, dans le secteur du Cerro Calima.

Au-dessus viennent des schistes excessivement fins et plissotés où, au microscope, on constate la présence de très petits granoblastes de quartz, de lamelles de séricite et chlorite, parfois un peu de graphite, le tout constituant un feutrage, dans lequel se trouvent localement des granoblastes également réduits d'épidote.

Ce sont des roches à peine métamorphiques. J'en ai observé de bons exemples à l'Est de la ligne Aguadas-Pacora et entre Salamina et San Felix dans la Cordillère Centrale ; à proximité des villages d'Andes, Bolivar et San Juan dans la Cordillère Occidentale. E. GROSSE (1935) en a signalé dans le secteur du Rio Patia au voisinage de Chita ("Estratos de Chita"). H. W. NELSON (1957) en a signalé aussi dans la coupe Cali Buenaventura (partie

supérieure de son Groupe Dagua). Associés à ces roches on trouve pratiquement partout des faciès d'origine ortho : metabasaltes, schistes amphiboliques et basaltes. On y retrouve aussi de nombreuses intercalations de cherts.

f) Les schistes argileux.

A la partie tout à fait supérieure de la série para il arrive de trouver des paquets de roches ayant échappé au métamorphisme régional et qui se présentent comme des schistes argileux ("pizarras" des auteurs colombiens) plus ou moins mécaniquement déformés. J'en ai observé en deux endroits, mais il est bien possible que certains de ces niveaux soient beaucoup plus répandus, surtout vers la partie axiale de la Cordillère Centrale en Antioquia-Caldas, comme semblent l'indiquer certaines observations photogéologiques. Il est évident aussi qu'il est souvent assez subjectif d'assigner aux schistes à chlorite et séricite plutôt qu'à ces schistes argileux la partie supérieure des roches décrites au paragraphe antérieur, et ceci surtout sur la base d'observations de terrain. Par convention arbitraire j'ai attribué, dans ce texte, aux schistes à chlorite et séricite tous les faciès dans lesquels un microplissement était reconnaissable et suffisamment abondant pour en constituer le caractère structural essentiel ; et aux schistes argileux les faciès dont le caractère structural principal est celui de la stratification originelle. Des deux paquets dont il est question ici, le premier se trouve à l'Est de Salamina et il est traversé par la route Salamina-San Felix ; l'autre un peu à l'Ouest du petit village de Berlin, sur la route La Dorada-Sonson.

Dans les deux cas il s'agit de roches stratifiées en lits de 5 à 10 cm, grises à l'affleurement, mais noirâtres à la cassure, entièrement argileuses, mais avec une fine dispersion de sulfures, qui dessinent des synclinaux (fig. 90).

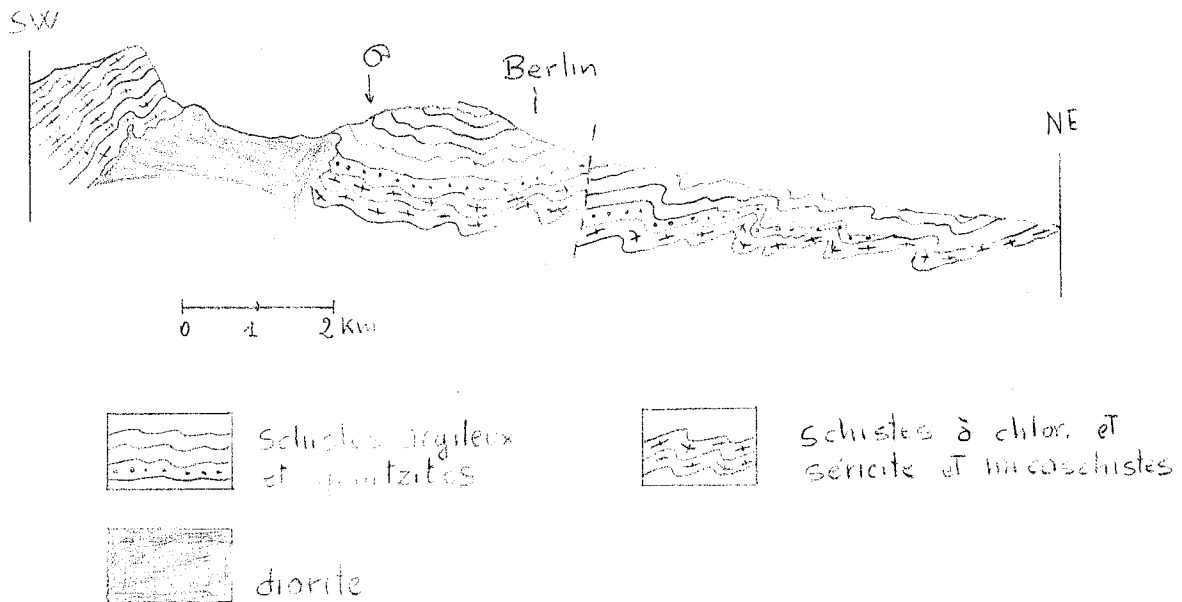


Fig 90 - Coupe schématique des environs de Berlin (selon une esquisse de terrain).

A Berlin elles sont fossilifères et contiennent (H. BÜRGL et L. RADELLI, 1962), en plus de nombreux fossiles indéterminables :

Deshayesites stutzeri RIEDEL 1938

Pecten (Camponectes) compressus GERHARDT 1897

Ces fossiles, selon l'expérience de H. BÜRGL, indiquent l'Aptien et probablement l'Aptien supérieur.

g) Conclusions.

Ces quelques notes montrent qu'au-dessus des cipolins triasiques il y a dans l'Occident Andin un ensemble de roches d'origine sédimentaire, affectées par un métamorphisme décroissant du bas vers le haut. Au sommet de cet ensemble des faciès argileux non transformés conservent des fossiles aptiens. Des discordances ou des sauts de métamorphisme n'y ayant pas été observés, il faut donc retenir que cet ensemble correspond à l'intervalle Trias supérieur-Aptien. L'hypothèse d'E. GROSSE (1926, 1935) selon laquelle les roches métamorphiques de l'Occident Andin auraient été d'âge précambrien n'est pas soutenable: elle était basée simplement sur des corrélations à grande distance, à une époque à laquelle l'existence, dans les Andes, de compartiments géologiques différents (en Colombie: Orient et Occident Andins) n'était pas connue. E. GROSSE affirmait l'âge précambrien des roches métamorphiques de la Cordillère Centrale parce qu'il était au courant des travaux de Steinmann, qui, au Pérou et en Bolivie orientale, avait reconnu (et c'était encore une généralisation: voir L. RADELLI, 1964a et 1964b, 1966; P. LJUNGGREN et L. RADELLI, 1964) que les roches métamorphiques y étaient de cet âge, Paléozoïque et Mésozoïque étant représentés par des séries sédimentaires fossilifères. L'hypothèse de H. W. NELSON (1957) selon laquelle les roches métamorphiques de la coupe Ibagué-Armenia (Cordillère Centrale) seraient d'âge paléozoïque et celles de la coupe Cali-Buenaventura (Cordillère Occidentale) d'âge mésozoïque n'est pas valable non plus. Sans compter que l'ensemble para de la coupe Ibagué-Armenia débute par des cipolins type Nare, dont j'ai montré l'âge triasique très probable, on trouve dans les deux Cordillères des faciès analogues, voire identiques et là où, comme au Nord d'Anserma, cette vallée devient étroite, des affleurements continus apparaissent sur les deux rives. Comme je le montrerai par la suite on y retrouve aussi, et avec les mêmes relations mutuelles, des roches d'origine ortho pratiquement identiques. La seule opposition entre les deux Cordillères est dans le fait qu'il manque dans l'Occidentale, sauf au Nord, des affleurements de la partie inférieure et plus métamorphique de la série. Mais ceci tient simplement au fait que le compartiment de la Cordillère Occidentale a été moins soulevé par les mouvements tectoniques que celui de la Centrale.

Du point de vue stratigraphique et pétrographique il faut souligner le caractère détritique de la plupart des roches décrites. Ceci et leur contenu diffus en graphite s'opposent à ce que l'on considère ces roches comme des faciès de grande profondeur. La présence de nombreuses intercalations quartziques, souvent à quartz détritique encore reconnaissable à la partie supérieure et moins métamorphique de la série confirme surtout qu'il s'agit au contraire de faciès assez peu profonds. Et puisque des quartzites se trouvent non seulement à proximité de la limite est de l'Occident Andin, mais aussi à l'Est et à l'Ouest de la vallée du Cauca, là où elle est large, l'existence d'un bloc soumis à l'érosion jusqu'à l'Aptien en correspondance de cette vallée actuelle trouve une confirmation ultérieure.

Du point de vue pétrographique il faut aussi remarquer l'importance prise dans l'évolution des roches étudiées, par la naissance d'une schistosité de plan axial qui devient souvent une foliation, c'est-à-dire des plans préférentiels de minéralogenèse. La structure actuelle des roches dépend en grande mesure d'elle et non seulement du litage originel, qui peut en être même entièrement effacé.

CHAPITRE XXXII - LES OPHIOLITES.

a) Les amphibolites.

Des masses d'amphibolites sont connues depuis longtemps (T. OSPINA, 1911, R. SCHOIBE 1931, E. GROSSE 1926) dans les Cordillères Centrale et Occidentale (fig. 91) et leur étude a été reprise récemment (H. W. NELSON 1957, G. BOTERO ARANGO 1963, L. RADELLI 1965). Je dirai tout de suite que les idées de ces auteurs à propos de

ces roches ne coïncident pas. Les anciens, OSPINA, SCHEIBE et GROSSE, les ont considérées non seulement comme précambriennes, mais aussi comme les roches les plus anciennes de la région. G. BOTERO ARANGO a signalé par contre qu'elles sont postérieures à la sédimentation d'une partie au moins des ectinites d'origine para que je viens de décrire, mais il les a considérées comme paléozoïques aussi bien que celles-ci, tout en signalant que dans ces ectinites des termes plus récents, reconnaissables par leur métamorphisme, pouvaient avoir une place. Aux amphibolites qui affleurent à proximité d'Ibagué et à l'Ouest de cette ville, dans la coupe Ibagué-Armenia, H. W. NELSON a assigné un âge paléozoïque, suggérant qu'elles pourraient avoir reçu leur faciès actuel pendant le cycle hercynien (métamorphisme régional et / ou de contact). Dans ma note préliminaire de 1965 j'ai en revanche indiqué que ce sont des roches d'âge mésozoïque, sans pourtant discuter à fond ce point. Ici je le ferai après avoir rapidement décrit leurs principaux affleurements.

Dans la coupe Ibagué-Armenia (H. W. NELSON 1957) les amphibolites se trouvent au-dessus des cipolins type Nare et elles passent vers le haut aux prasinites que je décrirai plus loin. Elles sont essentiellement constituées par de la hornblende brune, de l'andésine et du quartz subordonné. Leurs minéraux accessoires sont le sphène et l'ilménite. L'andésine est fréquemment saussuritisée et alors substituée par de l'épidote, de la calcite, de la zoïsite, du quartz et des chlorites. Des faciès à hornblende seule existent aussi. Dans le même secteur, mais sur le versant ouest de la Cordillère Centrale, on retrouve des amphibolites à proximité du village d'Alegrias : ce sont des amphibolites à grenat qui alternent avec des micaschistes graphiteux.

Plus au Nord, en Antioquia, à Sonson, un massif important d'amphibolites est en contact à l'Est avec la Diorite Andine qui le recoupe et à l'Ouest avec des micaschistes à muscovite et des schistes à chlorite et séricite. Ce massif a une forme lenticulaire, allongée parallèlement à la direction régionale. Les contacts des amphibolites avec les micaschistes sont en gros concordants, cependant on voit aussi des filonnets basiques qui pénètrent en discordance dans leurs couches. Le contact avec les schistes à chlorite et séricite pourrait être tectonique, mais les affleurements sont assez rares.

Au Sud-Ouest de Sonson, à Pacora, se trouve un autre massif important d'amphibolites. Celui-ci apparaît au voisinage d'une ligne de cassure importante, le long de laquelle affleurent aussi des serpentines et des gabbros saussuritisés. Il semble bien que les amphibolites affleurent au travers de leur couverture grâce à cet accident majeur. Elles se trouvent dans un pays de schistes à chlorite et séricite, mais à leur bordure occidentale elles ont conservé des lambeaux des roches auxquelles elles devaient être primitivement associées. Il s'agit de micaschistes qui ont acquis une couleur verdâtre particulière. A l'Est elles passent progressivement aux gabbros saussuritisés, ce qui prouve leur origine ortho.

Plus à l'Ouest des amphibolites affleurent en deux points dans la vallée du Cauca et sur les deux rives de ce fleuve entre La Pintada au Nord et Narmato au Sud. Ici elles sont associées aux micaschistes avec lesquels elles ont des contacts concordants au moins au toit. Dans toutes ces localités les amphibolites sont plus pauvres en plagioclase que celles de la coupe Ibagué-Armenia et constituées essentiellement par de la hornblende et du quartz, avec seulement de rares cristaux d'andésine-labrador. Minéraux accessoires, parfois abondants : grenat, sphène, zoïsite et épidote. Texture schisteuse peu évidente macroscopiquement. Structure entre nématoblastique et granoblastique. Couleur vert bouteille à noirâtre.

Des amphibolites de ce type, pratiquement dépourvues de plagioclase, se trouvent aussi le long de la route Ségovia-Zaragoza, à quelque 30 km au Nord de Ségovia. Elles sont constituées par une trame de prismes de hornblende, qui enveloppent des plages saussuritisées, dans lesquelles se développent de plus petits prismes de hornblende, et par des lentilles de quartz. Minéraux accessoires : rutile, minerais opaques. Ici les amphiboles sont intercalées dans la partie inférieure de l'ensemble para, mais au-dessus des cipolins type Nare.

Sous le nom commun d'amphibolites, E. GROSSE (1926) et G. BOTERO ARANGO (1963) ont décrit de nombreux faciès à amphibole de la partie centrale d'Antioquia à la latitude de Medellin et notamment aux environs de cette ville. Mes observations m'ont convaincu que parmi tous les faciès à amphibole de la dite région les amphibolites au sens propre du mot sont assez rares et les passages à des faciès prasinitiques assez courants, aussi bien que ceux à des gneiss ou à des migmatites à amphibole. Au Nord-Ouest de Medellin E. GROSSE (1926) a signalé des roches amphiboliques massives ou faiblement schisteuses directement au Nord de Cordoba, où elles forment un corps allongé Nord-Sud. Elles se trouvent sous des prasinites (Boqueron), que je décrirai plus loin (mais

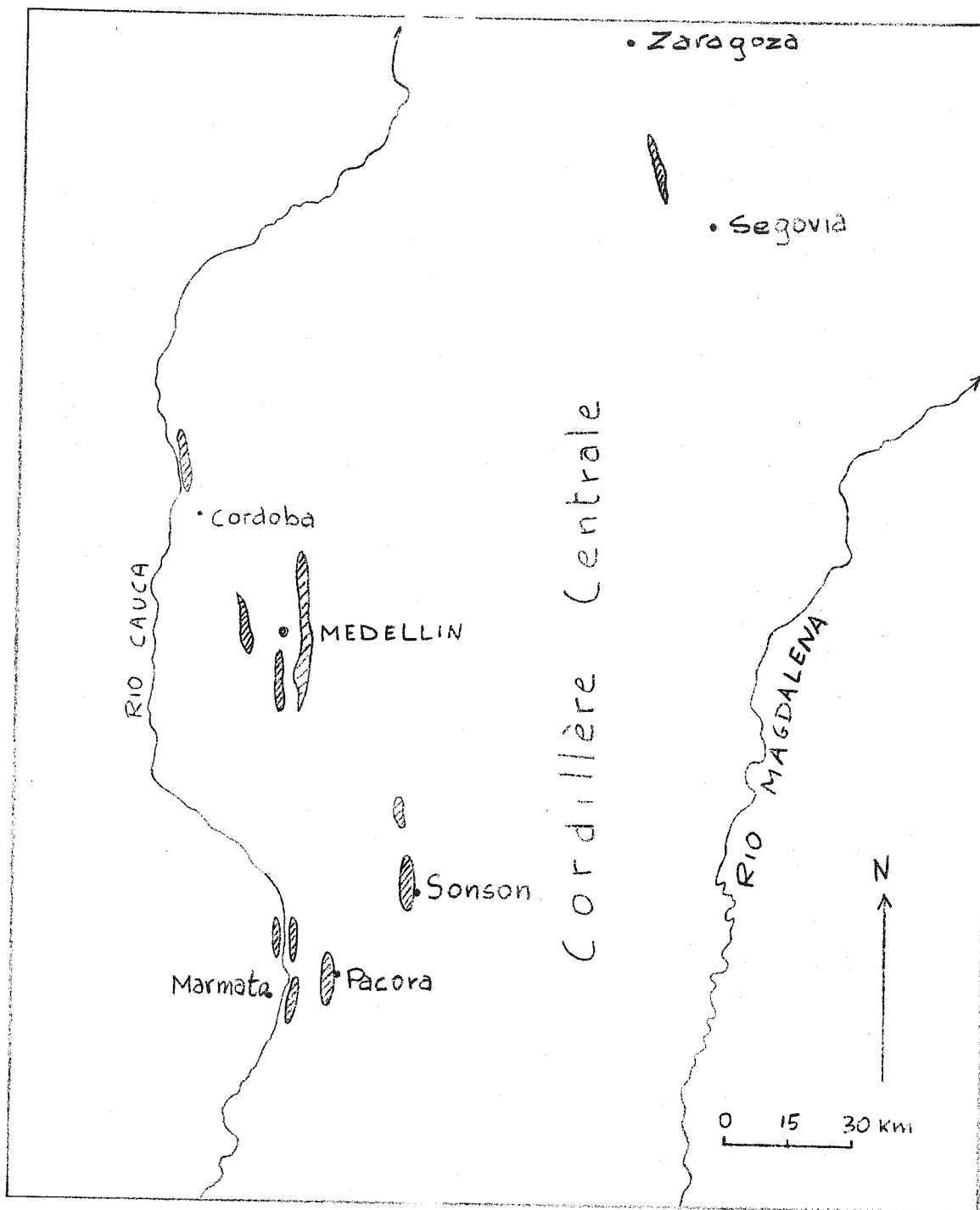


Fig. 91 - Principaux massifs d'amphibolites des départements d'Antioquia et Caldas (Cordillère centrale).

que GROSSE considère aussi comme étant simplement des amphibolites), et avec celles-ci elles sont traversées par de la diorite. Leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, hornblende, anorthite, épidote subordonnée, un peu de quartz ; minéraux accessoires, ilménite, sphène, apatite. Structure granoblastique. Le plagioclase est toujours abondant et parfois ces roches se présentent déjà comme des gneiss. D'habitude elles sont grenues et massives, mais çà et là apparaissent des faciès plus schisteux, qui sont constitués par une trame nématoblastique d'amphibole, plagioclase, épidote et minerais ; dans laquelle se développent des amphiboles majeures.

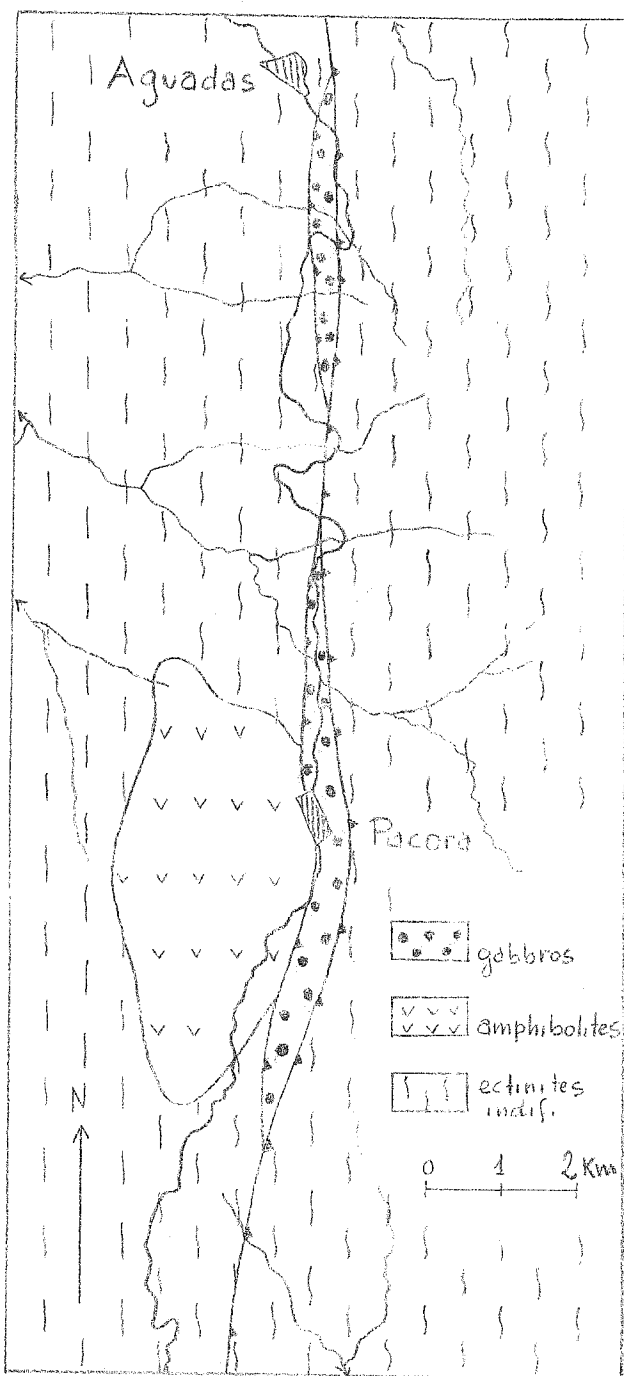
A l'Est de Medellín et aux environs de cette ville les roches à amphibole sont le plus souvent plutôt des gneiss que de véritables amphibolites. Leur composition est la suivante (G. BOTERO ARANGO 1963) : minéraux essentiels, hornblende, andésine ; moins diffus, du diopside parfois, sphène, minerais, quartz ; minéraux accessoires, zircon, apatite, biotite. La hornblende est pléochroïque (vert jaunâtre, vert foncé, vert un peu bleuté), avec $Z : c=20^{\circ}-25^{\circ}$. Parfois elle est incomplètement transformée en actinote. Le plagioclase, toujours très abondant (25-50% de la roche), est une andésine en général maclée selon la loi de l'albite. Le diopside se trouve en petits cristalloblastes presque incolores ou d'une couleur vert clair. La répartition du quartz est variable d'un point à l'autre et localement il constitue 15% de la roche. Selon mes observations de terrain ces roches ont le plus souvent une structure lit par lit grossière. D'autre part elles passent aussi à de véritables migmatites, surtout à proximité de la Diorite Andine. Ceci est aisément visible, par exemple, suivant la route de Medellín à la Ceja. Je pense que leur faciès actuel est lié à la mise en place de la Diorite et par conséquent je me réserve d'en traiter mieux par la suite, lorsque je décrirai la Diorite elle-même. Cependant je signalerai encore que des amphibolites presque sans plagioclase mais avec beaucoup de quartz se trouvent au Nord de Mesopotamia et entre ce village et celui de La Union.

Pour l'instant je pense pouvoir résumer ces quelques observations comme suit. En dehors des prasinites auxquelles elles sont souvent associées, les roches à amphibole de l'Occident Andin incluent deux faciès principaux. D'une part il y a des amphibolites pauvres en plagioclase et riches en quartz. Elles sont intercalées à la partie inférieure de l'ensemble para, au-dessus des cipolins type Nare, dont j'ai montré plus haut l'âge triasique supérieur très probable. Localement elles sont associées à des gabbros saussuritisés et à des serpentines (Pacora); ce qui prouve leur origine ortho comme d'ailleurs aussi certains contacts intrusifs discordants (chemin Retiro-Alto de Minas, Alto del Oso, chemin Envigado-Retiro). D'autre part, il y a des roches à amphibole riches en plagioclase. Celles-ci se trouvent à proximité de la Diorite Andine, dont elles constituent le toit. Elles seront étudiées en même temps que cette dernière formation.

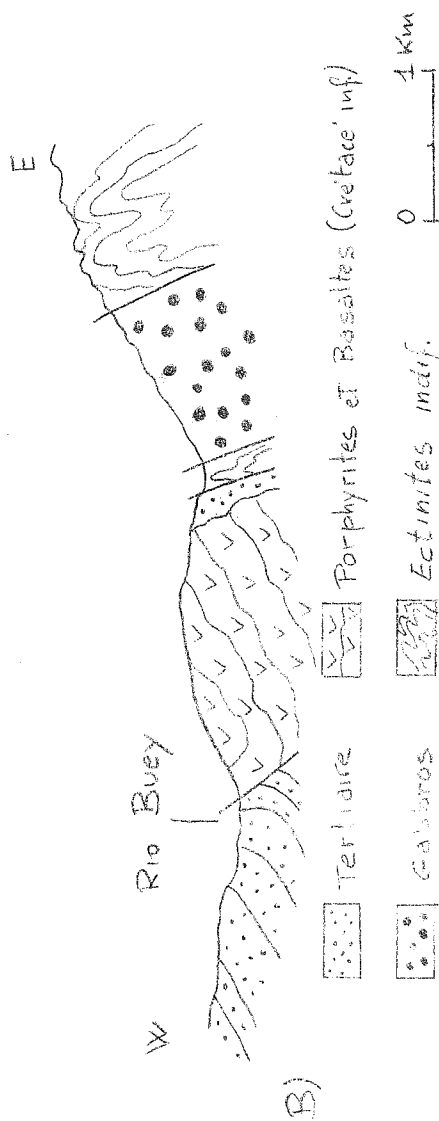
b) Gabbros saussuritisés.

Toujours en Antioquia et Caldas des masses basiques à faciès éruptif sont connues, qu'à la suite de E. GROSSE (1926), j'ai nommées gabbros saussuritisés (L. RADELLI 1965). Ces masses affleurent le long de grandes lignes de cassure longitudinales sur le versant occidental de la Cordillère Centrale (fig. 92). Du Nord au Sud les massifs connus sont les suivants : massif de San Sebastian, à l'Ouest de Medellín, massif de Damasco au Sud-Sud-Est de Medellín, massif de Pacora. A première vue les roches de ces massifs paraissent constituées d'une pâte blanchâtre dans laquelle flottent des minéraux mélanocrates plus ou moins corrodés. Dans les faciès plus grossiers (Damasco, Pacora) ces minéraux ont facilement une taille d'un ou deux centimètres, mais d'habitude le grain de la roche est plus fin et la taille des minéraux mélanocrates ne dépasse pas 3-5 mm. Des faciès encore plus fins existent d'ailleurs aussi et les transitions d'un type à l'autre sont fréquentes.

Les meilleurs affleurements du massif de Pacora se trouvent le long de la route Aguadas-Pacora-Salamina et de là viennent les échantillons que j'ai étudiés. Au microscope on voit que la pâte blanchâtre fondamentale est constituée par du plagioclase saussuritisé, avec naissance de zoïsite, épidote et albite. Le plagioclase originel est rarement déterminable : c'est un labrador, maclé albite. Les minéraux mélanocrates primaires sont du diallage et un peu d'hypersthène, qui sont cependant transformés, donnant lieu d'abord à de l'actinote (incolore, $Z : c=16^{\circ}$) et ensuite à de l'ouralite et à des chlorites. Du quartz secondaire apparaît souvent. Çà et là des structures semblent correspondre à d'anciennes olivines : ce sont des plages de chlorite dont la forme est celle de l'olivine et dont les contours et les mailles sont marqués par des ségrégations d'oxydes opaques. Minéraux accessoires : sphène, minerais. A la terminaison sud de la masse, les pyroxènes manquent totalement et leur place est prise par de l'amphibole incolore ($Z : c=20^{\circ}$) en grands cristaux. Dans ce faciès le plagioclase originel est entièrement saussuritisé et il n'est



(A)



(B)

Fig. 92 - A - Carte géologique de la région de Pacora

B - Coupe montrant les relations des gabbros de Damasco avec les roches environnantes.

pas du tout déterminable. On a là l'impression d'avoir affaire plutôt à des diorites qu'à des gabbros.

Le long de la faille de Pacora les gabbros montrent souvent une texture faiblement schisteuse. Comme les amphibolites, les gabbros de Pacora traversent des schistes à chlorite et séricite, le contact étant tectonique.

Le massif de Damasco, qui affleure aussi à la faveur de failles, est constitué par des roches très semblables. Minéraux essentiels : plagioclase saussuritisé, diallage, un peu d'hypersthène. Minéraux accessoires : ilménite, minerais. Le plagioclase primitif n'est pas déterminable : il a été entièrement dissocié en zoïsite, épidote, albite. L'albite forme en quelque sorte un ciment pour les grains de zoïsite et d'épidote. Le diallage est mieux conservé et il a des auréoles de hornblende. Cependant il est fréquent de voir qu'une partie du diallage a été transformé en actinote et ouralite. L'hypersthène est surtout chloritisé. Le plus souvent la structure de la roche est cataclastique et à proximité de la faille du Rio Buey des textures schisteuses sont reconnaissables. Le massif de San Sebastian renferme des faciès plus variés (E. GROSSE 1926) et montre des contacts intrusifs avec les schistes à chlorite et séricite. Le plus répandu est encore un faciès grossier essentiellement constitué par du labrador parfois déterminable, d'autres fois saussuritisé et des pyroxènes presque entièrement transformés en actinote et en ouralite, elles-mêmes ensuite chloritisées. Mais il y a aussi un faciès plus fin, où la taille des minéraux ne dépasse guère 5 mm. Ce nouveau faciès se trouve à la partie occidentale du massif, mais aussi intercalé dans le faciès grossier normal. Ce sont des roches entièrement saussuritisées : le plagioclase est dissocié en albite, zoïsite, épidote et un peu de quartz ; le pyroxène est transformé en ouralite. Les minéraux accessoires sont : ilménite, sphène et apatite.

A la limite sud-est du massif il y a enfin des gabbros schisteux. Ce sont des roches rubanées, dans lesquelles des lits de plagioclase avec seulement un peu d'amphibole ouralitique alternent avec d'autres lits surtout mélanocrates à plagioclase peu abondant. Le plagioclase est un labrador très peu altéré, mais fortement cataclastique ; les minéraux mélanocrates sont l'ouralite et l'actinote ; ils ne sont pas cataclastiques. Minéraux accessoires : ilménite, sphène et minerais.

D'autres gabbros ont été signalés par E. GROSSE (1935) dans le secteur du Patia (Rio Mira) et aussi dans la région d'El Rodeo (Cauca), mais ils n'ont jamais fait l'objet d'une description géologique ou pétrographique.

c) Prasinites et faciès associés.

Dans ce paragraphe il sera question d'un ensemble de roches très répandues dans l'Occident Andin, où elles sont associées sur le terrain aux micaschistes à muscovite, aux micaschistes graphiteux et aux schistes à chlorite et séricite. (fig. 93).

Du point de vue pétrographique les faciès que je décrirai ici sont parfois assez différents : il sera question, par exemple, de roches finement schisteuses, mais aussi d'autres presque entièrement massives ; d'intercalations réduites dans l'ensemble para, mais encore de corps géologiques indépendants de plusieurs kilomètres de longueur et d'épaisseur considérable, constitués par des faciès assez grenus. Cependant, surtout au microscope, toutes ces roches ont un air de famille, de telle manière qu'il est souvent difficile, par exemple, de classer tel ou tel échantillon comme une prasinite plutôt que comme une diorite (ou un gabbro). Elles constituent l'essentiel du cortège ophiolitique de l'Occident Andin.

c₁) Selon H. W. NELSON (1957) des prasinites constituent le terme lithologique le plus répandu de la coupe Ibagué-Armonia dans la Cordillère Centrale, où elles se trouvent au-dessus des amphibolites et des cipolins type Nare. En général ces roches sont finement schisteuses, mais des faciès massifs existent aussi. Leur composition minéralogique est, d'autre part, constante : minéraux essentiels, actinote fibreuse, épidote et clinozoïsite granoblastiques, chlorite et albite ; minéraux selon le cas subordonnés ou accessoires, quartz, calcite, biotite, sphène, minerais. Elles sont associées aux micaschistes à graphite et aux schistes quartzeux à séricite et chlorite. A la partie la plus élevée de la coupe en question (La Linea) et plus à l'Ouest (à proximité de Calarca) affleurent des roches basiques dont l'origine à partir d'anciennes diabases est reconnaissable, puisqu'elles conservent des traces de leur structure ophiolitique primitive. Dans ces roches, les anciens plagioclases sont saussuritisés et remplacés par de l'albite, de l'épidote, de la calcite et du quartz, tandis qu'il y reste encore de l'augite plus ou moins ouralitisée ; les minéraux accessoires sont : l'ilménite altérée en leucoxène et l'apatite.

La composition chimique des prasinites, comme d'ailleurs celle des amphibolites de la même région, correspond très bien à celle de ces diabases. De ce fait, NELSON a conclu avec raison à une origine ortho des prasi-

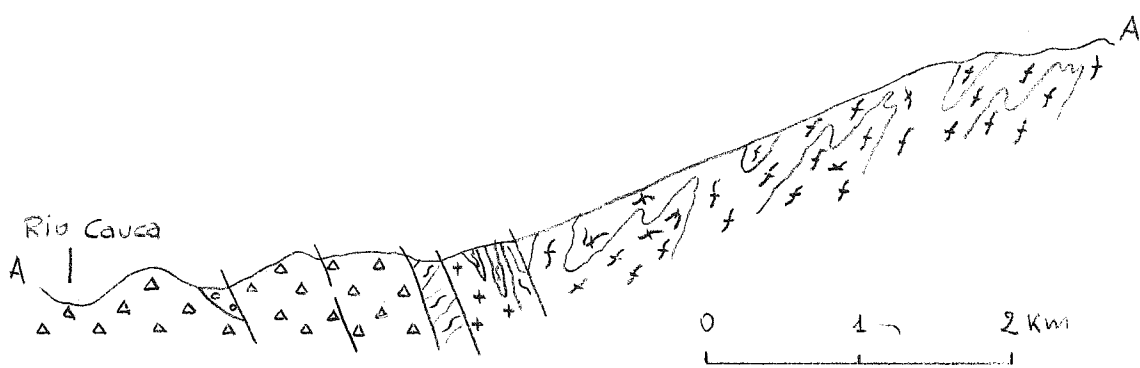
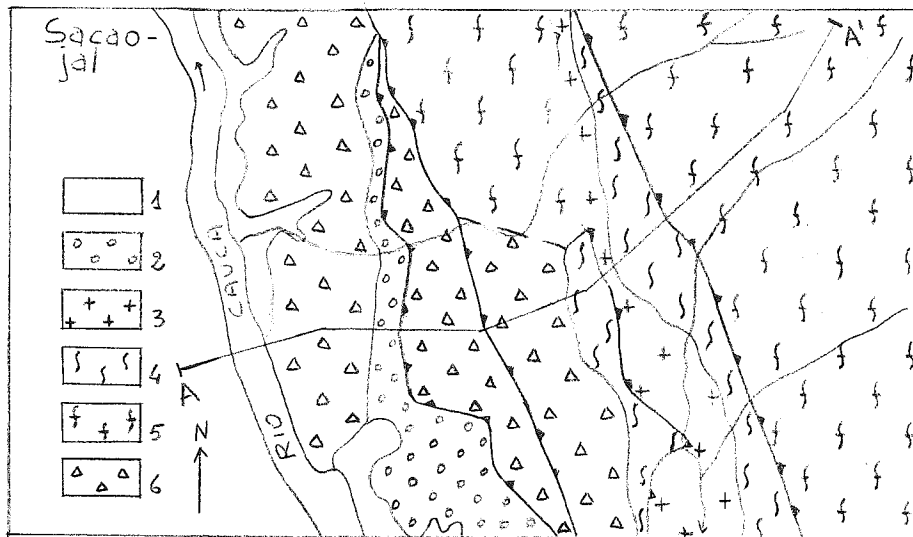


Fig. 93 - Carte et coupe de la région de Sacaojal (NW d'Antioquia) montrant les relations des prasinites avec les roches environnantes. (selon E. GROSSE 1926)

- 1) - Quaternaire - 2) - Tertiaire - 3) - Diorite andine - 4) - Ectinites indifférenciées -
- 5) - Prasinites - 6) - Amphibolites et faciès associés.

nites (et des amphibolites). D'autre part, les transitions de ces roches vers celles de la série para déjà décrites sont fréquentes et, par conséquent, la conclusion de NELSON est que la plupart des prasinites actuelles représentent le produit du métamorphisme de tufs basiques sous-marins, plus ou moins remaniés.

c₂) Dans la Cordillère Occidentale, dans la coupe Cali-Buenaventura (H.W. NELSON 1957) et dans celle du Río Calima on trouve davantage de faciès massifs, verts ou violets. Ceux-ci, essentiellement constitués de trémolite et de clinozoïsite, sont associés constamment à des roches métamorphiques dont l'origine à partir de diabases est souvent reconnaissable. Ces roches s'intercalent dans les schistes à chlorite et séricite souvent calcaires, mais il n'y a pas de transitions entre les deux. Dans son mémoire H.W. NELSON pense qu'il s'agit tout simplement de faciès ayant pris naissance dans des zones tectonisées et plus récentes que les roches métamorphiques d'origine para. Ayant revu la coupe de NELSON et nombre d'autres dans la même Cordillère, je refuse cette hypothèse et je pense que les roches basiques dont il s'agit sont tout à fait l'équivalent des prasinites de la coupe Ibagué-Armenia, ou, si l'on veut, de ses diabases métamorphiques. A mon avis, leur métamorphisme plus faible tient au caractère plus massif des roches originelles qui étaient des laves et non pas des tufs : ce caractère massif se serait opposé là au développement des schistosités et des foliations avec minéralogénèse.

c₃) Les prasinites ont une grande répartition aussi en Antioquia et Caldas et j'ai déjà eu l'occasion d'en parler, lorsque j'ai voulu montrer les relations géologiques et pétrographiques entre les faciès d'origine para et ortho. Je rappellerai que, par exemple dans la montagne de San Bartolo, à proximité des prasinites les mica-schistes deviennent riches en albite de néoformation et aussi en un plagioclase saussuritisé inconnu dans les affleurements éloignés des roches basiques.

Mais la région de plus grande fréquence des prasinites se trouve plus au Nord à partir de la latitude d'Amagá, où elles ont été signalées d'abord par E. GROSSE (1926), qui les a décrites comme des amphibolites albitiques. Elles constituent ici l'essentiel de la formation que E. GROSSE a appelée schistes verts, dans laquelle ce sont plutôt les faciès para (micaschistes, schistes à chlorite et séricite) qui s'intercalent. A proximité du Río Cauca, leur composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, albite, amphibole, épidote et clinozoïsite, chlorite ; minéraux subordonnés, sphène, grenat ; minéraux accessoires ou occasionnels, quartz, calcite, minéraux et séricite.

La texture est en général finement schisteuse et la structure nématoblastique, mais parfois la texture est massive et alors la structure est granoblastique. L'albite est xénomorphe et souvent sous des formes lenticulaires étirées, mais aussi en porphyroblastes poecilitiques. Elle se trouve d'habitude diffuse dans la roche, mais parfois elle constitue des lits granoblastiques. L'amphibole est une actinote qui forme des prismes allongés à terminaisons fibreuses. Elle est pléochroïque de vert clair un peu bleuté à vert clair à jaunâtre, avec $Z : c = 16^\circ$. Il s'agit probablement d'une actinote glaucophanique. Epidote et clinozoïsite sont plus ou moins idiomorphes. La chlorite est assez épaisse, la séricite en fines lamelles. Quartz et calcite sont granoblastiques. Le grenat, lorsqu'il est présent, forme des porphyroblastes.

Plus à l'Est, des faciès tout à fait analogues se trouvent au Boqueron, où l'amphibole a un caractère glaucophanique plus accentué : pléochroïsme de bleuâtre à vert jaunâtre, $Z : c = 13-14^\circ$.

Des faciès intermédiaires entre les roches d'origine para et les prasinites vraies se trouvent également dans cette région. Dans la Quebrada Amagá il y a des roches vertes, finement schisteuses, qui contiennent des lits granoblastiques (± 2 mm d'épaisseur) de quartz et calcite séparés par des lits plus minces à albite, épidote, clinozoïsite et chlorite, les surfaces de schistosité étant mises en évidence par des pellicules de chlorite.

c₄) Dans la même région des roches grenues, qui affleurent dans un corps de quelque 57 km de longueur au Nord de la Pintada et qui est traversé par la route Amagá-Titiribi (E. GROSSE 1926), ont un faciès très voisin des prasinites. J'en ai retrouvé des masses plus restreintes au Sud de la Pintada le long du Río Cauca (fig. 94). Les roches dont il est question montrent, là où la couverture tertiaire manque, des contacts avec des prasinites franches et avec les roches para correspondantes, mais aucun métamorphisme de contact n'est reconnaissable.

Dans le premier des massifs indiqués la roche est en général grisâtre ou gris noirâtre et fine, la taille des grains ne dépassant pas 0,5 mm. Sa composition minéralogique (E. GROSSE 1926) est la suivante : minéraux

essentiels, plagioclase, diallage, augite ; minéraux subordonnés, biotite, hornblende, hypersthène, quartz ; minéraux accessoires, ilménite, apatite, zircon, minerais. Le plagioclase originel n'est pas déterminable : il est complètement saussuritisé et remplacé par de l'albite, de très petits prismes d'actinote, de la chlorite, de la séricite et des épidotes. Cependant E. GROSSE cite le cas d'un échantillon dans lequel il y avait du plagioclase zoné dont la partie centrale basique était saussuritisée, mais la bordure était fraîche et correspondait à un oligoclase. Cet échantillon était riche en quartz et il contenait aussi un peu d'orthose. Le diallage est presque incolore et pratiquement apléochroïque, avec $Z : c = 41^{\circ}-42^{\circ}$; il constitue des prismes bien développés et il a un clivage très fin. Les augites sont incolores et il y en a qui montrent $Z : c = 44^{\circ}-46^{\circ}$ tandis que chez d'autres $Z : c = 27^{\circ}-29^{\circ}$. Diallage et augites sont la plupart du temps transformés en actinote verte directement ou par l'intermédiaire d'une hornblendisation. Ce qui reste du diallage, des augites et aussi de la hornblende est normalement altéré aussi en chlorite (clinocllore). La biotite apparaît en même temps qu'un peu de quartz. Fraîche, elle est marron rougeâtre, mais en général elle est altérée en chlorite et leucoxène. La hornblende a une couleur et un pléochroïsme variables ; parfois elle est associée au diallage (hornblende brune) et il est alors possible qu'il s'agisse d'un minéral primaire. L'hypersthène est rare. Le quartz est en général absent et il apparaît seulement lorsque le grain de la roche augmente. En tout cas il est le minéral qui cristallise en dernier.

Des faciès contenant aussi du diopside et beaucoup de hornblende existent à la périphérie de la masse. Localement se présentent, et ceci à proximité des faciès normaux (micaschistes et prasinites fraîches), des affleurements où les roches de cette masse sont schisteuses : ce sont alors des faciès presque identiques aux prasinites normales. Les plagioclases primitifs y sont saussuritisés, l'albite s'y trouve en granoblastes plus développés et les minéraux mélanocrates y sont représentés par de la trémolite, de la hornblende et de l'actinote.

Les roches des deux massifs plus petits qui se trouvent au Sud de La Pintada le long du Rio Cauca se différencient par un grain un peu plus grossier et une couleur de fond plus foncée. Macroscopiquement on voit dans un fond vert bouteille à noirâtre des lattes blanchâtres qui correspondent à d'anciens plagioclases. Souvent on a l'impression d'avoir affaire à des roches de structure ophitique. Leur composition minéralogique est variable d'un point à l'autre, mais le grain reste toujours petit (+ 0,5 mm). Le massif le plus méridional, au voisinage d'Estacion Aguadas, comporte des faciès à pyroxène et amphibole et d'autres essentiellement amphiboliques. Dans le premier cas on voit au microscope une mésostase à grands plagioclases idiomorphes saussuritisés, en partie noirâtres en L.P. et à diallage, noyés dans un feutre chlorito-ouralitique. Le pyroxène est parfois très frais, d'autres fois plus ou moins ouralitisé, d'autres fois encore chloritisé. Dans cette mésostase s'insinuent, devenant localement abondants, du quartz et de la biotite. Le quartz corrode tous les autres minéraux. La biotite est rouge et elle se développe en particulier à travers des plagioclases saussuritisés, dont elle englobe des morceaux. Les minéraux accessoires sont : sphène, apatite, zircon, minerais. Dans les faciès sans pyroxène, on trouve encore une mésostase et des minéraux de néoformation. La mésostase est composée par des plagioclases saussuritisés et en partie substitués par de la calcite en plages et filonnets, par de la chlorite et par de l'ouralite. Cette mésostase est envahie par du quartz, plus largement répandu que dans les faciès à pyroxène et d'extinction roulante qui corrode tous les autres minéraux, et par de la biotite rouge en belles lames. Les minéraux accessoires sont encore : sphène, apatite, zircon et minerais.

Dans le massif le plus proche de La Pintada le cadre pétrographique varie aussi d'un affleurement à l'autre d'une façon tout à fait irrégulière et capricieuse. Certains échantillons sont essentiellement composés par une mésostase à plagioclases saussuritisés (albite poecilitique, épidotes, chlorites, calcite, quartz), diallage et hornblende chloritisés et beaucoup d'ilménite, dans laquelle ont pris place un peu de quartz et de la biotite de néoformation. D'autres, également diffus, comportent une mésostase semblable dans laquelle se sont développés, en plus de la biotite, beaucoup d'albite spongieuse, du quartz, des minuscules plagioclases idiomorphes maclés albite (oligoclase probablement) et des épidotes. Dans ce dernier faciès, çà et là, apparaît aussi un peu de microcline. Enfin, surtout à la périphérie nord de la masse, on trouve des passées irrégulières d'une roche grenue assez claire et grossière à quartz, andésine et biotite.

E. GROSSE (1926) a décrit la partie principale de la masse de San Sébastian comme une diorite à amphibole, ayant pris naissance par transformation d'une diorite à pyroxène très voisine d'un gabbro ; et les faciès de bordure à diopside comme des gabbros. Ainsi il n'a pas considéré ces roches comme faisant partie de son complexe des schistes verts, mais comme des intrusions plus tardives. Néanmoins elles ont ttop de caractères communs avec les



Fig. 94 - Apparition de quartz et d'oligoclase-andésine dans les prasinites au Sud de La Pintada.

amphibolites, les gabbros saussuritisés et les vraies prasinites, avec lesquels elles présentent aussi des passages graduels, pour qu'une telle hypothèse soit soutenue plus longtemps. Au contraire il faut actuellement penser qu'elles font partie du cortège ophiolitique mésozoïque, comme le montrent leur composition minéralogique, leur faciès macroscopique et leurs relations mutuelles avec les roches environnantes. L'autre hypothèse de E. GROSSE, que ces roches aient pris naissance par métamorphisme d'anciens gabbros, est aussi discutable. Il est vrai que, comme les gabbros saussuritisés, elles sont associées sur le terrain à des serpentines (voir plus loin), mais il est aussi certain, que d'une part, elles ont un grain plus fin que les gabbros et un faciès macroscopique assez différent ; et, d'autre part, il n'est pas dit que toutes les serpentines de l'Occident Andin dérivent de gabbros. Je crois que l'origine des roches en question peut être aussi bien cherchée dans le métamorphisme de diabases, comme d'ailleurs semble l'indiquer la présence en elles de faux filons ou lits de quartz gris cataclastique, qui pourraient parfaitement correspondre à d'anciens cherts, qui sont communément associés dans l'Occident Andin aux émissions basiques. En tout cas il faut retenir que ces roches qui ont, d'une part, une structure massive et une composition dioritique et, d'autre part, un faciès de prasinite, se sont formées par le métamorphisme d'une partie des ophiolites. Les transformations principales liées à ce métamorphisme sont la saussuritisation des plagioclases avec néoformation d'albite ; la plus ou moins complète disparition des pyroxènes et la néoformation d'amphiboles ; l'apparition de petits plagioclases relativement acides ; un enrichissement tardif en quartz parallèlement à une biotitisation et à un début de microclinisation.

Les faciès schisteux étant finalement rares dans les massifs considérés, il est probable que les transformations ci-dessus se sont produites dans une roche originellement massive et résistante et qu'elles sont par conséquent le résultat d'un métamorphisme principalement thermique (biotite), accompagné, peut-être, d'une métasomatose (quartz), favorisée elle-même par une cataclase de l'ensemble.

On est tenté de conclure que les alternances de laves, tufs basiques et couches sédimentaires d'une part, et les laves massives d'autre part, ont réagi différemment au métamorphisme, les premières donnant lieu à des schistes verts (micaschistes, prasinites schisteuses), les deuxièmes à des prasinites massives à biotite. Il serait aussi possible de penser que les conditions du métamorphisme ont été différentes d'une bande de terrain à l'autre, et que là où il s'est formé de la biotite (roches massives) il y avait un plus fort flux de chaleur. Ces faits (différences mécaniques des matériaux en jeu et répartition inégale des températures) sont probablement responsables à la fois du faciès final des roches en question il est permis a priori de penser qu'un plus grand apport thermique s'est réalisé à proximité des sources des émissions basiques, où sont mises en place des laves massives, plutôt que latéralement où c'étaient surtout des tufs qui se déposaient.

d) Les serpentines.

Des masses de serpentines sont bien connues dans les Cordillères Centrale et Occidentale en Antioquia et Caldas, où elles ont parfois présenté un certain intérêt minier. Le massif principal est certainement celui de la Cantarrana (E. GROSSE 1926), corps étroit et allongé jalonnant la bordure est du massif de San Sebastian dont il a été question plus haut. D'autres masses mineures de serpentines ont été découvertes aussi par E. GROSSE au Nord de La Pintada, au voisinage des villages de Pueblito, Ebejico, San Jeronimo, Palmitas, Sucre et Damasco. Normalement ces serpentines sont associées à d'autres roches basiques (prasinites, gabbros, amphibolites), mais il y en a aussi qui se trouvent indépendamment au sein des micaschistes. Ce sont toujours des roches très fracturées, d'une couleur sombre ou noire, essentiellement composées par de la serpentine et des minerais opaques. Ici et là cependant sont conservés dans la masse serpentineuse des blocs ou des nuclei ayant échappé à la serpentinitisation, qui permettent une étude pétrographique des roches originelles. La composition minéralogique de ceux-ci est la suivante : olivine, bronzite, diallage, hornblende et minerais. L'olivine forme des grains idiomorphes parfois assez grands et plus ou moins corrodés, qui, même dans les échantillons les plus frais, montrent des fractures en maille, chloritisées et soulignées par des ségrégations de magnétite. La bronzite est incolore, mais elle apparaît souvent un peu brune, par suite de nombreuses inclusions de chromite et de picotite. Parfois elle est poecilitique, contenant un peu de diallage. Elle se transforme d'une part directement en serpentine et, d'autre part, en trémolite fibreuse. Le diallage est beaucoup moins répandu et il se transforme aussi en serpentine et en trémolite. La hornblende est rare et d'habitude chloritisée.

Un autre corps de serpentines se trouve à proximité de Medellin, à l'Est de cette ville, en contact avec les gneiss à amphibole. Au voisinage du contact ceux-ci ont une linéation très nette parallèle à la direction des serpentines, 15° Nord-Ouest (G. BOTERO ARANGO 1963). La presque totalité de la masse est constituée par de l'antigorite et de la bastite, mais occasionnellement on y trouve des résidus d'olivine, un peu de trémolite et parfois un peu de hornblende. Des ségrégations de minerais opaques ont eu lieu pendant la serpentinitisation : il s'agit de magnétite et, d'après les études minéralogiques, de violarite. Ces minerais sont localement concentrés dans les sols et ils ont fait l'objet de travaux miniers, d'ailleurs réduits et sporadiques. A côté du faciès principal ci-dessus, on trouve dans la même masse basique des roches issues d'une altération hydrothermale : ce sont des chloritoschistes, des talcschistes, des schistes à actinote. Des filonnets de magnésite remplissent la plupart de leurs fractures.

Une plus petite masse de serpentines se trouve dans la même région au Nord de la petite ville de Caldas.

Plus au Sud, j'ai découvert des serpentines à Marmato (Cordillère Occidentale), à Pacora et à La Merced (Cordillère Centrale).

A Marmato les serpentines constituent un corps relativement petit (quelque 200 m de longueur, + 20 m d'épaisseur) qui se trouve en amont des maisons d'Echandia, recoupant les calcschistes, avec lesquels elles forment le toit du massif de microdiorite de Marmato. Elles sont constituées essentiellement d'une trame trapue d'antigorite et de grains de minerais.

A Pacora les serpentines se trouvent en bordure des gabbros saussuritisés, le long de la faille d'Aguadas-Pacora-Salamina. Elles ne constituent pas ici une masse unitaire, mais plutôt un chapelet de lentilles étirées. Du point de vue pétrographique elles ont la même composition que celles de Marmato.

Les roches serpentineuses de La Merced, petit village à l'Ouest de Salamina surplombant le Rio Cauca, constituent l'une des plus importantes masses de ce genre et elles incluent des faciès pétrographiques assez variés. Le faciès le plus répandu est une serpentine essentiellement constituée d'antigorite, bastite et grains métalliques opaques. Mais il est fréquent d'y trouver des paquets dans lesquels un peu de pyroxène originel a été conservé. On voit alors au microscope une mésostase de bastite où flottent des résidus de pyroxène granoblastique en prismes et baguettes, incolore et avec $Z : c = 40^\circ$. Dans les granoblastes majeurs on constate que la serpentinitisation est centrifuge et qu'elle suit le clivage du pyroxène lui-même. Vers la périphérie orientale de la masse, j'ai trouvé aussi des faciès à trémolite avec beaucoup de zoïsite, du plagioclase rare, altéré et un peu de quartz secondaire.

Encore plus au Sud, des serpentines ont été signalées (G. BOTERO ARANGO 1963), dans la même Cordillère et encore dans le département de Caldas, le long du chemin Noira-Narulanda au voisinage du Rio Tapias; mais aucune donnée n'existe sur leur composition minéralogique. Egalement mal connues sont des serpentines qui se trouvent dans la région d'El Rodeo (Cauca), où elles ont été signalées par E. GROSSE (1935).

e) Métadiabases, metabasaltes et faciès associés.

J'ai été déjà obligé de mentionner plus haut (c_1 , c_2) les métadiabases des coupes Ibagué-Armenia et Cali-Buenaventura. Dans les deux cas il s'agit de roches massives, qui conservent des traces de leur ancienne structure ophitique. Elles se composent essentiellement de plagioclase prismatique (albitisé, saussuritisé et substitué aussi par de la chlorite et du quartz secondaire) et de diopside ou d'augite mieux conservées, mais néanmoins altérés à la périphérie en actinote ouralitique, et des minéraux accessoires : ilménite (altérée en leucoxène) et épidote.

De telles roches sont associées aux schistes à chlorite et séricite non seulement dans ces coupes, mais un peu partout dans l'Occident Andin ; en réalité on en a découvert chaque fois qu'on a fait des études microscopiques.

J'en ai observé, par exemple, à la sortie est de Salamina et à l'Ouest de ce village. Dans le premier cas on voit au microscope une mésostase chlorito-sériciteuse très fine, dans laquelle se trouvent des plagioclases entièrement séricitisés et indéterminables, des plages quartzeuses plus petites, de l'albite poeciloblastique, de la calcite, de l'épidote, les minéraux accessoires étant l'apatite et le zircon. Dans l'autre cas, dans une mésostase très fine à chlorite et épidote sont conservées des lattes de plagioclase altéré porphyroblastique, marron en L.N., presque noir en L.P. et en partie substitué par de la chlorite, et des prismes d'anciens amphiboles ou pyroxènes chloritisés et remplacés par de la calcite.

D'autres exemples ont été cités par E. GROSSE (1926) plus au Nord. Cet auteur a décrit à l'Ouest de Medellin

et à proximité du Cauca des roches vertes qui sur le terrain se présentent comme des couches de diabase ou de basalte (spilite), mais qui au microscope paraissent essentiellement constituées d'une pâte albitique dans laquelle flottent des amphiboles ouralitisées fibreuses et un peu de zoïsite, les minéraux accessoires étant l'ilménite et le sphène. Un autre exemple cité par GROSSE se trouve, toujours à l'Ouest de Medellin, à proximité du village d'Ebejico. Il y a là des roches vertes porphyriques, à mésostase fine, et phénocristaux de plagioclase et d'augite : le plagioclase est transformé en albite, épidote et séricite, l'augite plus ou moins complètement en ouralite. Ce même auteur a découvert aussi, dans la même région, au Nord de Sopetran, des porphyrites schisteuses, dans lesquelles les phénocristaux de plagioclase sont saussuritisés, étirés parallèlement à la schistosité et d'extinction roulante, et les augites ouralitisées et orientées.

Une fois de plus j'ai trouvé à ce niveau des faciès stratifiés volcano-sédimentaires. Au voisinage du village de Pantanillo (route Abejorral-Pantanillo) un de ces faciès est constitué par des alternances microscopiques de lits de tufs sériciteux à phénocristaux de plagioclase et de lits calcaréo-quartzeux. Ceux-ci sont recristallisés et laminés : le quartz est étiré et d'extinction roulante, la calcite montre des glissements le long de ses clivages. La mésostase du composant tuffacé est fine, à séricite et chlorite. Ses plagioclases (labrador ?) sont un peu saussuritisés, mais surtout ils sont étirés et fracturés.

J'ai remarqué des faciès du même genre plus au Sud, sur plusieurs kilomètres à mi-parcours de la route Salamina-Aranzazu. Ici certains échantillons sont essentiellement constitués par une mésostase claire, qui rappelle le faciès de certains cherts, excessivement fine et apparemment acide, dans laquelle flottent des grains de diopside et de hornblende plus ou moins chloritisés, des grains de quartz, de calcite et des plagioclases altérés. D'autres échantillons comportent une mésostase semblable, encore des phénocristaux de pyroxène et d'amphibole, mais aussi des plagioclases saussuritisés, de l'albite et des pellicules graphiteuses. L'un d'eux est fossilifère : il contient un globule organique lenticulaire en partie silicifié, égal en tout à ceux que j'ai trouvés dans les schistes à chlorite et séricite de la route Arma-Aguadas (chapitre XXXI, c). Ce sont donc bien des roches d'origine mixte. Un apport volcanique y est démontré par la présence de pyroxène, d'amphibole et de plagioclase ; un apport sédimentaire par celle de calcite et de restes organiques. Probablement des apports chimiques d'origine volcanique (cherts) ont aussi participé à leur formation.

C'est encore à E. GROSSE (1935b) que revient le mérite d'avoir signalé ces roches en bordure de la vallée du Rio Patia, au Sud de Popayan. Dans sa Formation Estratos de Chita, dont j'ai déjà eu l'occasion de m'occuper en traitant des schistes à chlorite et séricite (chapitre XXXI, c), on trouve aussi un ensemble vert d'origine volcanique et volcano-détritique : porphyrites augitiques et tufs métamorphiques et schisteux.

Ces quelques notes montrent en somme que ces faciès sont répartis, comme je l'avais dit au début, dans tout l'Occident Andin.

f) Les laves basiques préalbiennes et les faciès associés.

Comme au-dessus des schistes à chlorite et séricite d'origine para se trouvent des schistes argileux, l'ensemble ortho de l'Occident Andin se termine par un toit souvent très épais constitué par un complexe non métamorphique de roches volcaniques basiques. Il va sans dire qu'il existe toutes les transitions possibles entre les faciès décrits au paragraphe précédent (métadiabases etc.) et ces roches indemnes de métamorphisme. Seule une étude pétrographique de grand détail pourrait mettre en lumière tous les faciès existants : ceci est évidemment en dehors des buts et des limites de cet ouvrage, dans lequel finalement je ne considère que des "pôles" plus ou moins éloignés, ce qui m'intéresse étant d'une part de faire voir la diffusion longitudinale des faciès considérés et finalement d'aboutir à un cadre stratigraphique.

A la partie supérieure de sa Formation Estratos de Chita, en bordure de la vallée du Patia, E. GROSSE (1926) signale des porphyrites intercalées dans un ensemble de schistes argileux et de cherts. Dans la coupe Cali-Buenaventura, H. W. NELSON (1957) décrit des diabases⁺ à structure ophitique dont la composition minéralogique est la

⁺ - NELSON n'a pas séparé du point de vue stratigraphique et cartographique les roches basiques de la partie axiale, à l'Ouest de la faille de Dagua, de la Cordillère Occidentale, de celles qui constituent les montagnes à l'Est de la dite faille d'une part, et de celles qui affleurent à l'Ouest d'Anchicaya, en bordure des plaines pacifiques d'autre part. Malgré l'existence, qu'il signale, de faciès métamorphiques dans la dite partie axiale, il a réuni tous les faciès basiques en un seul ensemble qu'il appela "Groupe Diabasique" et auquel il attribue un âge crétacé supérieur, tandis que cet âge concerne seulement les roches basiques des zones de bordure.

suiivante : minéraux essentiels, plagioclase et pyroxène ; minéraux accessoires, magnétite et ilménite avec des auréoles de sphène. Le plagioclase est une andésine basique parfois un peu albitisée, qui se trouve en lattes idiomorphes. Le pyroxène (Z : c = 20°-25°) est probablement une pigeonite.

J'ai étudié ces roches plus au Nord, dans la coupe du Cerro Calima d'abord, où j'ai trouvé des faciès semblables en tout à ceux de la coupe Cali-Buenaventura, ensuite à la latitude des départements d'Antioquia, Caldas et Choco.

A l'Est de Salamina (route Salamina-San Felix) des porphyrites à pyroxène et amphibole sont associées aux schistes argileux (chapitre XXXI, f). Leur mésostase est constituée par des plagioclases idiomorphes (andésine, labrador), des chlorites, quelques grains de quartz et des lamelles de séricite. Dans cette mésostase baignent des phénocristaux d'augite (incolore, Z : c = 45°) et de plus petits cristaux de hornblende brune. Les minéraux accessoires sont : ilménite, sphène et minerais. Des roches semblables se trouvent, sur la même transversale, aussi plus à l'Est, à proximité du village de Marulanda. Il y a là des porphyrites à augite : mésostase pilotaxique à microlites de plagioclase et granules de minerais ; phénocristaux d'augite et de labrador maclé albite et albite-péricline, zoné ; minéraux accessoires, oxydes opaques, apatite. Des porphyrites se trouvent encore à l'Ouest de Salamina : mésostase microcristalline avec beaucoup de séricite, de l'albite, de l'épidote et de la zoïsite ; phénocristaux de plagioclase entièrement substitués par de la calcite.

Au Nord de Salamina, à l'Est des gneiss cataclastiques (chapitre XXX) et au voisinage de ceux-ci à côté de porphyrites à pyroxène, on trouve aussi des faciès qui semblent être plutôt des tufs. Au microscope on voit qu'ils sont constitués par une mésostase très fine, hypocrystalline à chlorites et avec des plages de quartz microgrenu qui rappellent l'aspect de certains cherts, dans laquelle flottent des phénocristaux d'augite, de hornblende et quelques plagioclases un peu saussuritisés et albitisés. Les minéraux accessoires sont : apatite et zircon.

Aux environs du village d'Arma les roches basiques commencent à former, même dans la Cordillère Centrale, des corps géologiques indépendants, en ce sens que, alors qu'au Sud elles constituent plutôt des intercalations au sein des roches para, à partir d'ici la situation est renversée et ce sont les faciès para qui, dans certaines zones, constituent des intercalations à l'intérieur des volcanites.

Le village de Arma est bâti sur un ensemble de basaltes et de dolérites. Les basaltes comportent une mésostase en partie hypo-microcristalline, en partie à microlites de plagioclase et à chlorite (et elle est alors fluidale) et des phénocristaux de plagioclase, augite et hornblende. Les plagioclases majeurs (andésine) sont souvent un peu albitisés et le pyroxène est parfois chloritisé. D'autres faciès voisins ont une même composition minéralogique, mais ils manquent de phénocristaux bien exprimés. Les dolérites ont une structure holocristalline intersertale : de grands plagioclases légèrement saussuritisés sont appuyés les uns sur les autres et parmi eux prend place du pyroxène (augite) en plages ou en grains. Dans les interstices se trouvent aussi un peu de quartz et de biotite.

L'un des plus grands paquets de ces roches se trouve ensuite plus au Nord, depuis le Rio Arma jusqu'au voisinage de la petite ville de Caldas. Elles ont été récemment étudiées par G. BOTERO ARANGO (1963) qui les a appelées, avec des roches sédimentaires intercalées Formation Quebradagrande, par moi-même (L. RADELLI 1965) et antérieurement par E. GROSSE (1926). On trouve là des porphyrites, des basaltes, des dolérites, des microgabbros, mais aussi des tufs et des brèches. Des roches semblables se trouvent aussi plus à l'Ouest, dans une bande parallèle très étendue, qui commence au Nord du village d'Heliconia et qui se termine à Loma Hermosa, où des fossiles ont été trouvés dans de minces intercalations sédimentaires (voir liste ci-dessous).

Les porphyrites sont essentiellement constituées par une mésostase fine et chloriteuse à microlites de plagioclase, plus rarement vitreuse, par des phénocristaux de plagioclase (andésine ou labrador) et par de l'augite. Ça et là un peu d'olivine chloritisée apparaît aussi. Les minéraux accessoires, irrégulièrement répartis, sont : magnétite, ilménite, sphène. Les basaltes ont plus ou moins la même composition, mais leur plagioclase est une anorthite et en général ils sont d'un grain plus fin ou aphanitiques. Souvent ils sont amygdalaires. Les dolérites comportent un peu de mésostase fine en partie vitreuse, en partie dévitrifiée, avec naissance de lamelles de séricite et chlorite, des lattes de labrador altéré idiomorphe, de l'augite et de la hornblende brune. A côté de ces dolérites j'ai trouvé dans la partie ouest de la coupe Versailles-Montebello des microgabbros. Ceux-ci sont constitués par une trame de cristaux de labrador un peu saussuritisé et par des phénocristaux de diallage, le tout ayant été affecté par une cataclase qui a ouvert un réseau de microfractures, remplies ensuite par de la chlorite et de la calcite, tandis que le fond de la roche se chargeait en épidote. Les roches pyroclastiques sont plus largement répandues dans la bande occidentale (Heliconia-Loma Hermosa). Les tufs sont gris, durs, parfois lités et ils se com-

posent d'un fond très fin de cendres et de verre dans lequel sont immergés des fragments de plagioclase, d'augite et de quartz. Dans les brèches on trouve des bombes anguleuses de porphyrite et des lapilli emballés dans un ciment dont le faciès est celui des tufs ci-dessus.

Dans la bande occidentale on trouve aussi des k ratophyres (E. GROSSE 1926) avec ou sans quartz. Dans ceux-ci les phénocristaux sont d'albite et ils se trouvent dans une mésostase trachytique ou microgranitique   plagioclase, quartz, chlorite. Des fossiles ont été découverts (R. SCHEIBE 1917, E. GROSSE 1926) dans des schistes marneux bitumineux intercalés dans de telles roches à Loma Hermosa (Quebrada Tinajitas sur le chemin San Jeronimo-Ebejico) et aussi à 4 km plus au Sud sur le chemin Ebejico-La Comunidad, dans une mince couche de grès ferrugineux également intercalés dans les roches volcaniques. Ces fossiles sont :

  Loma Hermosa : Pulchellia cf. Didayi d'ORBIGNY
cf. Desmoceras Charrierianum d'ORBIGNY
cf. Lytoceras subfimbriatum d'ORBIGNY

et sur le chemin Ebejico-La Comunidad :

Exogyra Boussingaulti d'ORBIGNY
Cucullaea cf. Raulini LEYM.
Trigonia Hondoana LEA
Protocardium cf. Forbesi PICT. et RENEV
Venus cf. silvatica COQU.
cf. Arcopagia subconcentrica d'ORBIGNY
cf. Solen Robinaldinus d'ORBIGNY
Pseudoglauconia Studeri VIL.
Pseudoglauconia helvetica PICT.

et ils indiquent respectivement le Barrémien et l'Aptien (ou l'Albien inférieur selon H. B RGL, 1961).

g) Les albitophyres.

Ce sont des roches qui n'ont pas - au moins dans l'état actuel des connaissances - une grande répartition. Cependant je veux les traiter ici pour deux raisons. La première est évidemment de compléter la description du phénomène volcanique de l'Occident Andin. La deuxième, et la plus importante, est que dans un passé même récent ces roches ont été interprétées comme étant des faciès particuliers des diorites andines (voir chapitre XXXV). Cette interprétation, à mon avis fautive, tient au fait qu'il est difficile sur le terrain de préciser une limite nette entre les diorites et les albitophyres lorsque ceux-ci se trouvent en bordure de celles-là. Une telle difficulté est due aux faibles différences de couleur et de structure entre les deux roches, ce qui joue énormément dans un pays souvent très couvert, mais aussi à la liaison génétique qui certainement existe entre les diorites et les volcanites. S'il n'est pas toujours aussi difficile de séparer diorites et volcanites, c'est parce que, heureusement, la plupart du temps les volcanites, métamorphiques ou non, ont des caractères lithologiques (couleur, structure) très différents de ceux des diorites.

Des albitophyres sont connues seulement en Antioquia, à l'Ouest de Medellin. Au Nord du village d'Heliconia et au Nord-Est du village de Pueblito, ils forment un petit massif (fig. 95). Celui-ci est constitué par des roches claires (gris clair à presque blanc) qui dans une mésostase fine contiennent des phénocristaux dont la taille ne dépasse jamais 2-3 mm. La mésostase est composée d'une trame dense de microlites d'albite, de quartz et parfois de micropegmatite, avec souvent un peu de verre et de petits cristaux de muscovite, épidote et chlorite. Les phénocristaux sont d'albite ou d'albite-oligoclase et de quartz idiomorphe corrodé. Les minéraux accessoires de ces roches sont apatite, magnétite et sphène.

D'autres affleurements assez importants de ces roches se trouvent associés aux porphyrites de Loma Hermosa, mais là elles sont riches en quartz.

On retrouve des albitophyres (k ratophyres) aux environs de Palmitas et dans le secteur au Sud-Est du Boqueron. Ils sont associés aux ectinites, à des gabbros (ils forment alors des filons) et aux diorites d'Altavista (ils en constituent localement le toit). Ce sont toujours des roches claires, porphyritiques, mais cette fois-ci avec une plus grande pro-

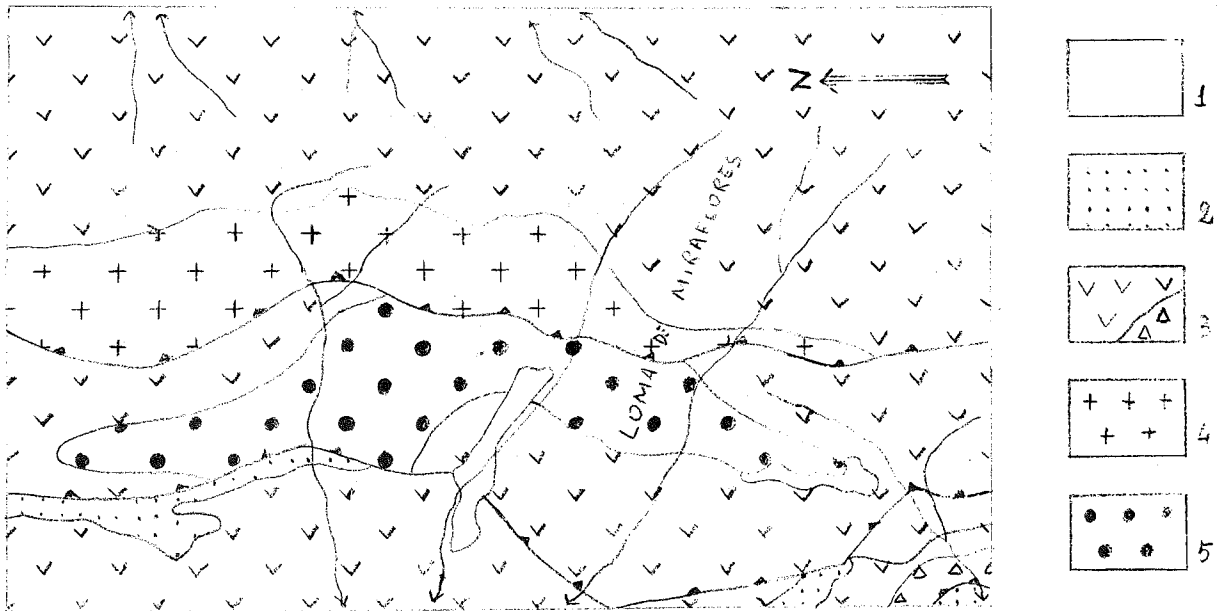


Fig. 95 - Carte d'un massif d'albitophyres au Nord d'Heliconia (selon E. GROSSE 1926) Echelle 1/50 000
1 - Quaternaire - 2 - Tertiaire - 3 - Laves basiques et gabbros - 4 - Diorite d'Heliconia indifférenciée - 5 - Albitophyres.

portion de minéraux mélanocrates. Deux types lithologiques existent, qui alternent sans limites précises. Le premier type est à biotite, le deuxième à biotite et hornblende. La mésostase du type à biotite dominante est composée d'une trame d'albite et de micropegmatite avec de petites lamelles biotitiques. Celle du deuxième type comporte de l'albite microlitique et de petits prismes de hornblende, qui sont parfois substitués partiellement par la biotite. Les phénocristaux sont dans le premier cas d'albite-oligoclase (2-4 mm) et de biotite (1-2 mm), dans le deuxième d'albite-oligoclase encore et de hornblende.

h) Les cherts.

Une description même rapide des roches préalbiennes de l'Occident Andin ne peut pas ignorer les cherts qui y accompagnent presque constamment les roches volcaniques basiques. Sur le terrain les cherts ou bien sont intercalés dans les volcanites, ou bien reposent directement sur elles, ou encore se trouvent au-dessus et séparés d'elles par quelques mètres ou dizaines de mètres de roches détritiques. A la partie supérieure de la série, où ils ont conservé leur faciès originel, ces cherts, lorsqu'ils sont purs, sont des roches stratifiées en lits de quelque 5 à 10 cm d'épaisseur de couleur noire ou gris bleuté, de puissance variant de quelques décimètres à quelques centaines de mètres. Des plissements sont reconnaissables parfois à l'intérieur d'un lit, qui font penser à de petits slumpings, ayant eu lieu tout de suite après leur sédimentation. Au microscope on voit que les cherts purs indemnes de métamorphisme sont constitués par une mésostase de quartz ultra-fin, traversée par un réseau de filonnets de quartz granoblastique de taille un peu plus grande, et par un peu de pigment charbonneux, qui leur donne leur couleur sombre. Des plages et / ou des filonnets de calcite y apparaissent aussi localement. Assez fréquemment ils contiennent des faunes (radiolaires, microforaminifères), mais malheureusement ils n'ont pas encore fourni de matériel déterminable.

Lorsqu'on descend vers les niveaux inférieurs et métamorphiques leur faciès change progressivement. Ceux qui se trouvent dans la zone des schistes à chlorite et séricite conservent encore leur aspect typique, mais au microscope on constate qu'ils ont recristallisé. Ils sont alors constitués par une mésostase de quartz granoblastique

fin dans laquelle commencent à s'individualiser des lits plissotés à quartz en cristaux mieux développés, où la matière carbonneuse s'organise en lamelles de graphite et aussi en pellicules graphiteuses assez continues. A peu près en même temps apparaissent dans la mésostase de rares paillettes sériciteuses, de plus petites plages chloriteuses et des minéraux de fer reconnaissables par une altération ocreuse (minéraux hydratés). Plus bas, dans les micaschistes à muscovite et dans les prasinites, c'est seulement leur couleur, qui reste noire ou gris bleuté, qui permet de les reconnaître. Ce caractère mis à part, ils se présentent comme de véritables quartzites dans les micaschistes et comme des filons quartzeux laiteux dans les prasinites.

Une remarque facile à faire est qu'avec les prasinites on trouve moins de cherts qu'avec les diabases et les basaltes de la partie supérieure de la série. Ceci tient peut-être à une répartition inégale des cherts dans la colonne stratigraphique, donc dans le temps. Mais il se peut aussi que dans les zones plus métamorphiques les cherts aient existé dans la même mesure que plus haut. Ils auraient été dissous et la silice mobilisée aurait pris place dans les prasinites elles-mêmes, qui contiennent, je l'ai montré, beaucoup de quartz de néoformation, qui suggère une métasomatose.

En plus des cherts purs on trouve aussi des cherts argileux et des roches dont le faciès est intermédiaire entre celui d'un chert et celui d'un tuf. Dans le premier cas on a affaire à des alternances, de quelques millimètres ou moins, de lits argileux et de lits siliceux et aussi à des couches argileuses très riches en silice, qui sont très difficiles à séparer des roches d'origine sédimentaire habituelles. Sous les effets du métamorphisme ces roches deviennent des quartzites phylliteux à séricite et chlorite, même dans la zone des micaschistes à muscovite, semble-t-il (H.W. NELSON 1957). Dans le deuxième cas, en plus des faciès dont j'ai déjà eu l'occasion de parler (voir plus haut : e). Métabasaltes et faciès associés d'Aranzazu-Salamina), on a des roches très finement stratifiées, dans lesquelles les cherts constituent de minces lits alternant avec des lits de projections volcaniques parfois vitreuses et d'autres où les cherts forment une sorte de mésostase avec des chlorites, de plages de verre et aussi de petits pyroxènes.

L'origine de ces cherts, dont je reprendrai l'étude plus loin, n'a jamais été discutée en Colombie. Dans une note récente G. BOTERO ARANGO (1963) pense qu'il s'agit tout simplement de radiolarites. Je crois qu'une telle idée a besoin d'être démontrée. En effet il y a d'une part trop de cherts et, d'autre part, trop peu de radiolaires reconnaissables dedans pour ne pas essayer de les relier à autre chose qu'à une sédimentation organique. Les observations de terrain montrent clairement une liaison entre les cherts et les roches volcaniques basiques, mais par ailleurs cette liaison est loin d'être simple : j'ai déjà dit que les cherts ne se trouvent pas toujours intercalés dans les laves, et qu'ils se trouvent aussi au-dessus et même séparés d'elles par des faciès sédimentaires normaux.

J'en arrive ainsi plutôt à la conclusion que l'origine des cherts est liée aux laves basiques, mais que leur sédimentation dépend d'un processus assez complexe. Pendant les grandes coulées et pendant les stades successifs d'émission de fumerolles, de la silice aurait été dissoute dans la mer à la faveur de la présence de CO_2 , qui en augmente la solubilité, comme cela a été prouvé par des expériences précises (J.T. IYAMA 1961). Comme il arrive pour d'autres substances, par exemple les phosphates (M. SLANSKY 1964), la silice serait alors stockée pour un temps plus ou moins long dans la mer, pour être ensuite précipitée, dans des conditions physico-chimiques favorables.

Que des radiolaires puissent avoir trouvé leur habitat dans un tel milieu et qu'ils aient participé à la sédimentation siliceuse, cela paraît probable, mais ce serait un effet et non pas une cause de ce phénomène complexe qui aboutit à la sédimentation siliceuse.

i) L'âge des émissions basiques.

Les fossiles de Loma Hermosa et de ses environs donnent la limite supérieure d'âge du complexe des roches vertes. Cet âge est aptien (ou Albien inférieur selon H. BÜRGL, 1961), ce qui est en accord remarquable avec l'âge de la partie supérieure de l'ensemble para correspondant, déterminé d'après les fossiles de Berlin (chapitre XXXI, f). La limite inférieure n'est pas déterminable au moyen de fossiles. Cependant, les roches vertes apparaissent au-dessus des cipolins type Nare, dont j'ai déjà discuté l'âge triasique supérieur ; on peut conclure qu'elles se sont mises en place après le Trias supérieur et jusqu'à l'Aptien (ou à l'Albien inférieur). Mais à quel moment ont débuté les émissions basiques ? Les données dont on dispose sur l'Occident Andin ne sont pas suffisantes aujourd'hui pour répondre à une telle question et, en dehors de mesures d'âge absolu (avec les risques qu'elles comportent),

elles le seront toujours probablement. Il serait d'autre part simpliste de penser qu'elles ont débuté tout de suite après le Trias supérieur seulement parce que des amphibolites se trouvent à une petite distance verticale au-dessus des cipolins type Nare, surtout qu'il serait possible a priori que de telles amphibolites représentent le produit du métamorphisme d'anciens sills ou filons. Cependant une telle conclusion peut être soutenue par des preuves indirectes, tirées des comparaisons avec les Formations de l'Orient Andin. Dans le bassin de Payandé, qui représente, je le rappelle, une baie marine du Trias supérieur à la partie Occidentale de l'Orient Andin, les calcaires de la Formation Payandé (Carnien et Norien) sont traversés par des diabases, qui les métamorphisent par contact mais qui n'affectent pas la Formation Post-Payandé (Réthien ?-Jurassique), laquelle contient par contre des coulées andésitiques. Il me semble qu'une corrélation entre les diabases et les andésites de Payandé d'une part et les roches basiques de l'Occident Andin d'autre part est possible. Elle est justifiée par la proximité et l'égale position stratigraphique des diabases et des andésites de Payandé et des amphibolites et des prasinites d'Ibague-Armenia, leur faciès actuel différent étant dû au fait que les premières appartiennent à un compartiment (Orient Andin) où un métamorphisme mésozoïque (voir plus loin) n'a pas eu lieu, les andésites pouvant en plus être regardées comme des montées basaltiques contaminées par le socle sialique. Une telle corrélation fait attribuer un âge Trias supérieur (Réthien) ou Jurassique basal au début des émissions basiques de l'Occident Andin. On arrive à la même conclusion en comparant ces émissions avec celles continentales de la Formation La Quinta (Trias-Jurassique) de la Serrania de Perijà, qui se trouvent à la partie moyenne de la dite Formation et qui ont débuté vraisemblablement à la fin du Trias ou au Jurassique inférieur. En somme, s'il n'est pas possible de déterminer l'âge de chacun des faciès ortho décrits plus haut, on peut au moins situer leur mise en place dans l'intervalle Réthien-Aptien (Albien inférieur ?).

j) Conclusions.

Du point de vue stratigraphique, cette étude montre donc que les émissions basiques de l'Occident Andin colombien ont été synchrones du dépôt de ses roches para, émissions basiques et sédimentation y ayant lieu pendant l'intervalle Trias supérieur-Aptien (Albien inférieur ?), les émissions basiques ayant néanmoins débuté un peu plus tard que la sédimentation (après le dépôt des cipolins type Nare). Ce synchronisme, établi par des corrélations lithologiques d'une part et par des trouvailles fossilifères d'autre part, est aussi confirmé par les liaisons qui existent, et que j'ai mentionnées, entre les faciès para et ortho, liaisons qui se traduisent par l'existence de faciès intermédiaires, mi-volcaniques mi-sédimentaires y compris les cherts.

Cependant les observations de terrain montrent clairement aussi que les émissions basiques se sont effectuées par pulsations, avec des phases paroxysmales pendant lesquelles les apports sédimentaires étaient négligeables, par rapport aux matériaux volcaniques (laves surtout) qui s'accumulaient. Les faciès intermédiaires trouvent donc leur origine avant et après ces paroxysmes, lorsque les émissions volcaniques étaient moindres et réduites à des tufs.

Du point de vue pétrographique, on peut remarquer qu'en gros il y a une assez bonne correspondance dans le degré de métamorphisme des roches para et ortho des différentes zones. Cependant, même si ceci se prête mal à une mise en termes concrets, sans doute à cause du caractère encore préliminaire des études, dans le détail les roches basiques présentent des faciès métamorphiques plus variés. Une raison pourrait en être la nature originelle des matériaux en jeu (coulées massives, tufs stratifiés, alternances de couches de laves ou de tufs et de sédiments); mais a priori il serait aussi possible de penser à une grande sensibilité de ces roches aux actions métamorphiques. Si cette dernière hypothèse était bonne, les faciès ortho constitueraient les meilleurs niveaux repères de l'Occident Andin et il devrait être possible de s'en servir pour y établir une lithostratigraphie plus fine que celle que j'ai présentée ici, basée essentiellement sur les faciès para. C'est ce que des études futures pourront essayer de mettre en évidence.

Un faciès qui ne constitue pas d'affleurements (et dont par conséquent je n'ai pas parlé ci-dessus) mais qu'on ne saurait ignorer est celui des écoligites. Ces roches se trouvent comme des enclaves dans les tufs des volcans récents, qui les ont arrachées de la profondeur, à proximité du village de La Union, Nariño (J. ROYO y GOMEZ 1942). Elles sont constituées par une trame d'omphazite et d'un peu d'augite et par des porphyroblastes de grenat et d'omphazite. D'autres enclaves des mêmes tufs sont constituées par une trame granoblastique d'augite, de hornblende et de grenat.

Une donnée supplémentaire, qui ressort de l'étude aussi bien des faciès para que des intercalations sédimen-

taires dans les roches ortho, concerne le milieu où ces roches se sont accumulées. Tout le long de la série stratigraphique j'ai trouvé des roches détritiques plus ou moins fines, localement des calcaires, souvent des faciès graphiteux. Des quartzites y apparaissent également. Rien ne prouve que ce soient des faciès profonds. Au contraire, au moins dans certains cas particuliers, mais échelonnés le long de toute la colonne, les faciès sont évidemment néritiques ou presque. A l'appui de cette idée existent plusieurs faits : les anciennes arkoses des bordures est et ouest de la Cordillère Centrale, les quartzites qui accompagnent à Ibagué et ailleurs les cipolins type Nare, ces cipolins eux-mêmes, les calcaires gréseux de Damasco, de la coupe Cali-Buenaventura et de celle du Cerro Calima. Et surtout cette idée est confirmée par les roches sédimentaires de la Formation Quebradagrande de G. BOTERO ARANGO (1963) et celles de Loma Hermosa et de ses environs. Sous le nom de Formation Quebradagrande G. BOTERO ARANGO (1963) décrit les roches vertes (porphyrites, basaltes et diabases) et les roches sédimentaires qui y sont intercalées à la partie centrale d'Antioquia. Dans la coupe Versailles-Montebello on trouve une de ces intercalations, qui est constituée de bas en haut par : + 40 m de calcaires noirs bitumineux, calcirudites à algues⁺ et radioles ? d'oursins et schistes graphiteux ; un niveau (4 m) de quartzite ; + 40 m de schistes graphiteux calcaires. Ces roches reposent par un contact tectonique, sur une des écaillés de socle précédemment décrite et elles sont couvertes par des laves basiques. En Quebradagrande ces roches manquent : il y a surtout des alternances de laves, de schistes quartzeux noirs et des faciès intermédiaires, avec, à la partie centrale, un mince conglomérat intraformationnel (4 cm). Le faciès néritique de ces roches est évident. L'est aussi celui des intercalations sédimentaires fossilifères dans les laves des environs de Loma Hermosa : calcaires noirs et bitumineux, calcarénites, marnes, grès ferrugineux comme le confirment leurs fossiles : *Exogyra*, *Solen*, etc...

Il est enfin possible de conclure qu'à partir du Trias supérieur et jusqu'à l'Aptien (Albien inférieur ?) grosso modo en correspondance des zones axiales des Cordillères Centrale et Occidentale actuelles dans deux compartiments allongés, séparés par une ride correspondant au compartiment de l'actuelle vallée du Cauca (en haut-fond probablement), avait lieu une subsidence. Celle-ci devait être dans l'ensemble assez rapide, ce qui ne veut pas dire qu'il y ait eu des fosses vides à un instant donné. Au contraire tout (faciès, fossiles) semble indiquer que les conditions du milieu ont été toujours plus ou moins néritiques. Dans ce milieu néritique se déposaient des sédiments détritiques, des coulées de laves et des tufs (ces derniers pouvant temporairement être énormément plus importants que les apports sédimentaires) et des cherts, ceux-ci par précipitation de la silice préalablement dissoute dans les eaux et peut-être transportée par des courants. La subsidence compensait au fur et à mesure ces accumulations, mais d'une manière encore à préciser (continue ? par saccades ?).

⁺ - Selon G. BOTERO ARANGO ces algues seraient des *Archaelithotamnium* ; puisque en Amérique Centrale, aux Antilles et au Mexique des *Archaelithotamnium* se trouvent dans les sédiments du Crétacé supérieur, cet auteur voudrait assigner un âge identique à la Formation Quebradagrande. Je m'oppose à une telle idée : *Archaelithotamnium* apparaît dès le Crétacé inférieur, la corrélation proposée est à trop grande distance pour être convaincante et elle s'oppose à celle, indiscutable du point de vue lithologique, avec les roches de Loma Hermosa et de ses environs.

10 - GRANITES SYNCINEMATIQUES, POSTCINEMATIQUES ET DIORITES ANDINES

Vue d'ensemble

Dans les roches que je viens de décrire, différents types de roches granitiques s.l. ont pris place. Sur le terrain on constate directement qu'elles se partagent en trois groupes, à savoir granites plus ou moins gneissiques, granites hypidiomorphes, diorites. Les premiers constituent des corps étroits et allongés, concordants avec les roches encaissantes. Ils sont connus seulement à la partie occidentale de la Cordillère Centrale en Antioquia. Les deuxièmes forment soit des masses à contours irréguliers, soit des masses ou des lames allongées comprises entre des failles.

A l'heure actuelle ces roches ne sont connues que dans la partie centro-occidentale d'Antioquia. Les diorites enfin forment au Nord-Est de Medellin un immense batholite grossièrement circulaire, mais avec de nombreuses apophyses, qui se prolonge vers le Sud dans un corps allongé parallèlement à la chaîne et se terminant à la latitude du village de Pensilvania (batholite d'Antioquia) ; et ensuite toute une série de corps le long ou à proximité des axes des Cordillères Centrale et Occidentale, parmi lesquels les principaux sont : le Massif d'Anchicaya, le Massif de Manizales, plusieurs Massifs dans le département du Narino. Ces diorites font partie de celui qu'on a appelé souvent en Amérique du Sud "batholite circumpacifique". La composition minéralogique, la structure et les rapports avec les roches encaissantes de ces trois types de roches sont différents. Je les étudierai successivement.

General statement

Three different types of granitic rocks, pre-Albian in age, are known in the Occidente Andino, as follows :

- gneissic sinkinematic granites
- hipidiomorphic post-kinematic granites
- hipidiomorphic post-kinematic quartz-diorites or tonalites ("Andean Diorites").

The granites of the two first types are cropping out on the western slope of the Central Cordillera in Antioquia. The Andean Diorites constitute many large bodies in both Central and Western Cordilleras (Antioquia batholith, Anchicaya Massif, Manizales Massif, and others). Generally speaking, the dioritic bodies are elongated, and parallel to the trend of the Cordilleras, but the northern part of the batholith of Antioquia has a rather circular boundary. These quartz-diorites are part of the so-called circumpacific batholith.

Introduccion

En el Occidente Andino se conocen tres tipos de rocas graníticas de edad pre-albiana, a saber :

- granitos neísicos sincinematicos
- granitos post-cinematicos de estructura hipidiomorfa
- cuarzo-dioritas o tonalitas post-cinematicas (Dioritas Andinas).

Los granitos de los dos primeros tipos afloran solamente en la vertiente occidental de la Cordillera Central en Antioquia. Las Dioritas Andinas constituyen muchos cuerpos grandes ya sea en la Cordillera Occidental como en la Central (batolito de Antioquia, Macizo de Anchicaya, Macizo de Manizales y otros). Por lo general los

cuerpos dioriticos son alargados y paralelos al rumbo de las Cordilleras, pero la parte norte del batolito de Antioquia es mas bien circular. Estas cuarzo-dioritas hacen parte de lo que se ha llamado batolito circumpacifico.

CHAPITRE XXXIII - LES GRANITES SYNCINEMATIQUES

Il y a là trois types lithologiques à étudier (fig. 96) : un granite gneissique à muscovite, un granite gneissique à deux micas, un granite gneissique à biotite.

Ces roches ont été soigneusement décrites par E. GROSSE (1926) et c'est à lui que j'emprunterai la plupart des données minéralogiques, données que j'ai d'ailleurs en grande partie contrôlées moi-même⁺, mais je dirai tout de suite que mon interprétation est bien différente de celle de GROSSE, pour lequel ces roches étaient simplement des orthogneiss.

a) Le granite gneissique à muscovite de Loma de Monte Grande.

Ce granite constitue un massif allongé au Nord-Est de Sopetran et il réapparaît en masses beaucoup plus réduites au Nord de ce village. La masse principale se trouve dans une région de schistes à chlorite et séricite (d'ailleurs profondément transformés à proximité du granite lui-même), dans lesquels les intercalations basiques sont pratiquement absentes. Les affleurements mineurs se trouvent par contre parmi des micaschistes à muscovite et des prasinites stratifiées, mais il semble que le granite est toujours en contact avec les premiers. Macroscopiquement c'est un granite clair, blanc à jaunâtre, ocellé. Ses yeux plus ou moins lenticulaires et étirés, sont formés par du quartz et des feldspaths porphyroblastiques. Ils se trouvent dans une mésostase claire avec des lits de muscovite, qui se moulent sur les porphyroblastes quartzo-feldspathiques. Les feldspaths des yeux sont du microcline et du plagioclase acide (oligoclase). La mésostase est grano-cataclastique et elle est constituée par du quartz, de l'albite et du microcline. Le quartz de la mésostase a une extinction roulante, mais le quartz porphyroblastique est à extinction nette. Les contacts de ce granite avec les roches encaissantes sont concordants. La transition du granite aux schistes normaux est graduelle.

b) Le granite gneissique à deux micas de Sierra de Iguana.

Ce granite forme le plus grand des corps dont il est question dans ce chapitre. Il constitue, au Nord-Est du précédent, une grande partie du versant occidental de la Sierra de Iguana, de Loma de Potrero, de Loma Monte Grande, de Loma del Guayabal. La terminaison méridionale de sa masse apparaît à l'Est de Sopetran, séparée du corps principal par des diorites plus récentes qui le recourent. De plus petites lentilles de ce granite accompagnent le corps principal, en lui étant parallèles, aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest.

Le granite de Sierra de Iguana se trouve dans la même région de schistes à chlorite et séricite où apparaît celui de Loma de Monte Grande. Ses affleurements sont la plupart du temps altérés. La roche a une couleur gris rougeâtre à jaune grisâtre. Elle comporte une mésostase de grain moyen (2-4 mm) et des yeux (2 cm au plus) constitués par des grandes lentilles de quartz, des porphyroblastes feldspathiques lenticulaires ou avec une faible tendance à l'idiomorphisme sur lesquels se modèlent les micas. Des transitions à de vrais gneiss ocellés sont fréquentes. Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, quartz, plagioclase, microcline et

⁺ - Je tiens à remercier ici M. le Professeur G. BOTERO ARANGO qui m'a fourni les moyens de visiter certains de ces affleurements et m'a laissé profiter des lames minces de la collection de son Laboratoire (Ecole des Mines de Medellin).

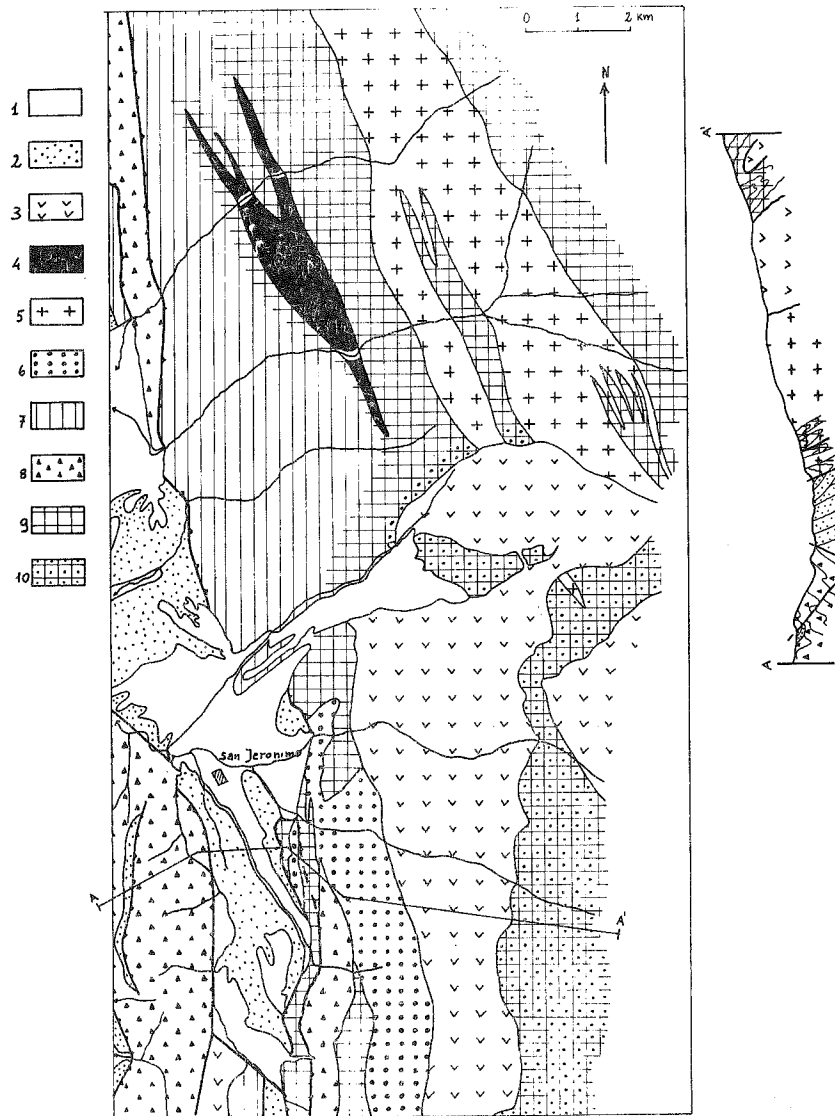


Fig. 96 - Carte des granites syncinématiques d'Antioquia (selon E. GROSSE 1926)

- 1 - Quaternaire - 2 - Tertiaire - 3 - Diorites - 4 - Granite de Loma de Monte Grande -
- 5 - Granite de Sierra de Iguana - 6 - Granite de Pueblito - 7 - Ectinites para - 8 - Ectinites ortho et ophiolites - 9 - Zone de transition des granites - 10 - idem, métamorphisée par les diorites.

orthose (?), mirmékites, biotite et muscovite ; minéraux accessoires, magnétite, apatite et zircon.

Dans la mésostase on trouve essentiellement du quartz, de l'albite et de l'oligoclase grano-cataclastiques. Le quartz y a une extinction roulante très accentuée. Les porphyroblastes sont de quartz, microcline, orthose (?) et oligoclase. Le quartz porphyroblastique forme des lentilles étirées qui présentent une extinction nette ou faiblement roulante.

L'oligoclase, également en des formes lenticulaires, laisse entrevoir parfois des macles de l'albite : mais le plus souvent il est altéré et rempli par des produits argileux et micacés. Le microcline est frais et il s'insinue parmi les plagioclases, constituant de grandes plages. L'orthose en revanche est altérée de la même manière que le plagioclase mais encore plus profondément, de telle manière que souvent sa détermination est douteuse. Elle constitue les plus grands porphyroblastes de la roche, toujours lenticulaires. Microcline et orthose sont microperthitiques. Les mirmékites apparaissent en contact entre le plagioclase et les feldspaths potassiques. La biotite, rougeâtre, est plus répandue que la muscovite et elle est souvent un peu chloritisée. Les deux micas sont en lames ondulées autour des porphyroblastes.

Les contours de ce granite sont diffus et presque impossibles à préciser. Au voisinage immédiat du granite les schistes à chlorite et séricite ont été transformés en gneiss grossiers, avec souvent de petits lits ophitiques. Plus loin on trouve des gneiss fins, puis des micaschistes, tachetés. D'autre part, à sa partie externe, le granite contient de très nombreuses enclaves de gneiss. Les contacts avec les roches encaissantes sont concordants.

c) Le granite gneissique à biotite de Palmitas.

Le dernier des granites dont il s'agit affleure au Sud-Est de San Jeronimo. Il forme un corps principal allongé Nord-Sud, qui se termine un peu au Sud du village de Palmitas et il réapparaît en nombreuses lames et lentilles autant à l'Est qu'à l'Ouest. Les lames et lentilles mineures sont parallèles au corps principal, sauf une, au Sud, qui est orientée Nord-Ouest - Sud-Est et qui est, elle, parallèle à la limite méridionale de la masse principale.

La plupart des masses du granite de Palmitas se trouvent dans une région de schistes à chlorite et séricite, quelques masses satellites à l'Ouest sont situées dans des micaschistes à muscovite. Mais dans les deux cas des faciès ortho (gabbros saussuritisés principalement) affleurent à proximité du granite lui-même.

Le granite de Palmitas n'est pas homogène dans toute son étendue. Le faciès le plus répandu est celui qu'on peut aisément observer aux environs de Palmitas. C'est un granite grossier, orienté, à quartz gris en lentilles, feldspaths blancs ou jaunâtres et avec des lits discontinus, lenticulaires et aplatis de biotite. Sur les coupes transversales en même temps à la schistosité et à l'alignement des lentilles de quartz et des feldspaths, la biotite dessine une structure ocellée fruste.

Le quartz forme des amandes étirées (0,5 à 1 mm), mais aussi des couches granoblastiques de quelque 2-3mm d'épaisseur. Les feldspaths forment des yeux étirés comme les lentilles de quartz. Des yeux majeurs sont souvent constitués par des intrications de quartz et de feldspaths. Les lits de biotite, très irréguliers et souvent rongés par la croissance du quartz et des feldspaths, ont une épaisseur de 2 à 3 mm ; ils sont orientés, mais les petites lamelles de biotite qui les forment ne le sont pas. D'autres faciès apparaissent, qui sont plus fins et plus évidemment schisteux. D'abord ce sont des gneiss ocellés : leur trame est constituée par du quartz et des feldspaths étirés, par des pellicules de biotite ; de temps en temps le quartz et les feldspaths se développent en porphyroblastes, formant encore des yeux contournés par la biotite. Ensuite on trouve des gneiss fins, à mésostase formée par des alternances de lits granoblastiques de quartz étirés séparés par des pellicules assez continues de biotite.

Les lits quartzo-feldspathiques ont une épaisseur ne dépassant guère un millimètre. Là néanmoins des porphyroblastes quartzo-feldspathiques commencent déjà à apparaître et un début de structure ocellée se dessine.

A l'inverse surtout dans les affleurements de La Loma del Tigre, on trouve un faciès plus franchement granitique. Il s'agit alors d'une roche où, dans une trame analogue à celle du faciès ocellé "normal", apparaissent des orthoses idiomorphes, d'une taille énorme, pouvant aller jusqu'à 8 cm de longueur et 2 cm de largeur. Plus rarement enfin, et sur des superficies réduites, on trouve une roche pratiquement sans texture schisteuse, elle aussi à grands cristaux idiomorphes d'orthose. Les transitions d'un faciès à l'autre sont relativement rapides.

Au microscope on note, pratiquement dans tous ces faciès, un fond cataclastique, constitué principalement par du quartz et secondairement par du plagioclase finement maclé (albite ou albite-oligoclase), parfois altéré.

Dans cette mésostase se développent, de façon variable selon les faciès, de grands cristaux de plagioclase, de microcline, d'orthose et de quartz reconnaissables macroscopiquement, et les lits micacés qui, comme je l'ai dit plus haut, sont orientés sans que le soient les petites lamelles qui les constituent. Dans certains cas ces minéraux ont remplacé entièrement le fond cataclastique.

Le quartz a une forte extinction roulante dans le fond cataclastique, mais ce caractère est moins accentué ou manque dans les porphyroblastes lenticulaires de néoformation. Les plagioclases cataclastiques de la trame cataclastique contiennent des paillettes de muscovite et parfois ils sont associés à de l'albite granoblastique. Le microcline est microperthitique et, comme l'orthose, il est frais et postérieur à la cataclase. Des mirmékites apparaissent aussi. La biotite a une couleur marron rougeâtre et parfois verdâtre. Elle est accompagnée parfois par quelques paillettes de muscovite et toujours par un peu de minerais opaques. Ici et là elle est altérée en chlorite. Les minéraux accessoires sont : magnétite, apatite et zircon, qui se trouvent tous dans les lits micacés.

Le granite de Palmitas est toujours concordant avec les roches encaissantes ; sa schistosité plonge vers l'Est (50° jusqu'à l'horizontale presque). Les contacts sont diffus mais moins que ceux du granite de Sierra de Iguana. Vers l'extrême périphérie de la masse on trouve d'abord des faciès gneissiques, tels ceux que j'ai décrits plus haut, mais qui conservent encore un plissement reconnaissable. Puis on passe graduellement à des roches biotitiques, mais sans feldspaths reconnaissables macroscopiquement ; et à d'autres faciès dont je parlerai ci-dessous. Dans le granite lui-même on trouve des enclaves de roches chargées en biotite d'un décimètre jusqu'à presque un mètre de diamètre et de plus rares enclaves actinolitiques.

Le granite de Palmitas est aussi accompagné par un cortège de pegmatites, qui affleure principalement à l'Est de Palmitas. Comme dans le granite, on y voit au microscope un fond de quartz cataclastique fin à extinction roulante, avec de rares paillettes de muscovite et, dans celui-ci, de grands individus lenticulaires d'orthose microperthitique, des mirmékites, du quartz à extinction nette et de plus petits et plus rares oligoclases maclés albite. Le seul minéral accessoire est l'ilménite avec des couronnes de leucoxène.

d) La zone de transition avec les schistes normaux.

J'ai déjà parlé des faciès feldspathiques qui apparaissent au voisinage immédiat des masses granitiques. J'y ai été pratiquement obligé par la nature des choses, les faciès granitiques n'ayant pas une limite nette. Il me reste cependant à parler des roches sans feldspaths reconnaissables macroscopiquement, qui se trouvent entre les zones granitiques et les schistes normaux.

Pour ce qui concerne les roches entourant le granite à muscovite de Loma de Monte Grande, j'ai peu de choses à ajouter à ce que j'ai déjà dit. Dès que les feldspaths et le quartz lenticulaires disparaissent, on se retrouve dans des faciès normaux, qui sont ici, je le rappelle, des micaschistes à muscovite.

Les zones proches du granite à deux micas de Sierra de Iguana, qui se trouve, lui, dans un pays de schistes à chlorite et séricite, ont des caractères différents. En bordure du granite franc il y a toutes les transitions vers des gneiss grossiers. Puis viennent des gneiss fins. Dans ceux-ci apparaît un nouveau minéral, l'andalousite. Celle-ci se trouve aussi plus loin : dans les micaschistes à muscovite qui suivent les gneiss fins et encore dans les schistes à chlorite et séricite plus proches du granite. Dans la mésostase de ces roches un peu de cordiérite apparaît également en même temps que de la sillimanite fibreuse. L'andalousite est toujours dans les plans de schistosité des roches, où elle forme des ellipsoïdes légèrement étirés. Elle est altérée, avec naissance de petites lamelles micacées, et blanchâtre. Sporadiquement elle est accompagnée par un peu de grenat, également altéré, qui présente des formes lenticulaires aplaties.

Aux alentours du granite à biotite de Palmitas on trouve d'abord des cornéennes à biotite à fracture esquilleuse, massives, sombres. Ce sont des roches à grain fin, essentiellement constituées par une mésostase de quartz à mosaïque, biotite marron clair, muscovite et chlorite, dans laquelle se trouvent les minéraux accessoires : tourmaline, magnétite, plagioclase, zircon et, plus rarement, grenat. Ensuite viennent des micaschistes et des schistes à chlorite, séricite et andalousite de même faciès que ceux du Massif de Sierra de Iguana et en continuité avec ceux-ci. Enfin on trouve des schistes tachetés, les taches étant constituées par de la chlorite recristallisée.

Conclusions.

Les trois masses granitiques décrites affleurent à proximité l'une de l'autre, dans une zone restreinte ; les caractères lithologiques macroscopiques de ces roches sont voisins (sur le terrain le géologue ne peut s'y tromper) ; le type de gisement est identique pour les trois.

Ces faits sont des arguments qui portent à croire que ces granites dépendent d'un seul phénomène et que les différences de composition minéralogique observables d'un massif à l'autre ne sont que le reflet d'une différence d'évolution d'un processus unique. Chacun des trois massifs est caractérisé par une association minéralogique assez bien définie, qui peut être schématisée comme suit :

Loma de Monte Grande	Sierra de Iguana	Palmitas
.....
muscovite	muscovite-biotite	biotite
microcline	microcline-orthose	orthose

De gauche à droite ces associations correspondent à des températures croissantes. Dans le même sens vont les variations de structure : l'idiomorphisme du feldspath potassique augmente de gauche à droite, en même temps que l'orthose prend progressivement la place du microcline. De plus, cette correspondance entre le faciès de chaque massif et la température, est confirmée par l'étude des zones métamorphiques proches des massifs.

La zone de transition du plus "froid" des granites (Loma de Monte Grande) correspond simplement à une bande où les feldspaths se réduisent en taille et disparaissent progressivement, les faciès devenant de plus en plus fins. Aucun nouveau minéral n'apparaît dans les micaschistes environnants, ce qui est très satisfaisant puisqu'il s'agit de micaschistes à même mica (muscovite) que le granite. Aux environs du granite intermédiaire (Sierra de Iguana) de l'andalousite apparaît dans les gneiss fins de sa bordure, dans les micaschistes à muscovite et dans les schistes à chlorite et séricite plus internes par rapport au granite. Enfin le granite de Palmitas, accompagné par des migmatites est entouré d'abord par des cornéennes à biotite, ensuite par des micaschistes à muscovite et andalousite, puis par des schistes tachetés. La répartition de l'andalousite pose un problème intéressant. En général, elle manque au voisinage du granite de Palmitas, où se trouvent par contre des cornéennes. Il semble qu'elle ait pris naissance en même temps que l'association microcline-orthose, muscovite-biotite (granite intermédiaire de Sierra de Iguana) et qu'elle ait été détruite au moment de la formation des cornéennes et de l'association biotite-orthose (granite "chaud" de Palmitas). Ceci implique une évolution dans le temps, l'association biotite-orthose devant être alors, de si peu que ce soit, la plus jeune. Les observations pétrographiques sont en accord avec cette hypothèse. La biotite est certainement postérieure à la muscovite, les phénocristaux idiomorphes d'orthose se sont sûrement développés tardivement puisqu'ils déplacent la trame des roches qui les contiennent. Ceci dit, on peut essayer de reconstruire l'histoire de ces granites.

L'hypothèse de E. GROSSE (1926) selon laquelle ces roches seraient des orthogneiss, acceptable à l'époque, ne l'est plus aujourd'hui. Les granites en question se sont mis en place dans des ectinites dont j'ai montré plus haut l'âge Trias supérieur - Aptien et non pas Précambrien comme le pensait GROSSE. Comme je le montrerai mieux plus loin, un seul cycle orogéno-métamorphique les a affectés, son âge étant albien (Albien inférieur et moyen ou Albien moyen). La fin de ce cycle est marquée par la mise en place de roches ignées post-tectoniques, qui n'ont jamais été métamorphisées par la suite. Il faut donc penser qu'il s'agit de granites syncinématiques, comme d'ailleurs l'indiquent clairement leur faciès d'ensemble et leurs relations géométriques avec les roches encaissantes. Les transitions graduelles des faciès granitiques "normaux" à des gneiss lit par lit s'expliquent mal avec des intrusions magmatiques fluides, surtout quand ces gneiss sont plissotés. D'autre part, au moins dans le cas du granite de Loma de Monte Grande, autour duquel l'isograde de la biotite n'a pas été rejointe, il faudrait avoir recours, dans une telle optique, à des fluides de basse température assez improbables.

Il s'ensuit que ces granites doivent être considérés comme le produit d'une granitisation sur place des ectinites normales, avec métasomatose probable. Mais l'orthose du Massif de Sierra de Iguana et du Massif de Palmitas surtout, où des faciès hypidiomorphes et non schisteux apparaissent çà et là (Loma del Tigre), rentre mal dans un tel schéma, compte tenu particulièrement de son idiomorphisme parfois net. Il s'ensuit que des fusions tardives localisées doivent avoir eu lieu.

Compte tenu de toutes ces observations, on parvient en somme à reconstruire comme suit, l'histoire de ces roches. Pendant le métamorphisme mésozoïque, des montées de chaleur localisées auraient augmenté la température autour de trois axes principaux, correspondant aux masses de granite actuelles. Dans une première phase de température "faible", par transformation des roches préexistantes (et peut-être métagénèse), des granites et des gneiss à muscovite et microcline auraient été produits. Cette phase est figée dans le Massif de Loma de Monte Grande. C'est à ce moment que les schistes à chlorite et séricite environnant les Massifs de Sierra de Iguana et de Palmitas se seraient transformés en micaschistes à muscovite. Des nouveaux apports de chaleur auraient ensuite accru la température, atteignant l'isograde de la biotite dans les futurs Massifs de Sierra de Iguana et de Palmitas. L'association microcline-muscovite aurait été alors partiellement substituée par celle orthose-biotite, la biotite ayant vraisemblablement pris naissance aux dépens de la chlorite ; c'est alors que l'andalousite se serait formée dans les zones marginales (phase Sierra de Iguana). Enfin, la température ayant atteint son maximum dans le dernier des trois massifs, des fusions s'y seraient produites : les faciès hypidiomorphes y auraient pris alors naissance, des phénocristaux idiomorphes d'orthose se substituant en particulier aux phénoblastes de microcline ; les roches environnantes auraient été recristallisées en cornéennes et schistes tachetés ; des pegmatites se seraient également mises en place (phase Palmitas). Le schéma ci-dessous résume ce qui vient d'être dit :

	granites	roches environnantes
T ₁ - Phase Loma Monte Grande	muscovite-microcline	muscovite
T ₂ - Phase Sierra de Iguana	muscovite-microcline biotite-orthose (chlorite-biotite microcline-orthose)	biotite andalousite cordiérite sillimanite
T ₃ - Phase Palmitas	biotite-orthose (microcline-orthose)	cornéennes schistes tachetés
$T_1 < T_2 < T_3$ $T_2 =$ isograde de la biotite.		

Ce schéma n'est qu'idéal. En effet le granite de Sierra de Iguana conserve des traces évidentes de la phase Loma de Monte Grande ; et le granite de Palmitas conserve des traces des deux phases antérieures.

CHAPITRE XXXIV - LES GRANITES POSTCINÉMATIQUES

Des granites postcinématiques sont connus dans l'Occident Andin seulement sur le versant occidental de la Cordillère Centrale en Antioquia. Ils affleurent principalement selon un axe parallèle à la directrice du Cauca, au Nord de la Pintada. Il semble que les différentes masses que je décrirai ci-dessous puissent être interprétées comme étant des coupoles d'un seul batholite profond. Ces coupoles affleurent d'ailleurs grâce à des failles qui les soulèvent.

a) Le granite d'Amaga.

Le granite d'Amaga apparaît dans un bloc encadré par des failles, qui limite à l'Est la vallée de même nom. Il constitue un corps allongé, mais non pas lenticulaire comme ceux des granites syncinématiques dont je viens de parler (fig. 97). C'est un granite à grain moyen (3-10 mm), mais localement porphyrique par suite du développement de l'orthose (1-4 cm) et du plagioclase (1-2 cm) ; sa couleur est gris clair lorsque la roche est

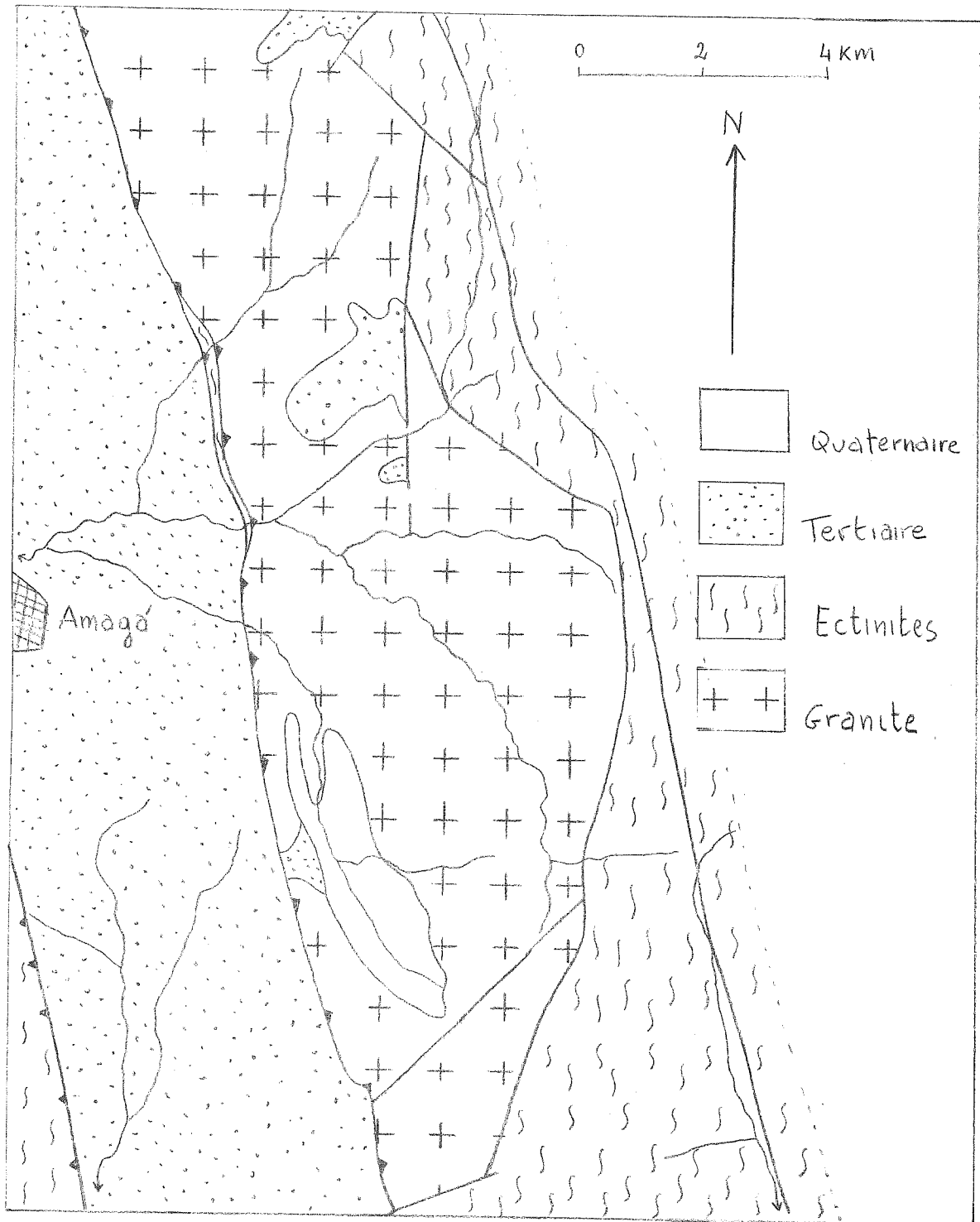


Fig. 97 - Carte géologique du granite d'Amaga (selon E. GROSSE, 1926, modifié).

fraîche, jaunâtre dans les affleurements altérés. La composition minéralogique de la plus grande part du massif est banale : minéraux essentiels, quartz, orthose, plagioclase, biotite ; minéraux accessoires, magnétite, apatite et zircon. Structure holocristalline hypidiomorphe. Le quartz (+ 40% de la roche) est xénomorphe, souvent d'extinction roulante et il s'insinue parmi les autres minéraux. L'orthose (+ 20% de la roche) est plutôt xénomorphe, mais elle est idiomorphe dans les phénocristaux. Elle est moins altérée que le plagioclase et en général micropertthitique. Les micropertthites sont de deux types : fines micropertthites orientées à macle d'albite, réseau irrégulier d'exsudation d'albite sans macles. Ça et là quelques grains de microcline apparaissent aussi. Le plagioclase est idiomorphe, maclé selon la loi de l'albite et zoné. Il s'agit d'un oligoclase-andésine, souvent poecilitique, contenant un peu de biotite et d'apatite. Il est fréquemment altéré et alors rempli de séricite et de produits argileux. La biotite, rougeâtre, se trouve en lames idiomorphes de 0,5 à 2 mm. Des halos pléochroïques s'y développent autour des inclusions de zircon. Aucune orientation des minéraux n'est visible : il s'agit donc bien d'un granite postcinématique.

a₁) Il contient d'ailleurs de nombreuses enclaves microporphyriques, qui, ainsi que je l'ai indiqué dans des notes précédentes (L. RADELLI 1963a, 1964a ; P. LJUNGGREN et L. RADELLI, 1964), sont typiques des granites intrusifs postcinématiques. Ces enclaves sont ellipsoïdales, microgrenues, mais porphyriques par suite du développement du plagioclase (0,5 cm parfois). Elles ont une composition plus basique que celle du granite qui les contient : minéraux essentiels, quartz, andésine, biotite ; minéraux accessoires, mais assez répandus, magnétite et apatite.

a₂) Aux terminaisons nord et sud du massif, le faciès normal passe à un faciès plus basique, dioritique. La transition, sans limite nette, a lieu dans l'espace d'un mètre à peu près (E. GROSSE, 1926). Le faciès dioritique a la composition minéralogique suivante : minéraux essentiels, plagioclase, quartz, biotite, hornblende, diopside, un peu d'orthose ; minéraux accessoires, magnétite, apatite, zircon. Structure microgrenue porphyrique, très semblable à celle des enclaves du granite. Couleur sombre. Le plagioclase est une andésine, maclée albite, zonée, souvent altérée. Elle est idiomorphe et le plus souvent porphyrique. Le quartz est xénomorphe : beaucoup moins répandu que dans le faciès normal, il disparaît parfois. La biotite est en lames souvent corrodées. Elle substitue la hornblende, dont elle conserve parfois des couronnes incomplètes. La hornblende est en prismes. Elle contient de nombreuses inclusions de diopside, aux dépens duquel elle semble s'être formée en partie. Mais souvent elle donne avec le diopside de véritables structures poïquilitiques et elle semble alors primaire. Le diopside enfin forme aussi des prismes, en général corrodés.

La répartition de ces minéraux n'est pas homogène, ce qui fait que des zones sont plus acides que d'autres. La biotite est plus répandue à proximité du granite. La genèse de ce faciès n'est même pas discutable à l'heure actuelle. On peut dire simplement qu'il est certainement antérieur au faciès normal. Le granite y pénètre et il en contient aussi des blocs.

a₃) Le granite d'Amaga est traversé en de nombreux endroits par des filons. Ce sont d'une part des aplites, d'autre part des lamprophyres. Les aplites constituent la plupart du temps des filons assez minces (quelques centimètres d'épaisseur), plus rarement quelques corps filoniens plus épais (quelques mètres). Parfois sur les salbandes des filons apparaissent des faciès plus grossiers, pegmatitiques. Ils sont constitués essentiellement d'orthose, de plagioclase acide, de myrmékites et d'un peu de biotite. Les lamprophyres sont, en règle générale, plus épais, pouvant atteindre deux ou trois dizaines de mètres de puissance. Ce sont des roches sombres, d'un gris foncé verdâtre. Elles se composent essentiellement de plagioclase et d'augite. Le plagioclase est un oligoclase, d'ailleurs très altéré, rempli de paillettes micacées et de chlorite secondaire. L'augite forme des prismes mal terminés et souvent elle est transformée en ouralite et chlorite. Les minéraux accessoires : quartz et magnétite. Les filons lamprophyriques sont postérieurs aux aplites que, dans un cas (chemin Amaga-Caldas), ils traversent.

a₄) Aux terminaisons méridiennes du Massif d'Amaga apparaissent des roches métamorphisées par contact. Au Nord ce sont d'abord des cornéennes, ensuite des schistes tachetés ; au Sud des schistes tachetés seulement. +

Les cornéennes sont constituées essentiellement de quartz, orthose, plagioclase et biotite, parfois chloritisée. Le seul minéral accessoire y est l'apatite. Leur structure est à mosaïque, leur grain est fin, leur texture massive. Les schistes tachetés conservent le faciès schisteux originel des micaschistes à muscovite environnants, mais ils sont chargés en biotite, leurs taches étant constituées par des structures poïquilitiques des deux micas. Leurs minéraux accessoires, d'ailleurs très rares, sont la tourmaline et le zircon.

b) Granite d'Angelopolis.

C'est une petite masse de composition et de faciès identiques à ceux du granite d'Amaga, mais très tectonisée. Elle affleure encadrée par des failles. La figure 98 montre sa position par rapport au granite d'Amaga et aux masses qui suivent.

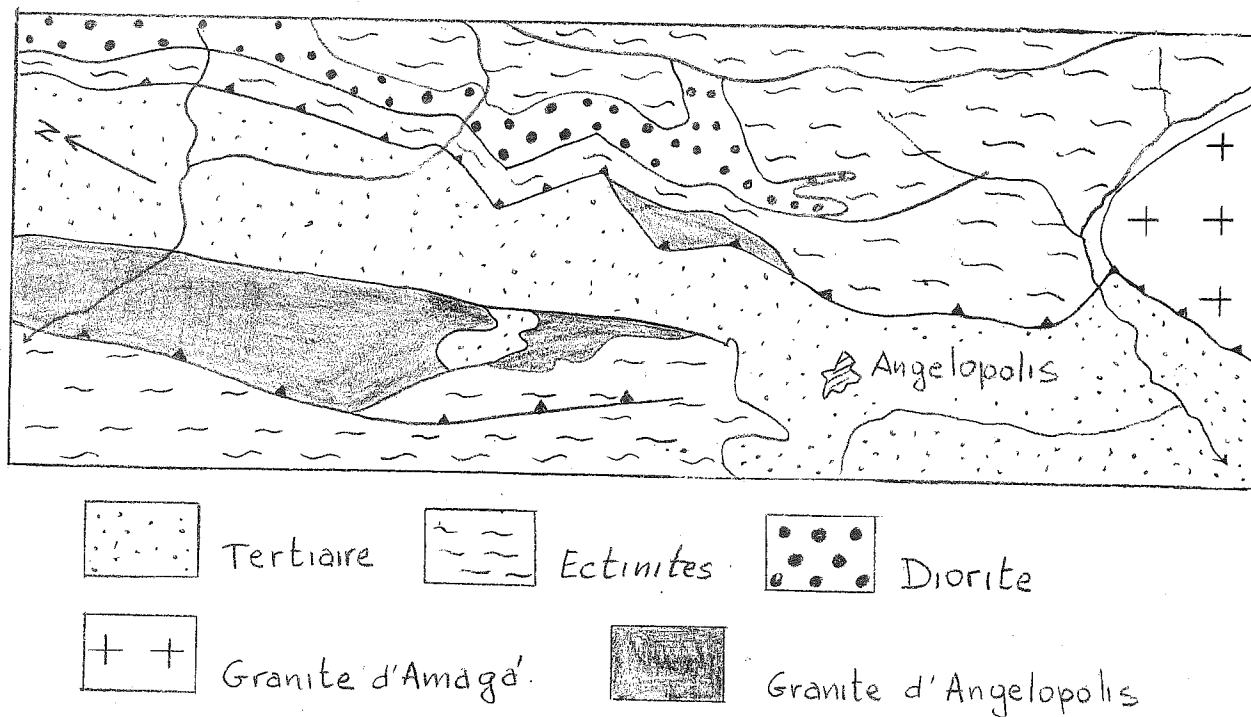


Fig. 98 - Carte géologique (1/50'000) du granite d'Angelopolis (selon E. GROSSE, 1926).

+ - L'absence de métamorphisme de contact dans les micaschistes qui encadrent le Massif à l'Ouest et à l'Est est une preuve supplémentaire de la nature mécanique de ce contact. De la même manière, l'absence de cornéennes à la limite sud du Massif est un argument en faveur de mon idée (L. RADELLI, 1965a) que cette limite est aussi tectonique en opposition aux idées exposées par E. GROSSE (1926) et G. BOTERO ARANGO (1963) dans leurs cartes.

c) Massif de Monte Largo.

C'est encore un granite semblable à celui d'Amaga, mais avec moins de biotité. Très affecté par la tectonique il a souvent une structure cataclastique. Selon E. GROSSE (1926) des faciès microgranitiques y apparaissent à la terminaison sud. Mais, par suite de la couverture végétale et détritique, il n'est pas possible de savoir si ces microgranites forment des filons, comme il paraît probable, ou une carapace du granite. Il est délimité par des failles à l'Est et à l'Ouest, mais il est en contact normal avec les micaschistes au Sud-Ouest (fig. 98). Là un métamorphisme de contact avec formation de cornéennes est reconnaissable. Les cornéennes sont limitées à l'Ouest par la prolongation de la faille, qui plus au Nord constitue la limite du granite. Cependant à l'Ouest de cette faille on trouve, au milieu des micaschistes normaux, des schistes tachetés : le granite s'étend probablement vers l'Ouest à faible profondeur.

d) Autres massifs.

Les autres massifs indiqués sur la figure 98 (auxquels il faut ajouter un plus petit massif que j'ai découvert plus au Sud-Est, à proximité de la route La Pintada-Arma) ont tous une composition minéralogique pratiquement identique à celle du granite d'Amaga, mais souvent une structure cataclastique comme celle du granite de Monte Largo.

Conclusions.

Tous les massifs indiqués ont une composition minéralogique semblable, voire identique. Ils affleurent le long d'un axe parallèle à la direction de la chaîne. Il semble donc assez probable qu'ils constituent des coupoles d'un seul batholite continu en profondeur, comme l'indique d'ailleurs aussi l'existence de roches de contact là où les granites n'affleurent pas. Tous ont, plus ou moins, été affectés par les mouvements tectoniques, écrasés, laminés, mais ceci sans aucun changement dans leur composition minéralogique.

CHAPITRE XXXV - LES DIORITES ANDINES

Ce chapitre est l'un des plus importants de cet ouvrage, en raison de la grande répartition de ces roches. Avant de commencer mon exposé je dois prévenir que c'est simplement pour suivre l'usage que j'emploie le terme de diorite. En effet, je le montrerai, parmi les roches qui font l'objet de ce chapitre, il y a davantage de diorites quartziques, voire des granodiorites, que de diorites s.s.. Dans un certain sens le terme de diorite (ou de Diorite Andine) a plus une valeur de formation, qu'une signification pétrographique. Ceci est d'ailleurs très commode, puisqu'il permet de rassembler sous un même titre un nombre assez grand de faits particuliers, qui autrement risqueraient d'être dispersés.

a) Les diorites normales.

Il va être question ici des massifs principaux suivants (fig. 99) :

	batholite d'Antioquia
	tonalites de San Jeronimo
Cordillère	massif de Norcasia
Centrale	massif de Berlin
	massif de Samana

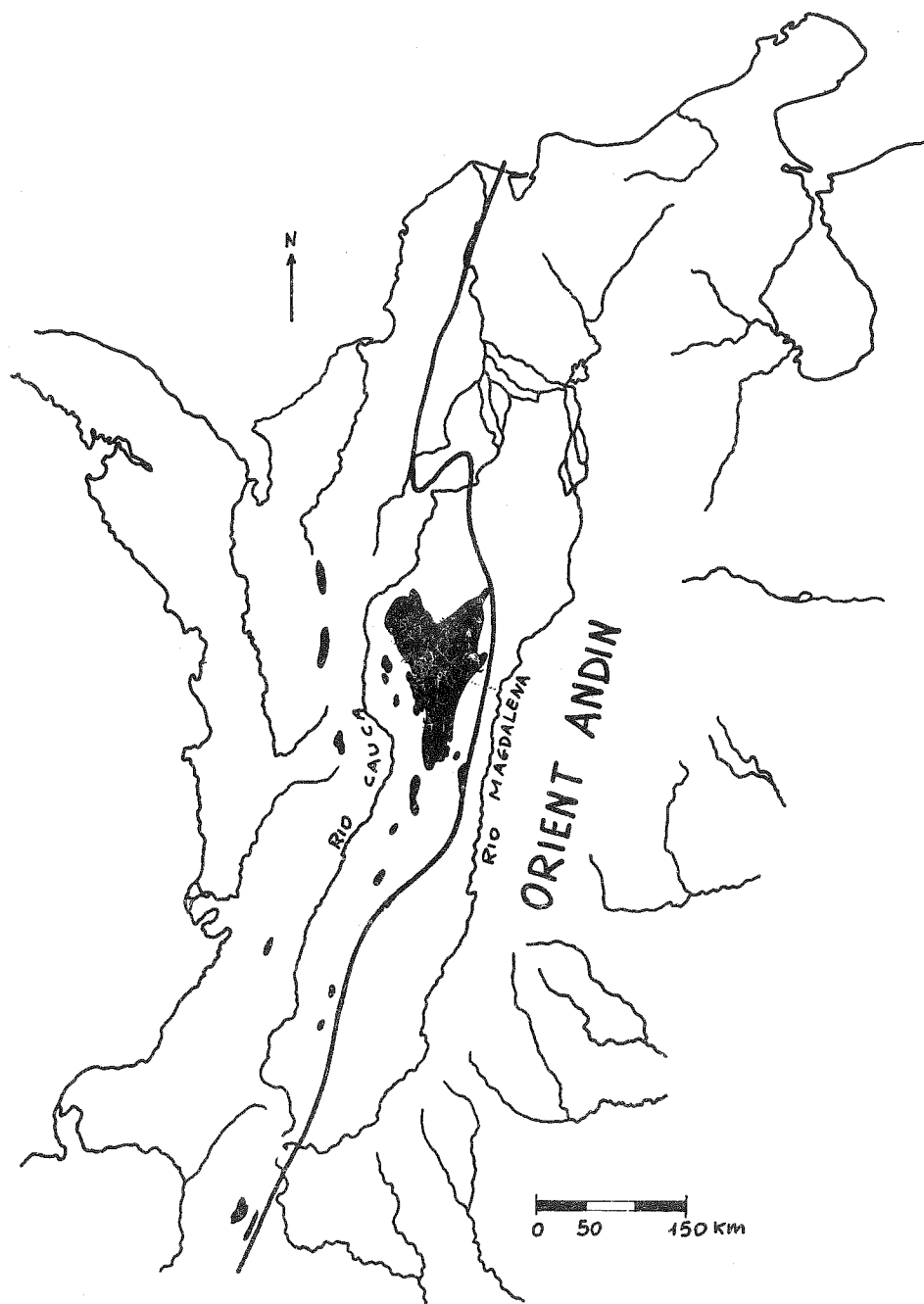


Fig. 99 - Les principaux massifs des diorites aptien-albien.

Cordillère Centrale	massif de La Dorada massif du Tolima massif de Pijao
Cordillère Occidentale	massif de Dabeiba massif d'Urrao massif d'Anchicaya
Zone de Pasto	massif de San Francisco massif de Piedecuesta massif d'Altaquer

A ceux-ci il faudrait ajouter un massif dont on ne connaît pas la situation géographique précise, mais qui doit se trouver quelque part à l'Ouest du village d'Andos dans la Cordillère Occidentale. Le lit de la rivière qui en descend est encombré de blocs de diorite, d'une taille parfois énorme (une dizaine de mètres de côté ou plus). Certains de ces blocs se trouvent également en dehors de ce lit et ils simulent des affleurements sur les pentes boisées de la vallée. Il faudrait aussi ajouter une liste presque interminable de masses plus petites, ce qui dépasserait largement les limites de cet ouvrage.

Les massifs indiqués ci-dessus ont tous un même faciès et des rapports plus ou moins identiques avec les roches encaissantes. Sur la base des données actuelles, que j'exposerai plus loin, ils semblent aussi de même âge géologique. Il serait par conséquent inutile de les décrire un par un. Quelques exemples suffiront pour donner une idée assez précise de ces roches du point de vue pétrographique. Ainsi je décrirai seulement, dans la Cordillère Centrale, le batholite d'Antioquia et les tonalites de San Jeronimo et dans la Cordillère Occidentale, le massif d'Anchicaya.

a) Le batholite d'Antioquia.

C'est certainement le massif le mieux étudié de ce groupe : avant les miens, il a fait l'objet des travaux de E. SCHEIBE (1933), G. BOTERO ARANGO (1942, 1963) et de P.G. LIEGEOIS (1958). E. GROSSE (1926) a eu aussi l'occasion de s'en occuper, mais il n'en étudia que quelques parties périphériques.

Il affleure à la partie axiale et occidentale de la Cordillère Centrale, sur une superficie de quelque 10.000 km². Sa longueur totale est d'environ 150 km. Au Nord, à la latitude de Gomez Plata il a une largeur de quelque 90 km ; mais à la latitude de Sonson elle se réduit à 20 km seulement. Il comporte donc une partie allongée parallèlement à la chaîne et, au Nord, une partie à contour plutôt circulaire. C'est le seul des massifs de ce groupe ayant une telle forme comme le montre la figure 99. On a affaire dans tous les autres cas à des corps nettement allongés dans le sens de la chaîne.

La composition minéralogique de cette masse énorme est, au moins qualitativement, très homogène : minéraux essentiels, plagioclase, quartz, biotite, hornblende, un peu de microcline de temps à autre ; minéraux accessoires, zircon, apatite, sphène, magnétite. La structure est à plagioclases automorphes ; le grain est le plus souvent moyen à grossier.

Le plagioclase est le minéral le plus répandu. Il est zoné, maclé albite, parfois aussi albite-péricline ou Karlsbad. En moyenne sa composition est celle d'une andésine, mais sa partie centrale est souvent formée par de l'andésine-labrador, plus rarement par du labrador, sa couronne externe par de l'oligoclase. Le quartz est toujours xénomorphe et souvent d'extinction roulante. Sa répartition dans la masse varie un peu en fonction de la distance du contact avec les roches basiques : à proximité de celles-ci son importance est souvent moindre et parfois il manque. La biotite, marron, plus rarement rougeâtre, mais toujours pléochroïque, constitue des lames de 2-4 mm, parfaitement idiomorphes, mais localement tordues. Elle est plus récente que l'amphibole, que souvent elle ronge et substitue, avec ségrégation de magnétite. Cette substitution est guidée par les clivages de l'amphibole et elle a lieu surtout dans les zones plus riches en quartz de la masse. Des halos pléochroïques se développent dans la biotite autour des inclusions de zircon. La hornblende est idiomorphe, en prismes de 0,5-0,8 cm de longueur. Son pléochroïsme est variable, mais il reste toujours dans des teintes vertes à jaunâtres, son Z : c variant entre 12°

et 25°. Sa répartition varie en raison inverse de celle de la biotite, c'est-à-dire elle est plus abondante vers la périphérie de la masse et surtout au voisinage du contact avec les roches basiques. Le microcline, en général peu répandu, se trouve en cristaux xénomorphes ayant pris place parmi les plagioclases et les ferromagnésiens. Même dans les échantillons les plus frais, une altération tardive est reconnaissable : les plagioclases contiennent toujours des paillettes micacées (séricite ?) et des produits argileux ; la biotite est un peu chloritisée ; dans la hornblende enfin ont pris naissance un peu de chlorite et de petits grains d'épidote. L'ordre paragénetique est le suivant : minéraux accessoires, hornblende, biotite et plagioclase, microcline, quartz. Ce que je viens de signaler sur la répartition inégale de la plupart des minéraux essentiels (quartz, biotite, hornblende et microcline) revient à dire que la composition pétrographique du batholite n'est pas tout à fait constante. En effet des variations existent, des faciès plus basiques (diorites sans quartz, gabbros) se trouvent d'habitude vers la périphérie de la masse. Mais ces faciès ont, somme toute, une importance assez relative du point de vue volumétrique. Le faciès de loin le plus répandu a une composition de diorite quartzique ou de tonalite. Cette conclusion est basée essentiellement sur des observations directes de terrain, complétées par des études microscopiques, auxquelles je fais plus de confiance qu'à certaines soi-disant statistiques. On dispose en réalité (G. BOTERO ARANGO, 1963) d'un certain nombre d'analyses chimiques. Selon G. BOTERO ARANGO les analyses concernant les roches normales du batholite (à l'exclusion donc des roches de "contact", des aplites, etc..) seraient au nombre de 57 (G. BOTERO ARANGO 1942 : 31 ; MICHOT-LIEGEOIS 1958 : 11 ; G. BOTERO ARANGO 1963 : 15). Parmi celles-ci, 32 correspondraient à des tonalites, 18 à des granodiorites, 3 à des diorites, 3 à des granites, 1 à des gabbros. P.G. LIEGEOIS (1958) ajoute que "sur 134 échantillons rapportés du massif batholitique, il y en avait 117 de la famille du granite, soit 87,32%, et 17 de roches amphibolitiques ou andésitiques[†], soit 12,68%." Mais comment prendre au sérieux de telles statistiques en l'absence d'échantillonnage systématique, d'autant plus que le géologue est toujours amené à s'arrêter et à échantillonner spécialement lorsque quelque chose d'anormal apparaît ? L'auteur a très honnêtement écrit que "la granodiorite hornblendique à gros grain se trouve partout et est tellement vulgaire qu'on ne prélève plus d'échantillons au bout de quelques jours de marche".

Des variations locales de structure existent aussi ; au sein même du batholite on rencontre souvent des zones où la roche est à grain fin. La transition, pour autant qu'on puisse en juger dans les mauvaises conditions d'affleurement du pays, semble rapide, voire nette, et sans cause apparente. D'autres variations structurales concernent les zones de contact avec l'encaissant : j'en parlerai plus loin. Souvent, en particulier là où le massif s'élargit, les roches du batholite d'Antioquia sont altérées. Assez curieusement étant donné la faible répartition du feldspath potassique, elles sont fréquemment kaolinisées. Cette altération a donné lieu par endroits à une couche de quelques dizaines de mètres d'épaisseur : c'est le cas du secteur de La Union, où le kaolin est exploité industriellement. D'autres fois prennent naissance de l'arène et de l'argile, qui conservent cependant des boules de diorite fraîche. Ailleurs encore se forme une espèce de "purée" jaunâtre dans laquelle de nombreux caractères de la roche primitive sont conservés. Tout ceci devient rapidement un sol végétal. Des buttes témoins de roches fraîches subsistent néanmoins çà et là, dont la plus célèbre en Colombie est celle de La Piedra del Peñol (fig.

a₂) Les tonalites de San Jeronimo.

Il s'agit là d'un massif allongé, qui recoupe au Nord le massif granitique de Sierra de Iguana (fig. 96), déjà étudié par E. GROSSE (1926). Le faciès plus diffus a la composition minéralogique suivante : minéraux essentiels, plagioclase (55-60%), quartz (30-35%), hornblende (10%) et biotite (10%) ; minéraux accessoires, orthose, apatite, sphène, zircon et minerais. Structure à plagioclases automorphes. Le plagioclase est en lattes de 2-3 mm de longueur. Il est zoné (labrador-andésine-oligoclase) et maclé albite, plus rarement albite-péricline. Sa composition moyenne est celle d'une andésine. Il est altéré à sa partie centrale plus basique, avec naissance de paillettes de mica clair (séricite ?), de quelques grains d'épidote et de produits argileux. Le quartz est xénomorphe et d'extinction roulante. La biotite est en lames idiomorphes de 3-4 mm. Elle est marron et fortement pléochroïque. Elle donne parfois des structures poiquilitiques avec le plagioclase. Souvent elle est chloritisée. C'est une

[†] Je devine que les roches "amphibolitiques" étaient des amphibolites, des prasinites ou des migmatites à amphibole qui se trouvent au voisinage du batholite ; mais j'avoue être incapable de voir à quoi pourraient correspondre dans le batholite d'Antioquia les roches "andésitiques".

biotite titanifère, puisque des halos de leucoxène se forment à la périphérie de ses lames chloritisées. La hornblende est en prismes corrodés, pléochroïques de vert foncé à vert marron à marron clair.

A la périphérie du massif, par exemple le long du chemin Sopetran-Medellin, les tonalites passent à des faciès plus basiques. Le quartz y est moins abondant ; l'orthose disparaît totalement ; la biotite est subordonnée par rapport à la hornblende.

a₃) Le Massif d'Anchicaya.

Le Massif d'Anchicaya se trouve sur la coupe Cali-Buenaventura, dans la Cordillère Occidentale (H. W. NELSON 1957). La composition minéralogique du massif est très homogène : minéraux essentiels, plagioclase (45%), quartz (20%), biotite (15%), hornblende (10%), orthose (10%) ; minéraux accessoires, sphène, zircon, apatite, minerais. Grain moyen à grossier, structure à plagioclases automorphes. Le plagioclase est en moyenne une andésine, mais il est zoné, de labrador à oligoclase. Le quartz est nettement xénomorphe. La biotite est en lames idiomorphes. La hornblende est idiomorphe également, le plus souvent en prismes de quelque 0,5 cm de longueur. L'orthose est xénomorphe. Une légère altération affecte parfois la roche : la partie centrale du plagioclase est séricitisée, la biotite est chloritisée, la hornblende se dissocie un peu en chlorite et épidote.

b) Autres diorites.

En plus des diorites dont j'ai essayé ci-dessus de décrire le faciès et qui, du point de vue pétrographique, sont somme toute des roches assez banales, on connaît en Antioquia des massifs dioritiques à caractères spéciaux qu'on ne saurait passer sous silence, bien que dans le cadre de l'Occident Andin colombien ils ne représentent que peu de chose.

b₁) Diorite d'Heliconia.

C'est un massif plutôt allongé qui se trouve au Sud-Ouest de Medellin et dont les figures 99a et 99b montrent les relations géométriques avec les roches environnantes. Comme l'a clairement indiqué E. GROSSE (1926), ce massif est pétrographiquement hétérogène. Son hétérogénéité se vérifie à toutes les échelles. Il y a lieu de séparer un faciès "normal" + des faciès basiques et un faciès acide. Des "nodules" (0,5 - 2 cm) plus ou moins arrondis, sombres, à grain fin et structure ophitique sont parsemés dans la roche normale. Localement ils sont très abondants (Est de San Nicolas, par exemple), jusqu'à constituer 50% de la roche (qui de ce fait devient "basique"). Inversement, des concentrations irrégulières centimétriques acides apparaissent au sein de la trame de certains faciès basiques. * Des associations banc par banc de roches normales et basiques se trouvent à l'Est d'El Uvito. Enfin des filonnets aplitiques ou pegmatitiques traversent dans tous les sens les zones constituées par les faciès basiques.

Le faciès "normal" est une diorite quartzique dont le grain est de 2-3 mm. Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, hornblende, quartz, un peu de biotite ; minéraux accessoires, magnétite, ilménite, apatite, zircon. Le plagioclase est idiomorphe, zoné, maclé albite. Il s'agit en moyenne d'une andésine. Sa partie centrale, plus basique, est presque constamment altérée, avec naissance de paillettes micacées, d'épidote et parfois un peu d'albite. La hornblende est verte, pléochroïque de vert légèrement bleuté à marron pâle à jaunâtre et souvent altérée en chlorite. Elle est nettement idiomorphe par rapport au quartz, mais moins par rapport au plagioclase : de ce fait il arrive que localement la structure, d'habitude hypidiomorphe, devienne presque ophitique. Le quartz est xénomorphe, relativement abondant (30% de la roche) et d'extinction roulante. La biotite, marron, semble substituer la hornblende. Elle est souvent chloritisée.

Le faciès acide affleure aux environs d'Ebejico et au Nord-Est de Pueblito, où il y a des alternances de faciès acide et basique. Ce sont des roches à grain fin (1 mm) d'aspect souvent aplitique, en général très altérées. Elles

+ "Normal" dans le sens que c'est le faciès le plus répandu dans le massif, mais aussi celui qui est le plus proche du faciès des diorites des grands massifs indiqués plus haut.

* La seule image que je puisse trouver pour représenter ces affleurements est celle d'une prairie (mais son vert devrait être très foncé) à marguerites. J'ai observé ces faciès aussi plus au Sud, dans les gorges du Cauca, aux environs de La Pintada. Il paraît qu'il en existe aussi en Quebradagrande.

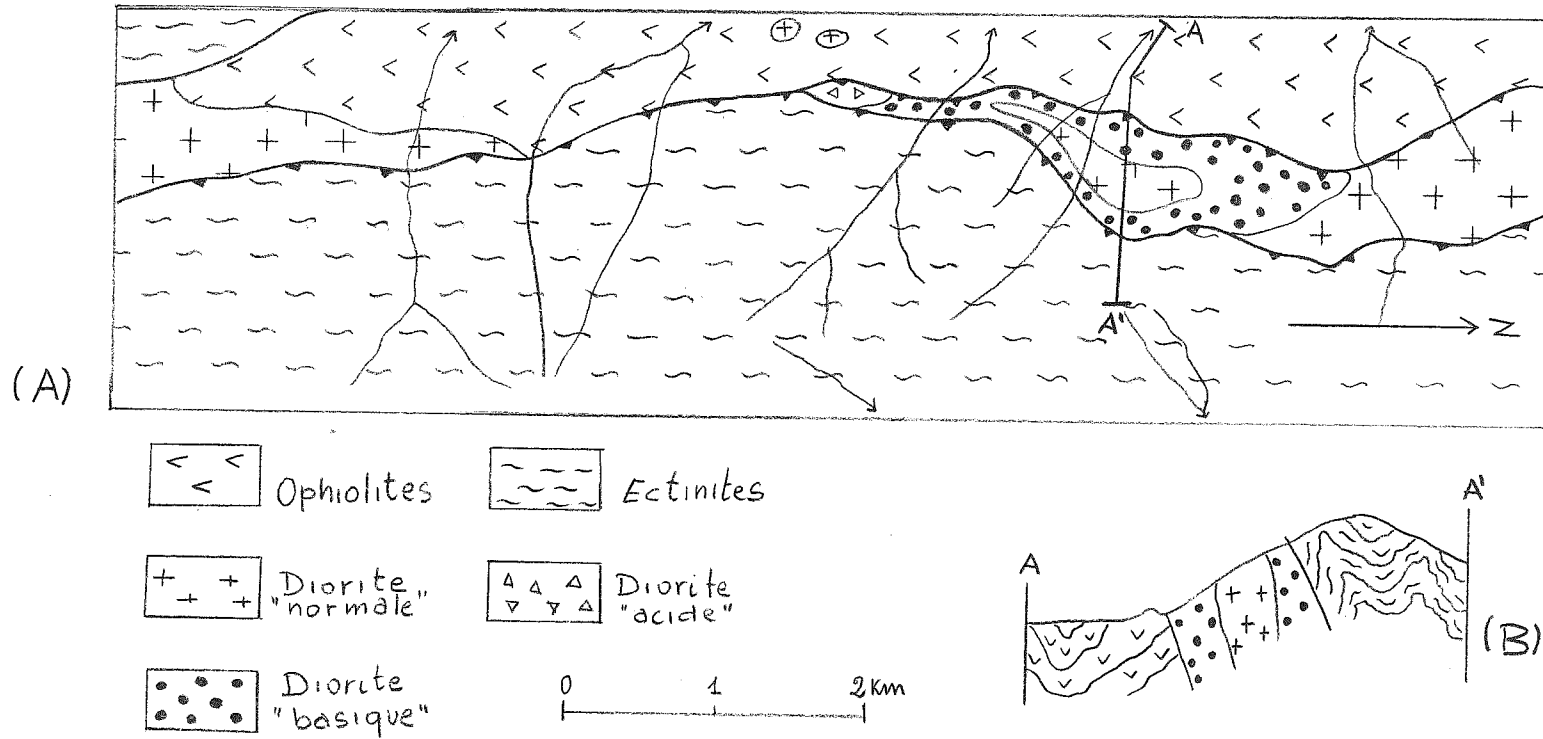


Fig. 100 - Carte (A) et coupe (B) montrant les faciès et les relations de la "Diorite d'Heliconia" avec les roches environnantes (± 10 Km au Nord d'Heliconia) (selon E. GROSSE, 1926, modifié).

se composent de quartz abondant, parfois de micropegmatite, de plagioclase zoné (andésine-oligoclase), de biotite chloritisée et accessoirement d'épidote. Les faciès basiques affleurent à l'Est d'Ebejico. Un premier type résulte de l'énorme répartition des "nodules" basiques dans le faciès normal, qui devient simplement une espèce de ciment. Ces nodules ont macroscopiquement un aspect de basaltes porphyriques. En effet ils sont constitués par une mésostase d'un vert très sombre, presque noir, à labrador, ouralite et un peu d'augite à structure ophitique et par des phénocristaux de labrador-bytownite.

Le type suivant (Quebrada Buena Vista) est constitué par des roches à grain moyen ou fin, plus ou moins schisteuses, sombres, dans lesquelles se trouvent parsemées les concentrations centimétriques dont j'ai parlé plus haut. Elles sont formées par des plagioclases plus ou moins idiomorphes, du quartz et parfois un peu de biotite. La mésostase dans laquelle elles se trouvent se compose essentiellement de plagioclase basique (labrador à anorthite) zoné et de hornblende, du quartz xénomorphe y apparaissant très irrégulièrement çà et là. Tandis que le plagioclase montre les traces d'une cataclase (microfractures, cristaux tordus), le quartz a une extinction nette. La structure est assez semblable à celle de certaines prasinites. D'autres faciès basiques, en affleurements réduits, ont également une texture un peu schisteuse et contiennent de l'augite ouralitisée et du plagioclase saussuritisé.

Des faciès semblables à ces trois pôles du massif d'Heliconia se retrouvent dans toute la bande comprise entre La Pintada au Sud-Est et Liborina au moins au Nord-Ouest. J'aurai l'occasion de décrire certains de ces affleurements plus loin.

b₂) Le Massif d'Altavista.

Ce massif se trouve directement à l'Ouest de Medellin et il a déjà été étudié par R. SCHEIBE (1933), E. GROSSE (1926) et G. BOTERO ARANGO (1963) qui en ont tracé un contour (fig. 101). C'est un corps pétrographiquement hétérogène, aussi bien du point de vue de la composition minéralogique que de celui de la structure de ses roches : il y a là des faciès acides et d'autres plutôt basiques ; des faciès grenus et d'autres qui sont porphyritiques. Je décrirai d'abord le faciès grenu qui est certainement le plus répandu, mais je dois avertir qu'il est rare de trouver des affleurements homogènes : presque partout il y a une association d'une roche leucocrate à grain moyen (2-5 mm) et d'une roche sombre à grain fin (1-2 mm). Parfois le passage d'un type à l'autre est graduel, d'autres fois les faciès leucocrates se développent à travers des roches sombres en un réseau de filonnets, ou ils les englobent. La composition minéralogique du faciès leucocrate est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, amphiboles ; minéraux subordonnés, quartz et biotite ; minéraux accessoires, magnétite, ilménite, apatite, zircon. Le plagioclase est un oligoclase, mais parfois il contient une partie centrale plus basique. Il est en lattes maclées albite, plus rarement albite-péricline. Les amphiboles sont représentées surtout par de la hornblende verte en prismes imparfaits, plus rarement par un peu d'ouralite. La biotite est marron, assez pléochroïque, idiomorphe. Elle substitue souvent la hornblende. Le quartz est xénomorphe. La structure est hypidiomorphe.

Le faciès basique se compose essentiellement de plagioclase et d'amphiboles. Le plagioclase est maclé selon la loi de l'albite, zoné : il comporte une partie centrale à labrador ou à anorthite et une couronne périphérique d'oligoclase. Les amphiboles sont représentées moins par de la hornblende verte que par de l'ouralite, qui dérive de la transformation d'un pyroxène (augite), dont on retrouve parfois des résidus. La structure est à tendance ophitique. Parmi ces faciès basiques on trouve parfois, des roches porphyritiques. Leurs phénocristaux sont des plagioclases entièrement altérés, séricitisés surtout. Leur mésostase se compose essentiellement de labrador et de hornblende, auxquels s'associe localement un peu de biotite.

À la périphérie de la masse un autre faciès se développe aussi localement : une diorite augitique ouralitisée. Sa couleur est gris vert, son grain moyen. Sa composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, augite ouralitisée, hornblende ; minéraux accessoires, magnétite, sphène avec des couronnes de leucoxène, apatite, zircon. Le plagioclase est une andésine avec une couronne d'albite. L'ouralite est fibreuse et parfois effilochée, mais elle conserve de nombreuses reliques de l'augite primaire. La hornblende est moins répandue et elle se trouve en prismes assez bien délimités.

La structure est grenue hypidiomorphe.

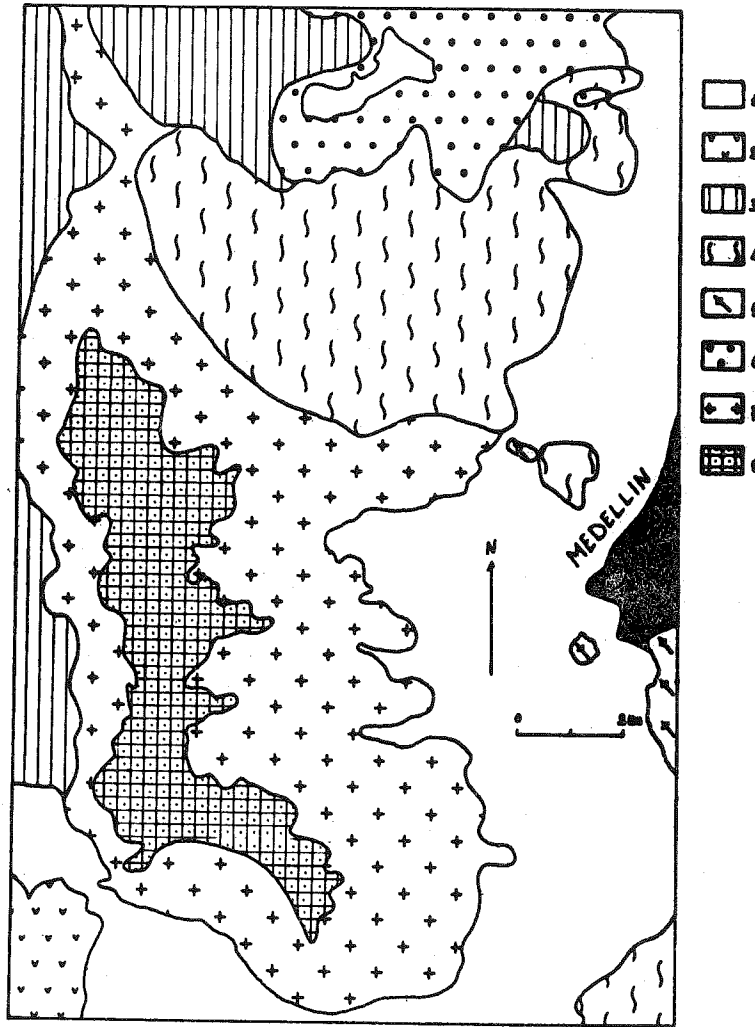


Fig. 101 - Carte géologique du massif d'Altavista (selon G. BOTERO ARANGO, 1963, complété)
1 - Quaternaire ; 2 - Laves basiques ; 3 - Ectinites indifférenciées ; 4 - Amphibolites ;
5 - Migmatites ; 6 - Diorites ; 7 - Diorite d'Altavista ; 8 - Albitophyres et faciès
associés.

c) Diorites "normales" et roches encaissantes.

Les diorites "normales" traversent aussi bien les roches de l'ensemble ortho que celles de l'ensemble para, mais elles ne montrent pas de rapports pétrographiques analogues dans les deux cas.

c₁) Le contact se fait avec des amphibolites ou des prasinites.

Amphibolites et prasinites sont alors profondément transformées, mais pas toujours de la même manière. Souvent elles se chargent en quartz et feldspaths. Ceci est aisément observable par exemple le long des routes Medellín - La Ceja et Medellín - Rionegro. Loin du contact, des lits quartzo-feldspathiques micacés (biotite et muscovite) commencent à apparaître dans la trame amphibolitique qui se charge, elle aussi, en micas. D'abord ces lits sont minces, mais ils deviennent bientôt assez épais (5-10 cm à quelques mètres) : on a alors affaire à de vraies embréchites rubanées à biotite et hornblende (la muscovite ne subsistant pas). Dans la masse leucocrate qui devient de plus en plus abondante, des septa basiques sont souvent conservés (fig. 101), mais ils sont toujours plus ou moins envahis par le matériel leucocrate. Ensuite on passe assez rapidement à des roches avec une méso- stase grenue à quartz, plagioclase, hornblende et biotite, dans laquelle flottent de grandes amphiboles ou des amas amphiboliques centimétriques corrodés. Enfin ceux-ci disparaissent à leur tour et la diorite quartzique normale apparaît. Toutes ces variations ont lieu sur quelques centaines de mètres d'épaisseur.

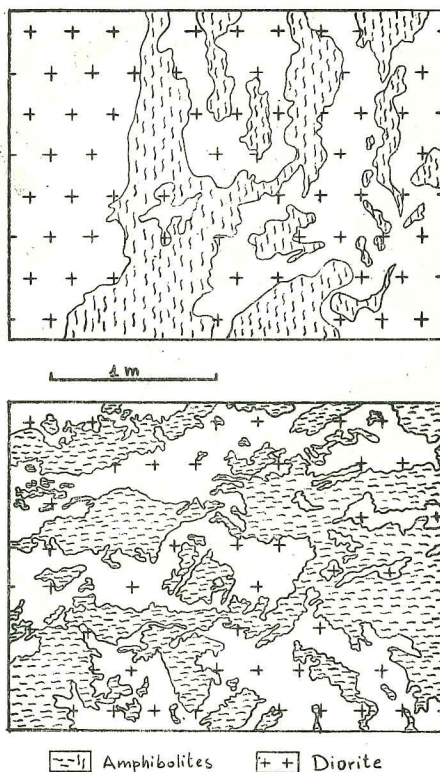


Fig. 102 - Contact diorites - amphibolites sur la route Medellín-La Ceja.

D'autres fois, par exemple dans le cas des diorites de San Francisco (Nariño), le passage est plus brusque : des apophyses de diorites pénètrent dans les roches vertes, donnant lieu à des formes de substitution, de la diorite constitue alors aussi, au sein des roches vertes, des nids, qu'aucun passage ne réunit avec la masse dioritique principale (fig. 103) : c'est un fait que j'ai contrôlé avec précision par de petites tranchées.

Les roches amphiboliques de la vallée de Mesopotamia qui se trouvent aussi en bordure de la diorite, présentent la même structure rubanée que les migmatites ci-dessus. Cependant, à l'inverse de celles-ci, elles ne contiennent pas de feldspaths. Leur seul minéral leucocrate est le quartz, qui constitue des lits et aussi, parfois, des lentilles de quelque 10-20 cm de longueur. Sur le terrain on a l'impression que le quartz est entièrement de néoformation par rapport à l'amphibole. Au microscope néanmoins il n'est pas possible de confirmer une telle idée : s'il en a été ainsi, une recrystallisation tardive est intervenue qui a affecté le tout. Les amphiboles de cette roche sont parfaitement idiomorphes, nullement corrodées et, si elles ne sont pas postérieures, elles ont cristallisé en même temps que le quartz.

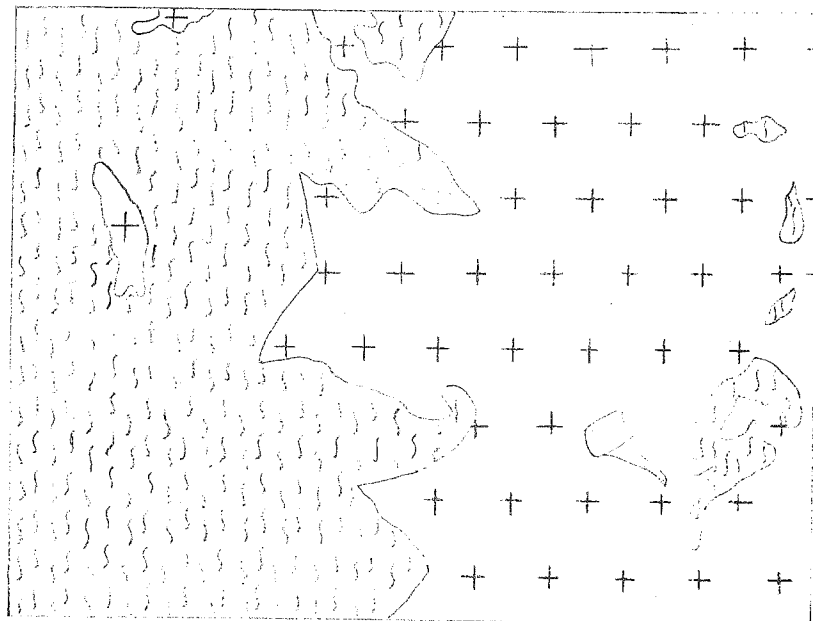
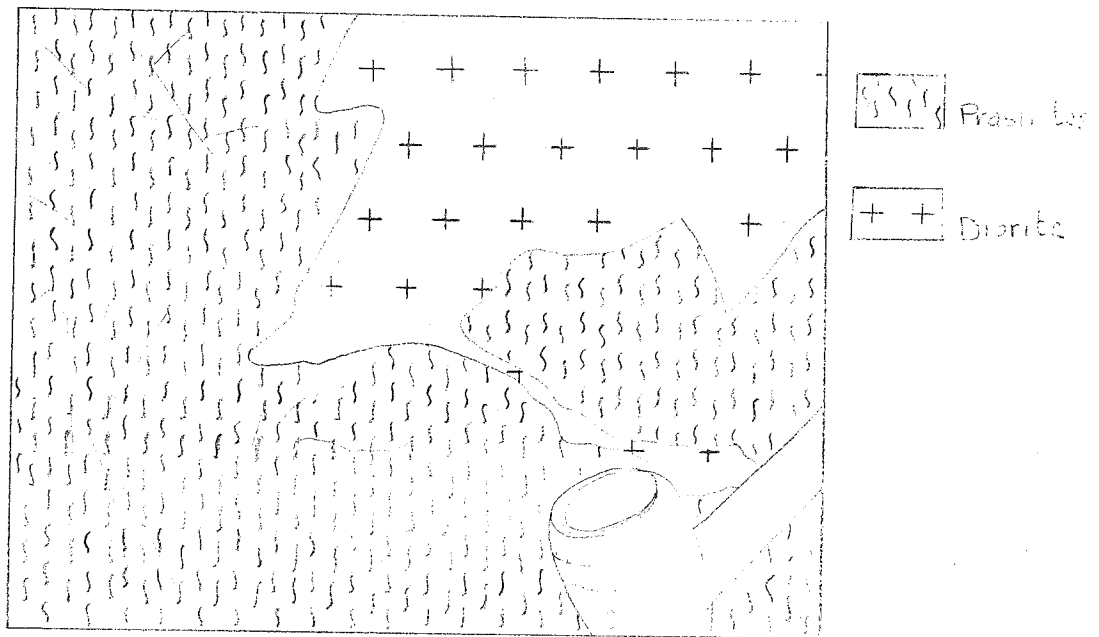


Fig. 103 - Exemples du contact diorites - roches vertes à San Francisco (Nariño). La pipe donne l'échelle.

c₂) Contacts diorite - serpentines.

En Antioquia, aux environs de Medellin (La Toma, Estancias), lorsque la diorite traverse des serpentines, celles-ci sont fortement silicifiées et parfois envahies par du matériel dioritique avec formation d'une brèche. Mais en Caldas, dans le Massif de Manizales, G. BOTERO ARANGO (1963) signale que le long du chemin Neira-Marulanda, à proximité du Rio Tapiés, un alignement de serpentines se trouve dans le massif dioritique lui-même, sans qu'aucun métamorphisme n'apparaisse.

c₃) La diorite est en contact avec des roches basiques peu ou non métamorphiques.

Des affleurements favorables à l'étude des relations entre la diorite et les roches basiques de ce type sont ceux qui se trouvent dans la région de Santa Barbara en Antioquia. D'une part, des filonnets de diorite (longueur : de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres ; épaisseur : de quelques millimètres à plusieurs centimètres) circulent dans les roches basiques sans aucune orientation préférentielle et semblent suivre un réseau de fractures (fig. 104). Ils se croisent et là se trouvent des colonnes de diorite de diamètre variable, de contour irrégulier,



Fig. 104 - Filonnets de diorite dans les roches basiques aux environs de Santa Barbara.

avec des apophyses qui pénètrent dans la roche encaissante. D'autre part, on voit aussi apparaître au sein des roches basiques des nids de diorites : leurs dimensions vont de celle d'un poing à celle d'un petit massif cartographiable à une échelle détaillée. Au moins pour les plus petits d'entre eux, je peux affirmer qu'ils n'ont point de cheminées d'adduction d'où aurait pu passer le matériel dioritique.

c₄) La diorite affleure parmi les roches de l'ensemble para.

J'ai étudié ce type de contact sur des dizaines de kilomètres et dans des régions même très éloignées. Un fait est incontestable : il n'existe jamais de zones de transition du type de celles qui caractérisent le contact diorite-ensemble ortho. Jamais je n'ai remarqué, par exemple, d'ectinites feldspathisées ou comportant un réseau de filonnets de diorite. Que ce soit autour du batholite d'Antioquia ou d'autres massifs plus réduits de son groupe, le passage diorite-ectinites para est net, jusqu'à l'échelle de l'échantillon. Cependant çà et là, à proximité du contact, de l'andalousite ou de la chialstolite prennent naissance dans les ectinites, mais ce n'est

pas le cas général. Jusqu'à présent ces minéraux ont été observés seulement en deux ou trois points à proximité du batholite d'Antioquia (R. SCHEIBE 1933, G. BOTERO ARANGO 1963) et au contact du massif d'Anchicaya (H.W. NELSON, 1957). Moi-même je ne les ai jamais remarqués.

c₅) La diorite est en contact avec des écailles de socle.

Je connais deux cas dans lesquels la diorite est en contact avec ce que j'ai appelé plus haut écailles de socle. Le premier est celui de la coupe San Carlos-Nare. Ce contact est net et aucune transformation n'affecte les roches anciennes. Le deuxième cas se trouve à la terminaison nord-est du batholite d'Antioquia, à Segovia. Ici la diorite est en contact avec des embréchites rubanées à biotite (minéraux essentiels, quartz, oligoclase, microcline, biotite ; minéraux accessoires, apatite, zircon, minerais). Au voisinage de la diorite ces migmatites, sans aucun changement de structure, se chargent en amphibole (hornblende). Au microscope on constate que la hornblende substitue la biotite, dont elle prend progressivement la place.

c₆) Cas des tonalites de San Jeronimo.

Les tonalites de San Jeronimo se trouvent dans un contexte géo-pétrographique exceptionnel et leur cas doit être discuté à part. En effet ce massif se trouve dans le secteur caractérisé par la présence des granites syncinématiques étudiés plus haut (chapitre XXXIII). Les tonalites sont en contact à l'Ouest avec le granite de Palmitas et sur le reste de leur contour avec le granite de Sierra de Iguana ou avec les roches métamorphiques particulières de la bordure de ces granites. C'est de ces roches qu'il faut parler. En traitant des granites syncinématiques j'ai déjà dit qu'ils sont entourés d'ectinites à cordiérite, sillimanite, andalousite et biotite. J'ai dit aussi que ces minéraux se trouvent ou dans la mésostase des ectinites (cordiérite) soit dans leurs plans de schistosité (foliation), l'andalousite constituant en particulier des lentilles aplaties. A proximité des tonalites on trouve aussi de l'andalousite idiomorphe, recoupant à l'emporte-pièce les microstructures de ces ectinites, schistosité en particulier. Cette andalousite a souvent plusieurs centimètres (7-8 cm) de longueur et 0,5 cm de diamètre. Elle englobe parfois des fibrilles de la sillimanite indiquée ci-dessus, qui est donc certainement plus ancienne. L'andalousite idiomorphe est par conséquent le seul minéral dont la naissance soit en relation avec la mise en place des tonalites.

d) Le contexte pétrographique des autres diorites.

J'étudierai maintenant les rapports avec les roches encaissantes des diorites de la bande La Pintada-Liborina.

d₁) Diorite d'Heliconia.

La diorite d'Heliconia montre des contacts normaux seulement avec une association de schistes à chlorite et séricite, de porphyrites et de metabasaltes (s.l.) sur son contour oriental à l'Est d'Elbejico et au Sud-Est de Pueblito. Ailleurs les contacts sont tectoniques (fig. 99). Le contact diorite-schistes est net et accompagné seulement par une néoformation très réduite dans ceux-ci de biotite en de minuscules paillettes. Mais le cadre est différent lorsque la diorite touche les roches basiques (par exemple à Loma de Miraflores). De nombreux filons de diorite s'insinuent dans les roches basiques, leur puissance étant très variable (quelques décimètres à 1 m). En plus, la composition minéralogique des roches basiques est modifiée, en ce sens que leur mésostase recristallise, une partie de l'augite se transforme en actinote et de la muscovite se développe dans leurs phénocristaux saussuritisés.

d₂) Diorites au Nord de Sopetran.

Au Nord de Sopetran les diorites affleurent parmi les roches basiques. Il est surtout intéressant de noter qu'ici, en plus du fait qu'elles constituent de petits massifs, les diorites forment un grand nombre de filons à travers des roches basiques, comme il est schématisé dans la figure 105. En réalité, sur le terrain cette association de diorite en filons, qui sont loin d'être réguliers, et de roches basiques donne l'impression de migmatites dioritiques.

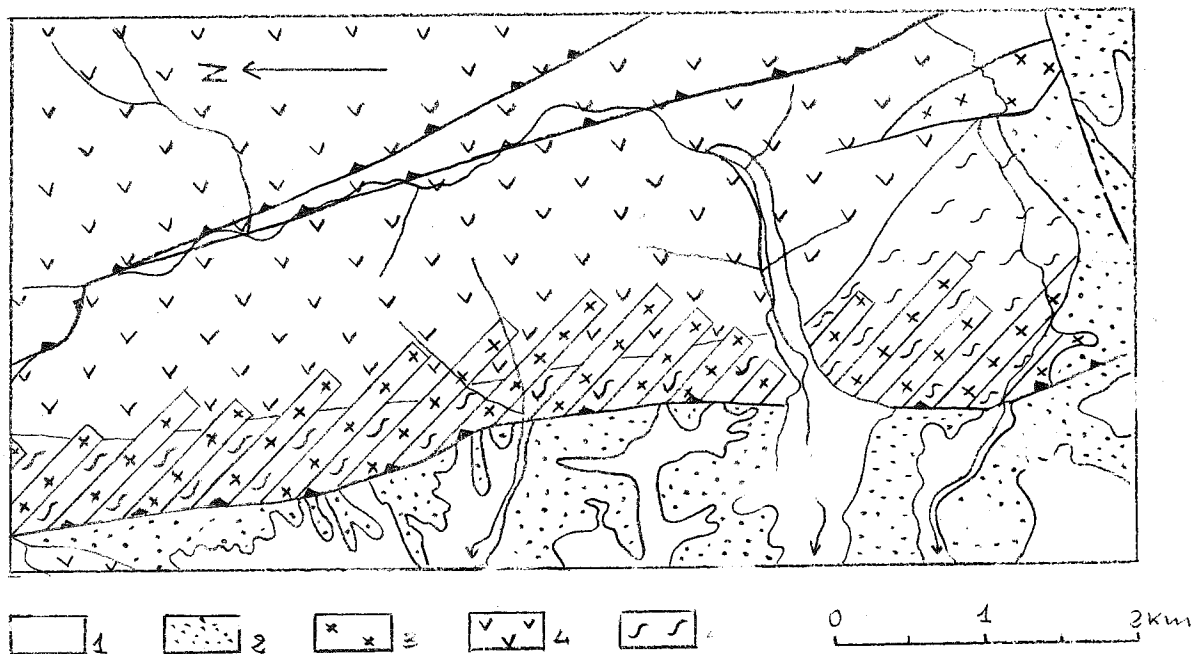


Fig. 105 - Carte géologique de la région immédiatement au Nord de Cordoba montrant les relations des diorites avec les roches basiques (selon E. GROSSE, 1926)
1 - Quaternaire ; 2 - Tertiaire ; 3 - Diorites ; 4 - Ophiolites indifférenciées ; 5 - Amphibolites.

d₃) Massif d'Altavista.

Les contacts du Massif d'Altavista sont mal visibles, d'une part à cause des formations quaternaires (Est et Sud), d'autre part par suite d'une épaisse couverture et d'un sol végétal. Cependant on voit assez bien au Nord le contact avec les roches vertes (amphibolites, prasinites), et au Nord-Ouest avec des ectinites dont le faciès métamorphique avait déjà été conditionné au moment de la mise en place des granite syncinématiques (voir ci-dessus : c₆). Le passage diorite-roches vertes a lieu par l'intermédiaire d'une bande de quelques mètres de diorites basiques, voire de gabbros, des filonnets dioritiques ou pegmatitiques s'insinuant dans les roches vertes. Localement, à la bordure est de la masse il y a aussi de véritables migmatites à amphibole, en général des embréchites rubanées, mais les contacts sont masqués par la couverture récente. Dans la zone de contact occidentale on voit par contre que de l'andalousite se développe dans les ectinites para sans respecter leur schistosité, que souvent elle recoupe.

Enfin à la partie la plus élevée de la montagne qu'elle forme, la diorite a un toit d'albitophyres (orthoalbitophyres). Ce contact n'a pas encore fait l'objet d'une étude précise.

e) Les enclaves des diorites.

Deux types d'enclaves sont dispersés dans les diorites normales, à savoir :

- enclaves arrondies ou ellipsoïdales microgrenues sombres souvent porphyritiques
- enclaves sans forme privilégiée de roches schisteuses amphiboliques.

Les premières se trouvent pratiquement partout. Parfois elles sont isolées, d'autres fois en groupes. A la

périphérie des massifs elles constituent souvent de véritables essaims (un bon exemple en est donné par les affleurements de la route San Carlos - Nare). Leur diamètre va de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Elles comportent une mésostase microgrenue à structure souvent doléritique et des phénocristaux de plagioclase. La mésostase est formée par de la biotite, de la hornblende, du plagioclase (andésine-labrador) et parfois par un peu de quartz. Le plagioclase des phénocristaux est une andésine. Le plus souvent leur limite avec la diorite est nette : surtout lorsque celle-ci est altérée, il est possible de les extraire. Cependant des phénocristaux d'andésine (ou andésine-oligoclase) se développent souvent à cheval sur cette limite. Plus rarement le contour de ces enclaves est diffus, elles sont alors progressivement remplacées par la diorite. La substitution n'est pas régulièrement centripète. Elle a lieu surtout en des points privilégiés, la diorite dessinant des golfes dans l'enclave.

Deux cas sont possibles. La diorite qui remplit le golfe est progressivement plus mélanocrate à mesure qu'on avance vers la partie intacte de l'enclave. Ou alors un front de substitution essentiellement constitué par des minéraux clairs attaque l'enclave et laisse derrière lui, dans le golfe, des faciès dioritiques à taches sombres. Telle doit être aussi l'origine de certaines zones centimétriques à grain fin et plus mélanocrates, qui, sans contour précis, apparaissent souvent dans la diorite, même en l'absence d'enclaves. Les enclaves du deuxième type, enclaves de roches métamorphiques à amphibole, sont constituées par des prasinites et des amphibolites. Leur forme est quelconque : arrondie, lenticulaire, mais d'habitude à angles nets. De prime abord leur contour semble net, mais on constate facilement qu'il s'agit d'une impression due à la différence de teinte entre l'enclave et la diorite. En réalité une loupe suffit pour constater que dans le détail la diorite ronge ces enclaves, souvent par interposition d'une pellicule leucocrate. D'autre part il est assez fréquent, mais non pas général, de voir aussi qu'à l'intérieur de l'enclave elle-même, de minces lits millimétriques quartzo-feldspathiques se forment dans la foliation, qui deviennent plus épais vers la périphérie où ils se confondent avec la couronne acide dont je viens de parler.

Ces enclaves, feldspathisées ou non, se trouvent surtout à la périphérie des massifs dioritiques. Elles sont notamment très abondantes à proximité des contacts avec des roches de leur type, pouvant alors donner lieu, à la partie la plus externe des diorites, à des agmatites. Mais elles existent aussi en l'absence de faciès semblables au voisinage des diorites, c'est-à-dire lorsque celles-ci sont situées dans des ectinites d'origine para. C'est le cas, entre autres, du Massif d'Anchicaya : les diorites se trouvent dans des schistes à chlorite et séricite, qu'elles métamorphosent avec naissance d'andalousite ; cependant à leur partie périphérique elles contiennent des enclaves, de 5-15 cm de longueur, de roches basiques amphiboliques.

En revanche je n'ai jamais trouvé dans les diorites normales d'enclaves de roches métamorphiques d'origine para. Une fois seulement j'ai trouvé, englobée dans la diorite, une roche différente de celles dont je viens de parler. Dans la mine de Segovia, qui exploite un filon, encaissé dans la diorite, le granite à orthose rose porphyroïde, que je n'ai pas hésité à appeler granite hercynien, forme des méga-enclaves dans la diorite elle-même. Les dimensions d'une de ces méga-enclaves dépassaient 50 m. Les limites entre les deux roches semblent nettes.

Quant aux autres diorites, elles contiennent des enclaves du même genre que les diorites normales. En décrivant le Massif d'Heliconia j'en ai indirectement parlé. Les nodules sombres doléritiques, qui par leur fréquence parfois énorme donnent à l'ensemble de la roche un caractère basique, peuvent en effet être regardés comme des enclaves. Au voisinage du Boqueron, de nombreuses enclaves de roches basiques (amphibolites, prasinites) sont cimentées dans la diorite d'Altavista. Il en va de même pour les diorites au Nord de Sopetran, qui contiennent des enclaves d'amphibolites et des enclaves microgrenues doléritiques.

f) L'âge des diorites.

Les diorites dont il est question sont certainement postérieures à toutes les roches, métamorphiques ou non, de l'Occident Andin décrites précédemment, qu'elles traversent. En particulier le Massif de Berlin recoupe nettement les couches fossilifères aptiennes de cet endroit ; et de plus petites masses dioritiques traversent aussi les laves de Loma Hermosa, qui contiennent également des intercalations fossilifères aptiennes. Ce sont donc certainement des roches post-aptiennes. D'autre part, je le montrerai plus loin, donc j'anticipe ici, elles sont antérieures à la formation Abejorral, qui les couvre, et qui est, elle, d'âge albien moyen. L'âge des diorites est par conséquent Aptien-Albien, probablement Albien inférieur. Cet âge a été confirmé par des mesures radiométriques (in G. BOTERO ARANGO 1963). Cette conclusion est capitale. Avant mes découvertes les diorites de l'Occident

Andin, Cordillère Centrale en particulier, avaient été considérées comme paléozoïques. Cet âge avait été indiqué en de nombreuses notes, dans la Carte géologique officielle de Colombie de 1944 (1 : 2.000.000) et repris dans la Carte géologique de l'Amérique Latine par la Geological Society of America (1950), qui pourtant indiquait un âge crétacé-tertiaire pour les diorites équatorienne et péruvienne, qui constituent la prolongation au Sud des massifs colombiens.

g) Conclusions.

De cette analyse des roches que j'ai qualifiées de diorites (mais il faut se rappeler que ce terme a pour les géologues andins une signification de formation plutôt qu'une valeur pétrographique) ressort un certain nombre de faits essentiels :

- les diorites se sont mises en place plus ou moins à l'Albien inférieur après les ophiolites et après le métamorphisme de l'association lithologique volcano-sédimentaire de l'Occident Andin ;
- ce sont des roches post-tectoniques, comme le prouvent leurs caractères pétrographiques ;

- leurs rapports avec l'association volcano-sédimentaire sont différents selon que la diorite intervient dans la partie sédimentaire ou volcanique de cette association (migmatisation, enclaves, etc. avec les volcanites ; peu ou pas d'influence sur les roches para) ;

- lorsque la diorite affleure en grandes masses ("diorites normales") elle est très homogène ; au contraire les petites masses ("autres diorites" du versant ouest de la Cordillère Centrale) montrent une grande hétérogénéité de faciès qui les relie davantage aux volcanites adjacentes.

Ce résumé des faits montre qu'une relation manifeste existe entre les roches grenues et les volcanites. Ce problème est d'ordre génétique et il sera traité dans la partie consacrée aux interprétations (chapitre

11 - LES FORMATIONS ALBIENNES A PALEOCENES

Vue d'ensemble

Avec la mise en place des "diorites andines" une grande étape de l'histoire de l'Occident Andin colombien se termine. Sur les roches métamorphisées et granitisées décrites plus haut, une formation sédimentaire vient se déposer, en transgression (Formation Abejorral, Albien). En bordure des axes métamorphiques (fig. 106) commence alors une nouvelle accumulation de laves basiques avec des intercalations sédimentaires parfois fossilifères (Albien à Paléocène). Au Paléocène, dans ces laves basiques, des diorites semblables aux "diorites andines" viendront se mettre en place après une phase tectonique affectant les roches basiques. En termes géodynamiques, ceci signifie qu'avec la mise en place des "diorites andines" (Aptien-Albien ou Albien), la zone jusque là élevée (intra-géantictinal) du Cauca s'enfoncé, tandis qu'une surrection de deux pré-cordillères a lieu dans des fosses qui la bordaient à l'Est (fosse de la Cordillère Centrale) et à l'Ouest (fosse de la Cordillère Occidentale).

General statement.

When the Andean Diorites take place into the Occidente Andino, a main phase of the evolution of this compartment is finished. The over described, folded, and granitized rocks are then covered by a transgressive marine formation (Abejorral Formation, Albian). On the other hand, on the borders, and between the metamorphic zones (fig. 106), new basic lava flows occur, which sometimes contain fossiliferous sedimentary blankets (Albian

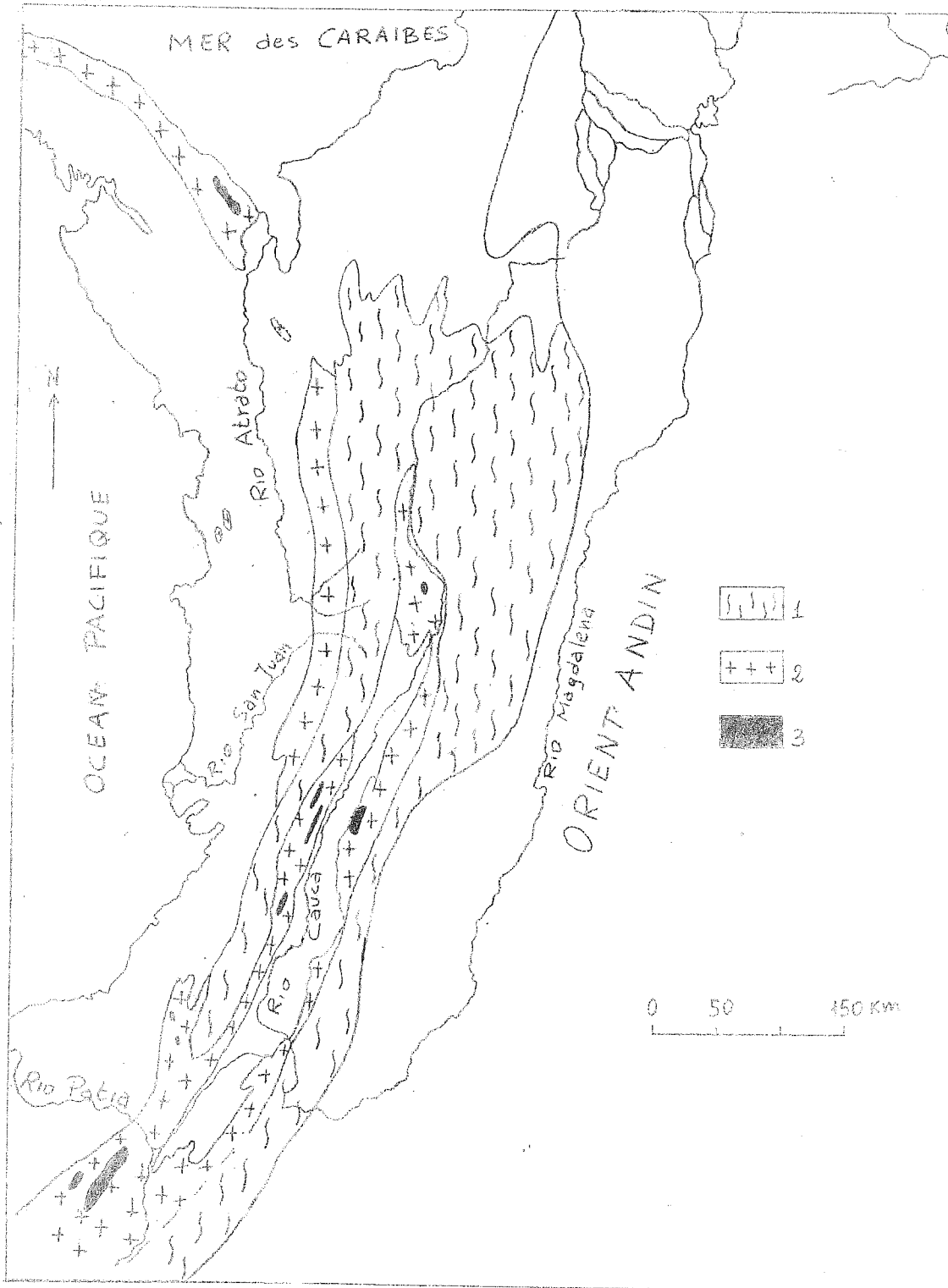


Fig. 106 - Les affleurements albien-paléocène de l'Occident Andin.
1 - Zone de soulèvement aptien-albien ; 2 - Bandes albien-paléocène ; 3 - Diorites paléocène-éocène.

to Paleocene). At the end of the Paleocene, after a new tectonic phase, new diorites, very similar to the Andean Diorites in facies, are intruded into the basic lavas.

From a geodynamic point of view, that means that after the Andean Diorites were "intruded" (Aptian-Albian or Albian), the preexisting Cauca intra-geanticline became a through ; and that the troughs corresponding to the Central (on the E) , and Western (on the W.) actual Cordilleras, were raised to form two pre-Cordilleras.

Introduccion

Con el emplazamiento de las "dioritas andinas" una grande etapa de la historia del Occidente Andino se cumple. Sobre las rocas plegadas y granitizadas descritas arriba, una formacion sedimentaria se deposita en transgression (Formacion Abejorral, Albiano). Hacia los bordes de las zonas metamorficas (fig. 100) empieza entonces una nueva acumulacion de lavas basicas, que contienen a veces intercalaciones sedimentarias fosiliferas (Albiano a Paleoceno). A final del Paleoceno, estas lavas basicas son atravesadas por nuevas dioritas, muy parecidas a las "dioritas andinas", despues de una nueva fase tectonica.

En terminos geodinamicos, esto significa que con el emplazamiento de las "dioritas andinas" (Aptiano-Albiano, u Albiano) la zona elevada (intra-geanticlinal) del Cauca se hunde, en tanto que tiene lugar el solevantamiento de dos pre-cordilleras de las fosas que correspondian al E. a la Cordillera Central, y al W. a la Cordillera Occidental actuales.

CHAPITRE XXXVI - LA FORMATION ABEJORRAL.

J'ai appelé Formation Abejorral (H. BÜRGL et L. RADELLI 1962) des roches sédimentaires clastiques dont j'ai reconnu la présence dans la Cordillère Centrale. La Formation Abejorral débute par un conglomérat basal à galets de quartz et de roches cristallophylliennes. Suivent des grès de plus en plus fins vers le haut et enfin des argilites. J'ai reconnu cette formation aux environs du village d'Abejorral, au Nord-Est d'Aguadas (chemin Aguadas-Sonson) et à l'Est de San Felix (route San Felix-Marulanda). Partout elle est en discordance sur les roches plus anciennes. A Abejorral elle repose sur des micaschistes, parfois sur des schistes à actinote ; dans le secteur d'Aguadas elle se trouve sur des micaschistes à muscovite ; dans la région de San Felix enfin elle est discordante sur la partie supérieure des roches métamorphiques décrites plus haut (schistes à chlorite et séricite, schistes argileux). Selon les géologues de l'Ecole des Mines de Medellin (communication orale) d'autres affleurements de cette formation se trouveraient sur le versant est de la Cordillère Centrale dans le secteur d'Aquitania.

La Formation Abejorral est fossilifère. H. BÜRGL a pu reconnaître dans mes échantillons d'Abejorral :

Oxytropidoceras carbonarium (GABB)
Oxytropidoceras cf. peruvianum (VON BUCH)
Venezolicerias karsteni (STIELER)
Inoceramus spec.
Dipoloceras ? spec.

de l'Albien moyen (H. BÜRGL et L. RADELLI 1962).

Les affleurements de San Felix ont également fourni des fossiles. Ce sont des lamellibranches et des végétaux qui se trouvent dans des grès fins. Mais faute de documentation bibliographique ces fossiles n'ont pu être déterminés. Pour ce qui concerne les lamellibranches, H. BÜRGL précise qu'il s'agit de formes inconnues jusqu'à présent en Colombie.

Ce court exposé montre de toute manière que la Formation Abejorral est transgressive sur des roches plissées, qu'elle est albiennaise et que l'érosion attaquait des terres émergées sur lesquelles une végétation florissait. Ceci signifie que les pré-cordillères de l'Occident Andin colombien comportaient donc au moins des îles.⁺

CHAPITRE XXXVII - LES ROCHES BASIQUES ET LEURS INTERCALATIONS FOSSILIFÈRES

Il s'agit principalement d'énormes accumulations de diabases et de basaltes. Plus rares sont les faciès andésitiques et ils se trouvent seulement à la partie nord du pays. Le plus souvent ce sont des roches massives, mais des produits pyroclastiques apparaissent également. J'ai observé soit des pillow-lavas, soit des laves cordées.

a) Les diabases.

Ce sont des roches à structure doléritique avec de belles lattes de plagioclase parmi lesquelles se trouvent de grands cristaux de pyroxène. Plus rarement la structure est grenue doléritique, c'est-à-dire que le pyroxène est en grains plus petits mais également interposé parmi les lattes de plagioclase. Le plagioclase est idiomorphe. Il s'agit d'andésine-labrador, souvent d'ailleurs un peu albitisé. Le pyroxène est une variété de pigeonite (H. W. NELSON 1957). Les minéraux accessoires sont : le magnétite et l'ilménite avec des couronnes de sphène. Ce faciès est le plus répandu à la partie centrale de l'Occident Andin, grosso modo entre la latitude de Cali et celle de Popayan. Dans ce secteur les faciès vitreux ou à microlites sont peu répandus, voire rares. Quand ils existent, ils sont constitués ou par du verre et par des cristallites arborescentes de pyroxène, ou par du verre et des microlites de plagioclase et de pyroxène, avec ou sans phénocristaux de plagioclase basique.

b) Les basaltes.

Les basaltes prédominent dans les secteurs nord et sud de l'Occident Andin (sauf dans la région d'Acandí, côte nord du Choco, dont je parlerai séparément). Ils ont leur plus grande répartition à l'Ouest du Cauca, à la latitude des départements d'Antioquia et du Choco. Toute la première chaîne de la Cordillère Occidentale, entre le Rio Cauca et la vallée d'Andes (quelque 20 à 30 km à vol d'oiseau) en est constituée. La route Bolombolo-Salgar en offre des affleurements magnifiques. Macroscopiquement il s'agit de roches d'une monotonie exaspérante. Sauf localement à son extrême bordure orientale, toute cette chaîne est formée par un seul type lithologique. C'est un basalte vert foncé à noir, massif, en bancs de 4-5 mètres ou plus, avec une mésostase fine et de rares phénocristaux. La mésostase est hypo-microcristalline, plus rarement vitreuse. Au microscope on y reconnaît des chlorites, de petits grains de zoïsite-épidote, souvent aussi des microlites de plagioclase qui donnent des structures fluidales. Les phénocristaux sont soit seulement d'augite, soit d'augite et de plagioclase. Celui-ci est du labrador, zoné et maclé selon la loi de l'albite. Parfois on trouve aussi des phénocristaux de hornblende brune. Les minéraux accessoires sont représentés surtout par de l'apatite et du minerai de fer. Des plages de calcite apparaissent çà et là.*

Des roches du même genre se trouvent au-delà de la crête de la Cordillère Occidentale, dans le Choco, l'une des régions colombiennes les moins connues et les plus sauvages, en bordure de la vallée de l'Atrato.

⁺ Des conglomérats apparemment semblables à ceux de la Formation Abejorral ont été signalés aussi sur la Cordillère Occidentale, dans la région de Carmen del Atrato (E. HUBACH 1957). Toutefois il n'est pas possible de savoir s'ils ont le même âge. E. HUBACH pense qu'il pourrait s'agir de roches tertiaires.

* Des roches de ce type sont la règle dans la portion méridionale correspondante de l'Occident Andin. Mais cette affirmation se base seulement sur des observations macroscopiques.

Un paquet important de basaltes noirs porphyriques, qui pourraient bien appartenir à cet ensemble de roches, se trouve aussi sur la Cordillère Centrale, en bordure de la vallée du Magdalena (Ouest de La Dorada). Mais il n'y a pas moyen de les dater avec précision. La seule chose que je peux dire est que ces roches ressemblent davantage aux basaltes fin-Crétacé qu'aux laves cénozoïques. Mais ici elles contiennent de très nombreuses intercalations de roches sédimentaires (schistes, grès). Comme je l'ai dit, des faciès plus variés se trouvent à proximité du Cauca. J'en donnerai quelques exemples. Au Sud de La Pintada et à l'Ouest du Massif microdioritique de Marmato, les montagnes de Caramanta sont formées par des basaltes d'une couleur verte à noirâtre, massifs, en bancs ne dépassant pas quelques mètres de puissance, et qui se débitent en coussins. Leur composition minéralogique est la suivante : mésostase hypo-microcristalline avec des plages irrégulières (rondes ou amiboïdes) de calcédoine ; phénocristaux de labrador en lattes, d'augite et de chlorite qui substitue un minéral préexistant (amphibole ? pyroxène ?) ; minéraux accessoires, épidotes, apatite et minerais. Plus au Sud (Riosucio) affleurent surtout des laves noires presque entièrement vitreuses, mais avec des cristaux brisés de pyroxène parsemés dans le verre. Encore plus au Sud (Quinchia - Naranjales) il y a de nouveau des faciès porphyriques. Il s'agit alors d'andésites avec une mésostase microcristalline à microlites de plagioclase et petits grains d'amphibole et des phénocristaux de labrador zoné, de hornblende brune (presque entièrement substituée par de la calcite, avec des ségrégations opaques aux bords) et avec de plus rares cristaux de quartz. Au Nord, dans le secteur de Jerico-Tarso, on trouve des affleurements magnifiques de laves cordées. Ce sont encore des roches basaltiques à mésostase hypo-microcristalline avec des microlites de plagioclase et des phénocristaux de labrador zoné et maclé albite, d'augite et de hornblende. L'amphibole présente souvent une couronne externe chloritisée. De petites plages de calcite interviennent localement dans la mésostase.

Des niveaux importants de cherts noirs sont associés aussi à ces roches volcaniques, comme ils l'étaient aux plus anciennes (chapitre XXXII, h). Dans toute la région montagneuse qui va d'Anserma au Sud jusqu'à Anza au Nord, sur son versant oriental en particulier, les faciès pyroclastiques affleurent largement. Il s'agit de brèches à éléments anguleux de roches volcaniques sombres cimentés dans une roche volcanique plus claire. Les éléments de la brèche ont des dimensions assez variables : de moins d'un centimètre à presque un décimètre en moyenne. Macroscopiquement les éléments de la brèche semblent être constitués par du basalte, le ciment plutôt par une andésite. De magnifiques affleurements de ce type de roches se trouvent à proximité de Quinchia, le long de la route Caramanta - Valparaiso et surtout aux environs du village de Tamesis (Sud-Ouest de La Pintada).

c) Les volcanites de la région d'Acandi.

Dans cette région qui se trouve à la frontière Colombie-Panama, sur la côte atlantique, les volcanites sont souvent plus acides, comme j'ai pu le constater en étudiant plus d'une centaine d'échantillons ramassés là par les géologues du Service géologique colombien (fig. 107).

Le plus souvent on a affaire là à des andésites plus ou moins quartziques. Ce sont des roches à structure pilotaxique, souvent aussi fluidale. Elles sont constituées par des microlites de plagioclase qui baignent parfois dans du verre, par du quartz très corrodé et par de la hornblende. Celle-ci est souvent chloritisée. Les basaltes sont plus rares et en général il s'agit de basaltes à hornblende, plus rarement à hornblende et augite. Leur faciès est très analogue à celui des basaltes d'Antioquia et du Choco, mais parfois on a affaire aussi à des faciès palagonitiques. Des tufs apparaissent également et ce sont alors des roches vacuolaires, à vacuoles remplis de calcite. A proximité d'Acla on trouve enfin une roche très particulière qui consiste en une mésostase calcaire, dans laquelle sont emballés des cristaux de plagioclase, d'amphibole et de petites masses de verre volcanique : il y avait donc dépôt de calcaires en même temps que des émissions de tufs.

Ne pouvant donner de détails sur les relations mutuelles précises entre ces différents faciès, je n'insisterai pas davantage sur leur description.

d) Les faciès à olivine.

Des faciès plus grenus, gabbros fins ou microgabbros, apparaissent çà et là parmi ces volcanites, mais ils sont souvent difficiles à reconnaître sur le terrain par suite de leur grain la plupart du temps assez fin.

Par exemple, la terminaison sud du chaînon Anserma-Anza est constituée par une masse assez importante

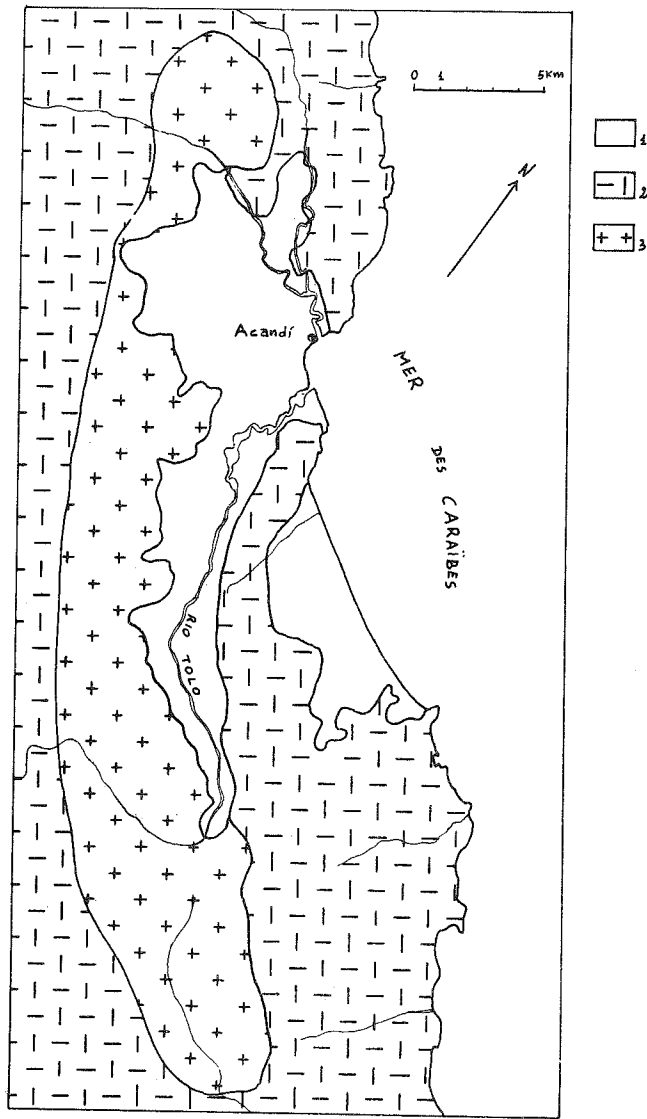


Fig. 107 - Carte géologique de la région d'Acandí (Isthme de Panama).
1 - Quaternaire ; 2 - Volcanites basiques ; 3 - Diorite.

de microgabbro, sur laquelle est bâti le village d'Anserma lui-même. C'est un microgabbro à olivine, dont la composition minéralogique est la suivante : minéraux essentiels, labrador, olivine, diallage ; minéraux accessoires, quartz, minerais. Structure holocristalline hypidiomorphe, légèrement doléritique. Le labrador est en cristaux tabulaires, maclés albite, plus rarement albite-péricline. L'olivine est en grains qui présentent un réseau de fractures remplies d'antigorite. Le diallage est parfois idiomorphe, d'autres fois en grains irréguliers parmi les plagioclases. Il est incolore ou faiblement jaunâtre, avec $Z : c = 30^\circ - 35^\circ$.

H. W. NELSON (1957) cite dans le secteur de Cali des picrites au Sud du village de Vijes, au voisinage de San Marcos ; des péridotites à pyroxènes à proximité du village de Sevilla et enfin des péridotites serpentinisées aux environs de Lobo Guerrero. Il ne semble pas à présent que ces roches à olivine constituent un niveau particulier ayant une valeur stratigraphique dans l'ensemble des roches basiques plus récentes de l'Occident Andin.

e) Les intercalations sédimentaires.

Bien que beaucoup moins répandues que les faciès volcaniques, les intercalations sédimentaires qui interviennent dans ce nouvel ensemble basique ont une importance capitale. Cela tient à deux raisons : d'une part elles sont souvent fossilifères et il devient possible grâce à elles de dater les émissions volcaniques ; d'autre part, elles permettent aussi de se faire une idée au moins provisoire sur le déroulement de ces émissions. Du point de vue lithologique, les sédiments dont il s'agit se partagent entre deux types principaux. D'une part il y a des cherts purs ou argileux, d'autre part on trouve des faciès gréseux et grésocalcaires associés ou non à des cherts. Ces intercalations sont toujours parfaitement concordantes. Les plus répandues sont certainement les cherts. Leur épaisseur est variable, de quelques centimètres à quelques mètres en général ; mais il n'est pas rare d'en trouver de quelques centaines de mètres aussi, mais, dans ce cas, on ne peut exclure l'existence de replis synsédimentaires ("slumping").

En outre, aux dernières gorges du Rio San Juan avant son confluent avec le Rio Cauca, j'ai observé en rive gauche une intercalation sédimentaire de type différent. Quelque 100 à 150 m de conglomérat à galets de quartz roulés se trouvent là dans les laves. Ce conglomérat, d'ailleurs repérable en photo aérienne, peut être suivi sur 1,5 km environ.

Les émissions de laves étaient donc séparées l'une de l'autre par des périodes de repos plus ou moins longues, pendant lesquelles une sédimentation avait lieu. En partie détritique, cette sédimentation suggère l'existence de zones soumises à l'érosion. Le fait que ces faciès sédimentaires se trouvent des deux côtés de l'axe de la Cordillère Occidentale et à l'Ouest de celui de la Cordillère Centrale (à l'Est de celui-ci il y avait l'Orient Andin) donne une nouvelle preuve de l'existence des Pré-Cordillères correspondantes. D'autre part les émissions basiques s'étalent sur une très longue période, comme le prouvent leurs intercalations fossilifères.

La plus ancienne de celles-ci se trouve à l'Est de Popayan, sur le versant occidental de la Cordillère Centrale, presque en bordure de la vallée du Cauca. Ce sont les affleurements de Coconuco, où les cherts sont intercalés dans les volcanites. Ces cherts contiennent (H. BÜRGL 1964, E. HUBACH 1957)⁺ :

Oxytropidoceras carbonarium (GABB)

Oxytropidoceras trinitense (GABB)

Hysterocheras aff. bucklandi (SPATH)

qui indiquent l'Albien.

Des ammonites aplaties, indéterminées, contenues dans des cherts ont été signalées aussi au Nord-Ouest de Cali, à Golendrina (E. HUBACH 1957). Ces fossiles devraient faire l'objet de nouvelles recherches et d'un essai

⁺ Dans une note précédente (L. RADELLI 1965a) j'avais indiqué l'âge jurassique pour ces affleurements. Je suivais alors H. BÜRGL (1961). Il avait déterminé comme Lamberticeras et Quenstedticeras (indiquant Callovien) des fossiles qu'on lui avait donnés comme venant de Coconuco. Par la suite, E. HUBACH l'ayant prévenu que de tels fossiles ne pouvaient pas venir de là, H. BÜRGL étudia à nouveau la faune de ces affleurements sur de nouvelles trouvailles. Il confirma alors l'âge albien de ces roches qu'avait indiqué E. HUBACH. L'une des plus graves difficultés de l'interprétation tectonique des Andes colombiennes tombait alors définitivement. Maintenant un problème reste ouvert : d'où venaient Lamberticeras et Quenstedticeras ? Probablement d'Europe. . .

de détermination. Au Sud du village de Vijes, dans la Quebrada San Marcos, des schistes marneux contiennent (H. W. NELSON 1957) :

Inoceramus peruanus BRUGGEN

Gümbelina sp.

Cette association correspond (H. BÜRGL 1961) à la limite Turonien-Sénonien (Coniacien basal).

Dans la même région une autre intercalation, de schistes siliceux cette fois, a fourni aussi Inoceramus peruanus BRUGGEN.

Dans le département de Caldas, sur les premiers contreforts de la Cordillère Occidentale, entre Virginia et Balboa, des cherts noirs (100 m), interstratifiés dans les volcanites ont donné (H. W. NELSON 1957) :

Gümbelina

Globigerina

Selon H. BÜRGL cette association est typique du Coniacien basal.

H. W. NELSON (1957) signale une faune semblable dans la Cordillère Centrale, 5 km à l'Ouest du village de San Felix. H. BÜRGL (1961) dans sa révision des fossiles de l'Occident Andin ne la cite pas. J'ai essayé de contrôler l'affirmation de NELSON et dans la région ci-dessus j'ai récolté un grand nombre d'échantillons (cherts noirs et schistes). Dans les lames minces des cherts, des foraminifères étaient visibles mais aucun d'entre eux n'était déterminable. Je pense par conséquent que l'idée de NELSON doit être refusée et qu'il faut continuer à penser, en accord avec les observations tectoniques régionales, que les roches basiques de la coupe Salamina-San Felix sont pré-albiennes.

Au voisinage du village de San Antonio, à quelque 30 km au Sud-Sud-Ouest de Cali, deux niveaux fossilifères, intercalés dans les diabases, ont été découverts par J. KEIZER (in H. W. NELSON 1957). Le niveau inférieur contient encore Inoceramus peruanus BRUGGEN et il appartient donc au Coniacien basal. Le niveau supérieur a fourni une microfaune dont H. BÜRGL (in H. W. NELSON 1957) a déterminé les microforaminifères arénacés

Haplophragmoides excavata CUSHMAN et WATERS

Haplophragmoides cf. glabra CUSHMAN et WATERS

Glomospira gordialis (JONES et PARKER)

Ammodiscus glabratus CUSHMAN et JARVIS

Bathysiphon taurinensis SACCO

Bathysiphon alexanderi CUSHMAN

Ammobaculites coprolithiformis (SCHWAGER)

Pelorina complanata FRANKE

Selon H. BÜRGL cette faune indique le Santonien.

Un autre fossile a été découvert plus au Sud, dans le département du Narino, par J. A. BUENO (in H. BÜRGL 1961). Il s'agit de :

Rzehakina epigona lata CUSHMAN et JARVIS

qui se trouve dans des tufs siliceux appartenant à l'ensemble des roches basiques qui affleurent au Sud d'Ancuya, le long du chemin Ancuya-Guaitarilla (Quebrada Bocanegra). Ce fossile indique le Paléocène inférieur.

Enfin sur le versant ouest de la Cordillère Centrale des pollens ont été trouvés dans la Formation Nogales. Celle-ci a été créée par H. W. NELSON (1957) pour désigner quelque 500-600 m de roches sédimentaires au toit des diabases. De bas en haut, la Formation Nogales est constituée comme suit : à la base des greywackes composés par des grains de quartz, de feldspaths, des lames de biotite altérée, des grains d'augite et par des fragments de roches volcaniques basiques ; ensuite des alternances de cherts parfois un peu carbonatés et de greywackes. Les pollens sont contenus dans les cherts. Selon Th. Van der HAMMEN (in H. W. NELSON 1957) il s'agit de :

Monocolpites operculatus

Monocolpites medius
Monocolpites minutus
Triporites sp.
cf. Tetradites magnus
Monoporites sp.
Triletes sp.

L'âge de la Formation Nogales semble être par conséquent paléocène (Th. Van der HAMMEN 1960). La Formation Nogales se serait déposée dans un milieu limnique.

f) Conclusions sur les roches basiques.

Les données rassemblées ci-dessus montrent d'une manière assez précise que les émissions basiques dont il est question se sont déroulées depuis l'Albien moyen jusqu'au Paléocène. Il est intéressant de noter dès maintenant que le début de ces émissions coïncide avec les seules montées volcaniques connues dans le Crétacé de l'Orient Andin (Albien d'Alpujarra-Prado-Dolores, chapitre XIX, c, e).

Je montrerai plus loin qu'il existait probablement aussi des liaisons entre les phénomènes volcaniques de l'Occident Andin et la sédimentation crétacée de l'Orient Andin, en ce qui concerne les faciès siliceux de ce compartiment.

Une autre remarque importante concerne le milieu où a eu lieu l'accumulation des laves basiques. Bien qu'ils soient moins nombreux que ceux que j'ai exposés à propos des laves pré-albiennes, des arguments comme les foraminifères arénacés de San Antonio et le faciès de la Formation Nogales, parlent en faveur d'un milieu marin avec des eaux peu profondes.

L'épaisseur totale de ces roches est difficile à évaluer. H. W. NELSON (1957) l'évalue à quelque 10.000 m, mais il y inclut aussi les faciès analogues pré-albiens de la Cordillère Occidentale. Je crois que ce chiffre est exagéré et qu'il ne tient pas suffisamment compte de redoublements tectoniques, difficiles à déceler en raison de l'absence d'affleurements continus et de faciès différenciés. Il n'en reste pas moins que cette épaisseur est énorme : un chiffre minimum de 4 000- 5 000 m ne devrait pas être trop éloigné de la réalité.

CHAPITRE XXXIII - LES DIORITES PALEOCENES - EOCENES

Au Paléocène se terminent donc les émissions basiques et une nouvelle modification paléogéographique intervient dans l'Occident Andin. Je montrerai plus loin qu'à partir de l'Eocène il n'y a pratiquement plus de faciès marins. Une phase tectonique en est responsable, qui affecte les roches ci-dessus par des failles et des plis. A la fin de cette phase, d'ailleurs rapide, des diorites se mettent en place dans les roches basiques. La succession des faits est la même que celle concernant les zones axiales plus anciennes : accumulation de faciès volcano-sédimentaires - plissement - mise en place de diorites. Ces nouvelles diorites ont d'ailleurs un faciès très proches de celui de leurs homologues plus anciennes. Elles constituent les massifs principaux suivants

Massif de Buga	-	Cordillère Centrale
Massifs des Farallones de Cali		
Massif de Trujillo		
Massif de Timbiqui		Cordillère Occidentale
Massif de Loma Cuchillo		
Massif de Tamesis		
Massif d'Acandi.		

Je n'en décrirai que trois exemples : le Massif de Buga (fig. 108a et b), le Massif de Tamesis et le Massif d'Acandi.

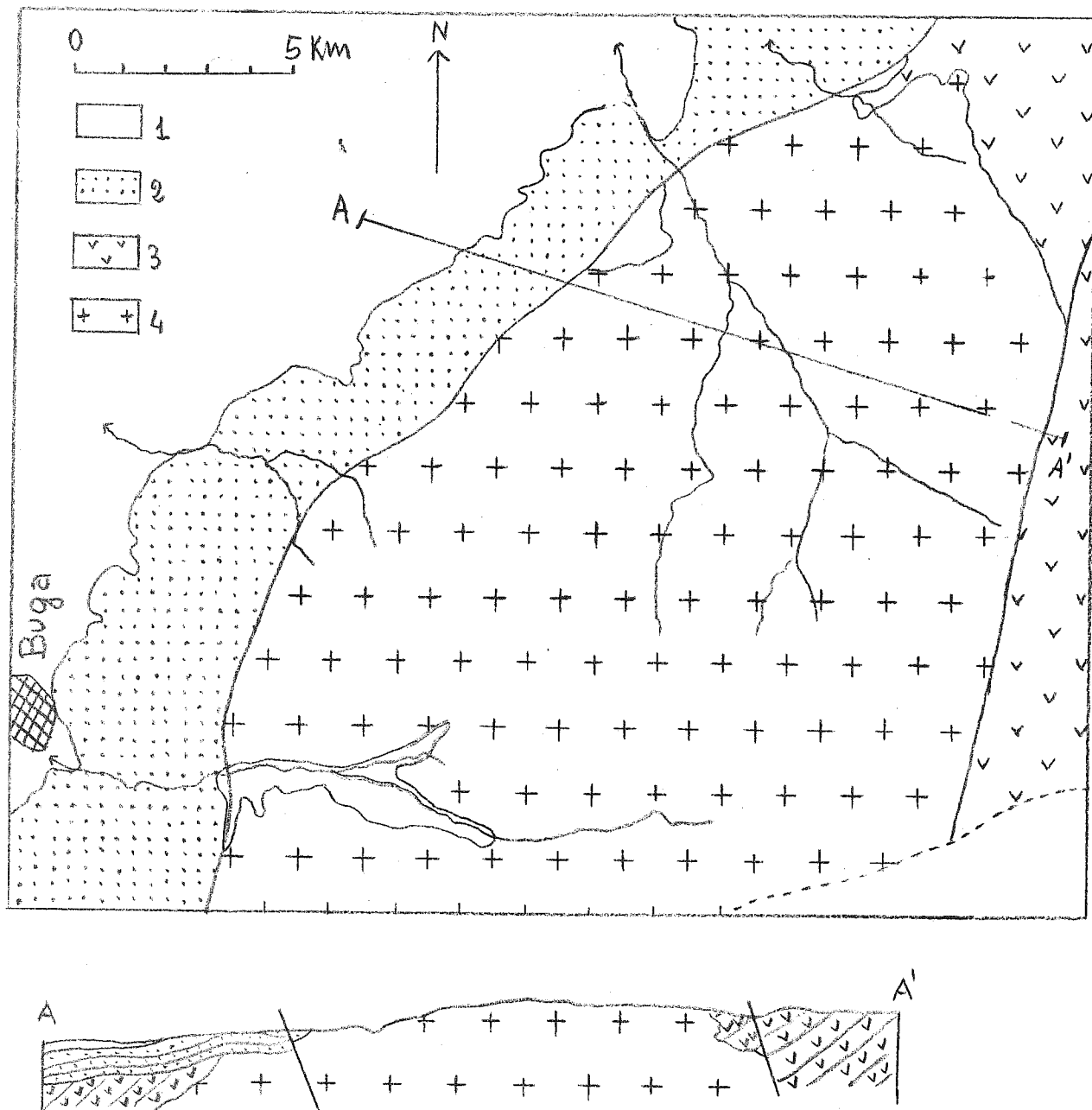


Fig. 108 - Carte et coupe de la diorite aux environs de Buga (selon H.W. NELSON, 1957, simplifié).

1 - Quaternaire ; 2 - Tertiaire ; 3 - Laves basiques albien-paléocène ;
+ - Diorite.

a) Le Massif de Buga

Il affleure à l'Est de Buga, constituant là le premier relief important de la Cordillère Centrale en bordure de la vallée du Cauca. Ses rapports géologiques avec les roches encaissantes sont représentés dans les figures 108a et 108b).

Du point de vue pétrographique le massif est constitué (H. W. NELSON 1957) à l'Ouest par des diorites quartziques (minéraux essentiels, quartz, oligoclase, un peu de microcline, de hornblende et de biotite ; minéraux accessoires, apatite, zircon, sphène) ; à l'Est par des diorites beaucoup plus basiques, contenant davantage de minéraux ferromagnésiens. Des assimilations de matériel diabasique y sont visibles, aussi bien que des transitions entre diorite et diabase. Cependant des limites diorite-diabase nettes existent aussi, accompagnées par un développement de grands cristaux de hornblende.

b) Le Massif de Tamesis

Ce massif se trouve au Sud-Ouest de La Pintada. La diorite affleure principalement en amont du village de Tamesis, où elle donne des parois très raides, mais elle réapparaît aussi dans les ravins au-dessous du village.

C'est grâce à ces derniers affleurements qu'on peut constater qu'elle est plus ancienne que les couches tertiaires d'Antioquia. La composition de la diorite est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, augite et hornblende, biotite, quartz, micropegmatite ; minéraux accessoires ou peu répandus, chlorite, ilménite, zircon, apatite. Le plagioclase est de loin le minéral le plus répandu. Il s'agit d'andésine-labrador parfaitement idiomorphe en belles lattes, maclé albite ou albite-péricline. La hornblende est un peu moins abondante que l'augite, mais elle constitue des cristaux plus grands. La biotite se trouve en petites lames. Quartz et micropegmatite sont interstitiels. La structure de la roche est holocristalline hypidiomorphe, le grain est plutôt fin. Celui-ci étant le faciès le plus répandu, je dois toutefois signaler qu'il existe localement des variations importantes, qui concernent surtout la composition minéralogique. Le pyroxène disparaît parfois et sa place est prise par de la hornblende. Le quartz devient alors plus abondant et de tendance idiomorphe. Le cas inverse se montre aussi : la hornblende disparaît et seuls les minéraux mélanocrates restent : augite et biotite. Dans ce cas il est fréquent de voir que la biotite remplace partiellement le pyroxène (fig. 109). La diorite traverse les roches basiques, notamment les brèches dont j'ai parlé plus haut. Les contacts sont nets, mais la diorite contient souvent des enclaves de roches basiques.

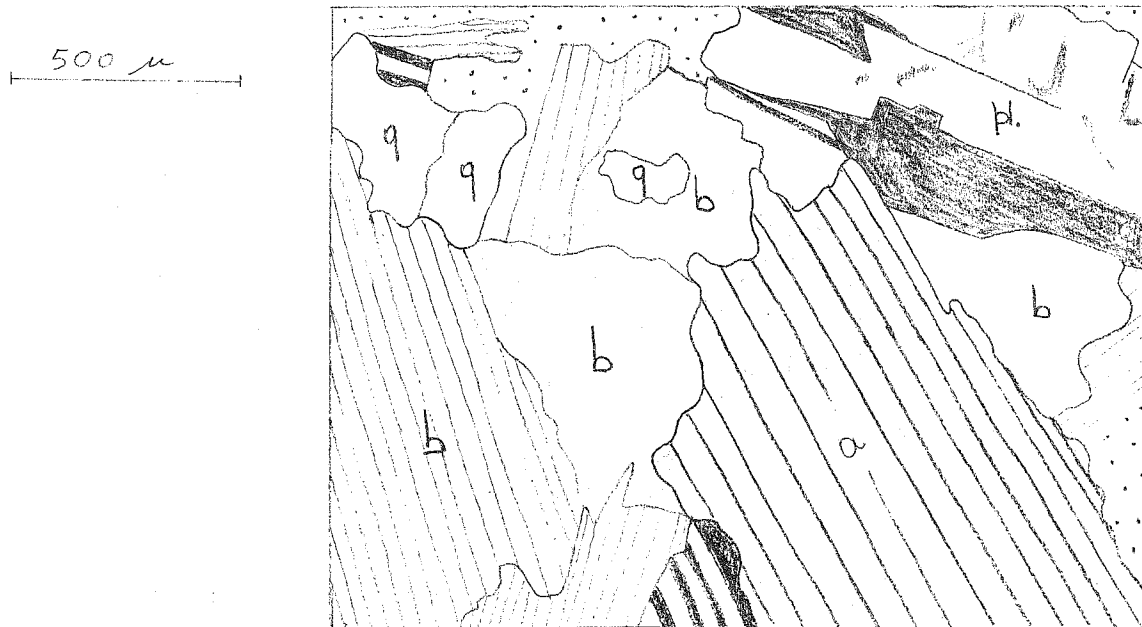


Fig. 109 - Micrographie de la diorite de Tamesis.

q - quartz ; pl - plagioclase ; b - biotite ; a - amphibole.

c) Le Massif d'Acandi (fig. 106)

Du point de vue pétrographique les roches grenues du Massif d'Acandi sont très hétérogènes. Le faciès le plus diffus est une diorite à amphibole ; minéraux essentiels, plagioclase zoné (andésine-labrador) maclé albite et hornblende ; minéraux subordonnés, orthose, quartz, parfois un peu de biotite ; minéraux accessoires, magnétite, apatite, zircon, épidote. Mais ce faciès montre d'une part des transitions à des gabbros (minéraux essentiels, labrador et hornblende ; minéraux accessoires, orthose, minerais, zircon) et, d'autre part, des intrications avec des volcanites, toutes ces roches étant souvent très cataclastiques. C'est du moins ce que j'ai pu établir en étudiant de nombreux échantillons ramassés là par les géologues du Service géologique colombien.

d) L'âge des diorites

L'âge paléocène-éocène de ces masses est prouvé par ce que j'ai dit plus haut et par le fait qu'elles ne traversent pas les couches tertiaires (éocènes ou plus récentes) des régions où elles affleurent.

12 - QUELQUES REMARQUES STRATIGRAPHIQUES

Vue d'ensemble

Arrivé à la fin de mon exposé concernant les roches pré-tertiaires de l'Occident Andin, j'estime avoir encore quelques tâches à accomplir. Je veux d'une part réunir toutes les observations précédentes dans un schéma stratigraphique essentiel. Je pense nécessaire, d'autre part, de montrer clairement, dans la mesure du possible, à quelles unités lithologiques et / ou stratigraphiques des autres géologues colombiens correspondent les miennes. Ce faisant, j'espère rendre service aussi bien au lecteur qui connaît la littérature géologique colombienne, qu'à celui qui pourra s'en approcher après avoir connu cet ouvrage.

General statement

Before to cut this account on the pre-tertiary rocks of the Occidente Andino, I think necessary to assemble all the preceding observations into a simple stratigraphic diagram. On the other hand, and in order to helps the reader who knows or who will know the Colombian geologic litterature, I will also show, as clearly as possible, which of the lithologic and / or stratigraphic units of the other Colombian geologist, the just introduced ones are corresponding to.

Introduccion

Antes de terminar estas notas acerca de las rocas pre-terciarias del Occidente Andino, pienso que tengo que cumplir con unas tareas masquero por un lado reunir todas las observaciones anteriores en un cuadro estratigrafico esencial. Pienso necesario, por el otro, indicar claramente, hasta donde posible, a cuales de las unidades litologicas y / o estratigraficas de los otros geologos colombianos corresponden las mias. Espero de esta manera hacer cosa util tanto para el lector que ya conoce la literatura geologica colombiana, como para él que la conocerà después de haber leído esta trabajo.

CHAPITRE XXXIX - UNITES LITHOLOGIQUES ET STRATIGRAPHIQUES DE L'OCCIDENT
ANDIN PROPOSEES DANS CE TEXTE.

La planche III montre les limites chronostratigraphiques repérées et la nomenclature lithostratigraphique essentielle que j'ai adoptée. Il est évident que les roches des écaillés de socle restent en dehors de ce schéma, qui concerne seulement les roches dont la genèse est liée à l'Occident Andin, que ce soit par sédimentation ou par éruptions.

Evidemment ma nomenclature n'est pas orthodoxe. Il y a là des formations formelles (Formation Abejorral, Formation Nogales) ; d'autres unités ont une valeur de groupes, mais elles n'ont pas été formellement définies comme tels (granites syncinématiques, diorites andines etc...) ; il y a aussi des termes essentiellement lithologiques (schistes argileux... calcschistes... metabasaltes... prasinites...) rassemblés dans des ensembles selon leur origine. Ces ensembles, qui ne sont ni des formations ni des groupes, constituent enfin des Associations, lesquelles englobent ou non des formations...

Cependant cette nomenclature est pratique sur le terrain, ne donne pas lieu à des confusions et elle permet de passer assez facilement des unités lithostratigraphiques à des unités chronostratigraphiques.

Il est relativement facile sur le terrain de reconnaître les faciès principaux indiqués plus haut. Il est parfois beaucoup plus difficile d'en tracer les limites précises. Des formations formelles ne pourraient être définies, souvent, qu'en rassemblant des roches d'origine différente ou mixte. Si l'on entreprenait un pareil effort, ces formations se multiplieraient presque à l'infini, nombre de corrélations restant cependant très subjectives. Il vaut donc mieux définir, comme je l'ai fait, des types lithologiques, les rassembler par leur origine et finalement par régions naturelles. Ceci permet de tracer aisément des cartes géologiques : selon l'échelle adoptée on séparera des types lithologiques, les deux ensembles ortho et para ou leurs parties inférieure et supérieure, voire simplement les Associations ou leurs parties inférieure et supérieure.

Ainsi la Cordillère Centrale (zone axiale) sera caractérisée, en ce qui concerne les roches métamorphiques, par l'Association Antioquia toute entière ; la Cordillère Occidentale (zone axiale) le sera par la partie supérieure seulement de l'Association Antioquia (ensemble para, partie supérieure ; ensemble ortho, partie supérieure).

Il est encore impossible de déterminer l'âge de chaque terme. Les relations mutuelles de certains d'entre eux étant parfois à préciser. Cependant l'âge des Associations a pu être fixé. L'Association Antioquia est d'âge Trias supérieur - Aptien, la limite inférieure ayant été fixée par corrélation stratigraphique (corrélation cipolins Nare - calcaires Payandé), la limite supérieure par des fossiles trouvés aussi bien dans les schistes argileux que dans des intercalations sédimentaires dans les volcanites. L'Association Cali est d'âge albien-paléocène, les deux limites ayant été déterminées par des trouvailles fossilifères. Ces âges et celui de la Formation Abejorral (Albien) permettent de situer dans le temps les phases de plissement reconnaissables et les autres roches de l'Occident Andin (granites, diorites). Leurs limites chronologiques ayant été reconnues, les Associations peuvent parfaitement être considérées à présent comme des séries.

Le schéma de la planche III a, en plus, l'avantage de faire apparaître clairement la phase aptienne-albienne. Avant mes travaux, l'existence de cette phase était inconnue dans l'Occident Andin, malgré son importance capitale.

Avant de terminer, je dirai qu'il me paraît très satisfaisant que la nomenclature stratigraphique officielle (membres, formations, groupes) ne s'adapte pas à l'Occident Andin. Le fait qu'une telle nomenclature, développée par les géologues du pétrole, après avoir été valable, pratique et utile dans l'Orient Andin, soit mise en échec dans l'Occident Andin, ne fait que souligner la profonde différence qui existe entre ces deux compartiments majeurs des Andes colombiennes.

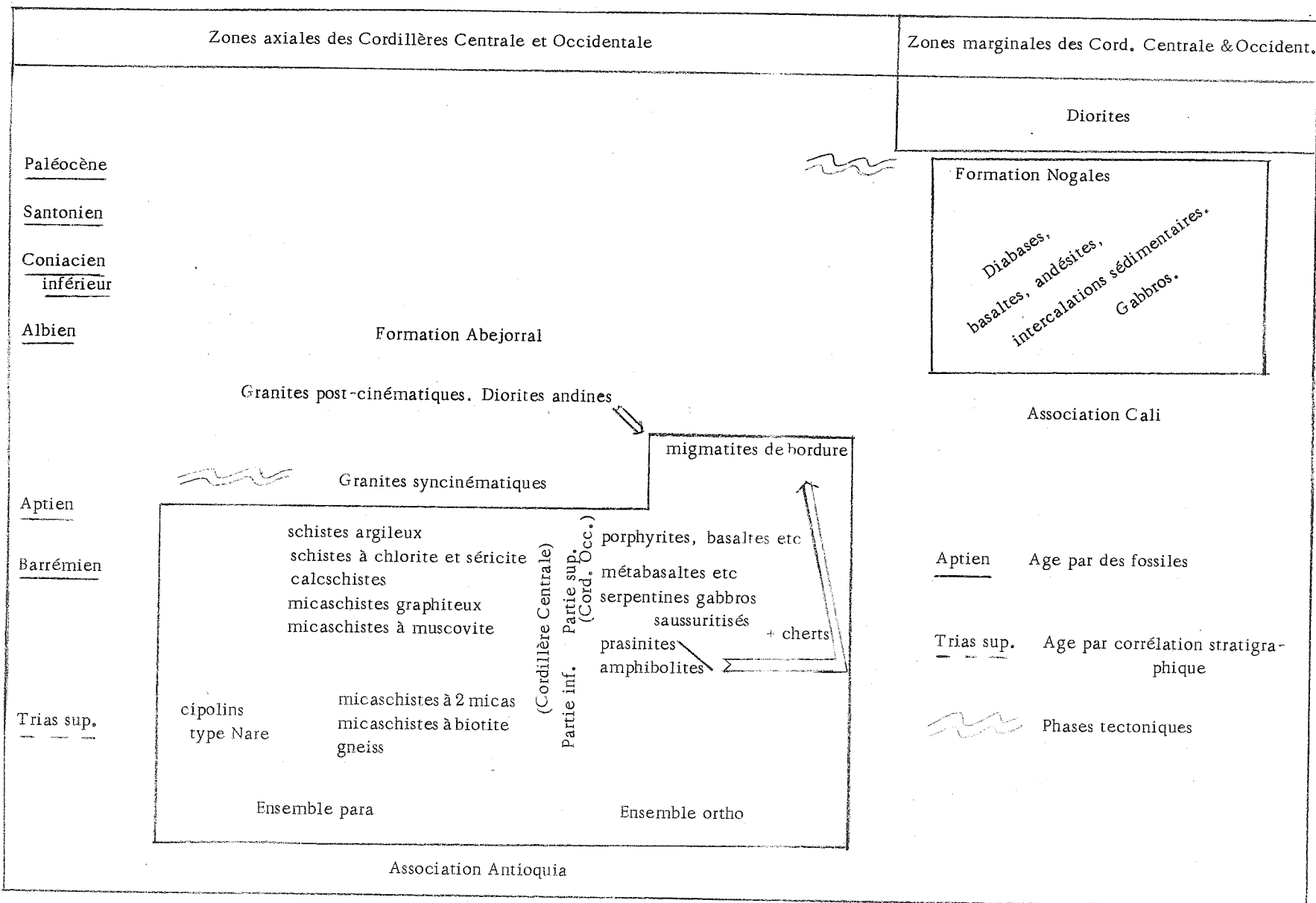


Planche III : Unités stratigraphiques de l'Occident Andin

CHAPITRE XL - SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DE CE TEXTE ET NOMENCLATURES
PRECEDENTES.

La nomenclature et les subdivisions stratigraphiques adoptées ici ne coïncident nullement avec celles des autres géologues colombiens.

a) H. W. NELSON (1957) avait défini un Groupe Cajamarca, un Groupe Dagua, un Groupe Diabasique. Le Groupe Cajamarca de NELSON désigne les roches métamorphiques de la coupe Ibagué-Armenia de la Cordillère Centrale. Du point de vue lithologique il correspond à la partie inférieure de mon Association Antioquia. Sous le nom de Groupe Dagua, NELSON désigne les roches métamorphiques de la partie axiale de la Cordillère Occidentale. Le Groupe Dagua correspond à la partie supérieure de mon Association Antioquia, ensemble para. NELSON a été probablement amené à séparer nettement les deux Groupes parce qu'il n'a pas connu de région où les deux parties de l'Association Antioquia coexistent, avec passages graduels. Ceci explique aussi les âges très différents qu'il leur assigne, à savoir : Groupe Cajamarca - Paléozoïque ; Groupe Dagua - Mésozoïque. Le Groupe Diabasique de NELSON correspond d'une part à mon Association Cali, mais aussi à la partie supérieure de mon ensemble ortho de l'Association Antioquia, puisque NELSON veut y englober aussi les diabases peu métamorphiques de la partie axiale de la Cordillère Occidentale. Pour NELSON enfin toutes les diorites seraient de même âge, âge qu'il considère comme paléocène ou crétacé tout à fait supérieur.

b) E. HUBACH (1957) appelle Formation Espinal les roches d'origine sédimentaire de l'axe de la Cordillère Occidentale à l'Ouest de la faille de Dagua, roches qu'il dit être très différentes de celles du Groupe Diabasique, à l'Est de ladite faille. La Formation Espinal d'E. HUBACH correspond à la partie supérieure de mon ensemble para de l'Association Antioquia ; les volcanites basiques associées, à la partie supérieure de mon ensemble ortho de la même Association. L'âge qu'E. HUBACH assigne à la Formation Espinal est sensiblement le même que celui que j'indique pour la partie supérieure de mon Association Antioquia : Mésozoïque, probablement Crétacé inférieur.

En revanche le Groupe Faldequera d'E. HUBACH (groupe volcanique tectoniquement compliqué) d'E. HUBACH (1957) correspond à la fois à la partie supérieure de mon ensemble ortho de l'Association Antioquia et à mon Association Cali. En effet E. HUBACH indique pour les volcanites et faciès associés de ce groupe un âge barrémien-paléocène. Cependant je dois souligner qu'E. HUBACH reconnut le premier le faciès différent des roches pré- et post-albiennes de l'Occident Andin. Malheureusement il essaya de tout résoudre grâce à une notion d'étage stratigraphique maximum atteint par son "eutectonisme" (chapitre II), étage auquel se serait arrêté le métamorphisme et non pas à une grande phase tectonique séparant Aptien et Albien.

c) G. BOTERO ARANGO (1963) parle, pour la partie centrale d'Antioquia, d'une formation (Formation Quebradagrande) et d'un groupe (Groupe Ayura-Montebello). La Formation Quebradagrande est composée d'une part par des roches plus ou moins schisteuses (schistes argileux, calcaires, grès etc.), d'autre part par des volcanites basiques que BOTERO appelle Roches Vertes. Elle correspond à la partie tout à fait supérieure de mon Association Antioquia.

Le Groupe Ayura-Montebello est constitué par toutes les roches plus métamorphiques que les précédentes. Il correspond à la partie inférieure de mon Association Antioquia, y compris les migmatites de bordure des diorites, plus certaines de mes écailles de socle. L'âge de ces roches serait, selon BOTERO, paléozoïque, ce qui est vrai seulement en ce qui concerne les écailles de socle.

d) E. GROSSE (1926) n'a pas défini de formations ou de groupes. Il a simplement décrit des faciès qu'il a réunis par âge géologique, déterminé d'ailleurs seulement en fonction du degré de métamorphisme. Je ne peux

pas analyser ici les correspondances entre chacun des faciès étudiés par GROSSE et mes subdivisions. Je dirai simplement que les faciès qu'il attribue à l'"Archaïque" et à l'Algonquien, plus les faciès basiques (gabbros, metabasalts etc.), plus sa diorite amphibolique d'Amagà-Titiribi (en fait une prasinite), plus les porphyrites qu'il appelle mésozoïques, correspondent à mon Association Antioquia ; ses granites lenticulaires à mes granites syncinématiques ; ses diorites éotertiaires à mes diorites andines ; ses granites éotertiaires à mes granites post-cinématiques.

13 - LE TERTIAIRE DE L'OCCIDENT ANDIN

Vue d'ensemble.

Comme dans le cas de celles de l'Orient Andin, il y a intérêt à décrire les roches tertiaires de l'Occident Andin par régions naturelles, c'est-à-dire bassin par bassin. En effet la sédimentation tertiaire n'est pas homogène dans tous les compartiments. Elle est tantôt entièrement continentale, tantôt continentale avec des incursions marines, tantôt nettement marine. Elle ne commence pas partout au même moment. Enfin des montées de roches ignées ont eu lieu dans certains bassins, mais non pas dans tous, les plus importantes de ces montées étant datables du Pontien.

La plupart du temps les roches tertiaires de l'Occident Andin se trouvent dans des zones basses (vallées inter-andines d'E. HUBACH). C'est le cas des bassins suivants :

- | | |
|--|----------------------------------|
| - bassins houillers d'Antioquia-Caldas | |
| - bassin de Cali | Vallée inter-andine du Cauca- |
| - bassin du Patia | Patia |
|
 | |
| - bassin de l'Atrato-San-Juan-Tumaco | Vallée inter-andine du Pacifique |

Ces bassins correspondent à des synclinoria,

Cependant des roches tertiaires forment aussi la Cordillère de la Côte, en bordure du Pacifique, cette Cordillère n'étant pas un synclorium.

Enfin des épaisseurs considérables de roches tertiaires-quatérnaires se trouvent dans la zone élevée de Pasto-Ipiales : il s'agit de roches d'origine volcanique, liées à l'activité des grands volcans andins et que je décrirai avec ceux-ci.

En ce qui concerne la nomenclature chronostratigraphique employée, qui est l'europpéenne, je dois rappeler ce que j'ai dit en parlant des bassins tertiaires de l'Orient Andin. Elle n'a pour l'instant qu'une valeur relative, dans ce sens qu'après les travaux de Th. Van Der HAMMEN (1960) on peut être à peu près sûr, par exemple, que le Miocène d'un bassin de l'Occident Andin est contemporain du Miocène des autres bassins colombiens ; mais rien ne prouve que ce même Miocène est contemporain de celui d'Europe. E. HUBACH (1957) et Th. Van der HAMMEN (1960) ayant déjà établi des synthèses du Tertiaire de l'Occident Andin colombien, roches intrusives à part, je me bornerai à résumer les faits principaux.

General statement

As well as in the Oriente Andino, the tertiary rocks of the Occidente Andino appear into several separated basins. The tertiary sedimentation was not homogeneous all over them. Somewhere else it is generally continen-

tal, but it contains several marine tongues. Typical marine basins exist also. The tertiary sedimentation did not start at the same moment all over the country. Finally, both intrusive, and effusive igneous rocks were emplaced in some basins, which are lacking in others. The more important of these igneous bodies are Pontic in age.

Generally speaking, the tertiary rocks of the Occidente Andino appear in the Cauca-Patia, and Atrato-San Juan (Pacific) E. HUBACH's inter-andine valleys, as follows :

- | | |
|--------------------------------|-----------------------------|
| - Antioquia-Caldas basin | Cauca-Patia inter-andine |
| - Cali basin | valley |
| - Patia basin | |
|
 | |
| - Atrato-San Juan-Tumaco basin | Pacific inter-andine valley |

These basins correspond today to synclinoria.

Nevertheless, tertiary rocks are forming also the Coastal (Pacific) Range, which is not a synclinorium.

Finally, there are thick tertiary-quaternary formations in the high region of Pasto-Ipiales : they are constituted by chiefly volcanic rocks, which are related to the big andean volcanoes. I shall describe these rocks when I shall speak of the volcanoes themselves.

With regard to the here employed chronostratigraphic nomenclature, which is the European one, I must recall what I told when I spoke of the tertiary formations of the Oriente Andino. At the present time, it has only a relative value, in this sense that, after the studies of Th. Van der HAMMEN, we can be relatively sure that, for instance, the Miocene of a basin of the Occidente Andino is contemporary of the Miocene of the other Colombian basins ; but nothing there is a proof that such a Miocene is contemporary to the Miocene of Europe.

For more details on the tertiary sedimentary rocks of the Occidente Andino see E. HUBACH (1957), and Th. Van der HAMMEN (1960).

Introduccion

Como se ha hecho por aquellas del Oriente Andino, conviene describir las rocas terciarias del Occidente Andino por regiones naturales, es decir cuenca por cuenca. En realidad la sedimentacion terciaria no ha sido homogenea en todo el Occidente Andino. Ella es a veces enteramente continental, otras veces continental pero con pequeñas intercalaciones marinas, otras completamente marina. Tampoco esta sedimentacion empieza al mismo tiempo en todas partes. Ademas, han tenido lugar en algunas cuencas, pero no en todas, subidas de rocas igneas. Las mas importantes de estas son de edad pontica. Por lo general las rocas terciarias del Occidente Andino se encuentran en las zonas bajas (valles inter-andinos de E. HUBACH). Es el caso de las cuencas signientes:

- | | |
|--|---------------------------------|
| - cuenca carbonifera de Antioquia-Caldas | Valle inter-andino del |
| - cuenca de Cali | Cauca-Patia |
| - cuenca del Patia | |
|
 | |
| - cuenca del Atrato-San Juan | Valle inter-andino del Pacifico |

Estas cuencas corresponden hoy dia a sincinoria.

Pero rocas terciarias forman también la Cordillera de la Costa, la cual no es un sinclinorium.

Ademas grandes espesores de rocas terciario-cuaternarias se encuentran también en la zona alta de Pasto-Ipiales : se trata de rocas de origen volcanico, relacionadas con la actividad de los grandes volcanes andinos, de las cuales trataré junto con estos.

Por lo que se refiere a la nomenclatura cronoestratigrafica empleada, que es la europea, tengo que decir lo mismo que dije trotando del terciario del Oriente Andino. Por el momento ella tiene tan solo un valor relativo, en este sentido que, después de los trobojos de Th. Van der HAMMEN, se puede estar mas o menos

seguros de que por ejemplo el Mioceno de una cuenca del Occidente Andino es contemporané del Mioceno de las otras cuencas colombianas ; pero nada demuestra que este mismo Mioceno sea contemporané de él de Europa.

Debido a que E. HUBACH (1957) y Th. Van der HAMMEN (1960) ya han efectuado una síntesis del terciario del Occidente Andino (rocas igneas a parte), me limitaré aqui a resumir los hechos principales.

CHAPITRE XLI - LES BASSINS HOUILLERS D'ANTIOQUIA - CALDAS

Ces bassins tertiaires se trouvent à l'Ouest de Medellin, à proximité ou dans la vallée du Cauca. La carte de la figure 110 donne une idée des limites et du contexte géologique des principaux de ces bassins. D'autres, plus réduits, se trouvent au Sud, dans la vallée de Supia et à proximité de Quinchia.

Du point de vue stratigraphique, et en ce qui concerne les roches stratifiées, il y a lieu de séparer là deux formations principales : la Formation Antioquia en bas, la Formation Combia en haut, discordante sur la première (E. GROSSE 1926). Tant la Formation Antioquia que la Formation Combia sont traversées par des intrusions de roches de semi-profondeur du Pontien (microdiorites surtout) ; mais la Formation Combia contient en plus de nombreuses intercalations volcaniques stratifiées.

a) La Formation Antioquia.

La Formation Antioquia consiste en quelque 1400-1500 m de roches d'origine continentale, discordantes sur tous les terrains plus anciens de la région. On peut la diviser en trois parties ou membres (GROSSE parlait de "pisos"). Le membre inférieur débute par un conglomérat basal à galets roulés de chert, quartz, ectinites ortho et para, granites, diabase (s.l.) et diorite. Au conglomérat basal font suite des alternances plusieurs fois répétées de conglomérats, grès et argiles avec de minces couches de houille. Son épaisseur est de 200 m environ⁺.

Le membre moyen est le "productif". Il consiste en 200-250 m de grès fins et d'argiles à concrétions de sidérite avec une dizaine de couches de houille exploitables.

Le membre supérieur consiste, à la partie inférieure, en grès fins gris à gris vert, qui deviennent jaunâtres ou rougeâtres à l'affleurement, avec de rares et minces couches charbonneuses ; et à la partie supérieure en des argiles souvent sidéritiques et un peu gypsifères. L'épaisseur de ce membre supérieur est de quelque 1000 m.

Selon Th. Van der HAMMEN (1960) qui en étudia les pollens, la Formation Antioquia appartient à l'Oligocène supérieur - Miocène basal.

b) Les basaltes intermédiaires

Il s'agit ici d'un massif principal allongé et d'autres masses plus réduites qui affleurent au Nord-Est et à l'Est de Bolombolo. Je les appelle intermédiaires parce qu'ils traversent la Formation Antioquia, mais non pas la Formation Combia.

Du point de vue pétrographique ce sont des basaltes qui passent souvent à des dolérites un peu porphyriques. Leur mésostase est composée par des microlites de plagioclase et des grains d'augite et de minerais. Les phénocristaux sont de plagioclase (labrador).

⁺ Les épaisseurs indiquées ici sont celles de la région d'Amaga. Elles changent beaucoup d'un point à l'autre.

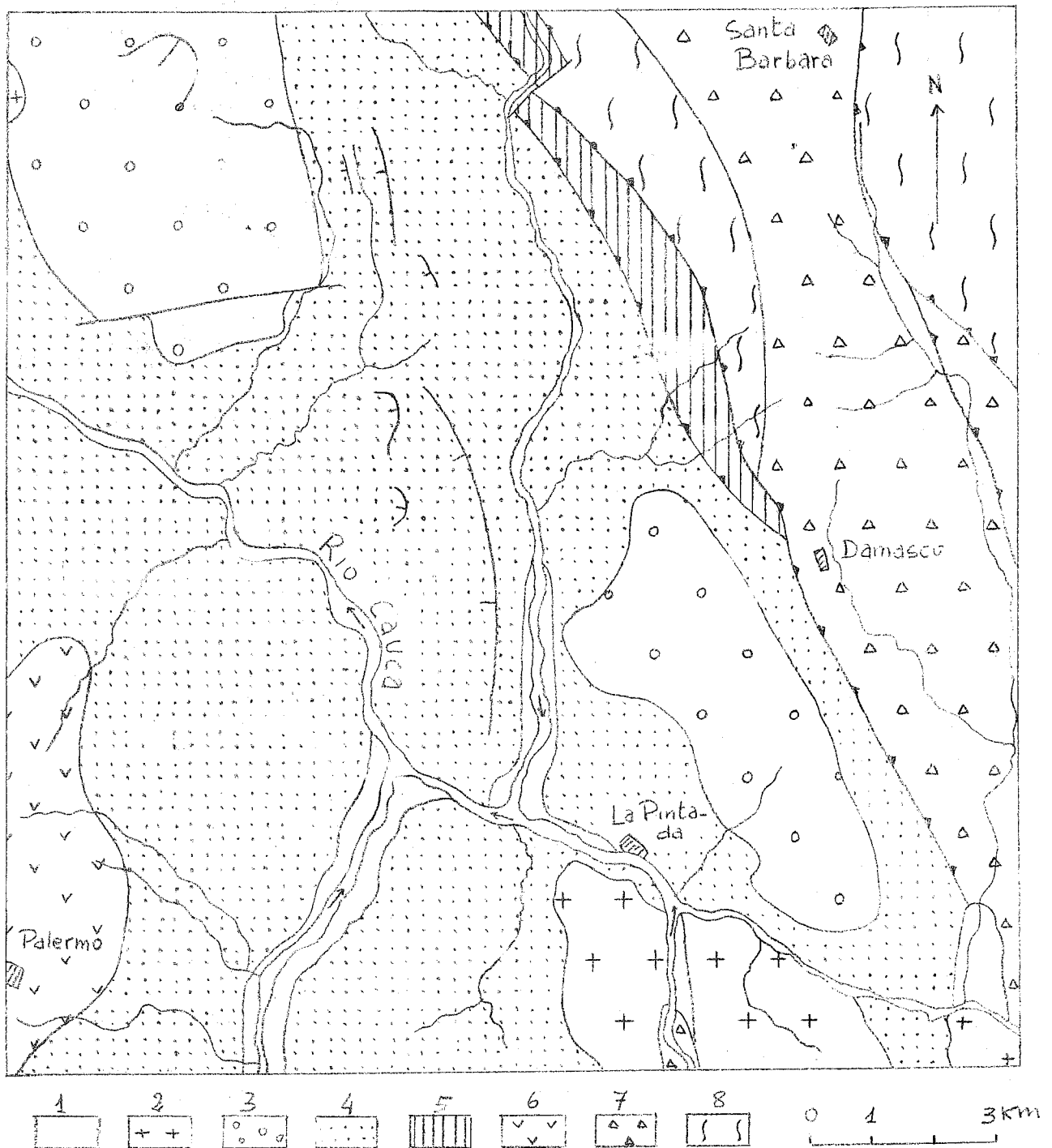


Fig. 110 - Carte géologique du bassin tertiaire d'Antioquia Caldas aux environs de La Pintada -
1 - Quaternaire ; 2 - Intrusions pontiennes ; 3 - Formation Combia ; 4 - Formation Antioquia ;
5 - idem, partie inférieure carbonifère ; 6 - Laves basiques albien-paléocène ; 7 - Ophiolites
trias-aptien ; 8 - Ectinites para trias-aptien.

c) La Formation Combia.

La Formation Combia consiste d'une part en coulées de laves et tufs, d'autre part en couches conglomératiques. Elle est nettement discordante sur la Formation Antioquia, comme il est prouvé par le fait qu'elle repose selon les endroits sur l'un ou sur l'autre des membres de celle-ci (fig. 111). Les conglomérats contiennent d'ailleurs souvent des galets de charbon, arrachés aux membres moyen et supérieur de la Formation Antioquia. Dans la localité type (Combia, Sud et Ouest de Fredonia) il y a alternance de roches volcaniques (laves, tufs) et de roches sédimentaires, mais au Nord (Sopetran) les faciès volcaniques manquent.

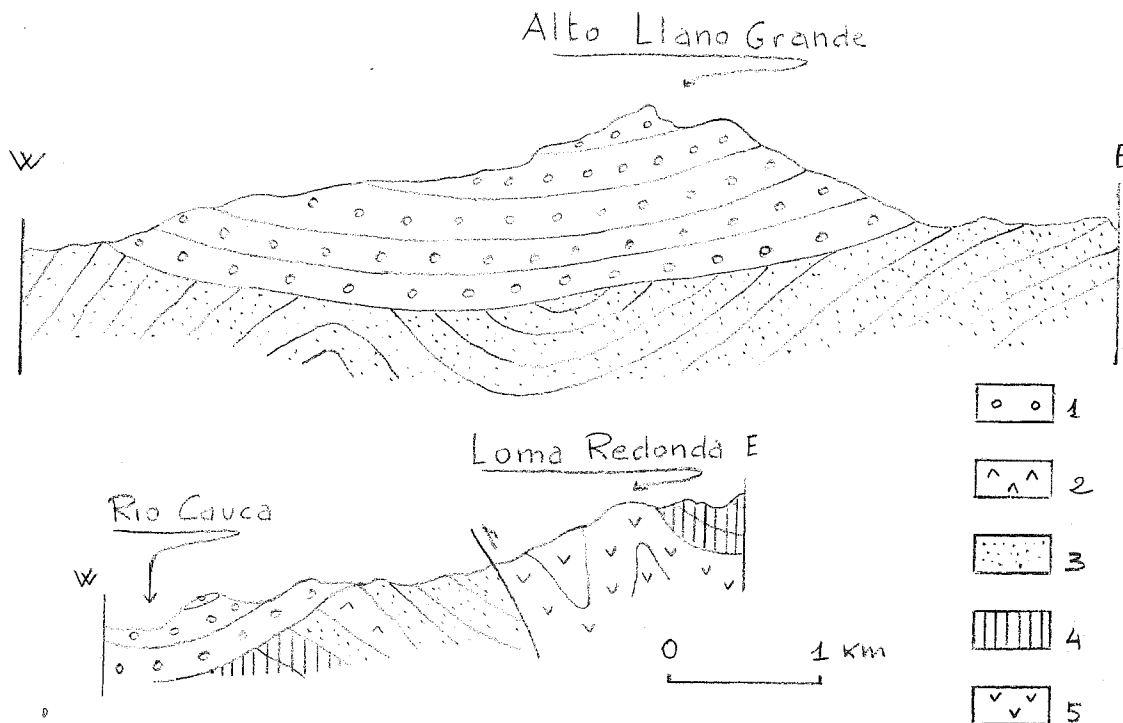


Fig. 111 - Coupes au Nord de La Pintada montrant la discordance de la Formation Combia sur la Formation Antioquia.

1 - Form. Combia ; 2 - Basaltes intermédiaires ; 3 - Form. Antioquia ; 4 - idem, partie inférieure carbonifère ; 5 - Pré-tertiaire.

Parmi les roches volcaniques de la Formation Combia on trouve les types suivants (E. GROSSE 1926) :

- andésites à hornblende : ce sont des roches peu répandues, qui consistent en une mésostase grise fine avec des phénocristaux de hornblende de 4-7 mm ;
- andésites à augite : ce sont encore des roches peu répandues, qui dans une mésostase grise fine, comportent des phénocristaux de labrador (1/2 - 2 mm) ;
- basaltes : ce sont des roches très fréquentes, avec les types suivants : basaltes à rares phénocristaux de plagioclase et petites olivines ; basaltes à phénocristaux de plagioclase, avec un peu d'augite et d'olivine ; basaltes à phénocristaux de plagioclases, augite et olivine ; basaltes à hypersthène ;
- brèches volcaniques à mésostase parfois vitreuse, d'autres fois andésitique, les éléments de la brèche étant de basaltes : ce sont des faciès rares ;
- tufs : ce sont les roches volcaniques prédominant : leur composition minéralogique semble

être assez variable : parfois on a affaire à une mésostase cryptocristalline dans laquelle flottent des cristaux cassés de plagioclase, d'augite et de biotite ; d'autres fois le seul minéral mélanocrate est l'hypersthène : des bombes volcaniques sont couramment conservées dans ces tufs, aussi bien que des lapilli.

Les roches sédimentaires de la Formation Combia sont surtout des conglomérats peu consolidés, secondairement des grès et des argiles. Dans les galets des conglomérats toutes les roches plus anciennes de la région sont représentées, en particulier, comme je l'ai dit, les charbons de la Formation Antioquia. La taille des galets est variable : les plus grands sont de quelque 10 cm. L'épaisseur de la Formation Combia a été évaluée en + 600 m. Son âge est, d'après les études palynologiques de Th. VAN der HAMMEN (1960), Miocène.

CHAPITRE XLII - LE BASSIN DE CALI

Ce bassin correspond grosso modo à la partie élargie de la vallée du Cauca (El Valle) et s'étend au Sud dans la région de Popayan. Il est caractérisé par des incursions marines, localisées à la partie inférieure de sa série stratigraphique essentiellement continentale. La Formation Nogales ayant été déjà discutée dans le cadre de l'Association Cali (Albien-Paléocène) dont elle fait manifestement partie, les unités stratigraphiques tertiaires de ce bassin que je décrirai sont les suivantes :

	Formation Popayan			Plio-Pléistocène
	Formation Zarzal			Pliocène
	Formation La Paila			Miocène
		Membre Cinta de Piedra	
	Form. Cauca superior	Membre Patia	Oligocène supérieur
		Membre Suarez	
GROUPE				
CAUCA		Membre La Rampla	Form.	Eocène moyen
	Form. Cauca medio	Membre Timba	Vijes, (Olig. m.)	Oligocène m.
		Membre La Cima		
	Form. Cauca inferior	Membre Ampudia		Eocène inférieur et moyen

a) Le Groupe Cauca.

Le Groupe Cauca est discordant sur les roches de l'Association Cali (Formation Nogales incluse). Il affleure bien surtout au pied est de la Cordillère Occidentale. Ses faciès continentaux se trouvent au Sud de Cali ; celles de ses roches qui représentent des incursions marines se trouvent au Nord de cette ville. Les âges de ses formations ont été déterminés par des études palynologiques (Th. VAN der HAMMEN, 1960).

Faciès marins à part, les roches du Groupe Cauca se sont déposées dans un milieu lacustre ou marécageux.

a₁) Formation Cauca inferior.

Cette formation est constituée à la base (Membre Ampudia : + 450 m) par des roches conglomératiques et argileuses avec parfois un puissant conglomérat de base, à galets de quartz, de chert et de roches volcaniques basiques. Au-dessus viennent des grès massifs et grossiers : c'est le Membre La Cima (+ 150 m).

Selon Th. VAN der HAMMEN la Formation Cauca inferior est d'âge éocène inférieur et moyen.

a₂) Formation Cauca medio.

La Formation Cauca medio débute par des argiles et des schistes gris ou gris bleu avec des intercalations de grès clairs et des couches de charbon : c'est le Membre Timba (+ 370 m) qui contient à sa partie centrale 15 à 35 m de grès surmontés par un niveau à fossiles marins indéterminés. Au-dessus du Timba se trouvent d'abord un grès conglomératique (15-30 m), puis des argiles gréseuses ou des schistes gris-rougeâtre avec des intercalations gréseuses (Membre La Rampla, 330m).

La Formation Cauca medio est (Th. VAN der HAMMEN 1960) d'âge éocène supérieur à oligocène moyen (Timba : Eocène supérieur - Oligocène inférieur ; La Rampla : Oligocène moyen).

a₃) Formation Vijes.

Cette formation est plus ou moins contemporaine (Th. VAN der HAMMEN 1960) de la partie supérieure du Membre Timba et du Membre La Rampla de la formation antérieure (Oligocène inférieur ? - Oligocène moyen). Elle repose directement sur les diabases de l'Association Antioquia, dont la sépare un conglomérat basal ; plus rarement elle se trouve sur des couches rhyolitiques ou dacitiques d'âge éocène supérieur probable. Au-dessus du conglomérat de base se trouvent des calcaires, des calcaires gréseux et des argiles à Venericardia. Il semble possible que la base de la Formation Vijes corresponde au niveau marin du Membre Timba de la Formation Cauca medio. L'épaisseur de la Formation Vijes est de quelque 250 m.

a₄) Formation Cauca superior.

Cette formation contient à la base deux ou trois conglomérats à galets de quartz, séparés par des intercalations argileuses (Membre Suarez, + 250 m). Au-dessus viennent des argiles tantôt massives, tantôt finement stratifiées, avec des couches de charbon et parfois quelques couches de grès blancs (Membre Patia, 150 m). Le Membre Cinta de Piedra, qui termine cette formation, est constitué enfin par des alternances d'argiles dures et de grès verts ou rougeâtres. Du point de vue lithologique, il y a passage progressif entre les Membres Patia et Cinta de Piedra, mais parfois entre les deux on trouve un niveau avec des fossiles marins.

L'âge de la Formation Cauca superior est probablement Oligocène supérieur ou Oligocène supérieur - Miocène inférieur.

b) Formation La Paila.

Dans la littérature géologique récente de Colombie on a employé souvent pour les roches qui surmontent la Formation Cauca superior et sont recouvertes en discordance par la Formation Zarzal (Pliocène probable) le nom de Groupe Combia. Je pense qu'il n'y a pas de raison d'employer ce terme (défini comme formation dans le bassin d'Antioquia), dans le bassin de Cali. D'ailleurs son emploi n'est pas nécessaire, ce "Groupe Combia" étant constitué dans le bassin de Cali par une seule formation, la Formation La Paila. Celle-ci est constituée à la partie inférieure par quelque 200 m de rhyolites et de dacites. Ces roches ignées forment aussi de petits massifs intrusifs dans les roches plus anciennes (Formation Cauca superior, Diabases de l'Association Cali), donnant lieu parfois à des brèches intrusives, comme celles que j'ai observées en bordure de la Cordillère Occidentale, le long de la route Buga-Darien (fig. 112).

A sa partie supérieure, la Formation La Paila consiste en conglomérats, grès non consolidés avec des intercalations d'argiles et parfois une couche de lignite, le tout ne dépassant pas une épaisseur de 400 m environ. L'âge de la Formation La Paila est miocène (Th. VAN der HAMMEN 1960) : il s'agit donc bien d'un équivalent de la Formation Combia d'Antioquia.

c) Formation Zarzal.

La Formation Zarzal consiste en diatomites, argiles et grès tuffacés. Elle est discordante sur la Formation La Paila et elle n'est pas plissée. De ce fait on lui assigne un âge pliocène.



B)

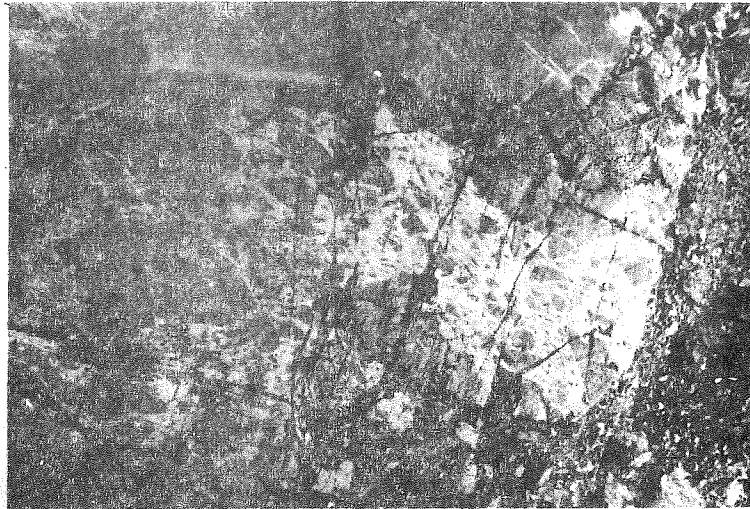


Fig. 112 - Roches ignées de la Formation La Paila

A - Massif dacitique recoupant le Tertiaire du Cauca au Sud-Ouest de Sevilla (d'après une photo de H. W. NELSON).

B - Brèches intrusifs dans les diabases albien-paléocène le long de la route Buga-Darien.

d) Formation Popayan.

Cette formation couvre des surfaces considérables surtout dans la région de Popayan, d'où son nom. Elle consiste, à sa seule base, en quelque 500 m de roches d'origine volcanique et détritique : cendres, tufs, quelques coulées d'andésite, brèches, conglomérats (à galets d'andésite, mais aussi de quartzites, diabases, schistes). En haut elle est constituée par des argiles dérivant de l'altération de cendres volcaniques, qui contiennent parfois des arbres silicifiés. En somme, la Formation Popayan a pris naissance d'une part par accumulation de produits volcaniques aériens et d'autre part par érosion des appareils volcaniques et des formations plus anciennes des Cordillère Centrale et Occidentale. La source des produits volcaniques est aisément reconnaissable dans les grands volcans Sutarà et Puracé, l'existence d'autres centres d'émission n'étant pas exclue. Les produits volcaniques fins de la Formation Popayan ont été accumulés par simple dépôt aérien ; mais ses produits grossiers ont certainement été transportés par des rivières descendant des cordillères. Le milieu sédimentaire était probablement fluvio-lacustre.

La Formation Popayan n'a pas été affectée par des mouvements tectoniques importants : quelques failles et des ondulations y sont reconnaissables seulement à la bordure ouest de la Cordillère Centrale. Elle est discordante sur toutes les formations sous-jacentes. Aussi est-elle attribuée au Plio-Pléistocène. On appelle également Formation Popayan des roches essentiellement volcaniques (tufs, cendres) ou provenant de la démolition des volcans Puracé et Suratà (conglomérats et brèches à éléments volcaniques) qui remplissent des dépressions de la Cordillère Centrale, autour de ces volcans et qu'on retrouve jusque dans le secteur de No Paz, où elles couvrent aussi des formations de l'Orient Andin, granites hercyniens par exemple.

CHAPITRE XLIII - LE BASSIN DU PATIA

Le bassin du Patia (fig. 113) se trouve au Sud du bassin de Cali et le long du même axe que celui-ci. Il contient des faciès parfois analogues à ceux du bassin de Cali, mais en même temps la sédimentation tertiaire y présente des caractères assez typiques pour qu'il soit convenable de le décrire séparément.

Le plus important des caractères de différenciation est que la sédimentation tertiaire n'y débute qu'à l'Oligocène supérieur, comme dans le bassin d'Antioquia. Les formations à décrire sont ici les suivantes :

	Formation Popayan	- Plio-Pléistocène
	Formation Galeon	- Miocène supérieur
	Formation Cerritos	
GROUPE	Formation El Bordo	- Oligocène supérieur - Miocène
EL BORDO	Formation Mosquera	

a) Formation Mosquera.

J'appelle Formation Mosquera les roches qu'E. GROSSE (1935) avait appelées "Eoterciario". Il s'agit de conglomérats, de grès clairs et d'argiles grises ou violettes, avec des couches de charbon (+ 300 m), en discordance sur les terrains plus anciens (Associations Antioquia et Cali). Du point de vue chronologique, cette formation correspond aux Membres Suarez et Patia de la Formation Cauca superior du bassin de Cali (Th. VAN der HAMMEN 1960). En plus des pollens étudiés par Th. VAN der HAMMEN, des fossiles, qui n'ont pas été déterminés, y ont été signalés par E. GROSSE (1935) dans des argiles à proximité de Mosquera.

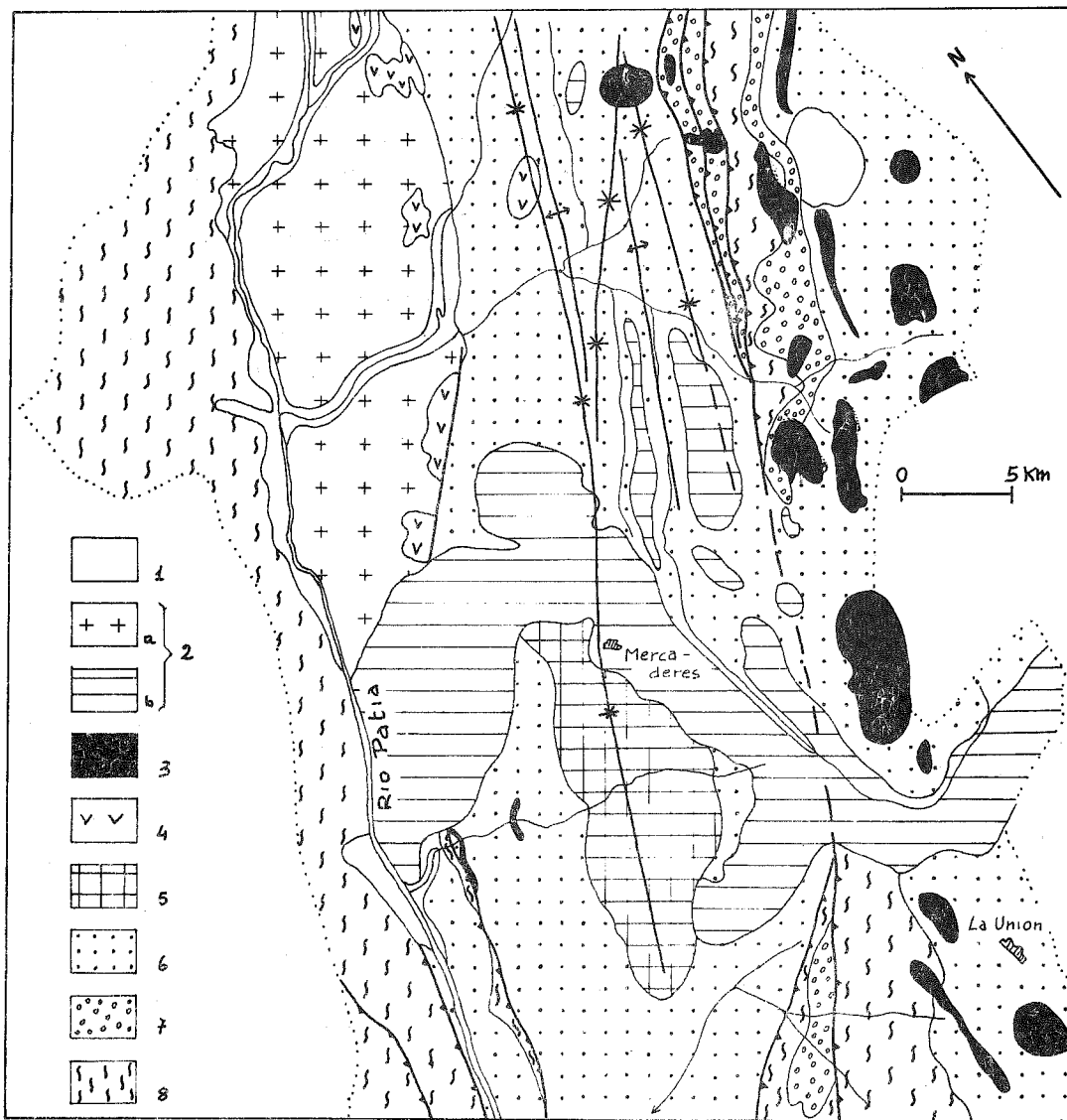


Fig. 113 - Carte de la partie centrale du bassin du Patia (selon E. GROSSE 1935, simplifié)
1 - Quaternaire indifférencié ; 2 - Formation Popayan : a - tufs pléistocènes du Patia, b - tufs et agglomérats plio-pléistocènes ; 3 - Intrusions pontiennes ; 4 - Formation Galéon : andésites, leurs tufs et agglomérats ; 5 - Formation Cerritos : argiles, grès, conglomérats ; 6 - Formation El Bordo : principalement grès ; 7 - Formation Mosquera : conglomérats, grès ; 8 - Pré-tertiaire.

b) Groupe El Bordo.

Là encore je préfère donner ce nom local aux roches qu'E. GROSSE avait appelées "Medioterciario". On peut séparer ce groupe en deux formations : Formation El Bordo, Formation Cerritos.

b₁) Formation El Bordo.

A la base on trouve quelque 200 m d'alternances de grès et d'argiles. Les grès sont clairs, ou gris vert ; les argiles sont gris vert. Ensuite viennent surtout des grès gris ou gris bleu qui deviennent jaunâtres à l'affleurement. Leur ciment est tantôt argileux, tantôt calcaire, plus rarement ferrugineux. La plupart du temps les grès sont à grain fin, mais des faciès plus grossiers, presque conglomératiques, existent aussi. L'épaisseur de ces grès est énorme : quelque 3000 m selon E. GROSSE (1935). S'intercalent dans les grès des argiles grises ou rouge vif et gypsifères, des couches de charbon et, plus rarement, des bancs calcaréo-dolomitiques (San Joaquín). Dans certaines des intercalations argileuses E. GROSSE a remarqué des fossiles (gastropodes, lamellibranches), qui n'ont jamais été étudiées. La Formation se termine par un conglomérat assez typique, à galets de chert, en alternance avec des argiles.

b₂) Formation Cerritos.

Cette formation qui recouvre la précédente est constituée par des argiles et des grès tuffacés rouges ou violets, avec parfois des niveaux conglomératiques et quelques couches d'andésite.

Le Groupe El Bordo correspond aux Formations Cinta de Piedra + La Paila du bassin de Cali. Quant à l'âge, le Groupe El Bordo appartient à l'Oligocène supérieur - Miocène.

c) Formation Galeon.

Cette formation est discordante sur la Formation Cerritos. Elle consiste surtout en des roches volcaniques (tufs andésitiques à bombes volcaniques et lapilli, grès tuffacés) et en brèches et conglomérats à galets de roches volcaniques. L'épaisseur de la Formation Galeon est inférieure à 100 m. Elle est plissée mais moins que les formations tertiaires sous-jacentes. Son âge est miocène supérieur.

d) Les Formations de couverture.

La terminaison nord-ouest du synclorium qu'est le bassin du Patia est couverte, en discordance, par la Formation Popayan, déjà décrite.

Ailleurs, c'est-à-dire à l'intérieur du synclorium, les roches tertiaires sont localement couvertes par d'autres formations volcaniques (tufs surtout) et par des terrasses résultant de l'accumulation de matériaux volcaniques plus ou moins grossiers arrachés aux volcans récents des Cordillères. L'âge de ces roches est difficile à déterminer : il s'agit probablement de Plio-Pléistocène, peut-être aussi d'Holocène. J'en parlerai encore plus loin.

CHAPITRE XLIV - LE BASSIN DE L'ATRATO - SAN JUAN - TUMACO

Malheureusement pour la stratigraphie de cet énorme bassin tertiaire colombien je dois répéter ce que j'ai dit au sujet du Tertiaire de la partie nord de l'Orient Andin. Elle est sans doute assez bien connue par les géologues des compagnies de pétrole, elle ne l'est que très vaguement par les autres géologues colombiens. Ceci tient au fait que la région que ce bassin occupe est l'une des plus difficiles et sauvages de tout le territoire colombien. Elle est couverte par une forêt tropicale presque vierge. Rien que d'y pénétrer demande l'emploi de moyens considérables que seulement des intérêts économiques peuvent justifier. Mais cela n'est pas tout. Qui dit forêt tropicale

dit aussi affleurements très rares. J'en ai fait l'expérience. Il s'ensuit que la plupart des données ne peuvent qu'être obtenues par un travail de long temps, ou par des sondages. Ces travaux existent mais sont consignés dans les archives des compagnies.

Les données qui suivent, et que j'emprunterai encore une fois à Th. VAN der HAMMEN (1960), ne sont par conséquent que très approximatives.

Au-dessus d'un ensemble de roches basiques (diabases surtout), dont le faciès est identique à celui des roches de l'Association Cali, mais qui semblent appartenir non seulement au Paléocène mais aussi à l'Eocène inférieur, se trouve (en discordance ?) le "Groupe du Pacifique".

Le Groupe du Pacifique consiste en sédiments marins : grès, argiles, calcaires, datés paléontologiquement des âges éocène supérieur à oligocène supérieur. L'épaisseur probable de ces roches est de quelque 500 à 1000 m selon Th. VAN der HAMMEN, mais elle pourrait être beaucoup plus importante.

Le Groupe du Pacifique est couvert en discordance par des conglomérats, des argiles et des schistes constituant la Formation Naya. Cette formation, dont l'épaisseur est probablement de quelque 2000 m, est dans l'ensemble fluvio-limnique, mais elle contient aussi des intercalations marines. Elle appartient au Miocène.

A son tour, la Formation Naya est couverte en discordance par la Formation Guapi, attribuée au Pliocène. La Formation Guapi est constituée elle aussi par des conglomérats, des grès et des argiles, mais elle contient également des tufs resédimentés.

CHAPITRE XLV - LA CORDILLERE DE LA CÔTE

C'est la seule des unités majeures des Andes colombiennes que je n'ai pas eu la possibilité d'étudier directement. Elle est aussi très mal connue, surtout du point de vue stratigraphique. A ma connaissance, seuls les géologues du Groupe Penz l'ont visitée. C'est à leurs idées que je me rtiendrai ici, et en particulier à celles d'A. GANSSER (1950) et d'E. HUBACH (1934).

Je dirai tout de suite qu'il n'y a pas un accord complet entre ces deux auteurs. En outre, ces derniers temps, les idées d'E. HUBACH ont évolué et j'ai pu m'en rendre compte en dessinant avec lui l'édition 1962 de la carte géologique de la Colombie. Je présente par conséquent ici une révision critique des données actuellement disponibles.

La Cordillère de la Côte est reconnaissable depuis le Golfe de Panamá au Nord jusqu'au Cap Corrientes au Sud (fig. 114). Là elle disparaît sous la mer, pour réapparaître dans les îles de Gorgona et Gorgonilla et plus au Sud en Equateur (?). Comme je l'ai indiqué au chapitre I, et comme le dit clairement A. GANSSER "à proprement parler, la Cordillère de la Côte n'est pas une chaîne continue, mais plutôt un alignement complexe de plusieurs reliefs".

Du point de vue stratigraphique on a là, de haut en bas :

- des calcaires gréseux (à galets de roches volcaniques basiques à la Gorgona) attribués au Miocène supérieur,
- des argiles fines en alternance avec des grès, comportant à la base un conglomérat à galets roulés de roches ignées basiques et de chert ; ces roches sont considérées d'âge miocène inférieur, elles reposent en discordance sur
- des schistes parfois silicifiés à radiolaires et foraminifères souvent associés à des tufs, dont l'âge est considéré comme oligocène inférieur.
- des grès et / ou des schistes tuffacés siliceux à radiolaires, des grès calcaires et des calcaires gréseux ; à la Gorgona ils contiennent Lepidocyclus peruviana et Cibicides tuxpamensis et ils représentent par conséquent l'Eocène supérieur.

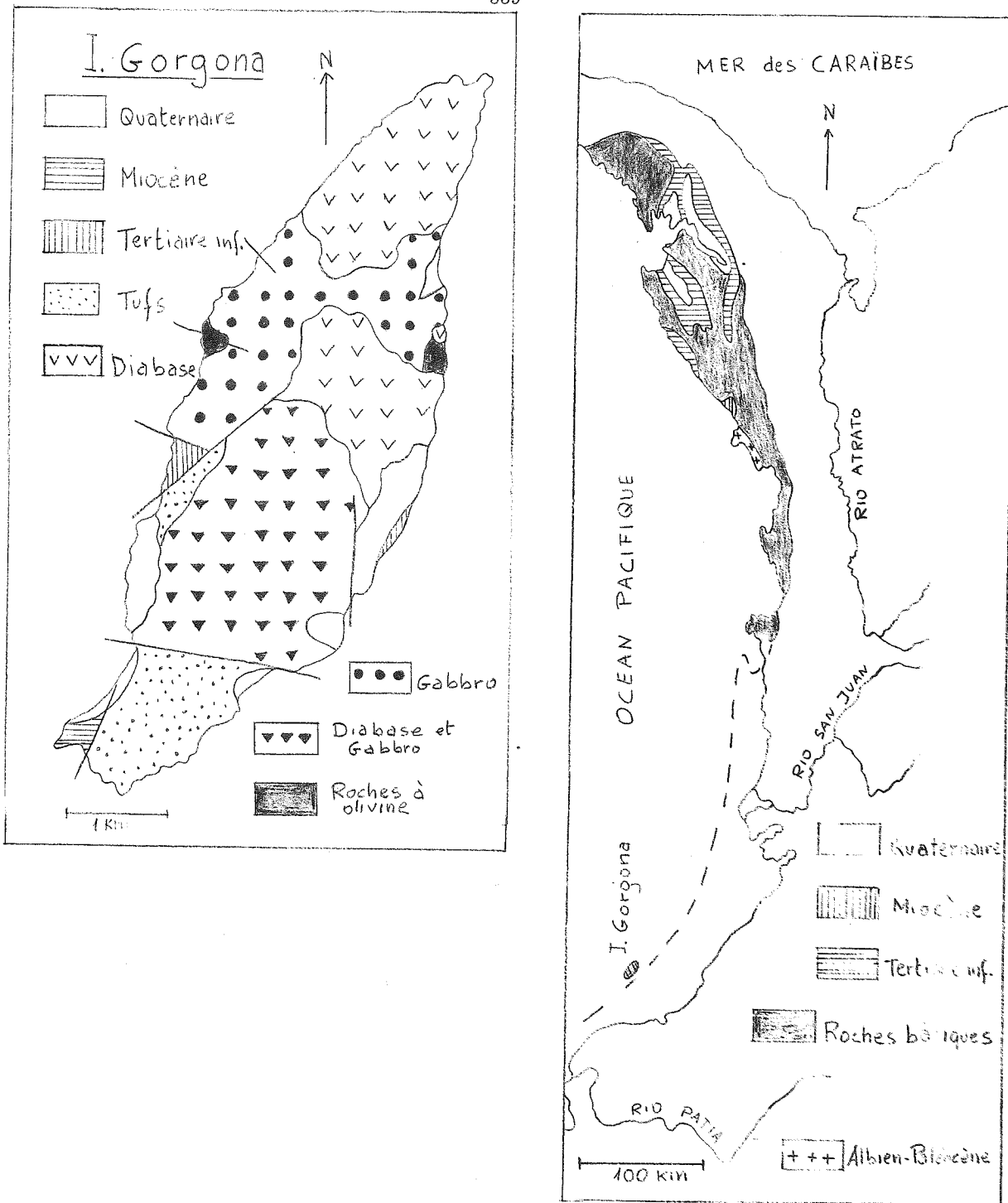


Fig. 114 - Schéma géologique de la Cordillère de la Côte et de sa prolongation dans l'île de Gorgona, à gauche carte géologique de cette dernière (selon A. GANSSER 1950).

Ces roches de l'Eocène supérieur sont souvent traversées par des montées basiques tandis que des tufs y sont intercalés. D'après A. GANSSEER qui les étudia à la Gorgona il s'agit de tufs basiques, diabases à augite, micro-gabbros et gabbros à augite diopsidique, diabases et gabbros à olivine. Ces roches éruptives seraient d'âge éocène supérieur - oligocène inférieur.

Au-dessous de ces formations, affleurent localement des schistes siliceux très légèrement métamorphiques que seulement avec doute on peut attribuer au Crétacé supérieur (équivalent de l'Association Cali ?).

CHAPITRE XLVI - LES INTRUSIONS PONTIENNES DE SEMI-PROFONDEUR

Dans les bassins d'Antioquia-Caldas, de Cali et du Patia, les formations tertiaires (miocènes incluses) sont traversées par des roches de semi-profondeur qui recourent d'ailleurs aussi les unités plus anciennes des Cordillères Centrale et Occidentale. Ces roches ignées forment d'une part des massifs de toutes tailles, d'autre part, mais moins souvent, des sills. Les massifs jouent un rôle morphologique net. Ils constituent des montagnes abruptes, qui pointent au-dessus de la topographie molle, que donnent la plupart des autres formations tertiaires. De ce fait il est très facile de les repérer aussi bien sur le terrain qu'en photo d'avion. Ils se trouvent en des bandes allongées (fig. 115), où ils affleurent formant des chapelets ou des essaims.

Ces roches ont été étudiées en Antioquia par E. GROSSE (1926), en Caldas par moi-même (L. RADELLI 1965a), dans les départements du Cauca et du Nariño par E. GROSSE (1935) et par J. ROYO y GOMEZ (1942). Enfin j'ai revu tous les principaux massifs au moins sur le terrain. Pour des raisons de commodité, je décrirai séparément les massifs de ces régions.

a) Les Massifs d'Antioquia.

Ce sont ceux qui se trouvent au Nord de La Pintada et qui sont indiqués sur la carte de la figure 116

Comme le montre cette figure ils traversent aussi bien les roches anciennes de l'Association Antioquia, que le Tertiaire, Formation Combia incluse.

Les Massifs suivants :

Corcobado
Sierra Vetas
Sierra Candela
Monte Redondo
Alto Nudo
Cerro Tusa
Alto Cardona
Alto Sillon
Monte Combia
Cerro Bravo
Monte Plancho
Cerro Castilla
Morro Alegre

sont constitués par de la microdiorite à hornblende ou à biotite et hornblende, avec parfois un peu d'augite, toujours plus ou moins porphyrique, holocristalline.

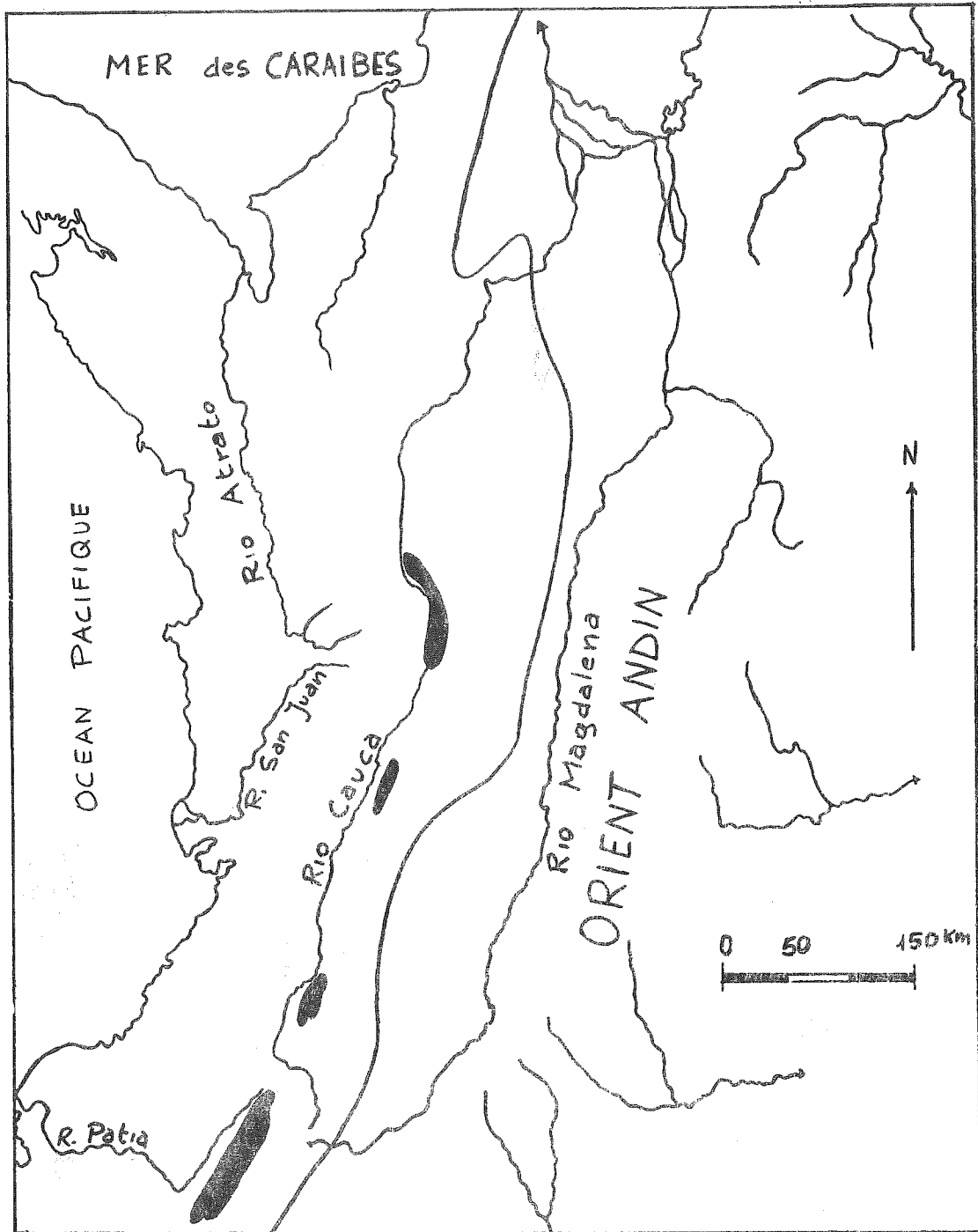


Fig. 115 - Les zones d'affleurements des intrusions pontiennes.

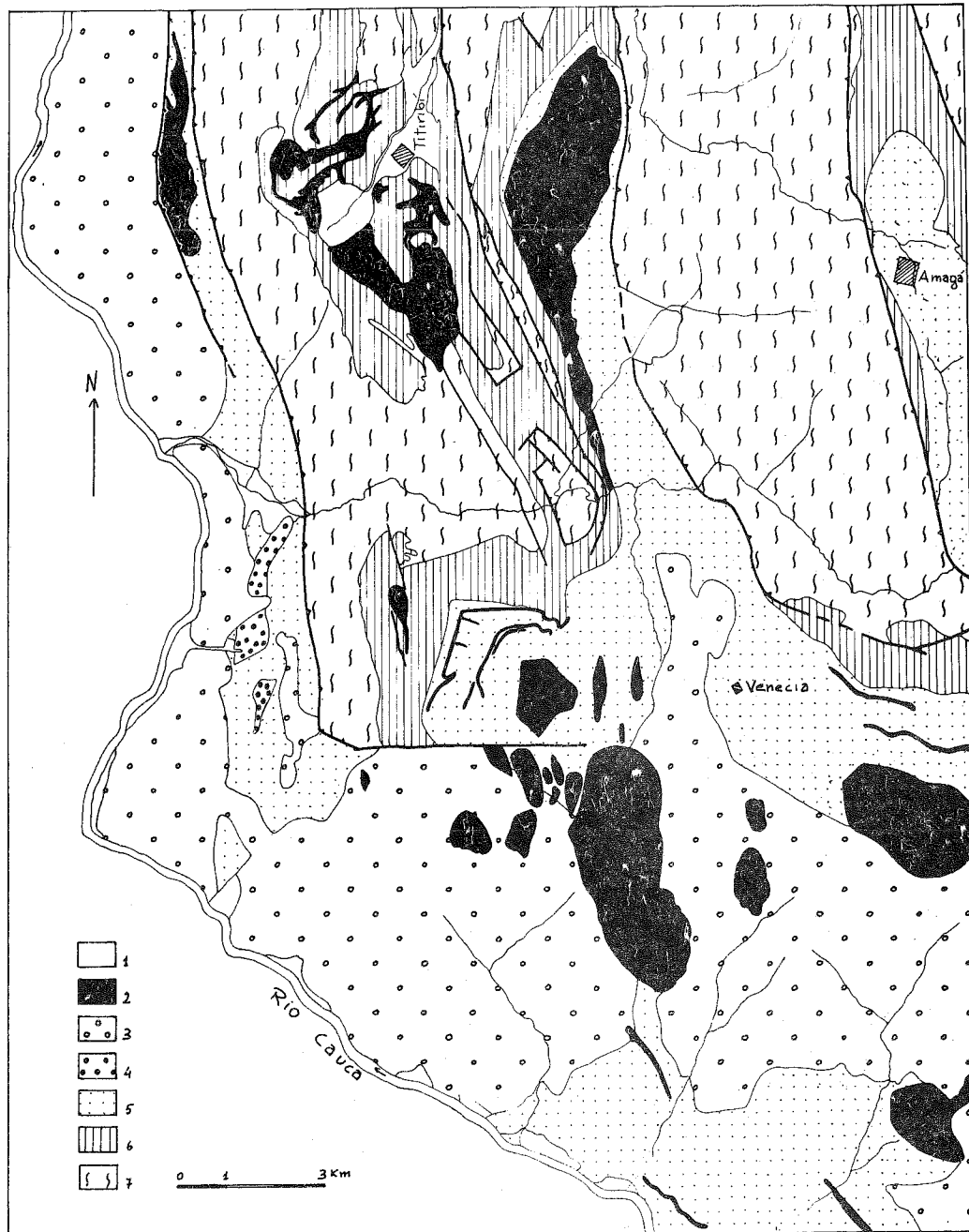


Fig. 116 - Les intrusions pontiennes au Nord de La Pintada

1) Quaternaire - 2) intrusions pontiennes - 3) Formation Combia

4) basaltes intermédiaires - 5) Formation Antioquia - 6) idem, partie inférieure carbonifère - 7) Pré-tertiaire.

Les Massifs de :

Buena Vista
Alto Organos
Alto Chilines

et des autres plus petits sont formés par des andésites à hornblende ou à hornblende et augite. Quelques petits filons sont enfin constitués par des andésites à hypersthène.

Je n'en décrirai que quelques exemples choisis parmi les plus typiques de chaque Groupe, tout en renvoyant pour des détails majeurs à l'ouvrage d'E. GROSSE (1926).

a₁) Un exemple du premier Groupe : le Massif du Corcobado.

Le Massif du Corcobado est intrusif dans les roches tertiaires de la Formation Antioquia. Il est constitué par de la microdiorite grise porphyrique (phénocristaux de plagioclase d'une taille jusqu'à 0,5 cm, de hornblende et de biotite). La composition minéralogique de la microdiorite est la suivante : minéraux essentiels, plagioclase, hornblende, biotite ; nettement subordonnée l'augite ; minéraux accessoires, zircon apatite, minerais. Le plagioclase est un labrador, maclé albite, ou albite-péricline et d'habitude zoné. La hornblende est basaltique. La biotite est parfois déformée et décolorée. La mésostase, toujours altérée, est constituée par les mêmes minéraux qui forment les phénocristaux, plus un peu de chlorite et de calcite.

a₂) Un exemple du deuxième Groupe : le Massif de l'Alto Chilines.

Ce Massif est constitué par de l'andésite augitique. La roche comporte une mésostase à microlites de plagioclase, d'augite et à produits de dévitrification et des phénocristaux de plagioclase (normalement 1-2 mm, plus rarement 1 cm), de hornblende et d'augite (4 mm). Le plagioclase est un labrador, maclé albite, zoné. L'augite est parfois altérée en chlorite, aussi bien que la hornblende. Seul minéral accessoire est l'apatite.

b) Les Massifs de Caldas.

Ces Massifs affleurent entre La Pintada au Nord et le village de Quinchia au Sud. La carte de la figure 117 montre les relations avec les roches environnantes de leur grande partie (il y manque seulement le Massif de Quinchia, qui se trouve quelque 7 km au Sud-Sud-Ouest de Riosucio).

Du point de vue pétrographique ces massifs sont assez monotones : seulement les deux pics qui s'élèvent au-dessus du village de La Pintada (Farallones de La Pintada) sont constitués par des microgranodiorites, tous les autres massifs sont formés par de la microdiorite porphyrique.

b₁) Les microdiorites de Marmato

Comme exemple des microdiorites peut être pris celui du Massif de Marmato, le plus grand et le mieux connu de ce Groupe, par suite des mines d'or qu'on y exploite depuis longtemps.

Dans leur faciès normal, c'est-à-dire, loin des zones minéralisées, ce sont des roches nettement porphyriques ; dans une mésostase crypto-microcristalline grisâtre, avec des sphérolites et des plages de calcite, sont immergés des phénocristaux de plagioclase jusqu'à 1-1,5 cm, des prismes de hornblende et un peu de quartz. Le plagioclase est en moyenne une andésine. Il est zoné, mais rarement maclé. La hornblende contient parfois des nuclei d'augite. Souvent elle est chloritisée et épidotisée. A proximité des zones minéralisées (filons hydrothermaux), la microdiorite se charge en quartz, qui forme des phénocristaux bi-pyramidés parfaitement idiomorphes de 5-10 mm de diamètre, tandis qu'un peu de biotite apparaît à côté de la hornblende. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des minerais.

b₂) Les microgranodiorites de La Pintada.

Ce sont des roches très claires, blanches ou faiblement rosées, et très dures. Macroscopiquement on y reconnaît seulement des phénocristaux automorphes de quartz (jusqu'à 1 cm de diamètre) et de petites lames de biotite. Cependant au microscope on y reconnaît aussi de nombreux cristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) maclé

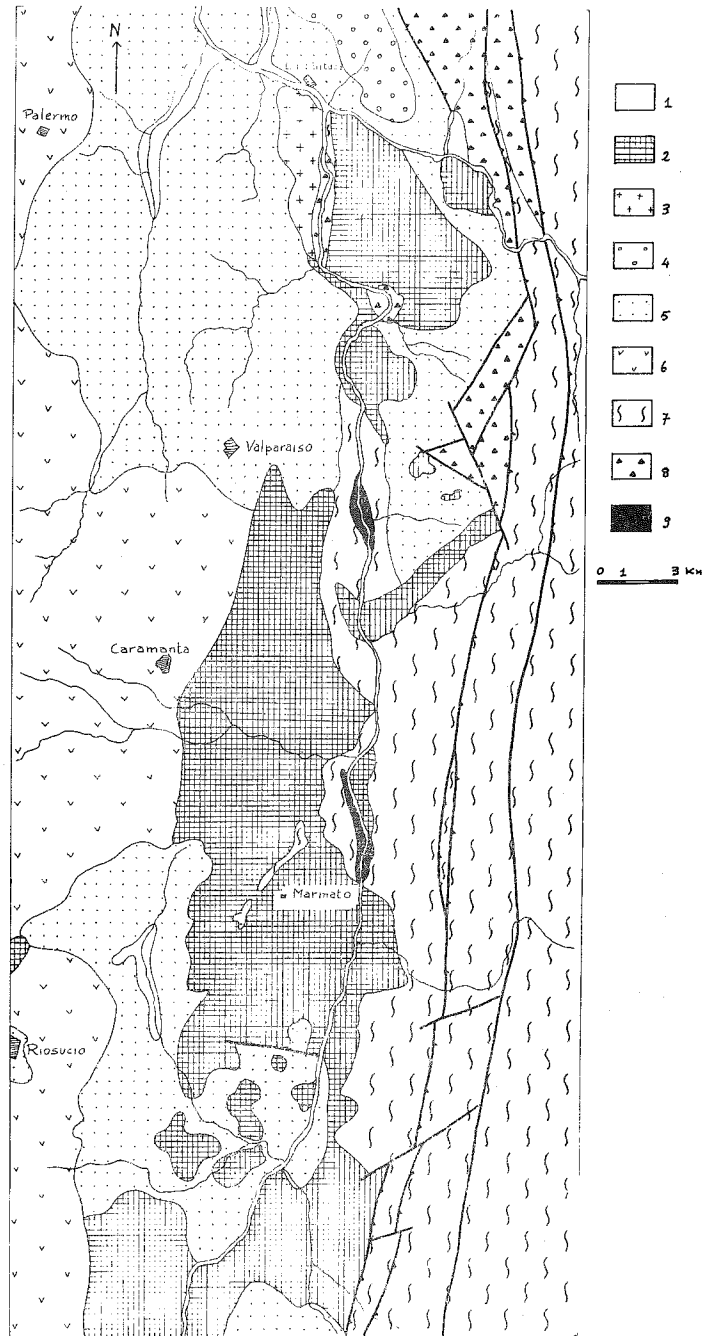


Fig. 117 - Les inclusions pontiennes au Sud de La Pintada

- 1) Quaternaire - 2) Microdiorites - 3) Microgranites - 4) Formation Combia
- 5) Tertiaire indifférencié - 6) Laves basiques albien paléocène - 7) Ectinites indifférenciées - 8) Ophiolites indifférenciées - 9) Amphibolites.

selon albite ou albite-péricline. Tous ces minéraux baignent dans une mésostase micro- à hypocristalline avec de nombreuses petites plages de calcite.

c) Les Massifs du secteur du Patia et du Nord Nariño

Les massifs néotertiaires ont ici le même rôle morphologique que ceux de Caldas, c'est-à-dire qu'ils ressortent très nettement dans la topographie, constituant des pics rudement escarpés. Ceux qui se trouvent au Nord de la latitude de La Union ont été représentés sur la carte de la figure 117 ; ceux qui affleurent plus au Sud sont indiqués sur la carte de la figure 118. Ces figures montrent aussi leurs relations avec les roches environnantes.

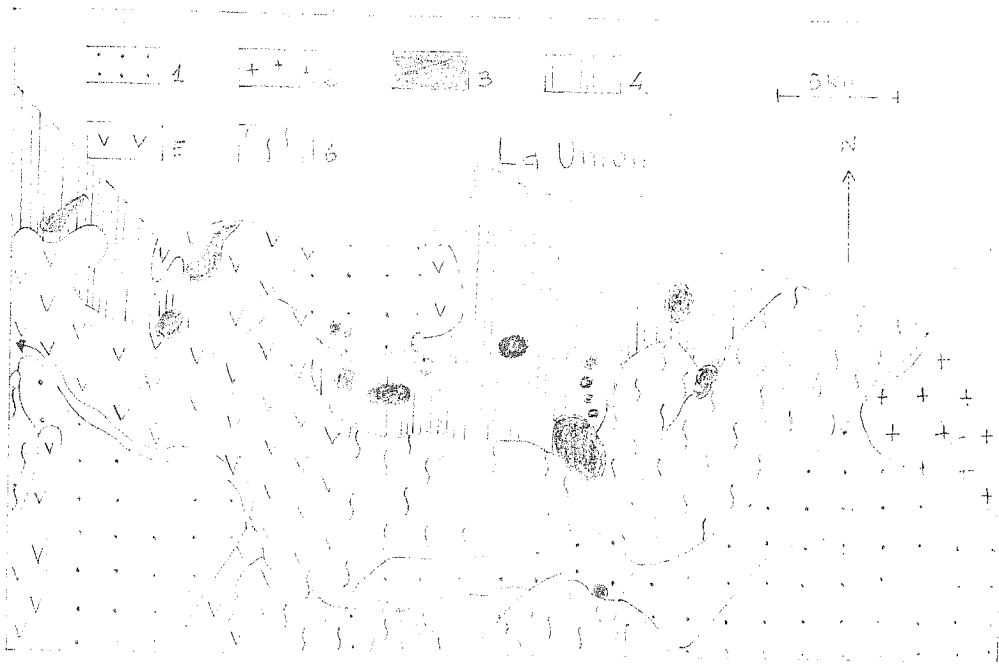


Fig. 118 - Les intrusions pontiennes du Nord Nariño (selon J. ROYO y GOMEZ 1942)
1) Tufts et agglomérats Pliocène à Quaternaire - 2) Andésites des volcans Plio-Quaternaire - 3) Intrusions microdioritiques - 4) Formation El Bordo - 5) Laves basiques albo-paléocènes - 6) Schistes à chlorite et séricite albo-paléocènes

Du point de vue pétrographique, les roches qui les constituent sont caractérisées d'abord par une structure porphyrique qui rappelle immédiatement celle des roches contemporaines de Caldas. Ce caractère est mieux développé dans les massifs plus grands et spécialement à leur partie centrale. Mais en ce qui concerne la composition minéralogique, deux types existent qui sont reconnaissables déjà macroscopiquement. Dans les deux cas les roches comportent une mésostase hypo-microcristalline ou grenue et des phénocristaux : dans le premier cas ces phénocristaux sont de plagioclase, de hornblende et de biotite ; dans le deuxième, en plus de ceux-ci, il y en a de quartz automorphe bi-pyramidé. La mésostase, quand elle est grenue, est constituée par ces mêmes minéraux. On a donc affaire soit à des microdiorites soit à des microdiorites quartziques. Le plagioclase est une andésine, la plupart du temps zonée. Sa taille est de 0,5-1 cm. Les phénocristaux de quartz ont parfois un diamètre de 2 cm.

d) Autres Massifs

D'autres Massifs de même type existent au Nord de Popayan, depuis Mondomo jusqu'à Santander de Quilichao :

j'en ai observé moi-même à l'occasion d'un de mes voyages, d'autres ayant été cités par V. SUAREZ HOYOS (1947), mais ils n'ont jamais fait l'objet d'une étude pétrographique.

e) Les enclaves

Bien que dans la plupart des cas assez rares, des enclaves existent dans plusieurs des massifs connus. J'en ai observé moi-même dans la presque totalité des massifs étudiés en Caldas. E. GROSSE (1926) a fait les mêmes remarques en Antioquia et dans les Massifs du Patia. D'après mes observations toutes ces enclaves sont constituées par des roches schisteuses à amphibole dont le faciès est celui des prasinites ou des amphibolites décrites plus haut. Cependant E. GROSSE, bien que la plupart du temps en accord avec moi, signale dans les Massifs d'Antioquia aussi, de plus rares enclaves de roches schisteuses métamorphiques d'origine para. D'habitude les enclaves basiques sont assez arrondies et à contours nets. D'autres fois cependant elles donnent l'impression d'avoir été plus ou moins digérées et elles ne constituent alors que des taches sombres à contours estompés.

f) Les contacts des massifs

Lorsque les microdiorites sont intrusives dans les roches métamorphiques anciennes aucune modification n'intervient dans la constitution intime de celles-ci, qui cependant sont souvent traversées par des réseaux de filonnets de quartz et de calcite.⁺

Il en va presque de même quand les microdiorites sont intrusives dans les formations tertiaires. Sur quelques mètres aux environs du contact on note alors parfois une légère cristallisation du quartz, des grès, tandis que les argiles sont durcies. Dans un cas cependant une minéralogenèse assez importante, mais peu diffuse, c'est-à-dire localisée, a eu lieu au voisinage du contact. A la Cruzada-Volante, quelques kilomètres au Sud du village de Marmato, les argiles du toit des microdiorites ont été chargées en énormes porphyroblastes de quartz et en plus rares et plus petits porphyroblastes de plagioclase (fig. 119). Par contre il est assez courant que des couches de



Fig. 119 - Porphyroblastes de quartz et secondairement de feldspaths dans les argiles tertiaires au contact des microdiorites de Marmato.

⁺ La seule exception, d'ailleurs discutable, serait celle des ectinites au toit des microdiorites de Marmato, dont j'ai déjà parlé.

charbon aient été cokéfiées. Ceci est magnifiquement observable, par exemple, à la bordure sud-est du Massif de Quinchia.

g) Le gisement des Massifs.

Les intrusions dont il a été question sont toujours discordantes dans toutes les roches métamorphiques ou non, pré-tertiaires. Dans les formations tertiaires elles sont tantôt discordantes, tantôt concordantes. Dans le premier cas leur forme est quelconque et souvent elles font penser à des diapirs. Lorsqu'elles sont concordantes elles donnent lieu à des laccolites, pouvant comporter des apophyses en forme de sills. La figure 120 montre quelques exemples des différents types de gisement, mieux que ne le pourraient de longs discours.

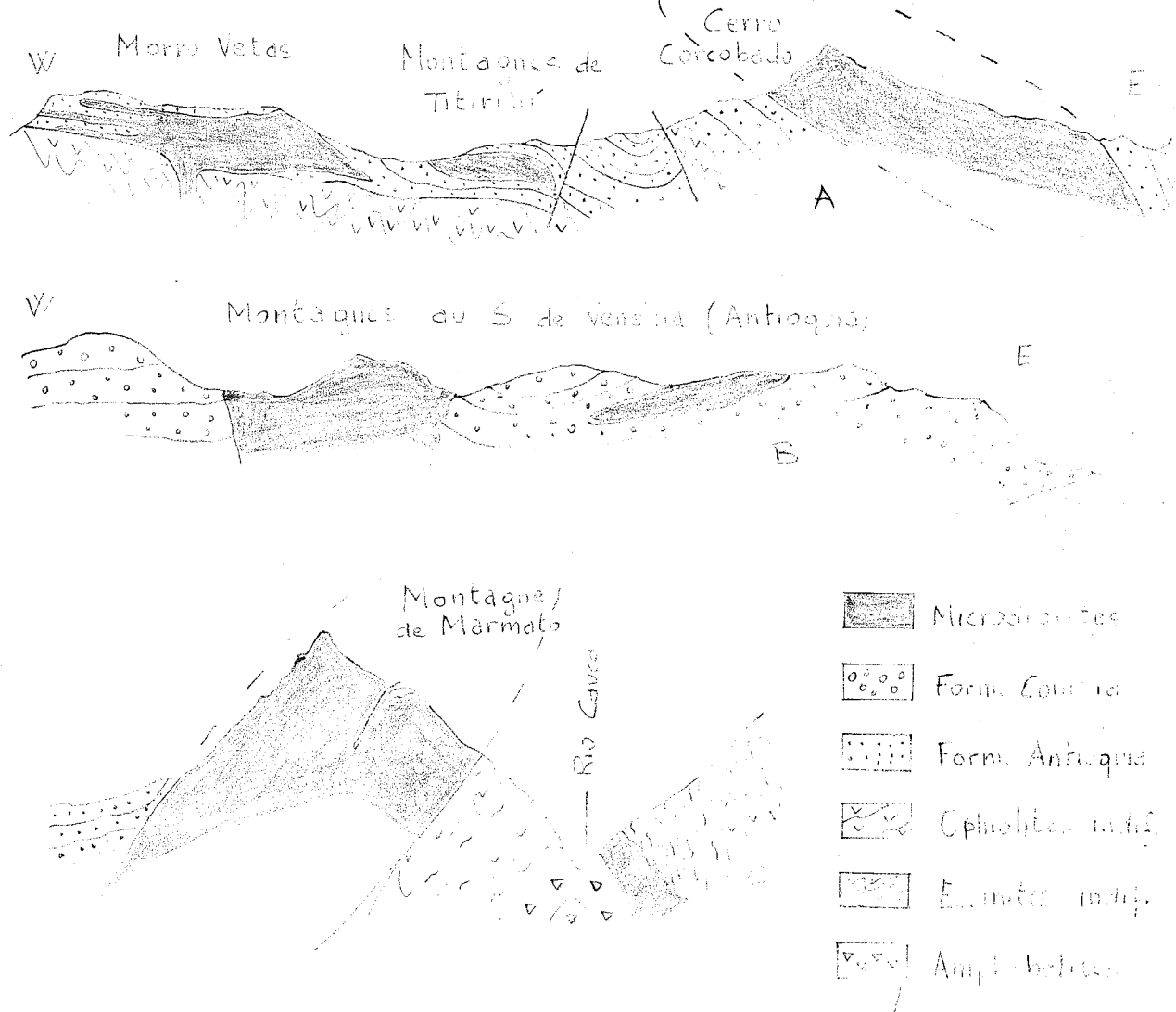


Fig. 120 - Coupes montrant le gisement des microdiorites pontiennes (A et B, selon E. GROSSE 1926),

CHAPITRE XLVII - CONCLUSIONS SUR LE TERTIAIRE DE L'OCCIDENT ANDIN

La stratigraphie des bassins tertiaires de l'axe Cauca-Patia est résumée dans la figure 121. Elle montre que l'Eocène et l'Oligocène inférieur et moyen sont représentés, et parfois par des faciès marins, seulement dans le bassin de Cali. Dans les autres bassins de cet axe (Patia au Sud, Antioquia-Caldas au Nord), la sédimentation tertiaire ne débute qu'à l'Oligocène supérieur, qui est postérieur à un plissement plus ou moins accentué. A partir de ce temps elle est entièrement continentale et clastique et elle donne lieu aussi à des accumulations de houille, exploitée dans les bassins de Cali et d'Antioquia-Caldas (P. VETTER, 1963).

L'activité magmatique, qui s'était arrêtée au Paléocène, reprend, après un plissement, au Miocène et s'accumulent alors les "basaltes intermédiaires" (Antioquia), puis les andésites de la Formation Combia dans le bassin d'Antioquia-Caldas, les rhyolites de la Formation La Paila dans le bassin de Cali et les andésites de la Formation Galeón dans celui du Patia, dont la figure 121 montre les relations stratigraphiques avec les formations sous-jacentes. Au sujet de ces roches volcaniques, et des andésites en particulier, il faut signaler que leurs centres d'émission se trouvaient non seulement dans les bassins eux-mêmes, mais aussi en dehors de ceux-ci, au moins à l'Est, en correspondance de l'actuelle Cordillère Centrale. Ceci est prouvé par le fait que la Formation Honda (Miocène) de la vallée du Magdalena est constituée en grande partie par du matériel volcanique venant de l'Ouest.

La fin du Miocène est caractérisée par un plissement et par une successive mise en place de nombreux massifs de semi-profondeur, constitués principalement par des microdiorites porphyriques et des andésites.

Les formations pliocènes (ou, plus vraisemblablement, plio-pléistocènes) Popayan et Zarzal, qui manquent dans le bassin d'Antioquia-Caldas, reposent par conséquent en discordance sur celles plus anciennes. Des formations de cet âge, la Formation Popayan est de loin la plus importante. Elle est constituée par du matériel volcanique venant soit directement des grands volcans de la Cordillère Centrale (tufs), soit de l'érosion de ceux-ci et de ceux de la région de Pasto-Ipiales, qui ont donc commencé à fonctionner à cette époque.

Tandis que cette sédimentation essentiellement continentale avait lieu le long de l'axe Cauca-Patia, en correspondance de l'axe parallèle de l'Atrato-San Juan plus à l'Ouest (vallée inter-andine du Pacifique) des conditions nettement marines persistaient jusqu'à l'Oligocène supérieur.

Il se déposait là, entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène supérieur, des grès, des argiles et des calcaires (Groupe du Pacifique) à faunes marines. Ces roches ayant été plissées à la fin de l'Oligocène, elles ont été couvertes au Miocène par des faciès fluvio-limniques avec des intercalations marines (Formation Naya). Un nouveau plissement étant intervenu à la fin du Miocène, des faciès analogues couvrirent ces roches au Pliocène (Formation Guapi).

Enfin, encore plus à l'Ouest, en correspondance de l'actuelle Cordillère de la Côte, à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène il y eut dépôt de roches siliceuses fines à radiolaires et mise en place de roches ignées basiques (tufs, diabases, gabbros). Après un plissement d'âge oligocène supérieur probablement, ces roches furent couvertes par un conglomérat à galets de roches ignées et de cherts, que suivent des grès et des argiles (Miocène inférieur), puis des calcaires gréseux (Miocène supérieur).

En définitive, ces notes montrent que les roches tertiaires de l'Occident Andin sont disposées en trois bandes parallèles allongées qui, de l'Est vers l'Ouest, correspondent aux axes du Cauca-Patia, de l'Atrato-San Juan et de la Cordillère de la Côte.

Elles montrent aussi que chacun de ces axes est caractérisé par des séries sédimentaires et des roches ignées

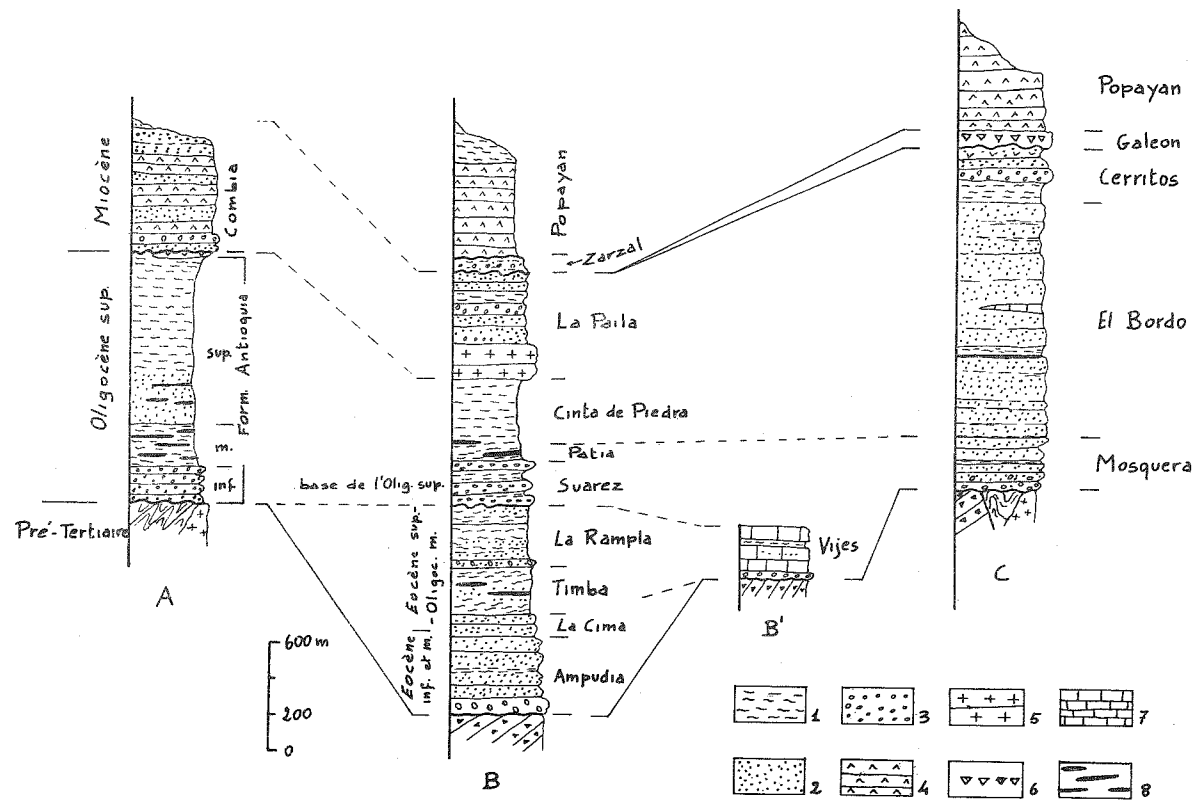


Fig. 121 - Stratigraphie des bassins tertiaires de l'axe du Cauca.

A - Antioquia - Caldas - B - Cauca - B' - Vijos - C - Patia -

1 - Schistes et argiles - 2 - grès - 3 - conglomérats - 4 - andésites et tufs - 5 - Rhyolites et dasites -
6 - Roches volcaniques de la Formation Galeon - 7 - calcaires - 8 - houille.

différentes, comme il est schématisé ci-dessous :

<u>Cordillère de la Côte</u>	<u>Atrato-San Juan</u>	<u>Cauca-Patia</u>
	Plio-Pléistocène fluvio-limnique	Plio-Pléistocène volcanique
Miocène marin	Miocène fluvio- limnique avec des incursions marines	Miocène volcanique ; microdiorites pontien- nes
(Oligocène sup. érodé ?)		Oligocène supérieur continental et houiller
Eocène supérieur et Oligo- cène inférieur marins avec roches ignées basiques	Eocène supérieur à Oligocène supérieur marins	Eocène inférieur à Oligocène inférieur continentaux avec des incursions marines (seulement dans le bassin de Cali).

Ce schéma montre que de l'Est à l'Ouest il y a une évolution vers des faciès marins de plus en plus persistants dans le temps. Je suggère aussi un passage latéral de faciès entre les roches sédimentaires de l'axe de l'Atrato-San Juan et celles de la Cordillère de la Côte.

Avant de terminer ce chapitre je dois ajouter que je considère aussi comme faisant partie du domaine de l'Occident Andin, les roches tertiaires qui constituent les alignements montagneux, au Nord des Cordillères Centrale et Occidentale. Ces roches sont encore très mal connues du point de vue stratigraphique, n'ayant fait l'objet que de quelques travaux paléontologiques (H. BÜRGL, in Th. VAN der HAMMEN, 1960), ou de reconnaissances locales. Je peux dire seulement qu'il y a là des roches marines d'âge paléocène à mio-pliocène, en partie détritiques, en partie organogènes (calcaires à lithothamnium, calcaires récifaux). Heureusement leur style tectonique est connu grâce à un travail photogéologique de H.C. RAASVELDT conservé dans les archives du Service géologique colombien. C'est en raison de ce style, dont je parlerai plus loin, que je les attribue à l'Occident Andin.

14 - LES GRANDS VOLCANS ET LEURS PRODUITS

Vue d'ensemble

Bien que moins répandus que dans les autres pays andins, les volcans récents ont néanmoins une très grande importance dans la constitution des Andes colombiennes. Ils y jouent un rôle morphologique capital, constituant plusieurs des plus grands sommets du secteur colombien de la chaîne andine. D'une façon générale, les appareils volcaniques deviennent de plus en plus nombreux du Nord vers le Sud du pays, où ils se rattachent à ceux de l'Equateur (fig. 122).

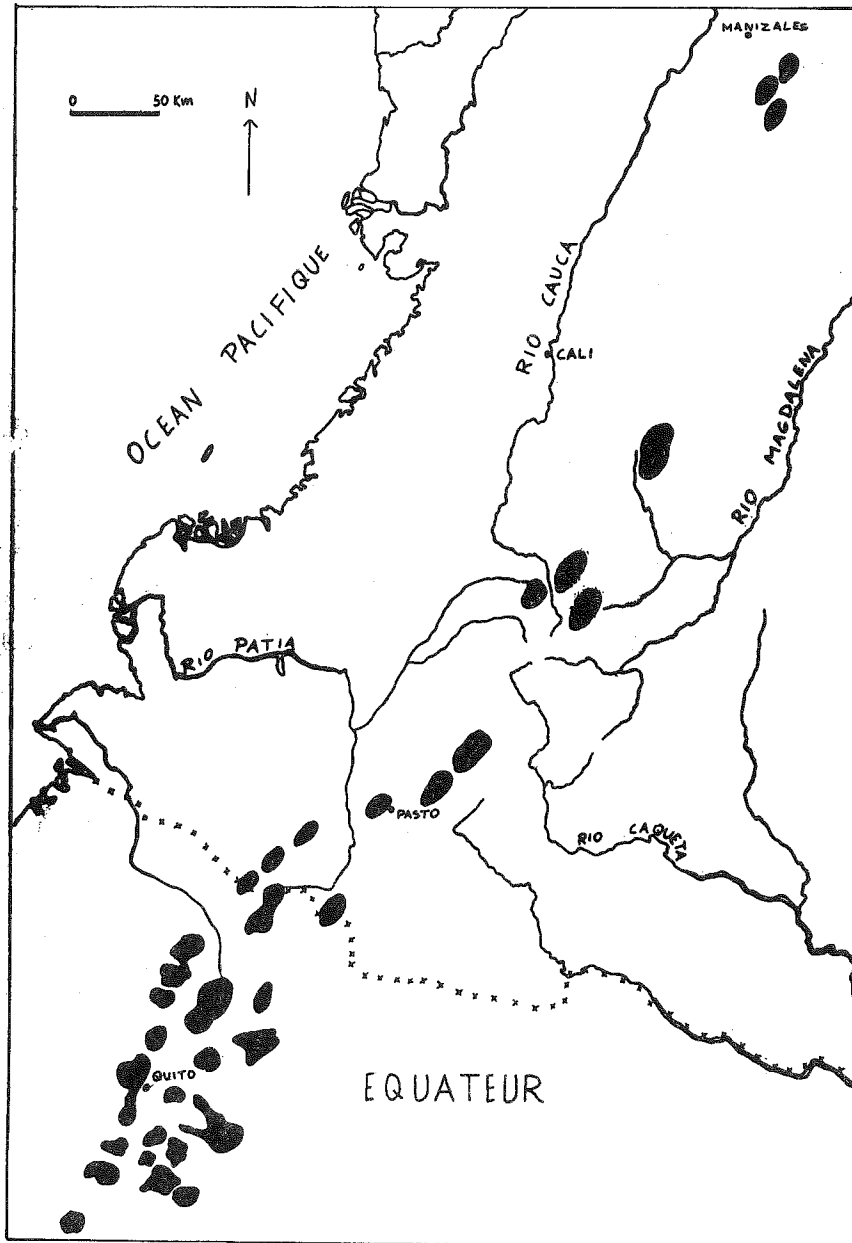


Fig. 122 - Les volcans tertiaires et quaternaires de Colombie et du Nord de l'Équateur.

Une partie énorme de leurs produits se retrouve assez loin des centres d'émission, dans les vallées inter-andines, où ils ont été transportés soit par les vents soit par les eaux (et ils forment alors des terrasses, s.l.).

Du Nord vers le Sud, les appareils volcaniques principaux sont les suivants :

- Volcan du Nevado del Ruiz (5 400 m)
- Volcan du Nevado Santa Isabel (5 100 m)
- Volcan du Nevado del Quindio
- Volcan du Nevado del Tolima (5 215 m)
- Volcan du Nevado del Huila (5 760 m)
- Volcans du Puracé (4 646 m) et du Suratà (4 670 m)
- Volcan Doña Juana (4250 m)
- Volcan de Pasto ou Galeras (4 482 m)
- Volcan Cumbal (4 764 m)
- Volcan de Chiles (4 748 m)

La plupart du temps il s'agit de volcans en repos ou éteints, plus rarement à l'état de fumerolles ou de solfatares.

General statement

Although the Cenozoic volcanoes are widespread in Colombia less than in other Andean countries, anyway they form a very important feature of the Colombian Andes. In fact, these volcanoes constitute many of the main peaks of the Colombian Cordilleras. In a general way, they become more and more numerous from the North to the South of the country, where they connect with those of the Ecuador (fig. 12?).

There are volcanic rocks also far from the effusive centers, in the Interandean Valleys, where they were accumulated by the wind (volcanic ashes, and tufs), and by the waters, and then they constitute terraces (s.l.).

From the North to the South, the most important volcanoes are the following :

- Nevado del Ruiz (5 400 m)
- Nevado Santa Isabel (5 100 m)
- Nevado del Quindio
- Nevado del Tolima (5 215 m)
- Nevado del Huila (5 760 m)
- Puracé (4 646 m) et Suratà (4 670 m)
- Doña Juana (4 250 m)
- Galeras (4 482 m)
- Cumbal (4 764 m)
- Chiles (4 748 m)

At present time, these volcanoes are generally quiet or extinguished ; only in few of them fumaroles, and sulfidric springs occur.

Introduccion

Tambien si no estan tan difundidos en Colombia como en otros paises andinos, de todas maneras los volcanes recientes tienen una grande importancia en la constitucion de los Andes Colombianos, en los cuales constituyen algunas de las cumbres mas altas. En terminos generales estos volcanes se vuelven mas numerosos desde el Norte hacia el Sur de Colombia, en donde se conectan con los del Ecuador (fig. 12?).

Una gran cantidad de sus productos se encuentra tambien lejos de los centros eruptivos, en los valles interandinos, donde estos productos han sido transportados tanto por el viento (cenizas, tobas), como por las aguas

(y en este caso constituyen terrazas s.l.).

Desde el Norte hacia el Sur los volcanes principales son los siguientes :

- Nevado del Ruiz (5 400 m)
- Nevado Santa Isabel (5 100 m)
- Nevado del Quindio
- Nevado del Tolima (5 215 m)
- Nevado del Huila (5 760 m)
- Puracé (4 646 m) et Sutara (4 760 m)
- Doña Juana (4 250 m)
- Galeras (4 482 m)
- Cumbal (4 764 m)
- Chiles (4 748 m)

Hoy en día estos volcanes son por lo general en quietud ou apagados, solo unos pocos se encuentran emitiendo fumarolas y solfataras.

CHAPITRE XLVIII - LES APPAREILS VOLCANIQUES

Il est impossible à l'heure actuelle de donner des précisions pétrographiques ou autres sur chacun des massifs indiqués ci-dessus, qui n'ont jamais fait l'objet d'une étude véritable. Ce que je peux dire à leur sujet ressort finalement d'observations pratiquement occasionnelles, faites aussi bien par moi-même que par d'autres géologues.

Les cônes volcaniques sont constitués par des puissantes coulées de laves (magnifiques en photo aérienne, celles, par exemple, du Nevado del Tolima). Le cratère est d'habitude conservé plus ou moins entièrement et à son voisinage il est fréquent de trouver des murailles de brèches volcaniques et de tufs. Il est évident que plusieurs phases d'éruption ont eu lieu. Les murailles bréchiques autour des cratères sont parfois partiellement abattues, des cônes adventifs se trouvent aussi bien à l'intérieur du cône principal que sur ses flancs.

La figure 120 montre la structure d'un de ces appareils complexes ; les petits lacs qui y apparaissent correspondent à des cratères adventifs éteints. Mais on s'aperçoit très vite que malgré leur complexité, ces cônes ne représentent que la partie finale et certainement aussi la plus "calme" d'un long processus effusif, ayant connu des phases explosives paroxysmales. Une preuve en est tout simplement la constitution de la Formation Popayan déjà décrite ; d'autres en sont le banc d'obsidienne qui se trouve à la base du volcan Puracé et lesteckites (O. STUTZER 1934) qu'on retrouve depuis Popayan jusqu'à Tulua, quelque 200 km au Nord.

Actuellement le Puracé, le Ruiz, le Cumbal et, semble-t-il le Tolima et le Doña Juana ont une activité plus ou moins occasionnelle. Ils rejettent de temps à autre un peu de lave. Puracé, Cumbal et Ruiz émettent aussi des fumerolles.

Au Puracé, au Cumbal et à l'Azufra (au voisinage d'Ipiales) existent des dépôts de soufre, qui dans le premier cas font l'objet d'une exploitation industrielle.

Du point de vue pétrographique, les laves de ces volcanes sont la plupart du temps des andésites, et ceci, même quand leur couleur noire pourrait faire penser à des basaltes. Il semble que les volcanes du Nord (Santa Isabel, Ruiz, Quindio, Tolima) comportent surtout des andésites à biotite et amphibole, ceux du Sud, des andésites à biotite et pyroxène, ou à biotite, pyroxène et amphibole (J. ROYO y GOMEZ 1942). Ces andésites sont souvent prismatiques.

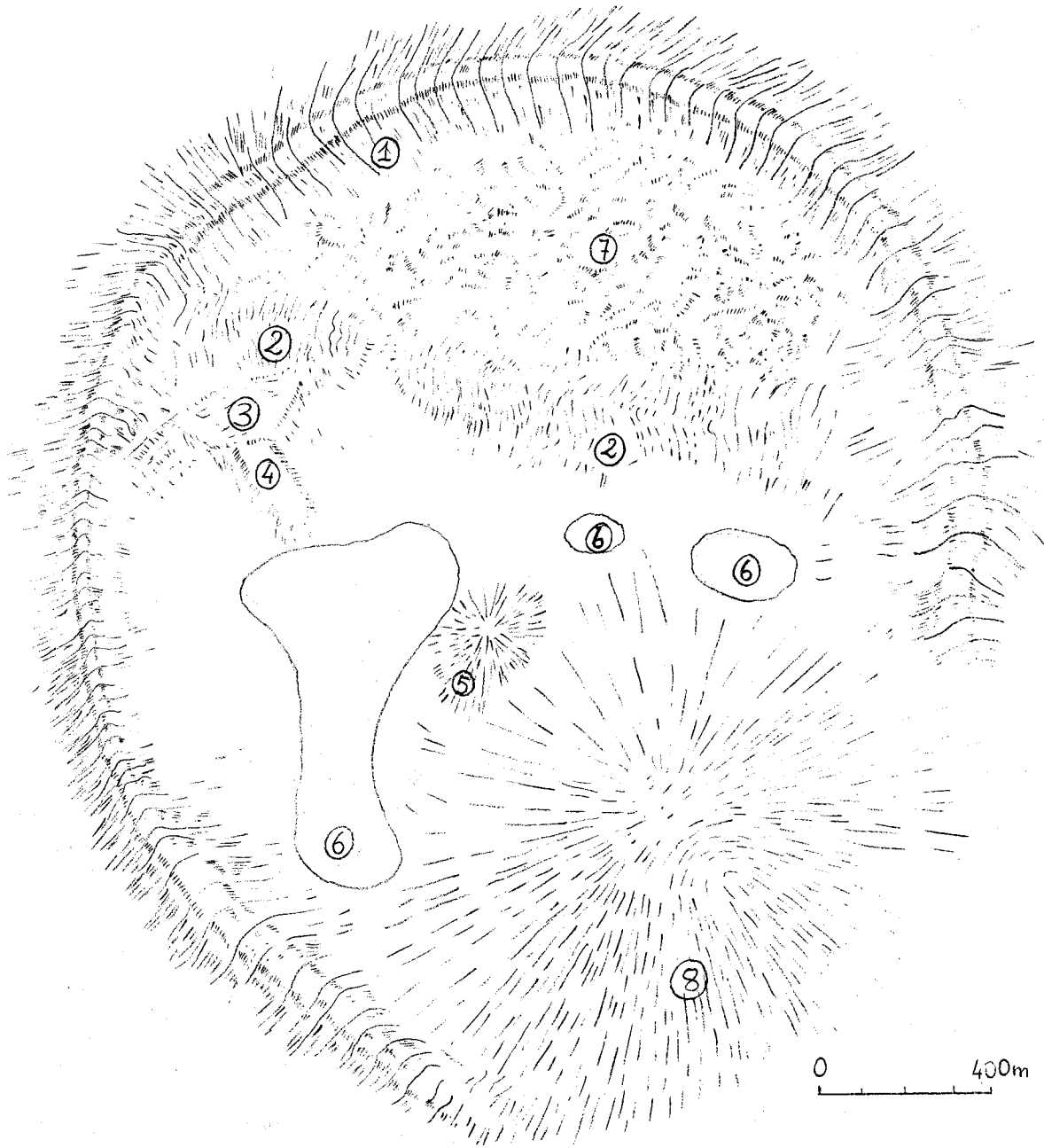


Fig. 123 - Le cratère du volcan Azufral (Nariño) (selon J. ROYO y GOMEZ 1940)

- 1) Muraille de tufs externe - 2) Muraille de tufs intermédiaire - 3) Solfatare - 4) Terrasse lacustre -
- 5) Cône de solfatare - 6) Lacs - 7) Zone altérée - 8) Dôme d'andésites et tufs.

CHAPITRE XLIX - LES PRODUITS VOLCANIQUES MARGINAUX

Comme je l'ai dit plus haut, les roches d'origine volcanique ne sont nullement cantonnées aux appareils volcaniques. Bien au contraire, dans les cas des volcans du Sud (à partir du Puracé) elles couvrent des surfaces parfois énormes. La Formation Popayan du bassin de Cali, que j'aurais pu parfaitement décrire dans ce chapitre, en a été un premier exemple. D'autres en sont la Formation Nariño et les Formations récentes de la vallée du Patia.

a) La Formation Nariño

La région de Pasto-Ipiales, qui se prolonge en Equateur dans celle de Tulcan-Riobamba, est caractérisée par une succession de larges vallées ou de hautes plaines dominées par les sommets volcaniques. Dans ces vallées et ces hautes plaines les eaux coulent au fond de gorges abruptes et étroites, souvent très profondes. Ceci indique déjà qu'elles sont constituées par des matériaux tendres, peu consolidés. En effet il y a là des tufs, des couches de matériels volcaniques resédimentés, plus rarement des coulées de lave, toutes ces roches ayant en gros une composition andésitique. On les appelle en Colombie Formation Nariño (E. GROSSE 1930, E. HUBACH 1957), la carte géologique d'Equateur (W. SAUER, 1947 ?) les signale comme "sédiments fluviolacustres de matériel volcanique, tufs volcaniques". L'épaisseur de la Formation Nariño est très variable, comme il est normal s'agissant du remplissage d'un bassin intra-montagneux, et elle peut atteindre ± 2000 . Des paléosols y sont reconnaissables à la limite de plusieurs couches de tufs, ce qui indique des émissions discontinues.

La Formation Nariño est certainement un équivalent de la Formation Popayan et son âge est considéré Pliocène-Pléistocène. Elle est certainement postérieure aux grands plissements andins, cependant de faibles ondulations y sont reconnaissables.

b) Les Formations récentes du Patia

A la partie moyenne du bassin du Patia, au Sud et à l'Ouest de Mercaderes, les roches tertiaires déjà décrites sont couvertes en discordance par des tufs à grenat (fig. 112). Ces tufs se composent de plagioclase, quartz, hornblende, augite, biotite et de nombreux petits grenats (J. ROYO y GOMEZ 1942). Ils contiennent de nombreuses bombes volcaniques andésitiques et des lapilli. Ce sont ces tufs qui comportent les enclaves éclogitiques dont j'ai déjà parlé. Ils contiennent aussi d'ailleurs des enclaves de schistes verts, d'amphibolites, de diorite et de quartzites (E. GROSSE 1935). Des considérations essentiellement topographiques semblent indiquer que ces roches pourraient être un peu plus anciennes que celles des Formations Nariño et Popayan. Elles représentent probablement le produit des premières phases éruptives des volcans récents. Au-dessus d'elles on trouve la Formation des Tufs de Mercaderes. Il s'agit de tufs et de dépôts grossiers venant de l'érosion des Cordillères. Ces roches constituent des terrasses horizontales ou des plateaux dans la région de Mercaderes et dans celle d'El Bordo. D'autres terrasses de composition semblable sont celles du Sangandinga, Sambingo et San Jorge. Enfin au Nord de Mercaderes, au pied de la Cordillère Occidentale, une assez vaste surface est occupée par des tufs associés à des diatomites et à de la pierre ponce.

Conclusions

Il n'est pas possible de fixer exactement l'âge de toutes ces roches. Dans leur plus grande partie elles sont certainement quaternaires, cependant, ce que j'ai dit ci-dessus, suffit à montrer aussi que les émissions ont débuté au Pliocène. Il ressort aussi que les premières phases de l'activité des volcans andins avaient un caractère explosif plus accentué que les suivantes et surtout les finales, au cours desquelles ont été éjectées des laves surtout.

TROISIEME PARTIE

INTERPRETATION TECTONIQUE

Dialogo sopra i massimi sistemi

Simplicio - Ma quando si lasci Aristotele
chi ne ha da essere scorta
nella Filosofia ?

Salviati - ... i ciechi solamente hanno
bisogno di guida ; e chi è tale,
è ben si resti a casa. Ma chi
ha gli occhi nella fronte, e
nella mente, di quelli si ha
da servire per iscorta.

Galileo

15 - RESUME DES FAITS ESSENTIELS ET QUELQUES INTERPRETATIONS.

Avant d'aborder l'étude tectonique des Andes colombiennes, il est utile de résumer brièvement et de commenter les faits stratigraphiques et pétrographiques essentiels, qui jouent un rôle dans les définitions des principales unités structurales.

Les deux domaines majeurs, Orient Andin et Occident Andin, qui ont servi de canevas à l'étude précédente, sont définis par des facteurs pétro-stratigraphiques très différents.

Les caractères des phénomènes principaux peuvent être résumés comme suit.

LA GRANITISATION PRECAMBRIENNE.

En dehors du domaine du Bouclier oriental ("Saliente del Vaupés"), des roches datables du Précambrien sont connues en Colombie dans les Massifs de Garzon, Santander, Santa Marta et, un peu à l'écart du cadre andin au sens strict, dans le Massif de la Macarena. Partout le Précambrien est représenté par des roches granitisées, migmatites et granite d'anatexie.

Du point de vue pétrographique, le Massif de la Macarena n'est connu que vaguement. Dans le Massif de Santander, les roches précambriennes ont été assez profondément reprises dans des cycles de métamorphisme et de granitisation postérieurs (calédonien, hercynien). Par conséquent, ce n'est que dans les Massifs de Garzon et de Santa Marta qu'on peut trouver des roches précambriennes pour ainsi dire intactes, dans un état suffisamment voisin de l'originel. C'est donc leur étude qui peut apporter quelque lumière sur leur genèse.

Le Massif de Garzon (Chap. III, a) est constitué d'W en E et de haut en bas par des migmatites homogènes (à paléosoma prévalant au toit), des migmatites hétérogènes et par une masse de granite d'anatexie. Les migmatites homogènes sont à amphibole, les migmatites hétérogènes sont à amphibole et biotite très subordonnée, le granite d'anatexie est pratiquement hololeucocrate ; sur de grands affleurements seulement on y apprécie des reliques de minéraux ferromagnésiens.

Dans ce granite sont conservées des masses irrégulières et des filons de roches ignées basiques (diorites, gabbros et leurs faciès filoniens), affectées elles aussi par la migmatisation sur leur bordure. Ceux de ces filons qui se croisent ont préservé les roches de l'espace qu'ils encadrent, de l'homogénéisation complète. Des aplites et des pegmatites plus tardives recoupent toutes ces roches. Il y a donc eu là des intrusions dans des roches préexistantes, probablement déjà à l'état cristallophyllien, puis une granitisation généralisée. Il reste à savoir quelles étaient à l'origine ces roches préexistantes. Deux hypothèses sont possibles.

On peut penser à une série sédimentaire comportant des arkoses à sa partie inférieure, des marnes au toit, séparées par une zone de transition avec des alternances de ces deux faciès. Devenues d'abord des ectinites, ensuite traversées par des montées de roches basiques, les arkoses auraient enfin donné le granite, la zone de transition les migmatites hétérogènes, les marnes les migmatites homogènes.

Mais cette hypothèse ne rend pas compte de tous les faits observables. Elle ne donne pas raison, en particulier, des fantômes ou reliques de minéraux ferromagnésiens qui existent dans le granite d'anatexie ; des septa d'embranchés à amphibole et de roches mélanocrates plissées dans ce même granite ; des passages progressifs des amphibolites au granite hololeucocrate, ni de la préservation de faciès schisteux entre les filons basiques.

L'autre hypothèse consiste à imaginer qu'il y avait au départ une série plus ou moins homogène grés-marneuse et qu'elle s'est différenciée dans les faciès actuels par des migrations ioniques. D'abord se serait développé, du bas vers le haut, un front basique (front des éléments à moindre rayon ionique, Ca, Fe, Mg). Par conséquent il y aurait eu enrichissement en minéraux mélanocrates en haut et en minéraux leucocrates en bas. Ensuite, un deuxième front de migration, acide cette fois (front des éléments à grand rayon ionique, Na, K, Si), aurait pris naissance avec la même direction.

Ainsi, à la partie inférieure, appauvrie en éléments alcalins, le granite hololeucocrate aurait pris naissance, les dépôts successifs de matière permettant le développement des structures à grand volume des tectosilicates ; à la partie intermédiaire, là où les deux fronts se seraient superposés, les migmatites hétérogènes auraient été formées ; en haut enfin, où le front sialique avait déjà perdu de l'importance par rapport au front basique, se seraient développées les migmatites homogènes. Ce schéma semble en accord avec les observations microscopiques. La biotite symplectique à terminaison dactylitique qu'on trouve parfois dans les migmatites peut en effet être regardée comme un produit initial de la métasomatose potassique ; et les amphiboles un peu sodiques, qu'on trouve même plus en haut, comme des témoins de la métasomatose sodique. J'ajouterai aussi que les filons basiques encadrant des faciès plus schisteux et non homogénéisés peuvent alors être considérés comme des barrières opposées aux migrations. Ainsi, c'est cette hypothèse simple que j'adopterai ici. Elle entraîne qu'on suppose une augmentation de la température de la zone des migmatites homogènes à celle du granite hololeucocrate. Bien que de véritables thermomètres n'existent pas, on peut penser qu'en effet cela s'est vérifié, en considérant que les exsolutions microperthitiques perdent progressivement d'importance en passant des migmatites homogènes aux migmatites hétérogènes et au granite d'anatexie.

Dans le Massif de Santa Marta (Chap. III, e), les migmatites précambriennes et faciès associés de la région des lacs, à la partie centrale du massif, ne sont pas favorables à une étude génétique. Il s'agit d'une part de masses réduites, d'autre part de roches ayant été reprises dans le granite hercynien du batholite de la Sierra. En revanche, un essai d'interprétation peut être tenté pour celles de la coupe Palmarito-San Sebastian-Rio Ariguani :

- migmatites leptynitiques de Palmarito (W de Pueblo Belle),
- leptynites de San Sebastian,
- migmatites à amphibole (et biotite) de l'Est,
- migmatites à biotite, amphibole et pyroxène de l'Ariguani.

Par analogie de faciès, on est amené à établir une corrélation entre les migmatites leptynitiques de Palmarito et les leptynites de San Sebastian. Si cette corrélation est valable, il s'ensuit que les roches à l'W de San Sebas-

tian sont à l'envers. On se retrouve alors dans une situation analogue à celle du Massif de Garzon, avec des faciès de moins en moins leucocrates du bas vers le haut. Il devient alors possible de les interpréter de la même manière que dans ce cas-là, en ayant recours à une migration d'un front cafémique d'abord et à celle d'un front acide ensuite, celui-ci comportant surtout du K. Ce front potassique serait notamment responsable de la naissance de la biotite qui est certainement de néoformation.

Dans cette optique, les faciès leptynitiques ne représentent pas, a priori, des orthogneiss (ancien axe granitique), mais simplement des roches originellement potassiques ayant perdu, par métasomatose, la plupart de leurs éléments cafémiques.

Dans tous les cas étudiés, on a affaire, quoi qu'il en soit, à des roches qui se sont formées dans des conditions d'infrastructure et qui conservent localement les traces d'un plissement intense.

La mise en place des filons aplitiques et pegmatitiques du Massif de Garzon, qui est évidemment liée à des cassures que tout montre être postérieures au plissement, paraît être très décalée dans le temps par rapport aux phases essentielles de la granitisation. Comme il s'agit là de faciès qui ont été formés par des fluides, je suis amené à penser qu'ils ont pris naissance une fois que l'ensemble des roches en question avait quitté l'infrastructure pour rejoindre les zones de plus faible pression où pouvaient s'ouvrir des fractures.

LE CYCLE CALEDONIEN.

Sur les roches granitisées précambriennes, vient s'installer au Cambrien une sédimentation destinée à se poursuivre aussi pendant l'Ordovicien.

Cette sédimentation est de type paralique et elle donne des alternances de pélites, de grès, de petits niveaux conglomératiques, de marnes et de calcaires. La source de la plupart de ces roches devait être dans des aires granitiques. Les variations d'épaisseur de ces roches sont assez bien reconnaissables, quoique pas toujours bien chiffrées, à la partie est de l'Orient Andin. Cette épaisseur augmente d'E en W, du Massif de la Macarena vers l'axe Garzon-Quetame ; elle augmente aussi, de façon générale, du Sud au Nord, du plongement sud du Massif de Garzon vers les Massifs de Quetame et de Santander. Plus à l'W, elle semble se réduire en correspondance de l'axe de La Cristalina (Puerto Berrio), à la limite W de la vallée du Magdalena. Ici les affleurements connus (La Cristalina, NW d'Ibagué) sont trop limités pour qu'on puisse en tirer des notions précises. Cependant les faciès à Graptolites de La Cristalina, très analogues à ceux de la Macarena, semblent confirmer que la mer calédonienne avait là sa limite occidentale. Au Nord du Massif de Santander, la fosse calédonienne se séparait en plusieurs branches. Parmi celles-ci une suivait la bordure occidentale du Massif de Santa Marta ; une autre se dirigeait vers le NE en correspondance des actuelles Andes de Merida du Vénézuéla ; la troisième continuait d'abord vers le N (Serrania de Perijà), pour tourner ensuite vers le NE et se poursuivre à la place de la presqu'île de la Guajira. Ces deux dernières branches (Perijà-Merida) étaient séparées, au N du Massif de Santander, par un bloc de roches granitisées précambriennes. Ceci est prouvé par les affleurements de Chiriguanà (région de Santa Isabel-Curumani) où quel-

que 700 m seulement de schistes et de grès arkosiques cambro-ordoviciens, non métamorphiques, reposent en discordance sur le Précambrien granitisé et sont alors recouverts en discordance par le Dévonien. Une grande proximité du socle précambrien est indiquée aussi par les affleurements calédoniens de la région de Manaure, où l'on a des arkoses et des calcarénites (El Socorro) et des grès quartziques micacés à feldspaths résiduels (E de Manaure).

Des deux branches colombiennes du N de la fosse, la première (bordure W du Massif de Santa Marta) semble avoir été le siège d'une sédimentation plus réduite que la deuxième (Guajira), mais à la fois plus importante que celle de Perijà.

Des montées magmatiques calédoniennes sont connues dans ces roches à la Guajira seulement, où des gabbros (Monte Runa, Carimaya) et des serpentines (Caloo de la Vela) traversent les faciès d'origine sédimentaire (par simple corrélation lithologique, je pense cependant que les gabbros de Guíachinacopu-nameina, dans le Massif de Santa Marta, entièrement entourés par le granite hercynien, appartiennent aussi au Calédonien). Au Gothlandien, qui n'est pas représenté en Colombie, ces roches ont été plissées et métamorphosées.

La plupart du temps, les roches calédoniennes sont donc représentées actuellement par des roches métamorphiques, ectinites surtout, souvent comprises entre deux discordances, avec le Précambrien en bas et le Dévonien en haut. Elles affleurent dans les Massifs de la Macarena, de Garzon (plongement nord), de Quetame, de Floresta, de Santander et de Santa Marta (versant W) ; et aussi dans la Serrania de Perijà, à la presqu'île de Guajira, à l'W d'Ibagué et à La Cristalina (Puerto Berrío).

On a des schistes et des quartzites mécaniquement déformés et fossilifères, qu'on appelle "le Güejar", à la Macarena, au plongement N du Massif de Garzon, au plongement S du Massif de Quetame, à La Cristalina, à Santa Isabel. Dans les Massifs de Garzon et de la Macarena, toute la série calédonienne est représentée par ces roches peu ou pas métamorphiques. Mais à partir du Massif de Quetame et vers le Nord, elle l'est d'habitude par une association de deux ou de plusieurs faciès, correspondant à des degrés de métamorphisme plus élevés du haut vers le bas. Ainsi, dans le Massif de Quetame, sous le Güejar, on trouve des micaschistes à chlorite et des quartzites ; parfois sous ceux-ci on a des micaschistes à muscovite, et, plus rarement, des gneiss à deux micas avec biotite subordonnée, des schistes à actinote-trémolite et hornblende et, localement (Quebrada, La Cristalina, Meta), des amphibolites et des cipolins. (Voulant définir le caractère du métamorphisme calédonien, je passe volontairement sous silence ici les faciès metablastiques de ce massif, faciès que je pense liés à la granitisation hercynienne.)

Dans le Massif de Floresta, il semble que les roches calédoniennes sont simplement des micaschistes à biotite, des quartzites et des gneiss quartziques qui auraient d'ailleurs, au moins localement, recristallisé au moment de la granitisation hercynienne. Mais il faut tenir compte que les connaissances pétrographiques sur ce massif sont encore réduites.

Le Massif de Santander, comme ses voisins le Massif de Pamplona et le Massif de Labateca (?), présente un cadre plus complexe par suite des modifications intervenues dans la composition minéralogique des roches au moment de la granitisation hercynienne. Les minéraux tels que la cordiérite, la silli-

manite, le staurotide et les feldspaths "métablastiques" sont en effet de plus en plus abondants à mesure qu'on s'approche des masses granitiques hercyniennes. Leur genèse est par conséquent liée à celles-ci. Si on les élimine, on s'aperçoit qu'on a affaire aux ectinites calédoniennes suivantes : à la partie supérieure, des micaschistes à séricite et chlorite, passant à des quartzites avec ces mêmes minéraux phylliteux ; et à la partie inférieure, à des micaschistes à muscovite, des micaschistes à deux micas, des quartzites à muscovite, à des cipolins (de la zoïsite et de l'épidote apparaissent plus ou moins partout où existent des faciès originellement plus calciques) et, plus bas encore, à des gneiss presque leucocrates.

Dans la Serrania de Perijà, les roches calédoniennes, que j'ai indiquées tout à l'heure, ne sont pas métamorphiques (Santa Isabel), ou elles le sont légèrement, séricite et chlorite étant les seuls minéraux de néoformation. Sur le versant occidental du Massif de Santa Marta, on a des micaschistes à chlorite et séricite, parmi lesquels sont intercalés soit des cipolins (Cienaga), soit des faciès schisteux à actinote, épidote et calcite, dérivant du métamorphisme de quelques niveaux plus calcaires.

À la Guajira, où la série calédonienne atteint son épaisseur maximum, le métamorphisme calédonien a donné lieu à la plus grande variété de faciès. La partie supérieure de la série calédonienne est ici constituée par des ectinites ortho et para (micaschistes à séricite, chlorite et épidote, cipolins, gabbros saussuritisés, serpentines), la partie inférieure par un complexe migmatitique (gneiss, embréchites rubanées et oillées, migmatites hétérogènes ou granite leucocrate à panneaux gneissiques et amphibolites injectées). La liaison entre ectinites et migmatites se fait par l'intermédiaire d'un liséré de gneiss porphyroblastiques ou par une couronne dans laquelle les ectinites se chargent en cordiérite, disthène et sillimanite. Ceci se vérifie lorsque le contact a lieu directement entre le granite leucocrate gneissique et les ectinites. La couronne intermédiaire a alors des caractères qui la rapprochent d'une auréole de contact au sens descriptif du mot.

La figure 124 résume graphiquement ces observations pétrographiques. Les axes de métamorphisme et les variations de son intensité y apparaissent d'une manière tellement nette que tous les commentaires seraient superflus. Elle montre aussi, si l'on tient compte de ce que j'ai dit à propos des variations d'épaisseur de la série calédonienne, que le métamorphisme augmente dans le même sens que ces épaisseurs. Cette coïncidence entre les isopaques et les isogrades de métamorphisme est un trait essentiel du métamorphisme calédonien.

Un autre caractère important du cycle calédonien est sa pauvreté en roches magmatiques basiques. Celles-ci existent en masses réduites seulement à la presqu'île de la Guajira, en bordure de l'actuelle Mer des Caraïbes^{*}. Elles

^{*} L'appartenance des roches basiques du Massif de Santa Marta au cycle calédonien est seulement probable et je n'en tiendrai pas compte ici.

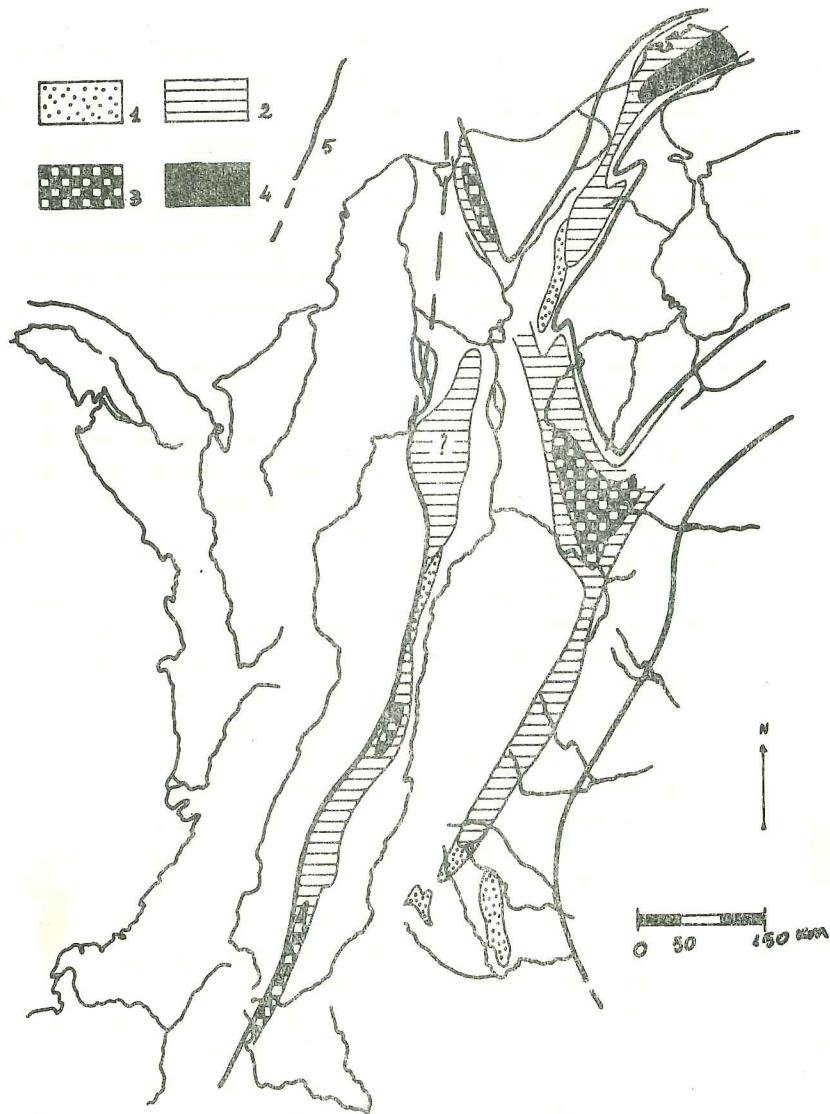


Fig. 124. Isogrades extrapolées du métamorphisme calédonien.
1 - Zones non métamorphiques ; 2 - Zone à séricite et chlorite ;
3 - Zone à muscovite et biotite ; 4 - Zone de migmatites ; 5 -
Limite du domaine calédonien.

se trouvent donc là où la sédimentation cambro-ordovicienne a atteint un maximum et la fosse calédonienne la plus grande profondeur. Ces roches basiques, d'autre part, ne peuvent pas être regardées comme des ophiolites : d'abord parce qu'il n'y a pas parmi elles de laves, ensuite et surtout parce que, même étant antérieures au métamorphisme, elles sont postsédimentaires. Ceci est en accord avec le type de métamorphisme ayant affecté la série cambro-ordovicienne. Suivant la classification d'A. MIYASHIRO (1961), on peut dire qu'il s'agit là d'un métamorphisme intermédiaire entre le type Barrowian (disthène-sillimanite) et le type Abukuma (andalousite-sillimanite), comme il est nettement indiqué par le faciès à disthène, cordiérite et sillimanite de la Guajira en particulier. Il s'agit donc d'un type de métamorphisme propre aux géosynclinaux à fond sialique, ce qui est en accord parfait avec les observations directes montrant que la série cambro-ordovicienne s'est déposée sur un socle précambrien granitisé.

La plupart du temps, le métamorphisme calédonien a été topochimique. Mais à la Guajira, où l'empilement des couches et l'enfoncement du fond avaient été suffisants pour que la partie inférieure de la série cambro-ordovicienne vint se trouver dans des conditions d'infrastructure, des transferts de matière semblent bien avoir eu lieu. La répartition des faciès granitisés : migmatites homogènes, migmatites hétérogènes du granite orienté leucocrate à panneaux amphiboliques, peut en effet être interprétée selon le schéma décrit plus haut pour les roches précambriennes des Massifs de Garzon et de Santa Marta. Dans le cas de la Guajira, un tel schéma (migrations successives en raison du rayon ionique croissant de leurs différents éléments) est bien respecté. Du haut vers le bas la masse granitisée est de plus en plus pauvre en éléments basiques (Ca, Fe, Mg, Ti) et plus riche en éléments acides (Na, K, Si); en particulier Ti est presque entièrement confiné dans les migmatites homogènes et à la bordure des migmatites hétérogènes ; Na est bien plus abondant que K dans les migmatites homogènes, l'inverse étant réalisé pour les migmatites hétérogènes.

LA PERIODE ALLANT DU DEVONIEN AU TRIAS-JURASSIQUE.

Le cycle calédonien semble s'être développé d'une manière synchrone dans tout l'Orient Andin, du moins rien ne prouve le contraire. Il m'a été possible par conséquent de le décrire d'une façon unitaire. J'ai pu parler, par exemple, d'une sédimentation effectuée dans "une" fosse cambro-ordovicienne et d'"un" métamorphisme gothlandien ayant affecté, plus ou moins profondément selon les régions, les roches précédemment déposées. Du Dévonien au Trias-Jurassique, une telle homogénéité générale n'existe plus.

Les roches sédimentaires dévoniennes, carbonifères, permienes et trias-jurassiques sont connues, mais elles ne se sont pas déposées dans "une" cuvette permanente dans le temps et dans l'espace. A partir du Dévonien, l'Orient Andin se morcelle. Des bassins sédimentaires locaux, marins, de transition ou continentaux, se dessinent et disparaissent ou se succèdent l'un à l'autre. Ceci est fonction du développement de l'orogénèse et de la granitisation que j'ai appelées hercyniennes. Ces phénomènes dont le résultat est de soustraire les zones qu'ils affectent à l'influence marine, n'ont pas été synchrones dans tout le territoire, au contraire ils ont été réalisés en des temps très éloi-

gnés pour les différents points de leur domaine, à savoir :

- au Dévonien inférieur dans le Massif de Quetame,
- au Dévonien supérieur dans le Massif de Floresta,
- au Carbonifère moyen dans le Massif de Santander,
- au Permo-Trias à la Perijà, à la Guajira et dans le Massif de Santa Marta,
- probablement au Permo-Trias aussi dans la vallée du Magdalena et à la bordure W de la Cordillère Centrale.

A la fin de l'orogénèse hercynienne, donc au Trias, dans l'Occident Andin s'individualise une zone de subsidence. J'essaierai d'esquisser rapidement le développement de cette orogénèse dans le temps et l'espace et les modifications qu'elle entraîne.

Il n'est pas prouvé que le cycle calédonien se soit terminé par l'émer-sion de nouvelles terres. Tout ce qu'on peut dire est que la sédimentation ne reprend, sur le territoire qui en a été affecté, qu'au Dévonien moyen. Mais au Dévonien inférieur cependant a lieu le premier épisode de l'orogénèse hercynienne, épisode réduit au Massif de Quetame. Le premier des granites hercyniens, le granite des Farallones de Medina (et vraisemblablement aussi le granite à l'W de San Martin) est mis en place. Le compartiment du Massif de Quetame est soulevé. La sédimentation dévonienne, qui est marine (et relativement homogène) dans les régions au N de ce massif où l'orogénèse hercynienne n'a pas encore eu lieu, est continentale à subcontinentale, en correspondance du Massif de Quetame. En effet le Dévonien est représenté,

dans le Massif de Floresta, par des grès et des argiles avec une base conglomératique ;

dans le Massif de Santander (Guaca), par des grès micacés ;

à Labateca, par des grès et des schistes ;

à Santa Isabel-Curumani, par des grès, des schistes et des cherts à base conglomératique ;

à Manaure (Serrania de Perijà), par des grès fins, des schistes et des tufs marins.

Toutes ces roches sont discordantes sur le Calédonien plissé et elles contiennent des fossiles marins. Elles représentent le Dévonien à faciès normal. Mais dans le Massif de Quetame, où les roches dévoniennes sont postérieures aux granites qu'elles recouvrent, parfois par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, le Dévonien est représenté par des grès, des conglomérats et des argiles rouges à fossiles marins et végétaux, avec des intercalations réduites de calcaires. C'est déjà le faciès posthercynien Giron.

Le deuxième épisode hercynien a lieu dans le Massif de Floresta. Cet épisode se place entre le Dévonien et le Mississipien ; les granites qui se mettent en place traversent la Formation Floresta (Dévonien), mais non pas la Formation Cucho (Mississipien) qui repose en discordance sur la Formation Floresta plissée.

Au Nord du Massif de Floresta, le Mississipien est représenté par des roches déposées dans des conditions perpétuellement oscillant entre marines et non marines (littorales, de marais, d'estuaire) dans le Massif de Santander (Formation Suratà) ; par des grès, des pélites et des calcaires marins, qu'un fin conglomérat sépare du Dévonien à Labateca ; par des calcaires à concor-

dance sur le Dévonien dans la Serrania de Perijà (Manaure). Dans le Massif de Floresta lui-même, le Mississipien de la Formation Cucho (qui probablement représente aussi le Pennsylvanien et peut-être le Permien) est constitué par un conglomérat basal que suivent des grès rouges et des argiles jaunes crèmes ou rouges subcontinentaux à faciès Giron.

Au Sud, dans le Massif de Quetame, la sédimentation carbonifère est tout à fait analogue à celle du Dévonien. On a là des grès rouges, des argiles et des intercalations calcaires, souvent fossilifères, dont le faciès d'ensemble est de type Giron, destiné à se poursuivre localement (Laguna de Chingaza) pendant le Permien. A la partie centrale du massif, il y a continuité de sédimentation entre Dévonien et Carbonifère et la plupart du temps aucune limite précise ne peut être tracée entre les deux. Mais au plongement nord de ce même massif, sans qu'un changement de faciès n'intervienne, une faible discordance paraît séparer Dévonien et Carbonifère. Il peut y avoir là un reflet amorti de l'épisode hercynien de Floresta, comme d'ailleurs on peut en voir un dans le faciès déjà voisin de celui du Giron de la Formation Suratà du Santander.

Dans le plus méridional des massifs, celui de Garzon, le Carbonifère semble enfin être représenté (La Jagua) par des calcaires néritiques, en discordance sur les migmatites anciennes. L'épisode successif de l'orogénèse hercynienne se place entre le Mississipien et le Pennsylvanien et il a lieu dans le Massif de Santander. Le Mississipien (Formation Suratà) est plissé, traversé par des filons microgranitiques liés aux grandes masses éruptives (Berlin, California, Pescadero, Ocoña, Salazar) qui sont alors mises en place. Du Pennsylvanien continental (Formation Bocas : grès et argiles à végétaux du Pennsylvanien inférieur ; Membres 1 et 2 de la Formation Giron : conglomérats, grès et argiles rouges à végétaux, Pennsylvanien supérieur) le recouvrent en discordance.

Au Nord, la sédimentation calcaire continue (Serrania de Perijà). Au Sud, dans les Massifs de Floresta et de Quetame, je l'ai déjà dit, des faciès Giron (grès et argiles rouges continentaux et subcontinentaux) continuent aussi à s'accumuler. A l'heure actuelle, le Permien inférieur semble correspondre à un temps de calme. La sédimentation permienne inférieure continue à avoir partout le même faciès que la sédimentation du Carbonifère supérieur : calcaires à la Serrania de Perijà, grès et argiles rouges (faciès Giron) dans les massifs de Santander, Floresta, Quetame.

Le dernier épisode hercynien datable stratigraphiquement a lieu au Permien-Trias. Les rhyodacites d'Urumita-Villanueva et du Socorro (Serrania de Perijà), le complexe granite-microgranites-rhyolites et les tonalites du Massif de Santa Marta, le complexe d'Ipapure (granodiorite-microgranodiorite-rhyodacites) le pluton de Parashí (granodiorite-microgranodiorite porphyrique) se mettent alors en place. La sédimentation continentale rouge (faciès Giron) devient par conséquent générale. A la Guajira se déposent au Trias les couches rouges de la Formation Cojoro ; dans la Serrania de Perijà et dans le Massif de Santa Marta celles de la Formation La Quinta qui, dans la Serrania de Perijà, sont en discordance sur le Permien (Permien inférieur ?), dans les Massifs de San-

tander et de Floresta celles de la Formation Giron^x ; dans la région de Villa de Leyra celles de la Formation Arcabuco ; en bordure du Massif de Quetame les couches rouges de la Formation de Santa Marta, toutes ces formations constituent, avec celles plus anciennes de même faciès, le Groupe Giron.

Les critères stratigraphiques sont impuissants à donner un âge précis aux autres masses de roches ignées (granites, plus essentiellement microgranites et rhyolites) qualifiées génériquement d'hercyniennes, qui sont :

- le granite d'Hobo-Algesiras)
- le granite de Garzon) bordure ouest du
- les syénites de Suaza et d'Altamira) Massif de Garzon
- le complexe (monzonites, dacites et rhyolites) de Prado-Dolores
- le complexe (granites, microgranites, rhyolites) d'Ibagué
- les massifs au SW de Neiva
- le complexe (granites, microgranites, rhyolites) de La Fragua
- le Massif de Natagaima-Mocoa
- les Massifs de la Serrania de San Lucas.

Les données stratigraphiques permettent seulement de dire que les masses ignées de la bordure W du Massif de Garzon sont postérieures au Carbonifère de La Jagua ; et que les Massifs d'Ibagué et de Natagaima sont antérieurs au Carnien du Groupe Payandé qui les recouvre. Cependant le problème de leur âge peut être abordé par une voie différente. On peut d'abord noter que si, on fait abstraction des failles, la vallée du Rio Magdalena au S d'Ibagué correspond en gros à un synclinorium, dont les masses hercyniennes (Ibagué, Chaparral, Paez, San Agustin-Mocoa, La Fragua, Suaza, Altamira, Garzon, Algesiras et Prado-Dolores) avec leurs couches rouges de couverture, forment des rebords anticlinaux. Ce fait plaide en faveur d'un même âge pour toutes ces masses.

D'autre part, j'ai montré que c'est au Trias supérieur, lorsque les calcaires Payandé (Carnien-Norien) se déposent à la bordure W de l'Orient Andin, que l'Occident Andin devient une fosse de subsidence dont la limite orientale est marquée par les dépôts des actuels cipolins type Nare qui correspondent aux calcaires Payandé. J'ai montré également que la sédimentation des cipolins type Nare actuels est accompagnée par le dépôt de roches clastiques grossières dont le faciès rappelle celui des grès de Payandé.

On est donc amené à penser que l'origine de la fosse de l'Occident Andin est à mettre en relation avec le développement de l'orogénèse hercynienne à la partie ouest de l'Orient Andin. Les cipolins type Nare étant connus sur presque toute la bordure est de l'Occident Andin et leur âge étant triasique, il s'ensuit que le long de l'axe du Magdalena l'orogénèse hercynienne aurait eu lieu au Permo-Trias (Trias). C'est d'ailleurs le temps où la sédimentation rouge devient générale.

^x Dans le Massif de Floresta, la Formation Giron est discordante sur la Formation Cucho : il est possible que cette discordance soit pennsylvanienne - et dans ce cas la Formation Giron de Floresta serait d'âge pennsylvanien-jurassique plutôt que triasique-jurassique, la discordance à sa base pouvant être mise en relation avec les secousses de cet âge dans le Santander.

Ainsi l'étude stratigraphique d'une part et l'étude tectonique d'autre part font reconnaître, dans l'Orient Andin, deux axes d'orogénèse et de granitisation hercyniens. Le long du premier qui est le plus oriental (Quetame - Santander - Perijà - Santa Marta - Guajira) elles ont un début précoce (Dévonien inf.), dans le Sud (Quetame), et deviennent de plus en plus récentes vers le Nord : Dévonien supérieur en Floresta, limite Mississipien-Pennsylvanien en Santander, Permo-Triasique tout à fait au Nord, en Santa Marta, Serrania de Perijà, Guajira.

Les faciès sédimentaires postorogéniques (faciès Giron) prétriasiques liés à cet axe se localisent en bordure des massifs successivement soulevés et dans les sillons qui se dessinent à l'intérieur de ceux-ci. En correspondance du deuxième axe (axe du Magdalena), orogénèse et granitisation hercyniennes sont tardives et ont lieu en un seul épisode permo-triasique ou triasique, qui coïncide avec le paroxysme de la partie nord du premier axe. C'est alors (Trias) que la répartition des faciès sédimentaires postorogéniques (faciès Giron) se généralise. Leur épaisseur est maximum entre le Santander et la Serrania de San Lucas et du Massif de Santa Marta à la Serrania de Perijà ; elle se réduit soit au Sud de la première de ces régions (Haut Magdalena), soit au NE de la deuxième (Guajira).

L'analyse stratigraphique m'a permis de reconnaître le développement de l'orogénèse hercynienne le long de son axe oriental (Quetame - Santander - Perijà - Santa Marta - Guajira). Des considérations principalement tectoniques m'ont fourni le biais pour étendre à l'axe du Magdalena les connaissances sur cette orogénèse. C'est en faisant intervenir maintenant l'analyse pétrographique qui permet de définir un type d'évolution pétrologique hercynien, et aussi des considérations tectoniques, que je pourrai compléter cette étude géologique de l'Hercynien colombien.

Le fait pétrographique essentiel lié à l'orogénèse hercynienne est l'apparition de nombreuses masses de roches ignées. Celles-ci ont comme caractère typique de comporter souvent un coeur granitique (s.l.) et des enveloppes successives microgranitiques et rhyolitiques (s.l.). Dans la mesure où peut le montrer une simple étude microscopique, la composition chimique des roches éruptives se déplace, en ce qui concerne les éléments alcalins, vers le pôle potassique ou sodique selon qu'elles appartiennent à des régions dont le socle ancien est plus riche en feldspaths potassiques ou sodi-calciques. Par exemple : granite potassique de Santa Marta dans une région à migmatites orthosiques et leptynites ; granodiorites à la Guajira où les migmatites sont surtout plagioclasiques. Un fait analogue s'avère aussi en ce qui concerne les éléments cafémiques (granites à biotite, granites à biotite et hornblende). Il y a là un indice montrant que tout cet éruptif provient de la fusion du socle ancien. C'est l'examen des faciès métamorphiques du Massif de Santander qui permet de reconnaître les transformations minéralogiques ayant accompagné un tel processus et de définir en même temps le type du métamorphisme hercynien.

A la partie centrale de ce massif, les migmatites précambriennes plus proches du granite hercynien au Paramo de Berlin (coupe Bucaramanga-Berlin, coupe de Charta) présentent des transitions irrégulières vers des faciès plus homogènes et moins orientés, c'est-à-dire plus "granitiques". En même temps un nouveau minéral, la cordiérite, apparaît ; elle est ensuite déstabilisée

et substituée par de la sillimanite^{*}. Les ectinites calédoniennes de la même région (Mutiscua, Bovega, Pescadero) se chargent alors en grenat, staurotide, sillimanite (et en andalousite celles aussi du Massif de Labateca où ces minéraux sont postérieurs à une cristallisation de la cordiérite et à sa déstabilisation). On est donc amené à penser que la formation des masses fondues hercyniennes est le produit final d'un métamorphisme de type intermédiaire entre le Barrowian et l'Abukuma (A. MIYASHIRO, 1961), avec un arrêt correspondant à la déstabilisation de la cordiérite. Tout se passe comme s'il y avait eu des remontées des isogrades dans des coupoles plus ou moins allongées. Elles semblent être d'une part locales ; d'autre part se déplacer au cours du temps : par ce caractère le métamorphisme hercynien se différencie nettement de celui qui termine le cycle calédonien, dont j'ai montré la régularité régionale.

Les observations de terrain montrent que le métamorphisme et la naissance des masses ignées hercyniennes ont eu lieu dans des conditions de profondeur relativement réduite, correspondant probablement à celle de la mésozone. En effet, le métamorphisme indiqué plus haut affecte le sommet de la série précambrienne et la partie inférieure de la série calédonienne, domaine en général caractérisé par la stabilité des deux micas. Tout se passe comme si les roches déjà profondément granitisées des parties inférieures du socle ancien avaient simplement transmis les flux de chaleur qui, en revanche, auraient été absorbés plus haut dans des transformations endothermiques et dans la fusion des roches.

Ensuite, une fois les pressions dispersées, les masses fondues ont monté pour aller se solidifier plus haut, donnant lieu à des granites ou à des microgranites selon le niveau atteint ; si ce niveau était celui de la surface, elles ont donné naissance aux complexes granites - microgranites - rhyolites. Dans certains cas, par exemple dans celui des massifs de la coupe Ocaña - Sardinata, ces montées ignées ont entraîné un nouveau plissement et de nouvelles cristallisations dans les ectinites peu métamorphiques traversées.

Les traces du métamorphisme hercynien défini ci-dessus se retrouvent aussi dans l'Occident Andin, dans les écaillés de socle que j'ai découvertes dans les zones latérales de la Cordillère Centrale. Celles-ci sont en effet constituées par un matériel que composition minéralogique et évolution pétrologique rapprochent énormément des roches affectées, en Santander, par le métamorphisme hercynien. Il y a là des migmatites et des granites gneissiques comportant de la sillimanite, qui est postérieure à la trame fondamentale des roches, mais antérieure au métamorphisme général de l'Occident Andin. Des faciès feldspathiques grossiers, d'origine clastique, couvrent parfois ces roches. Ils peuvent être datés du Trias puisqu'ils sont associés à des cipolins type Nare, attribués au Carnien-Norien. Pour ceux de ces faciès qui appartiennent à la zone marginale est de la Cordillère Centrale, la source est facilement trouvée dans le bloc granitisé hercynien de l'axe Magdalena. Ceux qui se trouvent à la marge ouest de ladite cordillère, obligent à admettre que ces roches anciennes reprises par l'orogénèse hercynienne, surélevées et soumises à l'érosion, exis-

* La même chose se montre d'ailleurs aussi dans les affleurements de roches anciennes à proximité du granite hercynien dans le Massif de Pamplona au Sud de cette ville.

taient à la place de l'actuelle vallée du Cauca.

A la fin des mouvements hercyniens, au Trias (ou au Trias sup.), on a dans l'actuelle région andine colombienne :

Orient Andin - domaine continental :

- une bande orientale qui correspond aux axes de granitisation dévonien-triasique, où une sédimentation rouge (Giron) a lieu en bordure et aux plongements axiaux des massifs hercyniens. Du Santander vers le Sud, cette sédimentation rouge continue celle plus ancienne de même type (Groupe Giron). Au Nord du Santander, cette bande se confond avec :

- la bande du Magdalena, qui correspond à l'axe de granitisation triasique, où une sédimentation rouge a lieu également (Giron). Au S de la ville de Honda, cette sédimentation est réduite et elle se fait principalement en bordure des massifs ignés hercyniens. Au N de ladite ville, par contre, le socle hercynien s'enfonçant dans ce sens, la sédimentation rouge se généralise, les apports détritiques venant alors du Massif de Santander et de la Serrania de San Lucas. A la bordure W de cette bande, dans le secteur d'Ibagué, un épisode marin a lieu au Carnien-Norien (calcaires de Payandé).

Occident Andin :

- une grande fosse marine encadrée par le domaine continental de l'Orient Andin, à l'E, et par un autre bloc de socle à l'W. Cette fosse est parcourue dans sa zone axiale (Vallée du Cauca) par une ride allongée, qui était certainement émergée au moins par endroits. Au Trias sup., une sédimentation d'abord détritique, puis calcaire, y a lieu (ces roches affleurent, entre-temps devenues métamorphiques, à la bordure E de la ride axiale et à proximité de l'Orient Andin). Mais en même temps ou tout de suite après, des laves et des tufs basiques viennent s'y accumuler, qui seront transformés plus tard en amphibolites et prasinites.

Jusqu'à la fin du Jurassique, ce cadre ne subit pas de modifications vraiment essentielles. Dans l'Orient Andin continuent à se déposer surtout des faciès continentaux rouges (Giron). Dans la fosse de l'Occident Andin s'accumulent des roches détritiques fines, souvent très quartziques ; des épisodes plus calcaires et d'autres carbonneux y ont lieu, surtout en bordure de la ride axiale ; des émissions basiques s'y succèdent. Cependant quelques faits nouveaux interviennent alors dans l'Orient Andin. Ainsi des incursions marines éphémères s'effectuent au Lias, à la terminaison nord de la Serrania de San Lucas (Morrocoyal), au plongement nord du Massif de Quetame (Rio Batà) et, semble-t-il, ailleurs (bordure W du Massif de Santa Marta, Perijà). Et surtout y ont lieu (Guajira, Serrania de Perijà, bordure du Massif de Santa Marta, Ibagué, Chaparral) des montées de roches ignées basiques. Ce sont des tufs basiques, des dolérites et des microgabbros qui se mettent en place dans les grès rouges et qui sont rapidement recouverts par ceux-ci. Ces roches ignées se présentent somme toute comme des ophiolites continentales qui seraient l'équivalent de celles, contemporaines et marines, de l'Occident Andin. Enfin, tandis que çà et là dans l'Orient Andin, des transgressions précoces annoncent celle générale du Crétacé, à laquelle je les rattache, le Jurassique se termine par des mises en place locales de roches ignées appelées, dans ce texte, névadiennes. Ce sont des diorites, des gabbros et, semble-t-il, des granites

qui sont probablement en liaison d'une manière ou d'une autre avec les émissions ophiolitiques qui continuent dans l'Occident Andin. Ces intrusions affectent les anciennes baies triasiques (Payandé, Paez ?) et liasiques (Morrocoyal) de l'Orient Andin, ouvertes sur la mer de l'Occident Andin.

LA PERIODE CRETACEE.

A) Dans l'Occident Andin.

a) La subsidence.

Jusqu'à l'Aptien inclus une sédimentation et des émissions basiques marines ont lieu dans la fosse de l'Occident Andin en continuité avec celles plus anciennes, ayant débuté au Trias. Aussi bien dans la Cordillère Centrale que dans l'Occidentale, la plupart des roches sédimentaires, actuellement métamorphiques, sont d'origine détritique, plus ou moins fines et contiennent des intercalations gréseuses purement quartziques ou, plus rarement, quartzo-feldspathiques. Ce fait confirme l'existence de la ride axiale au moins localement soumise à l'érosion, la même chose pouvant être dite en ce qui concerne le bloc limitant la fosse à l'Ouest. Une preuve ultérieure de l'existence de ces accidents est donnée par la disposition en bandes parallèles à leurs bordures de certains faciès, moins répandus mais significatifs, comme le sont les faciès calcaréo-sableux et graphiteux. Les émissions basiques sont constituées par des basaltes (s.l.) et leurs tufs. Tandis que ces roches constituent des alternances avec les roches sédimentaires, des gabbros et des péridotites recoupent ces dernières en constituant des massifs plus ou moins allongés. Souvent il n'y a pas de coupure nette entre les faciès sédimentaires et les faciès éruptifs ; surtout lorsque les roches volcaniques sont des tufs, se déposent au-dessus et latéralement des faciès mi-détritiques, mi-volcaniques. Il arrive aussi que les roches basiques "bavent" dans les sédimentaires.

L'examen pétrographique des roches d'origine sédimentaire et l'étude de leurs fossiles, quand ils existent, permettent de conclure que la sédimentation triasique-aptienne ainsi que les émissions basiques associées ont eu lieu dans un milieu d'eau peu profonde. Encore une fois on a affaire à une région à subsidence rapide par rapport aux zones limitrophes stables. Cette subsidence était au fur et à mesure compensée par les apports détritiques et ignés. Mais rien ne permet, par contre, d'imaginer qu'il y avait là, dès ou avant le début de la sédimentation et des émissions basiques, un sillon profond et vide, à remplir.

b) Le métamorphisme aptien-albien.

Entre l'Aptien et l'Albien, la subsidence s'arrête. Un plissement, avec naissance de schistosité de plan axial, et un métamorphisme interviennent. Ils sont accompagnés localement par des granitisations syncinématiques (Antioquia) et suivis par une mise en place généralisée de diorites quartziques (Diorites Andines) et de plus rares massifs granitiques postcinématiques. Enfin, avant l'Albien moyen les compartiments ainsi affectés sont élevés en précordillères, comportant au moins des îlots émergeant de la mer.

Le métamorphisme aptien-albien est complexe. Dans l'ensemble, au-dessous d'une zone non transformée, il y a naissance dans les roches d'origine para, de haut en bas, de : séricite-chlorite-épidote ; chlorite-muscovite-phengite-oligoclase ; muscovite-phengite-biotite-oligoclase. En même temps les roches d'origine ortho sont transformées en metabasaltes (albite-épidote-actinote-chlorite), en prasinites (albite-actinote-ouralite-biotite), en amphibolites (hornblende-grenat-épidote, parfois saussurite, trémolite), tandis que les gabros sont saussuritisés, les faciès à olivine serpentinisés et que des éclogites prennent naissance à plus grande profondeur, ultérieurement ramenées à la surface sous forme d'enclaves dans les laves cénozoïques.

A la partie occidentale d'Antioquia, des roches d'origine para sont alors transformées en granites (granites syncinématiques) à muscovite, à muscovite et biotite, ou à biotite seule, la granitisation étant accompagnée d'une naissance de cordiérite et d'andalousite dans les zones environnant les granites proprement dits. Les faciès du type à jadéite-glaucophane vrais manquent. L'existence d'un tel type de métamorphisme n'est que vaguement rappelée par la diffusion de la phengite et par les enclaves d'éclogite citées ci-dessus.

En somme, il y a là surtout des faciès propres au métamorphisme de type Abukuma, mais aussi des faciès qui rappellent le type à jadéite-glaucophane (A. MIYASHIRO, 1961). Ceci est parfaitement en accord avec les observations stratigraphiques et tectoniques. Selon celles-ci en effet la zone de subsidence de l'Occident Andin avait un fond sialique granitisé dont des témoins sont conservés dans des écaïlles. Ce fond sialique originel aurait été la plupart du temps simplement couvert par des montées basiques. Cette manière de voir est confirmée par le fait que les granites syncinématiques se trouvent à proximité de la ride axiale et de la zone occidentale des écaïlles de socle de la Cordillère Centrale, donc dans un secteur où le socle sialique était proche. C'est d'ailleurs ce que montre aussi l'étude de l'anomalie de Bouguer. Sur les zones affectées par ce métamorphisme, la courbe représentative de l'anomalie (voir plus loin) est plane et reste toujours dans des valeurs négatives. Ceci montre que les roches basiques qui constituent la plus grande partie des affleurements sont limitées vers le bas par une masse légère et régulière et ne représentent pas la culmination d'une sorte de protubérance ou la montée massive du sima.

La notion d'une liaison génétique entre le type de métamorphisme et la constitution du plancher supportant les roches transformées, introduite par A. MIYASHIRO, est donc vraiment fructueuse. Elle permet finalement, en reliant les domaines pétrographiques et géologiques, de se faire une idée précise de la conformation profonde des zones orogéniques. Le point essentiel de la théorie de MIYASHIRO se trouve en ceci que le métamorphisme à jadéite-glaucophane prend naissance seulement si, au fond de la fosse intéressée, le socle sialique n'a pas existé ou, ce qui semble plus raisonnable, s'il a été détruit par assimilation et digestion de la part du magma basique primaire ("basification" de V.V. BELOUSSOV, 1962), qui est un magma péridotique (H.S. YODER Jr et C.E. TILLEY, 1962) *.

* Je souligne que la présence dans une fosse de roches basiques ou ultrabasi-ques n'est pas une raison suffisante pour penser à une "basification" de son

La ceinture américaine du Pacifique offre à ce point de vue un exemple intéressant. En Californie, dans le Coast Range, un métamorphisme a eu lieu à l'Albien-Cénomanien, qui a affecté les roches du Groupe Franciscan (A.J. EARDLEY, 1962). Le Groupe Franciscan (Tithonique-Aptien) est constitué par des roches détritiques (grès de type graywacke, avec intercalations de schistes et de conglomérats), des roches d'origine chimique (cherts surtout, calcaires secondairement) et par des roches éruptives basiques et ultrabasiques serpentinisées. Le métamorphisme albien-cénomanien a donné lieu par endroits à des faciès à glaucophane (A. MIYASHIRO, 1961). Dans la fosse de l'Occident Andin colombien considérée ici, les roches ultrabasiques sont rares et le socle sialique apparaît çà et là. Le métamorphisme aptien-albien y donne lieu en général à des faciès Abukuma, ailleurs à des faciès avec seulement une vague tendance vers le type à jadéite-glaucophane.

La zone correspondante du Pérou (bassin de subsidence occidentale de la zone "eugéosynclinale" de J. DEBELMAS et G. TROTTEREAU, 1964) est, du Jurassique à l'Aptien, le siège d'une sédimentation détritique et de montées volcaniques andésitiques, mais non pas basaltiques et moins encore périclites. Le socle sialique y affleure sur de grandes surfaces. Entre l'Aptien et l'Albien, sans plus de précision, des mouvements tectoniques y ont lieu, bien traduits par un changement net dans les faciès sédimentaires qui deviennent calcaires et par l'arrêt des émissions volcaniques. Mais ces mouvements ne sont pas accompagnés, comme en Californie et en Colombie, par un métamorphisme. Il n'y a donc pas eu là d'augmentations importantes de la température, qui auraient permis la naissance de faciès métamorphiques du type Abukuma (ou Barrow): la chaleur était dispersée constamment par la montée des laves. D'autre part, un métamorphisme du type à jadéite-glaucophane, de faible température, n'était pas compatible avec la présence encore générale du socle sialique.

Dans l'ensemble de la ceinture circumpacifique (A. MIYASHIRO, 1961), les roches ultrabasiques sont de loin plus répandues dans son secteur asiatique que dans l'américain. Dans le même sens varie la répartition des faciès à jadéite-glaucophane. Ceux-ci occupent de grandes surfaces dans les géosynclinaux mésozoïques occidentaux (Japon, Célèbes), mais du côté américain ils apparaissent seulement dans des affleurements discontinus en Californie occidentale. On est donc amené à conclure que dans les géosynclinaux mésozoïques du secteur asiatique du Pacifique le socle sialique a été entièrement démantelé par les montées basiques (ou qu'il n'y existait pas), ceci ne s'étant pas vérifié dans la même mesure dans ceux du secteur américain, qui conservaient, au moment du fond. Tant les montées basiques calédoniennes de la Guajira que celles, mésozoïques, de l'Occident Andin, prouvent le contraire. Pour qu'on puisse parler de "basification" et par conséquent d'une fosse à fond simique, il faut qu'il y ait eu disparition complète du socle sialique et non pas seulement que ce socle y soit couvert de roches basiques montées de la profondeur par des cheminées locales. En dehors des méthodes pétrologiques, cette condition ne peut être reconnue que moyennant l'étude de l'anomalie de Bouguer. Cette courbe présentera toujours un maximum positif en correspondance des zones "basifiées", mais non pas lorsque les roches basiques constituent, comme en Colombie, une couverture d'un socle sialique.

métamorphisme, des morceaux, de plus en plus importants du Nord vers le Sud, de leur socle sialique et n'étaient donc pas des géosynclinaux vrais. Cette conclusion, établie sur des bases pétrologiques, confirme celle tirée des données stratigraphiques et tectoniques sur la nature de la fosse mésozoïque de l'Occident Andin colombien. Elle constitue aussi le point de départ pour l'interprétation génétique des diorites andines.

La mise en place de ces diorites (diorites quartziques à plagioclases automorphes zonés, posttectoniques) a eu lieu surtout le long des axes des Cordillères Centrale et Occidentale à la fin du métamorphisme ci-dessus, qui est lié à la naissance d'une schistosité de plan axial, donc à un plissement. Deux faits sont indiscutables : plissement-métamorphisme et mise en place des diorites ont lieu dans un délai trop court (Albien inférieur, tout au plus Aptien final-Albien inférieur) pour qu'il puisse s'agir de phénomènes indépendants ; une liaison existe entre les diorites et les ophiolites. On trouve dans les roches basiques des apophyses de diorite donnant lieu à des substitutions ; des filonnets des diorites qui constituent parfois des filets, ces filonnets semblant suivre des réseaux de fractures ; des boules de toutes dimensions de diorite qu'aucun conduit ne relie ni avec la profondeur, ni avec une masse dioritique majeure. A l'inverse, des panneaux de roches basiques sont conservés dans la diorite. Des zones à migmatites (agmatites et embréchites à amphibole) séparent souvent diorites et roches basiques. Les diorites contiennent des enclaves de roches basiques, schisteuses ou grenues. Ces enclaves constituent parfois des essaïms. Dans les massifs de la bande occidentale d'Antioquia ("autres diorites"), les enclaves basiques constituent parfois presque 50 % de la roche et des associations banc par banc de diorite et des faciès basiques existent aussi.

Enfin il y a des prasinites qui se chargent en quartz et en biotite et qui s'approchent beaucoup du faciès dioritique, si bien que dans un cas (Amagatitiribi, Chap. XXXII, c4), E. GROSSE (1926) n'a pas hésité à appeler ces roches des diorites. Aucun de ces faits ne se vérifie entre diorites et roches d'origine para, qui ont toujours des contacts très nets.

Une autre interprétation peut être aussi de supposer que les diorites résultent d'une fusion, au moment des mouvements donnant lieu à l'élévation de précordillères, du socle sialique et de la contamination de ce néomagma par les roches basiques. Ce schéma, qui au fond n'est pas très différent du précédent et qui pourrait en être une variante, semble s'adapter mieux au cas des massifs dioritiques qui traversent les roches d'origine para avec naissance locale de minéraux de contact et aussi aux plus rares massifs granitiques contemporains.

En tout cas aucune interprétation génétique de ces diorites quartziques, qui sont enfin des roches "granitiques", liées certainement par ailleurs aux ophiolites, ne peut être établie sans que l'on ait recours à ce fond sialique de la fosse déjà considérée, dont j'ai montré l'existence ci-dessus, et qu'en même temps elles confirment. C'est lui seul qui peut fournir soit le néomagma, soit les solutions feldspathisantes.

Reprenant la comparaison entre les secteurs asiatique et américain de la ceinture pacifique, je noterai aussi que ces diorites, diffuses dans les chaînes pacifiques américaines où elles deviennent de plus en plus importantes de

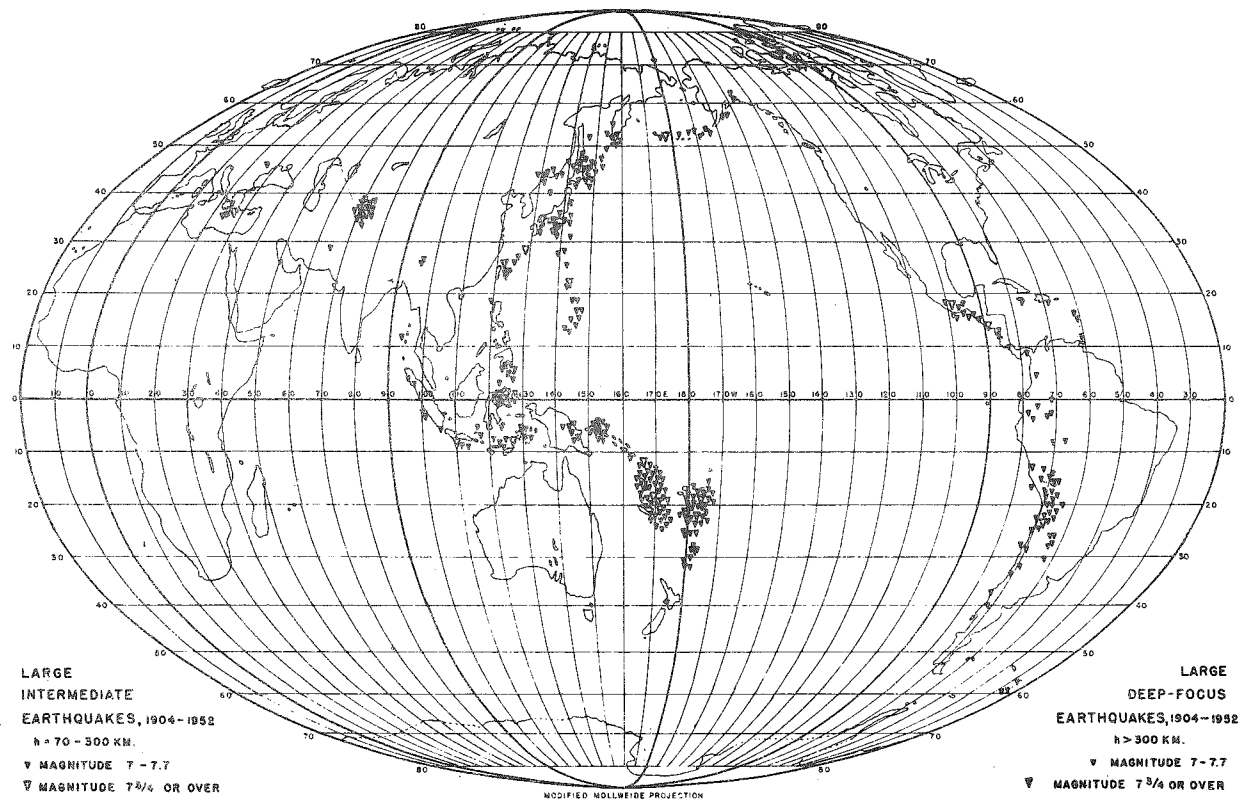


Fig. 125. Carte mondiale des séismes profonds, entre 1905 et 1952 (selon B. GUTENBERG et C.F. RICHTER, 1954).

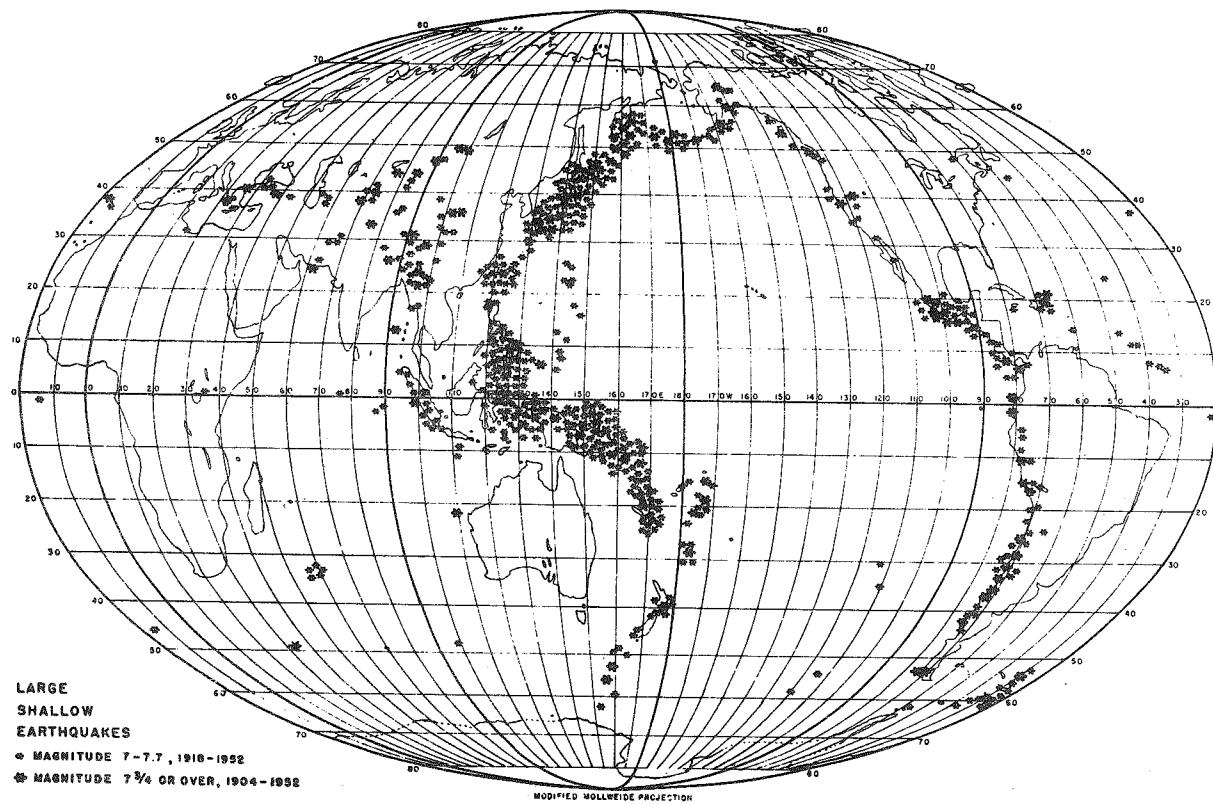


Fig. 126. Carte mondiale des séismes superficiels (selon B. GUTENBERG et C.F. RICHTER, 1954).

la Californie au Pérou, manquent dans leurs homologues asiatiques, où leur place est prise essentiellement par des gabbros et des péridotites (A. MIYASHIRO, 1961). A toutes les différences pétrographiques et géologiques entre les domaines orogéniques mésozoïques américain et asiatique de la ceinture pacifique :

<u>Secteur américain</u>	<u>Secteur asiatique</u>
- fosses de subsidence à fond acide conservé entièrement ou en partie,	- géosynclinaux à fond basique (ou basifié,
- montées ultrabasiques rares ou absentes,	- montées ultrabasiques diffuses,
- métamorphisme à jadéite-glaucophane sporadique, peu accentué ou absent et remplacé par un métamorphisme de type plutôt Abukuma,	- métamorphisme à jadéite-glaucophane généralisé,
- massifs posttectoniques dioritiques,	- massifs posttectoniques gabbroïdes ou péridotiques,

il s'en ajoute une, capitale, d'ordre géodynamique : la différente fréquence des séismes aussi bien profonds que superficiels qui affectent les deux secteurs et qui sont de loin plus répandus en Asie (fig. 125 et 126).

Dans ces conditions on est en droit de penser que la différence nature de ces domaines tient à des causes profondes, d'ordre géophysique. En adoptant le modèle des courants de convection, ce que je fais simplement pour fixer les idées et sans prétendre juger de sa valeur, les deux schémas opposés suivants pourraient être envisagés ; seule m'intéresse ici la nature des pressions impliquées.

Pour le domaine pacifique asiatique : des courants centripètes, descendants (fig. 127 A a) ; à l'endroit de leur convergence le socle sialique est sucé vers le bas, digéré par le Sima et une fosse à fond simique prend naissance, ceci étant favorisé par des corrosions subcrustales du Sial (fig. 127 A b) ; des sédiments y sont appelés et des roches basiques (peu ou pas contaminées) viennent s'y mêler, qui montent à la faveur des zones de cassure situées sur le bord de la fosse (fig. 127 A c) ; des pressions sont engendrées dans celle-ci par les mouvements des courants ; la chaleur du Sima ne parvient que dans une faible mesure dans la zone de la fosse en raison de l'allure des courants et celle qui y parvient avec les laves y est rapidement dispersée dans leur cristallisation : le métamorphisme engendré est du type à jadéite-glaucophane (haute pression, faible température). On a là des géosynclinaux vrais. Le déséquilibre qui leur est lié est général et entraîne une forte séismicité des zones intéressées.

Pour le domaine macifique américain : des courants de convection centrifuges, ascendants (fig. 127 B a) ; à l'endroit de leur divergence s'ouvrent dans le socle sialique des fractures à travers lesquelles le Sima monte en se contaminant (fig. 127 B b) et il va se déposer sur le Sial ; le Sima corrode la base du Sial qui de ce fait s'y enfonce, devenant une zone de subsidence qui appelle la sédimentation (fig. 127 B c) ; la chaleur du Sima est transmise par le Sial à la pile de sédiments et de laves qu'il supporte ou, si celle-ci est suffisante, il peut être localement fondu ; les pressions en présence sont ou

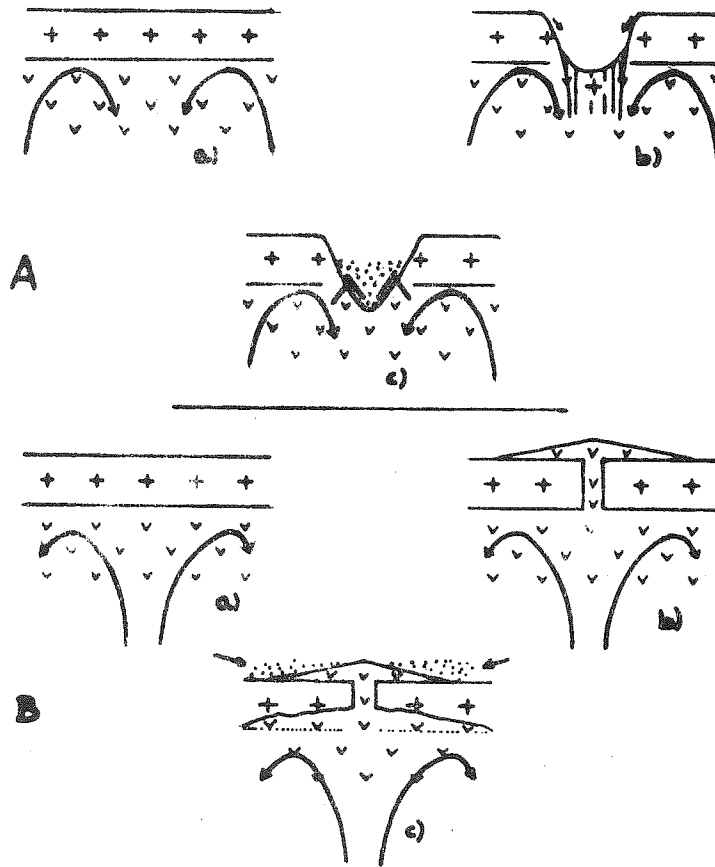


Fig. 127. A - Courants de convection centripètes du Pacifique occidental engendrant de vrais géosynclinaux.
B - Courants de convection centrifuges du Pacifique oriental engendrant des zones de subsidence et des montées basiques, mais non pas des géosynclinaux vrais.

de type hydrostatique ou engendrées par des réajustements tectoniques internes de la zone orogénique : le métamorphisme engendré est du type Barrow ou Abukuma. Ce sont de faux géosynclinaux. Le déséquilibre qu'ils entraînent est plus restreint que dans le cas précédent, d'où une plus faible séismicité des zones qu'ils intéressent.

c) La sédimentation albien-paléocène et le soulèvement fini-paléocène.

A la fin de l'Albien inférieur, deux précordillères, granitisées par endroits et à géométrie complexe (sillons, rides), se trouvent à la place des fosses qui, auparavant, jalonnaient à l'E et à l'W la ride axiale du Cauca. Probablement les deux, certainement la plus orientale (précordillère centrale), comportaient des îlots couverts de végétation. A ces inversions positives de relief correspondent des inversions négatives : les zones jusque-là élevées du Cauca (ex-ride axiale) et de l'Atrato-Cordillère de la Côte commencent à s'effondrer et deviennent des bassins.

A l'Albien moyen, en bordure de l'axe principal de la précordillère centrale et, semble-t-il, aussi dans l'occidentale, des sédiments clastiques (Formation Abejorral) se déposent dans des bassins marins de très faible profondeur mais ouverts à la circulation des grandes eaux (ammonites) ; ces sédiments proviennent de l'érosion des îlots supportés par les rides (flore de San Felix). Ces bassins ont une vie éphémère. En même temps (Albien moyen), une sédimentation et des montées basiques débutent en bordure des précordillères, dans la zone du Cauca (ex-ride axiale) et dans celle de l'Atrato-Cordillère de la Côte^{*}, qui sont destinées à se poursuivre jusqu'au Paléocène.

Les dépôts sédimentaires sont réduits : il s'agit de cherts (dont l'origine est d'ailleurs volcanique dans le sens précisé plus haut pour ceux d'âge pré-albien), de cherts argileux, de schistes plus ou moins siliceux et de grès parfois calcaires, qui constituent simplement des intercalations, souvent fossilifères, dans les roches ignées. Celles-ci sont des diabases, des basaltes, des andésites (Acandi), plus rarement des faciès à olivine (microgabbros, péridotites, serpentinites). Ce sont finalement de nouvelles ophiolites. Entre le Paléocène et l'Eocène, un plissement intervient, qui n'est pas accompagné de métamorphisme affectant les roches ci-dessus (je le signale parce que c'est la seule différence entre l'évolution des fosses pré-albiennes et celles-ci). En bordure des précordillères (à l'W de la précordillère centrale, à l'E et à l'W de l'occidentale), il y a alors des soulèvements et le long de leurs axes de nouvelles diorites se mettent en place. Elles sont semblables, à tous points de vue, aux diorites andines et par conséquent je n'ai pas besoin de les discuter.

* Il se peut que des montées basiques aient aussi eu lieu localement, dans le même intervalle de temps, immédiatement à l'E de la ride orientale (La Dorada), mais ceci est encore très hypothétique, ces laves ne contenant pas d'intercalations fossilifères.

B) Dans l'Orient Andin.

Pendant qu'au Crétacé l'Occident Andin est, somme toute, sous la domination de Vulcain, l'Orient Andin se trouve faire partie du royaume de Neptune. Plusieurs bassins y sont reconnaissables (fig. 46), qui sont les bassins méridians (Bogotá, avec un sous-bassin oriental et un sous-bassin occidental ; Carare), les bassins du Nord (Barco-Maracaibo ; Uribante, Machiques ou Perijá ; plateforme, fossé et Punta Esposa de la Guajira), et le bassin du Haut Magdalena. Dans tous la sédimentation a lieu dans des conditions de faible profondeur, variant de continentales à néritiques et à lagunaires. Cependant lithologie et épaisseurs changent d'un bassin à l'autre. Comme je l'ai montré au Chapitre XX, ceci dépend des variations de subsidence de chaque bassin, de ses mouvements oscillatoires, donc finalement de facteurs géodynamiques qui sont variables d'un bassin à l'autre.

Les bassins indiqués s'individualisent comme tels à des moments différents : au Kiméridgien-Tithonique le Fossé de la Guajira et au Tithonique le bassin de Bogotá, en relation probablement avec des mouvements névadiens ; au Néocomien les bassins du Carare, de Machiques, d'Uribante, de la Plateforme et de Punta Espada à la Guajira ; au Barrémien le bassin de Barco, seulement à l'Aptien celui du Haut Magdalena. Par suite de ces faits, il est presque impossible, et de toute manière très peu significatif, de traiter le Crétacé colombien dans son ensemble étage par étage. Une subdivision chronologique peut être parallèle et coïncider avec une unité lithostratigraphique dans un bassin mais non pas dans son voisin. Il n'y pas de changements progressifs de faciès d'un bassin à l'autre à un moment déterminé. Au contraire les limites de faciès sont nettes, comme le sont aussi les variations d'épaisseur. Dans ces conditions seule une description bassin par bassin est valable et utile.

Du Tithonique à l'Hauterivien le bassin de Bogotá est le siège d'une sédimentation essentiellement gréseuse entièrement marine (Groupe Caqueza), avec un épisode calcaire à sa partie occidentale (Caliza de Apulo). Du Barrémien au Cénomaniens la sédimentation y devient surtout argileuse (Groupe Villeta) et une séparation de ce bassin en deux sous-bassins, occidental et oriental, par rapport à la Sabana de Bogotá s'accroît. Le Barrémo-Aptien est représenté par des schistes avec des intercalations calcaires, mais des cherts interviennent dans les faciès de l'Ouest. L'Albien et le Cénomaniens inférieur sont lithologiquement bien caractérisés à l'Est où ils sont représentés par les grès de la Formation Une (avec parfois des éléments du socle), que suivent des schistes et des calcaires du Cénomaniens supérieur. Mais à l'Ouest, l'Albien et le Cénomaniens sont constitués par une série comprehensive schisteuse.

L'intervalle Turonien-Maestrichtien inf. est caractérisé d'une part par une augmentation de la sédimentation gréseuse et d'autre part par une grande répartition des cherts (Groupe Guadalupe). Jusqu'au Santonien les cherts se cantonnent à l'Ouest, mais au Campanien, après le dépôt des grès de l'Arenisca Dura, ils envahissent tout le bassin. Au Maestrichtien inf., qui est gréseux, la sédimentation marine se termine. Le Maestrichtien sup., continental, est par habitude rattaché au Tertiaire. Dans le bassin du Carare, dont celui de Bogotá est limitrophe au N et au NW, le Crétacé est entièrement différent.

La sédimentation n'y débute vraisemblablement qu'au Valanginien. Le Valanginien et parfois une partie de l'Hauterivien y sont représentés par des conglomérats et des grès accumulés, semble-t-il, par des rivières. Hauterivien p.p., Barrémien, Aptien et Albien p.p. sont constitués surtout par des calcaires, secondairement par des marnes et des schistes (Basal Limestone Group). L'Albien est le plus souvent schisteux ou schisto-gréseux, mais sa partie inférieure est parfois encore calcaire. Le Cénomaniens est calcaire. Du Turonien au Santonien il y a dépôt d'alternances fines de calcaires, marnes, schistes et, à partir du Coniacien, de cherts (faciès La Luna). Campanien-Maestrichtien et Danien (?) sont schisteux.

Au Nord les bassins de Bogotà et du Carare étaient séparés par le Massif de Santander qui, siège d'une sédimentation crétacée réduite et incomplète, jouait un rôle géanticlinal. Plus au Sud (Villa de Leyra) ils l'étaient pas des reliefs parfois émergés constitués par des grès rouges du Groupe Giron. Ici de nombreux mouvements tectoniques ont eu lieu à l'Hauterivien-Barrémien, puis à l'Aptien-Albien, pouvant aller jusqu'à entraîner des transgressions et à produire des discordances. Plus au Sud encore, il semble que seuls des caractères géodynamiques différents contrôlaient la sédimentation des faciès Carare à l'W et Bogotà à l'E.

Dans le bassin de Barco, subsidence et sédimentation débutent seulement au Barrémien, en même temps que les conditions marines se généralisent dans les bassins du Nord. Au Néocomien il semble bien que le compartiment Barco était au contraire une source de sédiments que des rivières accumulaient dans ces zones subsidentes latérales (Machiques et Uribante). Le Barrémien (plus une partie de l'Aptien) de Barco est constitué par des calcaires, avec une même base gréseuse, reposant directement sur le socle cristallin. L'Aptien est schisteux, l'Albien gréseux comme dans le bassin de Bogotà. Des alternances de schistes et de calcaires représentent Cénomaniens et Turonien. Coniacien et Santonien (?) ont un faciès euxinique (faciès La Luna) : calcaires bitumineux, schistes marneux, cherts en lits et nodules. Le Maestrichtien est surtout schisteux, mais avec des intercalations gréseuses à la partie supérieure. Par rapport à celui des autres bassins, le Crétacé de Barco est réduit, il présente de plus nombreux changements latéraux de faciès, mais c'est aussi celui qui s'est déposé dans les conditions les plus tranquilles.

Dans le bassin de Machiques, le Néocomien est continental (grès et conglomérats en discordance sur les grès rouges trias-jurassiques du Groupe Giron) et ce n'est qu'au Barrémien qu'une sédimentation marine s'y installe, avec un dépôt de calcaires qui continue aussi à l'Aptien. L'Albien est constitué par des grès micacés et des calcaires à glauconite, qui traduisent comme ailleurs (Bogotà, Barco, ...) des oscillations tectoniques. Le calme revient au Cénomaniens qui est calcaire. Comme en Barco, Turonien et Santonien (?) sont caractérisés par des conditions euxiniques (faciès La Luna). Cette sédimentation est suivie du (Santonien-)Campanien au Maestrichtien(-Danien ?) par une accumulation de calcaires ou de pélites à intercalations gréseuses.

Le Crétacé du bassin d'Uribante est parfois semblable à celui de Machiques et d'autres fois à celui de Barco. Sur un Néocomien continental et gréseux vient se déposer un Barrémien (peut-être aussi un Aptien inf.) marin et calcaire, avec une base gréseuse réduite. Des grès puis des quartzites représentent

l'Aptien (Aptien sup.?) et l'Albien, les grès correspondant encore une fois à une période d'instabilité tectonique. Cénomaniens et Turoniens sont schisto-calcaires à proximité du bassin de Barco, mais ils deviennent gréseux vers le bouclier de Guyane. Du Turonien au Santonien(?) a lieu le dépôt d'alternances de grès, de pélites, de calcaires, de pellicules phosphatées et de cherts, tandis que du Santonien au Maestrichtien se déposent des grès à glauconite et des pélites.

A la presqu'île de la Guajira un seul bassin, le Fossé de la Guajira existe avant le Néocomien et il reçoit des apports de toutes les régions avoisinantes. La série y débute par du Kiméridgien-Tithonique schisteux avec des passées calcaires et conglomératiques, puis récifal à la partie supérieure ; suit un Berriasien d'abord schisteux, mais avec des lentilles de calcaires, puis calcaréo-marneux. Au Valanginien la subsidence affecte aussi la Plateforme et la région de Punta Espada, qui deviennent ainsi des bassins. Pendant le Valanginien des grès à intercalations de calcaires oolithiques et récifaux s'accumulent dans les trois bassins de la Guajira, les sédiments venant de ce qui reste de sa dorsale cristalline et, semble-t-il, d'une terre alors émergée au S de la presqu'île. L'Hauterivien est représenté par des calcaires sur la Plateforme, des calcaires récifaux à Punta Espada, des calcaires et des grès dans le Fossé. Le Barrémien, terme crétacé le plus jeune que l'érosion ait laissé dans le Fossé, est schisto-calcaire dans celui-ci, marno-calcaire sur la Plateforme, calcaire à Punta Espada. De l'Aptien au Turonien a lieu une sédimentation assez monotone de calcaires, marnes et dolomies avec parfois des schistes et des cherts. Coniacien et Santonien(?) sont euxiniques: calcaires bitumineux finement stratifiés, marnes, cherts (faciès La Luna). Santonien (?), Campanien et Maestrichtien se trouvent seulement sur la Plateforme, sous forme de calcaires avec des marnes intercalées.

Dans le Haut Magdalena la sédimentation crétacée ne débute qu'à l'Aptien pour s'y généraliser à l'Albien. Du Tithonique à l'Aptien ce compartiment était un haut-fond balayé par les courants. En fait la sédimentation crétacée des bassins du Carare, d'Uribante et de Madrigues débute au Néocomien et elle est continentale, celle de Barco au Barrémien. Il s'ensuit que la transgression tithonique du bassin de Bogotà devait forcément venir de l'W et du SW. La mer tithonique-néocomienne venant de l'Occident passait ainsi donc par-dessus le compartiment Haut Magdalena. Dans celui-ci les changements de faciès sont assez fréquents et il est donc difficile d'en donner une série type. L'Aptien est représenté par des grès que suivent, selon les cas, des calcaires (région de Payandé), des schistes et des grès avec des intercalations calcaires (Dolores), ou des calcaires avec des intercalations schisteuses (Belalcazar). L'Albien, parfois recouvrant l'Aptien, plus souvent transgressif sur le socle et les grès rouges trias-jurassiques (Giron), est constitué par des grès, des schistes, des calcaires ; mais il contient aussi, à Dolores et à la partie sud du bassin, des laves et des tufs basiques marins. Ces laves et ces tufs sont les seules roches ignées du Crétacé de l'Orient Andin. Le Cénomaniens est gréso-schisteux et calcaire. Du Turonien au Maestrichtien on trouve des faciès très voisins, voire égaux, de ceux du bassin de Bogotà, avec notamment de nombreux niveaux de cherts, dont la source serait l'Occident Andin.

Cependant les épaisseurs sont très différentes dans les deux bassins. Chacun d'eux conservait son indépendance géodynamique, comme ce l'est confirmé d'ailleurs aussi par une discordance à la base du Maestrichtien du Haut Magdalena, qui manque dans le bassin de Bogotà.

Ce court résumé montre qu'il y a une opposition nette entre l'évolution de l'Orient et de l'Occident Andin pendant le Crétacé. L'Occident Andin est le siège d'une sédimentation uniforme sur de grandes bandes longitudinales, alors que l'Orient Andin est morcelé en plusieurs bassins à caractères pétrographiques et géodynamiques différents ("damier"). Dans l'Occident Andin d'immenses montées de roches basiques ont lieu, alors que dans l'Orient Andin ce n'est que dans le Haut Magdalena que l'on trouve des roches basiques et encore localement. A l'Aptien-Albien un plissement, un métamorphisme, une granitisation et des inversions de relief se manifestent dans l'Occident Andin. D'une façon générale, dans l'Orient Andin il n'y a qu'un écho de cette activité, qui se traduit par des changements de faciès, par des réactivations de l'érosion, par quelques discordances locales. Toutefois cet écho est au moins général, comme H. BURGL eut le mérite de le reconnaître le premier. Ceci apparaît encore plus clairement depuis que j'ai montré que la subsidence du Haut Magdalena débute à ce moment et donc que ce compartiment se comporte dans une grande mesure comme celui du Cauca de l'Occident Andin, avec lequel il a en commun une forme allongée. A la fin du Crétacé, dans l'Occident Andin les zones limitrophes des précordillères albiennes sont à leur tour plissées, granitisées et soulevées. Rien de semblable n'a lieu dans l'Orient Andin où souvent le Tertiaire inférieur est concordant avec le Crétacé, comme je le montrerai tout à l'heure.

LES BASSINS TERTIAIRES.

Aussi bien dans l'Orient que dans l'Occident Andin, des bassins se dessinent au Tertiaire, qui parfois seulement coïncident avec les bassins crétacés. D'une façon générale ces bassins se trouvent dans des zones déprimées ayant une valeur de synclinoria ; au Plio-Pléistocène seulement des roches se déposent dans les zones élevées des cordillères (mais ce sont alors des produits volcaniques, éventuellement resédimentés, et formant un remplissage de vallées). Dans l'Orient Andin des conditions continentales prédominent dans les bassins des régions actuellement montagneuses, tandis qu'on trouve des conditions marines sur les régions basses de la côte des Caraïbes. Dans l'Occident Andin un régime continental, perturbé seulement par quelque invasion marine réduite, s'installe entre la Cordillère Centrale et l'Occidentale, mais au-delà de cette dernière, vers le Pacifique, des conditions marines persistent plus ou moins nettement jusqu'au Pliocène, comme d'ailleurs aussi - au moins il le semble - dans la portion de l'Occident Andin qui se prolonge vers la Mer des Caraïbes.

L'opposition qui existait au Crétacé entre l'Orient et l'Occident Andin continue au Tertiaire, en ce sens que seul le deuxième compartiment est alors affecté par la mise en place de roches ignées volcaniques et intrusives. Bien que, surtout dans l'Orient Andin, chaque bassin ait des caractères géodynamiques propres (voir chap. XXIII), les bassins tertiaires peuvent être répartis comme suit :

Occident Andin

- axe Cauca-Patia :
bassins d'Antioquia et Caldas,
bassins de Cali,
bassin du Patia
- axe Atrato :
bassin de l'Atrato-San Juan,
- axe Cordillère de la Côte :
bassin de la Côte,
-bassin (ou bassins ?) de la Côte des Caraïbes

Orient Andin

- axe Cordillère Orientale :
bassin de Bogotà,
bassin de Boyacà,
bassin de Barco,
- axe Magdalena :
bassin du Haut Magdalena,
bassin du Carare,
- axe du Cesar :
bassin du Cesar,
- bassin de la plaine du Magdalena
- bassin de la Guajira.

Les bassins de l'axe Cordillère Orientale ont ceci de typique que la sédimentation continentale y débute au Maestrichtien sup., que par habitude on rattache au Tertiaire. Maestrichtien sup. et Paléocène y sont grés-argileux et ils contiennent des couches de charbon, mais dans le bassin de Bogotà le Maestrichtien ressent encore quelque faible influence marine, tandis qu'une courte incursion marine a lieu dans le bassin de Barco au Paléocène moyen ou supérieur. L'Eocène inf. et moyen est partout gréseux et il est discordant sur le Paléocène dans les bassins de Barco et Boyacà, où les grès ont aussi une base conglomératique. L'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur et moyen sont encore dans l'ensemble gréseux, avec des couches de charbon ou de lignite, mais des fossiles (Bogotà, Barco) et du fer oolithique (Boyacà) y témoignent d'une incursion marine assez importante qui procédait de Barco vers Bogotà. L'Oligocène supérieur se trouve seulement dans le bassin de Barco, où il est représenté par des argiles et des schistes avec des bancs de lignite. Ensuite des plissements interviennent et la sédimentation s'arrête pour ne reprendre qu'au Pliocène. Alors des conglomérats, des grès et des argiles se déposent dans les trois bassins. Ces roches sont antérieures à la surrection de la chaîne, puisqu'elles contiennent des flores de climat chaud, typiques des régions marécageuses ou du niveau de la mer. Elles ont été soulevées à leur niveau actuel (+ 2600 m dans les cas des bassins de Bogotà et de Boyacà) au Pliocène sup. seulement ou au Pléistocène, qui comporte à Bogotà des dépôts glaciaires.

Dans l'axe du Magdalena le Maestrichtien sup. est continental dans le bassin du Haut Magdalena, où il consiste en grès et schistes, mais il est encore marin dans le bassin du Carare (Formation Umir) : schistes, grès, couches de charbon et niveaux ferrugineux. Le Paléocène est en revanche continental dans les deux bassins, représenté par des schistes et des grès, localement conglomératiques à la base. Des mouvements tectoniques ont lieu entre le Paléocène et l'Eocène, qui n'affectent pas de la même manière les deux bassins. L'Eocène inférieur est nettement discordant sur le Paléocène dans le bassin du Carare, mais seuls les conglomérats, puissants mais locaux, de l'Eocène inférieur témoignent de ces mouvements dans le bassin du Haut Magdalena. Ces conglomérats mis à part, l'Eocène inf. et moyen sont représentés par des grès et des conglomérats.

L'Eocène sup. est séparé de l'Oligocène par une discordance dans le bassin du Carare, où il consiste en grès micacés avec des intercalations de schistes et de lignites. Mais cet accident devient au plus une discordance intraformationnelle suivie d'un dépôt de grès dans le bassin du Haut Magdalena, où l'Eocène sup. est en continuité avec l'Oligocène inf. et moyen, et comme ceux-ci représenté par des schistes avec des intercalations gréseuses. L'Oligocène inf. et moyen du bassin du Carare sont schisto-gréseux avec quelques niveaux à glauconite. L'Oligocène sup. est gréso-conglomératique dans le bassin du Carare et nettement conglomératique dans celui du Haut Magdalena, où à la base on trouve une discordance intraformationnelle. Des mouvements tectoniques et un plissement ont lieu entre l'Oligocène sup. et le Miocène, si bien que celui-ci est discordant sur celui-là (et sur toutes les roches plus anciennes, y compris le socle), dans les deux bassins. Ces mouvements tectoniques sont certainement liés à l'activité tectono-magmatique affectant alors l'Occident Andin, avec émission de laves qu'on retrouve en galets dans le Miocène du Magdalena. C'est aussi à la suite de ces mouvements que la sédimentation devient uniforme dans les deux bassins envisagés, qui en fait, à partir du Miocène, peuvent être regardés comme constituant un bassin unique, où s'accumulent des conglomérats, des grès et des argiles. Une nouvelle discordance sépare Miocène et Pliocène, qui est presque horizontal et constitué par des alternances de conglomérats, de grès et de matériel pyroclastique.

Dans un des bassins seulement de l'axe du Cauca, le bassin de Cali, la sédimentation débute avant l'Oligocène supérieur. En discordance sur le Paléocène - qui là est associé au Crétacé sup. et représenté comme celui-ci par des laves basiques, des couches schisteuses et gréseuses et par des cherts - se trouve dans ce bassin un Eocène inf. et moyen continental gréso-conglomératique, avec parfois un épais conglomérat basal, suivi par un Eocène sup. et un Oligocène inf. constitués par des argiles et des schistes avec des intercalations de grès et des couches de charbon. A l'Eocène sup. on a aussi des émissions locales de rhyolites et de dacites. L'Oligocène moyen est en général gréso-conglomératique et argileux, mais localement il est marin, calcaire et transgressif avec un conglomérat basal. A l'Oligocène supérieur, la sédimentation commence aussi dans les bassins d'Antioquia-Caldas et du Patia. Dans ces derniers l'Oligocène sup. est discordant sur les roches pré-tertiaires et paléocènes, tandis que dans le bassin de Cali il est concordant avec l'Oligocène moyen. Partout cependant l'Oligocène débute par des conglomérats, que suivent des grès et des argiles avec des couches de charbon, qui représentent aussi une partie au moins du Miocène inférieur. Dans le bassin du Patia, aux roches clastiques s'associent des couches andésitiques. A partir du Miocène l'activité magmatique se développe énormément et entre le Miocène basal ci-dessus et le Miocène proprement dit a lieu un plissement.

Dans le bassin d'Antioquia la sédimentation miocène typique est précédée par la mise en place de basaltes. Ensuite, au-dessus d'une discordance, s'accumulent au Miocène des andésites et des basaltes et leurs tufs (Antioquia - Caldas, Patia) ou des rhyolites et des dacites (Cali), dans lesquels s'intercalent, par ordre d'importance, des conglomérats, des grès et des argiles. A la fin du Miocène, à la faveur de nouveaux mouvements tectoniques, des montées

microdioritiques ont lieu dans ces bassins, surtout à leur bordure, qui forment des chapelets de massifs parfois laccolitiques. Ensuite, au Pliocène ou au Plio-Pléistocène, les grands volcans andins encore reconnaissables, comme le Ruiz, le Sutarà, le Puracé, le Tolima, le Doña Juana, le Cumbal, le Galeras pour n'en mentionner que quelques-uns, entrent en activité à l'Ouest et leurs produits sont accumulés, que ce soit sous forme de tufs ou de roches resédimentées, dans les zones environnantes et en particulier dans les bassins de Cali et du Patia, mais non dans celui d'Antioquia-Caldas.

La stratigraphie de l'axe Atrato-San Juan est très mal connue. L'Eocène inf. semble y être associé au Paléocène et au Crétacé supérieur et il est représenté par des roches volcaniques basiques marines. En discordance sur celles-ci viennent des sédiments marins, des grès, des argiles, des calcaires, d'âge éocène sup. à Oligocène sup. Ces roches sont recouvertes en discordance par le Miocène représenté par des conglomérats, des argiles et des schistes d'origine fluvio-limnique, mais avec des intercalations marines. Une nouvelle discordance sépare ce Miocène d'un Pliocène de même faciès, mais qui comporte aussi des tufs resédimentés.

Dans l'axe Cordillère de la Côte, le terme tertiaire le plus ancien est l'Eocène sup. qui repose, semble-t-il, sur des schistes siliceux dont l'âge serait crétacé sup. ou paléocène. Cet Eocène sup. est constitué par des grès, des schistes tuffacés siliceux et des calcaires plus ou moins sableux. Entre l'Eocène sup. et l'Oligocène inf. ces roches sont traversées par des montées basiques (diabases, microgabbros et gabbros), dont les tufs associés s'intercalent dans l'Oligocène inf. constitué principalement par des schistes silicifiés à radiolaires. Puis un plissement intervient et la sédimentation ne reprend qu'au Miocène. Celui-ci est constitué par un conglomérat de base, puis par des argiles et des grès, enfin par des calcaires sableux.

L'axe du Cesar est un peu à l'écart des précédents, se trouvant dans la partie NE de Colombie, en bordure et au pied de la Serrania de Perijà. Il est le seul des bassins du Nord à comporter des bassins continentaux (Cerrejon - La Jagua), tandis que dans les régions avoisinantes la sédimentation tertiaire a été marine. On y trouve un Paléocène grésoschisteux avec des intercalations calcaires, qui représente la transition entre les conditions marines crétacées et celles continentales de l'Eocène. Celui-ci est constitué par des schistes à concrétions de sidérite et par des couches de charbon. Oligocène et Miocène n'y sont pas représentés. Le Pliocène ou le Plio-Pléistocène le sont pas des dépôts grossiers, qui forment des terrasses.

Guajira à part, je ne peux pas dire grand chose sur le Tertiaire des régions du Nord de Colombie qui sont en face de la mer des Caraïbes. En dehors des compagnies de pétrole, on sait seulement, dans l'ensemble, qu'il est marin et constitué par des argiles, des grès et des calcaires. L'attribution à l'Orient Andin de la région limitée au NE par le Massif de Santa Marta et à l'W par la partie terminale du Río Magdalena ; et à l'Occident Andin de celle qui se trouve encore à l'W de cette ligne approximative, tient surtout à des critères tectoniques, dont je parlerai plus loin.

Assez bien connu en revanche est le Tertiaire de la Guajira, qui est marin. Le Paléocène est constitué par des grès micacés, puis par des calcaires gréseux et des marnes à sidérite en alternances. Il ne constitue que quel-

ques affleurements isolés au Sud de la dorsale cristalline et ses rapports avec les roches sous et sus-jacentes ne sont pas connus. Pendant l'Eocène inf. et moyen des mouvements tectoniques ont eu lieu et toute la région a été soumise à l'érosion. L'Eocène sup. est transgressif jusque sur le socle cristallin ancien qu'il attaque au N. Il débute par un conglomérat, que suivent des calcaires. L'Oligocène se trouve des deux côtés de la dorsale cristalline, relié par des chenaux qui séparaient des îles. Il est transgressif et constitué d'abord par un conglomérat basal et des calcaires, ensuite par des marnes et des schistes, enfin par des alternances de calcaires sableux, de marnes et de pélites parfois gypsifères. Un plissement a lieu entre l'Oligocène et le Miocène : la partie axiale de la presqu'île se soulève et le Miocène est différent au N et au S de celle-ci. Au N il est constitué par des calcarénites, des argiles et des calcaires ; au S par des calcaires à coquilles, souvent sableux, par des niveaux à gypses et par des intercalations conglomératiques. La partie supérieure du Miocène et le Plio-Pléistocène enfin sont représentés par des terrasses de sédimentation sur la Côte nord et par des terrasses d'érosion à l'intérieur de la presqu'île.

16 - GEOLOGIE STRUCTURALE DES ANDES COLOMBIENNES

Les figures ci-dessous (128 à 144) résument de manière graphique les principales variations paléotectoniques et paléogéographiques des Andes colombiennes entre le Cambro-Ordovicien et l'Oligocène supérieur-Miocène. Le texte y afférent les suit.

L'intérêt de ces cartes consiste à montrer immédiatement que les principales variations paléogéographiques coïncident avec des variations paléotectoniques. Les figures s'arrêtent à l'Oligocène sup.-Miocène parce qu'à partir de cette époque il n'y a plus de variations structurales, mais seulement tectoniques dans le sens d'architecturales. Je veux dire par là que même si les mouvements tectoniques postérieurs au Miocène sont presque entièrement responsables de l'aspect orographique actuel, ils n'ont pas apporté de modifications dans la répartition des unités structurales. Ce sont en effet surtout de grandes cassures qui, s'ajoutant à un mouvement général responsable d'un soulèvement de l'ordre de quelques centaines de mètres, donnent naissance aux cordillères actuelles.

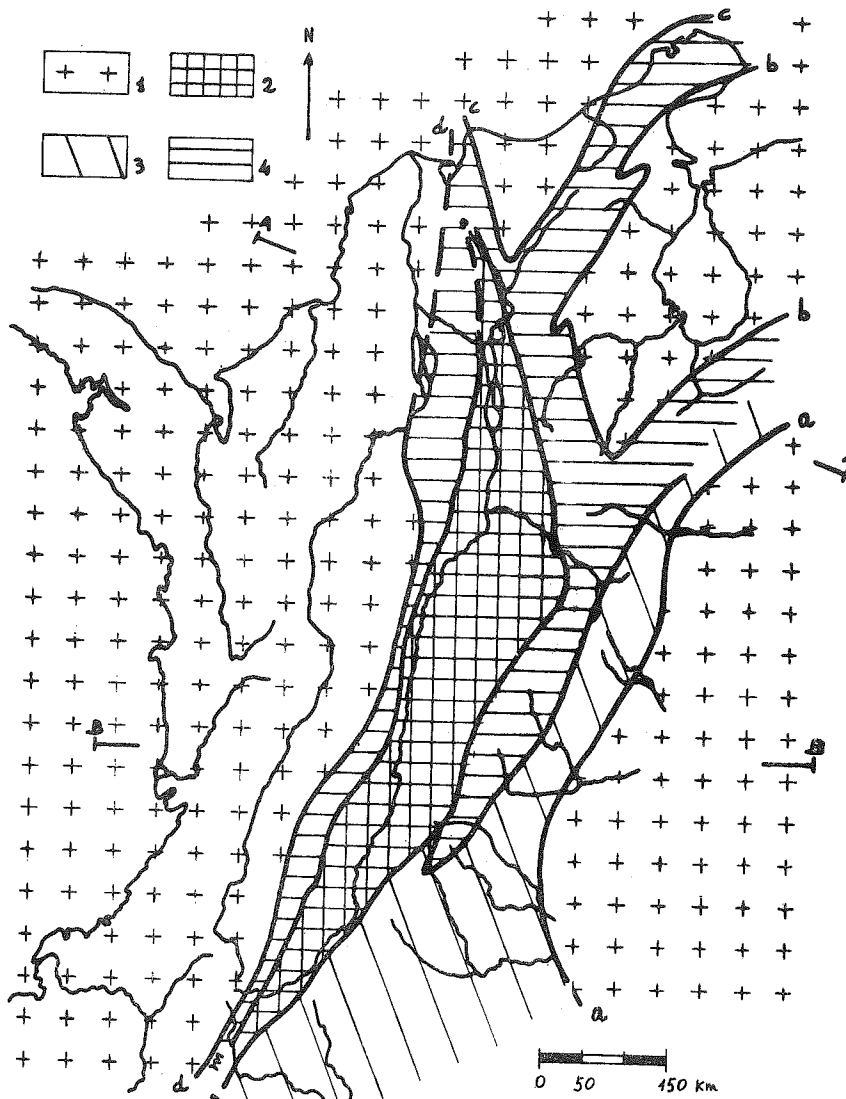


Fig. 128. Carte paléotectonique : CAMBRO-ORDOVICIEN.
1 - Zones stables, probablement continentales ; 2 - ride axiale
(continentale ? haut-fond ?) ; 3 - plateforme orientale ; 4 sillons.

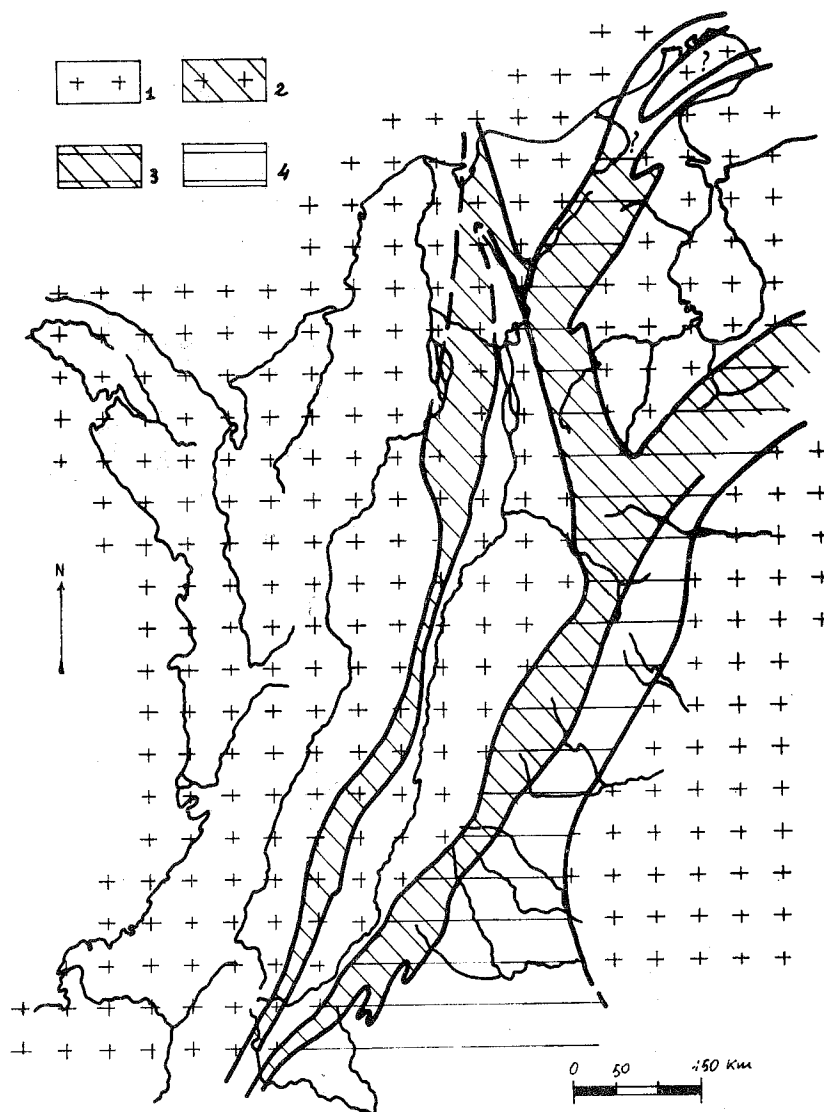


Fig. 129. Carte paléotectonique : GOTHLANDIEN.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Cordon orogénique occidental (probablement continental) ; 3 - Cordon orogénique oriental (marin) ; 4 - Plateforme orientale (marine).

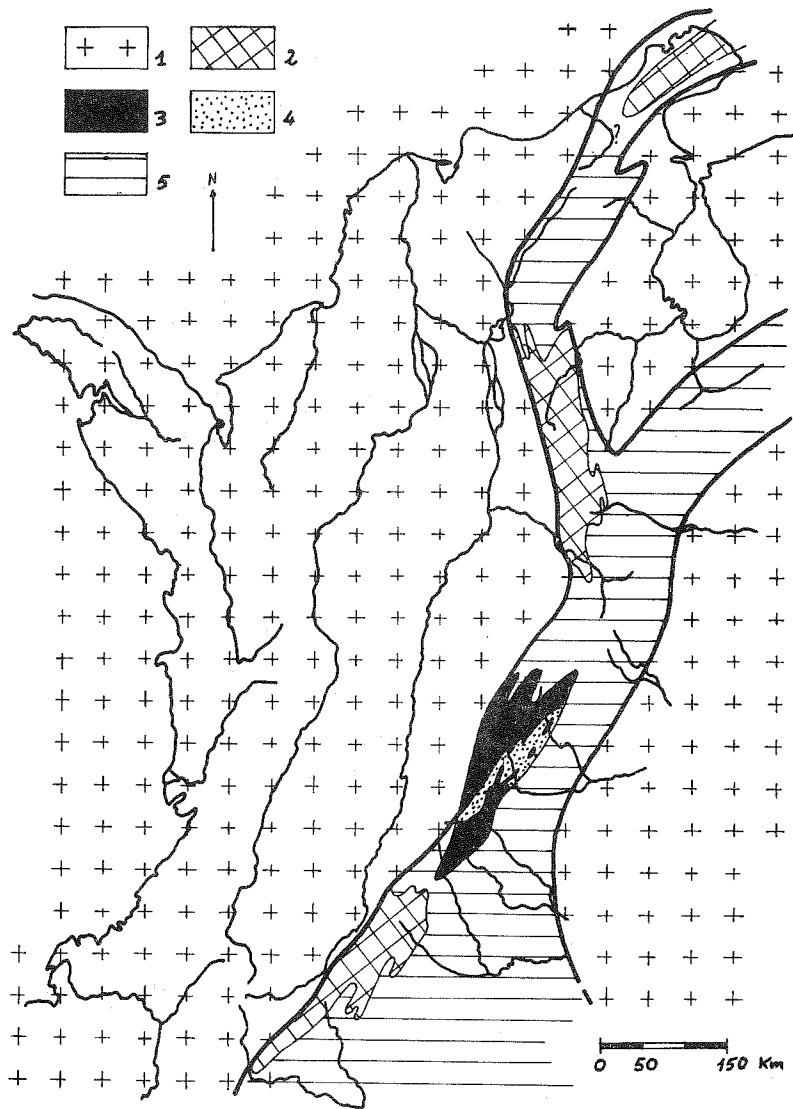


Fig. 130. Carte paléotectonique : DEVONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ou zones élevées ; 3 - Massifs hercyniens ; 4 - Formations post-hercyniennes (Groupe Giron) ; 5 - Mer dévonienne.

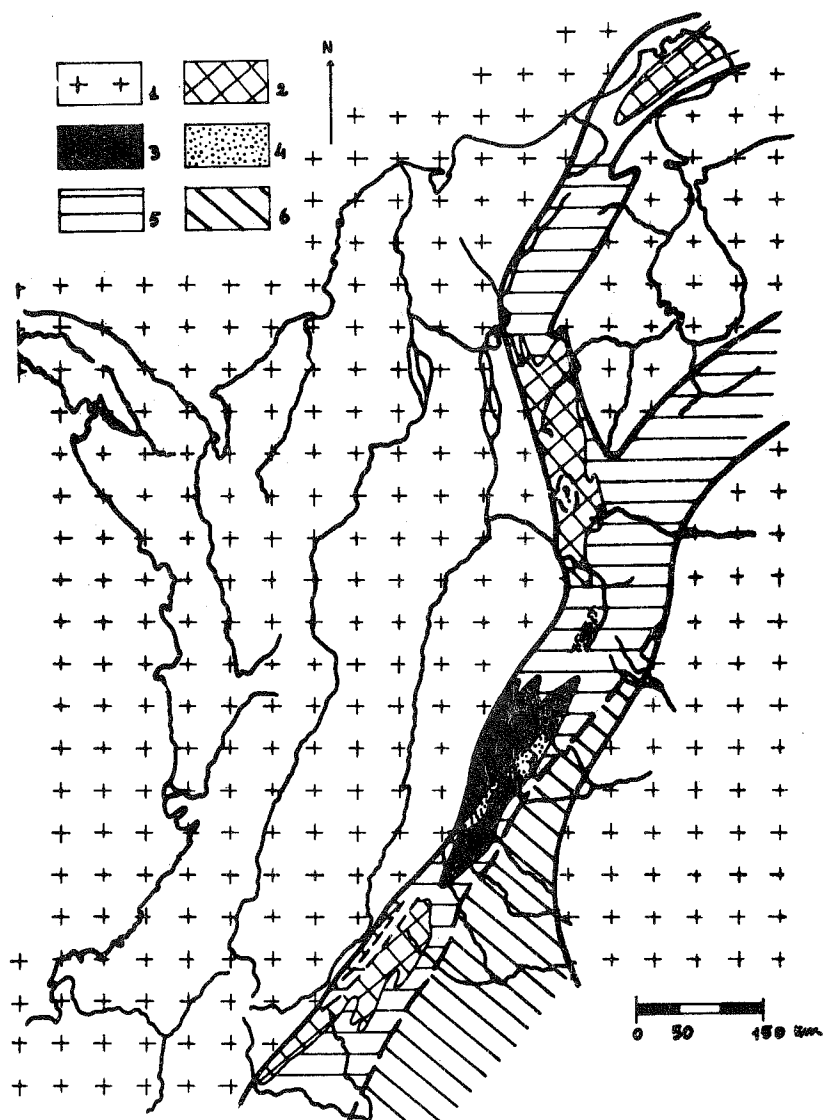


Fig. 131. Carte paléotectonique : DEVONIEN SUPERIEUR - MISSISSIPIEN.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ou zones élevées ; 3 - Massifs hercyniens ; 4 - Formations post-hercyniennes (Groupe Giron) ; 5 - Mer dévonienne ; 6 - Nouvelle plateforme orientale.

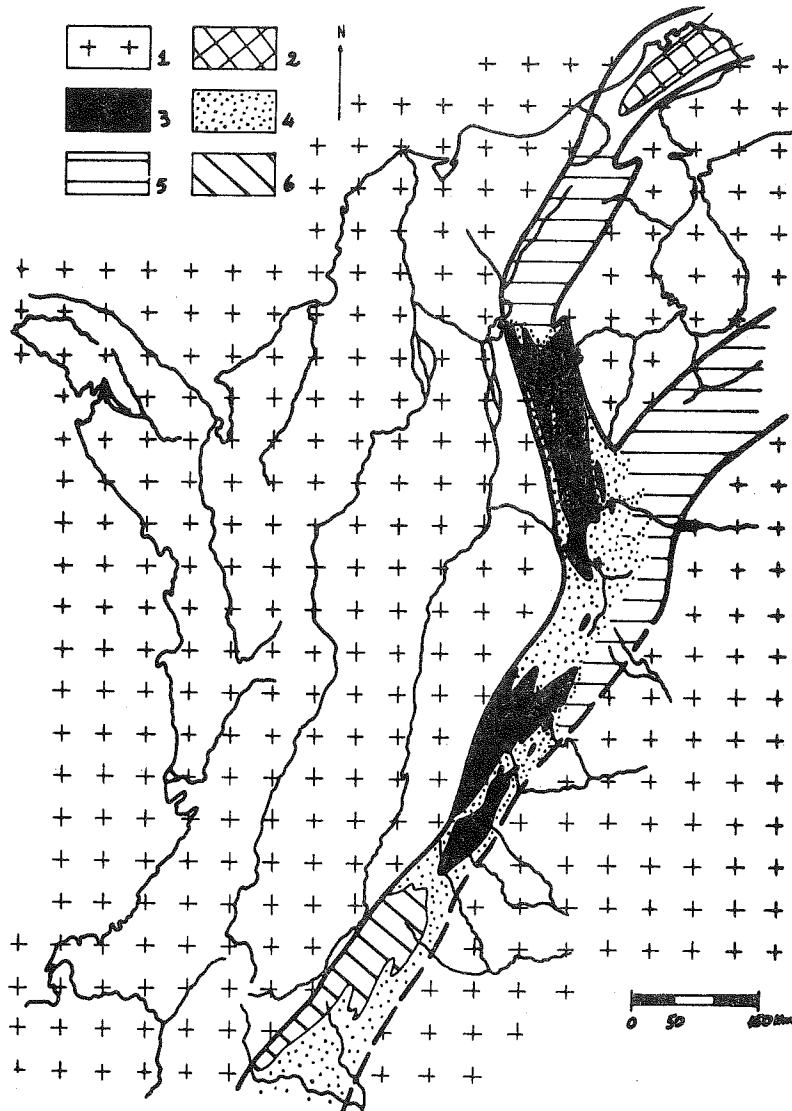


Fig. 132. Carte paléotectonique : PENNSYLVANIEN ET PERMIEN.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ou zones élevées ; 3 - Massifs hercyniens ; 4 - Formations post-hercyniennes (Groupe Giron) ; 5 - Mer dévonienne ; 6 - Nouvelle plateforme orientale.

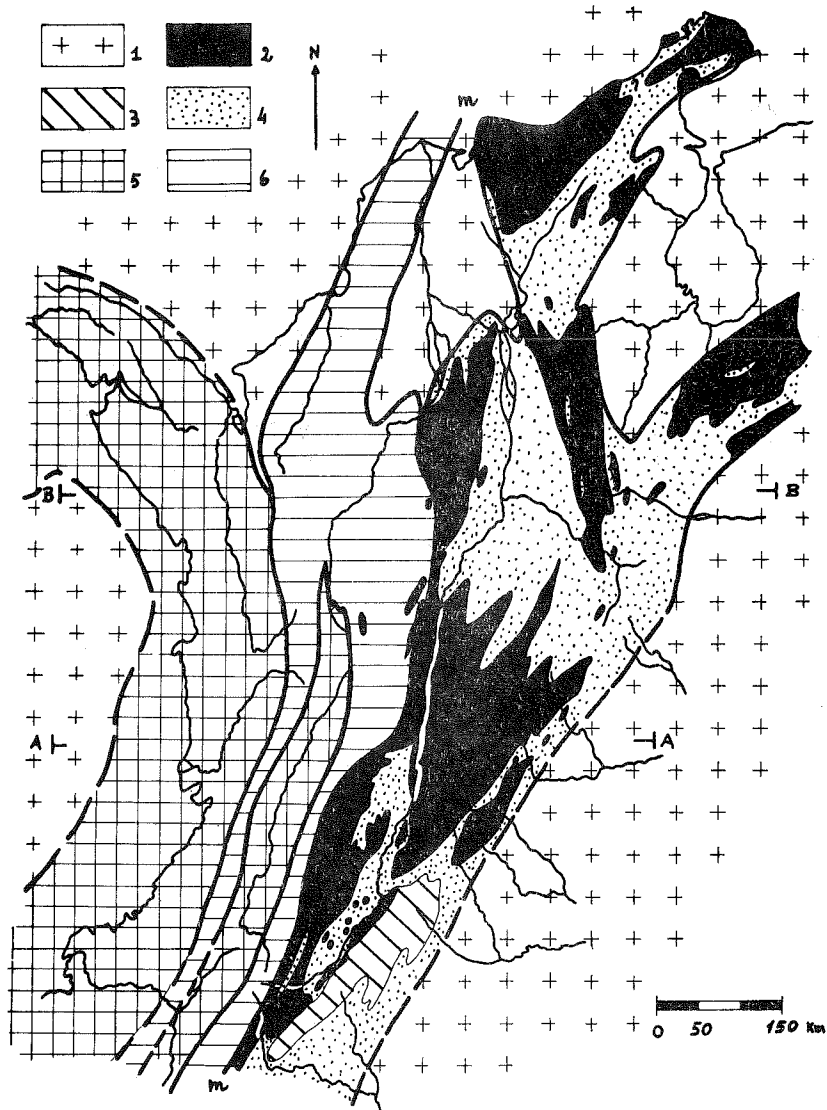


Fig. 133. Carte paléotectonique : PERMO-TRIAS.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Massifs hercyniens ; 3 - Plateforme de Garzon ; 4 - Zones de sédimentation de Giron ; 5 - Hauts-fonds et rides pacifiques ; 6 - Premier sillon de subsidence de l'Occident Andin.

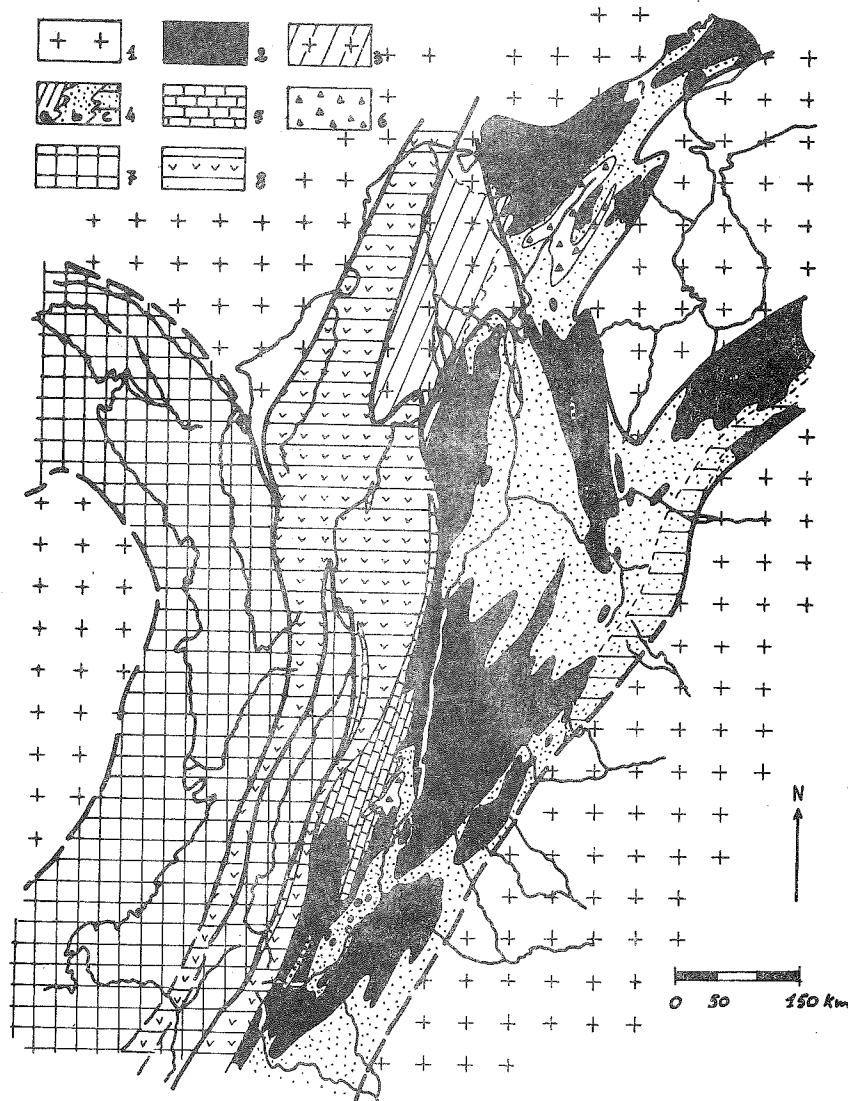


Fig. 134. Carte paléotectonique et paléogéographique : TRIAS SUP.-JURASSIQUE. 1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Massifs hercyniens ; 3 - Zone probablement submergée au Lias ; 4 a - dépôts "marins" liasiques de Santa Marta ; 4 b - grès rouges Giron ; 4 c - bras de mer donnant les dépôts néritiques du Rio Batà (Massif de Quetame) ; 5 - Calcaires triasiques (Payandé) ; 6 - Ophiolites continentales de l'Orient Andin ; 7 - Hauts-fonds et rides pacifiques ; 8 - Sillon de subsidence à ophiolites (première mer diabasique) de l'Occident Andin.

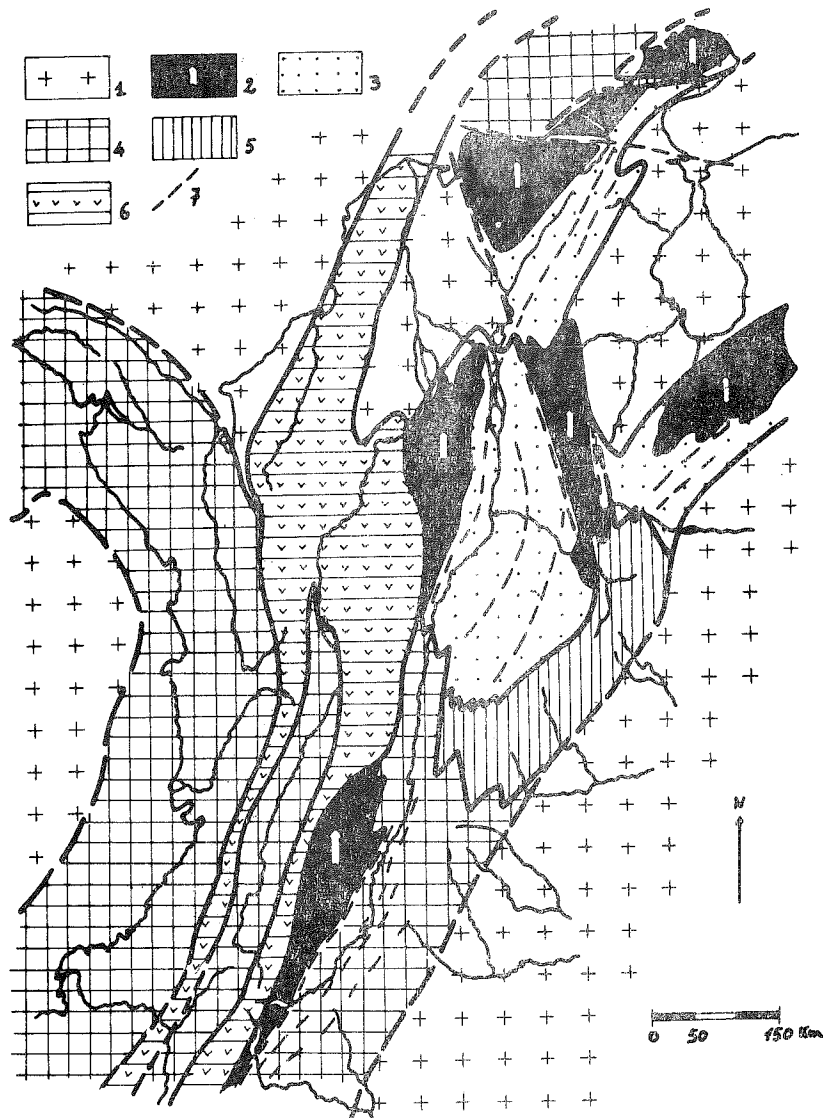


Fig. 135. Carte paléotectonique : JURASSIQUE-CRETACE (NEVADIEN).
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Zones à tendance positive (dorsales) ; 3 - Zones instables (continentales) de l'Orient Andin ; 4 - Plateformes et hauts-fonds ; 5 - Bassins marins (Bogotá, Guajira) ; 6 - Fosse de l'Occident Andin, à ophiolites ; 7 - Fractures et flexures.

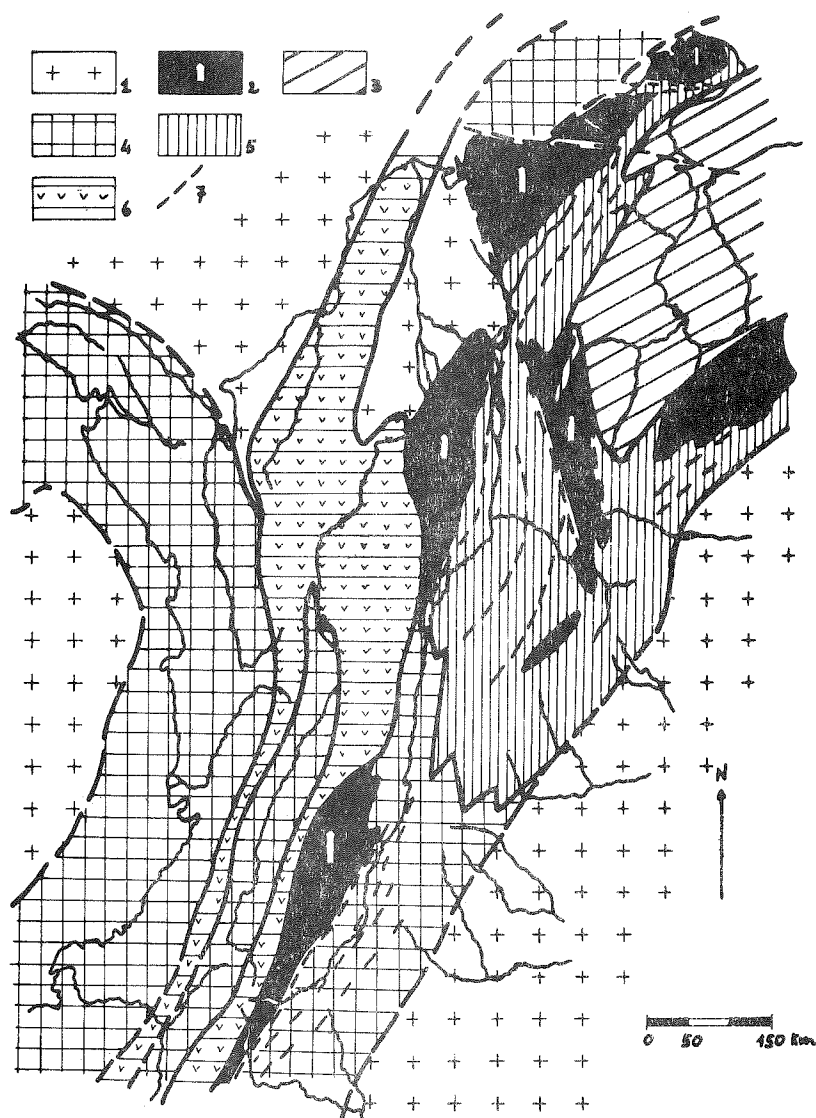


Fig. 136. Carte paléotectonique : NEOCOMIEN.

1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Dorsales, parfois submergées, mais toujours à tendance positive (sédimentation réduite ou nulle) ; 3 - Zones à sédimentation continentale ; 4 - Zones de plateforme ou de hauts-fonds (sans sédimentation) ; 5 - Zones à sédimentation marine (dans le bassin du Carare, celle-ci débute seulement à l'Hauterivien) ; 6 - Fosse de l'Occident Andin, à ophiolites ; 7 - Cassures névadiennes.

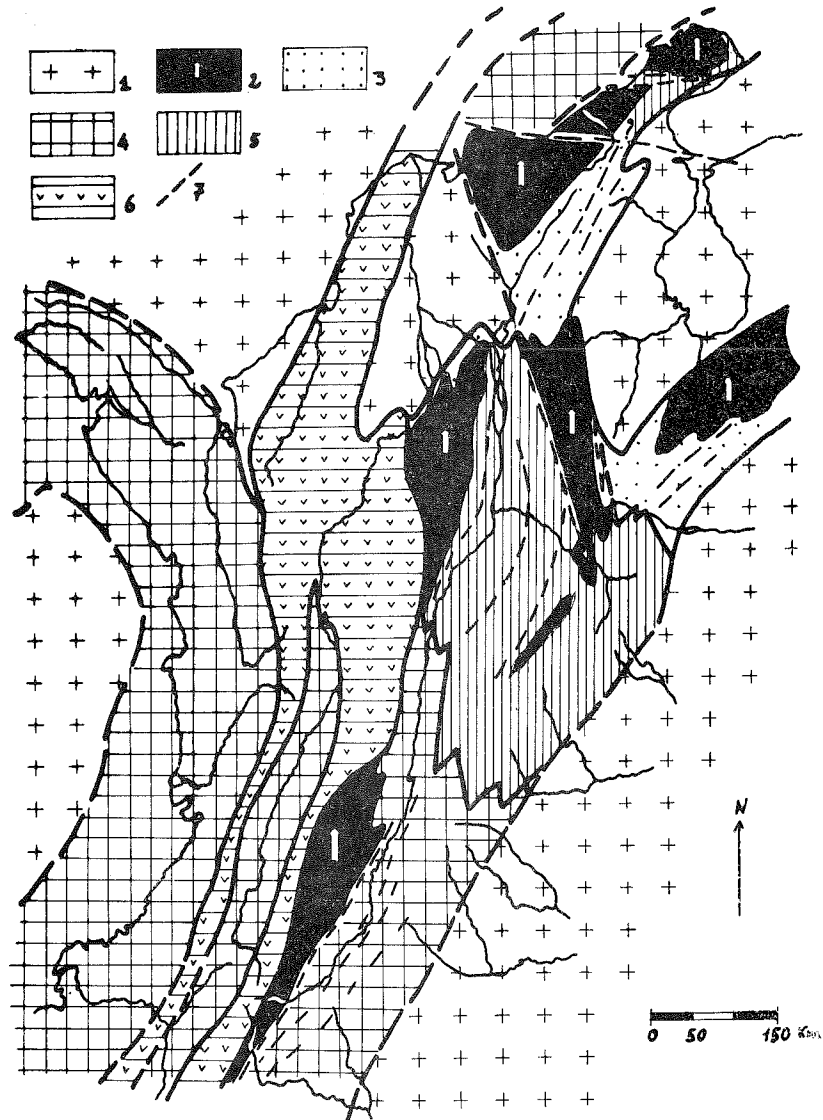


Fig. 137. Carte paléotectonique : BARREMIEN.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Dorsales ;
3 - Plateforme à sédimentation marine de Maracaïbo ; 4 - Plate-
formes ou hauts-fonds sans sédimentation ; 5 - Zones à sédimen-
tation marine ; 6 - Fosse de l'Occident Andin, à ophiolites ;
7 - Cassures névadiennes.

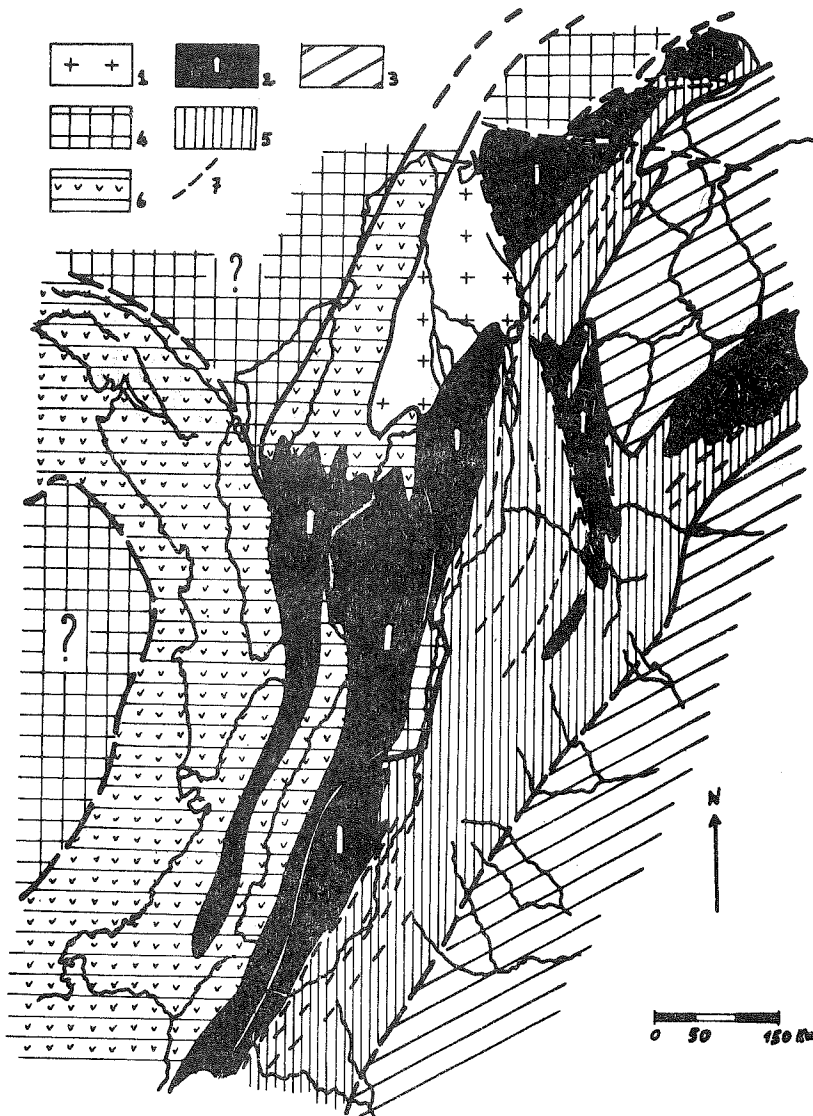


Fig. 138. Carte paléotectonique : APTIEN-ALBIEN.

1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Dorsales ;
3 - Plateforme à sédimentation marine de Maracaïbo ; 4 - Plate-
formes ou hauts-fonds sans sédimentation ; 5 - Zones à sédimen-
tation marine ; 6 - Nouvelle fosse à ophiolites de l'Occident
Andin (Albien à Paléocène) ; 7 - Cassures névadiennes.

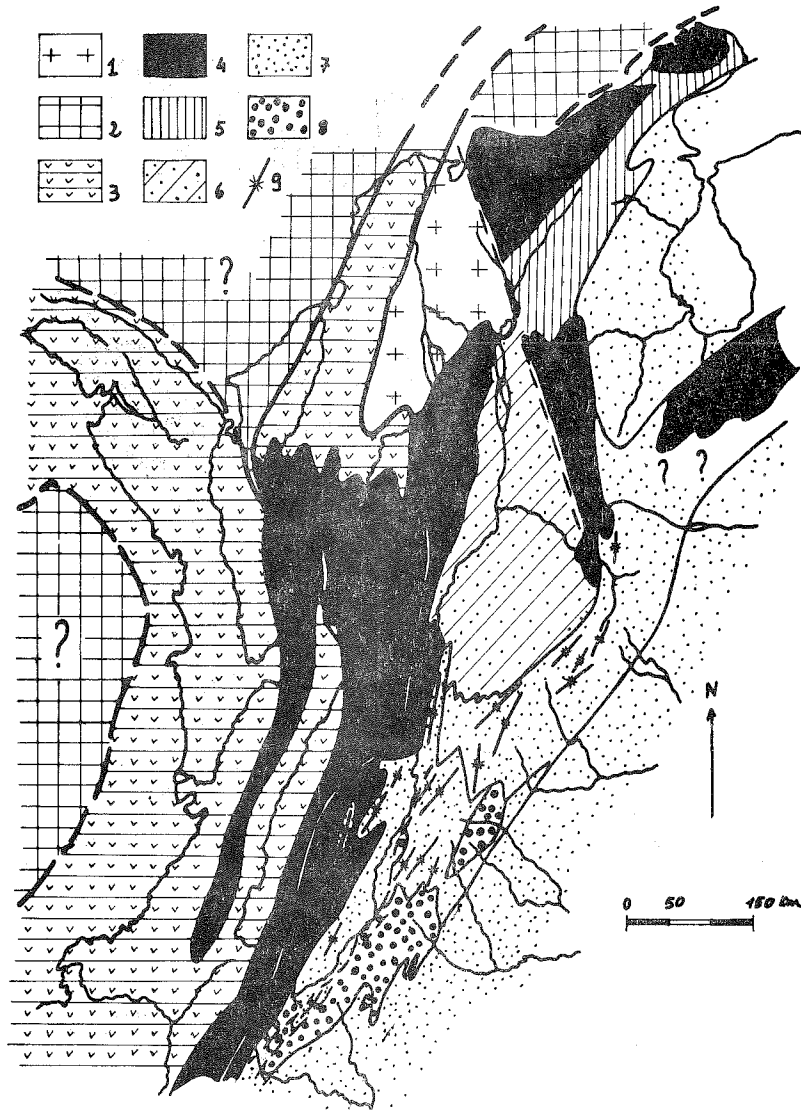


Fig. 139. Carte paléotectonique : MAESTRICHTIEN SUP.-PALEOCENE.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ;
3 - Fosse marine à ophiolites de l'Occident Andin ; 4 - Dorsales,
précordillères, etc ; 5 - Mer paléocène ; 6 - Régression paléo-
cène ; 7 - Régression maestrichtien sup. ; 8 - Surrections proba-
bles maestrichtien sup. ; 9 - Axes des isopaques et des syncli-
naux tertiaires.

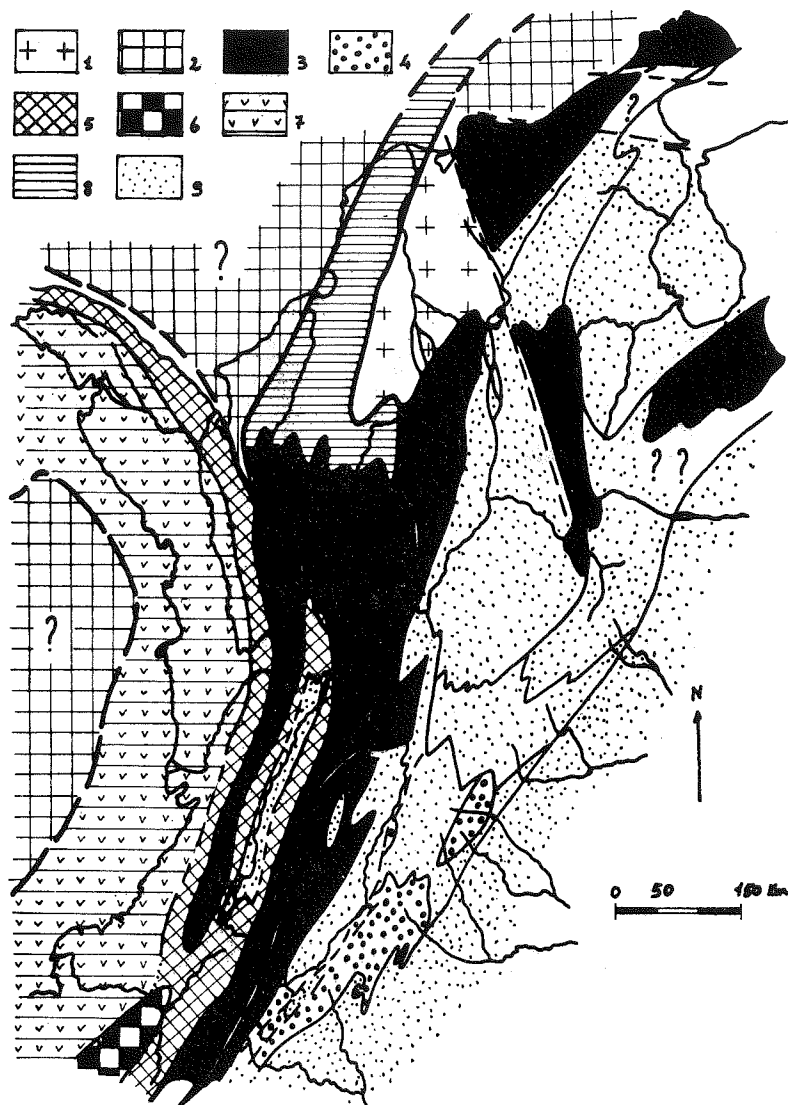


Fig. 140. Carte paléotectonique : PALEOCENE-EOCENE.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ;
3 - Dorsales, précordillères, zones à sédimentation réduite ou
nulle ; 4 - Massifs de l'Orient Andin peut-être en voie de sur-
rection ; 5 - Anticlinoria paléocène-éocène (Albien à Paléocène-
ne) ; 6 - Anticlinoria paléocène-éocène (Trias à Paléocène) ;
7 - Fosse marine à roches basiques de l'Occident Andin ; 8 -
Fosse marine sans ophiolites (?) ; 9 - Zones de sédimentation
tertiaire.

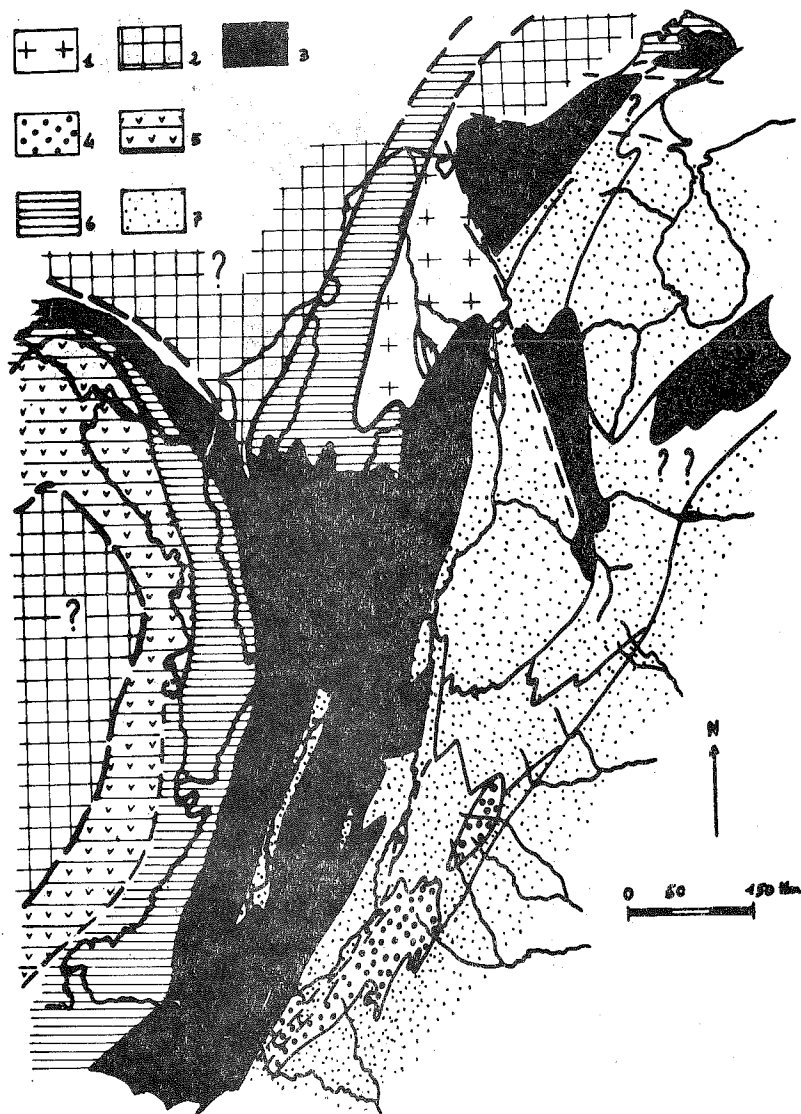


Fig. 141. Carte paléotectonique : EOCENE MOYEN - SUPERIEUR.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ;
3 - Dorsales, précordillères, zones à sédimentation réduite ou
nulle ; 4 - Massifs de l'Orient Andin peut-être en voie de sur-
rection ; 5 - Fosse marine à roches basiques de l'Occident An-
din ; 6 - Fosse marine sans ophiolites (?) ; 7 - Zones de sé-
dimentation tertiaire.

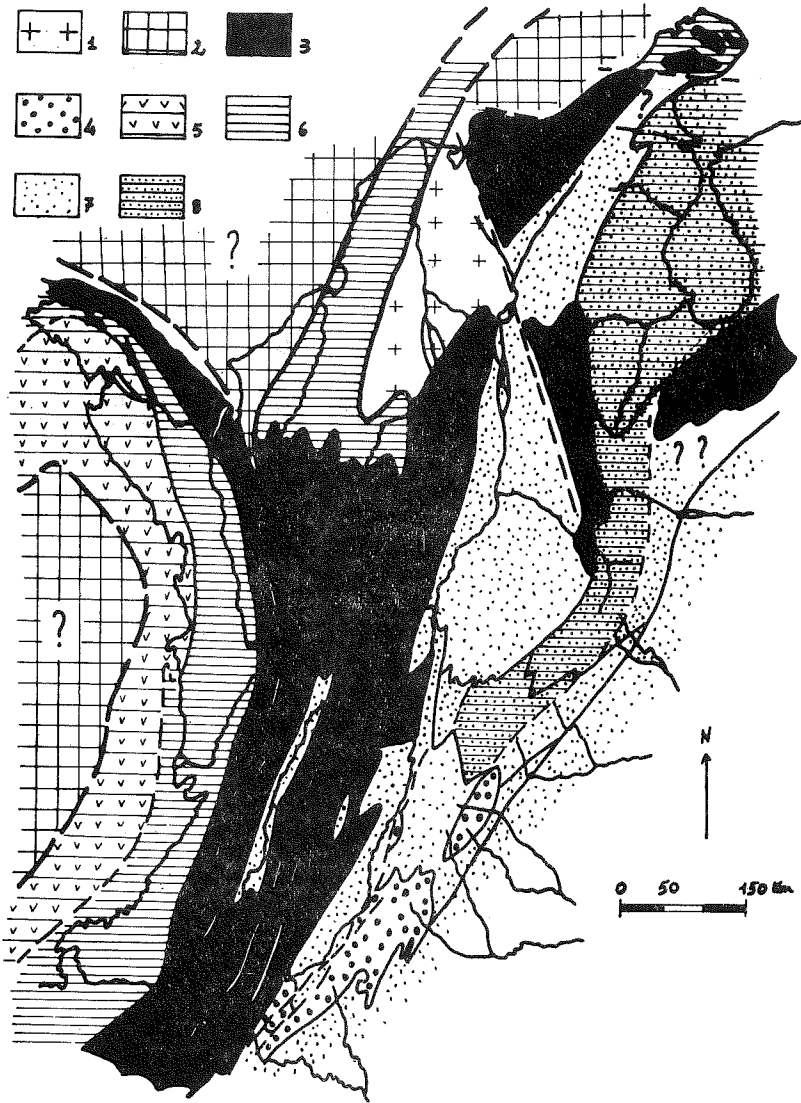


Fig. 142. Carte paléotectonique : EOCENE SUP.-OLIGOCENE.
1 - Zones stables probablement continentales ; 2 - Hauts-fonds ;
3 - Dorsales, précordillères, zones à sédimentation réduite ou
nulle ; 4 - Massifs de l'Orient Andin peut-être en voie de sur-
rection ; 5 - Fosse marine à roches basiques de l'Occident An-
din ; 6 - Fosse marine sans ophiolites (?) ; 7 - Zones de sédi-
mentation tertiaire ; 8 - Incursion marine de l'Oligocène.

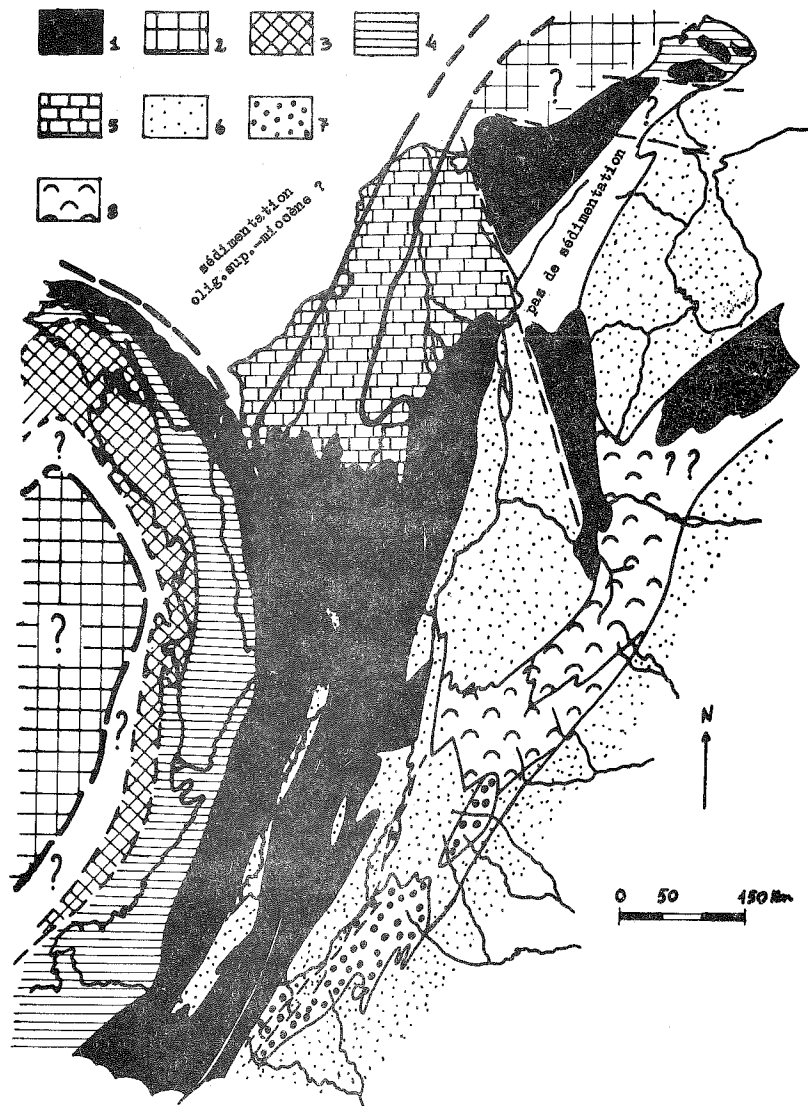


Fig. 143. Carte paléotectonique : OLIGOCENE MOYEN - SUPERIEUR.
1 - Dorsales, précordillères, zones à sédimentation réduite ou nulle ; 2 - Hauts-fonds ; 3 - Précordillère ou dorsale de la Côte ; 4 - Zones à sédimentation marine ; 5 - Transgression de l'Oligocène sup. sur la plateforme du Nord ; 6 - Zones à sédimentation tertiaire continentale ; 7 - Massifs de l'Orient Andin peut-être en voie de surrection ; 8 - Zone de la Cordillère Orientale en cours de plissement et sans sédimentation.

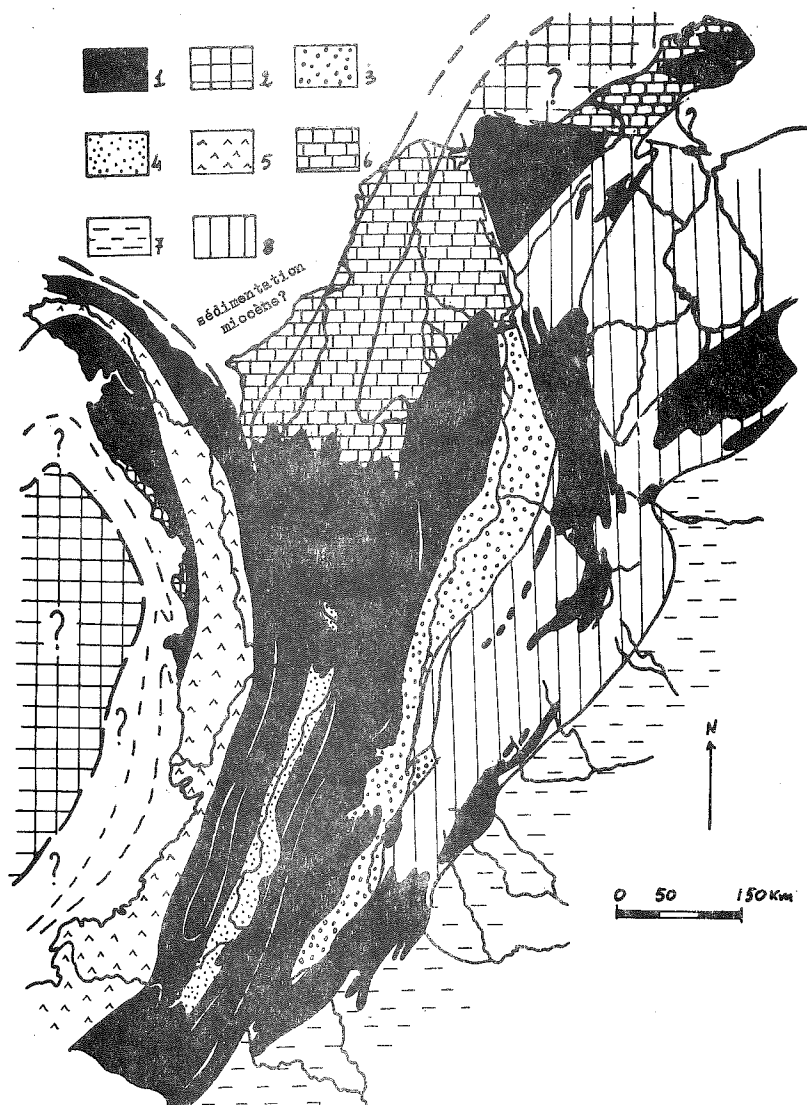


Fig. 144. Carte paléotectonique : MIOCENE.

1 - Dorsales, précordillères, zones en surrection ; 2 - Hauts-fonds ; 3 - Fosse continentale du Magdalena ; 4 - Fosse continentale du Cauca-Patia ; 5 - Fosse à sédimentation saumâtre de l'Atrato ; 6 - Zone à sédimentation marine ; 7 - Zone à évaporites des Llanos ; 8 - Zones en cours de plissement, sans sédimentation.

PRECAMBRIEN.

Les roches précambriennes n'apparaissent dans les Andes colombiennes que comme des unités reprises dans des cordons orogéniques^{*} postérieurs. Ces unités sont très éloignées les unes des autres. Leur âge relatif, qui pourra être établi par des méthodes radiométriques, n'est pas connu pour l'instant. Dans ces conditions on ne peut pas prétendre se faire une idée, aussi vague soit-elle, de l'évolution précambrienne de la chaîne actuelle.

CAMBRO-ORDOVICIEN (fig. 128).

Une première subdivision tectonique, que j'appelle "domaine calédonien", se dessine au Cambro-Ordovicien, sous forme d'un bassin de sédimentation dont le cadre et la structure sont difficiles à préciser.

a) Limite orientale ou amazonienne (a-a)

Il n'existe aucune difficulté à considérer qu'à l'Est de cette limite se trouvait le môle du bouclier ancien sud-américain.

b) Limite nord-orientale ou maracaïbienne (b-b)

Les minuscules affleurements de roches granitisées près de la côte méridionale de la presqu'île de la Guajira et les renseignements qu'on peut tirer de l'examen de la littérature géologique vénézuélienne (O. RENZ, 1959) montrent qu'au-delà de b-b se trouvait un bloc précambrien détaché de la masse principale du bouclier sud-américain.

c) Limite nord ou caribe (c-c)

Les migmatites du Massif de Santa Marta ayant échappé à l'homogénéisation complète (granitisation) hercynienne montrent qu'au N de c-c existait un autre bloc précambrien. Les faciès conglomératiques qu'on trouve parmi les ectinites de la partie NW (Serrania del Carpintero) de la presqu'île de la Guajira indiquent clairement que ce bloc s'étendait au-delà des limites actuelles du Massif de Santa Marta, dans la Mer des Caraïbes.

d) Limite ouest ou pacifique (d-d)

Il peut paraître "évident" qu'à l'W de d-d se trouvait le véritable bassin océanique pacifique, cependant une telle notion s'oppose aux faits d'observation. Les faciès à graptolites de La Cristalina à proximité de d-d suggèrent au moins un seuil occidental du domaine calédonien. Les "écailles de sole" que j'ai trouvées à l'W de d-d (donc dans l'Occident Andin) sont constituées par un matériel qui est identique à celui du Précambrien de la Cordillère Orientale et du Massif de Santa Marta lorsqu'il a été repris par le métamor-

^{*} J'emploie le terme de "cordon orogénique" à la place de et avec le même sens que celui de "orogenic belt" des géologues de langue anglaise.

phisme hercynien. C'est en tout cas un matériel granitisé. Les faciès calcaires que j'ai observés à proximité de d-d à la partie S du domaine calédonien, à la latitude de Mocoa et à l'W de cette ville, évoquent, comme les cipolins de Cienaga qui se trouvent à proximité du Précambrien granitisé du Massif de Santa Marta, des dépôts littoraux, donc des terres à l'W de d-d. Le métamorphisme mésozoïque de l'Occident Andin (compartiment à l'W de d-d) est du type des géosynclinaux à fond sialique bien plus que du type des géosynclinaux à fond océanique. Le domaine "calédonien" ne comporte pas d'ophiolites^{*}, roches que l'on s'attendrait normalement à trouver à la bordure d'un bassin océanique. Par suite de ces différentes observations, j'arrive à la conclusion qu'à l'W de d-d existait au Cambro-Ordovicien un bloc précambrien et non pas le Pacifique : le domaine calédonien était donc entièrement encadré par les blocs disjoints d'un continent primitif. La région de subsidence cambro-ordovicienne avec ses branches NE (Guajira et Merida), m'apparaît comme un réseau de chenaux ou de sillons intracontinentaux, résultant du morcellement de ce continent primitif dans les blocs cratoniques pacifique, caribe, maracaïbien et amazonien, et de leur écartement.

Je dirai tout de suite que dans la région limitée par la ligne m-m (fig. 128), personne n'a vu de roches cambro-ordoviciennes. Le Précambrien du Massif de Garzon comporte une couverture cambro-ordovicienne non métamorphique au N, mais non pas à l'W. Plus au Nord, dans la vallée du Magdalena, des sondages ont atteint plusieurs fois le socle cristallin (L.G. MORALES et al., 1955), mais ce socle était toujours constitué par des roches ignées à faciès hercynien et jamais par des ectinites à faciès calédonien.

On pourrait évidemment penser que cette partie axiale du domaine calédonien correspond à une bande d'intensité maximum du métamorphisme calédonien, que les roches ignées rejointes par les sondages étaient le produit final de ce métamorphisme et l'analogie de faciès citée ci-dessus un trompe-l'oeil. Mais en réalité la fig. 124 montre plutôt de part et d'autre de m-m des branches métamorphiques individualisées séparément, chacune avec ses remontées d'isogrades ; et aussi - et surtout - que les faciès cambro-ordoviciens non transformés par le métamorphisme se trouvent à proximité de m-m et de la limite du domaine calédonien (Perijà), donc des blocs précambriens qui l'encadrent. De ces faits je tire la conclusion que la zone comprise entre m-m était très vraisemblablement au Cambro-Ordovicien une ride séparant deux sillons méridiens ou, en d'autres mots, était encore un bloc précambrien (bloc magdalénien), résultant du morcellement du continent primitif. Je n'ai pas les moyens d'affirmer si ce bloc magdalénien était une terre comme ses semblables ou un haut-fond. Ceci d'ailleurs ne me semble pas capital. Ce qui importe, et je le souligne, c'est que le domaine calédonien était un réseau de sillons de subsidence séparés et encadrés par des blocs rigides indépendants.

* Les serpentines et les gabbros serpentinisés de la Guajira ne sont pas des ophiolites, puisqu'ils sont post et non pas syngénétiques.

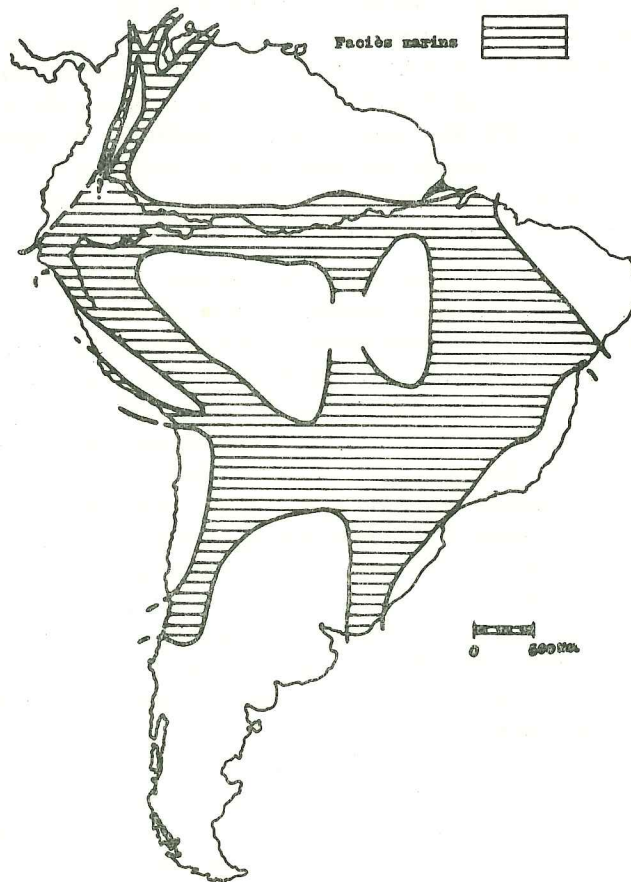


Fig. 145: Blocs continentaux et bassins marins cambro-ordoviciens d'Amérique du Sud. (selon L.G. WEECKS, 1947, modifié et complété).

Puisque le domaine calédonien n'était pas en communication ouverte avec le Pacifique, la question se pose de savoir par où la mer cambro-ordovicienne colombienne, dans laquelle vivaient des faunes connues aussi ailleurs, se reliait à d'autres zones marines. Quatre hypothèses sont possibles. (1) La mer cambro-ordovicienne venait du Nord (Santa Marta, Guajira) : ceci est peu probable, les travaux des géologues nord-américains semblent montrer qu'à cette époque il n'y avait ni Golfe du Mexique ou Mer des Antilles, ni même d'Océan Atlantique (A.J. EARDLEY, 1962) dans le secteur américain. (2) La mer cambro-ordovicienne venait du SW : loin d'être prouvée cette hypothèse est cependant possible : dans la partie sud de l'Equateur des roches paléozoïques affleurent avec une direction NE au Sud du Golfe de Guayaquil ; il y avait peut-être là un chenal qui reliait le domaine calédonien colombien avec un paléo-Pacifique plus réduit que l'actuel. (4) La mer cambro-ordovicienne venait de l'E : bien qu'encore aléatoire cette hypothèse est possible ; à l'époque, entre le môle de Guyane au Nord et celui du Brésil au Sud, existait la fosse amazonienne. Cette hypothèse a l'avantage de rendre compte des similitudes que présentent les faunes américaines et atlantiques (L.G. WEECKS, 1947).

Il va de soi que (2), (3) et (4) ne sont pas incompatibles : ce qui importe est de voir que le morcellement d'un craton primitif donnant naissance au domaine calédonien colombien s'insère dans un cadre analogue plus vaste concernant toute l'Amérique du Sud (fig. 145), dont il n'est qu'un cas particulier.

Zones tectoniques du domaine calédonien

Sur la bordure du bloc de Guyane (La Macarena), la sédimentation cambro-ordovicienne est réduite par rapport à celle de l'axe Garzon-Quetame. En plus le plissement gothlandien y a été beaucoup moins intense et il n'y a pas été accompagné de métamorphisme (fig. 124). Par conséquent, même dans l'état actuel très imparfait des connaissances, cette bordure peut être regardée comme une plateforme, en opposition avec les deux axes actuellement métamorphiques qui jalonnent de part et d'autre la ride axiale et qui se présentent comme de véritables sillons de subsidence. Ainsi, sur une transversale W-E tracée à la partie médiane de la Colombie, il y avait au Cambro-Ordovicien les zones tectoniques suivantes : le Continent Pacifique (Pacifica) ; un sillon occidental, une ride axiale, un sillon oriental, une plateforme ("domaine calédonien") ; le Continent de Guyane.

GOTHLANDIEN (fig. 129).

C'est l'époque de l'orogénèse calédonienne. Après une mise en place locale de roches basiques (serpentes et gabbros) dans le sillon du NE (Guajira), un plissement et un métamorphisme intéressent surtout les sillons du domaine calédonien, qui deviennent ainsi des cordons orogéniques. Des morceaux de socle précambrien sont repris par cette orogénèse et incorporés dans la nouvelle chaîne, ou plutôt dans les nouveaux cordons orogéniques. C'est le cas des migmatites du Santander, de celles du Massif de Garzon et probablement de certains blocs anciens de la Serranía de Merida (Vénézuéla). Le cordon orogénique oriental comprend soit le sillon oriental, soit la partie SW de la plateforme (Gar-

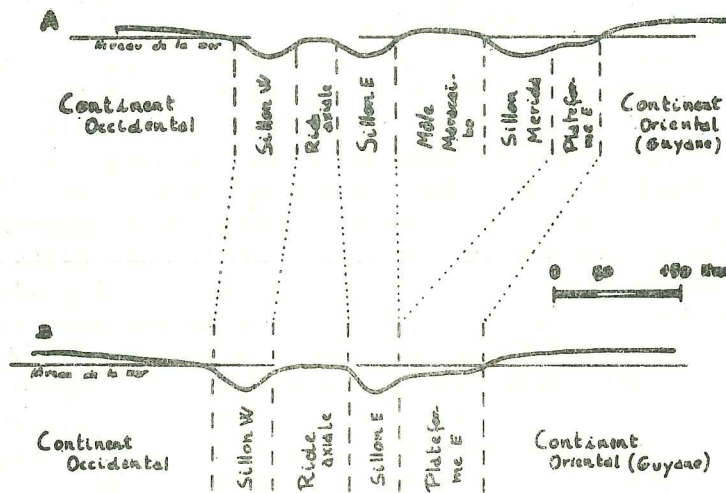


Fig. 146. Coupes paléotectoniques du domaine calédonien vers la fin du Cambro-Ordovicien (la situation des coupes est indiquée sur la fig. 128).

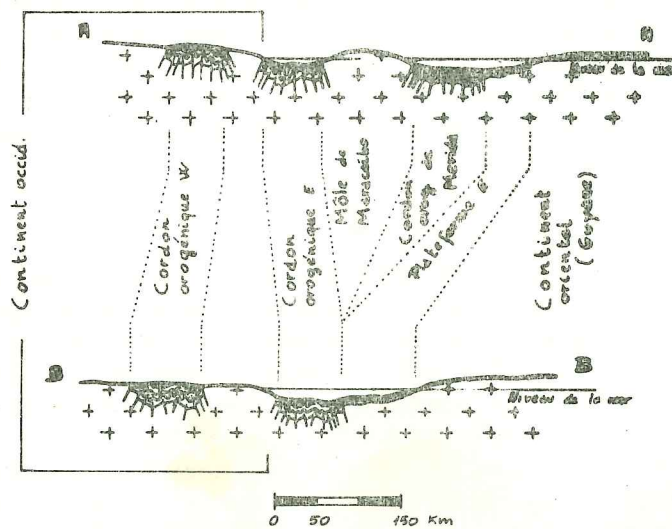


Fig. 147. Coupes paléotectoniques du domaine calédonien à la fin du Gothlandien (la situation des coupes est indiquée sur la fig. 128).

zon) ; le cordon orogénique occidental n'intéresse que le sillon correspondant.

Les conséquences paléotectoniques et paléogéographiques des mouvements gothlandien-dévonien inf. ne peuvent être décelées que par l'étude de la répartition des roches dévoniennes. Quel que soit leur faciès^{*}, celles-ci existent seulement à l'E de la ride axiale et du bloc Santa Marta. Cette région correspond à la zone orientale (sillons à l'E et au NE de la ride axiale, plateforme orientale) du domaine calédonien. Il semble par conséquent que la ride axiale, le sillon occidental et le petit sillon à l'W de Santa Marta (devenus des cordons orogéniques) se sont soudés par suite des mouvements gothlandiens en une seule zone élevée et probablement continentale par rapport à la zone orientale. A l'exception du Massif de Quetame où la sédimentation dévonienne a été précédée par l'orogénèse hercynienne, la zone orientale se trouve être au Dévonien une région marine de faible profondeur (ne dépassant pas 100 m selon H. BURGL, 1961), dont j'examinerai la structure au paragraphe suivant. Dans cette zone, l'ancien sillon oriental devenu cordon orogénique apparaît en quelque sorte comme un embryon de cordillère n'ayant pas réussi à sortir des eaux (sauf peut-être à la Guajira).

DEVONNIEN INFÉRIEUR ET MOYEN (fig. 130).

A la fin du cycle antérieur existe donc seulement une bande marine correspondant à l'ancien sillon oriental. Au Dévonien inf. a lieu le premier épisode hercynien, qui affecte en particulier le Massif de Quetame, où le granite des Farallones de Medina et le granite à l'W de San Martín sont mis en place. Au Dévonien moyen la sédimentation, interrompue depuis l'Ordovicien, recommence. Les faciès et la répartition des roches dévoniennes sédimentaires montrent que la structure de cette bande n'est pas simple.

Dans le secteur du Massif de Quetame débute une sédimentation de faciès clastiques continentaux mais avec de nombreuses intercalations marines épinéritiques (faciès postorogéniques du Groupe Giron), destinée à se poursuivre jusqu'au Mésozoïque. Dès le Dévonien moyen le Massif de Quetame est donc une terre constituée par des roches métamorphiques calédoniennes et des granites hercyniens. Cette terre dévonienne est très probablement bien plus étendue que le Massif de Quetame actuel, surtout vers l'W où elle semble se rattacher au bloc continental occidental. En effet l'épaisseur des faciès Giron à l'W du massif actuel (fig. 41, p. 147) est telle qu'il faut admettre qu'une partie de ce paléo-massif est actuellement cachée sous le Crétacé des montagnes à l'E de Bogotà, d'autant plus que les roches clastiques se sont déposées aussi, après une phase d'érosion, sur le granite des Farallones de Medina. L'étude

* Ces faciès dépendent aussi de l'orogénèse hercynienne, ensemble de mouvements ayant eu lieu à des moments variables selon les endroits entre le Dévonien inf. et le Permo-Trias. Lorsqu'il s'agit d'événements datables du Dévonien inf. (Quetame) il n'y a pas de coupure nette entre le cycle calédonien et celui dit hercynien. L'orogénèse hercynienne a été d'ailleurs définie dans ce texte sur la base de ses produits : roches éruptives et formations détritiques post-orogéniques, qui en dépit de leur âge différent présentent des caractères de faciès remarquablement constants.

des variations d'épaisseur des faciès Giron de ce massif montre aussi que cette terre dévonienne a une topographie accidentée, avec des zones basses (vallées ? grabens ?) où a lieu une sédimentation importante, séparées par des zones plus élevées (montagnes ? horsts ?) avec peu ou pas de dépôts.

La structure de la bande marine est davantage compliquée par le fait que, sans qu'on puisse dire s'il s'agit d'un héritage calédonien ou d'une conséquence du premier épisode hercynien, certains des massifs cristallins de la chaîne actuelle y jouent un rôle de hauts-fonds ou peut-être de zones émergées. C'est le cas des Massifs de Garzon et de la Guajira où le Dévonien manque entièrement ; c'est le cas aussi du Massif de Santander, qui comporte des roches dévoniennes, d'épaisseur réduite, seulement à ses bordures extrêmes et à ses plongements axiaux.

Comme pour la mer cambro-ordovicienne, le problème se pose des liaisons de la mer dévonienne colombienne avec d'autres domaines marins. Des communications nord-atlantiques existaient certainement : les faunes dévoniennes colombiennes ont un caractère boréal (affinité nord-américaine et européenne), qui les oppose à leurs contemporaines des Andes du Sud (Bolivie, Argentine) dont le caractère est austral (malvino-kafre). Pour fixer les idées, on peut penser à des liaisons en gros analogues à celles du Cambro-Ordovicien. On ne peut rien ajouter de plus : la paléotectonique et la paléogéographie gothlandiennes et dévoniennes des pays limitrophes sont trop mal connues et pour retrouver des données modernes à ce sujet il faut descendre au Sud jusqu'en Bolivie (H.H. LOHMANN, 1964 ; L. RADELLI, 1965). Les synthèses de L.G. WEECKS (1947) et de H.J. HARRINGTON sont à ce propos contradictoires entre elles et trop imparfaites en ce qui concerne les deux pays andins que je connais (Colombie, Bolivie) pour que je puisse m'y appuyer.

DEVONNIEN SUPERIEUR ET MISSISSIPIEN (fig. 131).

Au Dévonien sup. s'effectue le deuxième épisode hercynien et la sédimentation s'arrête, aucune trouvaille fossilifère n'indique au moins le Dévonien sup. Ce deuxième épisode intéresse principalement le Massif de Floresta. Plusieurs masses de granites y sont mises en place et certaines traversent le Dévonien moyen marin. Le compartiment est soulevé et devient une terre, dont l'extension reste cependant inconnue. A la bordure du massif proprement dit, sur le Dévonien et sur les granites hercyniens s'accumulent au Mississipien, en discordance sur les roches calédoniennes soulevées, des faciès rouges classiques continentaux à épinéritiques (Formation Cucho, Groupe Giron).

Des secousses amorties de l'épisode Floresta se font ressentir assez loin de ce massif. Dans la partie W du Massif de Santander, le Mississipien (et une partie du Pennsylvanien) est représenté par la Formation Suratà qui s'est déposée dans un milieu littoral de marais et d'estuaires. Il semble donc que localement au moins des terres existaient dès lors à la place du massif actuel. Cependant ceci n'est pas sûr : on ne connaît pas la direction ni le sens selon lesquels les sédiments de la Formation Suratà se sont déposés et puisqu'elle se trouve à proximité de la limite est du bloc continental occidental, il pourrait parfaitement s'agir de l'estuaire d'une rivière venant de ce dernier. Dans le Massif de Labateca (à l'E du Massif de Santander s.s.), le Mississipien n'est pas représenté, semble-t-il.

Au Sud du Massif de Floresta, on trouve des reflets de ces mouvements dans le Massif de Quetame, dans celui de Garzon et dans une partie au moins de l'ancienne plateforme orientale calédonienne. Au plongement nord du Massif de Quetame une faible discordance sépare le Dévonien du Carbonifère du Rio Bata ; dans le massif lui-même il semble que prennent naissance de nouveaux bassins de sédimentation à faciès Giron (Clarín, Chingaza, etc), qui continue la disposition dévonienne. A la partie occidentale du Massif de Garzon (déjà haut-fond) s'individualise une zone de subsidence où vient se déposer le Carbonifère néritique et calcaire de La Jagua. Enfin toute sédimentation marine cesse à la bordure du bloc de Guyane, sans qu'aucune sédimentation continentale de type Giron ne se déclanche. Cette zone se soulève retrouvant encore une fois sa vocation de plateforme calme, sans reliefs accentués et par conséquent sans sillons de sédimentation intermédiaires.

De ce fait se termine la communication marine entre le bassin colombien et l'Atlantique par l'intermédiaire de la fosse de l'Amazone (fig. 148). Les liaisons marines qui restent sont donc celle du SW (d'ailleurs encore bien problématique) et celle du NE (Guajira, Merida). Le type de la sédimentation carbonifère normale est donné par les affleurements de la Serrania de Perijà, où des calcaires et des schistes fossilifères recouvrent en concordance le Dévonien.

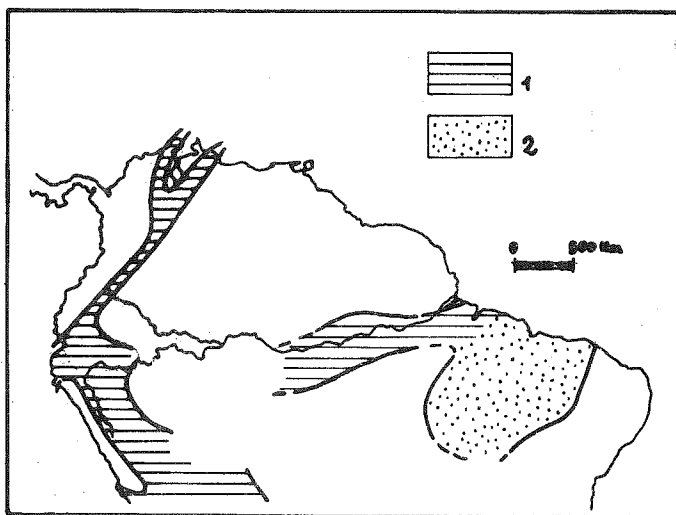


Fig. 148. Les domaines marins (1), de sédimentation continentale (2) et les blocs continentaux de la partie nord de l'Amérique du Sud au Carbonifère ; les massifs hercyniens colombiens ont été supprimés par simplicité (selon L.G. WEECKS, 1947, modifié et complété).

PENNSYLVANIEN ET PERMIEN (fig. 132).

Le troisième épisode hercynien a lieu au Pennsylvanien. La région la plus affectée est cette fois celle du Massif de Santander. Ici plusieurs masses de roches éruptives (granites d'Ocoña-Sardinata, du Paramo de Berlin, du Pescadero, de Pamplona ; microgranites et/ou rhyolites d'Ocoña et de California) sont mises en place. Le compartiment est soulevé et devient continental, ainsi que ceux des massifs plus petits de Labateca et de Miranda, tandis que le Massif de Pamplona se sépare du corps principal du Massif de Santander s.s. Comme dans les cas précédents, dès que ces massifs se soulèvent et émergent, une sédimentation clastique rouge (faciès Giron) se déclenche à la bordure des massifs actuels et à l'intérieur de ceux-ci (Santander s.s.) dans de petits sillons (vallées ? grabens ?). Vers le Sud ces mouvements n'arrivent qu'affaiblis : ils donnent de petites discordances à l'intérieur des couches rouges prétriasiques de Floresta et, peut-être, une réactivation de cette sédimentation dans le Massif de Quetame. Cependant il semble que le Massif de Garzon se soulève alors aussi, mais sans que des granites s'y mettent en place et sans qu'il soit affecté par un plissement intense^{*}.

Une fois les mouvements pennsylvaniens accomplis, des conditions marines persistent au Nord du Massif de Santander (Serrania de Perijà). Ceci est montré par les affleurements de Manaure où des calcaires permien recouvrent en concordance ceux du Carbonifère ; et par la présence de galets de calcaires permien fossilifères dans les couches clastiques rouges (Giron) trias-jurassiques du Rio La Mula (Chiriguana). D'après la carte géologique du Vénézuéla (W.H. BUCHER, 1950), les conditions marines persistent aussi dans tout le sillon du NE de Merida. Ce bras de mer, dont l'existence est encore bien traduite par des intercalations marines calcaires dans les couches rouges pennsylvaniennes de Labateca, semble se réduire progressivement vers le SW, pour disparaître au niveau du Massif de Quetame, où l'on trouve les traces d'inursions marines éphémères tardives (Trias, Lias). Partout ailleurs s'accumulent des roches clastiques rouges continentales.

PERMO-TRIAS - (TRIAS ?) (fig. 133).

Alors a lieu le quatrième et dernier épisode hercynien. Des quatre c'est le plus important, celui qui affecte tout le territoire colombien andin. Il se développe sur un temps assez long, allant du Permien inf. au Trias moyen, semble-t-il. Les bras de mer du NE (Guajira, Merida) disparaissent : plusieurs massifs s'y soulèvent avec des montées de roches éruptives (granodiorites, microgranites et rhyolites de la Guajira ; rhyodacites de la Serrania de Perijà ; granites de la Serrania de Merida) et en même temps la sédimentation clastique continentale de Giron y prend naissance, qui se poursuivra au Jurassique. Le bloc continental à l'W (bloc continental calédonien + cordon orogénique occidental calédonien + ride axiale calédonienne) se dissocie. Des soulèvements

^{*} Evidemment ceci n'est valable que si le Carbonifère de La Jagua est réellement du Carbonifère inf., comme le font soupçonner ses faunes à Trilobites.

ont lieu à l'E de la ligne m-m (fig. 133), qui sont accompagnés par des montées de roches hercyniennes et par des dépôts clastiques Giron. On reconnaît ces soulèvements à la répartition des roches éruptives hercyniennes et/ou celle des faciès Giron. La carte géologique montre d'emblée le soulèvement du Massif de Santa Marta, de celui de la Serrania de San Lucas et la poursuite du soulèvement de son homologue à l'E du Magdalena, le Massif de Santander, entre lesquels se forme un grand bassin de sédimentation de grès rouges (Giron), connus soit à l'affleurement soit par des sondages à la partie médiane de la vallée du Magdalena.

La carte géologique montre aussi un soulèvement hercynien directement à l'E de la ligne m-m au S d'Ibagué, du Massif de Garzon ("plateforme" pennsylvanien-permien + roches éruptives hercyniennes mises en place surtout à la limite de celle-là avec l'ex-continent occidental), du Massif de Prado-Dolores et des massifs intermédiaires plus petits (Massifs de Neiva, etc), entre lesquels prend naissance un bassin de sédimentation de grès rouges Giron.

Entre la terminaison S du Massif de la Serrania de San Lucas, la latitude d'Ibagué et le compartiment occidental du Massif de Quetame soulevé au Dévonien inf. (donc en correspondance d'une partie de la vallée du Magdalena et d'une partie de la Cordillère Orientale actuelles), il faut aussi admettre un soulèvement hercynien important. Des sondages pétroliers (L.G. MORALES et al., 1958) ont montré en effet que dans ce segment de la vallée du Magdalena il n'y a pas de Giron, le socle cristallin étant couvert directement par le Tertiaire, avec au N une mince intercalation de Crétacé (fig. 149). L'épaisseur énorme (quelque 4000 m) et autrement inexplicable du Giron de la Serrania de Lloriquies et du Massif d'Arcabuco au N et au NE de la Sabane de Bogotá, indique que cette masse soulevée hercynienne s'étend beaucoup vers l'E, se rattachant vraisemblablement au compartiment occidental du Massif dévonien inf. de Quetame. La limite sud de cette masse est plus problématique ; celle indiquée sur la fig. 133 est justifiée par les affleurements de Giron à l'Est du Massif de Prado-Dolores et par des considérations tectoniques de détail.

On peut expliquer la sédimentation du Giron par un mécanisme assez simple (fig. 150), appliqué ici au cas de la partie médiane de la vallée du Magdalena. Ce schéma comporte :

- des failles (et/ou des flexures) qui dissocient le socle cristallin, donnant lieu à des blocs soulevés et basculés comportant un glacis plongeant vers l'E et un escarpement à l'W. Le faciès Giron s'accumule sur le glacis, mais surtout à proximité des failles ;
- un jeu différent pour les différentes failles, de telle manière qu'un ou plusieurs blocs puissent par la suite rester au repos tandis que le ou les blocs contigus maintiennent une tendance à la surrection, et ainsi que le ou les blocs au repos, apparaissant comme des grabens, puissent être eux-mêmes couverts par des sédiments.

Ce schéma est en accord avec ce que j'ai dit sur les variations d'épaisseur du Giron dans le Santander (fig. 42, p. 150). Il est en accord aussi avec le fait incontestable que le Giron à l'W du Massif de Santander est séparé de celui-ci par une faille très importante (faille de Bucaramanga, fig.

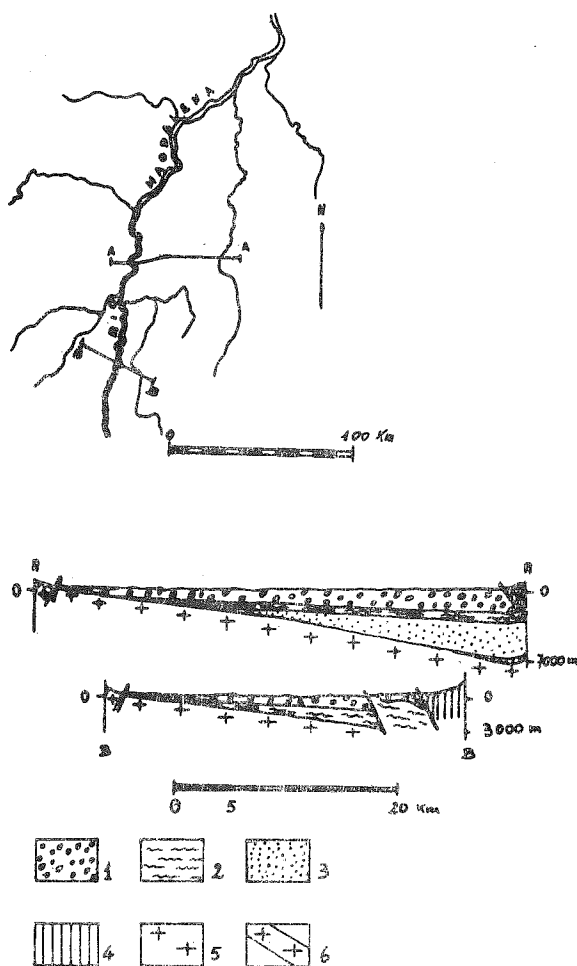


Fig. 149. Coupes géologiques à la partie S de la "vallée médiane" du Magdalena (selon L.G. MORALES et al. 1958, légèrement modifié).
1 - Miocène ; 2 - Oligocène ; 3 - Eocène ; 4 - Crétacé et Paléocène ; 5 - Socle ; 6 - Occident Andin.

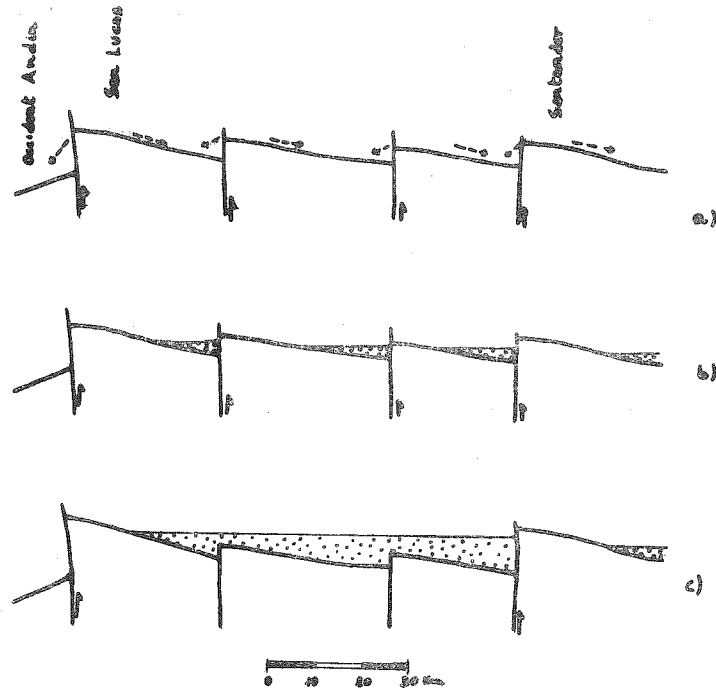


Fig. 150. Schéma idéal de la sédimentation Giron dans la partie médiane de la vallée du Magdalena.

a) Dissociation du socle par des failles avec origine de glacis à l'E et d'escarpements à l'W. Les flèches tiretées indiquent le sens dans lequel travaillera l'érosion. b) Les épaisseurs maximum du Giron se trouvent à l'W des failles successives. c) Différenciation dans la subsidence des différents blocs : les sédiments Giron envahissent toute la bande centrale.

N.B. La pente des glacis a été volontairement exagérée ainsi que les rejets des failles. La coupe s'étend sur une centaine de kilomètres. On comprend bien que dans ces conditions des pendages de quelques degrés sont suffisants pour donner des différences d'épaisseur considérables (seuls des dessins animés pourraient donner une image réelle de ces phénomènes). Pour simplifier le dessin, je n'y ai pas représenté l'effet du jeu combiné de la surrection et de l'action de l'érosion sur la forme de la surface des blocs.

13, p. 44)^{**}, alors qu'aucun accident semblable n'existe du côté du Massif de San Lucas. Il est aussi en accord avec la structure actuelle de cette région, qu'il permet d'interpréter d'une façon cohérente, comme je le montrerai plus loin.

En somme, à l'E de m-m on trouve, à la fin des mouvements hercyniens, un domaine continental où des reliefs se dessinent qui alimentent en sédiments clastiques les zones basses contiguës. Ces reliefs sont la plupart du temps des massifs soulevés comportant des roches éruptives. Cependant persistent le bloc continental ancien de Maracaïbo et une partie du bloc caribe, ainsi qu'une partie du bloc occidental qu'on trouve à l'W du Massif de Santa Marta, où l'accumulation de Giron n'a pas lieu.

A l'W de m-m un autre domaine apparaît : c'est le domaine de l'Occident Andin, où pour la première fois se révèle la Mer Pacifique. Directement à l'W de m-m prend naissance une zone allongée de subsidence (Zone Antioquia), qui se bifurque vers le S : jusqu'à l'Aptien il y aura là accumulation de sédiments marins et de roches volcaniques basiques (ophiolites). Cette zone, dans laquelle on retrouve des panneaux de roches anciennes affectées par le métamorphisme hercynien ("écaillés de socle"), est bordée à l'W par une bande, mal connue à cette époque, comportant des terres émergées (Bande Choco). Ceci est indiqué par les faits suivants. Partout dans la Zone Antioquia, et aussi dans ses deux bras méridionaux, se trouvent des faciès quartziques ne pouvant dériver que de l'érosion de régions sialiques. Des faciès arkosiques grossiers (actuellement métamorphiques), ainsi que des calcaires triasiques (cipolins type Nare), se trouvent dans les zones latérales de son bras oriental, évoquant des dépôts plus ou moins néritiques. D'autre part ces terres émergées constituaient simplement des îles plus ou moins grandes, séparées par des hauts-fonds. En effet, pendant tout le Crétacé et sans qu'aucune modification structurale n'intervienne entre-temps dans l'Occident Andin, la circulation océanique était ouverte, comme il est prouvé par la diffusion des faunes marines (ammonites surtout) dans l'Orient Andin^{***}.

Un bloc continental subsiste cependant à l'W de la Bande Choco, sans qu'on puisse en préciser les limites. Son existence n'est pas reconnaissable au Permo-Trias, mais elle est traduite par la diffusion des faciès détritiques post-

* Cette faille est d'ailleurs probablement un trait tectonique encore plus ancien : elle coïncide en effet avec la limite entre la ride axiale et le sillon oriental du domaine calédonien (cf. fig. 135 et fig. 126).

*** Des lambeaux de ces terres, et aussi des bassins de grès rouges permo-triasiques se terminant par des couches transgressives calcaires du Trias sup. (Groupe Mitu), dont le faciès est analogue à celui du Groupe Giron (ou de son équivalent le Groupe Payandé), sont encore reconnaissables sur les côtes d'Equateur et du Pérou (J. DEBELMAS et G. TROTTEREAU, 1964). Des travaux récents (G. CECIONI, 1963 ; J.J. WILSON, 1963) ont montré qu'au Jurassique et au Crétacé des terres existaient encore à l'W de la zone de subsidence (ou géosynclinal) occidentale des Andes centro-méridionales. Cependant la liaison entre les zones de subsidence de Colombie-Equateur du Nord et celles du Pérou n'est pas simple. Je reviendrai donc tout à l'heure sur cet argument, lorsque je pourrai le discuter de manière plus approfondie.

aptiens de la Bande Choco. Au N de la Bande Choco et au NW de la Zone d'Antioquia, l'existence d'un autre bloc continental est traduite soit par la présence de dépôts néritiques détritiques et calcaires crétacés sur la côte de l'isthme de Panama, soit par l'absence de terrain pré-tertiaire sup. sur la côte colombienne nord-occidentale.

En somme, à la fin de ce long cycle que j'ai appelé hercynien apparaissent les deux compartiments principaux des Andes colombiennes, Orient et Occident Andin. Le premier est un domaine continental, avec des reliefs discontinus plus ou moins importants et comportant la plupart du temps des roches éruptives, en proie à l'érosion. L'Occident Andin appartient par contre au domaine pacifique. Il y a là une première zone de subsidence (Zone Antioquia), où s'accumulent des roches volcaniques basiques et des sédiments marins, puis une région d'îles et de hauts-fonds (Bande Choco). Le tout est encadré par des blocs sialiques discontinus, résultant de la dissociation de l'ancien continent occidental (fig. 133).

Avant de terminer ce paragraphe, je soulignerai encore que la granitisation hercynienne, dont dépend en dernière analyse la naissance des reliefs de l'Orient Andin, a affecté soit le cordon orogénique calédonien oriental (sillon marin hercynien), soit le continent occidental. La limite entre l'Orient et l'Occident Andin suit d'autre part, au moins dans sa plus grande partie, un trait ancien, à savoir : la limite occidentale de l'ancien domaine calédonien (cf. fig. 128 et 133).

TRIAS SUPERIEUR ET JURASSIQUE (fig. 134).

Au Trias sup. et au Jurassique il n'y a pas de bouleversements tectoniques. La "fosse marine" de l'Occident Andin connaît pendant tout ce temps une subsidence progressive. Celle-ci est compensée au fur et à mesure par des apports détritiques venant aussi bien de l'E (Orient Andin) que de l'W (ride axiale) et par des montées ophiolitiques (première mer diabasique), de telle sorte qu'à chaque instant la "mer diabasique" est une mer de faible profondeur. Les bassins continentaux de l'Orient Andin continuent à se charger en grès rouges (Giron) provenant de l'érosion de massifs "hercyniens", la sédimentation rouge ayant lieu dans un milieu surtout désertique, mais avec des oasis et des cours d'eau éphémères mais impétueux. Cependant de nouveaux faits paléogéographiques et pétrographiques interviennent, dont certains permettent d'établir des liaisons entre l'Occident et l'Orient Andin. Ainsi au Trias sup. (Carnien et Norien), une transgression marine a lieu à la partie SW de l'Orient Andin (Payandé), où prend naissance une sorce de golfe ouvert sur le Pacifique. Dans ce golfe, ainsi que dans les zones de bordure de la mer diabasique (à l'E : Orient Andin ; à l'W : ride axiale) se sédimentent des calcaires plus ou moins sableux (cipolins type Nare de l'Occident Andin, où un métamorphisme les a affectés ; calcaires Payandé de l'Orient Andin). Au Trias sup. et au Lias un bras de mer épicontinentale se révèle à la partie NE de l'Orient Andin, où les faunes benthoniques de cet âge sont connues aux environs du Massif de Quetame. Sans qu'on puisse le prouver, il semble que cette mer venait du NE (Nerida). D'autres incursions marines liasiques sont connues, dont la provenance reste cependant entièrement spéculative. Une première a eu lieu à la partie nord-

occidentale de la Serrania de San Lucas (Morrocoyal) où des ammonites de cet âge ont été découvertes par E. HUBACH (in D. TRUMPY, 1943). On retrouve les traces d'une deuxième à la bordure W du Massif de Santa Marta (O. RENZ, in D. TRUMPY, 1943). L'interprétation donnée sur la fig. 151 consiste à imaginer une transgression venant de l'W, avec naissance d'un golfe liasique couvrant une grande partie du bloc sialique à l'W de Santa Marta et une sédimentation seulement le long de ses côtes. Toutes ces incursions marines triasiques et liasiques de l'Orient Andin sont éphémères : partout la sédimentation redevient bientôt continentale et de nouveaux grès rouges y couvrent les sédiments marins.

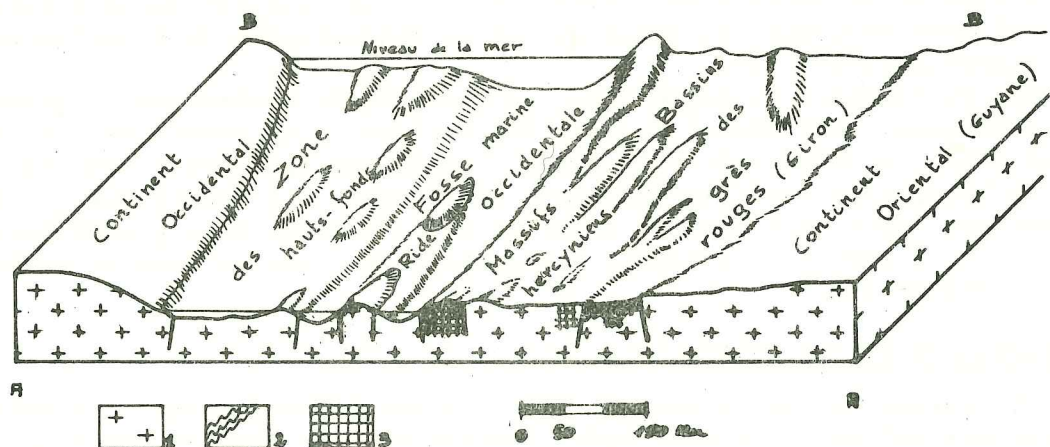


Fig. 151. Bloc-diagramme montrant la structure du domaine colombien au Trias-Jurassique. 1 - Sial ; 2 - Calédonien ; 3 - Massifs hercyniens. N.B. La "fosse marine occidentale" schématise une simple zone de subsidence qui n'est pas en fait un sillon abyssal.

Au cours du Jurassique, sans plus de précision, l'Orient Andin est affecté à la Serrania de Perijà-Vallée du Cesar, à la Guajira, dans la région de Payandé et aussi dans celle de Morrocoyal par la mise en place de roches volcaniques et de semi-profondeur basiques. Ces roches se présentent à tout point de vue comme des ophiolites continentales, équivalentes de celles s.s. de la mer diabasique. Elles sont synsédimentaires, s'intercalent dans les grès rouges, mais traversent les grès rouges déjà déposés, ainsi que les calcaires Payandé. Une fois ces éruptions terminées, l'érosion des massifs hercyniens continue. A la fin du Jurassique, l'Orient Andin est une région arasée, dont la surface est très peu élevée au-dessus du niveau de la mer³.

³ Rien ne prouve d'ailleurs qu'auparavant il y avait eu là de grands reliefs. Comme le montre la facilité avec laquelle les incursions marines s'y produisent, je crois qu'on est plus proche de la réalité en considérant qu'entre les

LA TRANSITION JURASSIQUE-CRETACE : LES MOUVEMENTS NEVADIENS (fig. 135).

Vers la fin du Jurassique de nouveaux mouvements interviennent (mouvements névadiens), qui affectent l'Orient mais non pas l'Occident Andin. Ainsi dans l'Orient Andin entre les formations trias-jurassiques du Groupe Giron et les formations crétacées (ou supra-jurassiques), une discordance apparaît, qui manque au sein de l'Association Antioquia (Trias-Aptien) de l'Occident Andin. Alors que les unités structurales déjà définies de l'Occident Andin ne subissent aucune modification (et que des laves basiques et des sédiments continuent à s'accumuler notamment dans sa fosse), des changements profonds ont lieu dans l'Orient Andin.

Au Kiméridgien-Tithonique une bande marine E-W prend naissance au Nord, à la Guajira ("Surco de la Guajira" d'O. RENZ, 1960). Aucune influence marine contemporaine n'étant reconnaissable dans les autres régions limitrophes, il faut penser que cette bande marine se liait à un domaine marin occidental ou caribe. Ce domaine était probablement une plateforme pouvant comporter des îles, qui résultait de l'effondrement d'une partie de l'ancien continent caribe déjà morcelé au Permo-Trias (Trias ?)*. Au Tithonique une sédimentation marine débute dans une partie de la Cordillère Orientale actuelle (Bassin de Bogotà). Des considérations analogues à celles faites ci-dessus pour la bande marine de la Guajira s'imposent à nouveau. Aucune trace d'influences marines contemporaines n'existant au NW, au N et à l'E du bassin de Bogotà, mais des faunes d'ammonites tithoniques étant en revanche connues dans celui-ci, il faut admettre que ce bassin était en communication avec le Pacifique à l'W et au S. La sédimentation ne débutant dans cette partie de l'Orient Andin (Haut Magdalena) qu'à l'Aptien, il faut donc admettre aussi qu'elle était dès le Tithonique une plateforme sous-marine (ou une zone de hauts-fonds), balayée par des courants et comportant çà et là des terres émergées, dont l'érosion fournissait une partie au moins des sédiments détritiques du bassin de Bogotà***. Cette notion d'une zone de plateforme ou de hauts-fonds pré-aptienne Haut Magdalena est d'ailleurs confirmée, même dans l'état actuel des connaissances, par la présence de croûtes phosphatées à la base de la série stratigraphique de ce compartiment. Partout ailleurs dans l'Orient Andin, l'ancien régime continental persiste.

massifs hercyniens et les bassins des grès rouges il y avait simplement des différences de subsidence, ou qu'ils étaient soumis à des mouvements verticaux de signe contraire, compensés par l'érosion, plutôt que des différences accentuées de relief.

* J'anticipe en effet ici en disant que, comme je l'exposerai plus loin, j'ai quelques raisons de penser que la fosse de l'Occident Andin se prolongeait au NNE pour rejoindre les Petites Antilles.

*** Je rappelle aussi que des traces de ces terres se trouvent encore plus tard, en particulier à l'Albien, lorsque des apports microconglomératiques avec des galets de "schistes à chlorite et séricite Quetame" se déposent dans la partie E du bassin de Bogotà venant du SW.

Puisque (cf. fig. 135 et carte des grandes failles) le bassin de Bogotà trouve ses limites naturelles dans des failles, soit au NE (faille de Boyacà, voir aussi fig. 49 et 50, p. 178 et 179), soit à l'W (faille du Rio Negro), soit à l'E (faille de Villavicencio), on peut penser que les mouvements névadiens ont consisté en des basculements de blocs indépendants^{*}, déjà dessinés au cycle hercynien et ayant commandé la sédimentation du Giron (voir paragraphe Permo-Trias, fig. 150), et probablement encore avant. On a là les directions de cassure (ou de flexure) suivantes : + N-S, NW-SE, NE-SW (plus au Nord une direction E-W) pouvant évidemment donner lieu, par des interférences, à des résultantes courbes, comme l'est par exemple la faille de Boyacà. On peut aussi penser que ces blocs ont une tendance à se soulever au-delà des limites nord et nord-ouest du bassin de Bogotà et à s'enfoncer au Sud avec séparation de l'Orient Andin en un domaine continental et un domaine marin.

En ce qui concerne le premier, ceci revient à dire que, tandis que lors de la sédimentation Giron le jeu des failles déterminait des glacis plongeant vers l'E et des bassins dissymétriques à profondeur maximale vers l'E, au Névadien ce jeu est en partie inversé et il détermine une structure comme celle indiquée à la fig. 152 avec des glacis plongeant cette fois aussi vers l'W.

Il est évident que si une telle déformation affecte non seulement un socle mais aussi une couverture qui lui est restée solidaire, c'est le cas du Giron, de faux anticlinaux peuvent apparaître en surface. Cette théorie, qui s'appuie sur de nombreux faits d'observation, explique aussi d'une manière simple, soit la structure profonde de la partie médiane de la vallée du Magdalena, soit les variations d'épaisseur (0 à 650 m) de la première formation crétacée de cette région (bassin du Carare), la Formation Tambor. Des recherches pétrolifères (G. MORALES et al. 1958) ont en effet mis en évidence (fig. 153), sous les formations récentes de la partie axiale de la vallée, un anticlinal asymétrique qui peut parfaitement correspondre à une sorte de rajeunissement (ou de reprise de mouvement) tertiaire d'un des "faux anticlinaux" névadiens invoqués ci-dessus. D'autre part les variations d'épaisseur de la Formation Tambor, en grande partie continentale, semblent bien en accord avec l'origine de nouveaux bassins dissymétriques, analogues à ceux du Giron, mais cette fois à profondeur maximale surtout vers l'W, qui sont une conséquence

* Dans une note concernant la structure des Andes boliviennes (L. RADELII, 1966), certaines failles de ce genre, qui sont enfin d'anciennes limites paléogéographiques et paléotectoniques, sont appelées D.O.S. (Deep Old Screens). J'ai montré en son temps (fig. 50, p. 179) que la faille de Boyacà a aussi ce caractère, puisqu'elle jouait déjà au Crétacé. La même chose peut être dite pour la faille du Rio Negro qui sépare le bassin de Bogotà (sédimentation débutant à l'Aptien). Il s'agit donc d'un type d'évolution structurale commun dans les Andes Orientales, dans lequel ce sont les mêmes lignes tectoniques qui entrent perpétuellement en jeu.

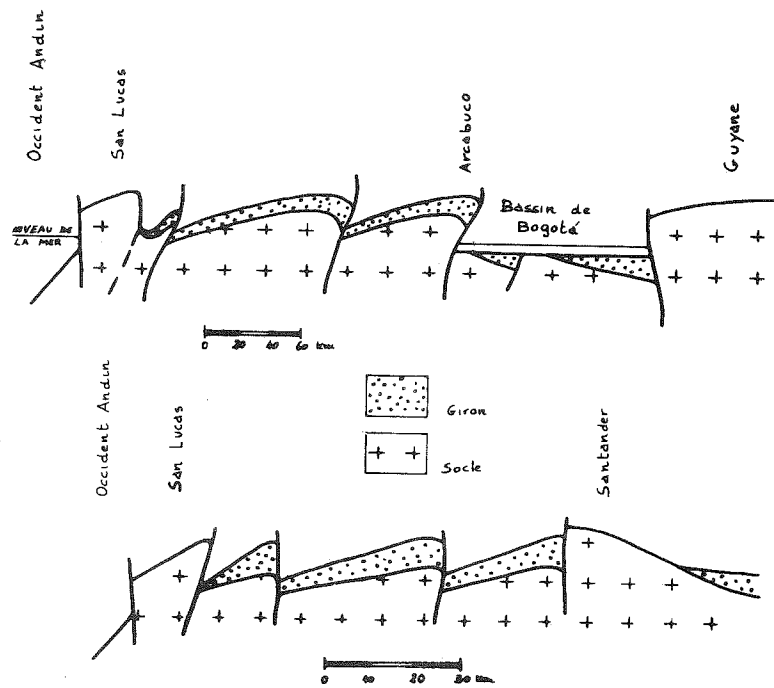


Fig. 152. Deux coupes paléotectoniques idéales montrant la structure produite par les mouvements névadiens dans l'Orient Andin. L'échelle verticale ainsi que les épaisseurs et les rejets des failles sont arbitraires et exagérés ; cependant dans la deuxième coupe (San Lucas-Santander), j'ai gardé pour les épaisseurs du Giron de chaque segment les mêmes valeurs symboliques de la coupe fig. 150 c, qui a été tracée le long de la même ligne. J'insiste sur le fait que dans ces dessins volontairement schématiques, j'ai été amené à exagérer à chaque coup la pente des glacis, alors qu'en réalité sur des distances aussi grandes que celles indiquées, des pentes très faibles, de l'ordre de quelques degrés au maximum, sont suffisantes pour donner lieu à des asymétries très importantes. Le mouvement de bascule qu'invoque la comparaison des fig. 150 c et 152 est donc bien plus faible que celui dessiné.

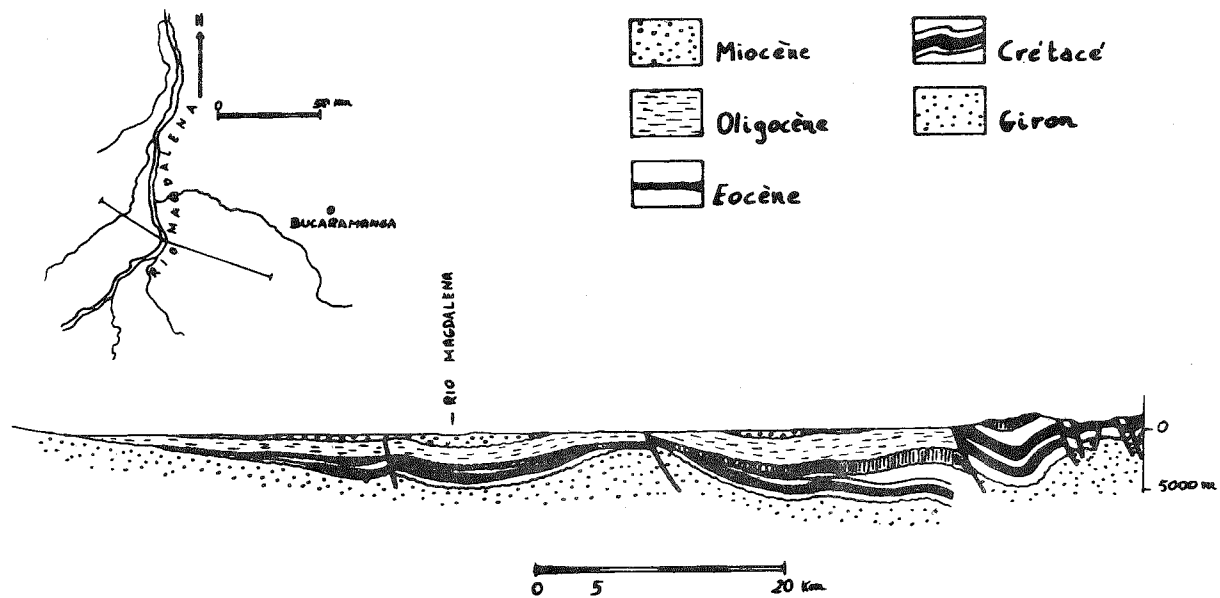


Fig. 153. Coupe géologique à la partie médiane de la vallée du Magdalena (selon L.G. MORALES et al. 1958).

nécessaire de la structure névadienne indiquée *. L'opposition de faciès et les variations d'épaisseur entre le Crétacé à l'W et à l'E de la Sabane de Bogotà (fig. 47 et 48, p. 168 et 169) peuvent être expliquées par un schéma presque identique. Pour cela il faut admettre que la zone de cassure qui sépare actuellement ces deux parties du bassin et qui se traduit en surface par la faille de Monserrate et d'autres accidents tectoniques était déjà active au Névadien, ainsi que celle du Rio Negro ; et qu'il y a eu inversion de mouvement à l'Aptien-Albien, quand le Haut Magdalena se transforma en un bassin de sédimentation (fig. 154).

Un tel schéma appliqué au bassin de Bogotà peut rendre compte entre autres des pseudo-concordances qui y sont connues, en particulier de celle qui se trouve à la base de la Formation Une (Albien-Cénomaniens). N'y ayant pas de témoins stratigraphiques pré-aptiens, il est évidemment subjectif de penser que des structures névadiennes semblables se sont développées aussi dans le Haut Magdalena. Cependant ceci n'est pas tout à fait arbitraire, il s'agit simplement de généraliser un schéma maintes fois prouvé (je viens de le faire), à savoir que dans les Andes Orientales les grandes fractures actuelles correspondent la plupart du temps à des cassures anciennes. De toute manière, un tel procédé permet de rendre compte de l'emplacement des roches éruptives névadiennes à des endroits précis, qui sont la région de Morrocoyal (W du Massif de San Lucas), la région de Payandé (Massif d'Ibagué, partie sud) et peut-être celle de sa prolongation sud, ou Massif du Paez. Ces trois régions correspondent dans le schéma proposé à des zones où au Névadien les massifs hercyniens délimitant à l'W l'Orient Andin s'enfouissaient vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la fosse à ophiolites de l'Occident Andin. Il est donc logique que des montées magmatiques aient eu lieu là et non pas ailleurs, et il apparaît normal que le magma originellement basique ait été contaminé lors de sa montée à travers le socle hercynien sialique, pour donner enfin les diorites névadiennes.

D'autre part le schéma proposé permet aussi d'expliquer le manque de sédimentation crétacé inf. à la partie nord du Haut Magdalena par un simple glaciais plongeant vers l'W, sans avoir recours à des courants-balais, assez

*Evidemment cette manière de voir entraîne comme conséquence un âge tithonique pour le début de la sédimentation de la Formation Tambor, considérée jusqu'ici, mais avec doute, des fossiles existant seulement à sa partie la plus élevée, comme valanginienne-hauterivienne. La même remarque peut d'ailleurs être faite en ce qui concerne la Formation Rio Negro des bassins de Machiques (Perijà) et d'Uribante. La Formation Rio Negro est continentale, varie énormément d'épaisseur (quelques centaines de mètres à 1500 m) et s'est déposée dans des régions affectées par des mouvements névadiens qui semblent analogues en tout à ceux de la partie médiane de la Vallée du Magdalena avec des failles et des blocs orientés nettement NE-SW. Elle a été considérée jusqu'ici comme d'âge néocomien seulement en raison de sa position stratigraphique sous le Barrémien marin. (Si ceci est vrai, il s'ensuit que la corrélation des Formations Rio Negro et Palanz des figures 66 et 67, p. 212 et 213, que j'ai voulu établir sur des bases essentiellement stratigraphiques pour aboutir à des conclusions géodynamiques, ne serait pas valable, mais bien celle entre les formations postnéocomiennes, ainsi que l'essentiel des conclusions tirées).

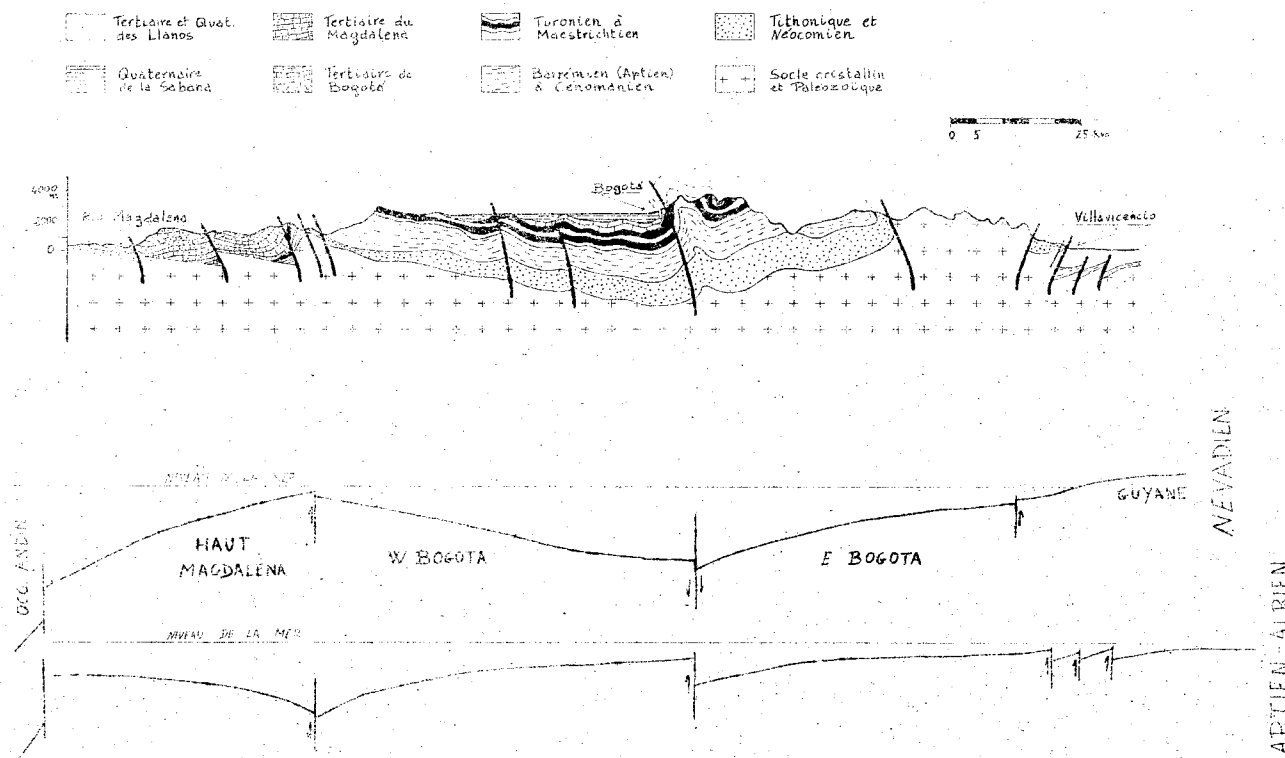


Fig. 154. Coupe géologique simplifiée de la Cordillère Orientale à la latitude de Bogotá et schémas paléotectoniques montrant l'évolution de cette région au Névadien et à l'Aptien-Albien respectivement. (La coupe géologique s'inspire de celle publiée par E. HUBACH en 1933). N.B. L'échelle verticale est arbitraire et exagérée. Je rappelle que dans le bassin de Bogotá la sédimentation a eu lieu toujours dans des conditions de faible profondeur, néritiques, lagunaires, marécageuses.

improbables ici où le Haut Magdalena se termine contre les terres du Carare. Et il fournit une barrière naturelle au domaine de faible profondeur du bassin de Bogotà.

Pour terminer ce paragraphe, il reste à dire qu'à partir de ce moment (grosso modo limite Jurassique-Crétacé) se précisent certaines unités structurales destinées à jouer un rôle constant par la suite. Il s'agit de certains massifs hercyniens qui, travaillant incessamment à la surrection, viennent constituer des dorsales et des barrières entre différents bassins crétacés et sont le siège d'une sédimentation nulle ou réduite, voire de véritables zones émergées. Ce sont :

- le Massif de Santander : barrière entre les bassins de Bogotà et de Barco et celui du Carare ; siège d'une sédimentation crétacée réduite et de faciès souvent intermédiaire entre ceux de Bogotà et du Carare ; les variations de faciès et d'épaisseur du Crétacé surtout à sa bordure W (fig. 53, p. 186) sont brusques et indiquent qu'il s'opposait à la subsidence générale par une surrection surtout le long de la faille de Bucaramanga ; probablement il comporte de temps à autre des îlots émergés ; il maintient une vocation à la surrection en action depuis au moins le Carbonifère.

- le Massif de San Lucas : barrière occidentale du bassin du Carare et entre celui-ci et la fosse de l'Occident Andin ; au Crétacé il constitue, dans une plus ou moins grande mesure, une zone émergée ; sa tendance à la surrection est constante mais douce et régulière ; le Crétacé s'amincit progressivement vers sa bordure est (fig. 153), mais on peut penser qu'à l'W il était limité par un escarpement plus brutal ; lui aussi suit une vocation à la surrection déjà déclarée au Trias.

- le Massif de Santa Marta : comme celui de San Lucas, il est au Crétacé une terre émergée et sur sa bordure SE la mer crétacée colombienne a une de ses rives ; sa limite occidentale se place sur la limite orientale de l'antique ride axiale du domaine calédonien, où se prolonge la faille de Bucaramanga ; encore une fois une vocation de longue date à la surrection, déjà manifestée au Cambro-Ordovicien ; la faille E-W de Oca, qui le limite actuellement au Nord, commence probablement à fonctionner dès le Névadien parallèlement à celles qui limitent la fosse (Surco) de la Guajira et sépare ce massif de la plateforme caribe.

- le Massif de la Guajira : morcelé par des failles E-W qui encadrent sa fosse (Surco)*, le Massif de la Guajira constitue aussi une zone côtière de la mer crétacée colombienne, mais localement il est envahi par elle (Punta Espada).

- le Massif d'Ibagué-Paez : à vrai dire l'existence de cette barrière est loin d'être démontrée, mais elle est suggérée par le fait que les séries crétacées (Aptien à Maestrichtien) sont plus réduites que celles des autres par-

* Je souligne en passant que ces failles ne sont pas plus transversales par rapport aux structures qu'elles affectent, que celles dont j'ai parlé plus haut : le Massif de la Guajira (massif calédonien) a lui aussi une direction tectonique E-W.

ties du Haut Magdalena et par l'analogie d'évolution pétrographique avec le Massif de San Lucas.

- le ou les Massifs de Merida : les variations d'épaisseur du Crétacé de part et d'autre de ce massif (O. RENZ, 1959), ainsi que le fait qu'il sépare le bassin de Barco (Maracaïbo) de celui d'Uribante, obligent à penser que ce massif maintient aussi au Crétacé une tendance plus ou moins constante à la sur-
rection, déjà manifestée au Trias (?).

NEOCOMIEN (fig. 136).

Au Néocomien ont lieu des modifications paléogéographiques, mais non pas structurales. Suivant le canevas dessiné au Névadien, la mer envahit une grande partie de l'Orient Andin. La transgression a lieu au Valanginien à la Guajira (Plateforme et Punta Espada), à l'Hauterivien dans le bassin du Carare. A la Guajira la mer néocomienne venait vraisemblablement du NE, dans le bassin du Carare plus probablement du S, étant donné que dans les massifs de Machiques (Perijà), d'Uribante et de Barco-Maracaïbo les conditions marines ne se réalisent qu'au Barrémien. J'ai déjà longuement discuté de la stratigraphie et des caractères géodynamiques des différents bassins crétacés (chap. XX), de telle sorte que je n'ai pas besoin de revenir sur ce point. Je rappelle seulement que chacun de ces bassins se différencie de son ou de ses voisins, non pas tellement par une plus ou moins grande profondeur, mais surtout par l'importance de sa subsidence.

Les traits névadiens continuent à jouer un rôle : ainsi les isopaques du Crétacé du bassin du Carare, reconstruites par H. BURGL (communication privée), suivent l'allure des cassures névadiennes. Dans l'Occident Andin aucune modification n'intervient, ni dans la structure ni dans les faciès qui s'y accumulent.

BARREMIEN (fig. 137).

Du point de vue structural, au Barrémien a lieu une seule modification, qui affecte l'Orient Andin. Le môle de Maracaïbo, resté stable depuis au moins le Cambro-Ordovicien et autour duquel s'étaient disposés les cordons orogéniques calédoniens et hercyniens du NE, s'affaisse et devient une plateforme marine. Sur cette plateforme cependant a lieu au Crétacé une sédimentation réduite par rapport à celles des fosses de Machiques et d'Uribante qui la bordent. La structure qu'on a alors sur une transversale allant de la Mer des Caraïbes (Massif de Santa Marta) au Continent de Guyane est celle indiquée sur la fig. 155. Cette figure n'a pas besoin de commentaires, il s'agit d'un cas tout à fait analogue à celui, déjà discuté, de la partie médiane de la vallée du Magdalena. Il est utile cependant de signaler que ce schéma paléotectonique rend compte de celui, plus élémentaire, établi sur des bases essentiellement stratigraphiques le long de la même ligne, p. 214 (fig. 68 b). Il rend compte aussi de l'existence des massifs hercyniens en bordure de la chaîne de Perijà. Un reflet des mouvements du môle Maracaïbo se trouve dans le bassin du Carare, à proximité de la faille de Boyacà, où à la limite Hauterivien-Barrémien ont lieu des variations bathymétriques avec même des émer-
sions,

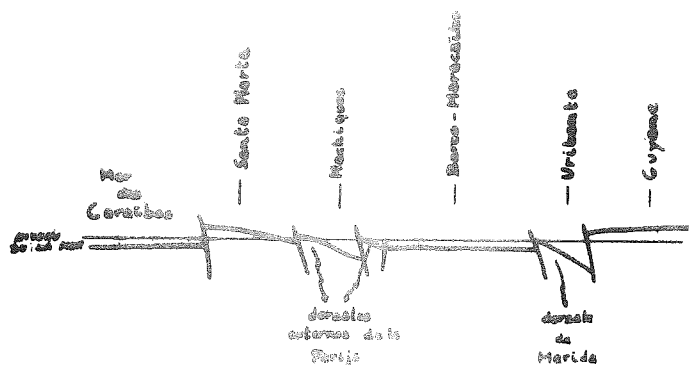


Fig. 155. Schéma structural de la partie nord de la Colombie entre la Mer des Caraïbes et le Continent de Guyane, au Barrémien.

de telle sorte que le Barrémien du Carare est là évaporitique^{*}, et aussi dans une zone de subsidence qui se dessine à travers le Massif de Santander. Du point de vue paléogéographique, il faut noter aussi qu'au Barrémien la mer envahit également les bassins de Machiques (Perija) et d'Uribante.

APTIEN-ALBIEN (fig. 138).

La limite Aptien-Albien est un moment de grands bouleversements; aussi bien dans l'Occident que dans l'Orient Andin, mais surtout dans le premier. Une grande partie de la fosse occidentale à ophiolites et de ses deux branches méridionales est alors affectée par un plissement, un métamorphisme (avec localement une granitisation syncinématique) et une granitisation post-tectonique (Diorites Andines); finalement elle se soulève devenant au Nord une, et au Sud deux dorsales ou précordillères, avec au moins des îles émergées.

Le plissement aptien-albien de l'Occident Andin est de type isoclinal et il est accompagné par le développement d'une schistosité de plan axial, devenant pendant le métamorphisme une foliation. Actuellement la schistosité (foliation) plonge assez régulièrement des deux côtés des précordillères vers leurs plans de symétrie. Cependant il n'est pas prouvé que ceci soit la dis-

^{*} Je mentionnerai aussi que dans l'Aptien inf. de cette région, lithologiquement mal distingué du Barrémien, ont été trouvées des faunes de grands reptiles, ce qui confirme l'existence de ladite émergence.

position originelle. La tectonique tertiaire est en effet intervenue. Elle se traduit très souvent par un éventail de failles dont la direction est parallèle à celle du plan de symétrie des précordillères et le plongement, au moins dans la partie visible, tel que, s'il se poursuivait de la même manière en profondeur, elles devraient converger dans une ligne dudit plan de symétrie, donc par des failles parallèles aux plans de schistosité dans leur disposition actuelle. Il est par conséquent vraisemblable que cette disposition ait été acquise au Tertiaire. Pour fixer les idées, je considérerai alors qu'à l'Aptien-Albien cette schistosité était plus ou moins verticale, d'autant plus qu'elle est encore plus proche de la verticale à la partie axiale des précordillères, où le sont aussi les fractures récentes.

En même temps l'ancienne ride axiale de l'Occident Andin s'efface et devient une zone de subsidence où de nouvelles montées basiques (ophiolites) et des sédiments détritiques et calcaires (réduits) vont s'accumuler jusqu'au Paléocène. La même destinée suit la plateforme (ou région des hauts-fonds) occidentale, qui devient aussi une zone d'accumulation de roches basiques et de sédiments. Ces deux zones se fondent d'ailleurs en une seule, se réunissant au Sud de la terminaison méridionale de la précordillère occidentale. Au-delà de la terminaison nord de la nouvelle unité structurale qu'est la dorsale aptien-albien, la fosse persiste comme telle. Mais il est impossible de prouver ma conviction qu'en raison de la liaison de cette fosse avec celle des Petites Antilles, dont je parlerai plus loin, là aussi, ainsi qu'au Sud de la dorsale, des montées ophiolitiques continuaient. La plupart de ses affleurements sont constitués par du Tertiaire inf. marin et peut-être par du Crétacé supérieur calcaire.

A l'Albien, à l'W de la zone axiale de la précordillère orientale, a lieu une sédimentation clastique à fossiles marins et végétaux, nourrie par l'érosion des îlots de cette dorsale. Dans l'Orient Andin, le principal événement contemporain est la transformation de la plus grande part de la plateforme (hauts-fonds ?) Haut Magdalena en un bassin sédimentaire^{*}. Ceci dépend certainement de la surrection des précordillères occidentales, qui défendent le Haut Magdalena des courants violents. Mais les faciès crétacés du Haut Magdalena sont, comme ceux du bassin de Bogotà auxquels ils ressemblent, d'une profondeur finalement réduite. Il faut donc admettre aussi dans le Haut Magdalena le déclenchement concomitant d'une subsidence destinée à se poursuivre. Comme le montre la comparaison des épaisseurs globales des séries stratigraphiques contemporaines des deux bassins, la subsidence du Haut Magdalena est toutefois plus faible que celle du bassin de Bogotà. Cependant cette subsidence, ainsi que la sédimentation généralisée qui se réalisent à l'Albien sont précédées à l'Aptien par l'apparition de sédimentations restreintes. Celles-ci se trouvent à proximité et sur la dorsale d'Ibagué-Paez, ainsi qu'aux environs du massif hercynien de Prado-Dolores. Ces secteurs limités échappaient-ils à l'Aptien au domaine des grands courants balayant la plateforme, ou étaient-ils

^{*} Echappe à cette transformation la partie tout à fait NW du compartiment où le Crétacé manque et le socle cristallin est directement recouvert par du Tertiaire (voir fig. 149).

déjà affectés par une subsidence précoce ? En raison de ce que j'ai dit sur la structure névadienne du Haut Magdalena, qui aurait été analogue à celle de la transversale San Lucas-Santander (fig. 141), j'incline vers la première hypothèse. Elle permet au moins d'expliquer d'une façon simple les relations géométriques de l'Aptien de l'Orient et de l'Occident Andin, qu'on observe le long d'une coupe passant par le secteur d'Avirama du Massif du Paez et le Massif de Prado-Dolores. Sur une telle coupe (fig. 156 a), l'Aptien des deux épaules de la vallée du Magdalena (Prado-Dolores et Paez) est séparé par une vaste zone où le socle cristallin et le Giron sont couverts directement par l'Aptien (Neiva, fig. 37, p. 137), alors que l'Aptien du Paez (Avirama, fig. 65, p. 209) est en continuité avec l'Aptien encore en partie calcaire, mais plissé, et boudiné par le développement d'un plissement isoclinal et d'une schistosité, de l'Occident Andin (fig. 156 b).

Quoi qu'il en soit, il faut encore souligner que l'Aptien et l'Albien du Haut Magdalena (Payandé, Prado-Dolores) ne sont pas séparés par une discordance. Ce fait, s'il ne confirme par l'interprétation adoptée ci-dessus, ne s'y oppose pas non plus, la naissance d'une subsidence n'étant pas nécessairement accompagnée d'un plissement, surtout si elle affecte une plateforme dans l'ensemble rigide.

Ailleurs dans l'Orient Andin les mouvements aptien-albien se révèlent la part du temps par des changements de faciès assez brusques, dont l'exemple le mieux connu est celui des grès de la Formation Une du bassin de Bogotà. Des arrêts momentanés de la sédimentation et des rajeunissements de l'érosion avec attaque du socle ont lieu aussi. Il arrive également que des discordances locales se produisent dans des zones instables, comme celle de la faille de Boyacà par exemple (voir fig. 50, p. 179). Cependant il faut ajouter qu'à ce moment probablement a lieu aussi une transgression sur l'ancien continent de l'Est, qui devient alors une plateforme marine, tout comme celle de Maracaïbo.

La plupart de ces observations sont résumées sur la fig. 157. A propos de celle-ci je dois rappeler qu'il s'agit d'une schématisation surtout en ce qui concerne la paléogéographie des précordillères. Elles comportaient certainement des îles, mais la plupart du temps elles ne constituaient pas de barrières continues empêchant la circulation des eaux océaniques. Ceci est nettement prouvé par les faunes, d'ammonites et de foraminifères du Crétacé de l'Orient Andin et aussi par ses cherts. La source de ces derniers est très probablement à rechercher dans les émissions volcaniques de l'Occident Andin, d'où ils auraient été transportés par des courants. Il est toutefois possible qu'à la latitude du Massif de San Lucas (fig. 157, coupe A-A'), il y avait vraiment des terres émergées. En effet on trouve là des traces manifestes d'une pénéplanation ayant affecté aussi bien la partie est du Massif de San Lucas que la région de la précordillère, mais non pas les régions avoisinantes.

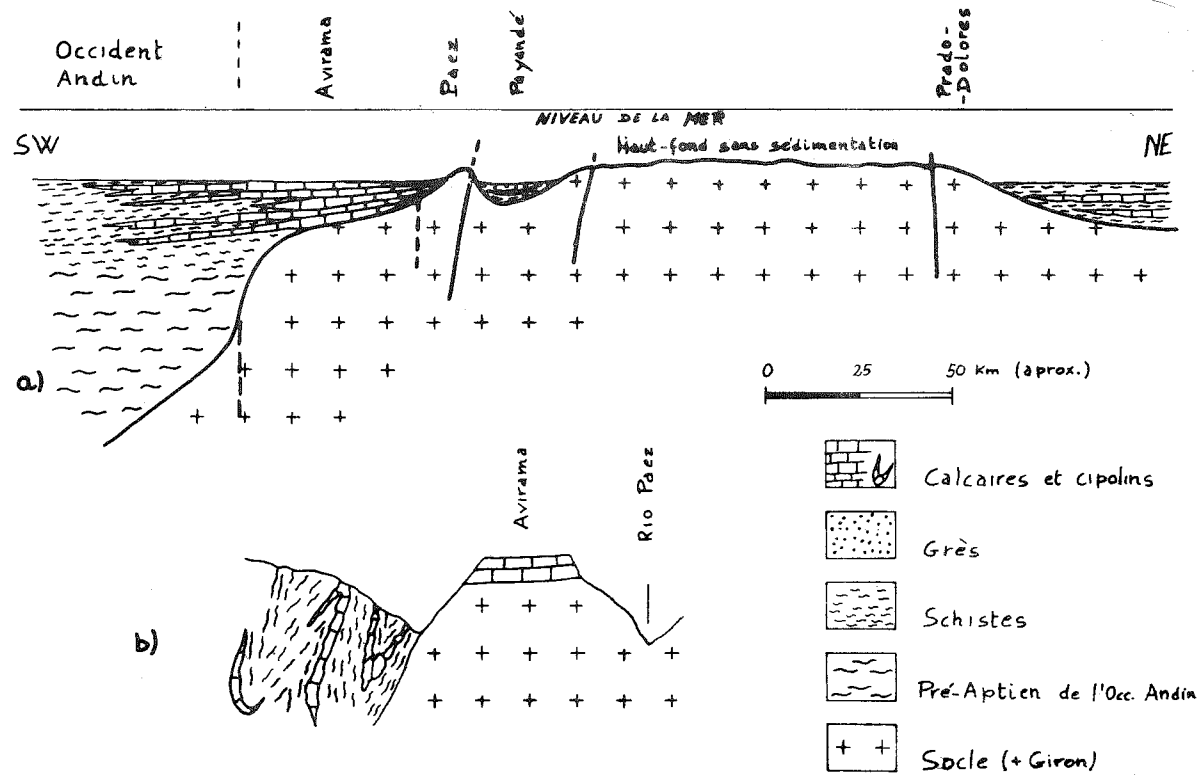


Fig. 156. Le schéma (a) montre une interprétation possible de la structure aptienne du Haut Magdalena et de la partie orientale de l'Occident Andin, ainsi que les différents faciès aptiens, selon une coupe passant par les Massifs de Prado-Dolores et du Paez (Avirama). Le schéma (b) montre l'évolution différente de l'Aptien dans le Haut Magdalena et dans l'Occident Andin lors des mouvements aptien-albien. Dans l'Orient Andin (Avirama), l'Aptien reste intact, alors qu'à côté, dans l'Occident Andin, il est affecté par un plissement isoclinal, par une schistosité et par un métamorphisme.

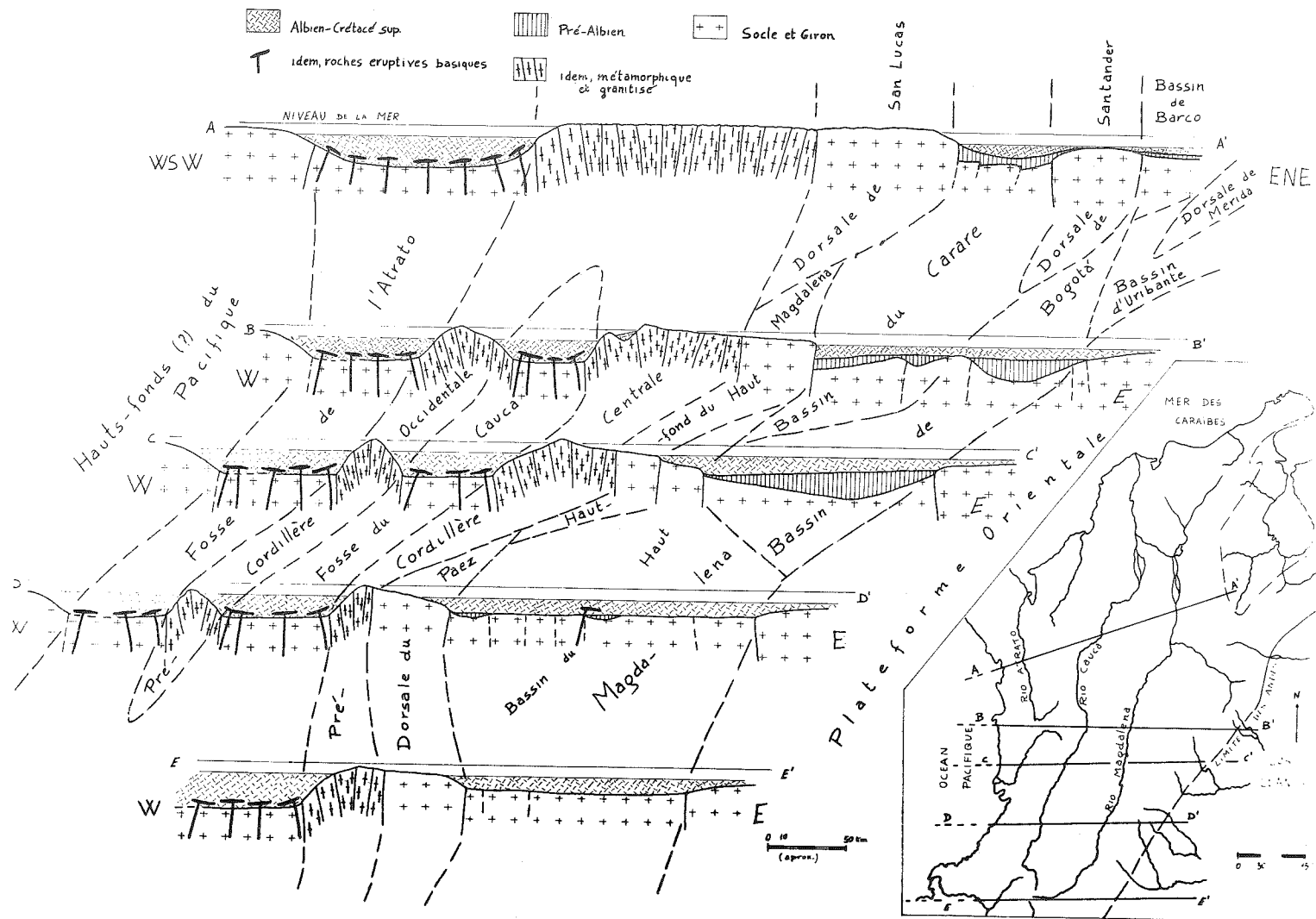


Fig. 157. Coupes paléotectoniques séries montrant la structure des Andes colombiennes après les mouvements aptien-albien.

CENOMANIEN A MAESTRICHTIEN INF.

C'est dans l'ensemble une période de calme pendant laquelle les unités structurales définies à l'Aptien-Albien ne subissent pas de modifications. Cependant H. BURGL (1961) a montré que dans l'Orient Andin débutent déjà au Sénonien les mouvements du développement desquels dépendront les structures andines tertiaires. En effet cet auteur a mis en évidence : que l'épaisseur du Sénonien n'est pas constante à l'intérieur d'un même bassin crétacé (dans le cas particulier le bassin de Bogotà) ; que des hiatus stratigraphiques locaux ont eu lieu au Campanien et au Santonien ; que les axes des isopaques minima du Sénonien coïncidence avec les axes des bassins tertiaires. Bien que cela soit loin d'être prouvé, le fait que ces mouvements sénoniens (appelés sub-hercyniens par H. BURGL) n'ont pas donné lieu à des discordances amène à penser qu'il s'agissait encore de basculements de même type que ceux discutés plus haut.

MAESTRICHTIEN SUP. ET PALEOCENE (fig. 139).

Une régression a lieu alors dans l'Orient Andin. Au Maestrichtien sup. (que de ce fait on rattache d'habitude au Tertiaire) la mer se retire des bassins de Bogotà, du Haut Magdalena, de Barco et, semble-t-il, de la Plateforme Orientale. Au Paléocène la sédimentation devient continentale aussi dans le bassin du Carare. A partir de ce moment toute communication marine entre l'Occident et l'Orient Andin est coupée. Probablement cette modification est une conséquence aussi des mouvements sénoniens (dont, selon H. BURGL, 1961, et Th. VAN DER HAMMEN, 1960, dépendrait le faciès souvent gréseux du Maestrichtien sup.). Même si de véritables discordances manquent, on peut en voir une preuve dans le fait que dans les bassins tertiaires de la Cordillère Orientale (Bogotà, Boyacà) les zones d'accumulation de sédiments sont disposées parallèlement aux cassures névadiennes et plus anciennes, qui ont déjà contrôlé la sédimentation crétacée.

Ailleurs persistent les conditions et la sédimentation (et dans l'Occident Andin les montées basiques) qui caractérisaient le Crétacé sup., mais non entièrement. La partie apicale nord de l'ancien haut-fond du Haut Magdalena, restée un haut-fond au Crétacé sup., devient un bloc soulevé au moment de la sédimentation maestrichtien sup.-paléocène : elle se rapproche donc davantage de la dorsale centrale. D'autre part certaines zones de cette dorsale (Sud d'Ibagué : Payandé, Chaparral) s'effondrent en donnant lieu à des bassins tertiaires. Il semble possible aussi que certains massifs de la Cordillère Orientale, les Massifs de Garzon, de Prado-Dolores et la partie sud du Massif de Quetame, commencent dès lors à se soulever et qu'à partir de ce moment une paléo-vallée du Magdalena se dessine, suivant encore une fois des lignes de cassures déjà déterminées au Névadien et probablement auparavant.

PALEOCENE-EOCENE (fig. 140).

Entre le Paléocène et l'Eocène ont lieu des mouvements tectoniques importants aussi bien dans l'Occident que dans l'Orient Andin (Phase Pré-Andine I de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). Dans l'Occident Andin, les roches de la fosse à ophiolites (Albien à Paléocène en bordure des précordillères crétacées, mais Trias sup.-Aptien + Albien-Paléocène au S de la précordillère occidentale) sont plissées et soulevées, avec mise en place de diorites. On a ainsi formation d'anticlinoria très allongés et étroits en bordure des précordillères crétacées, le long de la côte atlantique de l'isthme de Panama et sur la prolongation sud de la précordillère occidentale. Ces anticlinaux apparaissent comme de nouvelles unités structurales et paléogéographiques, puisqu'ils se soustraient au domaine marin. Mais à ces plissements les précordillères réagissent comme des corps indurés, rigides. Des cassures les séparent des anticlinoria situés de part et d'autre. Mais à la terminaison sud de la précordillère occidentale les deux anticlinoria qui la bordent à l'E et à l'W, ainsi que les failles qui les en séparent, s'amortissent progressivement et sont relayés par un seul anticlinorium dont l'axe prolonge celui de la précordillère. Vers le Sud cette nouvelle unité structurale ne comporte pas seulement des roches albien-paléocène, mais également la série trias sup.-aptien. En effet dans cette région, non affectée par l'érection de la précordillère, la fosse a fonctionné sans discontinuité depuis le Trias sup.

A la fin de ces mouvements prend naissance le bassin tertiaire de Cali, à régime nettement continental, sauf à l'Oligocène où l'on y trouve quelques incursions marines éphémères. Par contre, à l'W des anticlinoria occidentaux persistent des conditions marines. Des laves basiques s'y accumulent encore. Dans la branche N de la fosse les émissions basiques s'arrêtent, mais il n'y a ni plissement, ni soulèvements. Dans l'Orient Andin ces mouvements se traduisent tantôt par des discordances, qui sont suivies normalement par des dépôts grossiers, gréseux et conglomératiques, tantôt simplement par l'apparition soudaine de niveaux gréseux ou conglomératiques. Dans la Cordillère Orientale, la discordance Paléocène-Eocène est nette dans le bassin de Boyacà, où elle est suivie par les conglomérats de la Formation Picacho, mais n'apparaît pas dans celui de Bogotà. Là les mouvements de cet âge sont révélés seulement par l'apparition des grès Lenguazaque.

Dans la vallée du Magdalena également, cette discordance est manifeste dans le bassin du Carare, où elle est recouverte par les dépôts grossiers de la Formation La Paz, mais elle manque dans le bassin du Haut Magdalena, où cependant apparaissent alors les conglomérats de la Formation Gualanday inferior^{**}. Dans le bassin de Barco, la discordance n'est que locale, mais le

^{**} Après ce que j'ai dit sur les relations génétiques entre les cassures névadiennes et plus anciennes et les zones de sédimentation tertiaires, il serait intéressant de contrôler si des relations existent aussi entre les faciès, les épaisseurs, la présence et l'absence des discordances tertiaires et l'orientation de ces mêmes cassures dans les différentes régions. On peut déjà noter que la discordance paléocène-éocène apparaît seulement là où les cassures anciennes sont plus nettement orientées NE-SW. Compte tenu de ce que j'ai dit

changement de faciès entre les schistes paléocènes et les grès éocènes est net et général. Dans la vallée du Cesar les conditions marines se terminent alors, de telle sorte que l'Eocène y est continental et houiller. A la Guajira il semble que les mouvements dont il s'agit ont produit une émergence générale et pendant l'Eocène inf. et moyen cette presque île a été une terre soumise à l'érosion.

EOCENE MOYEN - EOCENE SUPERIEUR (fig. 141).

De nouveaux mouvements ont lieu entre l'Eocène moyen et l'Eocène sup. (Phase Pré-Andine II de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). Ils affectent principalement le compartiment à l'W des anticlinoria occidentaux de l'Occident Andin. Là le bassin de l'Atrato-San Juan prend alors naissance où, en discordance probable sur les roches effusives basiques (Albien-Eocène moyen), se dépose alors le Groupe du Pacifique (Eocène sup.-Oligocène). Les émissions basiques marines ne continuent dès lors qu'en correspondance de l'axe de la Cordillère de la Côte. Dans l'Orient Andin l'effet de ces mouvements est reconnaissable dans la discordance qui existe à la base de l'Eocène moyen, c'est-à-dire au toit de la Formation Picacho, dans le bassin de Boyacà, alors que dans le bassin de Bogotà ils se révèlent seulement par l'apparition des grès Regadera. A la Guajira a alors lieu une transgression, venant du Nord.

EOCENE SUPERIEUR - OLIGOCENE (fig. 142).

Une discordance angulaire sépare l'Eocène de l'Oligocène dans le bassin du Carare. Elle devient une simple discordance intraformationnelle dans le Haut Magdalena et manque entièrement dans les bassins de Bogotà, de Boyacà et de Barco. A la Guajira on a alors un morcellement de la dorsale : on trouve de l'Oligocène marin soit au N, soit au S de celle-ci, ces deux zones étant reliées par deux chenaux transversaux, le chenal de Castilletes à l'W, le chenal de Cosinas à l'W. A l'Oligocène une courte incursion marine affecte les bassins de Barco, Boyacà et Bogotà. Aucune modification n'intervient dans l'Occident Andin.

OLIGOCENE MOYEN ET OLIGOCENE SUPERIEUR (fig. 143).

Au début de l'Oligocène moyen un plissement affecte la fosse marine occidentale à roches basiques. Un soulèvement a lieu en correspondance de la Cordillère de la Côte, qui devient une dorsale ou une précordillère. Ceci est au moins indiqué par le fait que la sédimentation s'y arrête jusqu'au Miocène et que lorsqu'elle reprend elle est marine à l'W, mais saumâtre à l'E de cette unité.

au chapitre XXVIII à propos des épaisseurs et des faciès de cet âge dans les bassins Carare, Haut Magdalena, Boyacà et Bogotà, on pourrait penser que les mouvements en question ont produit un basculement vers l'W du domaine septentrional (Boyacà, Carare) et un basculement contraire (qui pourrait être en fait une accentuation de la structure crétacée) au S (Haut Magdalena, Bogotà).

A la fin de l'Oligocène moyen d'autres mouvements tectoniques importants ont lieu (Phase Proto-Andine de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). Dans l'Occident Andin prennent alors naissance les bassins continentaux d'Antioquia-Caldas et du Patia, tandis que dans le bassin de Cali la Formation Cauca medio (Eocène sup.-Oligocène moyen) est plissée et ainsi séparée par une discordance de la Formation Cauca superior (Oligocène sup.-Miocène basal). Dans l'Orient Andin un plissement affecte alors les bassins de la Cordillère Orientale, Bogotà et Boyacà. Les régions correspondantes sont alors soulevées en une sorte de bombement, de telle manière que la sédimentation s'y arrête, pour ne reprendre qu'au Pliocène. Dans les bassins de la Vallée du Magdalena, on ne connaît pas de véritables discordances. Cependant les mouvements de cet âge y sont reconnaissables du fait que dans le bassin du Haut Magdalena l'Oligocène sup. (Formation La Cira) repose non seulement sur l'Oligocène moyen, mais aussi directement sur le Crétacé ; et que dans le bassin du Carare l'Oligocène sup. (Formation Colorado) débute par un épais conglomérat.

A l'Oligocène sup. s'effectue aussi une transgression marine sur toute la région atlantique au Nord des cordillères et entre le Massif de Santa Marta à l'E et l'isthme de Panama à l'W. Le régime marin continue là pendant le Miocène. Oligocène sup. et Miocène reposent en discordance sur le Tertiaire inf. en correspondance de la fosse axiale, directement sur le socle ancien ailleurs.

OLIGOCENE SUPERIEUR - MIOCENE (fig. 144).

C'est la Phase Eu-Andine I de Th. VAN DER HAMMEN (1960). Une forte discordance angulaire sépare l'Oligocène sup. (plus parfois le Miocène basal ?) du Miocène dans les bassins d'Antioquia-Caldas, de l'Atrato-San Juan, du Haut Magdalena et du Carare. Un volcanisme très important commence alors, soit dans le bassin d'Antioquia-Caldas, soit et surtout en correspondance de l'axe de la Cordillère Centrale. En effet tant les formations miocènes d'Antioquia-Caldas que celles de la vallée du Magdalena (Honda, Real) sont essentiellement constituées de matériaux volcaniques, avec cette différence que les premières contiennent des couches de laves alors que les deuxièmes ne renferment que des galets andésitiques et des produits pyroclastiques.

Dans le bassin de Cali la discordance Oligocène sup.-Miocène est moins marquée, cependant le volcanisme lié aux mouvements de cet âge y a lieu, et des rhyolites et des dacites miocènes (Formation La Paila inferior) se déposent sur l'Oligocène sup. Au cours du Miocène (grosso modo Miocène inf.-Miocène moyen), une phase successive de mouvements a lieu dans ce bassin, qui, selon Th. VAN DER HAMMEN (1960), serait traduite par l'arrivée des conglomérats dans la Formation La Paila superior (Phase Eu-Andine II de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). Cette phase n'est pas reconnaissable en dehors du bassin de Cali.

Dans le bassin du Patia la discordance Oligocène sup.-Miocène n'est pas reconnaissable, mais au Miocène moyen (s.l.) des montées volcaniques ont lieu dans ce bassin aussi. A la fin de l'Oligocène la sédimentation se termine dans le bassin de Barco : on peut penser que ceci est dû aux mouvements dont il s'agit, qui auraient soulevé cette région en une sorte de bombement, analogue à celui qui a intéressé entre l'Oligocène moyen et l'Oligocène sup. les bassins de Bogotà et de Boyacà. A la Guajira a lieu alors une surrection de

la partie axiale de la presqu'île, laquelle au Miocène constitue une barrière entre un bassin marin du N et du NE, se prolongeant à l'W en bordure du Massif de Santa Marta, et un bassin du S et du SE évaporitique.

Sur la bordure pacifique, la dorsale qu'était alors la Cordillère de la Côte sépare au Miocène un domaine marin à l'W, où une petite transgression a lieu, d'un domaine saumâtre à l'E (bassin de l'Atrato-San Juan).

En somme les grandes unités morphologiques des Andes colombiennes (Cordillère de la Côte, vallées de l'Atrato-San Juan et plaine pacifique, Cordillère Occidentale, vallées du Cauca-Patia, Cordillère Centrale, vallée du Magdalena, Cordillère Orientale, Plaines Orientales) sont déjà figées dans les unités structurales qui se déterminent avec les mouvements oligocène sup.-miocène (Phase Eu-Andine I de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). On a en effet alors d'W en E : une précordillère ou dorsale de la Côte, une zone synclinoriale de l'Atrato-San Juan-Tumaco, une précordillère Occidentale (précordillère crétacée + anticlinoria paléocène-éocène), une zone synclinoriale du Cauca-Patia, une précordillère Centrale (précordillère crétacée + anticlinorium paléocène-éocène), une zone synclinoriale du Magdalena, une précordillère Orientale, une zone basse Orientale. Je souligne en particulier que la sédimentation tertiaire de l'Orient Andin est alors restreinte à la vallée du Magdalena et ses variantes (et qu'elle a lieu aussi sur le dernier morceau du bloc qui était au Crétacé le Haut-Fond du Magdalena), alors qu'auparavant elle intéressait aussi au moins une grande partie de la Cordillère Orientale. Dans celle-ci les massifs anciens du Sud affleurent alors certainement et ainsi, le Miocène se dépose directement à leur bordure, voire dans des fosses (grabens) ayant pris naissance à l'intérieur de leurs corps.

Mais je dois aussi souligner que ceci ne veut pas dire qu'il y avait dès lors de grandes différences de relief entre ces différentes unités structurales : l'étude des fossiles pliocènes montre exactement le contraire. Avant la fin du Miocène (en gros : Miocène moyen-Miocène sup.), un nouveau plissement a lieu (Phase Eu-Andine III de Th. VAN DER HAMMEN, 1960), qui affecte seulement le bassin du Patia. Là une discordance sépare le Groupe El Bordo (Oligocène sup.-Miocène moyen) de la Formation Galeon (Miocène sup.). Ces mouvements entraînent une réactivation du volcanisme, qui devient explosif, comme il est montré par les bombes et les lapilli contenus dans la Formation Galeon.

MIOCENE - PLIOCENE.

La dernière phase de mouvements tertiaires a lieu à la limite Miocène-Pliocène (Phase Eu-Andine IV de Th. VAN DER HAMMEN, 1960). Dans les bassins de l'Atrato-San Juan, de Cali et du Patia, ainsi que dans le synclinorium de la Vallée du Magdalena (Haut Magdalena, Carare), le Miocène est couvert en discordance par du Pliocène tuffacé ou volcano-détritique. Le début de l'activité volcanique andine s.str. date de ce moment et les volcans encore reconnaissables, voire actifs, de l'Occident Andin apparaissent alors, dont les produits couvrent de grandes surfaces aussi dans les cordillères (Zone de Pasto, secteur de Popayan). Tout le long des synclinoria centraux de l'Occident Andin (Patia-Cali-Antioquia-Caldas) et sur leurs bordures, se mettent alors en place des massifs microdioritiques de semi-profondeur (microdiorites pontien-

nes), qui traversent toutes les formations plus anciennes. Dans le bassin d'Antioquia-Caldas la sédimentation s'arrête. En correspondance des bassins tertiaires de la Cordillère Orientale (Bogotá, Boyacá), ainsi que dans celui de Barco, de nouvelles cuvettes de sédimentation se forment, où le Pliocène se dépose en discordance sur les formations tertiaires et crétacées. Dans la partie nord de Colombie on considère des terrasses de sédimentation comme appartenant à cet âge, mais aussi au Pléistocène. Le Pliocène colombien n'est pas plissé.

LA SURRECTION ANDINE.

Comme l'indiquent des restes fossiles végétaux de la région de Bogotá, le Pliocène colombien s'est déposé près du niveau de la mer, alors que dans la même région il se trouve actuellement à 2600 m au-dessus du niveau de la mer. La surrection andine est donc plus récente et elle peut être datée du Pléistocène, ou tout au plus du Pliocène terminal. En effet dans la même région de Bogotá, la Formation lacustre Sabana de cet âge est postérieure à ladite surrection et contemporaine au moins en partie des glaciations quaternaires des montagnes à l'W de Bogotá. Le Pliocène n'étant pas plissé, on doit considérer que cette surrection s'est faite par des mouvements essentiellement verticaux le long de grandes failles.

17 - ARCHITECTURE DES ANDES COLOMBIENNES.

Les éléments architecturaux.

Ainsi que l'a remarqué E. HUBACH (1934), il existe une nette opposition de style tectonique entre l'Occident et l'Orient Andin. Dans l'Occident Andin on a affaire à des unités géologiques et structurales allongées et continues sur des centaines de kilomètres, voire tout le long du compartiment. Les unités structurales d'âge différent s'y disposent parallèlement. C'est le style "linéaire" ^{*} d'E. HUBACH, conséquence selon cet auteur d'un tectonisme de forte intensité d'où dépend le développement des processus magmatiques et métamorphiques. Dans l'Orient Andin par contre, les unités géologiques et structurales sont discontinues dans le sens de l'allongement de la chaîne ("structure en damier"). Des unités structurales plus anciennes peuvent y être recoupées par de plus récentes. C'est le style "circulo-linéaire" d'E. HUBACH, ce terme traduisant bien l'existence d'unités structurales tantôt ellipsoïdales, tantôt allongées. Ce style est, selon E. HUBACH, la conséquence d'un tectonisme d'intensité plus faible que celui du cas précédent.

Mon interprétation diffère légèrement de celle d'E. HUBACH, en ceci : je considère que ces styles opposés sont essentiellement une conséquence des dimensions et de la forme des blocs de socle qui y jouent un rôle indépendant ; j'attribue aux failles une importance plus grande qu'E. HUBACH ; je tiens compte de l'âge mésozoïque des faciès normaux de la Cordillère Centrale dans son segment d'Antioquia-Caldas, alors qu'E. HUBACH les considérait, à tort, comme paléozoïques ou plus anciens.

Reprenant le modèle commode des courants de convection ^{**}, je pense que la zone axiale et principale de l'Occident Andin correspond à la partie axiale d'un tel modèle, l'Orient Andin à une zone latérale. Dans la première, les efforts sont maximum, continus, disposés de façon linéaire et par conséquent les éléments affectés de la croûte le seront aussi. Dans la deuxième ces efforts se décomposent facilement par suite de la naissance de mouvements tourbillonnaires et il en sera de même pour les éléments intéressés de la croûte. Aussi, dans le premier cas, les montées basiques seront de loin plus faciles que dans le deuxième, de même que les remontées de chaleur pouvant engendrer un métamorphisme.

Après ces précisions, je vais examiner, autant que possible d'Ouest en Est, les principaux éléments architecturaux des Andes colombiennes.

^{*} C'est en raison de ce style qu'elles présentent que j'ai pu, malgré le peu de données stratigraphiques, attribuer à l'Occident Andin les collines de Monteria.

^{**} J'insiste sur le fait que je prends ce modèle seulement comme un schéma pratique pour fixer les idées, sans nullement prétendre juger de sa valeur objective.

a) OCCIDENT ANDIN.

- La Cordillère de la Côte

La Cordillère de la Côte (E. HUBACH, 1934) est un élément linéaire à valeur anticlinale (ou anticlinoriale), comme il est montré par des affleurements crétacés au milieu du Tertiaire de sa partie axiale qui se trouve plutôt vers la côte pacifique. L'axe de cet anticlinal (ou anticlinorium) plonge en Colombie, depuis l'isthme de Panama vers le SSW. Toutefois cet axe plongeant sous le Pacifique est affecté d'ondulations importantes, dont la principale est celle qui fait réapparaître cette unité à l'île de Gorgona. Au N l'élément en question passe, toujours le long de la côte pacifique, au Panama, où après avoir décrit une courbe, elle disparaît aussi sous le Pacifique. Elle est donc parallèle aux contours du bloc de socle que j'ai plusieurs fois indiqué dans le Pacifique et qu'on y retrouve aujourd'hui sous forme d'un haut-fond (voir plus loin).

Comparé à celui de la Cordillère Occidentale et de la partie de la Cordillère Centrale appartenant à l'Occident Andin, la Cordillère de la Côte, avec ses ondulations, présente plutôt un style d'avant-pays. L'anticlinal (ou anticlinorium) de la Cordillère de la Côte est affecté par des failles (inverses ?) surtout sur ses bordures mais, semble-t-il, plus fortement à l'E qu'à l'W. Elles lui donnent la valeur d'un horst. Ces failles, qui induisent des plis, compliquent dans le détail la structure de la zone de séparation entre la Cordillère de la Côte et l'élément suivant ou synclinorium de l'Atrato.

- Le Synclinorium de l'Atrato

Cet élément comprend les plaines pacifiques du Patia, la vallée du Rio San Juan et la vallée de l'Atrato. Au Nord il ne suit pas le cours du Rio Atrato jusqu'à son embouchure, mais tourne vers le NW, dans l'isthme de Panama, par les vallées des Rios Chucunaque et Camazo. Il est probable d'ailleurs que la partie terminale du Rio Atrato dépend d'une capture récente.

Cet élément est rempli de sédiments tertiaires sans roches volcaniques et présente un plissement faible surtout dès qu'on s'éloigne des limites avec les unités environnantes, ce qui entraîne la grande extension de l'affleurement tertiaire sup. à sa partie centro-axiale. Il a une valeur synclinoriale mais, du fait qu'il est encadré par des failles, il peut également être regardé comme un graben.

- La Cordillère Occidentale

C'est un élément parfaitement linéaire, à valeur méganticlinoriale. Ses axes anticlinoriaux ne présentent pas d'ondulation importante tout au long du compartiment. Il comprend les éléments structuraux suivants.

A la partie axiale, un anticlinorium est constitué par des roches trias-aptien traversées par des diorites aptien-albien le long de son axe. Cette unité se confond au N du parallèle de la ville d'Antioquia avec l'anticlinorium de la Cordillère Centrale, pour disparaître avec celui-ci sous les plaines du Cauca-Magdalena. A l'W cette unité est bordée par un autre anticlino-



Zones stables : hauts-fonds, plateformes, môle des Llanos (ou de Guyane)

OCCIDENT ANDIN

ORIENT ANDIN



Anticlinorium de la Côte (Tertiaire inf. marin et volcanique ; Tertiaire sup. marin)



Massifs cristallins anciens et leur couverture Giron



Synclinorium de l'Atrato (Tertiaire inf. marin ; Tertiaire sup. saumâtre)



"Anticlinoria" de Giron



Anticlinoria albien-paléocène des Cordillères Occidentale et Centrale



Synclinoria crétacé-tertiaire inf. de la Cordillère Orientale et de Merida



Anticlinoria trias-aptien des Cordillères Occidentale et Centrale



Synclinorium Giron-crétacé-tertiaire de la Serranía de Perijá (les massifs paléozoïques latéraux ne sont pas représentés)



Anticlinorium trias-paléocène de la Cordillère Occidentale



Synclinorium tertiaire du Magdalena



Synclinorium du Cauca-Patia (Tertiaire continental et volcanique)



Zone du Cesar, intermédiaire entre le Massif de Santa Marta et la Serranía de Perijá



Anticlinorium tertiaire des Collines de Monteria

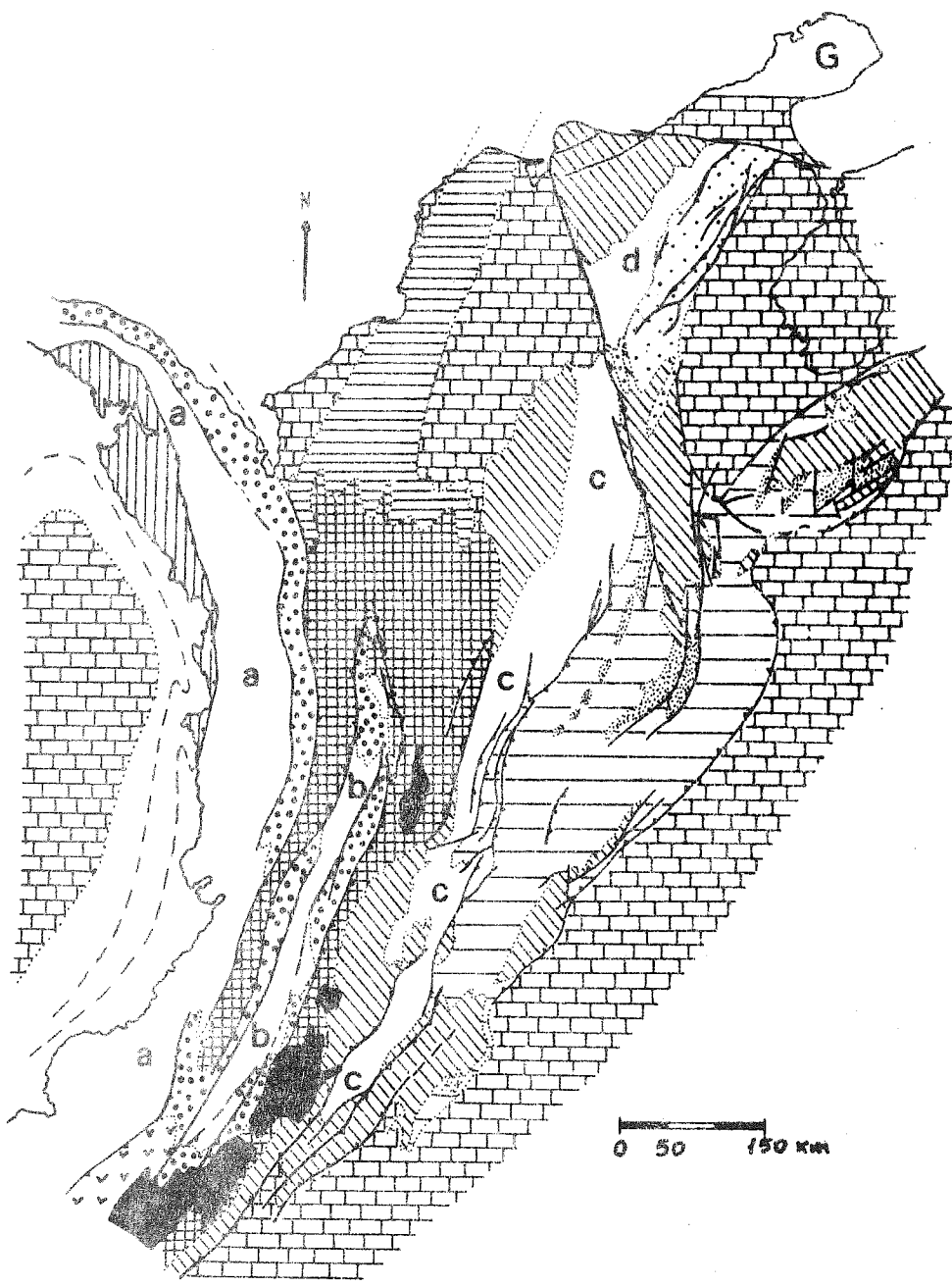


"Mosaïque de la Guajira" (voir fig. 78, p. 237)



Failles normales et inverses

Fig. 158. Schéma structural des Andes colombiennes



rium constitué de roches albien-paléocène traversées le long de l'axe par des diorites paléocène-éocène. Cette unité tourne, au N, vers l'isthme de Panama. A l'E se trouve un troisième anticlinorium, de constitution identique à celle de l'anticlinorium occidental, qui au N se termine à la latitude de la ville d'Antioquia en se confondant avec l'unité équivalente qui borde à l'W l'anticlinorium axial de la Cordillère Centrale. Au Sud ces trois anticlinoria fusionnent en un seul anticlinorium constitué finalement par des roches trias-paléocène traversées par des diorites paléo-éocènes, sur lequel se sont installés les volcans plio-quadernaires dont l'alignement se poursuit en Equateur.

La limite entre cet élément architectural et le synclinorium de l'Atrato est une importante zone de cassures, analogue à celle qui sépare le synclinorium de l'Atrato de la Cordillère de la Côte. La même chose se montre à sa limite orientale (Cordillère Occidentale - vallée du Cauca), sauf au N, où l'anticlinorium oriental se confond, pour disparaître en même temps que lui, avec celui, occidental et homologue, de la Cordillère Centrale.

Des cassures importantes séparent également les trois anticlinoria, l'anticlinorium central étant, en particulier, soulevé par des failles. Ces failles se présentent en surface comme inverses, divergeant à partir du plan axial de l'anticlinorium central. Par ailleurs le méganticlinorium est affecté dans sa totalité par des failles semblables, plongeant dans sa partie occidentale vers l'E et dans sa partie orientale vers l'W. Par conséquent cet élément architectural correspond, surtout dans sa partie médiane, à un méga-horst, dont la partie centro-axiale est encore un horst par rapport aux unités latérales.

- La Vallée du Cauca

Cet élément architectural comprend la vallée du Cauca s.str., la vallée du Patia et le bassin tertiaire d'Antioquia-Caldas. Il a une allure synclinoriale et une valeur de graben. Il est rempli de sédiments tertiaires continentaux et volcaniques affectés par des intrusions pontiennes. Ces roches sont doucement plissées en longues structures synclinales séparées par des anticlinaux plus étroits. Le plissement qui les affecte, tout en étant faible, est cependant plus accentué que celui du synclinorium de l'Atrato.

J'ai déjà fait mention de la nature de sa limite avec la Cordillère Occidentale. Sa limite orientale est de nature analogue, mais on y trouve plutôt une structure faillée en échelons, qui sépare l'élément Vallée du Cauca de l'anticlinorium occidental de l'élément Cordillère Centrale jusqu'au point où cet anticlinorium se réunit avec l'anticlinorium oriental de la Cordillère Occidentale. Là, la faille séparant Vallée du Cauca - anticlinorium occidental de la Cordillère Centrale disparaît, les masses de microdiorites pontiennes de Marmato se trouvant sur sa prolongation.

- La Cordillère Centrale

J'appelle élément architectural Cordillère Centrale la partie de cette Cordillère qui appartient à l'Occident Andin et qui présente un style tectonique linéaire, alors que je réserve le nom d'éléments Paez-San Lucas aux parties de cette cordillère qui appartiennent à l'Orient Andin et qui ont un style

circulo-linéaire. Cet élément architectural coïncide avec l'élément géographique Cordillère Centrale entre la latitude de Bogotà et celle de Medellin, alors que les parties NE (Serrania de San Lucas) et SE (Ibagué-Paez) de l'élément géographique Cordillère Centrale appartiennent à l'Orient Andin.

L'élément architectural Cordillère Centrale est, comme celui de la Cordillère Occidentale, un méganticlinorium sans ondulations importantes de son axe, mais il comporte seulement deux anticlinoria : à l'W un anticlinorium constitué de roches albien-paléocène, traversé par des diorites paléocène-éocène ; à l'E l'anticlinorium oriental, formé de roches trias-aptien (plus des écaillés de socle), traversées de diorites aptien-albien. Vers le Nord, l'anticlinorium occidental, je l'ai déjà dit, se confond avec son homologue, l'anticlinorium oriental de la Cordillère Occidentale ; vers le Sud il disparaît sous les formations volcaniques récentes de la région de Pasto (Nudo del Pasto), où peut-être il se fusionne avec l'anticlinorium oriental. Celui-ci se confond au N avec l'anticlinorium central de la Cordillère Occidentale, s'ouvre avec celui-ci en éventail et disparaît enfin sous les plaines du Cauca-Magdalena.

A l'Ouest cet élément architectural s'élève au-dessus de la Vallée du Cauca au moyen d'un système de failles en échelons, dont j'ai déjà parlé. Les deux anticlinoria formant le méganticlinorium sont eux aussi séparés par des failles inverses, plongeant vers l'E. A l'W de son axe, l'anticlinorium oriental est affecté par d'autres failles inverses, qui le découpent en blocs qu'elles soulèvent progressivement. En surface ces failles montrent un plongement vers l'E de plus en plus redressé, de telle sorte qu'elles donnent l'impression de se réunir sur le plan axial de l'anticlinorium.

La nature de la limite E de cet élément architectural, limite qui est celle entre l'Orient et l'Occident Andin, est variable. Dans le segment central, où l'élément architectural Cordillère Centrale correspond à l'élément géographique Cordillère Centrale, cet élément architectural est délimité par une faille inverse plongeant vers l'W, qui le soulève directement sur le Tertiaire de la Vallée du Magdalena. Au N de cette région (limite élément architectural Cordillère Centrale - élément San Lucas), il n'existe pas de renseignements suffisants sur la nature de cette limite. Tout ce que je peux dire c'est que, en survolant cette région recouverte d'une épaisse forêt, je n'ai pas remarqué l'existence de grands accidents tectoniques à ce niveau. Les roches métamorphiques de l'Occident Andin semblent ici reposer sur le socle ancien de San Lucas ; ce qui n'empêche pas que le contact soit vraisemblablement tectonisé. Au S du segment central, à partir de la latitude d'Ibagué, les roches métamorphiques de l'Occident Andin reposent sur le socle ancien de l'élément Paez par l'intermédiaire d'un contact le plus souvent tectonisé, matérialisé par une faille plongeant vers l'W qui, sans perturber l'ordre stratigraphique des terrains, a produit un léger mouvement relatif chevauchant vers l'E. En allant vers l'W, on trouve d'autres failles inverses qui morcellent en blocs longitudinaux, qu'elles soulèvent progressivement, l'anticlinorium oriental ; en surface elles plongent vers l'W, de telle sorte qu'elles donnent l'impression d'aller se réunir avec celles qui intéressent le flanc occidental de l'anticlinorium en question.

Sur cet anticlinorium oriental a pris place un axe volcanique tertiaire-quaternaire, qui se poursuit en Equateur, séparé du précédent (Cordillère Occidentale) par la dépression intra-andine d'Ibarra-Quito-Riobamba.

- Les collines de Monteria

Il s'agit d'un petit élément architectural sur lequel se termine au Nord l'Occident Andin. C'est un anticlinorium plus petit, constitué surtout par du Tertiaire inférieur marin qui, comme je l'ai montré plus haut, se trouve encadré par deux blocs rigides qui ne comportent que de l'Oligocène sup.-Miocène marin, seulement légèrement ondulé.

b) ORIENT ANDIN.

Pour fixer les idées, je dirai tout de suite que le seul élément architectural constant est celui de la Vallée du Magdalena, ce qui ne veut pas dire qu'il soit délimité par des structures tectoniques égales tout le long de son parcours, ni qu'il corresponde à une seule unité tectonique et structurale. Quoi qu'il en soit, il me semble pratique de commencer l'analyse architecturale de l'Orient Andin par cette vallée.

- La Vallée du Magdalena

Dans cette vallée affleure du socle hercynien avec sa couverture mésozoïque (Giron et Crétacé), mais elle est surtout remplie par du Tertiaire continental. J'ai déjà montré que la vallée du Magdalena s'est dessinée comme un synclinorium au Miocène. L'axe de ce synclinorium s'élève vers le S, de telle sorte qu'en allant dans cette direction, on trouve des terrains de plus en plus anciens jusqu'à l'Hercynien éruptif de la tête de la vallée.

Elle présente un style tectonique clairement circulo-linéaire ; il suffit pour le montrer de considérer par exemple les structures indiquées sur la fig. 37, p. 137, ou la forme allongée du synclinal crétacé-tertiaire au N de Girardot. Mais par suite des mouvements récents d'érection de la chaîne, le synclinorium a pris une valeur tantôt de graben, tantôt de semi-graben. A l'E sa limite est constituée par un relai continu de failles, de direction grossièrement SW-NE jusqu'à la latitude de Bucaramanga, puis de direction SSE-NNW. Mais à l'W ceci ne se reproduit pas, à l'alignement des failles se substituant parfois des glacis plongeant vers l'E. C'est pourquoi il est nécessaire de considérer la vallée par segments successifs.

1er segment : du Massif de La Fragua à la latitude de Prado-Dolores. Dans ce segment la structure en graben (compliquée dans le secteur de Neiva par la présence de blocs hercyniens soulevés par failles avec leur couverture mésozoïque) est nette : les limites E et W sont constituées par des massifs hercyniens surélevés par des failles (cf. fig. 37, p. 137, et fig. 8, p. 34).

2e segment : de la latitude de Prado-Dolores à celle d'Ibagué. Ici la vallée est un semi-graben. A l'W son Tertiaire repose normalement en discordance sur les formations paléo-mésozoïques de l'élément architectural Paez. Dès la terminaison de la faille qui limitait à l'W le segment précédent, la vallée s'ouvre vers l'W et forme un golfe ("artesa" d'E. HUBACH, 1964), limité par deux bandes de roches hercyniennes avec leur couverture

mésozoïque, qui reproduit en petit l'allure en synclinorium de la haute vallée du Magdalena.

3e segment : de la latitude d'Ibagué à celle de Bucaramanga.

Il s'agit de nouveau d'un graben, limité au S par la faille transversale ENE-WSW d'Ibagué. Ce segment correspond à la partie où l'Occident Andin est nettement soulevé par une faille au-dessus de l'Orient Andin, et précisément : au S sur la terminaison N du Massif d'Ibagué (au-delà de la faille homonyme) et de sa couverture mésozoïque, qui s'enfouit à l'E sous le Tertiaire ; au N sur les affleurements de La Cristalina (Puerto Berrio) ; à la partie médiane directement sur le Tertiaire de la vallée du Magdalena.

4e segment : de la latitude de Bucaramanga à celle de la terminaison N de la Serrania de San Lucas (partie médiane de la Vallée du Magdalena). On retrouve là un semi-graben orienté cette fois NNW-SSE et limité à l'W par l'élément San Lucas, à l'E par l'unité tectonique Massif de Santander. Cette portion de la Vallée du Magdalena peut être prise comme exemple de ce qui, dans la structure actuelle des Andes colombiennes, revient au jeu récent de failles ou à leur évolution ancienne.

Une dénivellation de quelque 10 000 m existe entre la limite socle hercynien - Mésozoïque (Giron compris) dans la partie médiane de la Vallée du Magdalena et dans le Massif de Santander. Il serait faux de la considérer comme le seul résultat de la tectonique andine récente. Au contraire, la plus grande part de cette dénivellation est due au jeu progressif de ces deux compartiments à partir de la fin de l'Hercynien. La tectonique récente n'est responsable que de la dénivellation correspondant à la surrection de la Cordillère Orientale (Massif de Santander), donc de la différence de niveau de la surface supérieure du Crétacé, soit au maximum de quelque 3000 à 4000 m. Les 7000 m restants correspondent à la différence totale d'épaisseur de la sédimentation mésozoïque (Giron inclus) et tertiaire dans les deux compartiments. Ceci est démontré par les faits suivants : la sédimentation postérieure au dernier plissement (Miocène-Pliocène, Phase Eu-andine IV) avait encore lieu près du niveau de la mer ; la surface considérée, à l'W de la Vallée du Magdalena (Serrania de San Lucas), où la faille manque (semi-graben), affleure à quelques centaines de mètres d'altitude. Ceci est une notion fondamentale dans un pays où la formation du relief est manifestement effectuée par des failles séparant des unités structurales.

Un fait à souligner est que les volcans de l'Occident Andin n'existent qu'en correspondance des segments de la Vallée du Magdalena qui sont des grabens (rift) ; ils manquent là où cette vallée est un semi-graben.

- Eléments Paez - San Lucas

L'élément Paez est constitué par des ectinites calédoniennes et des roches éruptives hercyniennes (avec leur couverture Giron et Payandé). Il comporte du Crétacé, réduit, débutant à l'Aptien ou à l'Albien (Haut Magdalena). Il s'agit d'un élément nettement circulo-linéaire dont la limite E, au S de la latitude de Prado-Dolores, est constituée par une faille qui le soulève, selon les endroits, sur du Tertiaire, du Crétacé ou même de l'Hercynien, et directement sur le Tertiaire des Llanos dans son secteur méridional. De sa limite

W j'ai déjà parlé à propos de la Cordillère Centrale. L'élément San Lucas est somme toute une coupole de socle ancien avec sa couverture Giron, qui sépare l'Orient de l'Occident Andin. Il s'enfouit au N sous les plaines du Magdalena. Au S il disparaît en butant sur des failles, mais il donne néanmoins l'impression d'avoir été englouti sous les roches de l'Occident Andin dont il aurait épousé la destinée, ainsi que le suggère l'existence des écailles de socle qui percent celui-ci sur sa prolongation méridionale.

Compte tenu du schéma génétique proposé dans ce texte pour les diorites andines, on peut voir une preuve de cette nouvelle hypothèse dans le fait que les plus grands des batholites de ces diorites se trouvent là où aurait eu lieu cet engloutissement du socle sialique.

- La Cordillère Orientale

Cet élément architectural correspond exactement à l'élément géographique de même nom. C'est l'expression maximum du style circulo-linéaire, lequel se traduit aussi dans sa morphologie. On y trouve plusieurs axes anticlinoriaux affectés d'ondulations et encadrés par des failles, axes qui font ressortir le substratum jusqu'au Précambrien et dont la direction varie de telle sorte qu'il convient de décrire cet élément par segments.

De la ville de Mocoa à la latitude du Massif de Floresta, la direction des axes anticlinoriaux est NE-SW. Il en résulte une structure relativement simple, avec des dômes qui sont les massifs hercyniens.

Entre le plongement nord du Massif de Garzon et la latitude de Bogotà, cet élément architectural est un synclinorium rempli de sédiments crétacé-tertiaire, dont l'axe s'élève vers le S. Ce synclinorium est fermé au S par le plongement nord du Massif en coupole-horst allongé de Garzon. Plus au S, sur le prolongement de cet axe, apparaît une faille qui, avec une autre le limitant à l'W, soulève encore les roches anciennes du Massif de Garzon ; celui-ci, conservant sa couverture mésozoïque, s'enfouit périclinalement sous les Llanos à la latitude de Mocoa.

Vers le N la structure synclinoriale ne se ferme pas, ce qui est certainement une conséquence du plongement de son axe, de l'intervention de nouvelles structures (voir ci-dessous) et peut-être aussi d'une cassure profonde orientée ENE-WSW, comme la faille fossile d'Ibagué. En effet, sur le flanc occidental du synclinorium, les roches anciennes disparaissent en surface plus au S que sur son flanc oriental (Massifs de Prado-Dolores à l'W et de Quetame à l'E) ; et si on réunit les extrémités septentrionales de ces deux massifs, on obtient une ligne grossièrement parallèle à la faille d'Ibagué. Latéralement le synclinorium est encadré de failles qui présentent la même disposition que celles mentionnées pour les Cordillères Occidentale et Centrale (voir coupe de la fig. 154).

Au Nord de Bogotà interviennent de nouvelles structures. Ce sont d'abord les anticlinoria* de Lloriquies (ou Serrania occidentale), d'Arcabuco et de Floresta, dans lesquels émergent à travers le Crétacé les couches du Giron et, pour le troisième, la coupole ancienne de Floresta. Leurs axes, avant de s'enfouir vers le SW, présentent des ondulations, surtout celui du premier, qui constitue

* Avec les précautions que dicte l'histoire sédimentaire, mésozoïque, de ces unités.

un très bon exemple de style circulo-linéaire. Leur direction NE-SW varie brusquement dès qu'on s'approche du Massif de Santander, qui émerge comme une coupole-anticlinorium encadrée par des failles et qui est orienté NNW-SSE. Là, les axes des deux anticlinoria orientaux décrivent une courbe et empruntent cette nouvelle direction, tandis que l'axe occidental devient une faille qui se joint à celle qui limite à l'W le Massif de Santander lui-même. En réalité, du point de vue génétique, c'est plutôt la faille qui, en s'éloignant du massif, devient un anticlinal.

La bordure orientale de l'anticlinorium central, ou d'Arcabuco, est formée par une faille. Cette faille naît plus au N dans un golfe crétacé à l'intérieur du Massif de Santander (Garcia Rovira), comme une faille normale, mais devient bientôt une faille chevauchant vers l'E. Elle amène d'abord la terminaison méridionale du massif cristallin sur la terminaison nord de l'anticlinorium oriental, ou de Floresta. Ensuite elle sépare ces deux anticlinoria, d'abord directement, puis par l'intermédiaire d'un mince liséré crétacé. Enfin, après avoir soulevé l'anticlinorium central directement sur le Tertiaire, elle disparaît en surface, à nouveau comme une faille normale.

L'anticlinorium oriental, ou de Floresta, est lui aussi limité à l'E par une faille du même genre, qui plus au N soulève le massif cristallin lui-même. A l'E de cette faille se trouve le synclinorium crétacé-tertiaire du Chicamocha, sur le flanc oriental duquel est situé le Massif du Cocuy que soulève la faille séparant la Cordillère Orientale des Llanos ; à la base du Massif du Cocuy affleurent des grès où certains voudraient voir du Giron.

En somme, toute l'architecture de cette région est sous l'influence du mouvement ascendant récent du corps rigide qu'est le Massif de Santander (mouvement qui n'est qu'une poursuite de sa vocation ancienne) et de l'interférence de sa direction avec celle NE-SW de la partie méridionale de la Cordillère. Il n'y a pas de raison de penser à deux mouvements successifs différemment orientés, donc à des torsions de structures, mais il faut admettre que ces structures résultent de l'interférence de deux mouvements synchrones se recoupant.

Encore plus au N, c'est-à-dire vers la latitude de Cucuta, un nouvel élément intervient, qui contrôle la disposition des chaînes du N et de leurs structures. Il s'agit du môle rigide (plateforme crétacé-tertiaire) de Maracaïbo, doucement incliné vers le SW, autour duquel se moulent, comme jadis les sillons de subsidence, les chaînes actuelles. A l'E il est bordé par l'anticlinorium de la Cordillère de Merida (Vénézuéla), dont la nature est analogue à celle du Massif de Santander. Sur le côté NW du môle de Maracaïbo s'élève la Serrania de Perijà, avec laquelle se termine la Cordillère Orientale. La Serrania de Perijà est un synclinorium fait essentiellement de Trias-Jurassique (Giron) et Crétacé. Son axe est orienté NE-SW et plonge vers le NE. Sa fermeture méridionale est visible au plongement bifide du Massif de Santander, alors qu'au N la structure est interrompue par la faille E-W de Oca. Le soulèvement actuel de cette Serrania dépend du jeu de failles du type habituel.

- Massif de Santa Marta

Séparé de la Serrania de Perijà par la vallée du Cesar qui, en plus de quelques affleurements mésozoïques, comporte quelques synclinaux tertiaires,

on trouve au NW le Massif de Santa Marta. Cet élément dans sa totalité est un tétraèdre de roches anciennes. Il est limité au N par la faille de Oca, à l'WSW par la prolongation de la faille qui borde le Massif de Santander, mais il descend progressivement vers le SE au moyen de petites cassures.

- "Mosaïque de la Guajira"

Cette ultime portion des Andes colombiennes constitue un résumé de la structure de l'Orient Andin, où la structure en damier résultant du morcellement du socle est parfaitement réalisée. Je ne peux pas insister sur sa description, parce que les proportions des unités sortent de l'échelle de cette analyse. Les cartes des fig. 23 et 78 donnent de sa structure une idée suffisante.

Remarques générales sur la genèse des structures.

"o per tremoto o per sostegno manco"
Dante, I-XII-6.

J'ai constamment indiqué ci-dessus que les limites, aussi bien des éléments architecturaux que de leurs unités tectoniques, sont des failles inverses, ces failles étant, dans une cordillère, disposées en surface de manière à former un éventail qui prend son origine dans le plan axial de la structure la plus centrale. Il s'agit en somme de la structure en "coins composés" ("cunei composti") de C.I. MIGLIORINI, en particulier du type représenté dans le schéma K (fig. 4, p. 45) de sa note révolutionnaire de 1948 a, schéma qui, je le souligne, ne comporte pas de raccourcissement de la croûte. Sur la base de cette constatation de surface et du fait que les séismes deviennent de plus en plus profonds (fig. 160) lorsqu'on va du Pacifique vers le craton oriental (Llanos Orientales), plusieurs géologues colombiens ont été amenés à dessiner la structure des Andes Colombiennes comme il est indiqué sur la fig. 159.

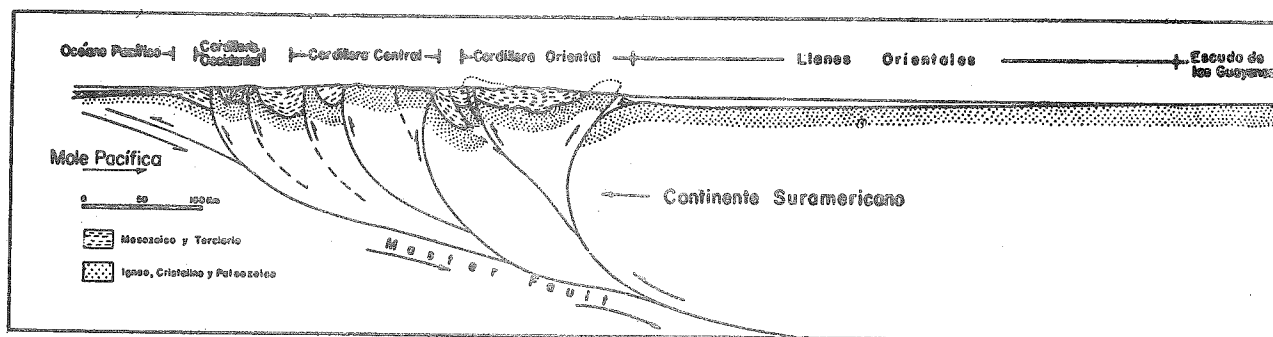


Fig. 159. Schéma de la structure générale des Andes colombiennes selon H. BURGL (1961).

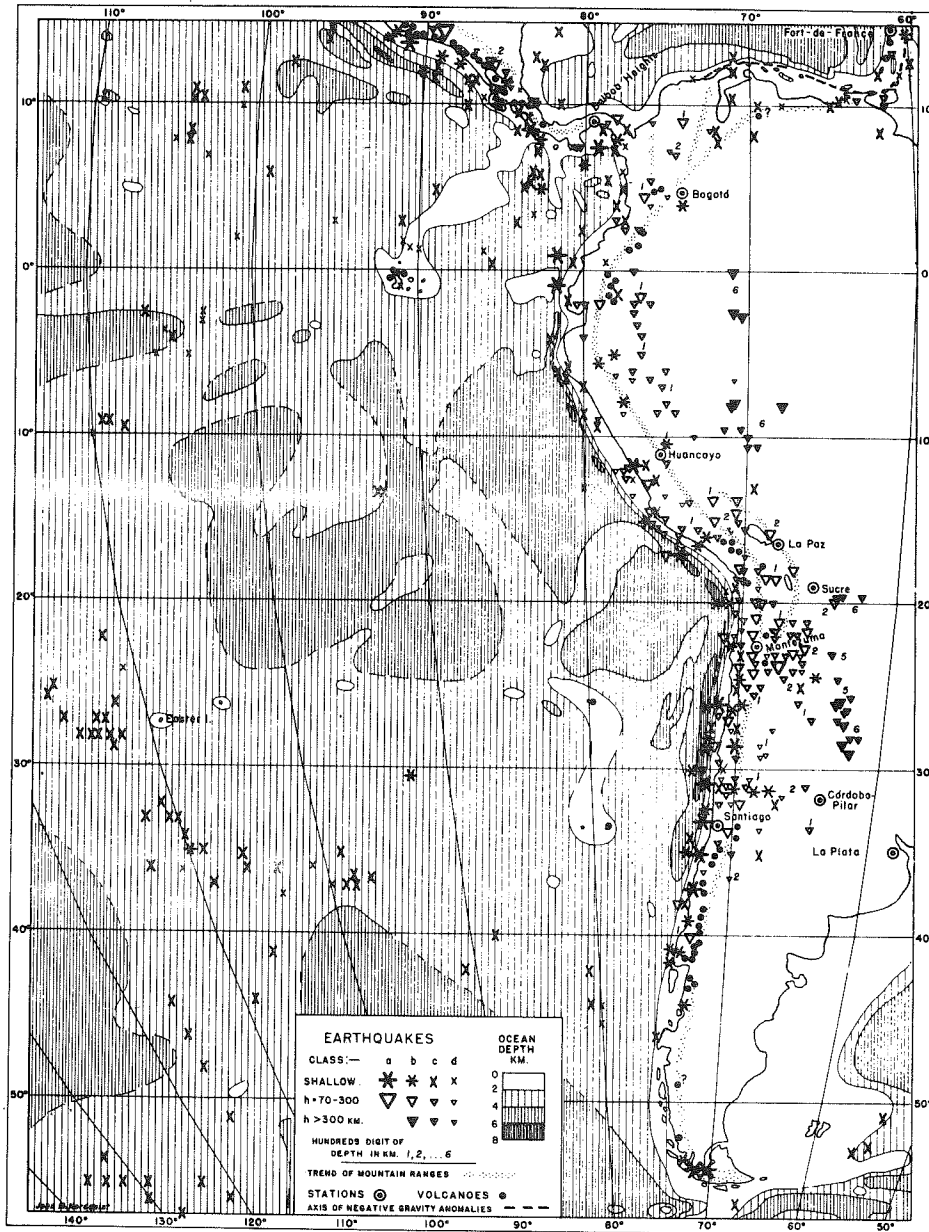


Fig. 160. Différentes profondeurs des foyers séismiques dans les Andes (selon B. GUTENBERG et C.F. RICHTER, 1954).

Je ne crois pas à la validité d'une telle interprétation, qui consiste d'une part à réunir par un plan de faille des foyers séismiques étagés à des profondeurs différentes sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres et, d'autre part, à postuler, d'après leur attitude superficielle, la jonction profonde des autres failles en question. Pour ce qui est de la première, les foyers séismiques considérés, loin d'être rigoureusement sur un plan, se trouvent dispersés dans une "couche" dont l'épaisseur est de l'ordre de la centaine de kilomètres (cf. B. GUTENBERG et C.F. RICHTER, 1954, fig. 6). Il est donc arbitraire, à mon avis, de les réunir par une faille, alors qu'il pourrait très bien s'agir d'une zone pétrographique (ou physico-chimique) à propriétés spéciales, comme le suggèrent d'ailleurs des travaux récents (B. GUTENBERG, 1954).

Pour les autres failles, ce que j'ai montré en traitant de la géologie structurale des Andes colombiennes prouve qu'au moins les principaux de ces accidents coïncident avec des traits à la fois paléogéographiques et paléotectoniques parfois très anciens. Elles sont des D.O.S. (Deep Old Screens de L. RADELLI, 1966), résultant de la fragmentation d'un socle. Au cours de leur histoire, elles ont été basculées, mais elles ont toujours donné lieu à l'accumulation, sur le bloc stable aux différentes époques, des produits de l'érosion du bloc surélevé. Cette accumulation a été maximum au voisinage immédiat des escarpements produits par elles, donc de leurs plans, ce qui ne se serait pas réalisé si elles avaient été déjà et toujours des failles inverses. Dans certains cas favorables, par exemple celui de la faille limitant à l'E l'anticlinorium d'Arcabuco, on peut aussi constater que de tels accidents naissent et se terminent comme des failles normales, de distension^{*}.

Ainsi je crois pouvoir conclure que la disposition indiquée des grandes failles colombiennes n'est qu'un trait superficiel, résultat d'un déversement de failles primitivement plus ou moins verticales (et encore verticales en profondeur) vers le compartiment contigu moins soulevé. De ce fait je suis amené à nier l'existence de compressions tangentielles externes au domaine andin comme moteur de son évolution^{**}. Sur ce point je m'éloigne des conceptions de MIGLIORINI, pour qui la formation des "cunei composti" résulterait ou bien seulement d'une compression, ou bien d'une compression suivie d'une distension.

Si le schéma K (fig. 4, p. 45, de MIGLIORINI, 1948 a) était vraiment le résultat d'une compression, dans le cas des Andes colombiennes dont la surrection qui en dépend est très récente, je pense que le maximum de complexité tectonique reviendrait aux zones synclinales des vallées n'ayant pas échap-

^{*} D'ailleurs ce type de structure n'existe pas qu'en Colombie. J'en ai reconnu un particulièrement clair dans le Cordillère Royale de Bolivie (L. RADELLI, 1966) et un autre sur la côte tyrrhénienne des Apennins, dans les Monts de l'Uccellina à la Serrata dei Cavalleggeri. Certaines des failles étudiées par L. GLANCEAUD (in V.V. BELOUSSOV, 1962) dans le Jura semblent être de même nature. Les exemples pourraient être multipliés.

^{**} Ceci ne veut pas dire que des efforts tangentiels n'ont pas pu prendre naissance à l'intérieur de ce domaine, comme le résultat du jeu de ses compartiments, et de leurs parties, les uns par rapport aux autres.

pé au niveau d'action de la compression. Or il n'en est rien : les vallées intra-andines sont de loin moins tectonisées que les anticlinoria qui les encadrent. Ainsi je pense que la tectonique actuelle est surtout le résultat de mouvements verticaux et plutôt de distension. En effet, même en ne considérant que l'Occident Andin, c'est-à-dire le compartiment colombien le plus "comprimé", étant donné qu'il présente souvent des plis isoclinaux, on s'aperçoit que tout au long de son histoire il a été dominé par un régime de distension. Il se dessine au Trias comme une zone de subsidence ; du Trias à l'Aptien des failles s'y ouvrent, qui permettent les montées de magmas basiques ; à l'Aptien-Albien des précordillères s'y soulèvent où, quelle que soit leur origine, magmatique ou métamorphique, prennent place les batholites des Diorites Andines ; ensuite, à l'Albien, de nouvelles zones de subsidence y prennent naissance autour des précordillères où encore, et jusqu'au Paléocène, des fractures béantes laissent monter des magmas basiques. Au Paléocène-Eocène ces zones se soulèvent et de nouvelles diorites s'y mettent en place. Au Tertiaire des bassins y naissent et partout y ont lieu des montées magmatiques, destinées à se poursuivre au Quaternaire.

La seule issue est à mon avis celle de supposer des mouvements de socle à la base des structures superficielles. De tels mouvements sont traduits directement par la constitution actuelle de l'Orient Andin, où plusieurs massifs anciens percent la couverture mésozoïque, mais le sont moins dans l'Occident Andin, où l'existence d'un socle ne peut être inférée que par des considérations paléotectoniques, paléogéographiques et pétrologiques.

Ainsi j'ai été amené à me pencher sur les données géophysiques existantes. Une carte des anomalies de Bouguer, dressée à l'occasion de l'Année Géophysique Internationale, est disponible en Colombie (1959). Cette carte a été établie dans l'hypothèse qu'il y avait partout du granite. Elle présente l'indiscutable intérêt de faire apparaître une opposition nette dans la répartition des maxima et minima de l'Orient et de l'Occident Andin. Dans l'Orient Andin maxima et minima sont disposés en une mosaïque de structures circulaires, tandis que dans l'Occident Andin ils dessinent des bandes linéaires étroites et allongées.

Cependant cette carte, établie en tenant compte, dans les corrections de mesure, d'une densité constante de 2,67 (densité du granite), ne peut pas donner de renseignements sur la lithologie profonde des Cordillères Andines constituées par des matériaux très différents. Ainsi j'ai été conduit à reprendre les données de quelques coupes transversales et à les corriger en tenant compte de la densité réelle des roches qui y sont représentées^{*}. Le résultat de cette opération a été de mettre en évidence que, sous les Cordillères Occidentale et Centrale, l'anomalie de Bouguer est négative et représentée par une ligne presque horizontale, ainsi que sous la Cordillère Orientale. Vers le Continent Oriental la courbe monte ; en correspondance de la Cordillère de la Côte, elle monte aussi, jusqu'à prendre des valeurs positives. Le socle sialique est donc conservé aussi bien sous la Cordillère Orientale, où il affleure, que sous les Cordillères Occidentale et Centrale, où il a été seulement percé

* Je tiens à remercier ici Monsieur C.E. EHRSTROM qui prit un grand intérêt à ce problème et qui a bien voulu m'aider dans les calculs rébarbatifs nécessaires.

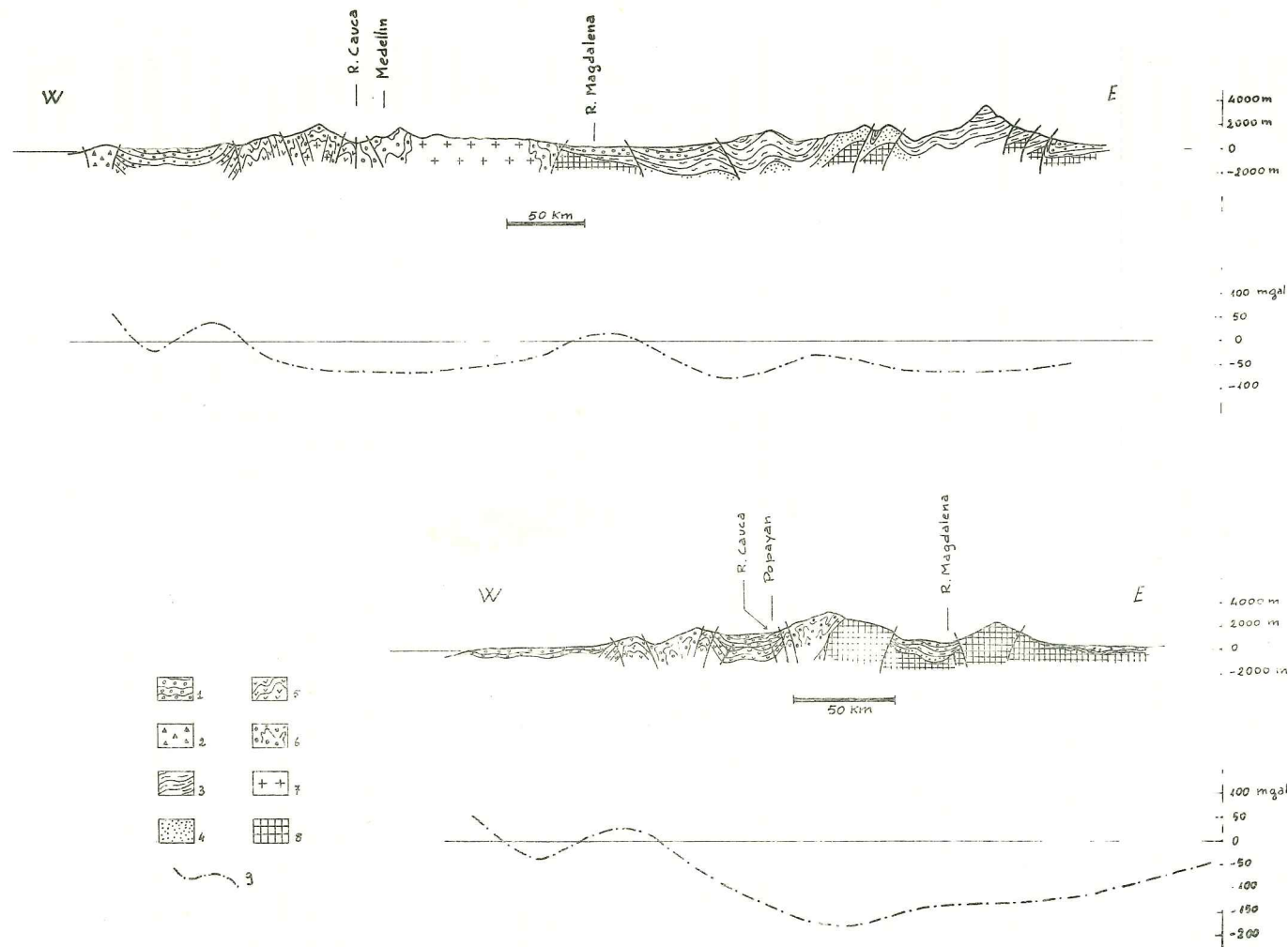


Fig. 161. Coupes tectoniques entre le Pacifique et les Llanos, montrant la structure et la nature pétrographique des Andes colombiennes; et allure de l'anomalie de Bouguer le long de ces mêmes coupes.

- 1 - Sédiments tertiaires ($d = 1,5$ à $1,7$) ; 2 - Roches basiques tertiaires ($d = 2,9$) ;
 3 - Sédiments crétacés ($d = 1,7$) ; 4 - Giron ($d = 1,7$) ; 5 - Ophiolites aptien-albien
 ($d = 2,9$) ; 6 - Para-ectinites et ophiolites trias-aptien ($d = 2,9$) ; 7 - Diorites
 ($d = 2,7$) ; 8 - Socle sialique pré-mésozoïque ($d = 2,67$) ; 9 - Courbes de l'anomalie
 de Bouguer (calculée par rapport au niveau de la mer).

par les montées basiques qui en constituent une grande partie. Par contre il faut penser que les basaltes s.l. de la Cordillère de la Côte sont les produits d'une basification généralisée de ce compartiment. La remontée orientale de la courbe peut être interprétée comme une corrosion profonde du bouclier ancien où seraient en gestation de futurs plateaux-basaltes.

L'orogène colombien dans son contexte.

Dans ce paragraphe final, j'essaie de situer les Andes colombiennes dans le cadre plus vaste du domaine orogénique centro et sud-américain.

La cordillère de la Côte est un élément strictement colombo-panaméen, qui se moule autour du bloc pacifique représenté actuellement par un haut-fond mis en évidence par H.W. MENARD et al. (1954). Il en va pratiquement de même pour l'élément Vallée de l'Atrato, à ceci près qu'avant de disparaître dans le Pacifique, il se poursuit en Equateur. L'élément Cordillère Occidentale disparaît aussi en Equateur en se prolongeant dans le Pacifique par la ride des Galapagos (MENARD). Au Nord, cet élément, après avoir tourné vers le NW, disparaît dans le Pacifique dans la partie méridionale du Panama, au S du géanticlinal de C. SCHUCHERT (1935), trouvant sa continuation dans le Cocos Ridge (MENARD).

Le méganticlinorium de la Cordillère Centrale se prolonge au S en Equateur par la Cordillère Royale (ou Orientale) de ce pays, ces deux cordillères étant constituées des mêmes roches (en particulier prasinites et diorites mésozoïques). Mais il ne passe pas au Pérou. Il est séparé de la zone "eugéosynclinale" de J. DEBELMAS et G. TROTTEREAU (1964) du Pérou par le bloc de socle de Sechura et peut-être aussi par l'accident transversal que signalent ces auteurs.

Au N l'anticlinorium des Collines de Monteria, donc l'Occident Andin, trouve son prolongement dans les Petites Antilles, où il est marqué par une mise en place de diorites fini-crétacées (J. BUTTERLIN, 1956). Cet élément décrit donc un arc autour du bloc du Massif de Santa Marta. Il n'est pas sans confirmer, s'il est considéré en même temps que l'anticlinorium ouest de la Cordillère Occidentale, l'existence supposée d'un bloc rigide entre ces deux branches de l'Occident Andin, là où elles sont séparées par la Mer des Caraïbes.

Les éléments Paez-San Lucas se continuent en Equateur par une bande étroite de socle hercynien, qui forme la base orientale de la Cordillère Royale, couvert localement par un Crétacé réduit, et qui se poursuit au S par la "bande orientale détritique et calcaire" péruvienne de DEBELMAS et TROTTEREAU.

La Vallée du Magdalena est un élément typiquement colombien, dont on pourrait peut-être chercher un homologue dans la vallée du Marañon au Pérou.

La Cordillère Orientale est aussi un élément typiquement colombien. Vers le S elle disparaît à la latitude de Mocoa, n'apparaît que par quelques petits pointements mésozoïques en Equateur et devient au Pérou le "géanticlinal médian" de J. DEBELMAS et G. TROTTEREAU. L'allure de cette unité reproduit en grand celle du Massif de Santander. Celui-ci s'enfouit au S selon un axe unique, constitue à sa partie centrale une zone à sédimentation mésozoïque

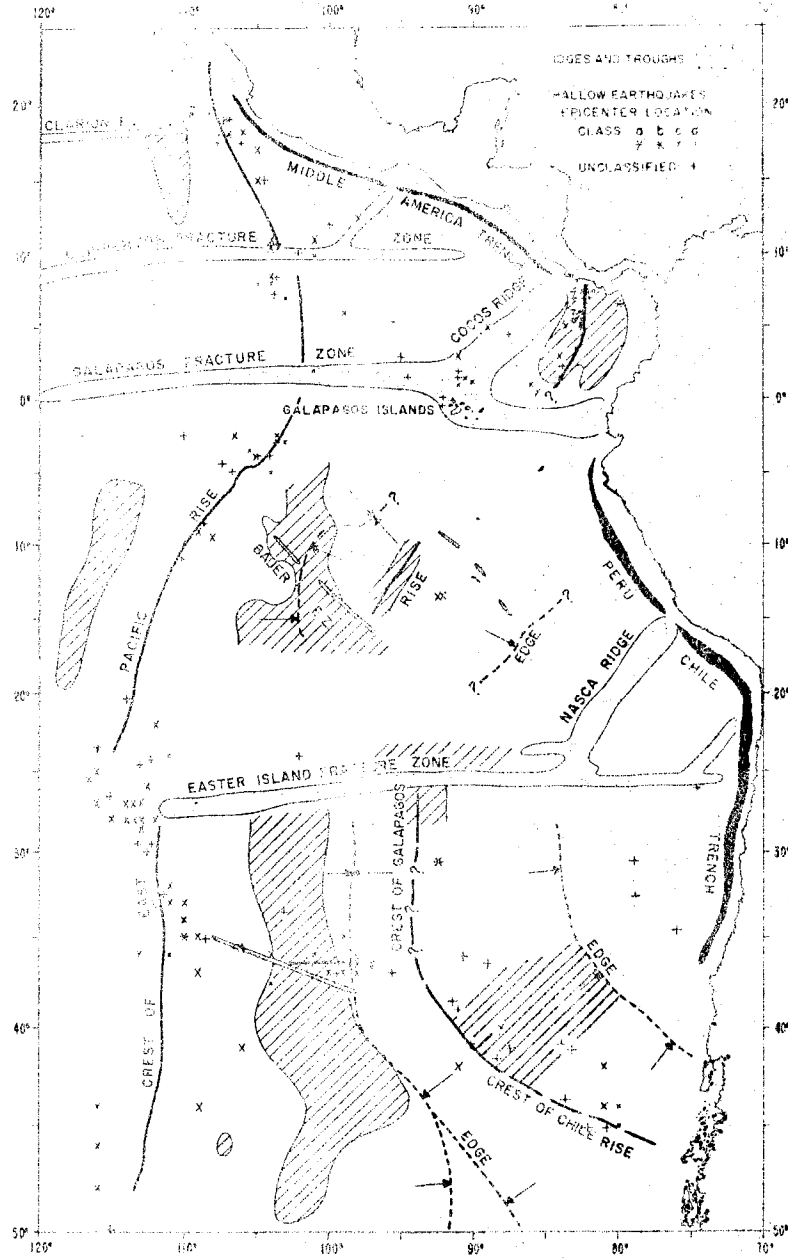


Fig. 16. Structure du SE du Pacifique selon R.W. MENARD et al. (1954)

réduite, disparaît au N en se bifurquant et donne alors lieu à la zone synclinoriale de la Serrania de Perijà. Le "géanticlinal médian" péruvien s'enfonce également vers le N, disparaît ou presque en Equateur, réapparaît en se bifurquant en Colombie où entre ses deux branches se développe la structure synclinoriale de la partie méridionale de la Cordillère Orientale.

Ainsi l'interprétation tectonique adoptée dans ce texte, basée en grande mesure sur l'opposition de style tectonique, linéaire et circulo-linéaire, d'E. HUBACH (avec ce qu'elle implique), me semble bien pouvoir s'adapter aux Andes entières. Ceci cependant pourrait n'être qu'une présomption,

Ne soiez donc de nostre confrairie ;
Mais priez Dieu que tous nous vueille absouldre !
(François Villon)

BIBLIOGRAPHIE

- ACOSTA C.E., 1960, Estratigrafia de Garcia Rovira. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 5, p. 33-40.
- AHLFELD F. et BRANISA L., 1960, Geologia de Bolivia. Inst. Bol. Petroleo, La Paz.
- ALVARADO B. et DEL RIO A., 1946, Central Hidroelectrica del rio Lebrija, Depto Santander. CEGOC, t. VII, p. 153-176.
- ANDERSON F.M., 1927, The marine Miocene deposits of North Colombia. Calif. Acad. Sci. Proc. 16, n° 3, p. 87-95.
- 1928, Notes on the Lower Tertiary Deposits of Colombia and their Molluscan and Foraminiferal Fauna. Calif. Acad. Sci. Proc. 17, n° 1, p. 1-29.
 - 1929, Marine Miocene and related deposits of North Colombia. Calif. Acad. Sci. Proc. 18, n° 4, p. 73-213.
- BELOUSSOV V.V., 1960, Development of the earth and tectogenesis. Journ. Geoph. Res., vol. 65, n° 12, p. 4127-4146.
- 1960, Tectonic map of the earth. Geol. Rundsch., vol. 50, p. 316-324.
 - 1961, The origin of folding in the earth's crust. Journ. Geoph. Res., vol. 66, n° 7, p. 2241-2254.
 - 1962, Basic problems in geotectonics. Mc Graw-Hill Ed., New York, London.
- BELOUSSOV V.V. et RUDITCH E.M., 1961, Island arcs in the development of the earth's structure (especially in the region of Japan and the Sea of Okhotsk). Journ. Geol., vol. 69, p. 647-658.
- Van BEMMELEN R.W., 1965, Mega-undations as cause of continental drift. Geol. en Mijnb., (44), n° 9, p. 320-333.
- 1966, On Mega-undations : a new model for the earth's evolution. Tectonophysics, 3 (2), 83-127.
- BENAVIDES-CACERES V.E., 1956, Cretaceous System in Northern Peru. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., vol. 108, p. 355-493.
- BERGT W., 1899, Geologische Studien in der Republik Colombia, II, Petrographie. 2, Die älteren Massengesteine. Asher ° Co, Berlin.
- 1907, Zur Geologie der colombianischen Mittelkordillere. Centre Bl. f. Mineralogie etc., n° 23, p. 720-722.
- BERRY E.W., 1918, Age of certain plant-bearing beds and associated marine formations in South America. Bull. Geol. Soc. Am., 30, p. 637-648.
- 1924, Fossil fruits from the Eastern Andes of Colombia. Bull. Torrey Bot. Club 51, p. 61-67, trad. en espagnol en 1937, Bol. Min. Petr., n° 97-102, p. 243-252.
 - 1929, Tertiary Fossil Plants from Colombia, South America. U.S. Nat. Mus. Proc., 75, n° 2795, p. 1-12.
 - 1936, Miocene Plants from Colombia. Bull. Torrey Bot. Club, 63, n° 2, p. 53-66, trad. espagnol, 1937, Bol. Min. Petr., n° 97-102, p. 221-241.
 - 1945, Late Tertiary Fossil Plants from Eastern Colombia. John Hopkins Univ. Stud. Geol., n° 14, p. 171-186.

- BEURLEN K., 1938, Algunos fósiles cretácicos (vermes, equinidos, crustáceos) de la Cordillera Oriental. - Estud. Geol. Paleont. sobre la Cordillera Oriental de Colombia, p. III, p. 128-136.
- BOCK W., 1953, American triassic Estherids. Journ. Pal., vol. 27, n° 1, p. 62-76.
- BOGDANOFF A.A., MOURATOV M.V. et SCHATSKY N.S., (Rédac.), 1964, Tectonique de l'Europe. Congr. Géol. Int. Nauka, Moscou.
- BOTERO ARANGO G., 1940, Geología sobre el Ordoviciano de Antioquia. Minería, vol. XVII, n° 99, p. 8249-8256.
- 1941, Formaciones geológicas de Antioquia, Minería, vol. XXX, n° 111-112, p. 9080-9085.
 - 1942, Contribución al conocimiento de la petrografía del Batolito antioqueño. Minería, vol. XXX, n° 115-117, p. 9318-9330.
 - 1963, Contribución al conocimiento de la geología de la Zona Central de Antioquia. Anal. Esc. Nal. Min., n° 57.
- BOTERO RESTREPO G., 1945, Estudio preliminar sobre las pegmatitas que contienen mica en el Departamento Norte de Santander. CEGOC, t. VI, p. 263-305.
- 1950, Reconocimiento geológico del área comprendida por los Mpios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo en el Departamento de Boyacá. CEGOC, t. VIII, p. 244-311.
- BRAITSCH O., 1964, Das Paläozoikum der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande/Rio Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilien. Geol. Rundsch., vol. 54, h. 2, p. 698-714.
- Von BUCH L., 1839, Pétrifications recueillies en Amérique par MM. A. de HUMBOLDT et par Ch. DEGENHARDT. Réimpr. EWALD, ROTH et DAMES, 1885. Leopold von BUCHS Gesammelte Schriften, Berlin, 4, p. 2, p. 519-542.
- BUDDINGTON A.F., 1959, Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 70, p. 671-747.
- BUENO J.A. 1955, Yacimientos de Uranio y otros metales en la región de La Baja, Mpio California, Departamento Santander. Bol. Geol., vol. III, n° 3, p. 1-83.
- BULMAN O.M.B., 1955, Treatise on Invertebrate Paleontology, part V. Geol. Soc. Am.
- BÜRGL H., 1954, El Cretáceo inferior en los alrededores de Villa de Leiva, Departamento Boyacá. Bol. Geol., vol. I, n° 1, p. 5-22.
- 1954, El Cretáceo superior en la región de Girardot. Bol. Geol., vol. II, n° 1, p. 23-48.
 - 1955 a, La formación Guadalupe entre Tabío y Chia en la Sabana de Bogotá, Departamento Cundinamarca. Bol. Geol., vol. III, n° 2, p. 23-55.
 - 1955 b, Fósiles paleozoicos y cretáceos de Gachala y Sumapaz, Departamento Cundinamarca. Serv. Geol. Nal. Col., informe, n° 1112, inédit.
 - 1955 c, Catálogo de las Amonitas de Colombia, Parte I. Pulchellidae. Bol. Geol., vol. IV, n° 1, p. 1-119.
 - 1957, Biostratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Bol. Geol., vol. V, n° 2, p. 113-185.
 - 1960 a, Geología de la Península de la Guajira. Bol. Geol., vol. VI, n° 1-3, p. 129-168.
 - 1960 b, El Jurásico e Infracretáceo del Río Batà, Boyacá. Bol. Geol., vol. VI, n° 1-3, p. 169-211.
 - 1961 a, Contribución a la estratigrafía y litogénesis de la Isla de San Andrés. Bol. Geol., vol. VII, n° 1-3, p. 5-25.
 - 1961 b, Sedimentación cíclica en el geosinclinal cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia. Bol. Geol., vol. VII, n° 1-3, p. 85-118.
 - 1961 c, Historia geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. XI, n° 43, p. 137-191.

- BÜRGL H., 1961 d, Geologia de los alrededores de Ortega, Tolima. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 8, p. 21-38.
- 1964 a, El "Jura-Triasico" de Colombia. Bol. Geol., vol. XII, n° 1-2, p. 5-31.
 - 1964 b, Die rhythmischen Bewegungen der Kreidegeosynklinale der Ostkordillere Kolumbiens. Geol. Rundsch., bol. 53-, p. 706-731.
- BÜRGL H., BARRIOS M.M. et ROSTROM A.M., 1955, Micropaleontología y estratigrafía de la sección Arroyo Seco, Depto del Atlantico. Bol. Geol. vol. III, n° 1.
- BÜRGL H. et DUMIT Y., 1954, El Cretaceo Superior en la región de Girardot. Bol. Geol., vol. II, n° 1, p. 23-48.
- BÜRGL H. et RADELLI L., 1962, Nuevas localidades fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 3, p. 1331-38.
- BUTLER J.W. Jr., 1942, Geology of Honda District, Colombia. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 26, n° 5, p. 793-837.
- BUTTERLIN J., 1956, La constitution géologique et la structure des Antilles. C.N.R.S., Paris.
- CAMPBELL C.J. et BÜRGL H., 1965, Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 76, p. 567-590.
- CARR J.B., 1966, Permanency of the continents. Nature, vol. 209, n° 5021, p. 341-348.
- CASTER K.E., 1939, A Devonian Fauna from Colombia. Bull. Am. Paleont., vol. 24, p. 1-218.
- CECIONI G., 1954, Riconoscimento dei cunei composti nel bordo estemo andino all'altezza del 24° paralelo sud. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., vol. XCIII, f. III-IV, p. 545-560.
- 1960, La zona con Psiloceras Planorbis en Chile. Comm. Esc. Geol. Univ. Chile, n° 1.
 - 1961, El Titonico inferior marino en la Provincia de Tarapaca y consideraciones sobre el arqueamiento central de los Andes. Comm. Esc. Geol. Univ. Chile, n° 3.
 - 1962, La Formacion Arrayan, Devonica, en la Provincia de Coquimbo. Bol. Univ. Chile, n° 34, p. 40-47.
 - 1963, Migliorini, un Renovador de la Geología (Correlacion entre los Apeninos y los Andes). Bol. Univ. Chile, n° 44.
 - 1964, Ingolfamenti marini giurassici nel Cile settentrionale. Boll. Soc. Nat. Napoli, vol. LXXII, p. 177-206.
- CECIONI G. et GARCIA F., 1960, Stratigraphy of Coastal Range in Tarapaca Province, Chile. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 44, n° 10, p. 1609-1620.
- CHAMPETIER de RIBES G., PAGNACCO P.F., RADELLI L. et WEECKSTEEN G., 1963, Geologia y mineralizaciones cupriferas de la Serrania de Perijá, entre Becerril y Villanueva (Depto del Magdalena). Bol. Geol., vol. XI, n° 1-3, p. 133-188.
- CLOSS H. et LABROUSTE Y. (Réd.), 1963, Séismologie, recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958, et 1960. C.N.R.S., Paris.
- CREER K.M., 1965, An expanding earth ? Nature, vol. 205, n° 4971, p. 539-544.
- CUSHMAN J.A. et HEDBERG H.D., 1941, Upper Cretaceous Foraminifera from Santander, Colombia. Foram. Res. vol. 17, p. 4, p. 79-100.
- DEARNLEY R., 1965, Orogenic fold-belts and continental drift. Nature, n° 4989, p. 1083-1087.
- 1965, Orogenic fold-belts, convection and expansion of the earth. Nature, n° 4991, p. 1284-1290.
- DEBELMAS J. et TROTTEREAU G., 1964, Essai sur les grands traits structuraux et l'évolution des Andes du Pérou. Rev. Géogr. phys., 6, p. 259-268.

- DICKEY P.A., 1941, Pre-cretaceous sediments in the Cordillera Oriental of Colombia. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 25, n° 9, p. 1789-1795.
- DIDIER J. et ROQUES M., 1960, Nature des enclaves dans les différents types de granites du massif central français. Int. Geol. Congr., 21 e sess., Norden, p. 194-206.
- DUCLOZ C. et VUAGNAT M., 1962, A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sc. Genève, vol. 15, 2, p. 309-331.
- EARDLEY A.J., 1951, Structural Geology of North America. Harper & Row, New York.
- de la ESPRIELLA R. et VILLEGAS H., 1960, Geologia de la carretera Bogotá-Choachi. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 1356, inédit.
- EUGSTER H., 1922, Zur Geologie der culombianischen Ostkordilleren. Ecl. Geol. Helv., vol. 17, n° 2, p. 251-266.
- FRENGUELLI G., 1930, Geosinclinali continentali. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLIX, p. 1-24.
- GANSSER A., 1950, Geological and Petrographical notes on Gorgona Island in relation to North-Western S. America. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 30, p. 219-237.
- 1955, Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 35, p. 209-279.
- GERHARDT K., 1897, Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Colombien. N. Jarrb. f. Min. etc., Beilageband 11, p. 118-208.
- GERTH H., 1934, La Geologia de la America del Sur. Bol. Min. Petr., t. II, n° 61-67, p. 61-63.
- 1939, Die Kordilleren von Südamerika. In Regionale Geologie der Erde, vol. 3, IV b, p. 1-63, Leipzig.
- 1955, Der geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- 1957, Die Bedeutung der alten Kerne für die geologische Struktur der jungen Kordillere. Geol. Rundsch., 45, (3), p. 707-721.
- GLANGEAUD L., 1962, Les transferts d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 4, p. 912-961.
- GROSSE E., 1926, El Terciario carbonifero de Antioquia. D. Reimer, Berlin.
- 1935, Acerca de la Geologia del Sur de Colombia. CEGOC, t. III, p. 31-231.
- GUTENBERG B.(Ed.), 1951, Internal Constitution of the earth. Dover Publ. Inc.
- 1954, Low-velocity layers in the Earth's mantle. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65, n° 4, p. 337-348.
- GUTENBERG B. et RICHTER C.F., 1954, Seismicity of the earth. Princeton Univ. Press. Princeton, New Jersey.
- Van der HAMMEN Th., 1957 a, Periodicidad climatica y evolucion de floras suramericanas del Maestrichtiano y del Terciario. Bol. Geol., vol. V, n° 2, p. 5-48.
- 1957 b, Climatic periodicity and evolution of South American Maestrichtian and Tertiary floras. Bol. Geol. vol. V, n° 2, p. 49-91.
- 1957 c, Estratigrafia palinologica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia). Bol. Geol., vol. V, n° 2, p. 189-203.
- 1957 d, Las terrazas del rio Magdalena y la posicion estratigrafica de los Hallazgos de Garzon. Rev. Col. Antrop., vol. 6, p. 261-270.
- 1959, Historia de clima y vegetacion del Pleistoceno superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 1322, inédit.
- 1960, Estratigrafia del Terciario y del Maestrichtiano y Tectogénesis de los Andes colombianos. Bol. Geol. vol. 7, n° 1-2.

- Van der HAMMEN Th., 1965, Paläoklima, Stratigraphie und Evolution. Geol. Rundsch., vol. 54, p. 428-441.
- Van der HAMMEN Th. et GONZALEZ E., 1963, Historia de clima y vegetacion del Pleistoceno superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá. Bol. Geol., vol. XI, n° 1-3, p. 261-285.
- HARRINGTON H.J., 1962, Paleogeographic development of South America. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 46, p. II, p. 1773-1814.
- HARRINGTON J. et KAY M., 1951, Cambrian and Ordovician faunas of eastern Colombia. Journ. Paleont., vol. 25, n° 3, p. 655 - 668.
- HARRISON J.V., 1930, The Magdalena Valley, Colombia, South America. C.R. 15 th Int. Geol. Congr. Pretoria, 2, p. 399-409.
- HEA J.P. et WHITMAN A.B., 1960, Estratigrafica y petrologia de los sedimentos pre-cretacicos de la parte norte central de la Sierra de Perijà, Estado Zulia, Venezuela. 3e Congr. Geol. Venez., t. I, p. 351-376.
- HETTNER A., 1892, Die Kordillere von Bogotá. Petermanns Mitt., (22), 104.
- HUBACH E., non daté, Informe de la Comision Geologica de Urabà. Viaje Bogotá-Ibagué-Cali. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 148, inédit.
- 1926, Informe sobre el trayecto de Cali a Buenaventura. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 151, inédit.
 - non daté, Apreciacion teorica de la Hoya del Cauca entre Popayan y la region de Fredonia. Deptos Cauca y Antioquia. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 154, inédit.
 - non daté, Reconocimiento del Alto Magdalena entre Girardot y el rio Saldaña. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 155, inédit.
 - 1927, Informe geologico de Urabà. Bol. Min. Petr., n° 19-20, p. 26-136.
 - 1930 a, Apreciacion de los proyectos del Canal Interoceanico por el Napipi y por el Truando, segun puntos de vista geologicos. Depto Choco. Bol. Min. Petr., n° 13-18, p. 15-34.
 - 1930 b, Anotaciones sobre la estructura de la Cordillera Occidental y sobre el estudio del platino. Bol. Min. Petr., n° 21-22, p. 328-335.
 - 1931 a, Geologia petrolifera del Departamento Norte de Santander. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 176, inédit.
 - 1931 b, Exploracion en la region de Apulo-San Antonio-Viotà. Depto. Cundinamarca. Bol. Min. Petr., n° 25-27, p. 41-60.
 - 1932, La labor geologica de don Tulio Ospina en el Occidente de Colombia (Apreciacion basada en la obra : Reseña sobre la geologia de Colombia y especialmente del antiguo Departamento de Antioquia). Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 210, inédit.
 - 1937, Rio Magdalena, Colombia. Mineria, N° 55-60, p. 4287-4290.
 - 1945 a, El yacimiento de carbon de "Doche" al SW de Alpujarra. Depto Huila. CEGOC, t. VI, p. 5-10.
 - 1945 b, Los deslizamientos de Nocaima y datos geologicos de la region. Depto Cundinamarca. CEGOC, t. VI, p. 11-22.
 - 1945 c, La Formacion "Caqueza", region de Caqueza (Oriente de Cundinamarca). CEGOC, t. VI, p. 23-26.
 - 1945 d, La region de Panga-Panga, al Noreste de Choachi. Depto Cundinamarca. CEGOC, t. VI, p. 27-37.
 - 1946 a, Las manifestaciones de petroleo en la region de Guachetà y su influencia sobre las posibilidades petroliferas en la Sabana. Depto Cundinamarca. CEGOC, t. VII, p. 15-32.
 - 1946 b, Apreciacion geologica del terreno situado abajo de la confluencia de los riachuelos Tunjuelo y Chisacà. Depto Cundinamarca. CEGOC, t. VII, p. 33-38.
 - 1950, El area petrolifera cretacea de la Cordillera Oriental, en especial de Cundinamarca y Boyacà. CEGOC, t. VIII, p. 99-118.
 - 1953, Carbon del Paramo del Almorzadero y carbon y fuentes de aguasal de Molagavita en el departamento de Santander. Bol. Geol., n° 5, p. 1-12.

- HUBACH E., 1955, Contribucion a las Unidades Estratigraficas de Colombia. (Enumeracion regional, de mas reciente a mas antiguo). Serv. Geol. Nal Col., Informe n° 1212, inédit.
- 1957, Estratigrafia de la Sabana de Bogotá y alrededores. Bol. Geol., vol. 5, n° 2, p. 93-112.
- HUBACH E. et ALVARADO B., 1931 a, Informe sobre los resultados de la exploracion de carbon en la hoya del Cauca, referente a la zona Quilichao-Caldono-Morales-El Playon-Suarez-Buenos Aires-Timba-Las Canas-Jamundi. Deptos Cauca y Valle. Serv. Geol. Nal Col., Informe n° 192, inédit.
- 1931 b, Tercer informe sobre el Valle, presentado por los Dres. Enrique Hubach y Benjamin Alvarado. Depto Valle. Serv. Geol. Nal Col., Informe n° 242, inédit.
 - 1932 a, Informe sobre una exploracion en la Cordillera Occidental, Depto Cauca. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 3, inédit.
 - 1932 b, Estudios geologicos alrededor de Popayan. Depto del Cauca. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 205, inédit.
 - 1932 c, Exploracion de la region del Rio Cauca, comprendida entre Dinde y El Playon. Depto Cauca. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 206, inédit.
 - 1932 d, Exploracion de la region de Puracé. Depto Cauca. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 208, inédit.
 - 1932 e, Estudios geologicos en la ruta Popayan-Bogotá. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 213, inédit.
 - 1934, Geologia de los Departamentos del Valle y Cauca en especial del carbon. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 224, inédit.
 - 1945, La altiplanicie de Paletará. Depto del Cauca. CEGOC, t. VI, p. 39-59.
- JULIVERT M. 1958 a, La morfoestructura de la zona de Mesas al SW de Bucaramanga. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 1, p. 7-43.
- 1958 b, Geologia de la zona tabular entre San Gil y Chiquinquirá (Cordillera Oriental, Colombia). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 2, p. 33-47.
 - 1959, Geologia de la vertiente W del macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 3, p. 15-34.
 - 1960, Geologia de la region occidental de Garcia Rovira. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 5, p. 5-32.
 - 1961 a, Las Estructuras del valle medio del Magdalena y su significacion. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 6, p. 33-52.
 - 1961 b, El papel de la gravedad y la erosion en las estructuras del borde oriental de la Sabana de Bogotá. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 8, p. 5-20.
 - 1961 c, Geologia de la vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 8, p. 39-42.
 - 1962, La Estratigrafia de la formacion Guadalupe y las estructuras por gravedad en la serrania de Chia. (Sabana de Bogotá). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 11, p. 5-25.
 - 1963 a, Nuevos datos sobre la Dinamica del Ambito del macizo de Santander durante el secundario (Cordillera Oriental, Colombia). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 12, p. 45-49.
 - 1963 b, Los rasgos tectonicos de la region de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formacion de la estructuras. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 13-14, p. 5-104.
- JULIVERT M. et TELLEZ Y., 1963, Sobre la presencia de fallas de edad precretacica y post-Giron (Jura-Triasico) en el Flanco W del macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia), Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 12, p. 5-17.
- JUNG J. et ROQUES M., 1952, Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., n° 235, T.L., p. 1-62.
- KEHRER G., 1933, El Carboniano del Borde Llanero de la Cordillera Oriental de Colombia. Bol. Min. Petr., t. VIII-IX, n° 49-54, p. 105-121.

- KEHRER G., 1935, Estudios geológicos en un viaje por Nariño y el Alto Putumayo. Bol. Min. Petr., 13, n° 73-78.
- KRAUS E. et Van der HAMMEN Th., 1960, Las expediciones de glaciología del A.G.I. a las Sierras Nevadas de Santa Marta y del Cocuy. Inst. Geogr. Agustín Codazzi, Bogotá.
- KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L., Stratigraphy and Sedimentation. Freeman & Co, San Francisco, London.
- LANGENHEIM J.H., 1959, Preliminary note on plant fossils from late paleozoic and early mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 3, p. 51-54.
- 1960, Late paleozoic and early mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Giron formation. Bol. Geol., vol. VIII, n° 1-3, p. 95-132.
- LANGENHEIM R.L. Jr, 1959, Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyacá. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 3, p. 35-50.
- LIEGEOIS P.G., 1958, Structure et morphologie de la Cordillère Centrale des Andes. Bull. Soc. Belge Géol., t. LXVII, f. 3, p. 529-569.
- LIPPS T., 1938, Acerca de la flora subcretácica de Colombia. Estud. Geol. y Paleont. sobre la Cordillera Oriental Colombia, p. 3, p. 137-144, Bogotá.
- LJUNGGREN P., 1956, Complete and incomplete granitizations. Geol. Fören. Förh., p. 642-644.
- 1957, Banded gneisses from Gothenburg and their transformations. Geol. Fören. Förh., p. 113-122.
- 1959, Granitic rocks of the crystalline core of the Antillean Cordillera, Central Guatemala. Geol. Fören. Förh., vol. 81, h. 3, p. 467-477.
- LJUNGGREN P. et RADELLI L., 1963, Bolivian Tin mineralization. Econ. Geol., vol. 58, n° 8, p. 1348-1351.
- 1964, Origin of the granitic batholiths of Cordillera Real of Bolivia. Atti. Soc. Ital. Sc. Nat., Milano, vol. CIII, f. 3, p. 101-114.
- LLERAS CODAZZI R., 1901, Minerales de Colombia. Anal. Ing., vol. XVI, n° 139-140, p. 72-83; 7-94; 114-123.
- 1926, Notas geográficas y geológicas de Colombia. Impr. Nacional, Bogotá, p. 1-127.
- 1928, Las rocas de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. VII, n° 27, p. 265-305.
- 1941, Regiones geológicas de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. IV, n° 14, p. 199-216 ; n° 15-16, p. 268-304.
- LOHMANN H.H., 1964, Palazoische Vereisungen in Bolivien. Geol. Rundsch., Bd 54.
- MASSACHUSETTS INSTITUT OF TECHNOLOGY, DEPARTMENT OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, 1958, Samples from the Western Part of the Guayana Shield in Colombia. 6th Ann. Progr. Rep. U.S.A. Atomic Energy Comm., p. 123-126.
- MCNAIR A.H., 1940, Debonian Bryozoa from Colombia. Bull. Am. Paleont., vol. 25, n° 93.
- MEGYESI I., 1962, Estudios sobre los depositos de azufre en la mina de "El Vinagre", Puracé. Bol. Geol., vol. X, n° 1-3, p. 109-160.
- MENARD H.W., 1964, Marine Geology of the Pacific. Mc Graw-Hill, New York.
- 1965, The world-wide oceanic rise-ridge system. In : BLACKETT P.M.S., BULLARD E. et RUNCORN S.K. (Ed.), A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London, sér. A, 258, p. 215-227.
- MENARD H.W., CHASE T.E. et SMITH S.M., 1964, Galapagos Rise in the southeast Pacific. Deep-Sea Res., 11, p. 233-242.
- MERRIT P., 1935, Reconocimiento geológico de una porcion de la Cordillera Oriental en el Depto Norte de Santander, Bol. Min. Petr., n° 79-84, p. 237-258.

- MIGLIORINI C.I., 1948 a, I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LXVII, p. 29-142.
- 1948 b, Composite wedges and orogenic landslips in the Apennines. Intern. Geol. Congr., 18 th Sess., part XIII, London.
- MILLER J.B., 1962, Tectonic trends in Sierra de Perijà and adjacent parts of Venezuela and Colombia. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 46, p. II, p. 1565-1595.
- MILLER A.K. et WILLIAMS V.S., 1945, Permian cephalopods from northern Colombia. Journ. Paleont., vol. 19, n° 4, p. 347-349.
- MIYASHIRO A., 1961, Evolution of metamorphic belts. Journ. Petr., 2, p. 277-311.
- MORALES L.G. et al., 1958, General Geology and Oil Occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. In WEEKS L.G., Habitat of Oil, Amer. Assoc. Petr. Geol., p. 641-695.
- NAVAS J.G., 1962, Geologia del Carbonifero al N de Bucaramanga. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 11, p. 23-34.
- 1963, Estudio estratigrafico del Giron al W del macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 12, p. 19-33.
- NELSON H.W., 1957, Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidse Geol. Meded., 22, p. 1-76.
- 1961, Observaciones geológicas y estudio petrografico sobre 54 muestras colectadas por el doctor Laureano Rincon, en el Depto de Nariño en la via Tambo, Peñol, Policarpa. Bol. Geol., vol. IX, n° 1-3, p. 79-96.
- NORTH F.K., 1965, The curvature of the Antilles. Geol. en Mijnb., (44), n° 3, p. 73-86.
- NOTESTEIN F.B., HUBMAN C.W. et BOWLER J.W., 1944, Geology of the Barco Concession, republic of Colombia, South America. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 55, p. 1165-1216.
- NYGREN W.E., 1950, Bolivar Geosyncline of Northwestern South America. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., vol. 34, n° 10, p. 1998-2006.
- OLSSON A.A., 1956, Colombia. In JENKS W.F., Handbook of South American Geology. Geol. Soc. Am., Mem. 65, p. 293-326.
- OLSSON A.A. et CASTER K.E., 1937, Devonian fossils from Colombia, South America. Proc. Geol. Soc. Am., p. 369.
- OPPENHEIM V., 1940, Jurassic-Cretaceous (Giron) beds in Colombia and Venezuela. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 24, n° 9, p. 1611-1619.
- 1941, Geologia de la Cordillera Oriental entre Los Llanos y el Magdalena. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. IV, n° 14, p. 175-181.
- 1947, Structural evolution of the South America Andes. Journ. Sc., vol. 245, p. 153-174.
- D'ORBIGNY A., 1842, Coquilles et échinodermes fossiles de Colombie, recueillis par M. Boussingault. Bertrand Paris, Levrault Strasbourg.
- OSPINA T., 1911, Reseña sobre la geologia de Colombia y especialmente del antiguo departamento de Antioquia. Medellin.
- PAGNACCO P.F., 1962 a, Estudio minerogenetico del filon uranifero San Celestin (California, Santander), Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 1, p. 45-56.
- 1962 b, Cupriferous mineralizations in the Serrania de Perijà between Codazzi and Molino. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 2, p. 5-13.
- 1962 c, Studio minerogenetico delle miniere aurifere della region di Marmato. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 3.

- PAGNACCO P.F. et RADELLI L., 1962 a, Sobre algunas mineralizaciones encontradas durante los estudios de campo relativos a la elaboracion de las planchas J-8 y J-9 del mapa geologico de Colombia. Serv. Geol. Nal. Col., Informe n° 1435, inédit.
- 1962 b, Note on the geology of the isles of Providencia and Santa Catalina (Caribbean Sea, Colombia). Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 3, p. 125-132.
- PARKE E. DICKEY, 1941, Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 25, n° 9, p. 1789-1795.
- PILSBRY H.A. et OLSSON A.A., 1935, Tertiary Fresh-Water Mullusks of the Magdalena Embayment, Colombia. Acad. Nat. Sc. Proc., vol. 77, p. 7-21. Trad. espagnol, 1941, Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. 4, n° 15-16, p. 410-417.
- de PORTA J., 1962, Consideraciones sobre el estado actual de la estratigrafia del Terciario en Colombia. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 9, p. 5-43.
- de PORTA J. et SOLE N. (de PORTA), Discusion sobre las edades de las formaciones Hoyon, Gualanday y La Cira en la region de Honda-San Juan de Rioseco. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 9, p. 69-85.
- POSADA J. de la C., 1936, Bosquejo Geologico de Antioquia. Anal. Esc. Nal. Min., n° 38.
- RAASVELDT H.C., 1956, Fallas de rumbo en el Nordeste de Colombia. Rev. Petroleo, n° 64, p. 19-26.
- 1957, Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. IX, n° 38, p. 469-482.
- RADELLI L., 1961, El basamento cristalino de la peninsula de la Guajira. Bol. Geol., vol. 8, n° 1-3, p. 5-32.
- 1962 a, Las dos granitizaciones de la peninsula de la Guajira. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 1, p. 5-19.
 - 1962 b, Acerca de la geologia de la Serrania de Perijà entre Codazzi y Villanueva (Magdalena-Guajira). Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 1, p. 23-41.
 - 1962 c, Un interessante caso di metablastesi : la série metamorfica della Quebrada La Cristalina (Depto del Meta). Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 2, p. 15-33.
 - 1962 d, Introduccion al estudio de la geologia y de la petrografia del macizo de Santa Marta (Magdalena, Colombia). Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 2, p. 41-115.
 - 1962 e, Introduccion al estudio de la petrografia del macizo de Garzon (Huila - Colombia). Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 2, p. 17-46.
 - 1962 f, Un cuadro preliminar de las epocas magmaticas y metalogeneticas de los Andes Colombianos. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 3, p. 87-97, réimpr. Bol. Geol., vol. 9, n° 1-3, p. 5-22.
 - 1962 g, Les formations éruptives hercyniennes de la Cordillère Orientale de Colombie. Geol. Col. Univ. Nal. Colombia, n° 3, p. 99-124.
 - 1963 a, Sur les granites à enclaves microgrenues. Bol. Inst. Bol. Petroleo, La Paz, vol. 4, n° 1-4, p. 43-46.
 - 1963 b, Sur le Carbonifère de Colombie. C.R. 5e Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifère, Paris, p. 719-722.
 - 1964 a, Ancora sui graniti ad inclusi granulari microporfirici. Riv. Sc. Nat. Natura, Milano, vol. LV.
 - 1964 b, Il granito metablastico di Chacaltaya (Cordillera Real, Bolivia). Atti Soc. Ital. Sc. Nat., Milan, vol. CIII, f. 3, p. 285-290.
 - 1964 c, Ensayo de reconstruccion de la cronoestratigrafia y de la paleogeografia del Altiplano y de las Cordilleras orientales de Bolivia después del Paleozoico superior. Riv. Ital. Paleont., vol. LXX, n° 4, p. 833-868.
 - 1965 a, Contribution à la géologie de l'Occident Andin Colombien dans les départements de Caldas et Antioquia. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 187-208.
 - 1965 b, Note préliminaire sur la géologie et la genèse des granites des Andes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 209-218.

- RADELLI L., 1965 c, Metallogenic belts and "igneous" rocks of Colombian Andes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 219-228.
- 1966, New data on tectonics of Bolivian Andes from a photograph by Gemini 5 and field knowledges. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 42, p. 237-261.
- RAGUIN E., 1958, Géologie du granite. Masson, Paris.
- READ H H., 1957, The granite controversy. Th. Murby and Co, London.
- RENZ O., 1956, Cretaceous in Western Venezuela and the Guajira (Colombia). 20 th sess. Int. Géol. Congr. Mexico City.
- 1959, Estratigrafía del Cretaceo en Venezuela Occidental. Bol. Geol. vol. V, n° 10, p. 3-48.
- 1960, Geología de la parte sureste de la Península de la Guajira (Republica de Colombia). 3 e Congr. Geol. Venez., t. I, p. 317-349.
- RENZONI G., 1962, Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá. Bol. Geol., vol. X, n° 1-3, p. 59-79.
- REYMOND E., 1942, Informe sobre los yacimientos de azufre del macizo del Ruiz, en los departamentos de Caldas y Tolima. Comp. Estud. Geol. Ofic. Col., vol. 5, p. 397-416.
- 1938, Amonitas del cretácico inferior de la Cordillera Oriental. Estud. Geol. y Paleont. sobre la Cordillera Oriental de Colombia, p. 2, p. 7-78, Bogotá.
- REYNOLDS D.L., 1943, Granitisation of hornfelsed sediments in the Newry granodiorite of Goragwood Quarry, Co. Armagh. Proc. R. Irish Acad., v XLVIII, sect. B, n° 11.
- RITTMANN A., 1963, Les volcans et leur activité. Masson, Paris.
- ROYO Y GOMEZ J., 1942 a, Contribucion a la paleontología de la region Paipa-Duitama-Santa Rosa, Depto Boyacá. CEGOC, t. V, p. 44-51.
- 1942 b, Esayo de geología económica de Nariño y Alto Putumayo. CEGOC, t. V, p. 53-175.
- 1942 c, La cuenca del Rio Mayo y su formación granítica. CEGOC, t. V, p. 181-211.
- 1942 d, La cuenca hidrográfica del Juanambú, Depto Nariño. CEGOC, t. V, p. 213-252.
- 1942 e, Yacimiento de azufre del departamento de Nariño. CEGOC, t. V, p. 253-260.
- 1942 f, Contribucion al conocimiento de la geología del Valle Superior del Magdalena, Depto del Huila. CEGOC, t. V, p. 261-318.
- 1942 g, Fósiles del Terciario marino del Norte de Colombia. CEGOC, t. V, p. 461-468.
- 1945 a, Algunos amonites del Barremiense colombiano. CEGOC, t. VI, p. 455-494.
- 1945 b, Fósiles carboníferos e infracretácicos del Oriente de Cundinamarca. CEGOC, t. VI, p. 194-246.
- 1946, Los vertebrados del Terciario continental colombiano. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., vol. VI, n° 24, p. 496-512.
- ROYO Y GOMEZ J., CORYELL H.N. et MALKIN D., Paleontología de la sección del Lebrija, Depto Santander. Serv. Geol. Nal. Informe 71, inédit.
- SCHEIBE E.A., 1938, Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental. Estud. Geol. y Paleont. sobre la Cordillera Oriental Colombia, p. 1, p. 1-58, Bogotá.
- SCHEIBE R., 1926, Informe sobre los resultados del trabajo de la Comisión Científica Nacional en Antioquia. Docum. Comis. Cient. Nal., n° 3, Réimpr. 1933, CEGOC, vol. 1, p. 97-167.
- SCHMIDT W.E., 1938, Fósiles paleozoicos de la Cordillera Oriental. Estud. Geol. y Paleont. sobre la Cordillera Oriental Colombia, p. 2, p. 1-6, Bogotá.
- SCHUCHERT C., 1935, Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Wiley and S. Inc., New York.
- SCOTT C.G., 1966, Dérive ou permanence des continents. Atome.

- SIEVERS W., 1888, Erläuterungen zur geognostischen Karte der Sierra Nevada de Santa Marta. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, n° 137.
- SOLE N. (de PORTA), 1959, Presencia de Tythodiscus Norem en Colombia. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 3, p. 63-65.
- 1960 a, Contribucion a la palinologia del Terciario del Norte de Colombia. Bol. Geol., vol. VIII, n° 1-3, p. 75-94.
 - 1960 b, Observaciones palinologicas sobre el plioceno de Cartagena (Colombia). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 4, p. 45-50.
 - 1961, Contribucion al estudio palinologico del Terciario de Colombia. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 7, p. 55-81.
 - 1963, Asociacion espora-polinica hallada en una serie perteneciente a la formacion La Cira del Valle del Magdalena (Colombia). Bol. Geol., vol. XI, n° 1-3, p. 5-16.
- STIBANE F. R., 1966, Orogenese und Epirogenese in den Anden Kolumbiens, Südamerika. Natur und Museum, 96 (2), p. 69-73.
- 1967, Paläogeographie und Tektogenese der kolumbianischen Anden. Geol. Rundsch., vol. 56, p. 629-642.
- STILLE H., 1907, Geologische Studien im Gebiete des rio Magdalena. Festschr. Adolf von Koenen, p. 278-358.
- STOLL W. C., 1964, Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. Econ. Geol., vol. 59, n° 1.
- STUTZER O., 1934 a, Observaciones geológicas durante una doble travesia por la Cordillera Central de Colombia. CEGOC, t. II, p. 17-38.
- 1934 b, Acerca de la geologia de la Cordillera Occidental entre Cali y Buenaventura, Depto Valle. CEGOC, t. II, p. 39-52.
 - 1934 c, Contribucion a la geologia del Foso Cauca-Patia. CEGOC, t. II, p. 69-140.
 - 1934 d, Contribucion a la geologia de la Peninsula de la Guajira. CEGOC, t. II, p. 211-243.
 - 1934 e, Investigaciones microscopicas en los minerales y en las rocas de la piroxenita serpentinizada, cuprifera de la Vetica, cerca de Santander de Quilichao (Cauca). CEGOC, t. II, p. 257-275.
- SUAREZ V., 1946, Reconocimiento geologico de algunos yacimientos minerales en Santander. Depto Cauca. CEGOC, t. VII, p. 223-240.
- TERCIER J., 1939, Dépôts marins actuels et séries géologiques. Ecl. Géol. Helv., vol. 32, n° 1.
- TEZON R. V., 1964, Explicacion del Mapa Geologico de la Republica Argentina. Min. Econ. Nac. Buenos Aires.
- THOMPSON M. L. et MILLER A. K., 1949, Permian fusulinids and cephalopods from the vicinity of the Maracaibo Basin in Northern South America. Journ. Paleont., vol. 23, n° 1, p. 1-24.
- TRUMPY D., 1943, The pre-Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 54, n° 9, p. 1281-1304.
- UJUETA LOZANO G., 1961, Geologia del Noreste de Bogotá. Bol. Geol., vol. IX, n° 1-3, p. 23-46.
- 1964, Geologia y posibilidades economicas de depositos calcareos al Oeste de San Martin (Meta), entre los rios Cumaral y la Cal. Bol. Geol., vol. XII, n° 1-2, p. 47-67.
- VENEGAS LEYVA A., 1960, Bibliografia de los informes del Instituto Geologico Nacional. Comp. Estud. Geol. Ofic. Col., t. IX.
- VETTER P., 1963, Les bassins houillers de Colombie. Liaisons Aquitaine, n° 82-83-84.
- WEEKS L. G., 1947, Paleogeography of South America. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 31, n° 7, p. 1194-1241.
- WILSON J. J., 1963, Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 47, p. 1-34.

- WOKITTEL R., 1957, Bosquejo geografico y geologico de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serrania de Perijà. Bol. Geol., vol. 5, n° 3.
- 1959, Geologia economica del Choco. Bol. Geol., vol. VII, n° 1-3, p. 119-162.
 - 1960, Recursos minerales de Colombia. CEGOC, t. X.
- YODER H.S. et TILLEY C.E., 1962, Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. of Petrology III, p. 342-532.
- ZAMARRENO I. (de JULIVERT), 1962, Estudio petrografico de la parte alta de la formacion Guadalupe (Cretacico superior) al E de Bogotà. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 10, p. 55-68.
- 1963, Estudio petrografico de las calizas de la formacion Rosablanca de la region de la Mesa de los Santos. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, n° 15, p. 5-340.
- ZEIL W., 1964, Die tektonische Geschichte der Küstenkordillere Chiles. Geol. Rundsch., vol. 54, h. 2, p. 882-891.

LISTE DES CARTES ⁺

-
- Geological Society of America, 1950, Geologic Map of South America 1/5 000 000
- Servicio Geologico Nacional, 1944, Mapa geologico de Colombia, 1/2 000 000
- HUBACH E. et RADELLI L., 1962, Mapa geologico de Colombia, 1/1 500 000 (Serv. geol. Nal Col.)
- W. SAUER, 1944 (?), Mapa geologico del Ecuador, 1/1 500 000
- BUCHER W.H., 1950, Geologic-tectonic map of Venezuela, 1/1 000 000
- Feuilles au 1/200 000 de Colombie (Serv. geol. de Colombie) :
- RAASVELDT H.C., 1956, Espinal
 - RAASVELDT H.C. et CARVAJAL C.R., 1957, Ataco
 - RAASVELDT H.C. et CARVAJAL C.R., 1957, Armero
 - TORRES J.A. et RAASVELDT H.C., 1959, Neiva
 - CHAMPETIER de RIBES G. et WEECKSTEEN G., 1961, Villeta
 - CHAMPETIER de RIBES G., QUINTERO R. et RADELLI L. et WEECKSTEEN G., 1963, Guajira (5 feuilles)
 - RENZONI G., 1965, Villavicencio
 - RENZONI G. et SEGÓVIA A., 1965, Medina
 - BOTERO ARANGO G. et RICO HURTADO H., 1965, Medellin
- Cartes inédites déposées au Service géologique de Colombie :
- SUESCUN D. et TABORDA B., 1950, Mapa geologico del Tolima, 1/500 000
 - KEIZER J., 1956, Mapa geologico de la Hoya del Alto Cauca (4 feuilles), 1/100 000
 - RAASVELDT H.C., 1957, Mapa geologico y tectonico del Norte de Colombia, 1/1 000 000
 - HUBACH E. et Van der HAMMEN Th., 1958, Mapa de las Unidades geologicas de Colombia, 1/1 500 000
 - CHAMPETIER de RIBES G., PAGNACCO P.F., RADELLI L. et WEECKSTEEN G., 1961, Mapa geologico de la Serrania de Perijà, 1/100 000, (2 feuilles)
 - COLOMBIAN SOC. of PETROLEUM GEOL. and GEOPH., 1961, Geologic Map of Massif of Floresta, 1/200 000
 - RADELLI L., 1962, Feuilles Sonson et Dorada (1/100 000)
- ANNEE GEOPH. INTERN., - 1959, Mapa gravimetrico (Bouguer) de Colombia, 1/1 500 000 (Instituto A. Codazzi, Bogotà).

⁺ Ne figurent pas dans cette liste les cartes qui accompagnent des mémoires publiés.

GLOSSAIRE

- Cerro : mont, pic
Laguna : lac
Loma : pente plus ou moins raide, pouvant se terminer par un dos d'âne
Mesa : plateau, en général surface structurale
Nevado : littéralement montagne enneigée ; en pratique ce mot désigne une montagne portant des glaciers
Paramo : ce mot s'applique à des régions mollement ondulées, à "faciès de pénéplaines", de haute montagne, de climar froid, d'haibitude très ventées, comportant une végétation spéciale. Ces formes sont typiques des Andes colombiennes (Orient Andin) et équatoriennes
Pizarra : schiste ardoisier, ardoise (ce mot correspond au terme anglais slate)
Quebada : ce mot n'a pas d'équivalent en français. On peut le définir comme "une coupure dans un versant avec un cours d'eau, ou bien ce cours d'eau lui-même ou, mieux encore, un torrent généralement encaissé, mais qui peut être absent" (P. G. Liégeois, 1958)
Sabana : ce terme ne s'applique qu'à la "Sabana de Bogotà", région plate qui est en fait un ancien lac comblé. A ne pas confondre avec le terme français de savane
Serrania : chaîne de montagne moins importante qu'une cordillère
Sierra : massif montagneux comportant plusieurs sommets.