



HAL
open science

Contribution à l'étude de quelques diapirs du S.-E. de la France. Alpes françaises du sud.

Tahir Emre

► **To cite this version:**

Tahir Emre. Contribution à l'étude de quelques diapirs du S.-E. de la France. Alpes françaises du sud.. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT: . tel-00575263

HAL Id: tel-00575263

<https://theses.hal.science/tel-00575263>

Submitted on 10 Mar 2011

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.

Debel

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE
DE QUELQUES DIAPIRS
DU SE DE LA FRANCE**

par **Tahir EMRE**

Thèse présentée pour obtenir le grade de Docteur-Ingénieur

Spécialité: sciences de la terre

Mention: géologie appliquée

Option: tectonique alpine

soutenue le 7 Décembre 1977 devant le jury

Président: J.DEBELMAS

Examineurs: M.GIDON

CI.KERCKHOVE

G.TRUC

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE
DE QUELQUES DIAPIRS
DU SE DE LA FRANCE**

par **Tahir EMRE**

Thèse présentée pour obtenir le grade de Docteur-Ingénieur

Spécialité: sciences de la terre

Mention: géologie appliquée

Option: tectonique alpine

soutenue le 7 Décembre 1977 devant le jury

Président: J.DEBELMAS

Examineurs: M.GIDON

CI.KERCKHOVE

G.TRUC

E R R A T A
=====

<u>Page</u>	<u>ligne</u>		<u>A lire</u>
16	35	de la formation...	de la formation qui passe progressivement au Barrémien, constitué de calcaires et de marnes à sa base et plus calcaire à son sommet.
19	5	galet	galets
25	11	d'Echimodermes	d'Echinodermes
31	3	ENCAISSEMENT	ENCAISSANT
32	45	longde	long de
37	24	-Pujant-	-Pujaut-
50	13	Bruis	Buis
55	27	spiculesde	spicules de
62	16	hard-groud	hard-ground
63	5	hard-groud	hard-ground
78	29	Monjuvet	Montjuvent
111	22	30 m	110 à 130 m
119	19	indique	indiquent
123	24	n'y pénètrent plus	n'y pénètrent pas plus
124	6	profoneur	profondeur
	10	d'antichinal	d'anticlinaux
	14	divers	diverses
126	21	(à l'exception du diapir du Laus)	(à l'exception du diapir du Laus et celui de Gévaudan)

ERRATA

Page	Ligne		A lire
13	12	dolomie,	dolomite,
13	16	dolomie.	dolomite.
15	8	Fig. 4-Marceau	Fig. 4-Morceau
16	35	de la formation ...	de la formation qui passe progressivement au Barrémien, constitué de calcaires et de marnes à sa base et plus calcaire à son sommet.
16	38	au N du	au S du
18	32	<u>Au N du</u>	<u>Au S du</u>
18	36	(Barrémien)	(Hauterivien)
19	4	<u>au N de</u>	<u>au S de</u>
19	5	galet	galets
19	11	(ici renversé)	(ici redressé)
24	3	à l'W du Barroux et	à supprimer
25	9	une faciès	un faciès
25	11	d'Echinodermes	d'Echinodermes
31	3	ENCAISSEMENT	ENCAISSANT
31	18	du Néocomien	de Néocomien
32	45	longde	long de
36	16	celle du massif de Suzette-le Barroux	celle de la bande de Suzette-le Barroux
37	24	-Pujant-	-Pujaut-
40	25	avec de dernier	avec ce dernier
43	6	sur l'épaisseur de	l'épaisseur de
43	14	A l'W du Barroux de 25°.	à supprimer toute la ligne
43	19	(Gigondas, W du Barroux)	(Gigondas)
43	27	(à l'W)	(à l'E)
43	29	ont constitué	ont consisté
48	8	levées	levés
50	13	Buis	Buis
55	27	spiculesde	spicules de
62	16	hard-ground	hard-ground
63	5	hard-ground	hard-ground
63	13	Au SE de	Au S de
78	29	Monjuvet	Monjuvet
79	5	au contraire NE-SW.	au contraire NE-SW(voir fig.14) .
81	6	niveau (voir fig.14).	niveau,
83	7	l'ébauche	l'ébauche
84	1	(Luthétien ...	(Luthétien ...
95	premier croquis }	permo-triasique séricitoschiste	permo-triasiques séricitoschistes

Monsieur Gabriel CAU : Président
Monsieur Pierre JULLIEN : Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. AMBLARD Pierre	Clinique de dermatologie
ARNAUD Paul	Chimie
ARVIEU Robert	I. S. N.
AUBERT Guy	Physique
AYANT Yves	Physique approfondie
Mme BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM. BARBIER Jean-Claude	Physique Experimentale
BARJON Robert	Géologie appliquée
BARNOD Fernand	Physique nucléaire
BARRA Jean-René	Biosynthèse de la cellulose
BARRIE Joseph	Statistiques
BEAUDOING André	Clinique chirurgicale
BELOUZLY Elie	Clinique de Pédiatrie et Pucriculture
BERNARD Alain	Physique
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM. BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Pures
BEZEZ Henri	Pathologie chirurgicale
BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
BOLLIER Louis	Informatique (IUT B)
BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
BONNET-EMYARD Joseph	Clinique gastro-entérologique
Mme BONNIER Marie-Jeanne	Chimie générale
MM. BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie
BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques appliquées
BOUDET DE MONTVEL Louis	Mathématiques Pures
BRAVARD Yves	Géographie
CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologique
CALAS François	Anatomie
CARLIER Georges	Biologie végétale
CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie
CAUQUIS Georges	Chimie organique
CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
CHARACHON Robert	Clinique Oto-rhino-laryngologique
CHATEAU Robert	Clinique de neurologie
CHIBON Pierre	Biologie animale
COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
Mme DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM. DEBELMAS Jacques	Géologie générale
DEGRANCE Charles	Zoologie
DELOMAS Pierre	Pneumophthisiologie

2

MM. DEPORTES Charles	Chimie minérale
DESRE Pierre	Métallurgie
DESSAUX Georges	Physiologie animale
DODU Jacques	Mécanique appliquée (IUT I)
DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
DREYFUS Bernard	Thermodynamique
DUGROS Pierre	Cristallographie
CAGNAIRE Didier	Chimie Physique
GALVANI Octave	Mathématiques Pures
GASTINEL Noël	Analyse numérique
GAVENT Michel	Pharmacologie
GEINBRE Michel	Electroradiologie
GERBER Robert	Mathématiques Pures
GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
GIRAUD Pierre	Géologie
JANNI Bernard	Géographie
KAHANE André	Physique général
KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
KRAUTCHENKO Julien	Mécanique
KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
LACAZE Albert	Thermodynamique
LACHARNE Jean	Biologie végétale
Mme LAJZEROWICZ Janine	Physique
MM. LAJZEROWICZ Joseph	Physique
LATREILLE René	Chirurgie générale
LATURAZE Jean	Biochimie Pharmaceutique
LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
LEDRU Jean	Clinique médicale B
LE ROY Philippe	Mécanique (IUT I)
LEBOUTRY Louis	Géophysique
LOISEAUX Pierre	Sciences Nucléaires
LONCEQUEUE Jean-Pierre	Physique Nucléaire
Loup Jean	Géographie
MelleLUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MM. MALINAS Yves	Clinique Obstétricale
MAZATIN-NOEL Pierre	Clinique Cardiologique
MAZARE Yves	Clinique Médicale A
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
MICOD Max	Clinique Maladies infectieuses
MOURIQUAND Claude	Histologie
MOUSSA André	Chimie Nucléaire
NOZIERES Philippe	Spectrométrie Physique
OZENDA Paul	Botanique
PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
PERAY-Peyroula Jean-Claude	Physique
PERRET Jean	Sémiologie Médicale (Neurologie)
RASSAT André	Thermodynamique
RENARD Michel	Chimie systémique
REVCL Michel	Urologie
RINALDI Renaud	Physique
DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-Chirurgie
SEIGNEURIN Raymond	Micrbiologie et Hygiène
SENGEL Philippe	Zoologie
STIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT I)
SOUTIF Michel	Physique générale
TANCHE Maurice	Physiologie
TRAYNARD Philippe	Chimie générale

3

MM. VAILLANT François	Zoologie
VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
VAUQUIS Bernard	Calcul électronique
Mme VERAIN Alice	Pharmacie galénique
MM. VERAIN André	Physique
VEYRET Paul	Géographie
VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. CRABRE Pierre	CERMO
DEMBICKI Eugénuz	Mécanique
JOHNSON Thomas	Mathématiques appliquées
PENNEY Thomas	Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle AGNIUS-DELOD Claudine	Physique pharmaceutique
ALARY Josette	Chimie analytique
MM. AMBRISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
ARMAND Gilbert	Géographie
BENZAËN Claude	Mathématiques appliquées
BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
BILLET Jean	Géographie
BOUCHET Yves	Anatomie
BRUGEL Lucien	Energétique (IUT I)
BUISSON René	Physique (IUT I)
BUTEL Jean	Orthopédie
COHEN ADDAD Pierre	Spectrométrie physique
COLOMB Maurice	Biochimie
COMTE René	Physique (IUT I)
DELOBEL Claude	M.I.A.C.
DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
GAUTRON René	Chimie
GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
GLENAT René	Chimie organique
GROULADE Joseph	Biochimie médicale
HACQUES Gérard	Calcul numérique
HOLLARD Daniel	Hématologie
HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
IDELMAN Simon	Physiologie animale
JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
JULLIEN Pierre	Mathématiques Appliquées
Mme KAHANE Josette	Physique
MM. LARAIGNIAC Sacha	Mathématiques Appliquées
KURN Gérard	Physique (IUT I)
LUU DUC Cuong	Chimie organique
MAYNARD Roger	Physique du solide
Mme MINIER Colette	Physique (IUT I)
MM. PELMONT Jean	Biochimie
PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et Minéralogie
PISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mlle PIERY Yvette	Physiologie animale

4

MM. RAYNAUD Hervé	M.I.A.C.
REBEQU Jacques	Biologie (CUS)
REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM. ROBERT André	Chimie papetière
SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
SARROT-REYNAUD Jean	Géologie
SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM. STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
VIALON Pierre	Géologie
VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREES

MM. ARMAND Yves	Chimie (IUT I)
BACHELOT Yvan	Endocrinologie
BARGE Michel	Neuro chirurgie
BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme BERTHEL Hélène	Pharmacodynamie
MM. BOST Michel	Pédiatrie
BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM. BRODEAU François	Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère habilitée à être directeur de thèse)
CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
CRAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
CHARDON Michel	Géographie
CHERADAME Hervé	Chimie papetière
CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
CURDONNIER Daniel	Néphrologie
COULOMB Max	Radiologie
CRUZET Guy	Radiologie
CYROT Michel	Physique du solide
DENIS Bernard	Cardiologie
DOUCE Roland	Physiologie végétale
DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme ETERRADGSSI Jacqueline	Physiologie
MM. FAURE Jacques	Médecine légale
FAURE Gilbert	Urologie
GAUTIER Robert	Chirurgie générale
GIBER Maurice	Géologie
GRIS Yves	Physique (IUT I)
GUYOTIER Michel	Thérapeutique
GUTTON Jacques	Chimie
HICTER Pierre	Chimie
JALBERT Pierre	Histologie
JUNEN-LAVILLAVROY Claude	C. R. I.
LE NOC Pierre	Hématologie
GLADIE Lucien	Bactériologie-virologie
MACHE Régis	Physiologie végétale
MAGNIN Robert	Hygiène et médecine préventive
MALLICK Jean-Michel	Médecine du travail

MM. MARECHAL Jean MARTIN-BOUYER Michel MICHOUILLER Jean NEGRE Robert NEMOZ Alain FOUGARET Marcel PARAMELLE Bernard PECCOUD Francis	Mécanique (IUT 1) Chimie (CUS) Physique (IUT 1) Mécanique (IUT 1) Thermodynamique Automatique (IUT 1) Pneumologie Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère habilitée à être directeur de thèse)
PEFFER René FERRIER Guy PHELIP Xavier RACHAIL Michel RACINET Claude RAMBAUD André RAMBAUD Pierre RAPHAEL Bernard	Métallurgie (IUT 1) Géophysique-Glaciologie Rhumatologie Médecine Interne Gynécologie et Obstétrique Hygiène et Hygiène (Pharmacie) Pédiatrie Stomatologie Bactériologie (Pharmacie)
Mme. REHAUDET Jacqueline MM. ROBERT Jean-Bernard ROHIER Guy	Chimie Physique Mathématiques (IUT B) (Personnalité étrangère habilitée à être directeur de thèse)
SCHAERER René SHOM Jean-Claude STOEBNER Pierre VROUSOS Constantin	Cancérologie Chimie Générale Anatomie Pathologie Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. DEVINE Richard HODGES Christopher	Spectro Physique Transition de Phases
--	--

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOVEMBRE 1976

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

ANNEE 1976-1977

Président : M. Philippe TRAYNARD
Vice-Présidents : M. Pierre-Jean LAURENT
M. René PAUTHENET

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. BENOIT Jean BESSON Jean BLOCH Daniel BONNETAIN Lucien BONNIER Etienne BRISSONNEAU Pierre BUYLE-BODIN Maurice COUMES André DURAND Francis FELICI Noël FOULARD Claude LESPINARD Georges MOREAU René PARIAUD Jean-Charles PAUTHENET René PERRET René POLOUJADOFF Michel VEILLON Gérard	Radioélectricité Electrochimie Physique du solide Chimie minérale Electrochimie et Electrometallurgie Physique du solide Electronique Radioélectricité Métallurgie Electrostatique Automatique Mécanique Mécanique Chimie-Physique Physique du solide Servomécanismes Electrotechnique Informatique fondamentale et appliquée
--	--

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BLIMAN Samuel BOUVARD Maurice COHEN Joseph LACOURNE Jean-Louis LANCIA Roland ROBERT François ZADWORNY François	Electronique Génie Mécanique Electrotechnique Géophysique Electronique Analyse numérique Electronique
--	---

MAITRES DE CONFERENCES

MM. ANCEAU François CHARTIER Germain GUYOT Pierre IVANES Marcel JOUBERT Jean-Claude LESIEUR Marcel MORET Roger PIAU Jean-Michel PIERRARD Jean-Marie SABONNIER Jean-Claude	Mathématiques Appliquées Electronique Chimie Minérale Electrotechnique Physique du solide Mécanique Electrotechnique Nucléaire Mécanique Mécanique Informatique Fondamentale et Appliquée Informatique Fondamentale et Appliquée
--	--

CHERCHEURS DU C.N.R.S. (Directeur et Maîtres de Recherche).

M. FRUCHART Robert	Directeur de Recherche
MM. ANSARA Ibrahim CARRÉ René DRICOLE Jean LANDAU Jean Doré MATHIEU Jean-Claude MUNIER Jacques	Maître de Recherche Maître de Recherche Maître de Recherche Maître de Recherche Maître de Recherche Maître de Recherche

Quatre ans en France... Curiosité, nostalgie, joie, inquiétude, affection, effort...
Mais le monde n'a tourné que quatre fois autour du soleil.

"Demandez-lui ce qu'il en pense
"-Cela n'a aucune importance
Un temps microscopique"..."

"Renouvellement de mes jours
identiques les uns aux autres
et différents les uns des autres...
Le miracle du renouvellement,
C'est la non-répétition de la répétition".

Au terme de ce travail, je tiens tout particulièrement à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur J. Debelmas qui m'a accueilli dans son laboratoire, m'a proposé le sujet de ce travail, et m'a permis de le mener à bien grâce à ses précieux conseils et ses critiques, tant pour le travail sur le terrain que pour la rédaction finale.

Je remercie Monsieur le Professeur J. Flandrin qui a manifesté de l'intérêt pour mon travail.

Que soit particulièrement remercié Monsieur le Professeur P. Vialon qui s'est toujours montré prêt à accepter les discussions qui, pour moi, se sont avérées fructueuses.

Mes vifs remerciements vont aussi à :

. MM. M. Gidon et Cl. Kerckhove pour leur participation au jury et pour leurs aides diverses ;

. M. G. Truc qui a bien voulu accepter de participer au jury et qui n'a pas hésité à venir sur le terrain pour m'aider à préciser des datations qui s'avéraient délicates ;

. M. J.-L. Pairis qui m'a aussi aidé pour les datations micropaléontologiques et qui m'a prodigué de nombreux conseils ;

. M. H. Arnaud pour des entretiens qui m'ont été utiles ;

. MM. J. Girault, J.-P. Thieuloy et J.-P. Uselle pour leur contribution à des déterminations de minéraux et de fossiles ;

. Tous ceux qui ont manifesté leur amitié pendant mon séjour en France ;

. Melle P. Vadot qui m'a aimablement facilité la tâche dans les recherches bibliographiques ;

. MM. D. Arnaud, L. Granet, R. Revol et R. Telmat, techniciens qui m'ont aidé dans mes manipulations ;

. Mme Th. Vallier qui a soigneusement déchiffré et frappé ce mémoire ;

. M. R. Chabert qui a imprimé ce texte dans sa forme définitive.

Je ne saurais oublier tous ceux qui m'ont encouragé et accordé leur confiance pour venir réaliser un travail de recherche en France, et plus particulièrement mes professeurs de l'Université Technique de Karadeniz (Trabzon) et le Ministère de l'Education Nationale Turc.

S O M M A I R E

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : LE DIAPIR DE SUZETTE

- Chapitre I : Cadre Géographique
- Chapitre II : Historique des Travaux
- Chapitre III : Stratigraphie
- Chapitre IV : Description Tectonique
- Chapitre V : Age des Mouvements et Histoire Géologique

DEUXIEME PARTIE : LES DIAPIRS DE LA REGION DE PROPIAC-CONDORCET

- Chapitre I : Cadre Géographique
- Chapitre II : Historique des Travaux
- Chapitre III : Stratigraphie
- Chapitre IV : Description Tectonique
- Chapitre V : Age des Mouvements et Histoire Géologique

TROISIEME PARTIE: LE DIAPIR DU LAUS

- Chapitre I : Cadre Géographique
- Chapitre II : Historique des Travaux
- Chapitre III : Interprétation Actuelle
- Chapitre IV : Observations Personnelles et Conclusions

QUATRIEME PARTIE: LE DIAPIR DE GEVAUDAN

- Chapitre I : Cadre Géographique
- Chapitre II : Historique des Travaux
- Chapitre III : Stratigraphie
- Chapitre IV : Description Tectonique

CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE (Thématique et Régionale)

LISTE DES FIGURES, DES COUPES, DES CARTES ET DES PHOTOS

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

Au cours de ce travail, nous avons étudié, dans les chaînes subalpines méridionales françaises, la structure de quelques diapirs de matériel triasique et de leur encaissant, afin d'interpréter l'histoire et le mécanisme de leur mise en place.

Le phénomène diapirique n'a pas fait l'objet, jusqu'à présent, d'une étude systématique. Les quelques descriptions utilisables sont toujours celles de structures locales (voir par exemple J. R. van de Fliert, 1952 ; P. F. Burollet, 1973 ; T. Grabowska et S. Makoszewski, 1973 ; P. Gruneisen et al, 1973 ; M. Herak, 1973 ; et V. Perthuisot, 1972 et 1975). Il est difficile d'en dégager d'autres principes généraux que ceux qui figurent dans les traités classiques de Géologie (voir par exemple M. Gignoux, 1930 ; W. L. Russell, 1955 ; L. U. de Sitter, 1962 ; E. S. Hills, 1963 ; J. GOGUEL, 1965 ; A. Duchemin et J. STERAUX, 1974 ; et B. Hobbs et al, 1976).

Sous le terme de diapir, nous désignons ^{ici} toute masse de Trias plus ou moins riche en évaporites qui s'élève vers la surface et peut venir à l'affleurement, soit dans le coeur d'un anticlinal plus ou moins disloqué, soit à la faveur d'un carrefour de failles, soit même dans un plan de faille travaillant à la distension. Dans le premier cas, on parlera de pli-diapir, dans les autres de diapir tout court.

De toute façon, la disposition est très différente de celle des "dômes de sel" que l'on observe dans les grands bassins sédimentaires tranquilles contenant des couches de sel.

Dans le cas présent, la mécanique de la mise en place de ces masses diapir pose un problème encore imparfaitement résolu, car elle peut se faire de deux façons qu'il n'est pas facile de distinguer.

1) La montée du diapir se fait au moment d'une phase de compression, un peu comme de la pâte dentifrice qui sortirait d'un tube quand on le presse. Il est probable que c'est le cas quand on a à faire à un véritable pli-diapir, c'est-à-dire lorsque la masse triasique affleure au coeur d'un anticlinal.

2) La montée de la masse triasique se fait au moment d'une phase de distension, quand les failles peuvent s'ouvrir, la montée étant due alors à la faible densité des évaporites et à la pression lithostatique des terrains encaissants.

La difficulté de démontrer ce dernier mode de mise en place est que de telles masses ont été souvent comprimées dans des phases de resserrement tardives.

Nous verrons, dans la conclusion de ce travail, si l'on peut conclure dans un sens ou dans l'autre à propos des divers exemples étudiés.

Ont été étudiés ceux de Suzette (Vaucluse), de Propiac-Condorcet (Drôme), du Laus (Hautes-Alpes) et de Gévaudan (Alpes-de-Haute-Provence), (voir fig. 1). Nous nous sommes limités aux cas où le contexte géologique permet, grâce à la présence de terrains tertiaires, une certaine analyse du processus de mise en place.

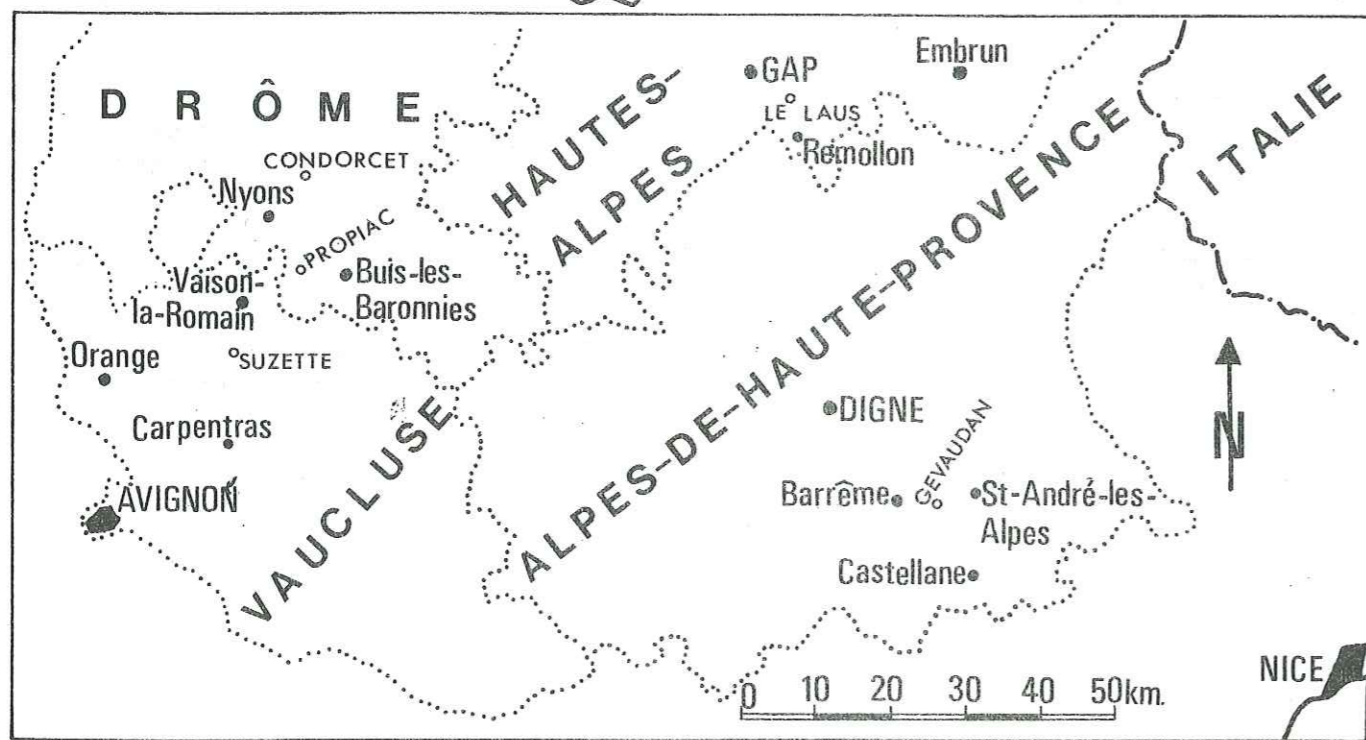
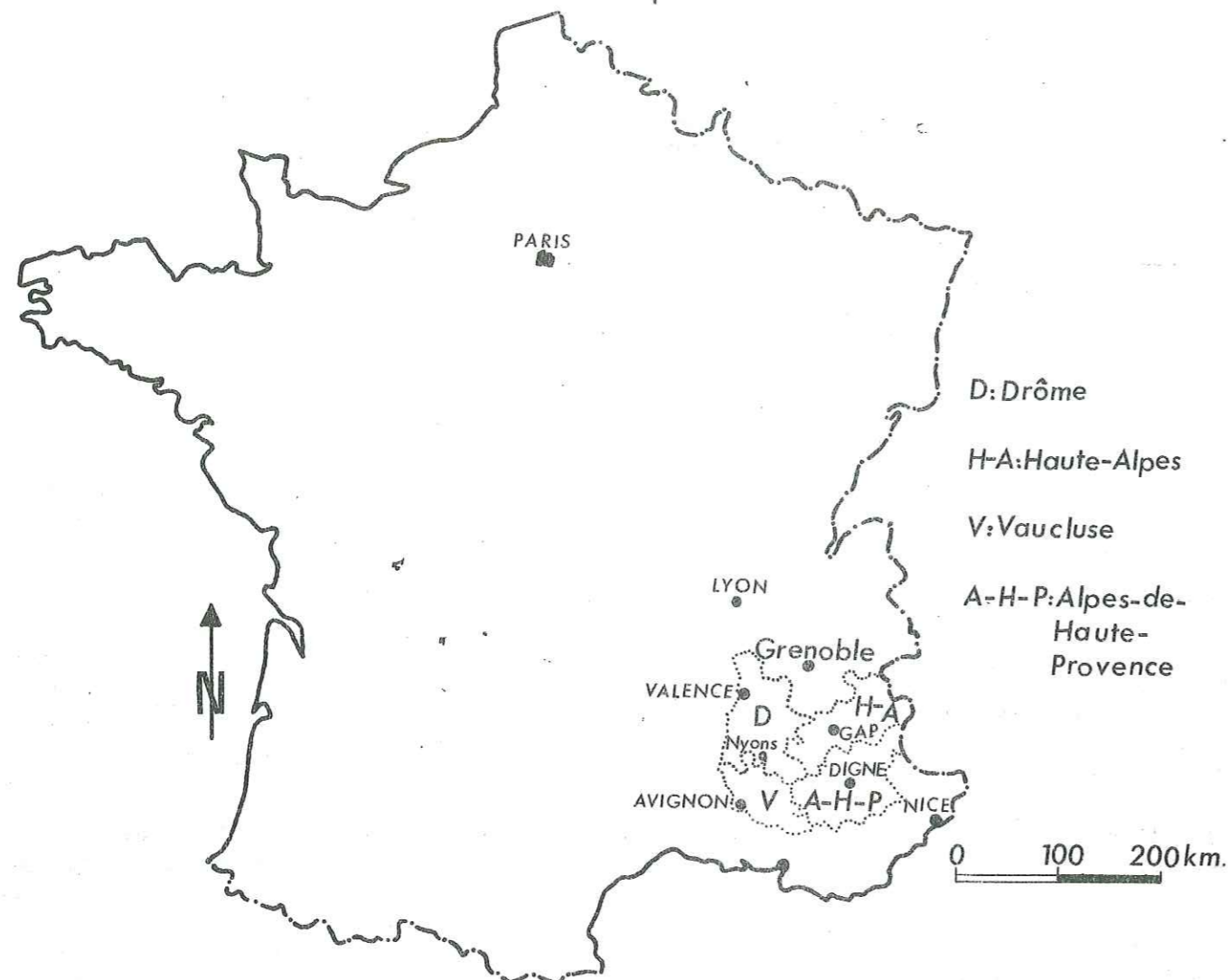


Fig.1-Situation des régions étudiées

Certains diapirs, comme ceux de la région de Laragne, que nous avons cependant visités, ne seront pas décrits faute des éléments nécessaires à leur étude chronologique. Les masses triasiques extravasées sont partout faites d'un mélange de gypse et de cargneules, d'argile, de dolomies et d'un matériau calcaire concrétionné que nous appellerons, au moins provisoirement, de la "croûte calcaire". La mise en place de cet ensemble s'est faite en général en plusieurs stades au cours du Tertiaire.

Tous ces diapirs diffèrent des dômes de sel classiques évoqués précédemment :

- Tout d'abord, par leurs dimensions qui sont beaucoup plus petites (par endroit guère plus d'une dizaine de mètres de largeur) ; par leur forme aussi, en général très irrégulière, parfois réduite à une simple lame.

- D'autre part, par le fait que leur mise en place est liée à la tectonique alpine et se fait à la faveur de phases de compressions, ou, inversement, dans des plans de failles plus ou moins ouverts à certaines époques.

A Suzette, à Propiac-Condorcet, à Gévaudan, ces failles d'extension appartiennent au cortège d'un décrochement ou représentent le plan de décrochement lui-même ; et le Trias remonte de la base de la couverture sédimentaire subalpine.

Au Laus, au contraire, le Trias évaporitique originel jalonne un grand plan de chevauchement qu'il lubrifie, le chevauchement de Remollon (M. Gidon, 1975). C'est donc déjà un Trias extravasé. La remontée du diapir lui-même est due à un bombement anticlinal tardif, associé à un système de failles de distension lié au bombement du dôme de Remollon.

Dans tous les cas, le matériel triasique est profondément disloqué et il est impossible, non seulement d'en établir la série stratigraphique, mais aussi d'y reconnaître une architecture cohérente.

PREMIERE PARTIE

LE DIAPIR DE SUZETTE *

Chapitre I : CADRE GEOGRAPHIQUE

Chapitre II : HISTORIQUE DES TRAVAUX

Chapitre III : STRATIGRAPHIE

I - Le Trias

II - Les terrains post-triasiques

Chapitre IV : DESCRIPTION TECTONIQUE

I - Le diapir lui-même et son encaissant

II - Le diapir dans la structure générale des chaînes subalpines et rhodaniennes

Chapitre V : AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GEOLOGIQUE

I - Les premiers mouvements : La phase pyrénéo-provençale

II - Les mouvements oligocènes

III - Les mouvements post-helvétiques

* voir cartes et coupes géologiques pages 27, 28, 29 et 30.

CADRE GEOGRAPHIQUE

Le diapir de Suzette se trouve au coeur d'un massif montagneux situé à 20 km environ à l'E d'Orange, à 10 km au N de Carpentras et à l'W du Mont Ventoux (voir fig. 2).

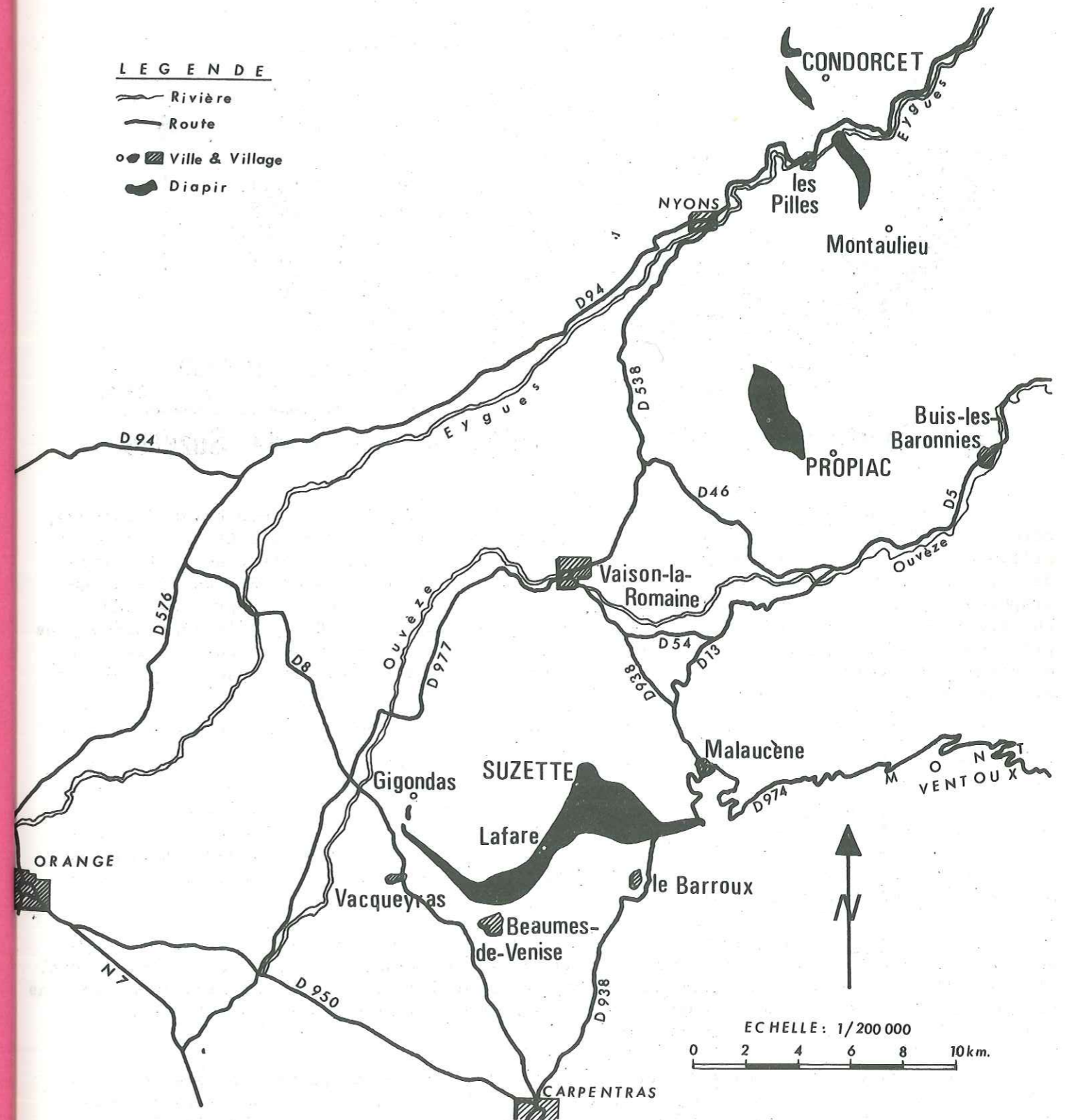


Fig.2-CADRE GEOGRAPHIQUE DU DIAPIR SUZETTE & CEUX DE PROPIAC-CONDORCET

On peut décomposer le massif de Suzette en plusieurs régions (voir fig. 3) ;

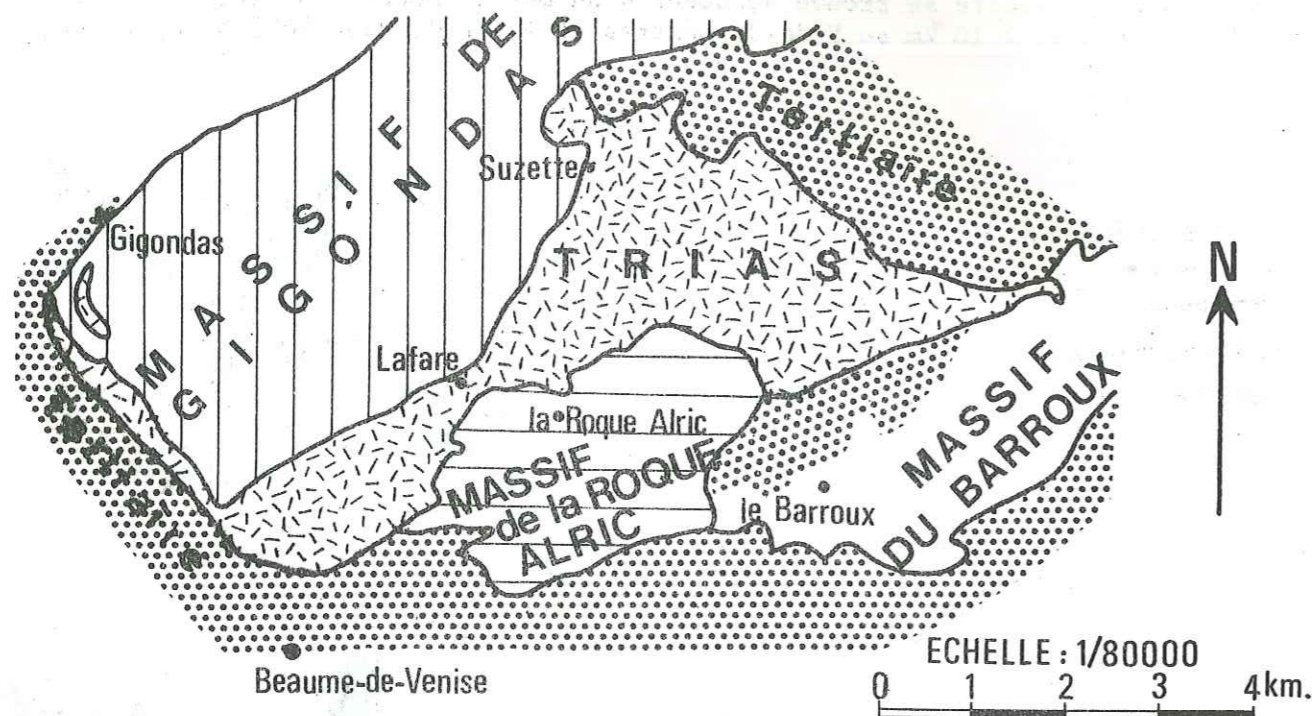


Fig. 3-Position des différentes unités du massif de Suzette

1) Tout d'abord un pays de collines arrondies où domine la teinte caractéristique, ocre rouge, du Trias, coupée de quelques îlots de végétation vert sombre et de zones cultivées (vignes et arbres fruitiers). Cette formation triasique s'étend entre le massif de Gigondas au N, les massifs de la Roque-Alric et du Barroux au S et SE (feuilles topographiques au 25 000e : Orange n° 7-8 et Vaison-la-Romaine n° 5-6). Elle présente une superficie de 8 km² environ et elle est bordée au NE, au SW, à l'ESE par le Tertiaire, plus précisément par l'Oligocène. Elle n'est en contact avec le Miocène qu'au bord de la route de Beaumes-de-Venise, à Lafare, près d'une importante exploitation de gypse. On y voit le Miocène redressé, et même légèrement déversé par le rejeu du diapir.

Les villages de Lafare et de Suzette sont construits presque en bordure du diapir.

Sur le diapir, les sommets s'étagent entre 240 m et 420 m.

2) Le massif de Gigondas forme une chaîne orientée NE-SW et domine tout le massif de Suzette. Ses reliefs sont souvent très accusés par suite de l'érosion différentielle des calcaires du Jurassique supérieur-Barriasiens et des faciès marneux du Crétacé inférieur. C'est là que se trouvent les points culminants du massif de Suzette : Crête de St Amand (732 m) et Rocher du Turc (630 m).

3) Le massif de Roque-Alric forme un petit relief tourmenté dont le versant nord domine le diapir de Suzette et le versant sud, la plaine miocène-quaternaire de Carpentras. L'allure déchiquetée du massif est due au morcellement des calcaires jurassiques-barriasiens qui dominent des dépressions étroites de marnes néocomiennes. Les sommets culminent à 523 m (Le Devez) et 520 m (Carabelle).

4) Le massif du Barroux domine le diapir vers le N et la plaine miocène du Caromb vers le S. Il est constitué par une succession de collines parallèles, peu accusées, de direction NNE - SSW, qui font la jonction entre le massif de Suzette et le Mont Ventoux. Leur ossature est constituée par des calcaires marneux néocomiens.

HISTORIQUE DES TRAVAUX

Le massif de Suzette a fait l'objet, en 1962, de la thèse de R. Brasseur. Dans son mémoire, cet auteur a donné l'historique détaillé des recherches géologiques concernant ce massif et je n'en reprendrai donc pas toutes les étapes.

Je rappellerai simplement que la première étude sérieuse est celle de Leenhardt, (1883), où la stratigraphie du secondaire est assez nettement établie. Cet auteur se rend compte de la complexité tectonique du massif et de sa mise en place au cours de plusieurs phases orogéniques successives. Mais il ne reconnaît pas l'existence du Trias. Pour lui, le gypse (qu'il appelle "horizon de Suzette") appartient probablement au Tertiaire.

Ce sera seulement P. Termier, aidé de ses élèves, L. Joleaud et P. Thierry, qui, à partir de 1921, démontreront la présence du Trias grâce à des fossiles (trouvés à vrai dire dans le dôme de Propiac, plus au NE). Seul *Bactryllium* sp. est signalé entre Suzette et le Barroux.

L'étude de P. Termier est surtout célèbre, parce qu'il interpréta tous les affleurements de gypse de la région (Suzette, Propiac, Lazer, Montrond, Condorcet, etc.) comme des klippen d'une gigantesque nappe de charriage venue de l'E, peut-être du Briançonnais.

W. Kilian d'abord, puis M. Gignoux, démontreront qu'il s'agit au contraire de diapirs. P. Termier adoptera, dès 1927, ces conclusions, et pense que le diapir de Suzette s'est mis en place avant l'Oligocène.

Les travaux ultérieurs les plus importants auront surtout trait à la chronologie des mouvements. C'est notamment le cas de ceux d'A. F. de Lapparent (1940). Cet auteur attribue d'abord l'Oligocène au Sannoisien, grâce à une mauvaise faune à *Helix* et *Limnées*. Par l'étude des rapports entre les terrains tertiaires et leur substratum, il est conduit à admettre trois séries des mouvements.

1) Une phase pyrénéo-provençale, qui fait reposer l'Oligocène en discordance sur le Crétacé inférieur, mais jamais sur le Jurassique supérieur. Il n'y aurait donc pas eu d'extrusion du Trias à cette époque, comme le pensait P. Termier.

2) Une première phase alpine, faible, qui ne provoque qu'une discordance locale du Burdigalien sur l'Oligocène, et amène le premier sur le Tithonique, au plus, jamais sur les Terres Noires oxfordiennes.

3) Une phase alpine paroxysmale (limite Miocène-Pliocène) au cours de laquelle le Trias se met en place.

Ce schéma sera modifié par J. Goguel, en 1947, qui constate la transgression de l'Oligocène et du Burdigalien sur le Trias diapirique dès la phase pyrénéo-provençale. Il y aurait eu ensuite des rejeux lors des différentes phases alpines.

En 1962, R. Brasseur, dans sa thèse, arrive à la conclusion qu'à l'Albien, le massif de Suzette émerge et que des mouvements tectoniques provoquent des reliefs importants avec des plis cependant peu accusés (surtout dans le massif de Gigondas) ; le Cénomaniens est transgressif et discordant sur les termes crétacés sous-jacents.

Il confirme que la première mise en place du Trias est anté-oligocène. La principale phase du diapirisme serait donc bien la phase pyrénéo-provençale. D'autre part la digitation triasique située au S du village de Gigondas et celle située au N de Suzette (sur lesquelles repose un lambeau du Burdigalien), le pointement diapirique du Cirque de St Amand et les pendages verticaux (même légèrement inversés) du Burdigalien (au contact du Trias au N de Beaumes-de-Venise), montrent que le diapir a de nouveau joué au cours des phases alpines.

Brasseur pense que le contact Trias-Oligocène, vertical, est anormal, mais la zone perturbée est réduite et la disposition générale des affleurements tertiaires traduit toujours l'ancienne superposition normale discordante. Ceci semble indiquer davantage un rejeu des masses en présence postérieurement au dépôt de l'Oligocène, qu'une mise en place du diapir postérieure à cet Oligocène.

L'auteur souligne la présence de quartz bipyramidés triasiques remaniés dans les horizons de base de l'Oligocène, fait qui prouve une première mise en place du diapir avant le dépôt de celui-ci. Il n'empêche que, sur ses levés au 50 000e, le contact Trias-Oligocène est trop souvent systématiquement cartographié comme un contact tectonique alors que les contacts stratigraphiques m'ont paru la règle.

Cette remarque, jointe à diverses autres insuffisances cartographiques, m'ont amené à reprendre l'examen et la cartographie des bordures du diapir et du diapir lui-même.

La dernière des études concernant la région de Suzette est celle de J.C. Fahy, qui a étudié le contact de la région du Mont Ventoux avec le massif de Suzette et les Baronnies (thèse 1965).

Son travail ne touche que l'extrémité orientale du diapir de Suzette. Cependant, il lui paraît également logique d'admettre une mise en place du Trias avant l'Oligocène. Il signale que l'Oligocène repose sur le Trias avec une zone de contact faiblement tectonisée, ce qui serait dû aux rejeux post-oligocènes. Par contre, partout où le Callovo-Oxfordien, le Tithonique, le Néocomien ou le Barrémien sont en contact anormal avec le Trias, ces termes sont tectonisés et broyés par ce dernier.

D'après J. C. Fahy, la première phase alpine post-oligocène, sensible dans le massif du Mont Ventoux, agirait aussi dans le massif de Suzette (il signale la discordance angulaire entre Oligocène et Miocène). Il souligne que le contact du Mont Ventoux et du massif de Suzette a été considérablement modifié par les derniers mouvements alpins (Néogène terminal), qui ont provoqué le soulèvement définitif du Mont Ventoux et du massif de Suzette.

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE

I - LE TRIAS

Le Trias affleure grosso modo suivant deux bandes allongées NE-SW et NW-SE, qui séparent le massif de Gigondas des massifs de la Roque-Alric et du Barroux. Il représente le terme le plus ancien connu de la série stratigraphique. Son diapirisme se traduit par une tectonisation extrêmement intense de ses assises et rend très difficile toute étude stratigraphique de détail.

Depuis la découverte de *Bactryllium* par P. Thierry en 1921 (cf. P. Termier, 1927, p. 59), aucun fossile n'y a été recueilli.

La recherche de débris d'organisme microscopiques* dans les échantillons triasiques de Suzette et de Propiac n'a fourni que de beaux cristaux de dolomite, quelques minéraux argileux, des quartz et du grenat (almandin).

Ce trias contient de nombreux petits quartz bipyramidés (nous en avons trouvé aussi à Propiac), très bien formés, qui constituent un excellent repère, surtout lorsqu'ils sont associés avec de très nombreux rhomboèdres de dolomite.

La majeure partie de la masse triasique correspond, à l'affleurement, à une terre argileuse et dolomitique ocre rouge ou ocre jaune, dans laquelle s'individualisent localement des masses de gypses de toutes dimensions et de teintes variées (blanches, jaunâtres, ocres, rougeâtres).

Dans cet ensemble il existe d'énormes blocs ruiniformes de dolomies, de cargneules et d'une formation particulière que nous désignerons sous le nom de "croûte calcaire".

Les plus importants affleurements de gypse sont situés au N de Beaumes-de-Venise, où ils sont exploités, et au N et à l'E de Montmirail, dans la terminaison occidentale du diapir, où l'on voit la trace d'anciennes exploitations abandonnées.

Au N de Beaumes-de-Venise, le gypse est blanc, avec cependant des passées rougeâtres. Nous y avons trouvé de grands cristaux de gypse transparents très purs et de beaux cristaux de pyrite de quelques millimètres à 1 cm.

Au N et à l'E de Montmirail, dans la lame occidentale du diapir, le gypse affleure en plusieurs points. Trois lentilles sont assez importantes comme dimensions :

a) Au NW du lieu-dit les Platrières, où il se présente en une masse blanche et rougeâtre montrant une texture linéaire d'étirement. Dans cette masse nous avons

* A cette occasion, je voudrais remercier Monsieur I. Gedik (de l'Université Technique de Karadeniz, Trabzon - Turquie) qui a bien voulu effectuer cette recherche de débris.

trouvé quelques galets de magnésite de 1 à 7 cm de diamètre (voir photo 1).

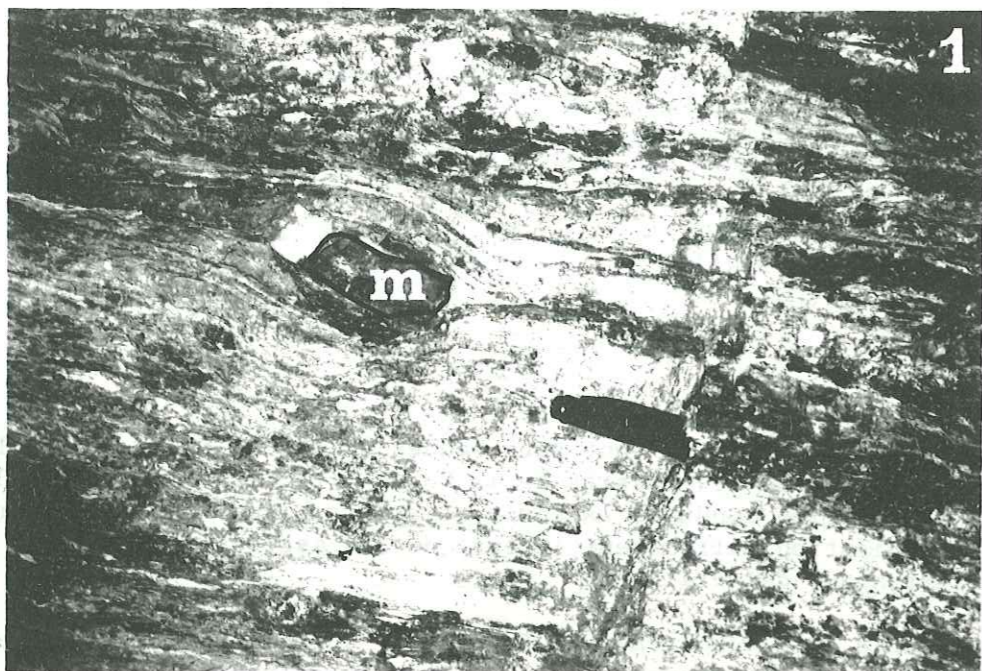


Photo 1 - Gypse de texture linéaire au NW du lieu-dit les Platrières (à 1600 m au S de Gigondas environ) m : galet de magnésite.

b) Au lieu-dit Dardel, où le gypse est une masse de couleur blanche qui vient au contact de l'Oxfordien. Celui-ci est altéré au contact, et les marnes contiennent de petits cristaux fibreux (quelques centimètres) de teinte gris foncé, d'un gypse manifestement régénéré.

c) A l'E de Montmirail, où il a été exploité, le gypse se présente en une masse blanche et rougeâtre montrant une texture linéaire mais pas aussi marquée qu'au NW des Platrières. Nous avons observé quelques blocs discontinus de calcaires dolomitiques, finement lités et de dolomies grises, fracturées, immédiatement au N du lieu-dit les Platrières, dans le faciès argilogypseux.

d) Enfin dans l'énorme masse du diapir, nous avons retrouvé un affleurement de gypse, au S du lieu-dit Roubiol (au S de Suzette), dans un ruisseau, où il est blanc et rosâtre, pulvérulent, mélangé avec des argiles blanches, rouges ou jaunâtres.

Partout les "cargneules" sont très fréquentes.

Les cargneules se présentent comme une brèche à patine grise ou jaunâtre, à ciment calcaire, de couleur en général grise, parfois marron clair à jaunâtre.

A l'affleurement ou au voisinage de la surface, les cargneules sont souvent cavernes ou carriées. Il s'agit probablement d'un phénomène secondaire d'altération, qui disparaît le plus souvent en profondeur. Il résulte, soit de la dissolution de la brèche par les eaux d'infiltration, soit de néo-cristallisation calcaréo-dolomitiques autour de cristaux solubles disparus.

Les cavités sont en général polyédriques, vides ou remplies d'une matière blanchâtre, tendre, souvent pulvérulente.*

* D'après les résultats de la calcimétrie et d'une étude aux RX, cette poudre serait une dolomie plus ou moins altérée.

Les éléments de la brèche (dolomies, calcaires dolomitiques) ont quelques millimètres à quelques centimètres ; ils sont souvent polyédriques et irrégulièrement dispersés. Quelquefois ils sont si serrés les uns contre les autres que le ciment ne constitue, entr'eux, qu'un très mince film. Il arrive que la disposition du ciment calcaire en cloison planes, soit plus ou moins parallèle à petit nombre de directions constantes délimitant ainsi des cavités polyédriques. Parfois l'épaisseur de cloison des cavités atteint 2 ou à 4 cm (voir fig. 4)

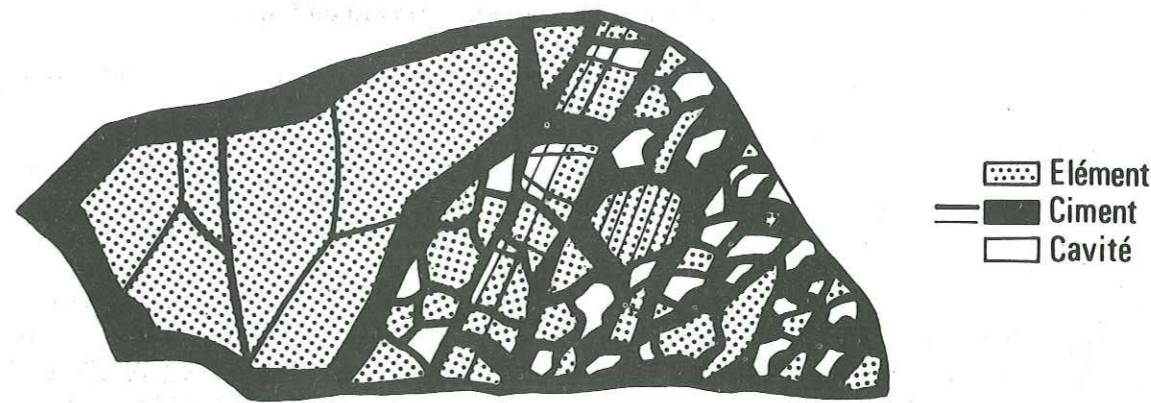


Fig. 4-Morceau de cargneule d'après nature echelle 1/10

Sur les surfaces des cloisons, nous avons constaté une cristallisation secondaire de calcite, souvent recouverte par un mince enduit limoniteux. La genèse de cette disposition n'est pas encore très claire.

Pour l'origine des cargneules, le lecteur voudra bien se reporter aux articles de H. Masson (1972) et J. Debelmas et al. (1977, à paraître) qui soulignent le rôle des pressions hydrauliques dans la mise en place des cargneules. Des cavités peuvent ainsi être remplies par une "bouillie de cargneules" plus récente, lors d'une reprise de la masse triasique dans une nouvelle série de mouvements.

La "croûte calcaire" est une brèche à ciment calcaire plus ou moins concrétionné et recristallisé englobant des débris de roches calcaires ou dolomitiques. La teinte générale est jaune à ocre, l'aspect en général assez compact, plus rarement caverneux. Les espaces vides de la roche, dont la dimension varie du millimètre (ou même moins) à quelques centimètres, sont tapissées par de minuscules concrétions de carbonate de calcium.

La ressemblance de ce faciès avec certaines croûtes calcaires d'altération climatique est assez frappante. L'étude détaillée montre, ainsi que G. Truc me l'a confirmé oralement, que cette brèche n'a aucune analogie lithologique avec certains encroûtements carbonatés paléogènes (voir pour le détail G. Truc, 1975 et A. Reullan, 1970).

La principale différence entre ce faciès et les cargneules est que la roche est ici plus compacte, plus franchement calcaire, avec des galèts plus ou moins anguleux manifestement pris dans le ciment calcaire. D'autre part, dans les cas où la roche est cavernueuse, les cavités sont arrondies ou irrégulières, mais jamais limitées par des cloisons planes délimitant un espace polyédrique, comme on l'observe si souvent dans les véritables cargneules.

La genèse de cette formation est évidemment diagénétique et probablement liée à la migration incessante des eaux d'imprégnation du diapir vers la surface. Les facteurs climatiques ont donc eu et ont peut-être encore un rôle certain sur ces processus, mais on ne peut en donner un tableau précis.

II - LES TERRAINS POST-TRIASIQUES

A. - LE JURASSIQUE ET LE CRETACE

R. Brasseur a donné dans sa thèse une description très détaillée des différents termes de la série du massif de Suzette. Pour chacun d'eux une longue liste de macro et microfossiles permet une détermination stratigraphique rigoureuse.

Ce travail n'a pas été repris, et il paraît inutile d'en donner le détail ici : le lecteur voudra bien se reporter au mémoire de thèse correspondant.

Je ne ferai que résumer la série stratigraphique, qui est une série typiquement vocontienne, tout à fait analogue à celle des Baronnies.

Le terme le plus ancien est l'Oxfordien, tronqué à sa base, et dont on ne connaît pas les termes sous-jacents. Ce sont des marnes noires contenant quelques rares intercalations de bancs calcaires gris-roux ou des cordons de nodules ferrugineux roux.

L'Argovien est représenté par une alternance de marnes et de calcaires marneux à patine gris-jaune. La proportion des bancs calcaires augmente vers le haut et il y a passage progressif au complexe Rauracien-Séquanien-Kimmeridgien inférieur, uniquement fait de calcaires bien lités, sublithographiques, à cassure esquilleuse, de couleur grise à café-au-lait.

Le Tithonique (Kimmeridgien supérieur-Portlandien) couronne la série jurassique. C'est une barre calcaire massive formant l'ossature des reliefs du massif de Gigondas et notamment les célèbres "Dentelles de Montmirail".

Le sommet de la barre renferme déjà des ammonites d'affinités berriasiennes : il y a donc passage progressif au Berriasien.

Le faciès est toujours pélagique, mais les phénomènes de resédimentation sont fréquents, associés à des conglomérats intraformationnels et des stratifications irrégulières qui indiquent un régime de slumpings dans un milieu agité de courants sous-marins.

Le Néocomien est également de type vocontien.

Le Berriasien est fait de calcaires marneux bien lités, durs, à cassure encore esquilleuse, à patine gris-jaunâtre, qui font transition avec ceux du Tithonique. Puis vient une alternance de bancs calcaires et marneux qui font transition avec le Valanginien, constitué surtout de marnes à ammonites pyriteuses contenant quelques minces bancs calcaires. Ceux-ci deviennent plus nombreux vers le sommet de la formation, et il y a passage progressif à l'Hauterivien.

Ce terme est très monotone et correspond à une alternance régulière de marnes grises et de calcaires marneux gris ou jaunes en bancs réguliers de 20 à 30 cm. L'épaisseur des bancs augmente vers le sommet de la formation qui passe progressivement au Berriasien, *constituée de calcaires et de marnes à sa base, et plus calcaire à son sommet.*

B. - LE TERTIAIRE

1. - L'Oligocène

La série tertiaire, lacustre et lagunaire, affleure au SW, au NE et au S du diapir.

Cette formation est caractérisée par la diversité de ses affleurements, où calcaires gréseux ou marneux, argiles, marnes, sables, gypses et conglomérats se mêlent et apparaissent à différents niveaux de la série. La puissance de l'ensemble est variable, de 100 m à 1000 m environ. L'âge de cette formation est peu précis, du Ludien au Stampien.

Limite inférieure

L'Oligocène représente le premier terme connu du Tertiaire et il repose toujours en discordance angulaire sur des terrains plus anciens, le plus souvent sur le Trias (sur le pourtour du diapir sauf au N). Dans la région de Montmirail-Gigondas, la terminaison N de ses affleurement déborde de la masse triasique et vient au contact du Néocomien et non du Jurassique supérieur comme l'indique R. Brasseur (1962, p. 159). C'est au lieu-dit Champ Paga, au N de Barroux, que l'Oligocène repose en discordance à la fois sur le Néocomien et sur les marnes noires oxfordiennes. Localement, l'érosion avait donc atteint les Terres Noires oxfordiennes avant le dépôt de l'Oligocène, ainsi que le souligne R. Brasseur (1962, p. 160).

Limite supérieure

L'Oligocène est partout recouvert, en discordance plus ou moins marquée, par la molasse calcaire à Pectinidés du Burdigalien, qui débute le plus souvent par un conglomérat de base. La limite entre ces deux formations est toujours nette, même si la discordance angulaire n'est pas franche.

Faune

a) Macrofaune : La série est très peu fossilifère. Quelques trouvailles sont cependant dues à P. Termier (1927, p. 60-64), A. F. de Lapparent (1940, p. 4-8), F. Fontannes (1885, p. 53), R. Brasseur (1962, p. 71-79).

Au SW du diapir triasique ; *Melanoïdes albigensis* NOUL, *Limnea aequalis* SERRES, *Limnea* sp., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Helix eurabdota* FONT, *Cyrena dumansi* SERRES, *Cyrena physeta* FONT, *Cyrena carezi* FONT, *Planorbis rowvillei* FONT.

Au NE du diapir, *Helix eurabdota* FONT, *Limnea aequalis* SERRES, *Helix corduensis* NOUL, *Limnea subaequalis* THOMAE, *Planorbis solidus* THOMAE, *Cyclostoma codurcensis* NOUL, *Planorbis cornu* BRONGNIART.

Au N du diapir ; *Cyrena (Plymesoda) dumasi* (de SERRES), *Melanoïdes albigensis* NOUL var *dumasi* FONT, *Helix* sp., *Limnea aequalis* SERRES, *Planorbis rowville* FONT.

b) Microfaune : R. Brasseur (1962) signale la présence de quelques Ostracodes mal conservés (*Neocyprideis* aff. *glabra* GOERT., *Haplocytherides* aff. *helvetia* LIENEK), de quelques Foraminifères indéterminés et de nombreux *Microcodium* dans le conglomérat de base (sans doute remaniés, car ce fossile, fréquent à l'Eocène, est très rare dans l'Oligocène).

Age du Tertiaire lacustre et lagunaire

Tous ces fossiles ne permettent pas d'attribuer un âge précis à l'Oligocène. Les chercheurs cités ci-dessus admettent un âge tongrien à stampien (F. Fontannes : Tongrien ; A.F. de Lapparent : Sannoisien ; P. Termier : Lattorfien et Rupélien ; R. Brasseur : Sannoisien à Stampien).

Il faut noter que nous avons observé au NE du diapir, dans le conglomérat de base de la série, des galets de silex d'âge éocène (cf. G. Truc, comm. person.) ; d'autre part le gypse y serait d'âge ludien par analogie avec celui de Mormoiron daté par J.M. Triat et G. Truc (1972).

Donc la série comprendrait à sa base le Ludien mais rien ne permet de supposer qu'elle renferme, dans sa partie haute, le Chattien.

Principaux faciès

Les faciès oligocènes, continentaux, lacustres et lagunaires offrent une grande variété. Ils sont constitués par une alternance de dépôts argileux, gréseux, sableux, marneux et calcaires. De gros bancs de gypse s'intercalent quelquefois dans la série précédente.

Il est à noter que les lavages effectués par R. Brasseur (1962, p. 74) dans les niveaux de base de la série, ont toujours montré la présence de quartz bipyramidés triasiques remaniés, et que nous avons trouvé, par endroits, quelques galets triasiques, très peu roulés, de quelques centimètres de diamètre.

a) Oligocène au SW du diapir (ou "Oligocène de Montmirail") :

Autour de Montmirail, la série atteint son plus grand développement avec une épaisseur voisine de 1000 m ; le faciès gréseux et conglomératique y est dominant. On peut y observer les termes suivants, de bas en haut :

- Quelques mètres de conglomérats rouges, durs, à ciment de calcaire gréseux, à galets bien roulés, de quelques centimètres de diamètre, appartenant au Crétacé supérieur et au Jurassique supérieur. Il repose stratigraphiquement sur le Trias et le contact est bien visible en plusieurs points. Ce conglomérat alterne avec des argiles sableuses rouges et des calcaires gréseux rouges.

- Alternance d'argiles bariolées, de marnes gris beige, de calcaires (calcaires gréseux roses un peu ferrugineux, calcaires gris, calcaires lacustres blancs) et de grès roses à grain moyen.

- Un ensemble principalement argileux (argiles et marnes beiges, ocres, jaunes ou grises avec quelques intercalations de calcaires marneux beiges, de calcaires lacustres, de grès fins, micacés, de sables fins et de grès argileux, beiges, fins).

- Un ensemble plus sableux, fait de l'alternance d'une molasse sableuse gris-verdâtre à grain fin, peu consolidée, avec des bancs irréguliers plus durs et des grès sableux à grain moyen plus ou moins consolidés contenant des intercalations d'argiles sableuses roses ou rougeâtres.

Vers le N, l'Oligocène se prolonge jusque vers Gigondas, sous la forme d'une très mince bande où les termes supérieurs de la série sont masqués par la transgression burdigalienne.

Au S du lieu-dit Clos de Caveau, à la base de la série, le conglomérat (redressé à la verticale par les rejeux récents du diapir) renferme des galets jaune ocre, probablement triasiques, de 2 à 4 centimètres de diamètre, peu roulés. A cet endroit, l'Oligocène ne repose pas sur le Jurassique supérieur ainsi que l'indique R. Brasseur, mais sur le Néocomien (Hauterivien).

Immédiatement à l'E du lieu-dit Roche, l'Oligocène repose en discordance sur le Barrémien et débute par un gravier à galets de calcaire blanc barrémiens. Nous y avons observé vers le haut, successivement :

- un niveau conglomératique d'une épaisseur de 30 à 40 centimètres, à petits galets bréchiques, probablement de calcaire crétacé ;

- une série d'environ 20 m de marnes rouges. A l'intérieur de cette série, à chaque mètre, existe un niveau de conglomérat relativement mal consolidé, à galets grossiers, remaniés, de Barrémien. Chacun de ces niveaux conglomératiques a une épaisseur de 10 à 30 centimètres.

Viennent ensuite 8 à 10 m de marnes rouges et 2 à 3 m de marnes grises.

La série se termine par un lit de gravier épais (presque 2 m), mêlé par endroits de gravier très fin, à galets de silex et de calcaires, puis par un niveau de 4 à 5 m, où les marnes rouges alternent avec des lits sableux.

Immédiatement au S de Gigondas, sur le versant SE du sommet St-Jean coté 313, le dernier affleurement oligocène (un niveau grossier, épais de 2 à 3 m, à galet de silex et calcaire crétacé variés) est difficile à observer à cause de la végétation et des travaux récents liés à la restructuration du vignoble.

Immédiatement au N de Beaumes-de-Venise, seules quelques couches argilo-calcaires lacustres en plaquettes et des marnes affleurent sous le Burdigalien transgressif. Du gypse est interstratifié dans la série en question. Depuis le contact avec le Trias (ici redressé) jusqu'au Burdigalien transgressif, nous avons observé la coupe suivante, au lieu-dit Grangier.

- La série débute par un lit de remaniement qui ressemble beaucoup, de ce fait, au Trias sous-jacent ;

- 20 m de calcaires lacustres en bancs irréguliers, avec quelques lits marneux et de petites lentilles bréchiques (brèche à patine rousse, à ciment carbonaté, et éléments variant de quelques millimètres à 2 centimètres, faits de calcaires et de dolomies probablement triasiques) ;

- 5 m de marnes grises ;

- 20 à 30 m de gypse fibreux, blanc, transparent ou translucide, renfermant des galets et des blocs de calcaire lacustres (*intécal. tectonique probable*) ;

- 5 à 6 m de marnes grises ;

- 100 m de calcaires lacustres blancs, en petits bancs réguliers, avec, par places, une mince intercalation de gypse ;

- 40 m de sables gris, grossiers, friables, avec quelques lentilles de conglomérat. A leur base, ces sables contiennent des galets de calcaires lacustres ;

- sur cet ensemble, qui a une puissance d'environ 200 m, vient, en discordance angulaire, la molasse calcaire à Pectinidés du Burdigalien transgressif.

Plus à l'E, la série oligocène s'amenuise beaucoup et se termine en biseau (fig. 5) alors que son épaisseur atteignait 200 m au lieu-dit Grangier.

Nous avons là, au contact, le gypse d'âge triasique et le gypse d'âge oligocène, mais le contact ne s'observe pas très bien en raison du glissement superficiel de marnes gris-verdâtre oligocènes.

Dans la série, le pourcentage très important des éléments détritiques (grès, sables et argiles très sableuses) indiquerait que les dépôts auraient été alimentés, en grande partie, par l'érosion d'un massif constitué par des formations à fort pourcentage de quartz ; il s'agit probablement de la couverture cénomaniennne et éocène (?) du massif de Gigondas (R. Brasseur, 1962, p. 159).

b) L'Oligocène au NE du diapir

La série correspond à une alternance d'argiles, de marnes, de grès et de calcaires. De gros bancs de gypse s'intercalent dans la série. L'épaisseur totale de la série est d'environ 200 m.

Au S du lieu-dit le Dégoutaud ou au SW de la localité Granges Rouges, le conglomérat oligocène repose sur le Trias avec un contact stratigraphique nettement visible.

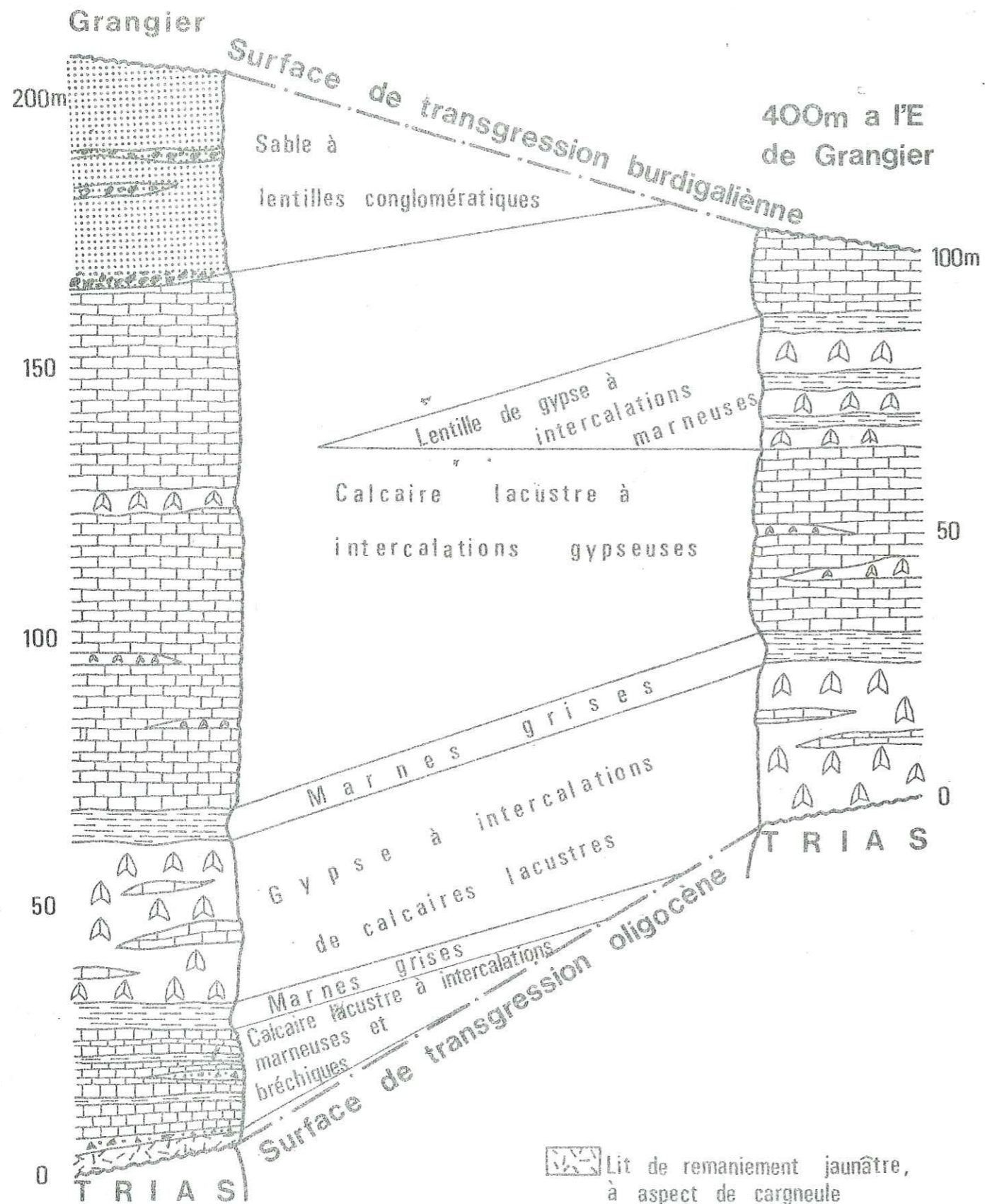


Fig. 5- Coupe stratigraphique de la série oligocène au N de Beaumes-de-Venise

En allant de la base vers le sommet, on observe la coupe suivante :

- Un ensemble conglomératique, épais de 25 m, mal consolidé, à éléments éocrétaqués, plus rarement jurassiques parfois volumineux. Ces éléments sont très peu roulés, et inférieurs à 10 cm de longueur.

A sa base le premier banc présente une couleur jaune ocre, semblable à celle du Trias sous-jacent. Immédiatement au-dessus de ce banc caractéristique, nous avons trouvé, dans le conglomérat, des galets de calcaire crétacé supérieur très peu roulés et de quartzites ferrugineux d'âge albien ou cénomanien.

- Un niveau gréseux, épais de 100 m, constitué par des grès rouges, blancs, jaunes et ocres, alternant avec des argiles rouges ou blanches.

Les éléments de ce complexe gréseux proviennent probablement de sables d'âge cénomanien et albien, du faciès de Mormoiron (Vaucluse). Nous avons vu, dans cette série grésosableuse, des galets de calcaire glauconieux à patine blonde, très durs, et de "cuirasses ferrugineuses" qui confirment l'origine albienne de ces éléments.

- Un lit conglomératique épais de 5 m, mal consolidé, à éléments peu roulés et de taille inférieure à 10 cm.

Un banc sableux blanc, d'une puissance de 15 m qui remanie presque exclusivement des sables d'âge cénomanien-albien. Ce sable renferme des grains de quartz roses et des galets de quartzites qui sont également d'âge crétacé.

- Une alternance de grès rouges, ocres ou jaunes, de grès grossiers conglomératiques rougeâtres et de sable blanc-ocre. Cet ensemble présente une puissance atteignant parfois 60 m. Nous y avons observé, dans un ciment ferrugineux, des galets de quartzite lie de vin, de silex jaunes, de silex goethitiques et de silex vivement colorés en rouge. Ces derniers viennent de l'Eocène local. Le sable blanc-ocre est originellement d'âge crétacé* : comme on le retrouve déjà remanié à l'Eocène, il se pourrait que ce sable ait été remanié une deuxième fois, ce qui expliquerait que nous y retrouvions des silex d'âge éocène.

- Un banc de grès jaunâtre, épais de 7 m, avec intercalation de niveaux grossiers.

Ces six premiers termes se distinguent de loin par leur teinte générale rougeâtre. Nous les désignerons donc, et les cartographierons sous le nom d'Oligocène rouge. Tous les termes supérieurs, au contraire, sont blancs. Ce sera l'Oligocène blanc. Celui-ci comprend :

- Une épaisseur de 35 à 40 m du gypse très albatrisé, de faciès microcristallin, analogue à celui de Mormoiron et de Malaucène. La stratification originelle du gypse est très perturbée par ce phénomène secondaire d'albatrisation. Des argiles gris-verdâtre s'y intercalent en lits très minces.

Le gypse daterait du Ludien, par analogie avec celui de Mormoiron (*). Cette lentille de gypse disparaît assez vite en allant vers le NE et vers le SW.

* cf. J.-M. Triat, 1974, et comm. personn. de G. Truc.

(*) L'origine des éléments de la série décrite ci-dessus m'a été confirmée sur place par G. Truc, par analogie avec le faciès du Tertiaire des environs. De même pour l'âge du gypse (Oligocène).

- Quelques mètres d'argile verdâtre (montmorillonite bien cristallisée, pratiquement pas carbonatée), avec minces intercalations de gypse.

- Des calcaires lacustres en plaquettes qui parfois, surtout au voisinage du gypse, passent latéralement à des calcaires caverneux, dont la couleur jaune clair et verdâtre est nettement distincte de celle des cargneules triasiques. Ces cavernes sont souvent vides, très rarement remplies par des argiles verdâtres.

- Des calcaires blond foncé (en allant au col ~~du~~ la Chaîne).

- Des alternances de marnes et de calcaires, avec, par endroits, très peu de gypse.

- Des calcaires en plaquette localement fossilifères.

- Des calcaires et des marnes alternant avec des bancs de grès blancs ou rosâtres (vers le col de la Chaîne). Ces couches contiennent également des fossiles (*Helix*, *Limnea*) et forment ici la partie haute du Tertiaire lacustre et lagunaire.

Dans la région du Cirque de St Amand, la base de la série oligocène est une brèche épaisse d'environ 40 m, reposant en discordance angulaire sur le Néocomien, et formée presque uniquement d'éléments néocomiens non roulés dont la taille va de quelques centimètres à 10 centimètres et plus. Localement, des lits discontinus de calcaires gris clair, à pâte fine, en plaquettes, apparaissent dans les horizons bréchiques, ainsi que R. Brasseur l'avait signalé. Le long de la route Suzette-Malauène, ces brèches passent latéralement à des argiles bigarrées (argile lacustre).

Cette brèche, à ciment réduit ou nul, représenterait un ancien éboulis tapissant les pentes d'un relief important anté-oligocène en voie de destruction (R. Brasseur, 1962, p. 160).

Autour du lieu-dit Clairier, la série rouge diminue rapidement d'épaisseur et se termine en biseau dans les marnes gris-verdâtre qui deviennent puissantes.

Ici, au-dessus du Trias, la série rouge débute par un conglomérat de quelques mètres, à galets crétacés (Néocomien à Cénomaniens) et jurassique supérieur. A la base du conglomérat, on trouve parfois (au S du lieu-dit le Dégoutaud) un banc de couleur jaune-ocre, difficile à distinguer du Trias.

Cet ensemble est surmonté par :

- Environ 35 m de marnes sableuses ou argileuses ;
- 30 m de grès alternant avec des marnes beiges ou rouges, localement des niveaux gréseux à conglomérats lenticulaires.

La série blanche sus-jacente est constituée par les termes suivants :

- Environ 30 m de marnes verdâtres ou grises ;
- un niveau de gypse épais de 15 à 20 m où alternent de minces bancs du gypse (25 cm) et des couches, plus réduites encore, de marnes vertes ;
- un banc de calcaire argileux à patine rousse, et un niveau gréseux rosâtre d'une puissance de 20 m environ.

Au-dessus de ce niveau gréseux, on arrive au conglomérat de base du Burdigalien recouvrant la formation lacustre en discordance.

Un peu plus au SW, la série blanche, plus développée, montre, au-dessus de niveaux précédents, une couche de 40 m de calcaires marneux parfois durcis, beiges ou café-au-lait.

c) L'Oligocène au S du diapir (ou "Oligocène du Barroux")

La série, nettement moins développée (l'épaisseur visible est de l'ordre de 100 m) repose en discordance sur les terrains secondaires.

- A sa base se trouvent quelques mètres d'un conglomérat, à passé bréchique, à ciment grésocalcaire fin, à éléments peu roulés de taille variable (de 1 à 10 cm) qui appartiennent en majorité au Néocomien, au Crétacé supérieur et au Jurassique supérieur. En outre, apparaissent quelques galets de grès ocre-rouge et ocre-jaune qui, selon R. Brasseur (1962 p.77), pourraient appartenir à l'Eocène du versant S du Mont-Ventoux.

Ce conglomérat alterne avec des marnes sablo-argileuses en général de couleur beige ou rouge.

Au-dessus viennent :

- Un ensemble, principalement calcaire, formé de calcaire à cassure esquilleuse, brun, rouge, gris, un peu marneux ;
- un calcaire beige clair, marneux, grenu, à minces intercalations de marnes beiges et d'argiles bariolées.

Condition de sédimentation de l'Oligocène et corrélation avec les régions voisines

Partout les dépôts oligocènes, d'origine lagunaire ou lacustre, indiquent le démantèlement de reliefs anté-oligocènes, comme le montre le fort pourcentage des éléments détritiques de ces sédiments.

La subsidence était localement active à cette époque, comme les auteurs l'ont observé dans toute la vallée du Rhône en bordure des chaînes subalpines. (Brasseur, 1962 ; Fahy, 1965).

R. Brasseur (1962) rappelle que les sondages de la S. N. P. A., à Villedieu et à Violes, ont montré l'absence de dépôts oligocènes sous les plaines de l'Ouvèze et de l'Eygues (immédiatement au N du massif de Suzette). Ainsi cette époque correspondrait-elle à une période d'émersion généralisée de la bordure occidentale des chaînes subalpines, (comprenant une partie du massif de Suzette) tandis que, plus à l'W, s'accumulaient des dépôts plus ou moins épais sur les piedmonts et dans certains bassins lacustres.

2. - Le Miocène (Le Burdigalien)

Les affleurements burdigaliens ceinturent d'une manière presque continue le massif de Suzette. A l'intérieur du massif, au sommet de St Amand, il repose en discordance sur le Tithonique.

Le Burdigalien correspond le plus souvent à une molasse calcaire à Pecten, Bryozoaïres et Algues, mais il présente des variations latérales de faciès : calcaires plus ou moins gréseux, sables plus ou moins argileux, marnes, etc. Ceci pourrait s'expliquer par l'irrégularité des fonds (hauts fonds et falaises sous-marines) (in. R. Brasseur, 1962).

Parfois, à la base de la série, se trouvent des conglomérats à galets volumineux, à patine verte caractéristique du Burdigalien, ou des marnes sableuses à nombreux lamellibranches.

La limite inférieure est extrêmement nette en raison de la discordance du Burdigalien sur le substratum secondaire et sur l'Oligocène laguno-lacustre. Par endroits, cette discordance angulaire est particulièrement marquée, notamment au col de la Chaîne.

Le Burdigalien représente la base de la transgression miocène.

La limite supérieure se place, comme le signalent R. Brasseur (1962) et G. Demarcq et G. Truc (1967), à l'apparition des sables et grès attribuables à l'Helvétien.

Par endroits cette limite est marquée par une assise de marnes bleues compactes dont la puissance varie de 0 à 40 m (in. G. Demarcq et G. Truc, 1967).

Principaux faciès

A l'E de Vacqueyras, où la série a une puissance de 100 m, R. Brasseur en donne une coupe détaillée, avec une liste de macro et microfossiles, à laquelle le lecteur voudra bien se reporter. Il en est de même pour la coupe de la route de Malaucène à Suzette*, où la série présente une puissance de 125 m.

Sur la route de Beumes-de-Venise à Lafare, à la carrière même, nous avons observé la coupe suivante :

- A la base, en contact stratigraphique avec le Trias, 5 à 6 m d'un niveau grossier, plus ou moins bréchiq, à galets anguleux ou très peu roulés, ayant parfois jusqu'à 20 cm de diamètre, souvent volumineux, à patine verte caractéristique.

- 5 m d'un banc grossier, riche en fossiles bien conservés de *Chlamys praescabriuscula* FONT., contenant des silex noirs anguleux de 1 à 3 cm de diamètre et des galets calcaires.

- 4 m de calcaires bioclastiques gréseux à nombreux débris d'Echinodermes, *Chlamys*, *Pyruella*, Bryozoaires. A leur base 30 cm d'un niveau grossier comportant des silex noirs de 2 à 6 cm de diamètre et de nombreux Pectens.

- 15 m de calcaires marno-gréseux gris-blanchâtres séparés par des interlits marneux.

- Au sommet, 6 à 7 m de calcaires blancs très durs.

La série se termine par un banc de calcaire de quelques mètres d'épaisseur, grisâtre, fin, à nombreux débris d'organismes, et par un calcaire blanc-rose de 2 à 3 cm de diamètre.

Vers Gigondas, le conglomérat est plus mince, et montre des passages latéraux à des niveaux de molasse calcaire à Pecten. La base de l'étage est parfois marneuse.

Au lieu-dit Roche, nous avons observé la coupe suivante :

- La série burdigalienne débute par un grès gris, d'un mètre d'épaisseur, avec une lentille de calcaire d'une épaisseur de 40 cm.

Ce grès gris devient plus sableux dans sa partie supérieure et représente

* G. Demarcq et G. Truc (1967) reprennent cette dernière.

au total une puissance de 8 m.

- Un lit de grès grossier conglomératique d'une épaisseur de l'ordre de 1,50 m à galets plus ou moins arrondis, extrêmement variés (silex, quartz, calcaires probablement barrémiens).

- Un ensemble de 8 à 10 m d'épaisseur de grès présentant une patine très rousse à leur partie supérieure.

- Une couche relativement plus sableuse, jaune-ocre, qui disparaît sous des terrassements récents et des éboulis, avant d'arriver à l'Helvétien.

Le Burdigalien de la Crête de St Amand, correspond à un faciès détritique, glauconieux, de calcaires blancs gréseux, fossilifères, à nombreux débris d'organismes de Lamellibranches, de Bryozoaires, d'Echinodermes et d'Algues.

Cette molasse calcaire représente une puissance d'environ 30 m d'épaisseur, associée à de minces bancs discontinus de calcaires grossiers et gréseux, gris, de 10 à 20 cm d'épaisseur, riches aussi en débris d'organismes. Elle renferme des morceaux de calcaires probablement du Jurassique supérieur.

Cet affleurement représente sans doute le sommet de la série burdigalienne.

L'étude des lames minces de la Crête de St Amand et de la série de la carrière de Beumes-de-Venise nous a indiqué qu'il s'agit d'une biosparite (plus rarement une biomicrite) à nombreux débris de Bryozoaires et Lamellibranches (*Chlamys*) et assez nombreux débris d'Echinodermes, dont des piquants d'Oursins. Il y a de très rares débris de Lithothamniées, de très fins spicules d'éponges, de Foraminifères en mauvais état, des Ostracodes avec des valves en connection (qui indiquent un milieu calme). Quelques fragments de grands Foraminifères planctoniques et benthiques. Certains débris d'Echinodermes sont en voie de recristallisation et entourés d'une croûte de calcite.

Il y a des grains de quartz (5 à 50 %) et des silicifications en calcédoine ou en lutécine sur des Lamellibranches (probablement *Chlamys*). Cette silicification se fait d'une manière centrifuge. Nous y avons vu un peu de glauconie. Il s'agit d'un packstone.




















Condition de sédimentation et corrélation avec les régions voisines

Le Burdigalien correspond à des faciès côtiers, d'origine marine.

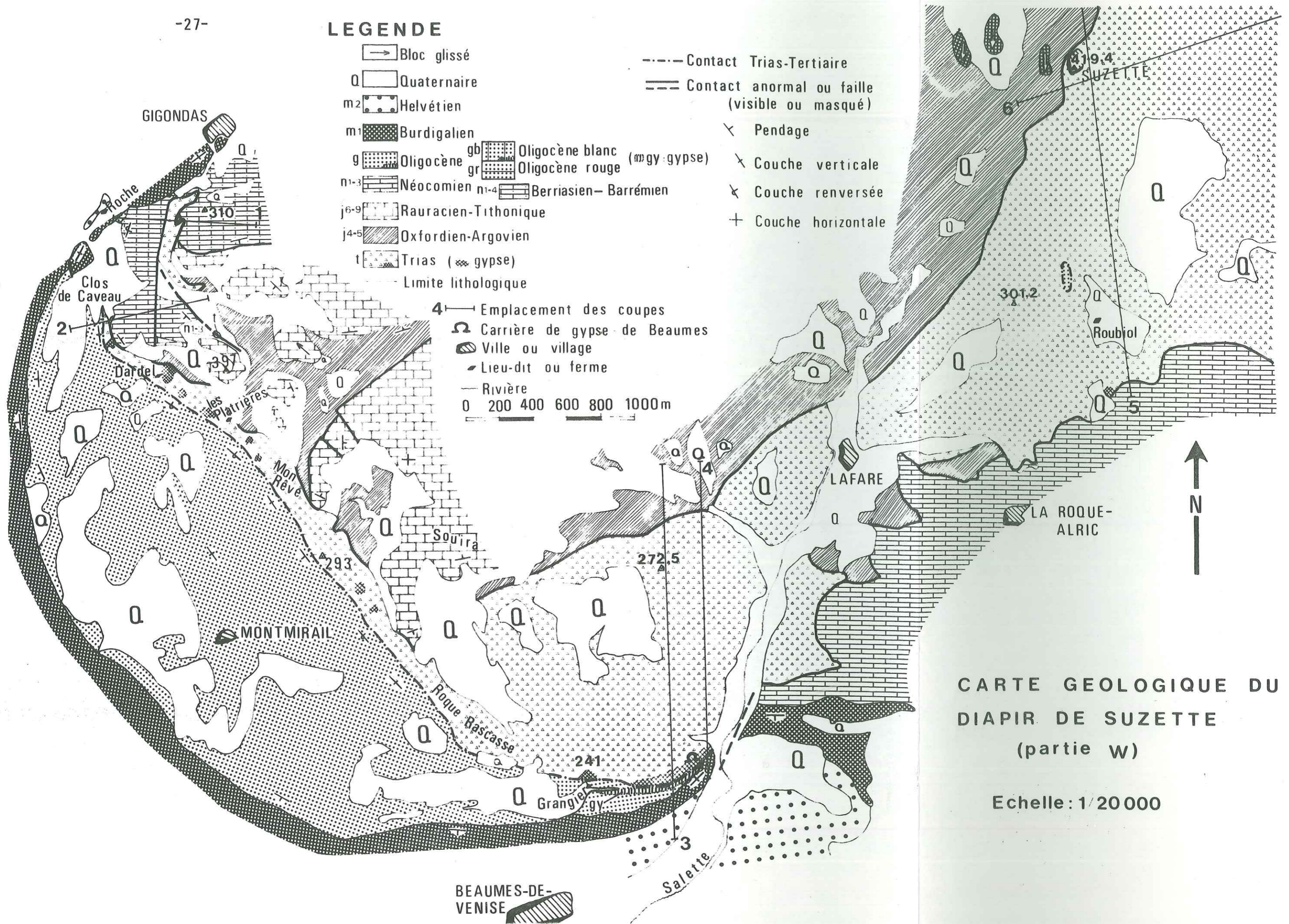
La molasse calcaire à Pecten, Bryozoaires et Algues, serait probablement localisée dans les zones littorales et les faciès sableux ou marneux devraient se déposer dans les dépressions séparant les reliefs (in. R. Brasseur, 1962, p. 168-169).

Les faciès observés sont analogues à ceux du Burdigalien de la vallée du Rhône et plus particulièrement à ceux du bassin de Valréas (cf. G. Demarcq, 1960, p. 93 à 96 ; R. Brasseur, 1962, p. 86).

LEGENDE

-  Bloc glissé
- Q  Quaternaire
- m2  Helvétien
- m1  Burdigalien
- g  Oligocène
- gb  Oligocène blanc (mgy gypse)
- gr  Oligocène rouge
- n1-3  Néocomien
- n1-4  Berriasien - Barrémien
- j6-9  Rauracien-Tithonique
- j4-5  Oxfordien-Argovien
- t  Trias (gypse)
-  Limite lithologique
-  Contact Trias-Tertiaire
-  Contact anormal ou faille (visible ou masqué)
-  Pendage
-  Couche verticale
-  Couche renversée
-  Couche horizontale

- 4  Emplacement des coupes
 -  Carrière de gypse de Beaumes
 -  Ville ou village
 -  Lieu-dit ou ferme
 -  Rivière
- 0 200 400 600 800 1000m

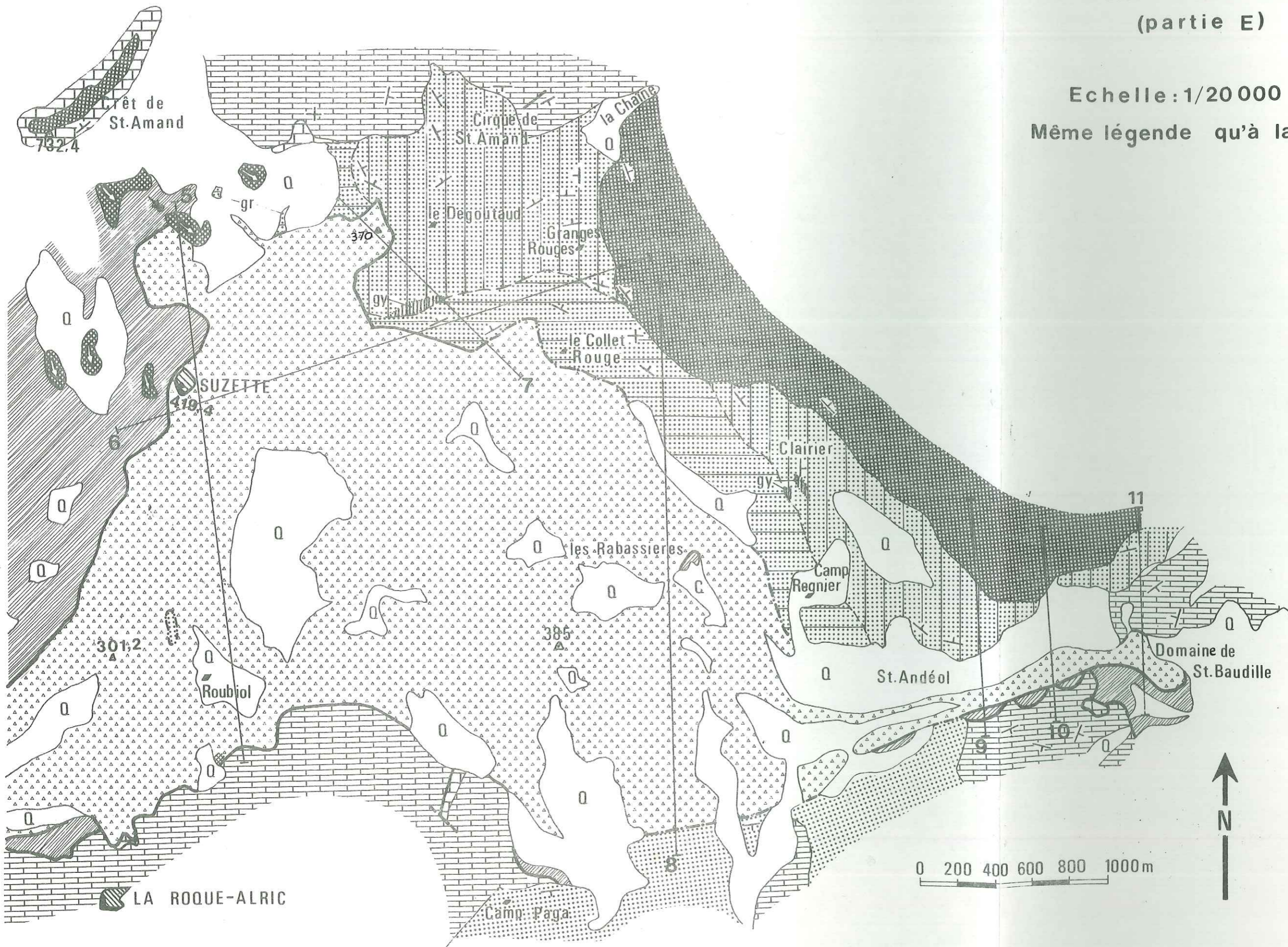


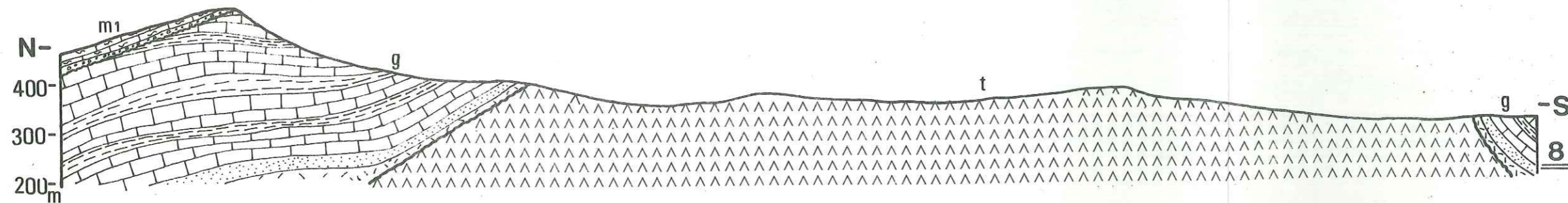
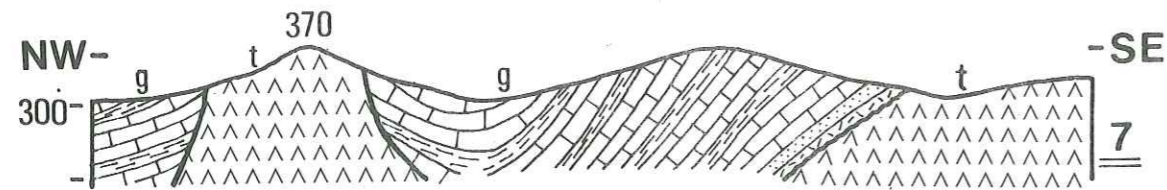
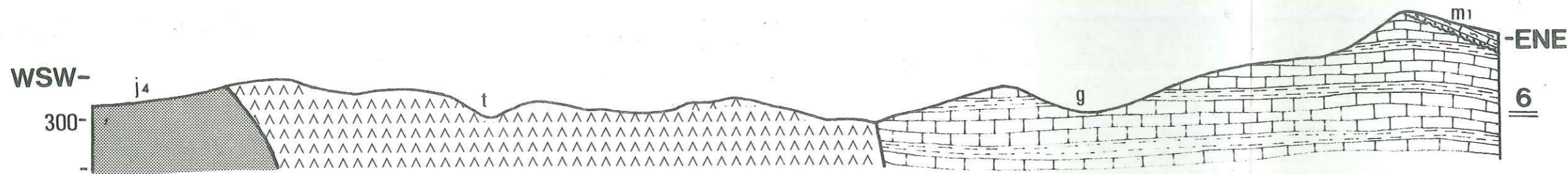
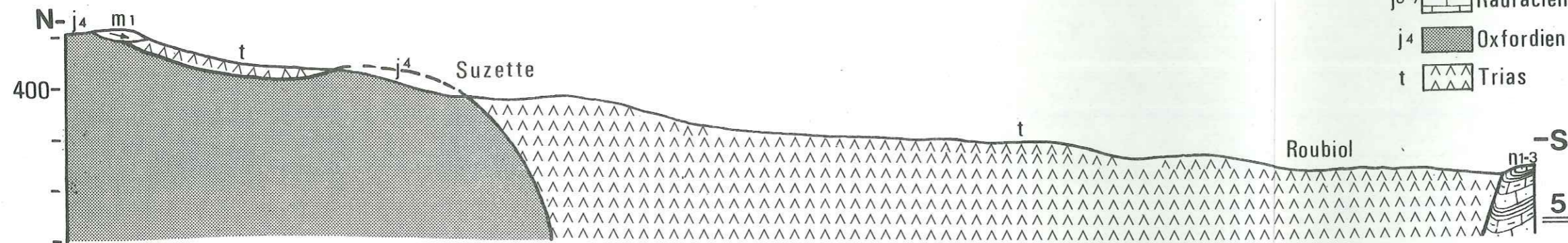
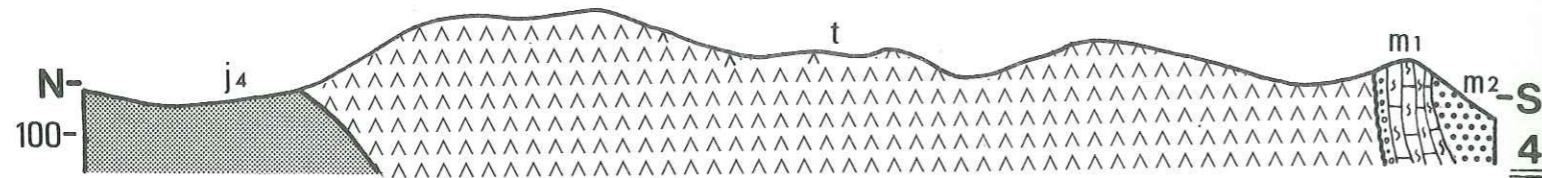
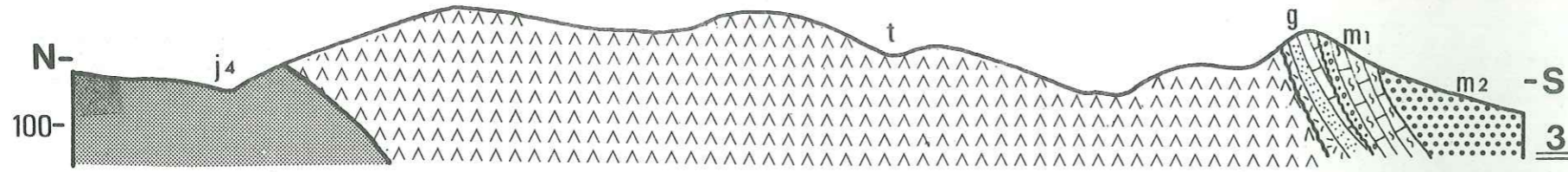
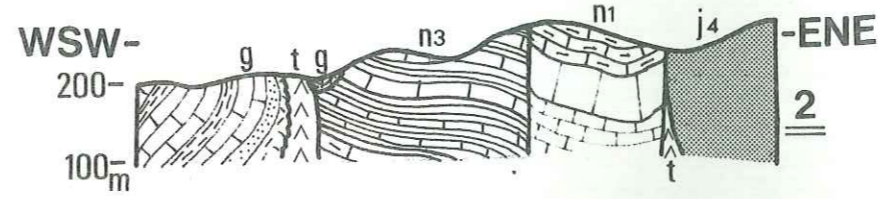
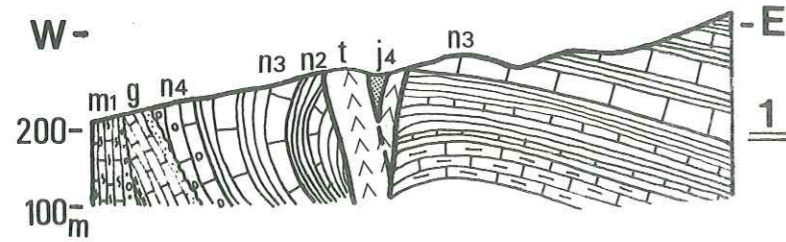
CARTE GEOLOGIQUE DU
DIAPIR DE SUZETTE
(partie w)

Echelle: 1/20 000

CARTE GEOLOGIQUE DU DIAPIR DE SUZETTE (partie E)

Echelle: 1/20 000
Même légende qu'à la partie W





Légende

- Bloc glissé
- Helvétien
- Burdigalien
- Oligocène
- Barrémien
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Néocomien
- Tithonique
- Rauracien-Kimméridgien inférieur
- Oxfordien
- Trias

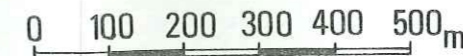
— Contact normal

~ Surface de transgression burdigalienne ou oligocène

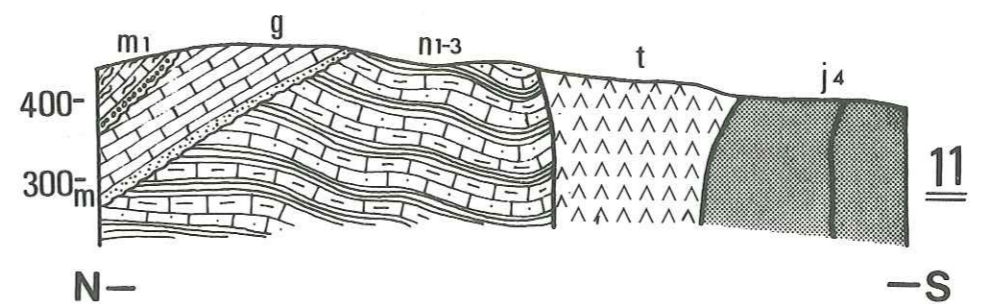
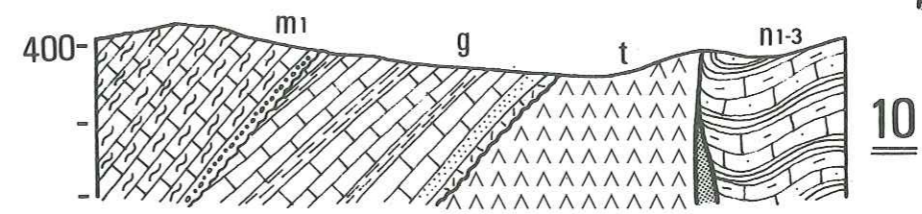
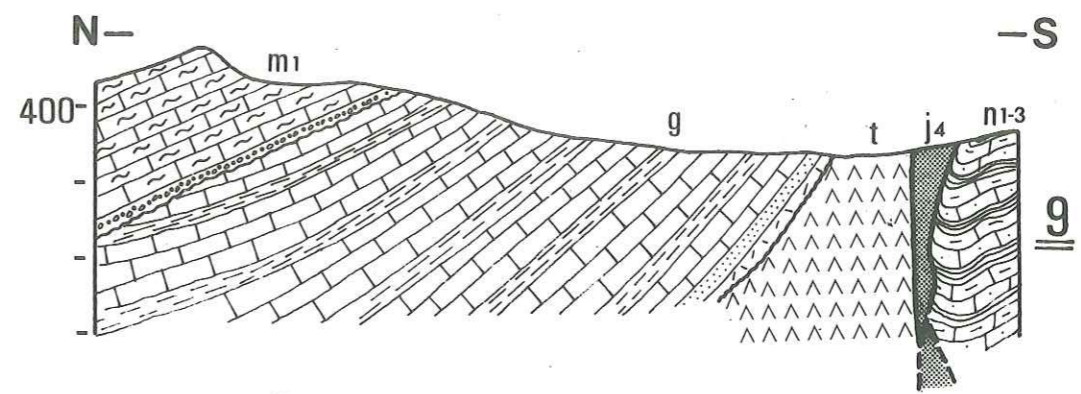
~ Contact Trias-Tertiaire

— Contact anormal ou faille

1 Numéro des coupes (leur emplacement : voir cartes géologiques, pages précédentes)



COUPES GEOLOGIQUES I



Même légende que les coupes précédentes

DESCRIPTION TECTONIQUE

I - LE DIAPIR LUI-MEME ET SON ENCAISSEMENT

1 - Le premier affleurement triasique, en partant du Nord, est une petite bande étroite et recourbée, située au S du village de Gigondas. Au N elle apparaît au milieu des terrains néocomiens mais, au pied W de la colline 310, en bordure du chemin, on peut observer un petit lambeau de marnes oxfordiennes évidemment entraîné avec le Trias lors de sa mise en place (voir coupe I-1).

Vers sa terminaison S, cette première bande triasique sépare au contraire le Jurassique (à l'E) du Néocomien (à l'W) : elle correspond donc évidemment à une fracture dont le prolongement N ne paraît pas affecter l'Oligocène, malheureusement très discontinu sous les éboulis, et certainement pas le Burdigalien de Gigondas, parfaitement continu. Le prolongement S, par contre, correspond à un faisceau d'accidents dont on retrouve effectivement au moins deux d'entr'eux (voir coupe I-2) : le premier, d'orientation méridienne, explique le contact anormal de l'Hauterivien avec le Bériasien, puis le Jurassique au N de la maison Dardel ; le second, d'orientation NW-SE, est presque entièrement masqué par les éboulis qui descendent du sommet 397. Néanmoins, la découverte sur le versant N de ce sommet, d'un petit affleurement de Néocomien en contact avec des cargneules, montre à l'évidence que, sous les éboulis, le petit pointement diapir de Gigondas se prolonge au moins jusque là. On remarquera que l'accident en question est parallèle à la grande bande triasique de Montmirail.

Le recourbement vers le N de la petite bande de Gigondas s'observe également à l'extrémité N de celle de Montmirail : on peut donc se demander si ces deux bandes ne sont pas limitées là par un accident SW-NE, dépendant du faisceau de failles de Nîmes, accident qui serait difficile à suivre au milieu du Néocomien de Gigondas, en raison des très mauvaises conditions d'affleurement. Il expliquerait bien cependant l'allure assez froissée et disloquée de ce Néocomien, observable même lorsqu'on s'éloigne du contact avec le Trias.

2 - La bande triasique de Montmirail, beaucoup plus importante que la précédente, apparaît tout de suite au S du lieu-dit Clos de Caveau. Elle dessine une lame étroite, allongée du NW au SW, et se prolonge jusqu'à la crête de Roque Rascasse au N de Beaumes-de-Venise.

Sur le côté SW de cette lame, le Trias n'est en contact qu'avec l'Oligocène, tandis qu'au NE il l'est avec le Néocomien puis le Jurassique supérieur, surtout l'Oxfordien.

Toutefois, à l'extrémité septentrionale de la bande triasique, et toujours sur son côté oriental, nous avons vu, dans un ruisseau, un tout petit affleurement d'Oligocène isolé par les éboulis et les remblais artificiels. Ce sont des sables roses et des marnes gris-blanchâtres (direction NW-SE, pendage 45° vers le NE). Il est donc possible que l'Oligocène existe là sur les deux versants de la bande triasique (voir coupe I-2).

En suivant le contact vers le SE, toujours à l'E de cette bande triasique, nous avons constaté que le contact entre le Trias et le Néocomien (daté ici par *Crioceras emerici*) est partout anormal et que, localement, le Néocomien tend même à chevaucher légèrement le Trias.

Plus au SE, aux lieux-dits Dardel, les Platrières, Mon Rêve, le contact anormal avec l'Oxfordien se traduit lui aussi par un recouvrement fréquent des marnes oxfordiennes par le Trias.

Enfin, à son extrémité S, le Trias recoupe le Kimméridgien du massif de Suira en le mylonitisant sur plusieurs mètres, comme pour l'Argovien plus au NW.

Du côté occidental de la même lame triasique et à l'extrémité N, l'Oligocène repose stratigraphiquement sur le Trias mais la série oligocène a été redressée à la verticale même légèrement renversée (voir coupe I-2) par les rejeux tardifs du diapir. Sur ce point je me sépare donc des conclusions de R. Brasseur, car je n'ai nulle part observé, au contact, de zones de broyage. Partout l'Oligocène repose en contact normal sur le Trias dont il reprend, en galets, des débris (cf. l'"Oligocène").

Dès que l'on quitte cette extrémité N de la bande triasique, l'Oligocène prend une direction plus ou moins NW-SE. Il est subvertical ou penté fortement vers le NE ou le SW. Les contacts avec le Trias sont toujours stratigraphiques, redressés par les rejeux récents du diapir.

Au N de Beaumes-de-Venise et jusqu'à la route de Lafare, la masse triasique se développe considérablement. Sur sa bordure N, le contact anormal Trias-Oxfordien et Trias-Argovien se traduit par un déversement du Trias sur les terres noires (voir coupes I-3 et I-4).

Par contre, sur sa bordure Sud, et notamment près de la carrière de gypse de Beaumes-de-Venise, l'Oligocène repose toujours stratigraphiquement sur le Trias. Le premier est composé de calcaires en plaquettes, de sables gris, alternant avec des marnes grises et des bancs de gypse blancs, fibreux, transparents ou translucides, nettement néoformés et probablement originaires du Trias (voir fig. 6-b et 6-c et l'"Oligocène"). Ce faciès laguno-lacustre de l'Oligocène se termine en biseau (le Trias ne recoupe pas l'Oligocène et celui-ci n'est ni laminé ni broyé, contrairement à ce qu'indiquent la carte et la thèse de R. Brasseur).

Le Trias vient en contact normal avec le Burdigalien (molasse à Pecten) redressé à la verticale (voir coupe I-4 et fig. 6-a), voire légèrement renversé à la carrière de gypse.

A l'E de cette carrière, sur la rive gauche de la vallée de la Salette, le Burdigalien est penté de 40° à 50° vers le Sud. Le raccord est difficile avec celui de la rive droite : il est possible qu'il y ait là une faille NE-SW, post-miocène, non visible en surface par suite du recouvrement quaternaire du fond du vallon, comme le suppose également R. Brasseur (1962, p. 126). Cet accident correspond probablement au rejeu post-miocène de l'accident Beaumes-Suzette, prolongement ou satellite de la grande faille de Nîmes.

3. - La bande triasique de Lafare prend une direction SW-NE, soit donc à 90° de la précédente.

Sur sa bordure N, le déversement du Trias sur l'Oxfordien se poursuit vers le NE, et parfois de façon spectaculaire comme nous l'avons constaté tout le long de la route de Lafare à Suzette, où le contact est en ligne presque droite NE-SW, qui doit

Fig. 6a-Carte géologique, au 10000e, de la région de GRANGIER (au N de Beaumes-de-Venise)

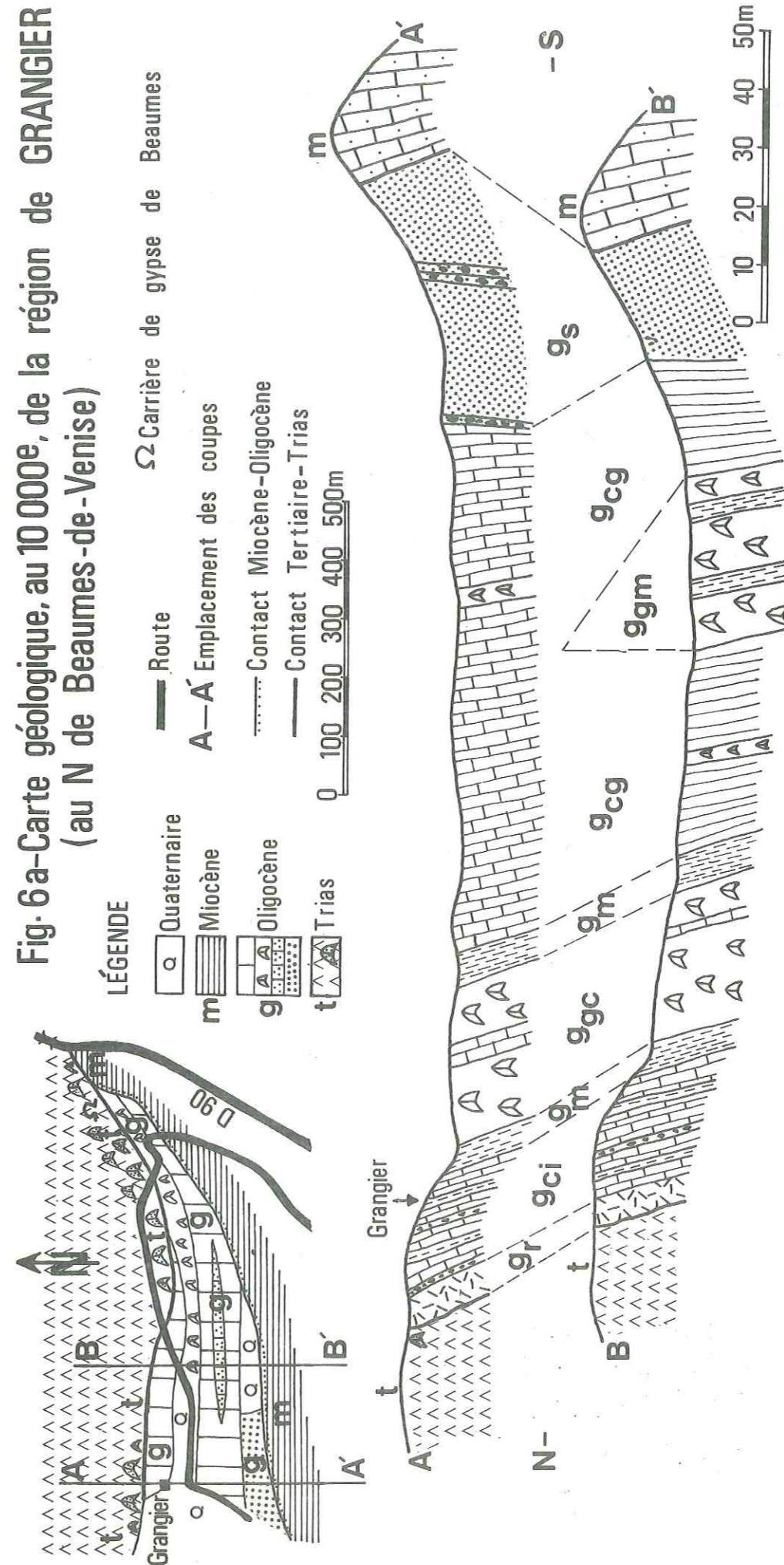


Fig. 6b-Coupes géologiques schématisées

Même légende qu'à la fig.6c

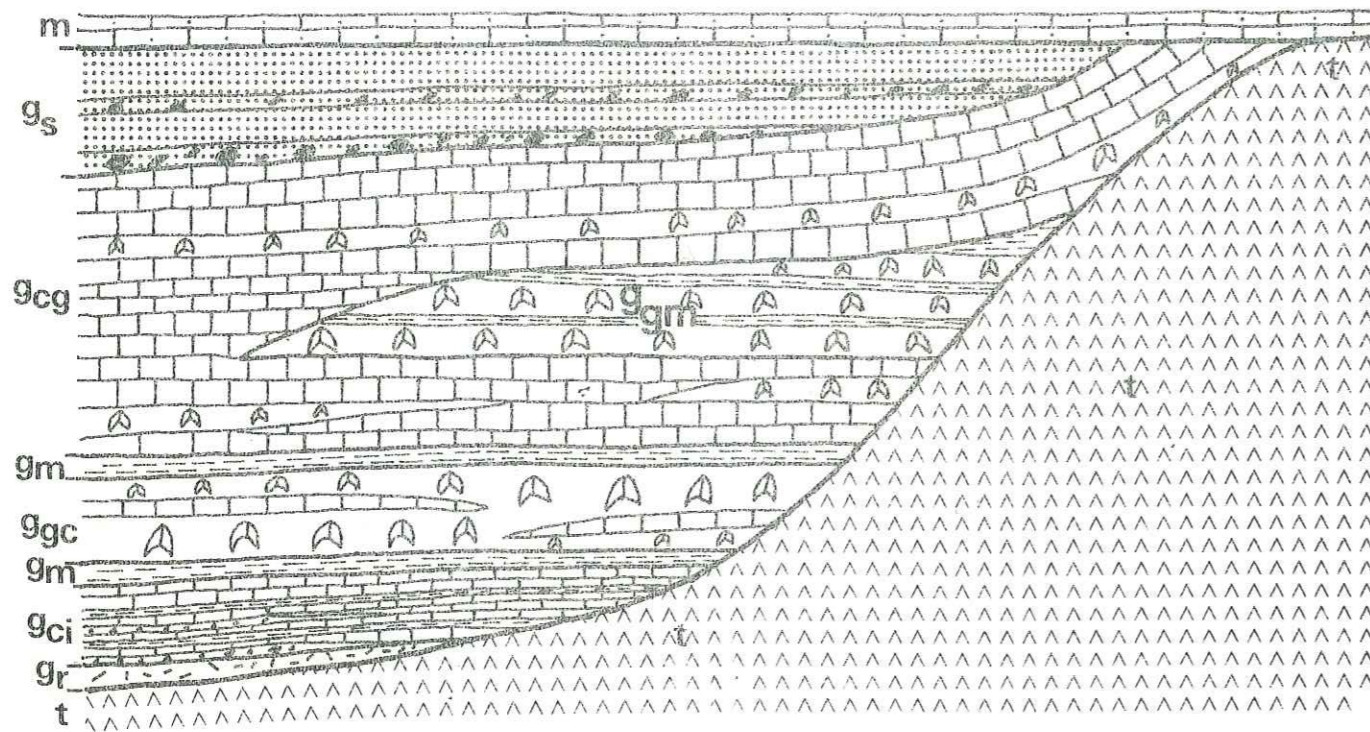


Fig.6c

LEGENDE: voir p. suivante

1) manque une échelle approximative

2) cette disposition n'intrique-t-elle pas une soulevé par un pousif du diapir

Fig. 6C - Reconstitution de la stratigraphie de l'Oligocène et de ses rapports avec le Trias, au N de Beaumes-de-Venise.

Légende :

- m : calcaire burdigalien
- gs : sable à lentilles conglomératiques
- gag : calcaire lacustre à intercalations gypseuses
- g_{gm} : lentille de gypse à intercalations marseuses
- gm : marnes grises
- ggc : gypse à intercalations de calcaires lacustres
- gci : calcaire lacustre à intercalations marseuses et bréchiques
- gr : couche de remaniement à la base de la série oligocène
- t : Trias

donc correspondre à une ancienne faille. Rappelons qu'au niveau de celle-ci R. Brasseur (1962) a signalé la présence d'un lambeau de calcaire sinémurien, probablement remonté par le Trias lors de sa mise en place, mais que je n'ai pas retrouvé.

Sur la bordure S de la bande triasique et sur le versant N du massif de la Roque-Alric, le Trias est surtout en contact avec le Néocomien (voir coupe I-5) et, plus localement, avec quelques lambeaux d'Oxfordien, tectoniquement intriqués dans le Trias, extrêmement froissés et plissotés, qui ont certainement été remontés par le Trias.

4. - Entre Suzette et le Barroux, le diapir s'élargit et prend une direction NW-SE, à nouveau à 90° de celle de la bande de Lafare.*

Au N de Suzette, la limite du diapir et son contact avec l'encaissant n'est pas net. Le contact Trias-Oxfordien disparaît, au S de la Crête de St Amand, sous les éboulis de Burdigalien qui en descendent (voir coupe I-5). Ce Burdigalien existe aussi sous forme de gros blocs glissés que l'on retrouve posés sur les Terres Noires oxfordiennes immédiatement à l'W de Suzette.

Après la zone d'éboulis et de paquets glissés descendus de la Crête de St Amand, on arrive dans un secteur assez curieux, où l'ensemble du diapir et de l'Oligocène qui le recouvre se situe en contrebas d'un escarpement calcaire, tithonique et néocomien.

* Nous n'avons retrouvé qu'un petit affleurement oligocène (quelques mètres de calcaire lacustre) au sein du Trias, à 1200 m environ au S de Suzette. Mais son interprétation est difficile car le contact entre ces deux formations ne s'observe pas bien à cause des travaux récents.

Les rapports sont stratigraphiques entre ces termes et l'Oligocène. Celui-ci doit donc cacher la zone de contact faillée entre le Trias et l'ensemble tithonique-néocomien. Divers détails de disposition suggèrent également que ce contact devait correspondre, dès avant l'Oligocène, à une dénivellation entre Trias d'une part, Tithonique-Néocomien d'autre part. Elle a été évidemment accentuée par une tectonique récente qu'imposent les pendages redressés de l'Oligocène au contact, mais il paraît assez évident que les calcaires tithoniques représentaient une paléorelief dans le bassin de sédimentation oligocène.

A l'E de Suzette le diapir est directement en contact avec l'Oligocène, et plus aucun terme mésozoïque n'intervient, sauf peut-être un lambeau d'Oxfordien marneux conservé sur le Trias, au lieu-dit les Rabassières.

Le contact Oligocène-Trias est localement stratigraphique (de Collet Rbuge à Champ Regnier (voir coupes I-7 et I-8), mais ailleurs il est franchement tectonique. C'est notamment le cas de l'extrémité SW du "cap" que dessine l'Oligocène sur le Trias, au SW du Dégoutaud (voir coupe I-6). On voit là le Trias recouper suivant une direction NW-SE, les bancs d'Oligocène à pendage NW (35 à 70°). Cette direction est celle de la bande de Montmirail, comme celle du massif de Suzette-le Barroux. Nous y reviendrons.

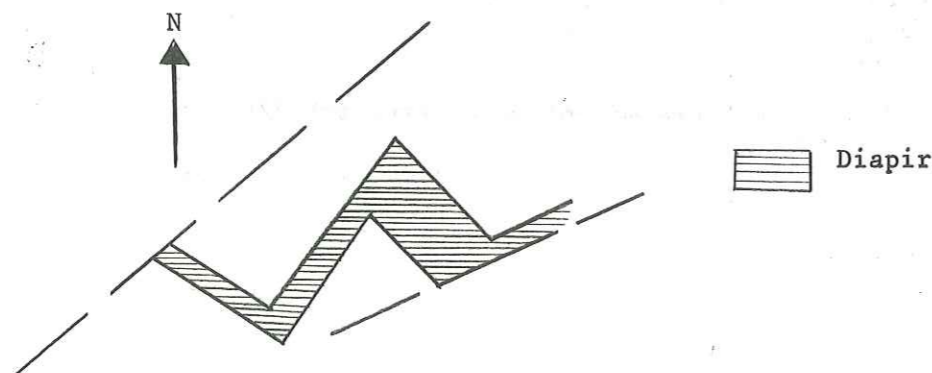
De même, le cap que dessine cette fois le Trias, au sein de l'Oligocène, à la colline 370, est manifestement un bombement de Trias postérieur au dépôt de l'Oligocène. En effet, le pendage des couches de ce dernier implique obligatoirement leur recoupement par la masse du Trias (voir coupe I-7).

5. - L'extrémité E du diapir est une étroite bande de cargneules, de direction SW-NE, c'est-à-dire à nouveau presque perpendiculaire à la précédente (en fait 100 à 110°), que suit la route du Barroux à Malaucène entre le lieu-dit St Andéol et le domaine de St Baudille.

Le côté N de cette bande est peu visible sous le quaternaire. Le bord S recoupe en ligne droite des affleurements assez discontinus d'Oxfordien, certainement extravasés, et de Néocomien (voir coupes I-9 et I-10) : il y a là manifestement une ancienne cassure que le Trias a utilisée dans sa remontée. L'Oxfordien s'étale plus largement dans la petite plaine du domaine de St Baudille (voir coupe I-11), qui doit probablement son origine. Les reliefs dominant cette plaine sont entièrement faits de Crétacé inférieur. Ils sont limités vers l'E par un faisceau d'accidents presque méridiens, au-delà desquels on pénètre dans un compartiment, structuralement distinct, celui du Ventoux.

En résumé, quelques faits importants résultent de cette description tectonique du diapir de Suzette-Gigondas :

a) Ce diapir semble se calquer sur un canevas tectonique où se succèdent des accidents NE-SW (direction de la faille de Nîmes et des failles Cévenoles*) et des accidents plus ou moins orthogonaux, probablement satellites des précédents.



* décrochements senestres, voir F. Arthaud et M. Mattauer (1969).

b) Les contacts du Trias avec les terrains mésozoïques sont toujours tectoniques, tandis qu'ils sont le plus souvent normaux avec l'Oligocène et le Miocène, ce qui n'exclut pas des mouvements post-oligocènes et post-miocènes.

II - LE DIAPIR DANS LA STRUCTURE GENERALE DES CHAINES SUBALPINES ET RHODANIENNES

Différents auteurs ont tenté d'expliquer la localisation de cet important diapir. Dès 1938, J. Goguel (voir J. Goguel, 1938 et 1963), par exemple, faisait ressortir qu'on était là au carrefour de deux faisceaux d'accidents importants : l'un, SW-NE, qui, après l'interruption des formations récentes de la vallée du Rhône, se retrouve en rive droite de celui-ci (faisceau de Nîmes) ; l'autre, N-S, dont on trouve les traces, au travers de la couverture récente, à Crillon, Cavailon, Orgon et qui se suit certainement jusque vers Orgon, délimitant un ensemble ou une suite de petits fossés d'effondrement.

Ces accidents avaient également l'avantage d'être anciens puisqu'ils commandent la répartition et l'épaisseur de certaines formations tertiaires. Enfin leur confluence correspond à une zone où la carapace urgonienne manque, remplacée par des faciès marneux dominants, et où, par conséquent, la remontée des couches profondes est plus facile.

Par la suite R. Brasseur (1962), J. Flandrin (1966), souligneront surtout le rôle de la faille SW-NE (faille de Nîmes), dont ils retrouvent le prolongement jusque vers Rémuzat ou Rosans, au coeur des chaînes subalpines du Diois. En fait, ce terme de faille de Nîmes recouvre, au niveau du diapir de Suzette-Gigondas, deux accidents parallèles : au Nord, l'accident de Gigondas qui se suit jusqu'au SW de Jonquières (à 11 km au SW de Gigondas), et, au Sud, l'accident de Beaumes-de-Venise qui se suit jusqu'à Sarrians, à 6 km au SW.

Le prolongement de ces deux accidents en rive droite du Rhône borde peut-être le fossé d'effondrement crétacé de Nîmes-Pujant-Thézières, à l'W d'Avignon.

De toute façon le gypse serait monté par ces plans de faille.

De fait, tout récemment, l'étude géophysique (gravimétrique) du diapir (J.-P. Vicat et P. Luis, 1976) a montré que, si le Trias remonte à travers une épaisse série mésozoïque, il ne représente lui-même qu'un volume assez faible ; il s'étale en surface mais sa "colonne verticale", de direction NE-SW (qui pourrait correspondre à la faille de Beaumes-Suzette N 30° E), serait mince, ce qui s'accorde bien avec l'hypothèse classique d'une mise en place le long d'un plan de faille.

A ces données purement structurales, s'ajoute le fait stratigraphique que la région de Suzette-Gigondas correspond au centre d'un bassin subsident mésozoïque, où les évaporites du dépôt triasique atteignent leur épaisseur maximale, ainsi que viennent le montrer A.F. Baudrimont et P. Dubois (1977, voir surtout p. 269-271), probablement de l'ordre de 400 m (chiffre trouvé par sondage aux Angles, à l'W d'Avignon).

Nous ne pouvons que souscrire à toutes ces conclusions, mais nous y ajouterons une importante précision d'ordre mécanique en étudiant l'histoire du diapir. Nous verrons en effet que la naissance du diapir est probablement liée à la phase pyrénéo-provençale, la contrainte de compression N-S ayant été "transformée" par la "faille de Nîmes" en une distension latérale, celle-ci provoquant surtout une série de fissures en échelon, fissures qui ont favorisé la montée des évaporites puisqu'elles travaillaient à l'écartement (voir plus loin).

AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GEOLOGIQUE

I - LES PREMIERS MOUVEMENTS : LA PHASE PYRENEO-PROVENCALE

R. Brasseur a montré que les premiers mouvements du massif de Suzette ont lieu à l'Albien : le massif émerge, si bien que le Crétacé supérieur, transgressif, repose sur des termes variés du Crétacé sous-jacents, jusqu'au Valanginien (au N de Séguret). Mais on ne le connaît nulle part sur le Trias. Celui-ci n'affleurerait donc pas encore.

L'Oligocène est le terme transgressif le plus ancien observé sur le Trias. En plusieurs points nous avons décrit le contact stratigraphique qui se fait en général par une couche de remaniement jaune ou ocre, difficilement distinguable du Trias sous-jacent.

Ce contact est bien visible au S du lieu-dit Clos de Caveau, à l'W des Platrières, à Grangier, au S de Dégoutaud etc... Les dépôts laguno-lacustres oligocènes reposent également, au Champ Paga, sur l'Oxfordien, et au NW de Suzette, sur le Tithonique-Berriasien. Tout ceci nous confirme que la première mise en place du Trias doit être attribuée à une phase anté-oligocène dont l'âge exact ne peut être précisé par des arguments directs, mais que nous allons essayer d'entrevoir.

Il existe en effet, en dehors de l'existence du diapir, d'autres traces de cette tectonique anté-oligocène.

Par exemple au pied W du Ventoux, et au N de la localité de Crillon-le-Brave, il existe une faille N-S, dont la lèvre W est relevée, faille sur laquelle l'Oligocène repose sans en être affecté. Mais une faille parallèle à la première, 1 km plus à l'W, décale l'Eocène inférieur, à l'E du domaine de St-Baudille, très près de la limite orientale du diapir de Suzette. Ici donc cette tectonique est manifestement éocène. Un peu plus à l'W, dans la région du Barroux, J.-C. Fahy (1965) a mis en évidence l'existence d'écaillés anté-oligocènes, déversées vers le Nord. Du S au N ce sont les unités du Mourre de la Madeleine, de Bayar-Bois d'Hugues, de la ferme Brun et du Grand Serre, à matériel jurassique supérieur et, surtout, néocomien. Ces écaillés sont transgressées par l'Oligocène de Crillon et du Barroux.

Si l'on ajoute que nous sommes là à la limite du domaine alpin et du domaine provençal, nous pouvons facilement en déduire que la phase tectonique responsable de ces structures écaillées anté-oligocènes est très probablement la phase pyrénéo-provençale du Lutétien supérieur-Priabonien inférieur, conformément aux idées de J. Goguel (1947) et de R. Brasseur (1962).

Ce serait donc à cette époque et pendant ces mouvements que le Trias arriverait pour la première fois à la surface, car c'est seulement alors qu'apparaissent les premiers galets de Trias dans les conglomérats transgressifs.

A vrai dire ces galets sont rares, et bien souvent c'est plutôt le remaniement d'une sorte de terre roussâtre dont témoignent les assises de base de l'Oligocène. Il est probable que le Trias ne formait pas alors de relief important. R. Brasseur a montré, par l'analyse des galets des conglomérats oligocènes, que les principaux reliefs situés à l'emplacement de ce massif de Suzette-Gigondas étaient faits d'un matériel surtout jurassique et crétacé, peut-être même éocène.

D'autre part, les conditions climatiques devaient provoquer l'ameublissement et la "dissolution" des produits du Trias, plutôt que leur désagrégation en blocs*.

Cette attribution de la première montée du diapir à la phase pyrénéo-provençale, a une autre conséquence, qui est celle de la possibilité d'une interprétation du mécanisme de cette mise en place.

En effet les plis pyrénéo-provençaux traduisent une contraction S-N (avec déversement des structures vers le N). Or, on a dit que le diapir de Suzette-Gigondas se situait sur un faisceau d'accidents SW-NE appartenant au cortège de la faille de Nîmes.

Lors de la contraction N-S, les failles NE-SW ont eu un jeu en coulissement senestre, ainsi que l'ont montré F. Arthaud et M. Mattauer (1969) en Languedoc puis plus récemment P. Vialon et al. pour les Alpes externes (1976).

Pour une zone de cisaillement C, la théorie (cf. E.S. Hills, 1963, Elements of structural geology, P. Vialon et al., 1976, Eléments de tectonique analytique, J.-P. Robert, thèse 1976 et P. Vialon comm. person.) prévoit que trois types de failles de deuxième ordre, peuvent apparaître : R, P et T* (voir fig. 7).

* Rappelons aussi que les couches de base de l'Oligocène contiennent du quartz bipyramidé, caractéristique du Trias.

- (*)
- R : est une fracture de type pseudo-plastique qui est de même sens que le décrochement et fait un angle de 20° environ avec ce dernier.
- P : est une fracture qui demeure fermée et qui a un fort mouvement latéral. Elle est symétrique de R et de même sens que la zone de cisaillement C.
- T : est une rupture considérée généralement comme étant de type fragile avec un faible mouvement et une tendance à l'ouverture, orientée à 45° sur la zone de cisaillement à laquelle elle est liée.

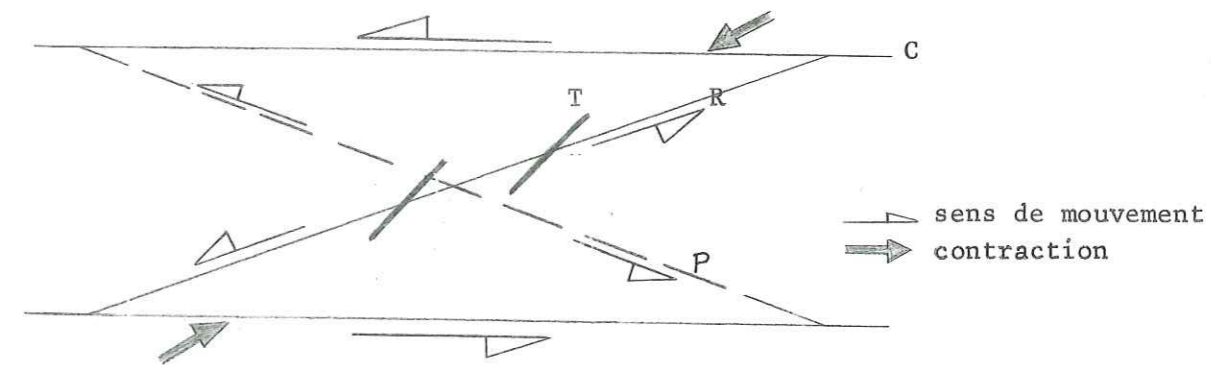


Fig. 7 - Zone de cisaillement senestre (C) avec fractures de second ordre: de Riedel (R), (P), et fentes d'extension (T).

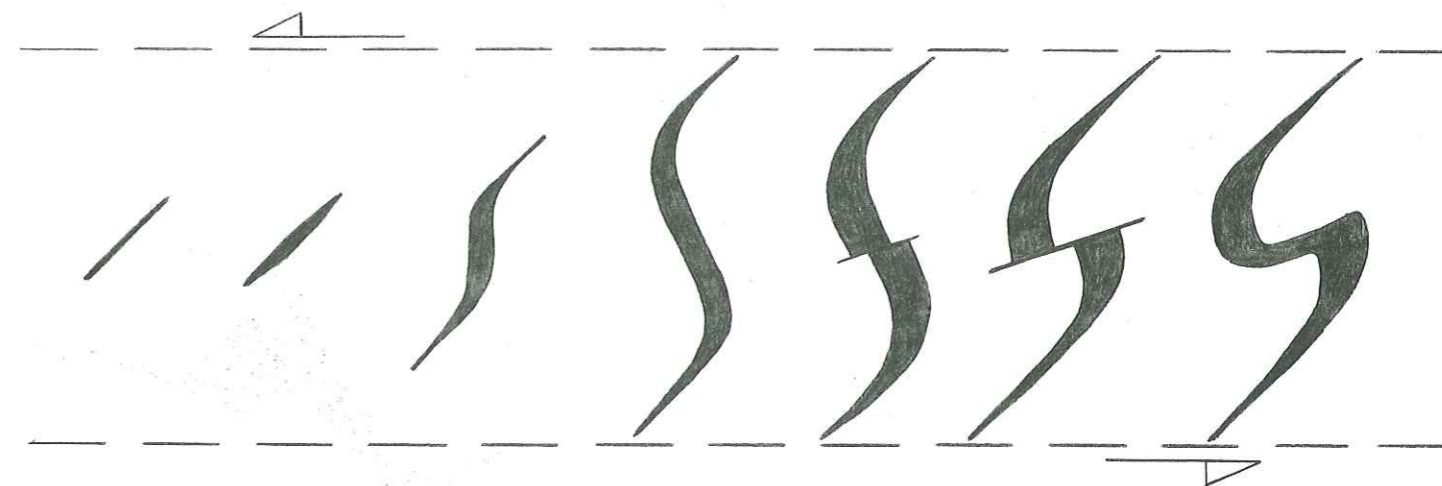


Fig. 8 - Evolution théorique de fentes d'extension dans une zone de cisaillement senestre.

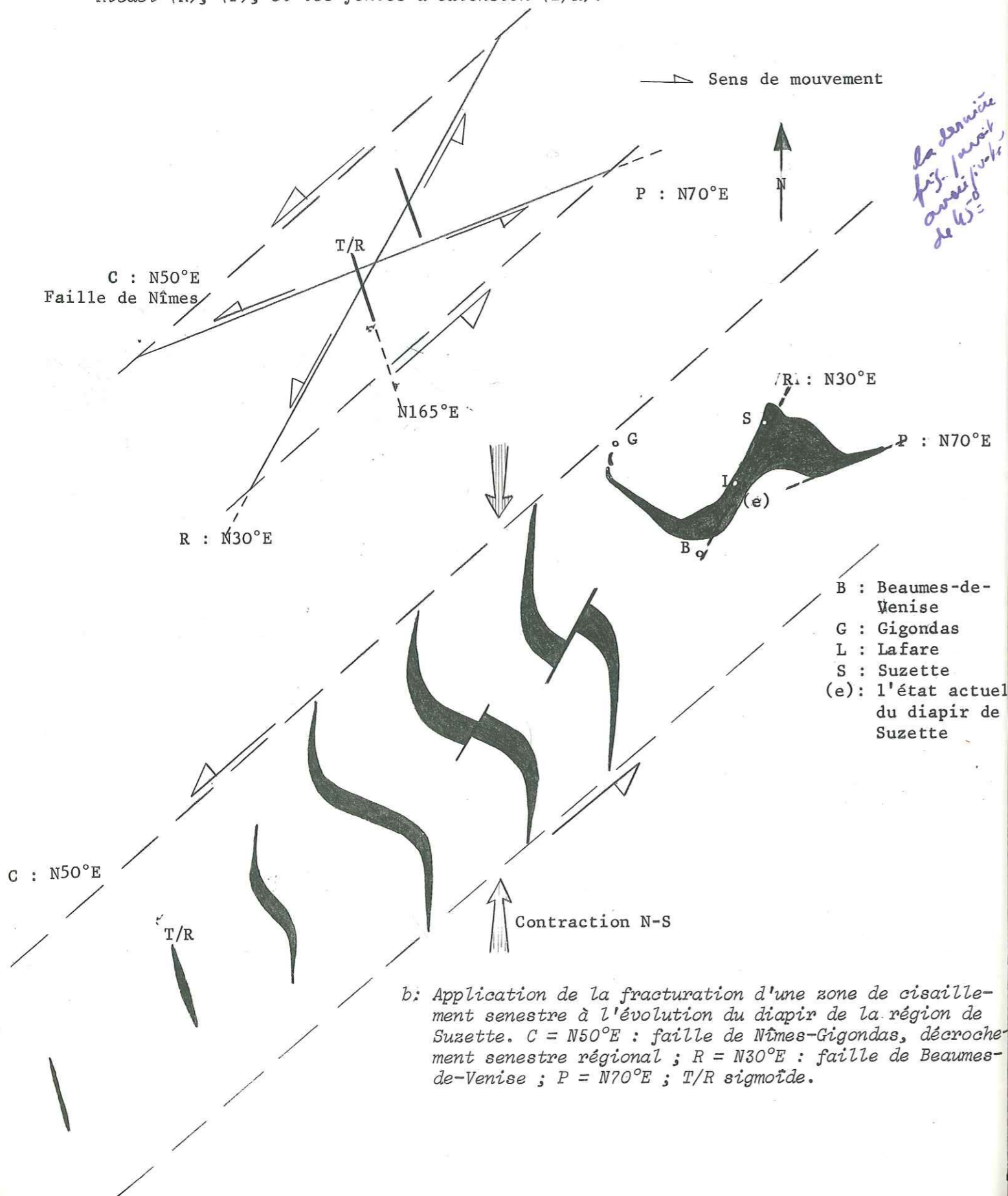
Ces fractures et particulièrement les fentes d'extension peuvent, dans le plan de coulissage et au fur et à mesure que le déplacement s'accroît, s'ouvrir de plus en plus et devenir sigmoïdes (voir fig. 8).

Dans la région de Suzette, la faille de Nîmes passe un peu au N du diapir, sous la forme de l'accident de Gigondas (voir "Description Tectonique"). La fracture sur laquelle s'organise la zone de diapir (accident de Beaumes-de-Venise) est N30°E (voir "Description Tectonique"). Elle peut être interprétée comme une fracture de second ordre de type R sur le cisaillement régional lié à la faille de Gigondas-Nîmes (R : N30°E sur C : N50°E).

Ce serait sur cette faille de type R que pourrait se développer une fracture de type T/R (à 45° de R : N165E idéalement), zone de faiblesse favorable à la montée des gypses triasiques. Classiquement cette fracture, et son contenu, sont soumis à la torsion décrite ci-dessus (voir fig. 9-a et b). La forme sigmoïde finale est compliquée au SE par un entraînement supplémentaire le long d'un autre cisaillement satellite (N70°E) de la faille de Nîmes : il est symétrique de R, et peut être interprété comme une fracture P sur la zone de cisaillement régionale N50°E.

Fig. 9 -

a : Faille de Nîmes (cisaillement senestre) avec fractures de second ordre: de Riedel (R), (P), et les fentes d'extension (T/R).



b: Application de la fracturation d'une zone de cisaillement senestre à l'évolution du diapir de la région de Suzette. C = N50°E : faille de Nîmes-Gigondas, décrochement senestre régional ; R = N30°E : faille de Beaumes-de-Venise ; P = N70°E ; T/R sigmoïde.

Rappelons en effet que la disposition des bandes de Trias dessine une ligne brisée faites de segments successifs orthogonaux les uns aux autres, et que cette disposition a été recouverte par les terrains oligocènes qui l'ont conservée en dépit des déformations ultérieures (surtout des redressements).

Ajoutons aussi que le Trias devait dessiner alors un certain relief, car il influe assez directement semble-t-il, l'épaisseur de l'Oligocène. Nous avons aussi décrit des lentilles de gypse dans les dépôts oligocènes, gypse qui provient probablement du Trias, soit par lessivage, soit par coulée halocinétique car, localement, les deux gypses sont en continuité (au N de Beaumes-de-Venise).

II- LES MOUVEMENTS OLIGOCENES

Le Burdigalien repose en légère discordance sur l'Oligocène. Parfois celle-ci est insensible, ailleurs elle est plus nette : par exemple au col de la Chaîne l'Oligocène dessine un petit repli sur lequel le Burdigalien (monoclinal) est nettement discordant.

A l'unique exception de la carrière de gypse (sur la route Beaumes à Lafare), près de Beaumes-de-Venise, le Miocène ne repose jamais sur le Trias. Les gros blocs des environs de Suzette ont probablement glissé du N ainsi que nous l'avons dit plus haut. Par contre le Miocène repose parfois directement sur des termes jurassiques ou crétacés, par exemple le Néocomien (Gigondas) ou le Tithonique (Crête de St Amand).

Nous ne reprendrons pas le détail des variations de faciès et d'épaisseur du Burdigalien sur le pourtour du massif, très bien décrites par R. Brasseur, et qui montrent une paléogéographie de détail compliquée. Pour rester dans le cadre de ce présent travail, on peut seulement conclure que des mouvements oligocènes affectent le massif, mais sans extension sensible du Trias.

III- LES MOUVEMENTS POST-HELVETIENS

Partout le Miocène du massif (Burdigalien et Helvétien) est déformé : tantôt simplement basculé en monoclinale (à l'E), tantôt redressé à la verticale (carrière de Beaumes-de-Venise), tantôt faillé.

Il est difficile de dire si ces mouvements récents ont consisté en un simple écrasement des structures anciennes redressant les contacts ou bien s'il y a eu une montée récente du diapir. Quelques faits plaident cependant pour cette dernière.

(*) c'est ainsi que de part et d'autre du ravin de la Salette, près de la carrière de gypse, on observe le passage brutal d'un Burdigalien vertical voire déversé, à des couches à pendage de 25 à 30° S : il y a évidemment là une faille post-burdigalienne au moins, masquée par le Quaternaire de la vallée, et qui prolonge celle de Lafare-Suzette.

Tout d'abord le fait que les masses triasiques font relief alors que l'érosion aurait dû les entamer profondément ; et ceci sur de grandes surfaces, alors que nous avons vu que leurs affleurements étaient encore réduits à la fin de l'Eocène.

D'autre part le contact anormal Trias-Oligocène du Dégoutaud, près de Suzette et les rapports de ces deux ensembles dans tout ce secteur, suggèrent un gonflement irrégulier de la masse triasique plus que le résultat d'une compression orientée.

Mais il faut bien reconnaître que ces mouvements propres, s'il y en a eu, sont en général masqués par les effets de la compression ou des compressions post-miocènes qui ont pu localement faire 'gicler' le gypse vers la surface en lui-imprimant d'ailleurs une texture fluidale assez caractéristique (ancienne carrière de Montmirail). Ces compressions tardives ont été relativement intenses puisqu'elles sont susceptibles de faire chevaucher la couverture crétacée du dôme sur son enveloppe miocène (accident de Gigondas, décrit par G. Demarcq et G. Truc, 1966).

DEUXIEME PARTIE

LES DIAPIRS DE LA REGION DE PROPIAC-CONDORCET *

Chapitre I : CADRE GEOGRAPHIQUE

Chapitre II : HISTORIQUE DES TRAVAUX

Chapitre III : STRATIGRAPHIE

I - Le Trias

II - Les terrains post-triasiques

Chapitre IV : DESCRIPTION TECTONIQUE

I - La région de Propiac

II - La région de Condorcet

III- Les diapirs de la région de Propiac-Condorcet dans la structure générale des Baronnies

Chapitre V : AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GEOLOGIQUE

I - Les premiers mouvements : la phase pyrénéo-provençale

II - Les mouvements oligocènes

III- Les mouvements post-miocènes

* voir les cartes et les coupes géologiques pages 69, 70, 71, 72 et 73.

CHAPITRE I

C A D R E G E O G R A P H I Q U E

Le diapir de Propiac se trouve au centre d'un triangle délimité par Nyons, Vaison-la-Romaine et Buis-les-Baronnies, à 15 km au NNE du diapir de Suzette (voir fig. 2, p.9).

Les diapirs de la région de Condorcet apparaissent à 7 km au N de celui de Propiac. Ils se présentent en trois affleurements distincts : le premier entre l'Eygues et Montaulieu, les deux autres au N des Pilles, respectivement au SW et au NW de Condorcet.

La région étudiée s'étend sur les feuilles topographiques au 25 000e de Nyons n° 1-2; 3-4 ; 5-6 ; 7-8 et de Vaison-la-Romaine n° 1-2. Le diapir de Propiac est sur celles de Vaison-la-Romaine n° 1-2 et de Nyons n° 5-6. Il couvre une surface de 4 km². Les diapirs de la région de Condorcet sont sur celles de Nyons n° 1-2 ; 3-4 ; 5-6 et représentent, au total, une superficie de 1 km² environ.

La formation triasique de Propiac est située à la limite de la plaine rhodanienne et des chaînes subalpines des Baronnies. Elle se trouve à l'extrémité W de l'anticlinal E-W du Buis bien que celui-ci soit affecté là d'un petit repli synclinal transverse (NS), le synclinal de Bénivay-Ollon, qui complique localement sa structure. Le diapir est entouré par le Jurassique supérieur, sauf en deux points où il est bordé par le Miocène transgressif, au S (sur une longueur de 125 m environ) et à l'E (sur plus de la moitié de son côté).

Au point de vue morphologique, le sommet du diapir se présente comme une succession de reliefs peu élevés (la Montagne 782 m et 789 m), couverts de petits chênes, reliefs où domine la teinte caractéristique, ocre rouge, du Trias.

Plus au N, dans toute la région qui s'étend entre le diapir de Propiac et ceux de la région de Condorcet, les reliefs, d'autant plus élevés que l'on s'éloigne de la plaine miocène, sont généralement tapissés d'éboulis.

On retrouve le Trias entre Montaulieu et l'Eygues, avec sa teinte ocre-rouge caractéristique. Il est bordé, à l'E comme à l'W, par deux crêtes parallèles faites de Jurassique supérieur et de Berriasien. On pourrait donc penser à première vue qu'on a là une disposition anticlinale simple d'axe N-S. En fait le Trias est associé à des écaillés de terrains variés qui vont jusqu'au Crétacé supérieur et à l'Eocène, et qui montrent qu'on a donc là une structure médiane à valeur synclinale, secondairement bousculée par la montée du Trias.

La région de Condorcet est située entre le Diois et les Baronnies. Là, les affleurements triasiques toujours caractérisés par leur teinte caractéristique ocre-rouge, sont bordés par les marnes noires callovo-oxfordiennes, qui déterminent une cuvette largement ouverte dont les bordures sont cependant couronnées de falaises dépassant parfois l'altitude de 1000 m.

Partout, de Propiac à Condorcet, se développe une végétation extrêmement abondante de garrigue (riche en épineux, chênes verts et blancs, pins, hêtres, bouleaux et buis de grande taille) qui gêne souvent les levés géologiques.

CHAPITRE II

HISTORIQUE DES TRAVAUX

Guettard, en 1779, s'intéressa le premier aux gypses et aux cargneules de la région de Condorcet, qu'il décrit avec détail dans son mémoire sur la minéralogie du Dauphiné.

Il faut ensuite attendre Sc. Gras qui, en 1835, dans sa Statistique minéralogique du département de la Drôme, donne la première description de la géologie de cette région.

Sur sa carte géologique du département de la Drôme, au 250 000e, il groupe tous les terrains jurassiques et triasiques sous la notation de "terrains jurassiques (marnes et calcaires)" et signale que les marnes jurassiques renferment plusieurs masses minérales accidentelles, telles que du gypse, du plomb sulfuré etc., dans la région de Propiac et de Condorcet (Condorcet-Montaulieu).

Il signale que le calcaire qui avoisine le gypse, ou qui s'y trouve intercalé, est criblé d'un grand nombre de petites cavités irrégulières semblables à celles d'une éponge et remplies d'une poussière argileuse très fine, de couleur grise. Il s'agit évidemment des cargneules.

Il remarque surtout que, de Propiac à Condorcet, les masses de gypse se disposent sur une ligne presque droite, parallèle à d'autres dispositions tectoniques de la région. Leur origine est donc également tectonique. Par ailleurs, il lui semble probable que les gîtes de gypse et les minéralisations associées ont été probablement introduits dans cette cassure par des circulations abondantes de gaz ou de liquides chargés d'acide sulfurique.

Même conclusion de la part de M. Stobiecki qui en 1844, dans sa note sur "un filon de cuivre pyriteux trouvé dans l'étage moyen du terrain jurassique dans le département de la Drôme (commune de Propiac)", donne quelques détails minéralogiques sur ce filon, en ajoutant que, dans le gypse de Propiac, se trouvent une source d'eau sulfureuse et une source salée, observation confirmée par A. Soulier en 1860.

Ch. Lory (1861), dans la description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes), rattache les formations triasiques au Lias. Il souligne donc que le "Lias" de Propiac, de Montaulieu et de Condorcet contient plusieurs gisements assez importants de gypse.

Il signale qu'à Propiac, le "Lias" apparaît grâce au soulèvement et à la rupture des couches oxfordiennes qui le recouvrent.

Le soulèvement des terrains oxfordiens se ferait suivant une direction N35°W.

Ch. Lory signale que ce gypse (qui, à ce moment là, était exploité dans plusieurs carrières à ciel ouvert à Condorcet et à Montaulieu) est accompagné, comme partout ailleurs, de calcaires marneux, magnésiens et d'argiles schisteuses, devenant jaunâtres par altération au contact de l'air.

C'est seulement en 1872 que Ch. Vélain, en étudiant l'Oxfordien et le Néocomien au pont des Pilles, rapporte, le premier, le gypse de Condorcet et de Montaulieu au Trias et signale que c'est une faille, dirigée sensiblement de Condorcet à Montaulieu (N35°W), qui le ramène en surface.

En 1874, dans sa note sur les gisements de gypse dans le terrain jurassique de l'arrondissement de Gap, Ch. Lory estime que les gypses du Bruis, de Propiac, de Montaulieu et de Condorcet ont une origine sédimentaire, et comme ils affleurent au sein de schistes argilo-calcaires calloviens, ils ont également cet âge.

Mais M. Lachat, en 1881 à l'occasion d'une description des filons minéralisés de Condorcet, pense qu'il n'y a aucun doute sur la disposition anormale du gypse, qui traverse les couches de calcschistes calloviens, elles-mêmes sillonnées de veines transversales de célestine.

C'est F. Leenhardt (1883 et 1895) qui donne la première étude tectonique détaillée de la région de Propiac et de Condorcet. Il groupe ces singuliers affleurements de gypse et de cargneule sous la désignation "d'Horizon de Suzette", comme il l'avait fait pour le diapir de Suzette, et pose clairement le problème de cette formation. En effet, il démontre le caractère "filonien" de cette formation qui recoupe de façon quelconque divers étages. Et, d'autre part, il signale qu'on rencontre le gypse et les cargneules au coeur des anticlinaux les plus accentués, en sorte qu'on pourrait supposer qu'ils en représentent les couches les plus profondes. Si cette explication s'accorde mal avec le caractère "filonien" que l'on observe parfois, elle convient mieux, par contre, là où cette formation couvre des surfaces étendues.

Aussi interprète-t-il les gypses comme le résultat d'une transformation chimique de divers étages allant du Callovien à l'Helvétien, transformation dont il trouve une preuve dans les témoins de ces différents étages conservés au milieu des cargneules. Il reconnaît que cette transformation chimique est certainement en rapport avec des dislocations, qui ont peut-être facilité l'intervention de phénomènes hydrothermaux.

Au point de vue structural, Leenhardt pense que le diapir de Propiac est associé à un pli-faille complexe faisant limite entre les chaînes subalpines et la plaine tertiaire.

En 1895, V. Paquier réfute l'hypothèse de Ch. Lory sur l'âge callovien des gypses et cargneules, puisque dans ces cargneules il rencontre fréquemment des débris de calcaires triasiques, et de Néocomien. D'autre part la présence de ces dépôts étant liée, d'une façon évidente, à des dislocations intenses, il faudrait en conclure que les plissements se sont produits exactement sur l'emplacement des lagunes calloviennes, ce qui est peu vraisemblable.

Pour Paquier ces formations ne peuvent être davantage rapportées au Trias : elles se présentent en masses lamelleuses, souvent en cristaux isolés, et non pas en amas saccharoïdes comme le gypse triasique. On n'y voit pas non plus le moindre vestige des argiles vertes ou rouges si caractéristiques du Keuper. Enfin la présence de débris jurassiques et néocomiens dans les cargneules s'oppose également à leur âge triasique.

Il conçoit les cargneules comme le résultat de modifications exercées par des fluides hydrothermaux, le long de diaclases, sur des remplissages de failles, ainsi que sur les couches avoisinantes (tous les terrains, depuis le Bajocien jusqu'au Cénomaniens et peut-être aussi l'Eocène moyen, seraient susceptibles de donner localement naissance à des cargneules). Ainsi explique-t-il la nature polygénique de ces cargneules et leur remarquable analogie avec certaines brèches de filon.

Quant au gypse, Paquier reconnaît que s'il n'est ni triasique ni jurassique, son origine est plus délicate à préciser. Il ne croit pas à sa genèse aux dépens de calcaires attaqués par les produits de décomposition de pyrite, sauf peut-être dans le cas de cristaux isolés dans les marnes et les cargneules.

Paquier ne se prononce donc pas nettement si bien que sur la feuille le Buis de la carte géologique de la France au 80 000e (1ère édition, 1897, levée par F. Léenhardt, W. Kilian et V. Paquier), le diapir de Propiac est figuré avec la notation S : "Formation de Suzette : gypses et cargneules". Cette formation y est en contact anormal, à l'E et au S avec la molasse à Pecten ou le Crétacé inférieur. Partout ailleurs le contact est normal avec toute la série du Jurassique supérieur.

Dans la région de Condorcet la formation de Suzette se trouve dans le Gallovien en contact partout normal (sauf entre l'Eygues et Condorcet, en un point où elle l'est avec le Bajocien-Bathonien et, au S d'Eygues, avec le Kimméridgien). Elle renferme du gypse par endroit.

Le travail le plus connu de V. Paquier est sa thèse (1900) consacrée à la géologie du Diois et des Baronnies orientales. Il y établit la première série stratigraphique précise, que nous ne détaillerons pas, et tente une esquisse de l'histoire tectonique. Il distingue une première phase de plis, E-W, datant probablement de l'Eocène supérieur et qui serait ainsi à rattacher aux plis provençaux. Ces plis sont érodés, et réaffectés par une deuxième phase de plissement à la fin du Miocène, phase orientée N-S. La superposition de ces deux directions opposées donne naissance à la structure complexe que nous connaissons actuellement.

Paquier consacre un chapitre aux gypses et aux cargneules des environs de Condorcet-Montaulieu et, pour la première fois, il remarque leur analogie avec ceux du Trias, analogie renforcée par celle des cargneules associées, mais il ne conçoit pas bien la mise en place de ces sédiments du Keuper sous-jacent dans les dislocations.

Toutefois, en prenant en considération l'indépendance du gypse vis-à-vis des couches qui l'environnent, cet auteur pense que sa localisation le long des lignes de fracture, la minéralisation intense qu'il a subie, son étroite association à des filons de célestine et la présence de sources minérales, surtout salées, dans son voisinage, permettraient de n'y voir que du gypse triasique "régénéré" c'est-à-dire dissous à l'état d'Anhydrite, puis transporté et redéposé.

Quant aux cargneules, il suppose qu'elles semblent devoir leur origine à des calcaires du Jurassique supérieur plus ou moins disloqués dans lesquels les eaux minéralisées de la profondeur auraient produit des modifications chimiques, notamment un enrichissement en magnésie, dont les dolomies triasiques sous-jacentes pourraient être la source.

En 1902, Paquier, dans son étude sur la formation du relief dans le Diois et les Baronnies orientales, conclut que, dans la région complexe de Montaulieu-Condorcet, des dislocations énergiques ont joué suivant une direction NW-SE, et préparé les voies aux agents hydrothermaux auxquels sont dus à la fois les gypses et cargneules qui pointent en masse dans les marnes jurassiques, les eaux minérales et les filons de galène.

Entre 1920 et 1923 P. Termier, L. Joleaud et M. Gignoux modifient notablement ces points de vue : l'âge triasique de la "Formation de Suzette" est en effet définitivement établi :

1) Par les découvertes de fossiles dues à P. Termier et L. Joleaud, en 1920, à Propiac (au N de Mérindol-le-Vieux), à savoir une empreinte de *Myophoria*, de nombreux autres moulages de Lamellibranches (*Anaplophora*) et un Brachiopode, *Lingula Zenkeri* VON ALBERTI.

2) En 1923, lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, par celle de *Myophoria vulgaris* SCHLOT*, *Hoernesia* cf. *socialis* SCHLOT., *Coenothyris vulgaris* SCHLOT. et *Lingula* sp.

C'est au cours de cette réunion extraordinaire que débuta, à Propiac, la célèbre controverse sur la signification tectonique de ces gypses, entre M. Gignoux, qui soutenait que le Trias pourrait être diapirique, et P. Termier, qui pensait que ces amas de gypse étaient les restes d'une nappe ("nappe de Suzette").

P. Termier ne se ralliera à l'hypothèse de M. Gignoux qu'en 1927, en y rajoutant celle que les nombreux gîtes de calamine du Diois et des Baronnies témoigneraient également de la proximité de diapirs restés inaffleurants.

Quant à l'âge de ces extrusions, il pense qu'il n'est pas possible de dire qu'elles se sont produites dès le paroxysme "provençal" (phase de plissement éocène moyen et supérieur) parce que l'Oligocène manque à Propiac. Pour lui, le diapirisme est contemporain de la dernière phase alpine, car il montre que les plis des Baronnies, édifiés par cette phase, forment une virgation, dont les pointements de Trias extravasé marquent les sommets des arcs successifs.

En 1930, J. Jung, étudiant le rapport des plis pyrénéens et des plis alpins dans les Baronnies, indique que trois phases orogéniques principales ont affecté cette région au cours du tertiaire :

- 1) Les plissements éocènes, pyrénéo-provençaux,
- 2) les plissements aquitaniens ou chattiens, correspondant au paroxysme du plissement alpin,
- 3) les plissements post-molassiques, rappel atténué de la dernière phase alpine.

Il en résulte que les plis pyrénéens se réduisent à de fortes ondulations dirigées E-W, tandis que les plis intenses et les chevauchements, quels qu'en soient la direction et le sens de déversement, apparaissent partout comme un phénomène proprement alpin.

Cet auteur reprend avec H. Erhart l'étude de la structure géologique des Baronnies (1931) et ils pensent que la plupart des replis anticlinaux de cette région supposent un noyau de Trias diapirique à un niveau plus ou moins profond.

J. Goguel, en 1938, dans les remarques sur la tectonique du massif de Suzette et des Baronnies, souligne que l'injection du Trias de Propiac, se fait toujours dans les marnes callovo-oxfordiennes (qui constituent le niveau d'élection pour ces migrations tectoniques) et s'est accompagné d'un soulèvement puis d'érosion, si bien que le Miocène est transgressif jusque sur l'Oxfordien.

* qui indique nettement le Muschelkalk ; cf. Ch. Depéret et E. Haug, 1923.

Ces découvertes seront encore complétées en 1962 par J. Ricour qui signale *Myophoria goldfussi* V. ALB. dans la localité décrite par P. Termier et L. Joleaud en 1921.

En 1940 A.F. de Lapparent reprend l'étude des diapirs de Suzette et de Propiac et signale qu'autour de Propiac le Burdigalien est transgressif sur divers termes crétacés, mais qu'il n'atteint jamais le Jurassique et que le contact entre ces deux derniers est toujours anormal, contrairement à ce que disait J. Goguel dès 1938.

Il retrace l'histoire du massif de Suzette et conclut que la phase tectonique principale, qui a mis en place le diapir de Propiac (comme celui de Suzette) en coupant à l'emporte-pièce tous les terrains de couverture, y compris le Miocène, ceci au coeur d'anticlinaux serrés, serait seulement post-miocène.

Ce même auteur, en 1941, croit pouvoir affirmer qu'au col de Propiac le diapir serait en contact anormal avec le Burdigalien et non avec l'Helvétien.

J. Goguel, en 1946, à propos des accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois (pour les feuilles de Die et le Buis au 80 000e), signale qu'ils dessinent une sorte de ligne en zig-zag, dont les branches dirigées vers le SSW-NNE sont des failles, et celles orientées SSE-NNW, des anticlinaux.

Il est curieux de remarquer que, sur sa carte géologique* de la région du Buis-Montaulieu, à l'E du diapir de Propiac, le contact entre le Trias et le Miocène (synclinal de Bénivray-Ollon) est dessiné en contact normal. Par contre, sur la feuille Le Buis, de la carte géologique détaillée de la France au 80 000e (2ème édition, 1946, levée par J. Goguel avec la collaboration d'A.F. de Lapparent) ce même contact est figuré comme un contact anormal. Cette mauvaise interprétation sera corrigée sur la troisième édition de la même feuille (publiée en 1966), mais a été curieusement reprise sur la feuille Nyons de la carte géologique de la France au 50 000e (publiée en 1975 sous la responsabilité de J. Flandrin).

J. Goguel, en 1947, à l'occasion de recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors, met aussi l'accent sur le rôle joué par l'hétérogénéité des divers terrains en présence dans les Baronnies. "La localisation des plis est due, non pas à des accidents profonds mais aux variations de faciès des terrains secondaires, en particulier à la présence ou à l'absence de l'Urgonien!"

Il souligne que la région de Propiac se localise dans la zone de transition, les Baronnies correspondant au faciès vocontien, le Ventoux au faciès urgonien. Il répète qu'ici le Miocène repose en transgression sur des terrains de plus en plus anciens, depuis le Cénomaniens jusqu'au Jurassique.

Il lui semble possible d'avancer que les bombements des premiers plis tertiaires (d'âge éocène supérieur, pendant lesquels les Baronnies ont été plissées et surélevées) s'accompagnent de montées diapiriques de Trias à Propiac et à Condorcet. Il se demande si les dislocations qui sont si visibles à Gigondas, par suite de la persistance de la montée du diapir, existent également à Propiac et à Condorcet. En tout cas il admet qu'au début du Miocène elles étaient déjà nettement dessinées.

La région de Condorcet-Montaulieu a été cartographiée par J. Flandrin et ses élèves, qui l'ont étudiée dans des diplômes d'études supérieures, ainsi que la moitié S de la feuille Nyons (E. Savoyat et B. Kéraudren en 1958 et J. Haremboure en 1960). Ces levés inspirent l'édition récente de cette dernière feuille, précédemment évoquée.

En 1962-1963, J. Debelmas et ses élèves ont également cartographié le diapir de Propiac. J'ai utilisé leur carte géologique pour le présent travail en la complétant localement.

* J. Goguel, 1946, p. 320, fig. 13.

S T R A T I G R A P H I E

I - LE TRIAS

Le Trias de la région de Propiac affleure sous forme d'une bande NNW-SSE large de 1200 m, longue de 4 km, prolongée à ses deux extrémités, N et S, de petites apophyses. L'apophyse N, près du Roc Barnier, coupe toute la série jurassique supérieur depuis l'Oxfordien jusqu'au Tithonique exclus, et montre même un pointement de gypse à son extrémité juste à la cote 652 m. L'apophyse S, au col de Propiac, vient en contact stratigraphique avec le Miocène supérieur, et montre également à son extrémité, un petit affleurement de gypse.

Ce Trias se trouve au coeur d'un anticlinal qui correspond probablement à la terminaison de l'anticlinal du Buis, dont nous parlerons plus loin.

Dans la région de Propiac-Condorcet, le Trias est le terme le plus ancien connu de la série stratigraphique.* Son diapirisme se traduit, comme ailleurs, par une tectonisation extrêmement intense de ses assises qui rend très difficile toute étude stratigraphique de détail.

Cependant l'âge triasique de ces formations est bien clair d'après les découvertes de fossile, au N de Mérindol-le-Vieux, d'abord *Lingula zenkeri* VON ALBERTI par P. Termier et J. Joleaud (en 1920) et *Myophoria vulgaris* SCHLOT (qui indique nettement au Muschelkalk, cf. Depéret et E. Haug, op. cit.), *Hoernesia* cf. *socialis* SCHLOT, *Coenothyris vulgaris* SCHLOT, et *Lingula* sp., trouvés en 1923, déterminés par Ch. Depéret et E. Haug, et enfin *Myophoria goldfussi* VON ALBERTI (J. Ricour, 1962).

* Au sein du Trias, nous avons observé un affleurement de dolomie visible à l'W du point coté 789, le long d'un sentier. La roche, de couleur gris foncé-noirâtre, est en disposition horizontale ou subhorizontale (le contact avec le Trias ne s'observe pas très bien à cause de la végétation). L'examen microscopique montre qu'il s'agit en fait d'une micrite à spicules de spongiaires comportant des grains de quartz détritique, et qui a été dolomitisée secondairement en dolosparite. Son faciès rappelle un peu celui du Lias inférieur ou moyen (M. Gidon et H. Arnaud comm. person.) mais aucun élément paléontologique ne permet de confirmer ce point de vue.

En outre, nous avons trouvé sur le sommet de la Loubatière (586 m), à 700 m au N de l'Etablissement Thermal de Propiac, de très beaux petits quartz bipyramidés (de 5 à 15 mm de longueur et 3 à 8 mm de diamètre), très bien formés, habituellement considérés comme caractéristiques du Trias.

Le Trias de Propiac se présente en général à l'affleurement comme une terre argileuse et dolomitique, ocre rouge ou ocre jaune, où s'individualisent localement de petits amas de gypse de teinte peu variée (blanche, jaunâtre, rose) et des blocs de dolomies, des cargneules et des "croûtes calcaires".

Dans cette région comme celle de Suzette-Gigondas, les dolomies deviennent, surtout à proximité des cargneules, franchement bréchiques : les éléments ont des contours très anguleux, leurs dimensions varient entre quelques millimètres et quelques centimètres. Ce sont des dolomies de couleur variée (gris clair, gris foncé, brune), compactes ou finement cristallisées, souvent recoupées d'un réseau de diaclases très dense. Les agents atmosphériques ont accentué ces dernières, ce qui donne à la roche un aspect chaotique.

Le ciment est fait de matériel plus fin, de couleur ocre-jaune, beaucoup plus calcaire. A l'intérieur même du ciment, les micro-cavités sont assez nombreuses. Elles sont tapissées d'un produit encore plus ferrifère, de couleur brunâtre. Dans le ciment, il y a aussi des cristaux bien individualisés de calcite ou de gypse, de l'ordre du millimètre.

Le gypse : A Propiac, les affleurements de gypse sont rares et se présentent toujours en petites masses de teinte souvent blanc-jaunâtre, passant localement au rose. Ces rares pointements de gypse se trouvent en général sur le pourtour du diapir. Quelques rares placages faits de cristaux régénérés fibreux ou vitreux s'observent parfois au contact direct du diapir et des séries encaissantes (surtout au contact Trias-Callovien et Trias-Oxfordien près de Roc Barnier par exemple).

A l'extrémité du diverticule méridional (où le gypse a été exploité autrefois**), le petit affleurement de gypse (transgressé par le Miocène supérieur) est blanc et d'aspect pulvérulent.

* Ces différentes roches ne seront pas décrites ici car elles sont identiques à celles de la région de Suzette-Gigondas.

** Les auteurs parlent souvent de sources minéralisées et d'affleurements de gypse importants, exploités, aussi bien à Propiac qu'à Condorcet-Montaulieu. Ch. Lory, par exemple, indique qu'à Propiac le gypse forme un amas très puissant, qui s'exploite à ciel ouvert, et d'où sort une source minérale, très abondante, dont la température est de 15°, avec des chlorures et des sulfates alcalins, du sulfate de chaux et beaucoup de sulfate de magnésie. Il cite aussi, à peu de distance de là, une autre source salée, contenant environ 4 % de chlorure de sodium. Il signale enfin plusieurs gisements assez importants de gypse, exploités dans plusieurs carrières à Condorcet et à Montaulieu, gisements auxquels est également associée une source minérale chargée de sulfate de chaux et de magnésie (Condorcet), 1861, p. 247.

Au lieu-dit Coste Comillère se trouve un pointement de gypse en contact avec de la dolomie***. Le gypse y est saccharoïde, blanc-jaunâtre, érodé par les ruissellements superficiels.

Au N du Pas de Beynet, deux petits affleurements de gypse (à 100 m de distance l'un de l'autre) sont blanc-jaunâtre à rose, et offrent un aspect bréchique.

A l'extrémité de l'apophyse septentrionale du diapir, on connaît aussi un gypse blanc, saccharoïde, pulvérulent.

Au S de l'Eygues, nous n'avons trouvé qu'un petit affleurement de gypse à l'E de Font Merle, dans un ruisseau, en contact anormal avec les Terres Noires oxfordiennes tectoniquement froissées. Le gypse (jadis exploité) y est pulvérulent, de teinte blanc nacré passant au rose.

En rive droite de l'Eygues (*), à l'W de Condorcet, le seul affleurement de gypse se trouve à 1600 m au NW de cette localité. Les cristaux de gypse atteignent parfois quelques centimètres mais sont plus généralement de l'ordre de quelques millimètres. Certains ont une texture équante ou fibreuse suivant l'endroit. Ils sont blancs à marrons, transparents ou translucides, et associés à des morceaux anguleux de magnésite (à grain très fin) dont le diamètre reste inférieur à 1 cm, ainsi qu'à des cristaux d'hématite disséminés, bruns ou gris foncé, de 1 à 2 mm. On peut aussi trouver des cristaux de gypse néoformés sur les surfaces de cassure fraîche. Mais en affleurement ce sont plutôt les résidus magnésiens de la dissolution du gypse que l'on aperçoit. L'épaisseur de cette croûte est de l'ordre de quelques millimètres, ce qui donne à la surface un aspect assez rugueux. L'ensemble de la roche a une couleur gris-jaunâtre.

Au N de l'Eygues, nous avons observé des filons calcitiques, barytiques ou dolomitiques qui affleurent au sein du Trias, aux extrémités septentrionales de ces deux étroits affleurements triasiques.

*** Les fentes de celle-ci sont remplies par de la pyrite transformée en goérite, probablement par voie hydrothermale. De beaux minéraux de goérite, avec des dimensions de l'ordre de 3 à 30 mm se trouvent environ à 100 m au N de l'affleurement de gypse.

(*) Rappelons que le sondage, effectué par la SNPA à 1400 m au NE des Pilles et à 2300 m au N de Condorcet (rapport géologique n° 394, aimablement communiqué par le Service Géologique Régional, Jura-Alpes, du B.R.G.M., Villeurbanne), coupe le Trias après un recouvrement quaternaire de 15 m (voir fig. 10). Ce qui prouve que le Trias est en continuité d'une rive à l'autre sous la mince couverture du quaternaire de l'Eygues.

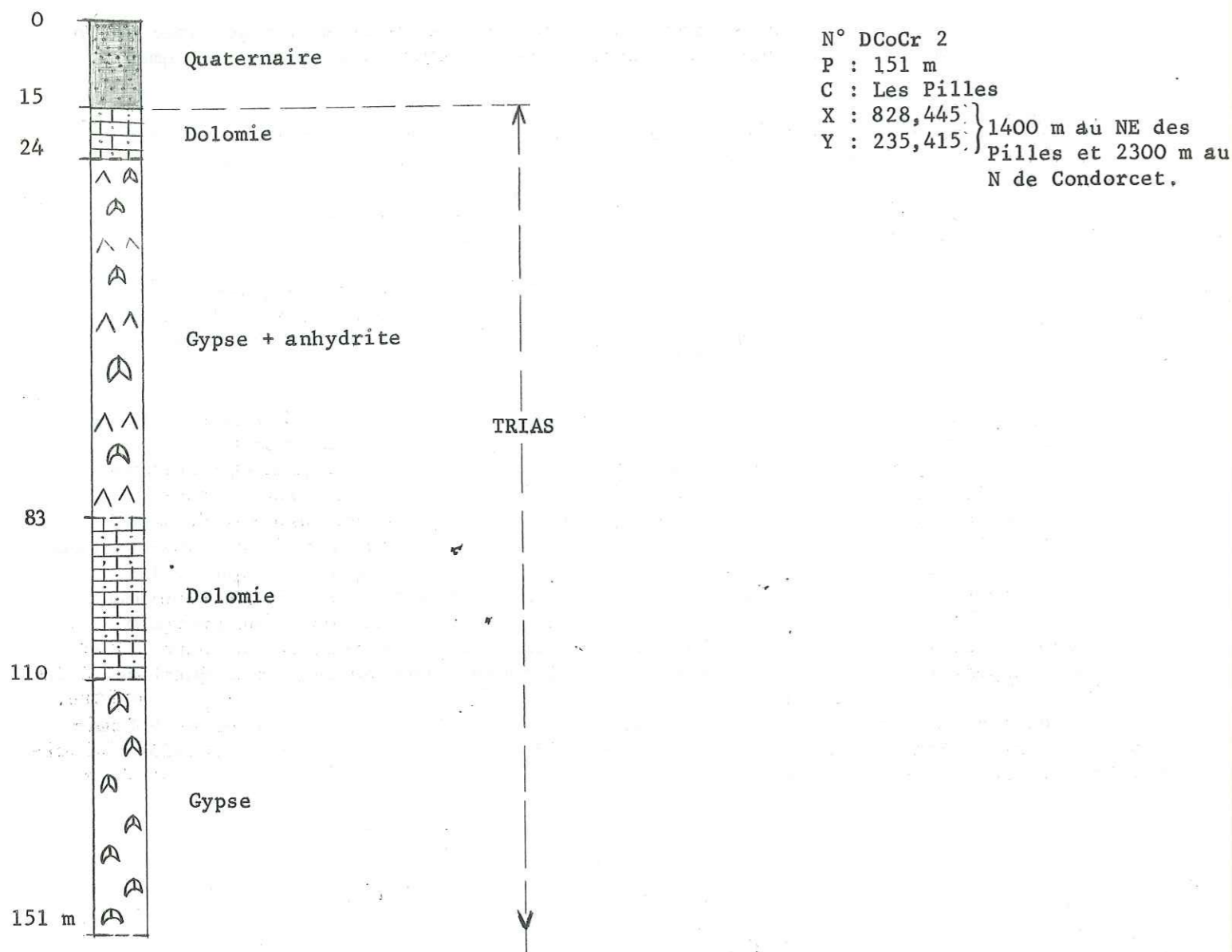


Fig. 10 - Coupe stratigraphique du Trias d'après le sondage de la SNPA, effectué au N de Condorcet et au NE des Pilles.

Le plus au N de ces affleurements (au NW de Condorcet) se termine, à son extrémité, par l'un de ces filons, large de 1 à 2 m, de direction N40°E, vertical. Des brèches et des dolomies imprégnées de barytine, s'observent au contact du filon.

Le deuxième affleurement triasique (à l'W de Condorcet) contient aussi à son extrémité septentrionale, un filon calcitique et barytique plus large (2 à 3 m de largeur), plus riche en barytine que le premier. Il est vertical et de direction N160° à N170°E.

Il existe aussi des filons, beaucoup plus riches en barytine et en galène que les deux précédents, dans les couches calloviennes, surtout à l'E du deuxième affleurement triasique. A l'W de ce même affleurement triasique et dans les Terres Noires oxfordiennes, s'observent de petites veines de galène, avec, probablement, un peu de blende.

II - LES TERRAINS POST-TRIASIQUES

A. - LE JURASSIQUE ET LE CRETACE

Etant donné que la série stratigraphique jurassique et crétacée des Baronnies (à faciès vocontiens typiques) est décrite depuis très longtemps (cf. "Historique des Travaux") et qu'elle est très connue, je n'en rappellerai que brièvement les principales divisions lithostratigraphiques.

Le terme le plus ancien est l'ensemble Bathonien-Callovien, qui se présente sous un faciès de schistes marno-calcaires beiges à noirs, à cassure brillante gris noirâtre et à patine jaunâtre à roussâtre.

Ces schistes contiennent de nombreuses veines de calcite pure ou ferrugineuses, ainsi que du gypse régénéré au voisinage du contact avec le diapir (au N de la Ferme du Devès par exemple), plus rarement de la barytine (à l'E de l'établissement thermal de Propiac par exemple).

Cette série, azoïque, est très caractéristique par sa lithologie. Elle a une puissance de 200 m environ sur la route menant de Propiac à Bénivay-Ollon, et de 500 m dans la région de Condorcet.

L'Oxfordien ("Terres Noires") est représenté par des marnes noires à Ammonites (*Phylloceras* et *Lytoceras*), alternant avec des bancs de marno-calcaires (5 à 30 cm) isolés, à patine roussâtre et à cassure brun-sombre. L'Oxfordien renferme localement du gypse fibreux, bien cristallisé (régénéré), au voisinage des zones très tectonisées (au Pas de Beynet et au NW de Condorcet par exemple, toujours à proximité du Trias). L'épaisseur de cette série dépasse 200 m dans la région étudiée ; il est possible qu'elle atteigne 1200 m dans l'anticlinal du Buis.

L'Argovien est représenté par une alternance de marnes et de calcaires marneux, à patine jaune-brunâtre ou rousse et à cassure marron sombre-beige foncé. Il est riche en ammonites. L'épaisseur des bancs de calcaire varie de 2 à 20 cm, par endroit de 10 à 40 cm. La proportion des bancs calcaires augmente vers le haut.

La puissance de cette série est de l'ordre de 40 à 130 m environ (à Propiac : 40 à 60 m à l'E et à l'W du diapir, 60 à 80 m au S et au N de celui-ci ; vers Condorcet elle atteint 130 m environ).

Le complexe Rauracien-Séquanien-Kimméridgien inférieur, fait de calcaires bien lités (en bancs de 40 à 50 cm) à taches rouilles, à cassure gris-clair, irrégulière et à patine grise à café-au-lait. A la base, ces calcaires sont séparés par des lits marneux et passent progressivement à l'Argovien.

Ce complexe a une épaisseur de 80 à 100 m environ.

Le Tithonique (Kimméridgien supérieur-Portlandien) forme l'ossature des reliefs importants, grâce à ses bancs de calcaires massifs (1 à 2 m d'épaisseur), à cassure esquilleuse, de teinte café-au-lait, plus claire que la série précédente. Ces calcaires sublithographiques qui couronnent la série jurassique ont une puissance de 20 à 40 m environ.

Ils passent progressivement au Néocomien, qui est également de type vocontien.

Le Berriasien est représenté par des calcaires plus ou moins marneux en bancs encore assez massifs (20 à 50 cm ou 70 cm), à cassure conchoïdale, à patine gri jaunâtre. Ces calcaires sont interstratifiés avec des lits marneux très minces (2 à 5 cm).

Au sommet, ces marnes deviennent plus épaisses et la série est faite alors d'une alternance de bancs calcaires et marneux.

La série berriasienne a une épaisseur de 40 à 60 m, atteignant par endroit 80 m.

Le Valanginien est fait surtout de marnes jaunes à ammonites pyriteuses, séparées par quelques minces bancs de calcaires gréseux.

Cette série présente une épaisseur de 50 à 80 m autour de Propiac et de 150 m vers la montagne d'Autuche.

L'Hauterivien est une série monotone de marnes gris-bleu ou jaunâtres (10 à 20 cm) et de calcaires marneux friables, à cassure conchoïdale gris-bleu et à patine grise ou jaune, en bancs réguliers de 20 à 40 cm.

Dans la région de Propiac l'épaisseur de cette série est de l'ordre de 60 à 90 m, mais vers le col de la Vôte elle atteint 180 m environ.

Le Barrémien est formé, à sa base, de bancs calcaires marneux (60 à 80 cm), sublithographiques, légèrement sableux, durs à casser, à cassure plus ou moins rose et à patine grise. Ils sont séparés par des lits marneux peu épais. La série présente des cherts, surtout vers le haut, et quelquefois des lentilles de conglomérat.

Cet ensemble a une puissance de 100 à 150 m environ.

Le Bédoulien comprend :

- à la base, des calcaires cristallins, beiges, en bancs de 30 à 70 cm, avec des silex noirs ou blancs, plats, lenticulaires. L'ensemble forme une falaise individualisée au-dessus du Barrémien ;
- au-dessus, des calcaires marneux gris, fins, en bancs de 50 cm, sans silex, alternant avec des marnes.

Le Gargasien est représenté par des marnes bleues épaisses de 200 m, coupées de petits bancs calcaires à patine rousse, surtout à la base de la série (sur 35 m environ).

L'Albien est essentiellement marneux. Ce sont des marnes noires à bélemnites, dont l'épaisseur est difficile à estimer (de l'ordre de 30 à 50 m environ). Elles sont intercalées de bancs calcaires de 10 à 30 cm.

Le Cénomaniien correspond à une épaisse série marneuse et détritique (marnes et marnes gréseuses, calcaires gris plus ou moins marneux et gréseux à patine jaunâtre et à cassure rouille). Epaisseur totale : 60 à 250 m.

Le Turonien-Coniacien est une série d'abord gréseuse (elle débute par un niveau de grès grossier, souvent rougeâtre par altération), puis surtout calcaire avec quelques silex.

Nous avons observé en un seul point, dans le Ravin de la Combe du Ranc (à l'W de Piétavin), entre le calcaire clair du Turonien-Coniacien et le calcaire lacustre à silex de l'Eocène, un complexe de 20 m d'épaisseur environ, comprenant des grès grossiers jaune roux et des sables blancs à verdâtre clair, qui pourrait être attribué au Sénonien inférieur, ceci par comparaison de faciès avec la série sénonienne visible sur la route de Nyons (à 10 km au NE de Nyons), car les lames minces et les lavages ne nous ont rien donné.

B. - LE TERTIAIRE

1- L'Eocène

Les affleurements éocènes probables* se trouvent dans la région de Montaulieu (10 km au N de Propiac), à l'E, au N et à l'W de Piétavin.

A l'W de Piétavin, la série repose sur le Sénonien inférieur et comprend, de bas en haut :

- 7 m de calcaire lacustre beige foncé,
- 5 m d'argiles blanchâtres ou beiges,
- 10 m de marnes argileuses verdâtres localement gypsifères.**

Près de Piétavin, ce sont des calcaires lacustres gris blanc, légèrement verdâtres, épais de 20 m environ. Ils renferment, à la base, de petits silex noirs. Puis ils se chargent progressivement de quartz détritique anguleux, et surtout de gros silex blonds ou gris clair.

Au-dessus vient un poudingue à cailloux bien roulés, de 15 m d'épaisseur environ. Ce sont des galets de silex rouges, de calcaires lacustres, de silex blonds, de calcaires du Crétacé inférieur, supérieur et même de Jurassique.

2 - L'Oligocène

Il manque totalement dans ce secteur.

* Par comparaison avec la série éocène au N de Nyons, car les lames minces et les lavages effectués dans cet ensemble ne nous ont fourni aucun élément de datation (quelques spicules et des radiolaires indéterminables).

** Dans le Ravin de la Combe du Ranc par exemple, près du contact faillé avec les Terres Noires oxfordiennes (datées ici par *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Hibolites* sp. *Phylloceras* sp.), le gypse est fibreux, parfois limpide, avec des formes cristallines bien individualisées : ce sont des cristaux très allongés, de quelques mm d'épaisseur mais de plusieurs cm de longueur. Parfois le gypse s'y présente en masses cryptocristallines de couleur blanche, translucides ou mates. L'ensemble de cette roche a une texture laminaire. Les différents niveaux sont caractérisés par un matériel argileux de couleur verte avec de petites cavités.

3 - Le Miocène

Les affleurements miocènes existent tout autour du diapir de Propiac. On les retrouve aussi au bord occidental de l'affleurement triasique à 7 km au NE de celui de Propiac (c'est-à-dire entre les lieu-dits de Chênevières et Côte Chaude et au sommet de la Bâtie 709 m).

LE BURDIGALIEN

La base de la transgression miocène est représentée par le Burdigalien qui témoigne, le plus souvent, d'une sédimentation troublée. De fait ses différents termes (conglomérat à galets volumineux offrant une patine verte caractéristique ; marnes blanches sableuses ; molasse calcaire à Pecten) sont essentiellement lenticulaires et discontinus.

La limite inférieure du Burdigalien est nette grâce à la discordance de celui-ci sur tous les termes inférieurs.

La limite supérieure se place à l'apparition des sables et des marnes attribuables au Vindobonien, appelés localement "safre".

Par endroit, cette limite est marquée par un hard-groud (synclinal de Bénivay-Ollon par exemple).

Principaux faciès du Burdigalien

a) A l'E du diapir de Propiac (c'est-à-dire dans le synclinal de Bénivay-Ollon), il transgresse une série Trias-Cénomaniens et offre une puissance de 100 à 140 m environ. Ses faciès varient suivants les points :

Au SW immédiat du Ravin des Bourbons (au SW de la Petite Auzière 528 m), il est transgressif sur le Berriasien et débute par un niveau grossier, plus ou moins bréchiq, à gros blocs (jusqu'à 20 cm de diamètre) sub-anguleux de Berriasien-Tithonique. C'est probablement un écroulement de paléofalaise. Ce niveau grossier passe progressivement à un conglomérat à éléments plus ou moins roulés, de taille plus petite (de 5 à 20 cm de diamètre), à galets de Tithonique et de Crétacé inférieur (Berriasien).

Ici la série comprend, de bas en haut :

- 5 m environ de conglomérat de base (comprenant le niveau grossier décrit ci-dessus) ;
- 15 à 30 cm d'une couche de marno-calcaires blanchâtres, montrant parfois des nodules calcaires plats ;

Ces marno-calcaires peuvent reposer localement sur le Berriasien par l'intermédiaire d'un calcaire grossier, très gréseux, à empreintes de Pectinidés, épais de 1,50 m ;

- environ 120 m d'un niveau marneux blanc (marnes sableuses ou marno-calcaires) : 4 m de banc gréseux lenticulaire supportant une importante formation de calcaires marneux en plaquettes jaunâtres à patine grise (donnant des éboulis), avec bancs de calcaires très durs, à patine jaune verdâtre, à cassure lisse conchoïdale, passant à des calcaires en bancs plus ou moins réguliers assez sableux, à patine jaunâtre ou blanchâtre.

* En lame mince, il s'agit d'un packstone, biosparite à Bryozoaires, à débris d'Echinodermes (dont quelques uns sont en voie de recristallisation), avec des spicules, des coquilles d'Echinodermes et quelques Lamellibranches très brisés. Il y a de rares grands Foraminifères, quelques grains de quartz anguleux.

Ces calcaires durs deviennent plus massifs, plus cristallins, et forment une barre de calcaire épaisse de 10 m (en gros bancs de calcaires gris-beige, grossiers, de 30 à 50 cm) ;

- 5 m de marno-calcaires blanchâtres qui forment une ligne de crête marquant la bordure du synclinal de Bénivay-Ollon. Ce niveau est dominé, à sa base, par un banc calcaire à lumachelle silicifiée. La surface supérieure est constituée par un hard-groud (épais d'un mètre) à lumachelle silicifiée avec Pectinidés, Huîtres, Bryozoaires.

Au NE du Ravin des Bourbons, c'est le niveau marneux blanc qui repose sur le Valanginien et l'Hauterivien avec une discordance de 10° environ et ceci, par l'intermédiaire d'un conglomérat lenticulaire d'un mètre d'épaisseur.

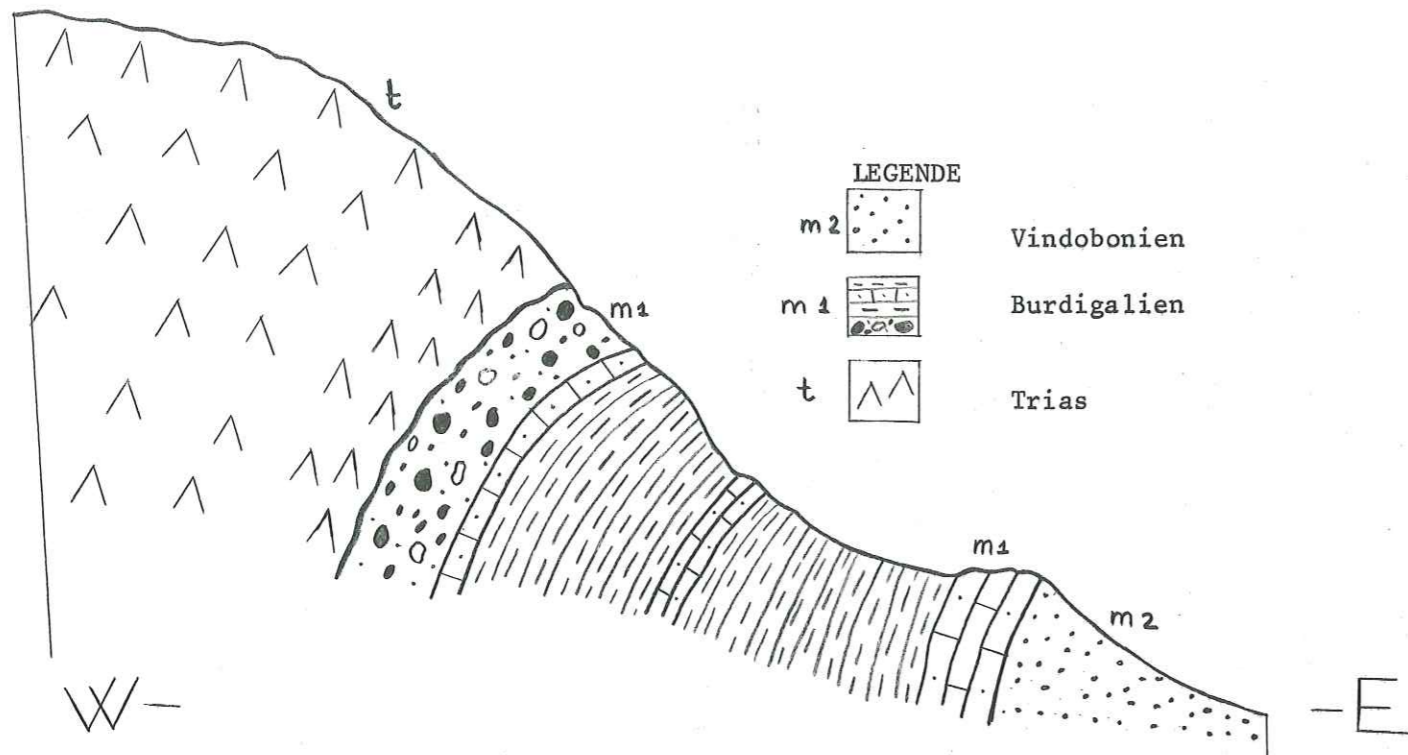
L'absence du conglomérat se poursuit au N du synclinal et c'est l'ensemble des calcaires organogènes, formant une barre redressée à la verticale, qui domine la plaine miocène*, et, tout à fait au N, supporte la Chapelle St-Jean.

Au S de cette chapelle, les marnes burdigaliennes sableuses, azbiqes, sont transgressives sur les marnes blanches du Cénomaniens.

Sur la bordure orientale même du diapir, le Burdigalien débute par un conglomérat de base, bien développé (15 m d'épaisseur au S du Pas de Maneyrole, 40 m d'épaisseur entre la Ferme de Font-Jaisse et le Rocher Marteau, 676 m). Contrairement à ce qu'indique la récente feuille de Nyons au 50 000e, le conglomérat miocène est en contact stratigraphique avec le Trias. Il est renversé (penté de 20 à 40° vers l'W, NW ou SW) par les rejeux récents du diapir (voir fig. 11). A l'E du Pas de Chauvet, il n'est plus représenté que par une petite lentille d'un mètre d'épaisseur.

Ce conglomérat présente des éléments plus grossiers aux abords immédiats du Trias et renferme des éléments triasiques à perforations du Mollusque. En particulier, immédiatement au S du Pas de Maneyrole, nous avons observé que, au contact du Trias, les éléments du conglomérat sont consolidés par des éboulis de cargneules triasiques et, en outre, nous y avons observé des blocs de cargneule, de 10 à 20 cm de diamètre, perforés par des Mollusques et enduits de la patine verte caractéristique du Burdigalien, ainsi que des blocs de quartzite, des galets arrondis de dolomies grises de petite taille (de l'ordre de quelques centimètres de diamètre), des galets de grès verts, des blocs de Jurassique supérieur, toujours arrondis (10 à 20 cm), ainsi que des galets mous.

* En fait on a là deux barres séparées par quelques mètres de marnes. Un peu plus au N, entre la Grange de Prayas et les Fermes du Jardin d'Ollon, apparaît un troisième niveau de calcaire détritique beaucoup plus réduit que les deux précédents.



LEGENDE

m2		Vindobonien
m1		Burdigalien
t		Trias

Fig. 11 - Coupe géologique schématisant la transgression burdigalienne sur le Trias, au N de Rocher Marteau.

Au S immédiat du Pas de Maneyrole, le conglomérat est surmonté par une barre de 4 à 5 m de calcaires à grain fin qui renferment de rares Pectens. Elle continue jusqu'au-delà du Ravin des Bourbons.

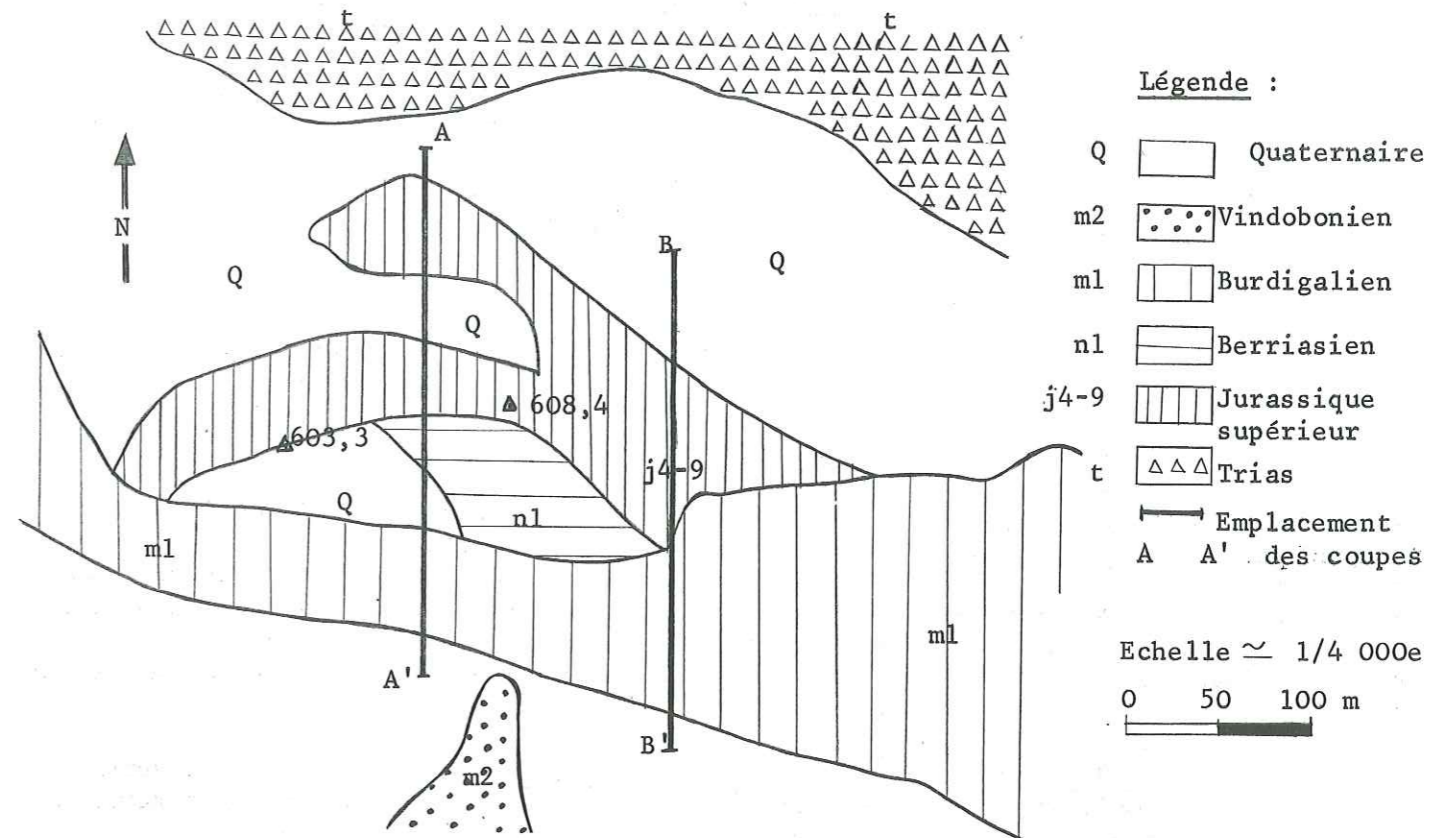
Un peu plus au S, entre le Ferme de Font-Jaisse et le Rocher Marteau, entre le conglomérat et la barre de calcaire détritique (Pectens, Bryozoaïres), on voit un niveau de marnes blanches, épais de 60 m environ, qui s'amincit rapidement vers le S. Au S du Rocher Marteau, la série burdigalienne se réduit à un mince niveau de conglomérat et de marnes surmontés d'une barre de calcaire à Pecten.

b) A l'W du diapir de Propiac, le Burdigalien n'est représenté que par un conglomérat de base (3 à 5 m d'épaisseur) et une barre calcaire conglomératique à Pectens et à galets tithoniques, séquaniens et probablement triasiques (dolomie), avec des galets verts silicieux (bien visibles à la base). La série offre une épaisseur totale de 15 à 20 m environ, au-dessus de laquelle débute la série des marnes et des sables vindoboniens.

Ce conglomérat, redressé à la verticale et formant ainsi une falaise d'une trentaine de mètres de haut, repose directement sur l'Oxfordien. Il renferme de gros galets tithoniques, à enduits ferrugineux, et, à son extrémité N, contient des blocs de dolomies probablement triasiques non roulés, avec de nombreux Pectens et des Bryozoaïres.

Au-dessus du conglomérat de base, vient une calcarénite que l'on peut observer entre le Pas de Beynet et la Ferme du Devès. Des calcaires réapparaissent aussi au N de la butte de Mérindol-le-Vieux.

Fig. 12



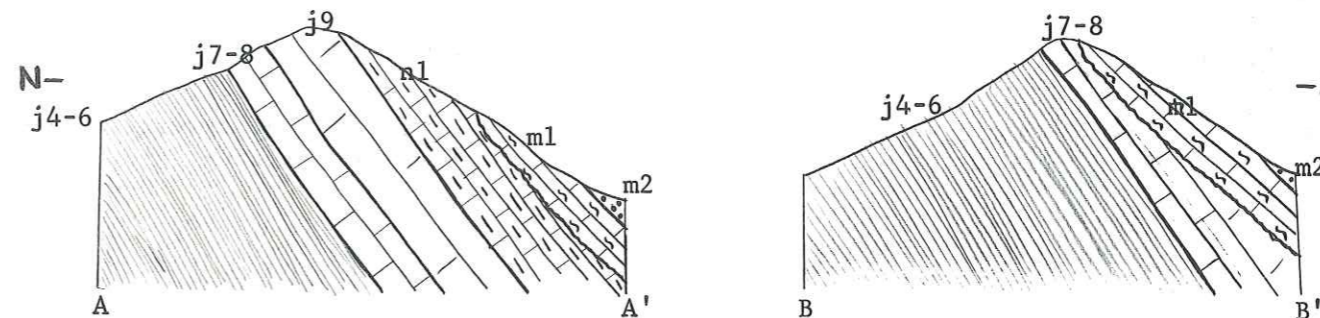
Légende :

Q		Quaternaire
m2		Vindobonien
m1		Burdigalien
n1		Berriasien
j4-9		Jurassique supérieur
t		Trias
— Emplacement A A' des coupes		

Echelle ≈ 1/4 000e

0 50 100 m

a) Carte géologique (schématisique) au S du diapir de Propiac.



Légende :

m2		Vindobonien	j4-6		Oxfordien
m1		Burdigalien	Surface de transgression burdigalienne		
n1		Berriasien			
j9		Tithonique			
j7-8		Kimméridgien			

b) Coupes géologiques (schématisiques) à la colline de Mérindol-le-Vieux montrant la transgression du Burdigalien.

c) Au S du diapir de Propiac, sur la colline de Mérindol-le-Vieux, les bancs de calcarénites (à sa partie supérieure plus ou moins grossière à rares Pectens et passées conglomératiques locales), sont transgressifs sur le Jurassique supérieur et le Berriasien (voir fig. 12). Il faut noter, dans la partie supérieure, la présence d'un banc de calcaire argileux de 15 cm d'épaisseur. La surface de contact Burdigalien-Mésozoïque montre de multiples perforations de Pholades, d'Oursins et d'Algues.

Aux abords et au S de l'Établissement Thermal, on retrouve les marnes blanches, recouvertes par des calcarénites.

A la colline du Bois d'Aye, les marnes blanches manquent totalement et nous y avons observé les calcarénites en contact direct et en discordance angulaire sur le Mésozoïque érodé (Jurassique supérieur au N, Hauterivien et Barrémien au S de cette colline) (voir coupe II-3, p. 71).

Plus au S, au SE des Condamines, le Barrémien montre, au contact du Burdigalien, une surface ferrugineuse perforée par les Lithophages, sur laquelle vient une seule barre de calcarénites, montrant très nettement des biseaux stratigraphiques et un niveau microconglomératique, épais de 20 cm environ, mais pouvant atteindre 1,50 m, en devenant un peu plus grossier, dans d'anciens chenaux creusés dans le Séquanien du N du Bois d'Aye. Non loin de ces chenaux d'ailleurs, la surface de contact du Séquanien avec le Burdigalien montre aussi des restes de hard-ground avec perforations de Mollusques et d'Oursins.

d) A 9 km au N de Propiac, dans la région de Montaulieu, sur le sommet de la Bâtie (cote 709), le Burdigalien est transgressif sur le Tithonique et le Berriasien sans conglomérat de base, mais par l'intermédiaire d'un mince niveau grossier*.

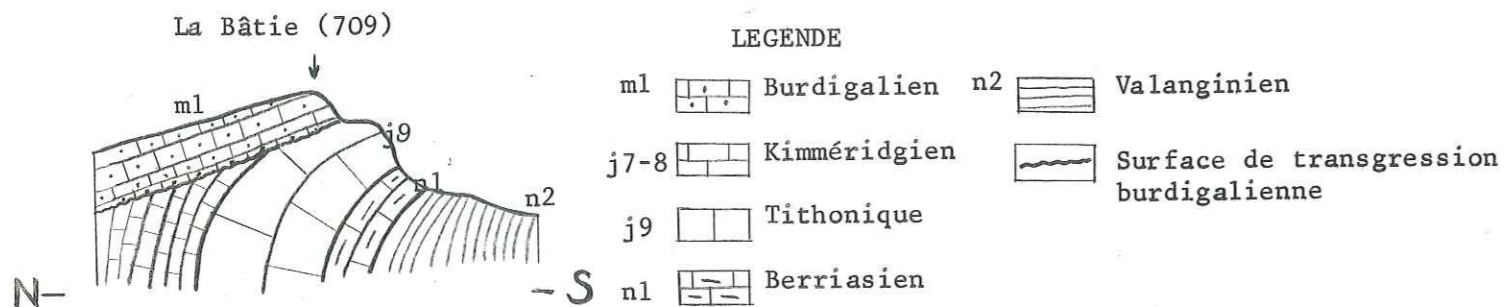


Fig. 13 - coupe géologique schématique montrant la transgression burdigalienne sur le Tithonique renversé à la Bâtie.

Un peu plus au N, il est transgressif sur le Trias, témoignant d'ailleurs, une fois de plus, de la transgression du Miocène sur le diapir lui-même, comme sur le versant E de celui de Propiac : là aussi existe un conglomérat de base contenant des galets triasiques (cargneules) remaniés, avec la patine verte habituelle. Sur ce conglomérat de base repose le calcaire à Pecten, formant des falaises claires assez analogues, à distance, à celles du Tithonique (au N de Côte Chaude coté 611 m par exemple).





























* Là, comme au col de Mérindol-le-Vieux et celui du Bois d'Aye, s'observe un bel exemple de surface de transgression : sur les couches tithoniques renversées, perforées par des Lithophages burdigaliens, repose le calcaire à Pecten (voir fig. 13).

LE VINDOBONIEN

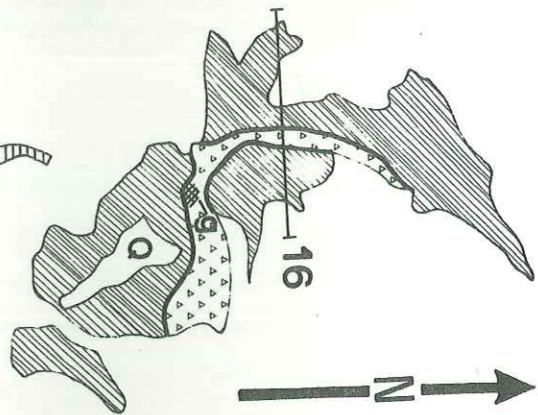
Il est fait d'un ensemble de marnes bleues à gris-noirâtre, sableuses, très ravinées (avec intercalation de quelques minces bancs de calcarénites à leur base) et de sables jaunâtres, plus ou moins cimentés par un ciment calcaire. Ces sables peuvent localement devenir plus grossiers, avec des bancs gréseux durs, passant rapidement vers le haut et le bas à un faciès marneux.

L'épaisseur de cette série est très variable, mais ne peut être fixée car son sommet est érodé.

LEGENDE POUR LES CARTES GEOLOGIQUES DES DIAPIRS DE PROPIAC-CONDORCET

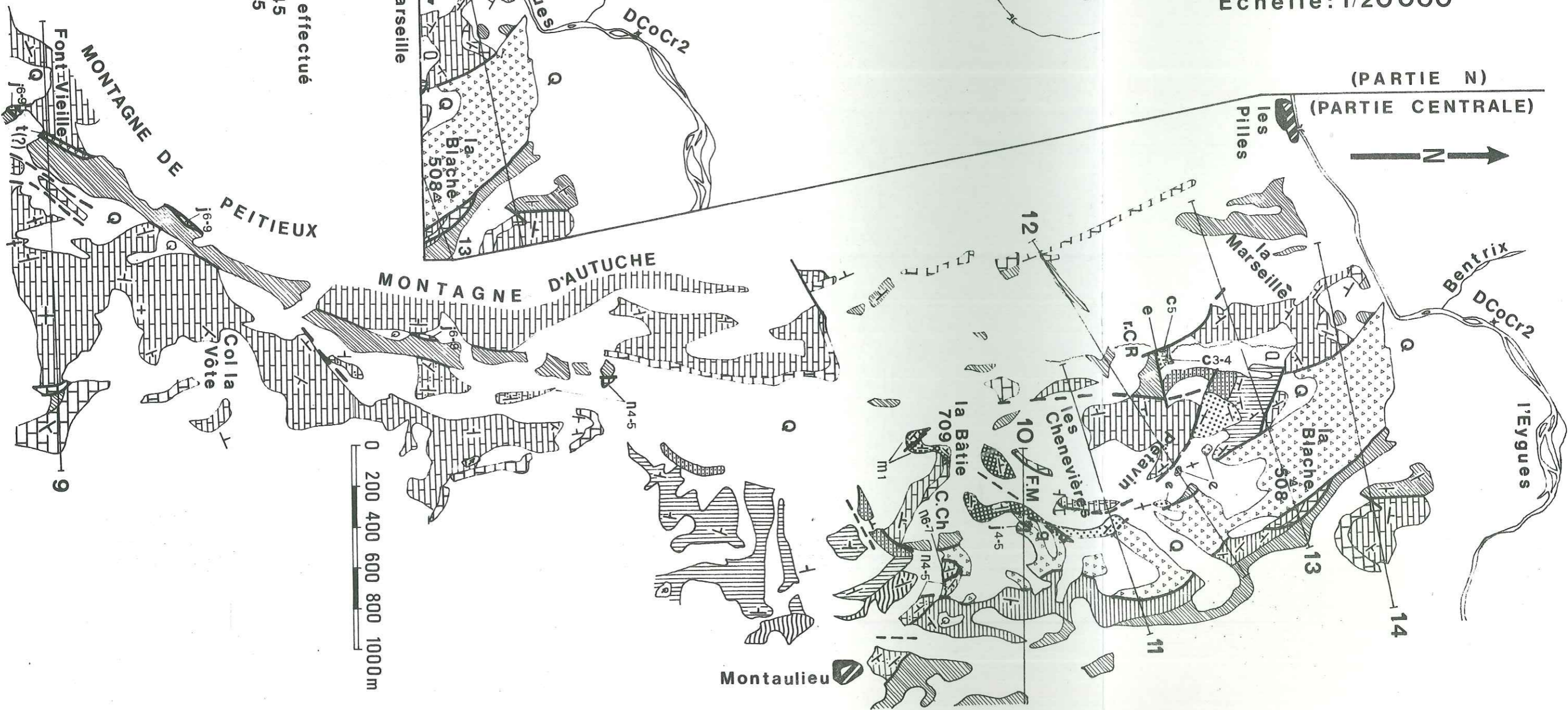
-  Bloc glissé
-  Emplacement des coupes
- Q  Quaternaire
- m2  Vindobonien
- m1  Burdigalien
- e  Eocène
- c5  Sénonien inférieur
- c3-4  Turonien-Coniacien
- c1-2  Cénomanién
- n6-7  Gargasien-Albien
- n4-5  Barrémien-Bédoulien
- n1-3  Néocomien
- j6-9  Rauracien-Tithonique
- j4-5  Oxfordien-Argovien
- j2-3  Callovien-Bathonien
- 1  Lias (?)
- t  Trias (gypse :  g)
-  Limite lithologique
-  Contact Trias-Miocène
-  Contact anormal (visible ou masqué)
-  Pendage
-  Couche renversée
-  Couche verticale
-  Couche horizontale
-  Ville ou village
-  Lieu-dit ou ferme
-  Rivière

CARTE GEOLOGIQUE
DES DIAPIRS DE
PROPIAC-CONDORCET
Echelle: 1/20000



(PARTIE N)

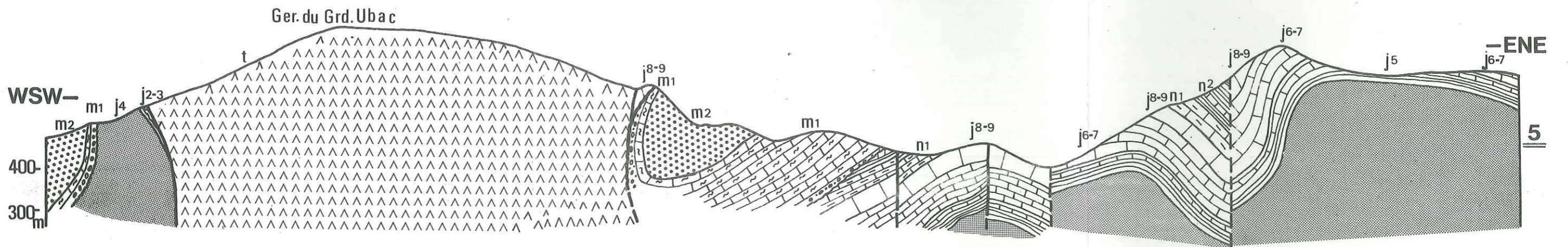
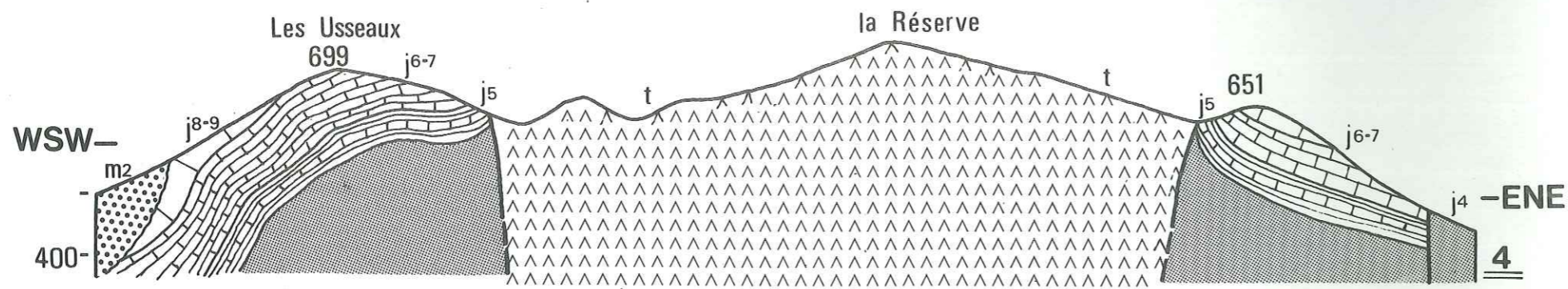
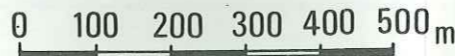
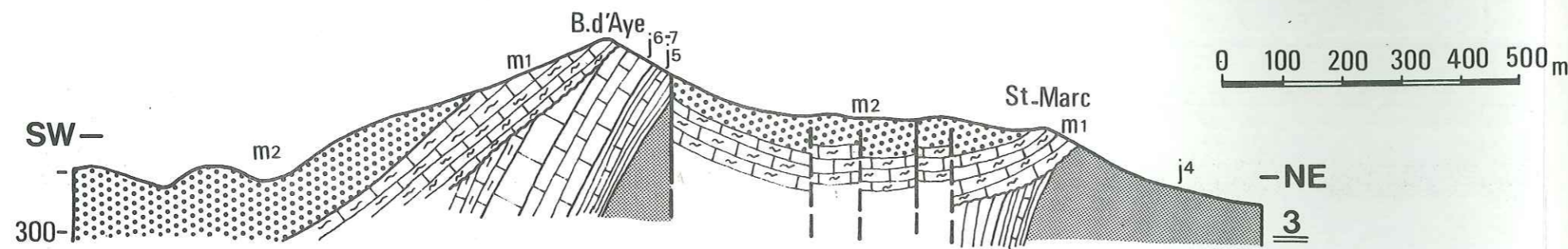
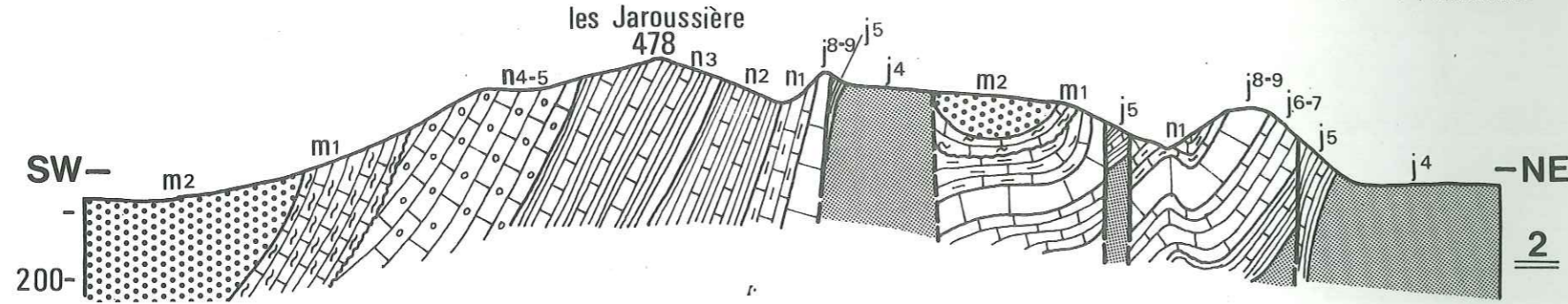
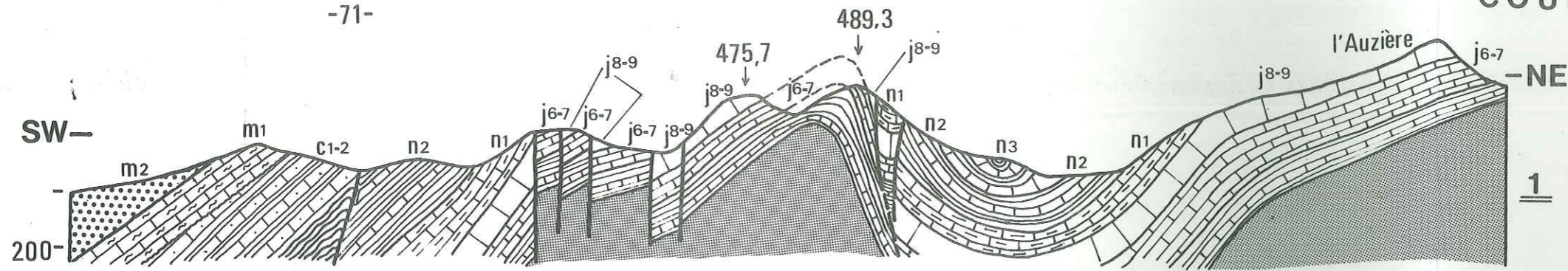
(PARTIE CENTRALE)



C.Ch:Côte Chaude
+ DCoCr2: Numéro de sondage effectué
par SNPA; X=828,445
Y=235,415

F.M:Font Merle
r.CR:Ravin de la Combe
du Ranc

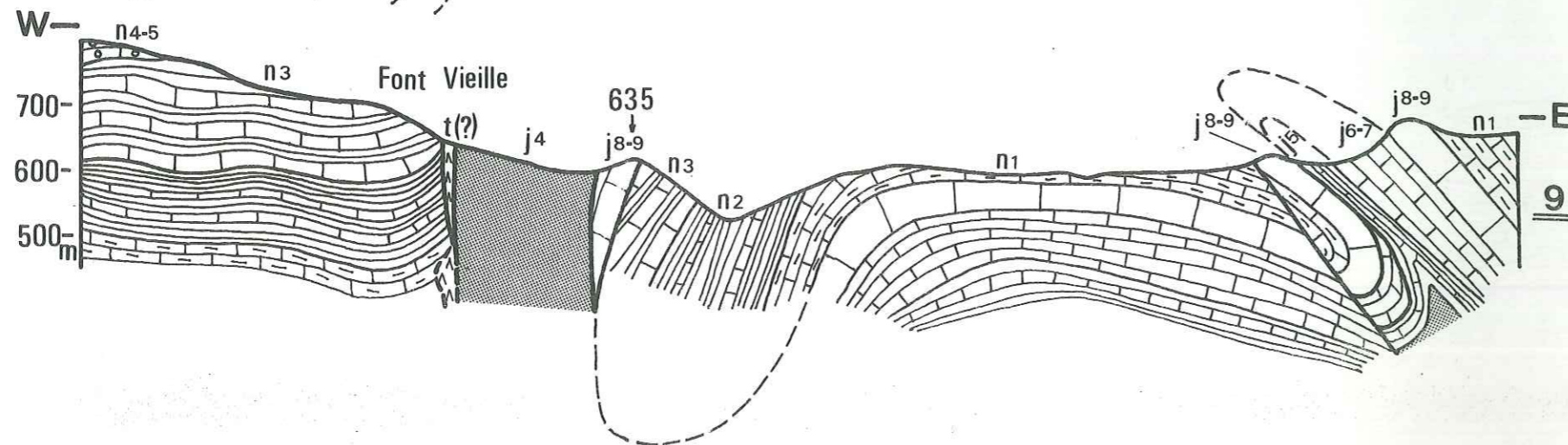
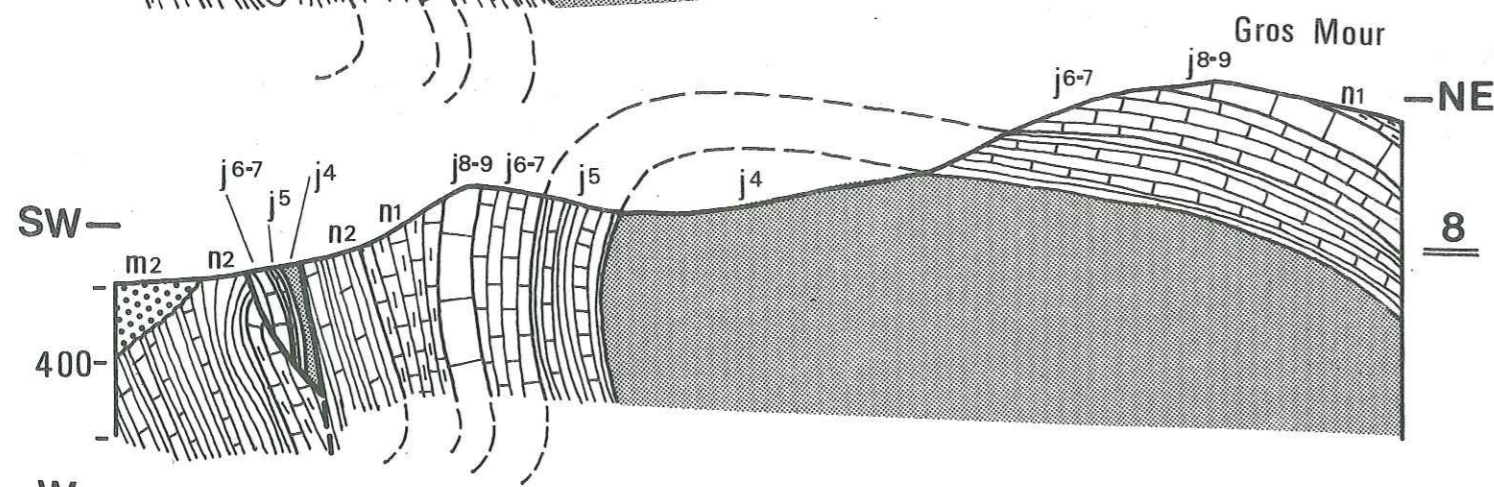
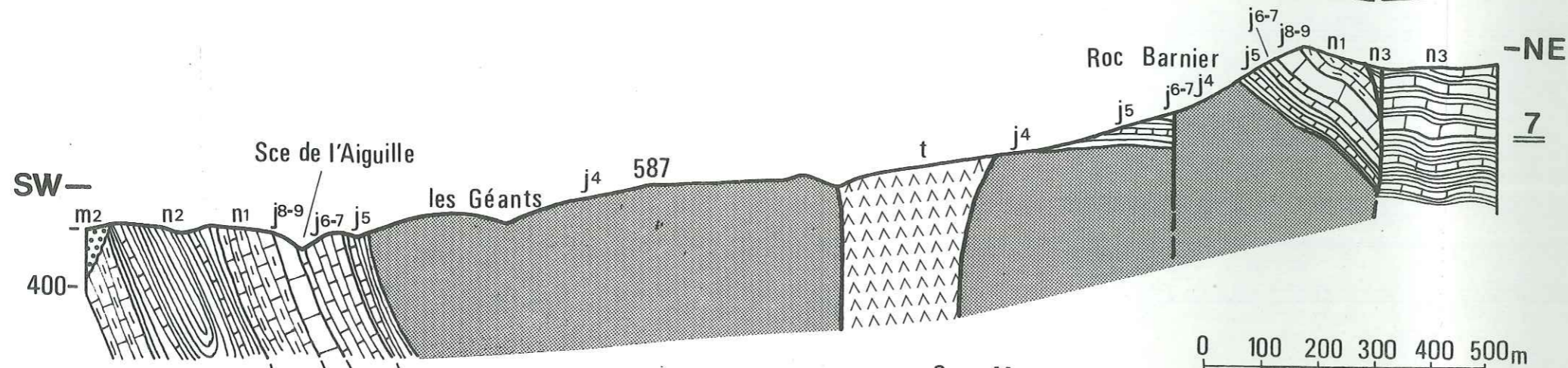
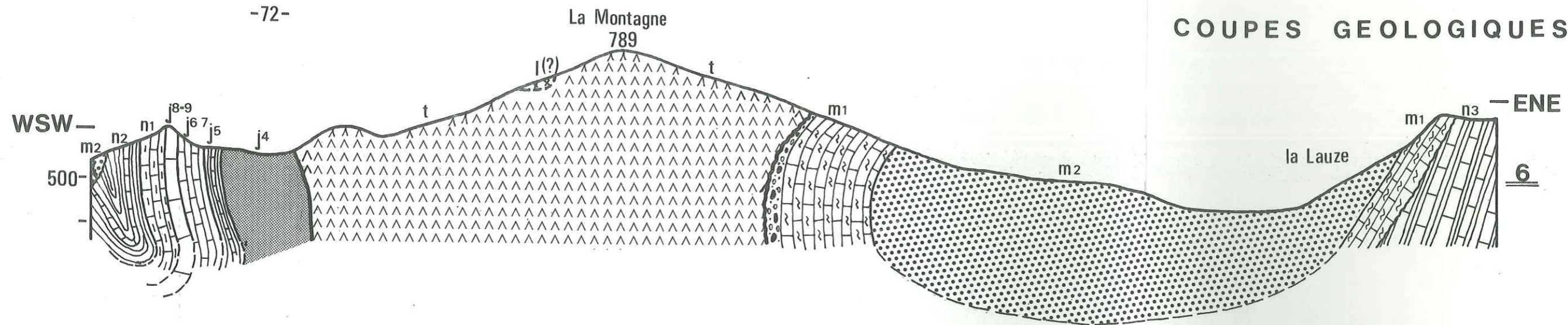
Montaulieu



Légende

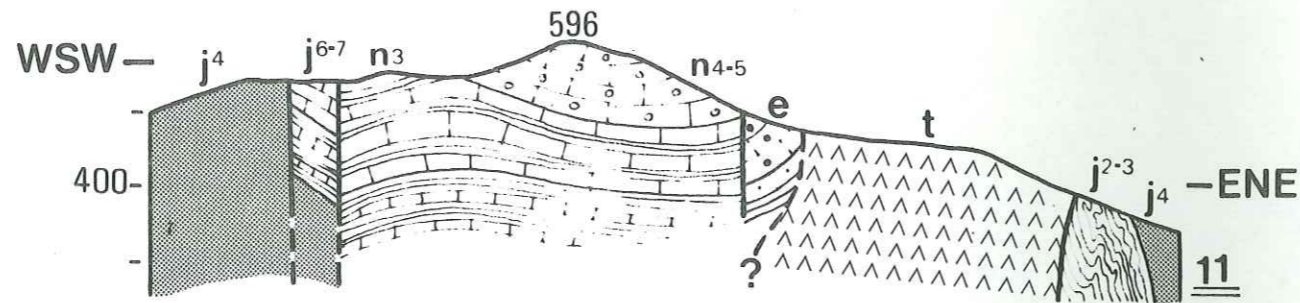
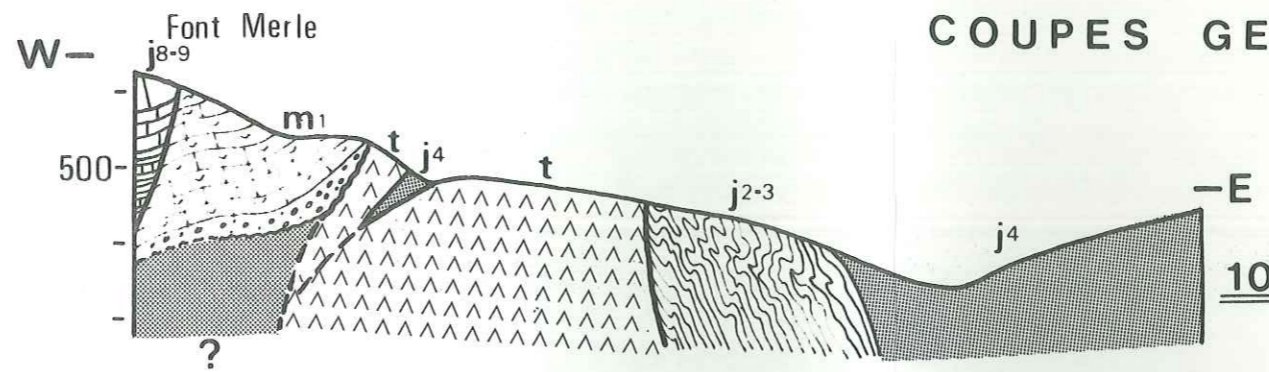
- m2 [stippled] Vindobonien
- m1 [horizontal lines] Burdigalien
- e [dots] Eocène
- c 3-4 [crosses] Turonien-Coniacien
- c 1-2 [horizontal lines] Cénomanién
- n 6-7 [horizontal lines] Gargasien-Albien
- n 4-5 [circles] Barrémien-Bédolien
- n 3 [horizontal lines] Hauterivién
- n 2 [horizontal lines] Valanginién
- n 1 [horizontal lines] Berriasien
- j 8-9 [horizontal lines] Tithonique
- j 6-7 [horizontal lines] Rauracien-Kimméridgien inférieur
- j 5 [horizontal lines] Argovien
- j 4 [horizontal lines] Oxfordien
- j 2-3 [horizontal lines] Callovien-Bathonien
- l [crosses] Lias (?)
- t [triangles] Trias

suite de la légende, voir page suivante

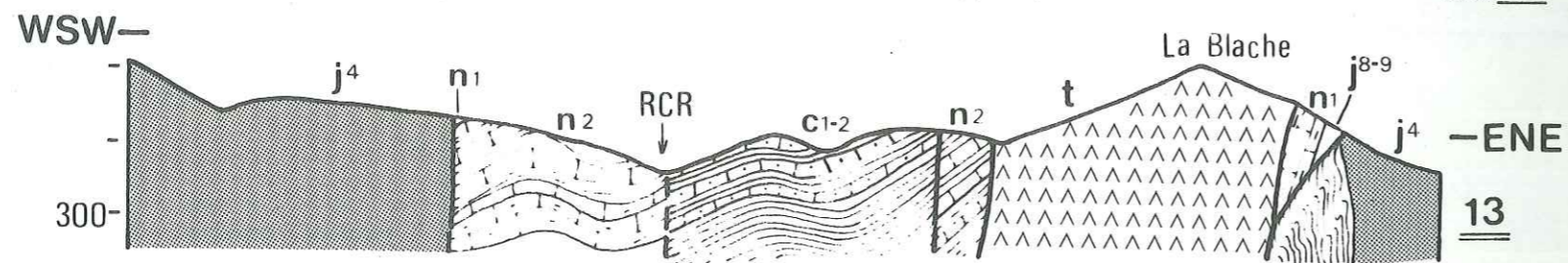
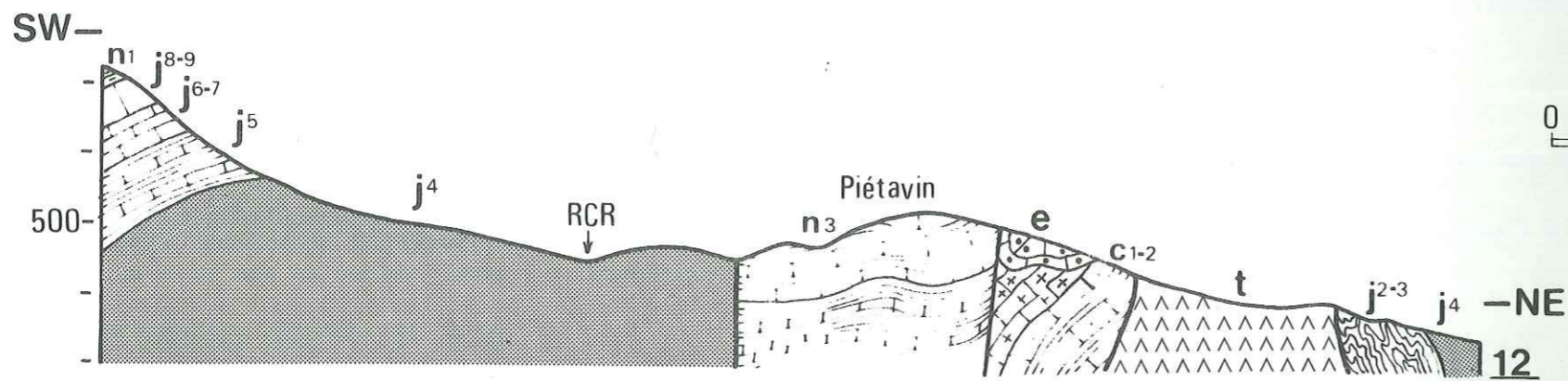
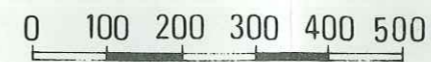


suite de la légende

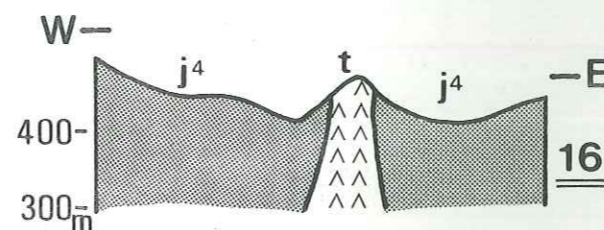
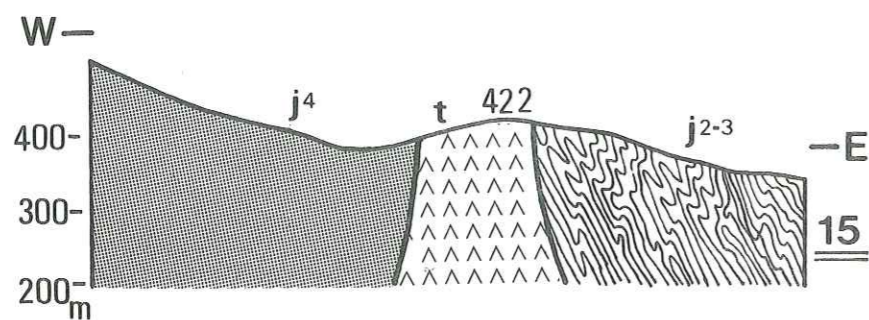
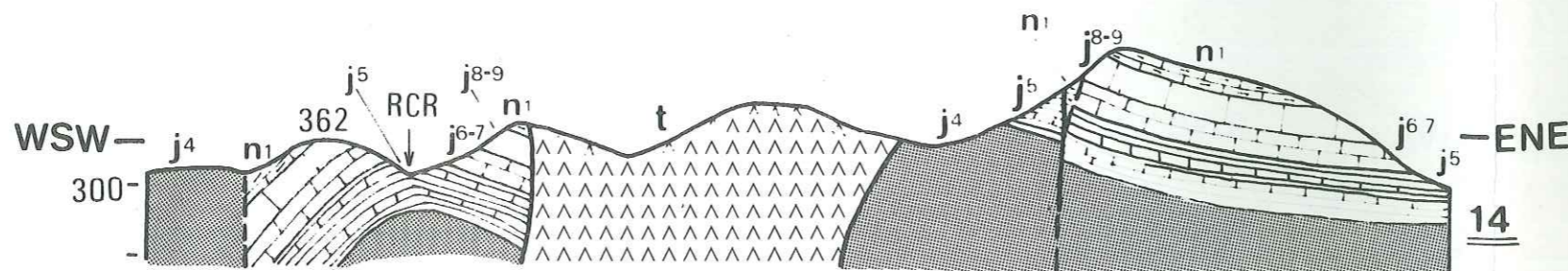
- Contact normal
- ~~~~~ Surface de transgression miocène
- == Contact anormal ou faille (observé ou supposé)
- ~~~~~ Contact Trias-Miocène
- 1 Numéro des coupes (leur emplacement: voir cartes géologiques, pages 68 & 69)



Même légende que les coupes précédentes



RCR : Ravin de la Combe du Ranc



CHAPITRE IV

DESCRIPTION TECTONIQUE

I - LA REGION DE PROPIAC (voir coupes II-4, II-5, II-6 et II-7)

Le Trias est en contact soit avec les terrains secondaires, soit avec le Miocène.

Avec les terrains secondaires, le contact est toujours tectonique (souvent jalonné de cristaux de gypse néoformés) et montre en général le déversement du Trias sur le Jurassique.

Avec le Miocène, au contraire, le contact est stratigraphique mais la surface de contact a été ultérieurement redressée parfois même renversée. Signalons aussi l'existence d'une faille E-W qui, au Pas de Maneyrole, interrompt le diapir vers le N, en coupant également le Miocène qu'elle met en contact avec le Jurassique.

1) Contact avec les terrains secondaires

Dans sa moitié sud, le diapir recoupe l'extrémité occidentale de l'anticlinal du Buis, à coeur bathonien-callovien. Quelques contacts avec les marnes rouges correspondantes sont visibles à proximité et au N de l'Etablissement Thermal de Propiac.

Les deux flancs de l'anticlinal sont bien visibles :

- le flanc sud forme la petite colline St-Marc dominant à l'E l'établissement thermal. Brisé par de nombreuses petites failles NW-SE, puis bientôt recouvert par le Miocène transgressif, ce flanc sud n'atteint pas, à l'affleurement, le diapir lui-même ;

- le flanc nord, ferme au N la petite cuvette de Barastraye (commune de Bénivay-Ollon). Sa structure de détail est également compliquée par de nombreuses petites failles qui redoublent la barre tithonique.

Celle-ci, puis le Crétacé inférieur qui la surmonte, arrivent au contact du diapir qui les sectionne.

On ne retrouve pas le prolongement de ces deux flancs de l'anticlinal du Buis sur l'autre côté (W) du diapir. Seul le flanc sud doit ressortir dans la butte de Mérindol-le-Vieux, mais comme celle-ci se prolonge vers le N dans celle des Usseaux, on perçoit déjà que la structure EW de l'anticlinal du Buis a fait place à une structure NS.

Dans la moitié nord, le diapir se dispose au contraire, parallèlement à l'axe anticlinal des Géants* : on retrouve sur son bord W seulement (car la bordure E est scellée par le Miocène) quelques affleurements de Callovien très altéré, puis le reste de la série jurassique supérieur qui, à quelques détails près, se dispose en auréole régulière autour du Trias. Parmi les complications de détails, relevons simplement la faille N-S du Gros Moure, qui détermine probablement la petite apophyse septentrionale du diapir, et la faille E-W du Pas de Maneyrole déjà évoquée.

Cet anticlinal des Géants représente probablement une annexe de celui du Buis avec lequel il est certainement en continuité. Mais on remarquera que cette annexe est grossièrement N-S, c'est-à-dire de direction orthogonale à celle de l'anticlinal principal. Il est encore difficile, au stade de l'analyse où nous sommes, de savoir si c'est une disposition ancienne (l'entrecroisement de deux directions ayant pu être une cause de remonté du gypse) ou bien si c'est le gypse qui, en montant, a soulevé son enveloppe, et déterminé ainsi cet anticlinal grossièrement méridien. Nous y reviendrons.

2) Contact avec les terrains tertiaires

Il s'agit à peu près partout du Burdigalien, sauf à l'extrémité méridionale du diapir où c'est l'Helvétien qui vient en contact avec le Trias. Cet affleurement a fait d'ailleurs l'objet de discussions. A.F. de Lapparent (1941) l'avait considéré comme de la molasse marneuse burdigalienne, et voyait, de plus, à ce niveau un contact anormal avec le Trias.

Un examen très attentif de l'affleurement, peut-être mieux décapé qu'à l'époque où A.F. de Lapparent effectua ses observations, et la comparaison du sédiment avec les marnes helvétiques du synclinal de Bénivay-Ollon, m'a convaincu qu'il s'agissait bien de marnes helvétiques en contact stratigraphique avec le Trias.

Nous aurons à reprendre, dans un paragraphe ultérieur, toutes les conséquences de ces observations sur les contacts entre Trias et Miocène. Disons cependant qu'elles semblent indiquer qu'au Burdigalien, le Trias affleurerait, avec même un certain relief (galets de 20 à 30 cm), et que ce relief a pu, localement, n'être submergé qu'à l'Helvétien.

3) Le prolongement N et S de la structure de Propiac

Vers le sud, entre le diapir et la vallée de l'Aiguemarse, on retrouve une structure anticlinale d'axe NW-SE, à cœur oxfordien, dont l'architecture de détail est compliquée par de nombreuses failles. Nous ne les décrirons pas car ces détails n'ont pas grand intérêt, et l'on se reportera à la carte géologique au 20 000e annexée à ce mémoire et les coupes II-1, II-2 et II-3 pour en connaître les incidences cartographiques. Ces structures sont localement transgressées par le Miocène, et sont donc anciennes. Comme cet axe anticlinal est dans le prolongement de celui des Géants, on peut donc se demander si, en définitive, on n'aurait pas là une structure ancienne, différente de celle de l'anticlinal du Buis, et qui aurait conduit la montée du diapir, mais ses relations avec cet anticlinal du Buis qui lui est quasi-orthogonal, restent encore délicates à interpréter.

Vers le N, la structure anticlinale des Géants ne dépasse pas le Gros Moure (voir coupe II-8), mais, vers le NE, on voit s'en détacher une mince lanière de Terres Noires

* du nom d'une ferme située à l'extrémité NW du diapir.

oxfordiennes qui, encadrée de failles, va rejoindre au travers de terrains crétacés, l'anticlinal de Montaulieu et donc, finalement, celui de Condorcet.

Cette mince bande de marnes atteint 60 à 200 m de largeur. Les pendages y sont subverticaux, et les contacts avec l'encaissant crétacé, toujours sécants. Dans ces contacts, de part et d'autre de la bande oxfordienne (sur le flanc E des Montagnes de Peitieux et d'Autuche), on peut trouver quelques copeaux de terrains d'âge variés (voir coupe II-9) : Jurassique supérieur (Tithonique) surtout, et, localement, du Trias (notamment au lieu-dit Font vieille).

Tous ces copeaux sont fortement mylonitisés, recristallisés, et souvent difficiles à caractériser, surtout quand il s'agit de Trias.

II - LA REGION DE CONDORCET

1) Au S de l'Eygues (voir coupes II-10, II-11, II-12, II-13 et II-14)

L'affleurement triasique de Montaulieu est en contact anormal, sur toute sa bordure orientale avec le Jurassique supérieur (du Callovo-Oxfordien au Tithonique) et le Berriasien (à l'E du sommet de la Blache, 508 m) qu'il mylonitise sur plusieurs mètres. Comme ailleurs, le contact, surtout avec l'Oxfordien et le Callovien, se traduit par un déversement du Trias sur les marnes jurassiques.

A son extrémité S, ce diapir est en contact anormal avec le Barrémien et les marnes du Gargasien-Albien.

Sur le bord occidental, le diapir recoupe de nouveau l'Oxfordien (à l'E de la Bâtie, 709 m, au lieu-dit Côte Chaude) et le contact anormal est bien visible*. Un peu plus au N, à l'E du lieu-dit Font Merle, affleure un petit lambeau de marnes oxfordiennes très tectonisées, à côté d'un petit affleurement de gypse triasique.

L'intérêt de l'affleurement, c'est que le Burdigalien repose ici sur le Trias et le remanie. A côté de ses galets calcaires à patine verte typique, s'observent des galets de cargneules perforés par les mollusques et enduits également de la même patine verte.

De là, jusqu'à 200 m près de l'Eygues, en raison d'un mince recouvrement quaternaire, le contact direct avec l'encaissant n'est pas net, mais l'Eocène apparaît, très près du Trias, redressé à la verticale (à l'E du lieu-dit Piétavin et au N du lieu-dit les Chênevrière, notamment dans le Ravin de Combe Renard).

Depuis le Ravin de Combe Renard, vers l'Eygues, le contact anormal se poursuit avec le Cénomaniens (daté ici par *Inoceramus* sp., *Holaster* sp.) et l'Hauteriviens marneux.

* Au contact, l'Oxfordien et le Trias sont fortement tectonisés et forment une sorte de brèche tectonique fine, carbonatée, un peu dolomitique, contenant quelques petits grains de quartz et des cristaux automorphes de pyrite.

A l'E de la Ferme de la Marseille près des Pilles, le diapir triasique recoupe de nouveau à angle droit le Berriasien, le Tithonique et le Rauracien-Kimméridgien inférieur, en les mylonitisant sur plus d'une dizaine de mètres.

2) A l'W de Condorcet (voir coupes II-15 et II-16)

Les diapirs affleurent toujours dans la série callovo-oxfordienne et le contact s'observe d'une façon très nette, jalonné d'une zone de broyage de quelques mètres de largeur, de part et d'autre du Trias. Par endroits, le contact montre une brèche à éléments callovo-oxfordiens, triasiques et calcitiques**, confirmant une fois de plus la montée du Trias par l'intermédiaire d'une zone faillée.

III- LES DIAPIRS DE LA REGION DE PROPIAC-CONDORCET DANS LA STRUCTURE GENERALE DES BARONNIES

Deux facteurs, l'un paléogéographique, l'autre tectonique, expliquent la présence des diapirs.

1) Le premier, déjà évoqué à propos du diapir de Suzette-Gigondas, est que la région étudiée se situe au coeur d'un bassin subsident mésozoïque où les évaporites du Trias atteignent leur épaisseur maximum, qui est probablement de l'ordre de 400 m (cf. A.F. Baudrimon et P. Dubois, 1977).

2) Le second est lié au jeu des grandes failles qui affectent le secteur et qui correspondent certainement à des accidents de socle importants (voir J. Flandrin et Ch. Weber, 1966). Il faut toutefois songer au fait que leur tracé en surface a pu être dévié ou éparpillé par les réactions propres de la couverture, et que les failles actuellement visibles ne se superposent pas exactement aux accidents profonds.

Parmi ces accidents profonds nous avons évoqué, dans le chapitre consacré au massif de Suzette-Gigondas, la grande faille de Nîmes, qui se poursuit certainement à l'E du massif de Suzette, probablement traduite en surface par le faisceau des failles SW-NE qui jalonnent la vallée de l'Ouvèze, de Mollans jusqu'au Buis, et se suivent ensuite jusqu'à la cuvette de Rosans où elles se perdent.

Or, à 80 km plus au N, un accident identique a été récemment mis en évidence par H. Arnaud (carte géol. de la France à 1/50 000, feuille Romans-sur-Isère, levée par A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud et G. Monjuvet, publiée en 1975) sur la bordure NW du Vercors. Il s'agit de la zone faillée de l'Isère qui appartient probablement au faisceau des "failles Cévenoles", d'origine évidemment hercynienne, mais réactivées au cycle alpin.

Entre la faille de Nîmes et cette zone de fracture de la basse Isère, existent des accidents N-S assez importants déjà signalés par J. Goguel (1944, 1946) et J. Flandrin (1966).

* Au contact même, la roche à l'affleurement, un aspect microcaverneux de couleur jaune-ocre. Elle est faite d'un matériel calcaréo-argileux. Au toucher une poudre jaune colle aux doigts. Cette croûte a une épaisseur de quelques millimètres, voire quelques centimètres. Par contre, en cassure, la roche est de couleur brun-foncé avec taches ferrugineuses et fait toujours effervescence à l'acide.

** Il s'agit d'une brèche épaisse de 50 cm à 1 m, polygénique, à éléments inférieurs à deux centimètres de diamètre, qui sont surtout des calcaires marneux noirs probablement callovo-oxfordiens (coupés de veinules de calcite à 1 à 3 mm de largeur) des barytines et des roches carbonatées bien cristallisées. Il y a aussi des éléments triasiques (des dolomies jaunes altérées). C'est une roche vacuolaire dont les cavités sont souvent remplies par des produits argileux et limoniteux.

Ce sont : la faille de Rémuzat-Die et celle de Mérindol-Saillans, qui nous intéresse plus particulièrement puisqu'elle est jalonnée par les diapirs étudiés. Nous allons donc en détailler le jeu.

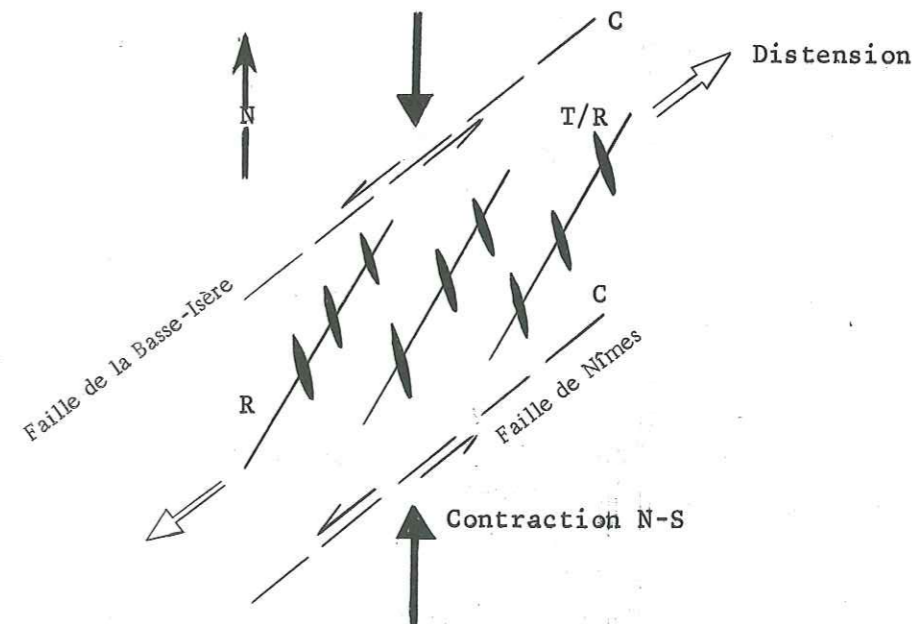
Ce qui frappe immédiatement, c'est que les diapirs ont une direction NW-SE alors que les zones fracturées qui les relient sont au contraire NE-SW. Ce tracé en zig-zag avait été déjà signalé par J. Goguel (1946) qui avait également remarqué le caractère décrochant des tronçons NE-SW.

Ces décrochements offrent actuellement un caractère dextre, qui est évidemment lié aux derniers mouvements alpins, c'est-à-dire à une contrainte grossièrement E-W.

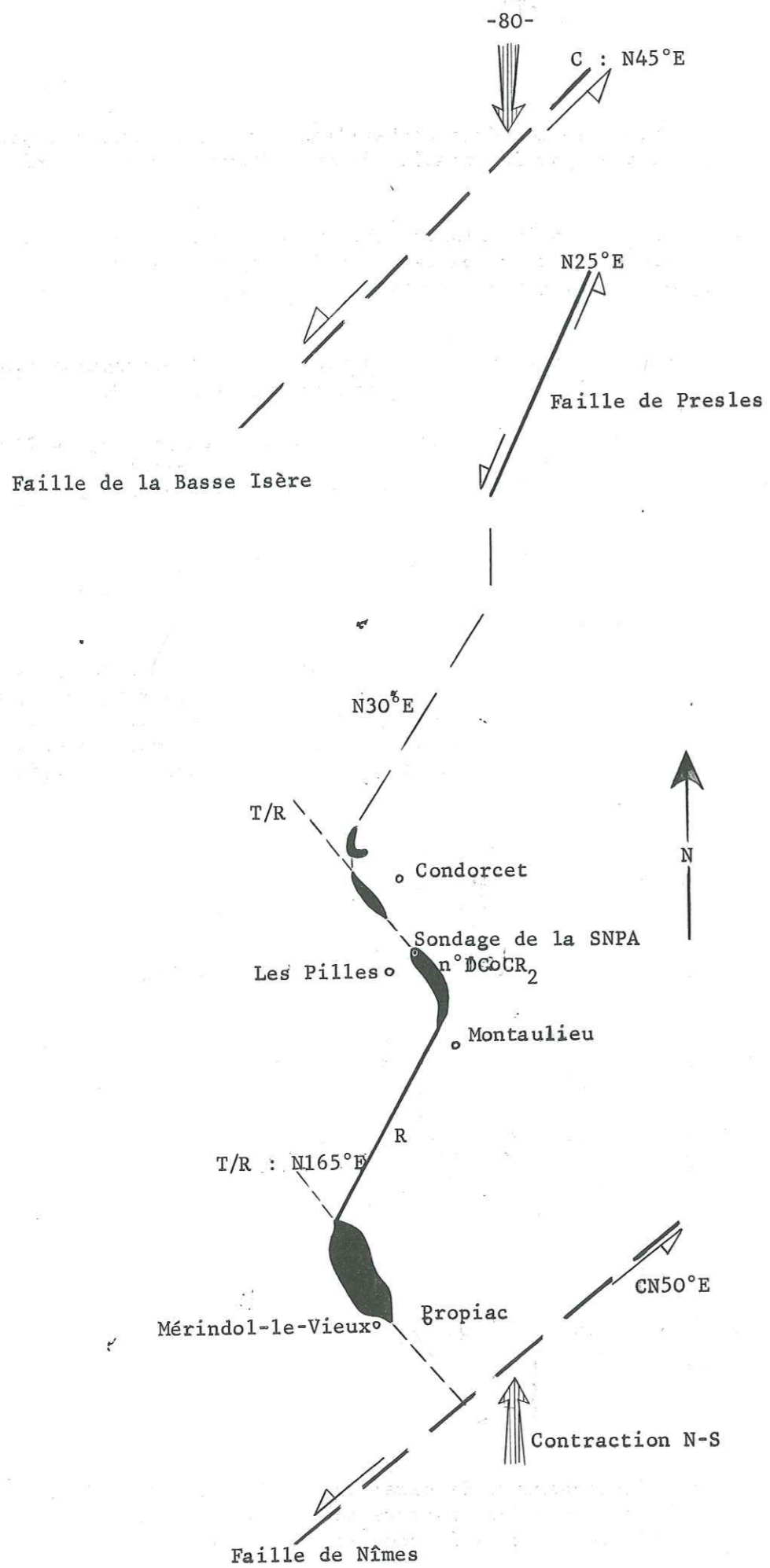
Mais il est probable que le jeu initial a été senestre, car si l'on prolonge cette faille Mérindol-Saillans vers le N, on aboutit à la faille Ambel-Bouvante-Presles ("faille de Malleval" de P. Lory, 1908), d'orientation N25°E dont H. Arnaud (1973) a pu prouver le jeu senestre anté-oligocène.

Si l'on replace ces faits dans le cadre d'une hypothèse actuellement développée par P. Vialon sur la genèse des plis et des failles du domaine subalpin (P. Vialon et al. 1976), l'explication mécanique devient claire.

Les failles "Cévenoles" s.l. (failles de Nîmes et de la Basse Isère) étant d'origine ancienne, probablement hercynienne, existaient lors des mouvements provençaux anté-oligocènes. Elles ont donc dévié la contraction N-S déterminant ces mouvements, et ont alors fonctionné comme des décrochements senestres. Entre ces deux accidents, la couverture mésozoïque a travaillé à la distension dans le sens SW-NE, provoquant ainsi des fractures d'extension disposées en échelons.



Dans ces fractures, les petits décrochements de direction NE-SW, non jalonnés de Trias, peuvent être aisément interprétés comme des fractures de type R (à 20° de C ; N30°E) de second ordre par rapport à la faille de Nîmes (voir croquis ci-dessus).



Par contre les accidents de direction NNW-SSE, jalonnés de Trias (diapir de Propiac et ceux de Condorcet) peuvent être interprétés comme des failles ouvertes, de type T/R (à 45° de R : N165°E idéalement), fissures qui ont tendance à s'ouvrir avec un faible mouvement et qui ont favorisé la montée des évaporites. Celles-ci ont atteint la surface au niveau de l'accident Saillans-Propiac, peut-être parce qu'il était plus largement ouvert, ou bien parce qu'elles étaient particulièrement abondantes à ce niveau. Mais il est très probable qu'il existe aussi des diapirs avortés (ou restés enfouis) plus à l'E, peut-être jalonnés par les filons minéralisés de blende-galène-célestine (identiques à ceux de Condorcet) que l'on connaît au N de St-Nazaire-le-Désert et dans le dôme de Brette, au coeur de structures anticlinales (J. Debelmas, comm. orale).

Fig. 14 - Allure générale des diapirs de la région de Propiac-Condorcet.

AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GEOLOGIQUE

I - LES PREMIERS MOUVEMENTS PROBABLES : LA PHASE PYRENEO-PROVENCALE

Les premiers mouvements alpins qui affectent la région de Propiac-Condorcet ont eu lieu au Crétacé supérieur et correspondent à une phase tectonique anté-cénomaniennne, connue au N du Ventoux dans la vallée du Toulourenc (cf. H. Moullade et B. Porthault, 1970). Ils ont vraisemblablement conduits à l'ébduche de plis de direction E-W.

En dépit de l'absence de sédiments oligocènes, il ne fait aucun doute que la structuration E-W majeure de la région de Propiac-Condorcet se fait entre le Sénonien et l'Oligocène. On sait en effet que la base du Crétacé supérieur (Turonien) est plissée en synclinal E-W dans le synclinal de Dieulefit, et que l'Eocène repose, près de Nyons sur le Sénonien inférieur et au NW de Montaulieu (à Piétavin) sur le Cénomanienn au Sénonien inférieur inclus, alors que, plus au N, à Teyssières, il est transgressif et discordant sur l'Albien et le Cénomanienn. Mais on ne dispose pas d'autres précisions et rien n'interdit d'admettre que les plis E-W des Baronnies ont été édifiés par les phases provençales successives, exactement comme le Ventoux et le Luberon.

Nous avons également été amenés à penser que la première ouverture des faille en échelons reliant l'accident de Nîmes à celui de Presles, en Vercors, est également anté-oligocène, et liée à un mouvement senestre de ces décrochements.

Cette dernière observation semble tomber en contradiction avec l'observation d'un mouvement dextre de la fracture Saillans-Mérindol, signalé par différents auteurs (J. Goguel, 1946 ; J. Flandrin, 1966). En fait ce décrochement dextre est donc post-oligocène et relève vraisemblablement de la tectonique fini ou post-miocène.

En définitive, en tenant compte de ces données, il semble bien que la faille de Mérindol-Montaulieu-Condorcet-Saillans ait fonctionné successivement dans les sens senestres avant l'Oligocène et dans le sens dextre postérieurement à cette époque.

D'autre part nous avons vu que le Burdigalien repose transgressivement sur le Trias à l'E du diapir de Propiac (au S de celui-ci, c'est l'Helvétien qui transgresse le Trias). Le Burdigalien transgresse également le Trias à l'W de celui de Montaulieu (cf. "Miocène"). Dans les deux cas son conglomérat de base remanie des galets triasiques, prouvant par là même l'existence des diapirs de Propiac et Condorcet antérieurement à son dépôt.

Dès lors, en rappelant que nous sommes là au N du Ventoux, à 15 km au NE du diapir de Suzette, et à la limite des Baronnies et du Diois, nous pouvons facilement en déduire que la phase tectonique responsable de la naissance de ces structures diapiriques peut s'expliquer parfaitement dans le cadre d'une tectonique anté-miocène, vraisemblablement même anté-oligocène : il pourrait s'agir alors de la phase pyrénéo-provençale

(Luthétien supérieur-Priabonien inférieur) conformément aux idées de J. Goguel*.

Ce serait donc à cette époque et pendant ces mouvements que le Trias arriverait pour la première fois à la surface.

Cette attribution de la première montée des diapirs de la phase pyrénéo-provençale a une autre conséquence, qui est celle de l'interprétation mécanique de cette mise en place que nous avons proposée plus haut.

Rappelons en effet, que les plis pyrénéo-provençaux traduisent une contraction S-N qui entraîne un jeu en coulissement senestre de la faille NE-SW de Nîmes et de l'accident satellite de Propiac-Condorcet-Saillans, le long duquel les diapirs de la région de Propiac-Condorcet sont situés.

Nous avons dit que les accidents de direction NNE-SSW pouvaient être interprétés comme des fractures de type R de second ordre par rapport à la faille de Nîmes. On sait que, théoriquement, les fractures de type R ont même sens que le cisaillement principal (faille de Nîmes) c'est-à-dire qu'elles sont senestres ; ce qui s'explique bien avec un premier mouvement senestre et un deuxième dextre.

II- LES MOUVEMENTS OLIGOCENES

Nous avons dit que le Burdigalien était transgressif sur un ensemble déjà tectonisé (il transgresse des terrains allant du Trias au Crétacé supérieur et on connaît localement des galets tithoniques dans la brèche burdigalienne). Nous avons dit que cette tectonisation était probablement liée aux phases pyrénéo-provençales de la fin du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Mais nous n'avons aucun argument qui nous permette d'affirmer ou de refuser l'existence de mouvements intra-oligocènes.

III- LES MOUVEMENTS POST-MIOCENES

Partout le Miocène est déformé : tantôt simplement basculé en monoclinale (synclinal de Bénivay-Ollon), tantôt redressé à la verticale (à l'W du diapir de Propiac et à l'W de celui de Montaulieu), tantôt renversé (à l'E du diapir de Propiac où il est penté de 20 à 40° à l'W), tantôt faillé (faille du Ravin des Bourbons près de la côte 588 m et de la crête de St-Marc près de l'Etablissement Thermal de Propiac).

Il n'est pas facile de dire si ces mouvements récents ont consisté en un simple écrasement des structures anciennes redressant les contacts -ou bien s'il y a eu une nouvelle montée du diapir. Quelques faits parlent toutefois en faveur de cette dernière hypothèse : par exemple le fait que les masses triasiques offrent un relief assez accusé par rapport aux environs alors que l'érosion aurait dû les entamer profondément, et ceci sur de grandes surfaces. Il faut aussi rappeler que l'Helvétien vient transgresser le Trias au col de Propiac.

Ce ne sont là que des présomptions, qui se compliquent du fait qu'il est toujours difficile en pays plissé, de séparer une montée diapirique propre par simple gravité de celle qui doit accompagner obligatoirement et plus ou moins passivement une compression générale de la région.

* "Les bombements des premiers plis tertiaires (d'âge éocène supérieur, pendant lesquels les Baronnies ont été plissés et surélevés) s'accompagnent des montées diapiriques de Trias à Propiac et à Condorcet" J. Goguel, 1947.

TROISIEME PARTIE

LE DIAPIR DU LAUS *

Chapitre I : CADRE GEOGRAPHIQUE

Chapitre II : HISTORIQUE DES TRAVAUX

Chapitre III : INTERPRETATION ACTUELLE

Chapitre IV : OBSERVATIONS PERSONNELLES ET CONCLUSIONS

- I - Le style du gypse
- II - L'âge de la mise en place
- III - Les structures encaissantes

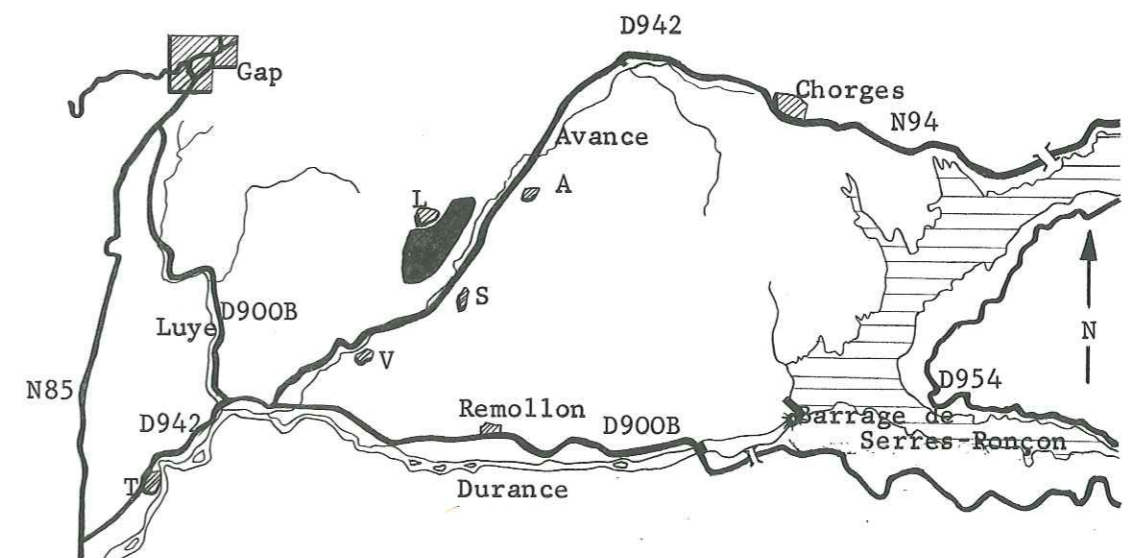
* voir carte géologique p. 92.

CADRE GEOGRAPHIQUE




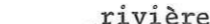

Le diapir du Laus se trouve à 8 km environ au SE de Gap (voir fig. 15). Il constitue l'extrémité septentrionale du dôme de Remollon qui se situe au S d'une ligne Gap-Embrun, en aval du confluent de l'Ubaye et de la Durance. Le pèlerinage du Laus est bâti sur cette petite montagne de gypse.

Ce diapir présente une superficie de 1,4 km² environ et s'étend sur la feuille topographique au 25 000e de Chorges n° 5-6. La plus haute altitude du diapir est 950 m et la plus basse 720 m.

Il n'est bordé (hormis le Quaternaire) que par le Lias qui le domine topographiquement.



LEGENDE

-  lac de Serre-Ponçon
-  route
-  ville et village
-  rivière
-  diapir du Laus

Echelle : 1/200 000e



- A : Avançon
- L : Notre-Dame-du-Laus
- S : St-Etienne-le-Laus
- T : Tallard
- V : Valserrres

Fig. 15 - Cadre géographique du diapir du Laus

HISTORIQUE DES TRAVAUX

Guettard, en 1779, signale, le premier, les gypses et les cargneules du Laus, St-Etienne-le-Laus et d'Avançon, suivi par E. Gueymard (1830), qui indique que les gypses affleurent au sein des calcaires à bélemnites. D'ailleurs, sur sa carte géologique, il indique en une seule couleur (celle des calcaires à Gryphées) la région du Laus.

Sc. Gras, en 1840, dessine, sur sa carte géologique du département des Basses Alpes au 400 000e, les affleurements de gypse des environs de Remollon dans la série jurassique.

Il attribue l'origine des gypses aux transformations du calcaire en gypse par de l'acide sulfurique d'origine profonde, peut-être volcanique.

Ch. Lory (1857) signale lui aussi que le Lias supérieur renferme des amas de gypse, et, sur sa carte géologique du Dauphiné (au 250 000e parue en 1858), les affleurements de gypse du Laus et d'Avançon sont toujours placés dans le Lias.

Quelques années après (1859) cet auteur estime toutefois qu'une partie des cargneules et des gypses alpins pourrait être rapportée au Keuper. Mais dans l'Isère, la Drôme et les Hautes-Alpes il maintient le gypse, avec les dolomies et les cargneules associées, dans la série liasique.

Il faut attendre 1874, pour qu'il admette que les gypses des environs de Remollon (Le Laus, Avançon) sont triasiques, alors que E. Haug, dans sa thèse (1891), les maintient dans le Lias.

E. Haug attribue le bombement de Remollon et de St-Etienne-d'Avançon aux "dislocations NW-SE résultant de mouvements horizontaux" qui seraient au moins ébauchées avant le dépôt de la molasse rouge aquitaniennne.

Il classe de la manière suivante les dislocations qui ont affecté la région entre Gap et Digne :

- 1) Dislocations post-crétacées (première ébauche des plis de la partie orientale de la région) ;
- 2) dislocations anté-aquitaniennes (plis de Digne, anticlinal du Laus-Remollon) ;

3) dislocations anté-helvétiques ;

4) dislocations post-helvétiques, anté-tortonniennes ; c'est le plissement principal de la région qui provoque les grands mouvements tangentiels et les dislocations intenses.

D. Martin en 1893 va développer une hypothèse tout à fait contraire à celle de ses prédécesseurs puisqu'il considère que les gypses et cargneules sont en placage sur le Lias et les spilites (bien qu'en quelques points il les voit s'introduire entre des "couches verticales béantes") et attribue donc aux gypses une origine relativement récente : Miocène ou Pliocène.

D. Martin admet la théorie de l'origine épigénétique du gypse (métamorphisme des calcaires sous l'influence d'agents hydrothermaux).

E. Haug, en 1894, pense que les gypses du Laus semblent résulter de l'épigénisation de calcaires du Trias moyen et non du Lias inférieur. Il ne lui paraît pas exister de relation immédiate entre les dislocations qui ont déterminé ce singulier pointement triasique et les accidents principaux de la région.

Cependant, un an plus tard, il croit qu'au contraire le pointement de schistes anciens à sérécite et les affleurements triasiques du Laus et de Remollon, correspondent à un des points de "rebroussement" les plus remarquables des lignes directrices des chaînes alpines.

Sur la feuille Gap de la carte géologique détaillée de la France au 80 000e (1ère édition, 1903, levée par E. Haug, W. Kilian, P. Lory et D. Martin), le dôme du Laus est figuré avec la notation t I-II : calcaires triasiques, souvent remplacés par du gypse sous lequel subsistent presque toujours de grandes lentilles calcaires.

En 1933, M. Gignoux et L. Moret établissent définitivement l'âge triasique de la formation du Laus en observant de nombreux débris de grès schisteux noirs à empreintes d'*Equisetites cf. arenaceus* (dét. P. Bertrand) et de blocs de calcaires gris évoquant le Muschelkalk provençal.

Ils se demandent si l'on n'a pas affaire à une montée récente de gypse ce qui expliquerait le relief déterminé par ces roches pourtant extrêmement solubles et tendres.

Ils emploient, les premiers, le nom de "dôme de Remollon", à cause des deux petits affleurements cristallins de St-Etienne d'Avançon et de Remollon qui témoigneraient d'une surélévation locale du socle de la zone externe. Au cœur de ce dôme, le Trias serait bien remonté du tréfond des Terres Noires. Le plissement des chaînes subalpines, comme celui du Jura, s'accompagnerait d'un décollement général au niveau du Trias gypseux revêtant le socle hercynien. Ce Trias, salifère et plastique, se serait injecté dans les sédiments jurassiques de sa couverture, suivant le style particulier de la "tectonique salifère", c'est-à-dire par diapirisme.

J. Goguel (1939), individualise un axe anticlinal (Digne-Barles-dôme de Remollon), dans lequel affleurent un Lias et un Bajocien très épais. Ce serait un fragment d'un véritable pli de fond, joignant les Maures au Pelvoux en passant par Digne. Cette hypothèse expliquerait le rôle que joue l'anticlinal N-S Digne-dôme de Remollon, qui ne coïncide pas avec la direction moyenne des plis subalpins.

Sur la feuille Gap, de la carte géologique détaillée de la France au 80 000e (2ème édition, publiée 1945, levée par M. Gignoux, J. Goguel, L. Moret, D. Schneegans, F. Blanchet, M. Roques et P. Lory), le diapir du Laus est figuré sous la notation "t₁ g" : dolomies, gypses et cargneules triasiques de la zone externe.

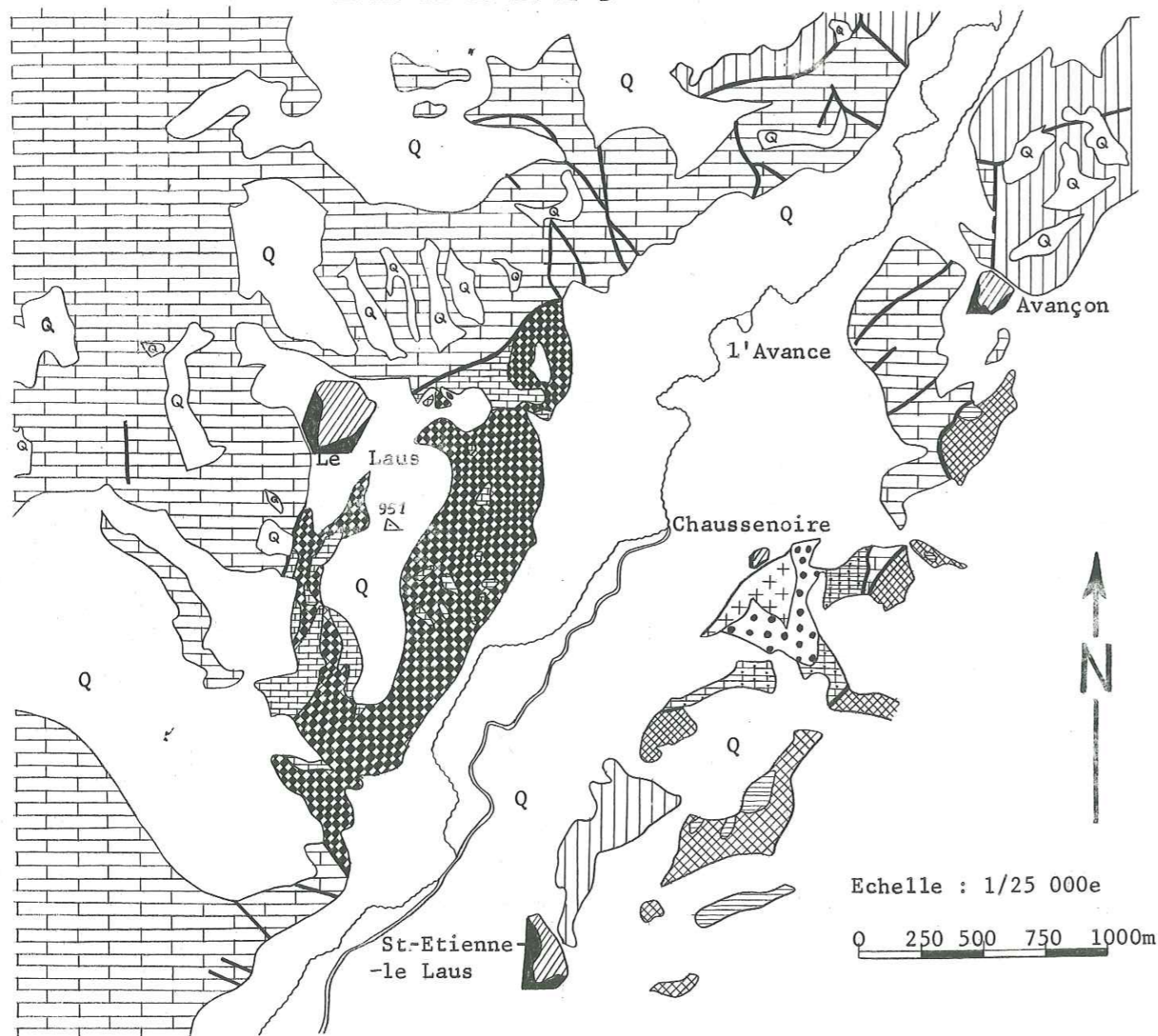
De nombreux travaux récents ont bien précisé la structure de la région, notamment ceux d'O. Gariel (1959)* et de M. Gidon (1975). Mes observations ne m'ayant pas amené à modifier ces interprétations, je les prendrai comme base de ma description structurale et on les trouvera donc exposées dans le paragraphe suivant.

* J'ai utilisé partiellement sa carte géologique pour le présent travail.

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU DIAPIR DU LAUS (voir aussi carte géologique schématique : page 102).

Légende :

- | | |
|-----------------|-----------------------------|
| Quaternaire | Grès permo-triasiques |
| Dogger | Séricitoschistes |
| Lias | — Limite lithologique |
| Gypse | — Contact anormal ou faille |
| Bloc de dolomie | Village ou lieu-dit |
| Gypse | — Rivière |
| Bloc de dolomie | |
| Dolomie | |



CHAPITRE III

INTERPRETATION ACTUELLE

La structure du dôme de Remollon est basée :

1) sur l'étude cartographique détaillée du dôme, réalisée par O. Gariel (D.E.S., 1959). Dans son mémoire il décrit en détail la série stratigraphique du Trias (détritique et lagunaire) reposant directement sur le socle* et celles du Lias et du Dogger. Il signale que la caractéristique principale du dôme est un grand affaissement médian, de direction N-S, où le cristallin d'Avançon "poinçonne" le Lias effondré. Il considère la couverture du dôme très peu déplacée, et donc pratiquement autochtone.

O. Gariel conclut que le style essentiellement cassant du dôme de Remollon, est dû aux jeux et rejeux de l'axe Maures-Pelvoux, au cours de plusieurs phases tectoniques :

- la première est une phase de compression de l'Eocène inférieur ou moyen ;
- la deuxième est une phase de distension contemporaine de la période de subsidence du Nummulitique ;
- la troisième est la phase alpine qui se décomposerait en deux stades ; l'un oligocène, l'autre miocène.

2) sur une interprétation plus générale de sa situation dans le cadre de la géologie régionale, qui propose un déplacement tangentiel important.

En 1959 P. Petiteville et R. Rivoirard remarquent que le chevauchement de Digne (décrit par J. Goguel en 1939 à la suite d'E. Haug, 1891) coïncide avec une importante limite de faciès du Lias : au NE, les séries épaisses (dauphinoises) de la Durance ; au SW, les séries réduites de Turriers.

* il s'agit des schistes à séricite qui présenterait le même aspect macroscopique que ceux de Pelvoux, cf. O. Gariel, D.E.S., 1959.

Ces deux auteurs considèrent les séries réduites comme la couverture sédimentaire originelle du dôme cristallin de Remollon, décollée au niveau du Keuper et poussée par le front des puissantes masses de type dauphinois.

Ils sont donc les premiers à penser que la couverture actuelle du dôme cristallin aurait subi un déplacement tangentiel d'une amplitude comparable à celle des chevauchements méridionaux étudiés par J. Goguel dans les arcs de Digne et de Castellane.

Malgré le refus de R. Barbier et O. Gariel (1959) d'accepter cette hypothèse, celle-ci sera reprise ultérieurement par M. Gidon, qui, en 1975 apporte de nouvelles données en faveur d'une conception allochtoniste* de la série dauphinoise de Remollon. Il signale d'une part que les séries réduites s'enfoncent tectoniquement sous la vaste dalle, ondulée et fracturée, de la série épaisse, et ceci jusqu'à une distance d'au moins 2 km de la "boutonnière cristalline" de Remollon et, d'autre part, que le Cristallin de Remollon représente une lame cristalline chevauchante, entraînée à la base de la série épaisse dont elle est le soubassement stratigraphique. Le déplacement de la série de Remollon se ferait suivant une direction de N60 à N80°E et l'ampleur minimale du mouvement correspondrait à plus de 15 km, conformément aux idées de J. Goguel (1953).

M. Gidon souligne qu'il faut envisager une translation tangentielle du cristallin de Pelvoux, vers l'WSW, de l'ordre de 10 à 15 km. Il pense qu'à l'Oligocène une zone d'écaillage, à déversement NW, s'est développée des marges S du Pelvoux jusqu'aux abords de Sisteron avant d'être sectionnée obliquement et de nouveau disloquée par le chevauchement vers l'WSW de l'écaillage Remollon-Digne.

Cette région (à l'extrémité N de la zone des chevauchements de Digne) aurait la même histoire structurale que celle du Dévoluy (cf. M. Etechamzadeh Afchar et M. Gidon, 1974), c'est-à-dire qu'elles subirait 3 phases de serrages successives.

- la première NW-SE, débutant au cours du Crétacé supérieur ;
- la seconde, presque E-W, tardive ;
- la dernière correspondait à la formation du chevauchement principal de Digne et serait donc très récente.

Dans le dôme de Remollon***, les phénomènes de diapirisme se seraient postérieurement superposés aux déformations attribuables au déplacement tangentiel. En dehors du diapir du Laus et des masses gypseuses (encore mal connues structurellement) de Theus et de Rochebrune, le Trias aurait rempli certaines failles (entre Remollon et Valserrès, et région de Bréziers) au rejet souvent important qui ont affecté la série dauphinoise après sa mise en place ainsi que l'ont dit P. Petiteville et R. Rivoirard, dès 1959. Dans la région de Bréziers par exemple, il s'agit d'une montée de gypse le long de fracture traversant la série liasique; ici, la position diapirique de gypse a été récemment confirmée par H. Arnaud, J. Debelmas, J. Flandrin, M. Gidon et Cl. Kerckhove (1976).

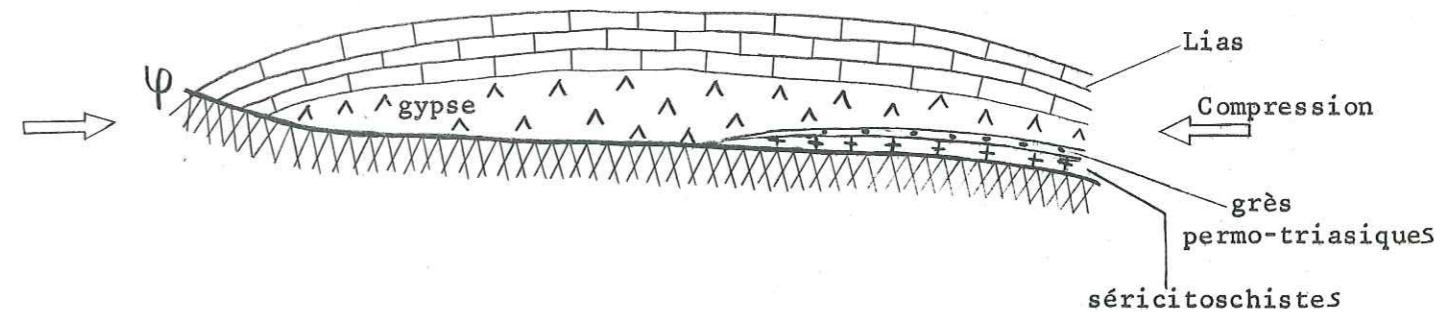
* voir à ce sujet, M. Etechamzadeh Afchar et M. Gidon, 1973, 1974.

** "Sans doute post-miocène" (M. Gidon et al. 1970). De fait, P. Gigot et al. (1974) ont montré que ce chevauchement, de caractère "épiglyptique" se serait fait à l'extrême fin du Pliocène, sinon au cours du Quaternaire, sur une morphologie tapissée de dépôts du Pliocène terminal, qui ont été en fait une écaillage d'origine tectonique.

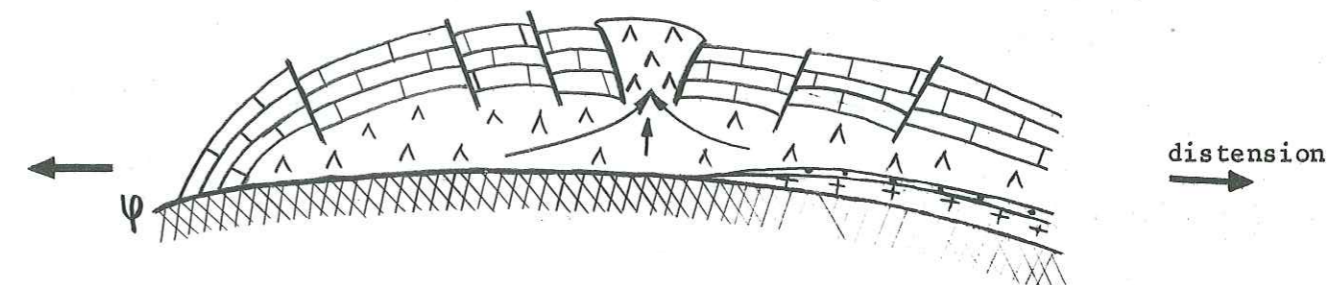
*** (voir note page suivante).

Donc, nous pouvons schématiser les faits de la façon suivante :

- d'abord déplacement tangentiel de l'écaillage de Remollon, dans une phase de compression, probablement grâce à un coussinet lubrifiant de gypse.



- puis, vient une phase de bombement déterminant un régime de distension qui crée, à l'extrados de la couverture, un système de failles rayonnantes au travers desquelles le gypse monte jusqu'à la surface.



*** qui est donc en fait une écaillage chevauchante dont J.-L. Vergne a montré qu'il s'agissait à l'origine d'un grand pli déformé, initialement N130°E, plongeant vers le NW de 20° (J.-P. Gratier, B. Lejeune et J.-L. Vergne, 1973), ainsi que le signalait E. Haug dès 1891 : "l'anticlinal du Laus-Remollon de direction générale NW-SE".

Photo 2 - Le gypse du Laus et ses plis couchés.

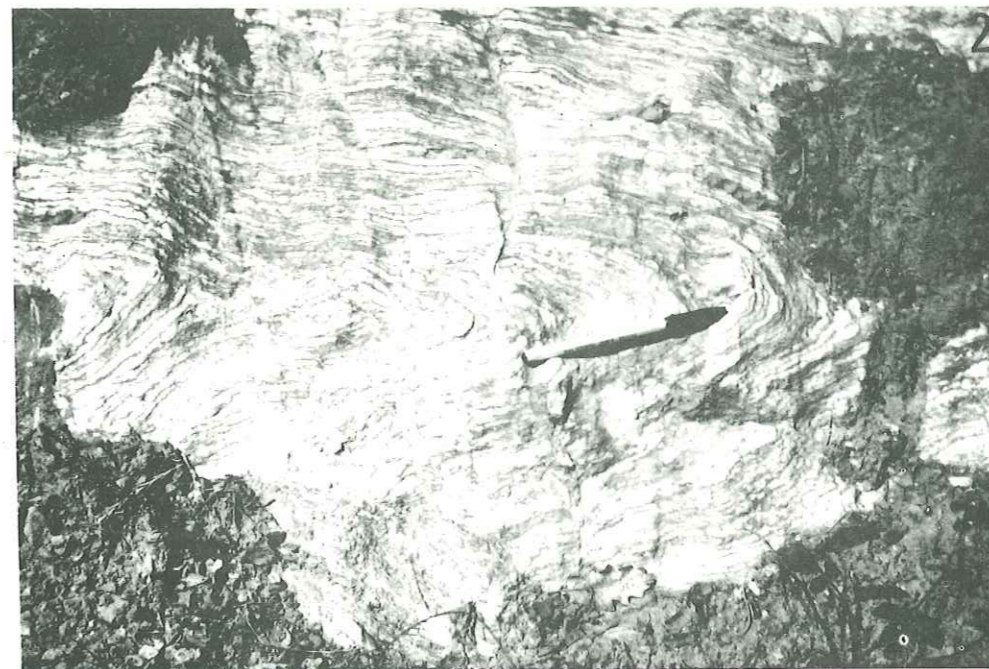
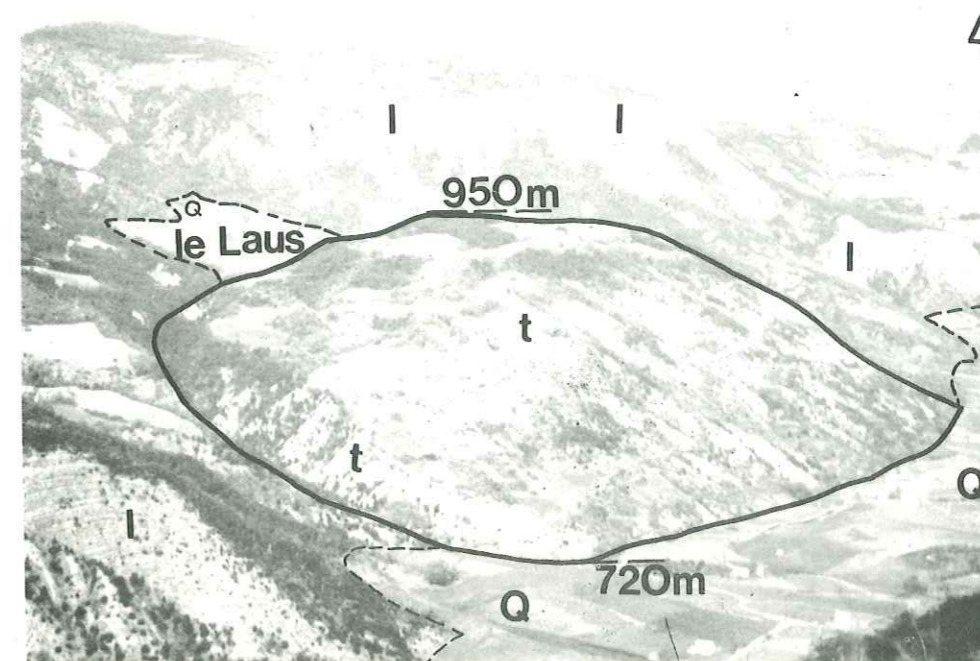


Photo 3 - Gypse du Laus, avec un bloc de dolomie (m).



Photo 4 - Vue générale du diapir du Laus (cliché M. Gidon).

Q : Quaternaire
l : Lias
t = Trias



OBSERVATIONS PERSONNELLES ET CONCLUSIONS

I - LE STYLE DU GYPSE

Le gypse montre en général un aspect laminaire (alternance de bancs blancs, beiges ou gris), tantôt régulier, tantôt affecté de plis couchés à flancs inférieurs non laminés (voir photo 2). Parallèlement à ces couches colorées, on voit, égrénées, de petites lentilles de dolomies, dont la taille va du millimètre à quelques centimètres.

Ces fragments de dolomies sont fortement fracturés et mylonitisés : la faible plasticité de cette roche a évidemment entraîné son émiettement par traction, ce qu'indique d'ailleurs la fréquence des veinules calciteuses visibles dans les fragments les plus gros.

Cette disposition montre clairement que l'aspect laminaire du gypse n'est pas une stratification originelle, mais le résultat d'un étirement qui a réorienté et parallélisé des matériaux de composition initiale légèrement différente : l'image est celle d'une pâte à berlingots faite de lits colorés, qui s'étirent et se replient sur eux-mêmes quand on tord la pâte, mais ne confluent jamais.

Vers la périphérie de la masse gypseuse, la disposition devient beaucoup plus chaotique, et les blocs de dolomies conservés peuvent localement être plus gros. Cette allure plus massive est peut-être une disposition primitive, liée à la structure même du diapir, mais il faut certainement faire intervenir également l'effet de la dissolution superficielle. Celle-ci ouvre en effet des poches irrégulières, détruisant ainsi la disposition laminaire, à laquelle fait place un produit fait de gypse gris impur, massif, granuleux, imprégné d'une sorte de "grenaille" de dolomie, et de gypse blanc en grands cristaux néoformés.

Il est intéressant de remarquer que ces poches restent superficielles, de faible volume, n'évoluant pas en entonnoir d'effondrement ou en ravins : tout se passe comme si un processus refermait les cavités au bout d'un certain temps et à partir d'une certaine profondeur, ce qui suggère fortement le jeu interne d'une masse montant vers la surface, la montée étant par ailleurs équilibrée par la dissolution superficielle.

Les cargneules sont très rares; quand elles existent, elles présentent beaucoup moins de cavités polyédriques qu'à Suzette par exemple, et ces cavités sont toujours vides. Par contre, on observe assez souvent des roches jaunâtres terreuses, d'aspect concrétionné, qui représentent le résultat de la soudure, les uns aux autres, de petits lits argilo-dolomitiques, primitivement disposés entre les niveaux gypseux.

Ces sont évidemment de fausses cargneules. L'absence ou la rareté des vraies est probablement à relier avec la disposition diapir très récente du gypse, dont seuls les produits les plus plastiques s'élèvent au travers du Lias.

Les blocs de dolomies, très désagrégés au sein de la masse gypseuse (voir photo 3), sont plus nombreux et plus massifs près du contact ; parfois la stratification originelle a été conservée (couches de 10 à 100 cm d'épaisseur), coupée de diaclases irrégulières, éventuellement comblées de gypse régénéré ou de calcite.

Ce réseau de diaclase est, grosso modo, N20 à N45°E - et N90 à N145°E, souvent vertical, parfois penté du NW au SE - ou du NE au SW. Il est difficile de donner à cette disposition une interprétation, faute de savoir qu'il s'agissait d'un réseau antérieur au phénomène diapirique - ou, au contraire, acquis lors de la remontée du gypse.

En résumé, l'étude de la texture du gypse du Laus confirme ce que nous avait appris le massif de Gigondas et de Suzette : à savoir que la masse gypseuse s'est mise en place par un processus de type "fluidal" ou plastique, au cours duquel le gypse a été fortement étiré et replié sur lui-même.

II- L'AGE DE LA MISE EN PLACE

Il est certainement très récent, en raison de la fraîcheur de la topographie, et nous paraît même continuer actuellement (voir photo 4) comme on vient de le dire, ce qui s'accorde bien avec l'extrême jeunesse du chevauchement de Digne, récemment démontré par P. Gigot et al. (1974), chevauchement à la semelle duquel se rattache en définitive le gypse du Laus. Si ce chevauchement est bien fini-pliocène et quaternaire, la montée du gypse qui l'accompagne ou, plutôt, lui succède immédiatement (au travers des fissures de distension) est certainement quaternaire à actuelle.

III- LES STRUCTURES ENCAISSANTES

Le gypse du Laus est manifestement situé sur une zone de fractures, ainsi qu'on l'a signalé à plusieurs reprises dans ce qui précède.

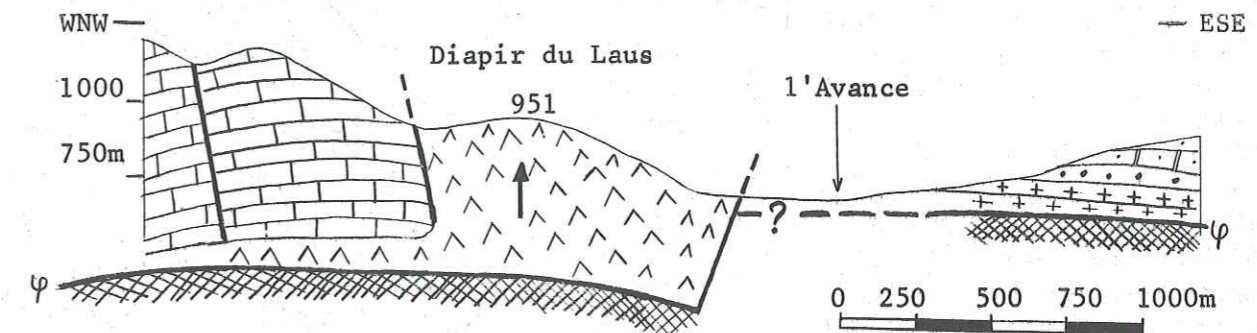
Le jeu de ce réseau de fractures à l'endroit même du diapir, donc à son origine, est cependant difficile à établir exactement et reste assez subjectif. Il faut examiner une surface plus grande (pratiquement tout le dôme) pour trouver un fil directeur.





Le dôme est parcouru par un double réseau de failles :

1) un premier système, NE-SW, est le plus important : c'est à ce système qu'appartient la faille (ou le faisceau de failles) qui détermine le cours de l'Avance au droit du Laus, qui détermine certainement aussi l'allongement du diapir, et explique le coin de terres noires oxfordiennes de la Bâtie-Neuve, curieusement encastré dans la retombée N du dôme de Remollon. Il s'agit donc d'un système distensif.

Il faut d'ailleurs, à ce sujet remarquer la contradiction apparente qu'il y a, le long de cet axe, entre la valeur "synclinale" de ce coin de Terres Noires, et la valeur "anticlinale" des affleurements triasiques de St-Etienne-le-Laus-Avançon. En fait, la contradiction n'est qu'apparente et disparaît dès que l'on pense que le Trias est "diapir", c'est-à-dire est remonté de façon quelconque au travers du système de fractures qui lui était sus-jacent : il y a au contraire une parfaite logique dans la montée du Trias au niveau de la zone de distension la plus forte et la mieux exprimée.

Plus difficile à interpréter est la présence du matériel antétriasique (grès permo-triasiques et séricitoschistes du vieux socle), pour lequel la disposition diapirique ne peut être invoquée: un phénomène de poinçonnement de ces écailles basales au travers d'une zone en cours d'affaissement paraît être la seule explication possible. Ce phénomène contribuerait également pour une part non négligeable, à la montée du gypse encaissant ces écailles inférieures de l'édifice.



-  Lias
-  Dolomies triasiques
-  Grès permo-triasiques
-  Séricitoschistes

(Emplacement de coupe : voir page suivante).

2) un second système, plus discret, est orienté à 60° du précédent (réseau conjugué ?) - soit NW-SE. Son interprétation est plus difficile. On peut remarquer qu'il est limité à la périphérie du dôme gypseux du Laus et de la bande triasique de St-Etienne (dont l'origine "diapir" reste à prouver, mais paraît cependant assez probable).

On peut donc se demander si ce petit réseau, d'ailleurs plus irrégulier que le précédent, ne serait pas lié au bombement que provoque la masse gypseuse dans sa remontée, auquel cas son extension serait celle du réservoir profond des évaporites : celui-ci serait donc allongé NW-SE (direction Gap - St-Etienne-le-Laus), ce qui expliquerait la réapparition du gypse plus au S, en bordure de la Durance entre Remollon et Espinasses, exactement dans l'axe de ce réservoir supposé.

Mais comme on l'a dit, cette hypothèse reste tout à fait subjective, ce qui ne permet pas d'en tirer toutes les conclusions qu'elle suggérerait cependant sur la dynamique du chevauchement du dôme.

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE
DU DIAPIR DU LAUS ET DE SES ENVIRONS

-102-

Légende

Q Quaternaire

Terres Noires

Dogger

Lias

Diapir du Laus

Gypse

Dolomie

Grès permotriasiqes

Séricitoschistes

Contact anormal ou faille visible

Contact anormal ou faille masqué

Emplacement de coupe

Ville ou village

Rivière

Limite lithologique

0 500 1000 m

N

le Laus

Avançon

St-Etienne
le Laus

Valserre

Theus

Remollon

QUATRIEME PARTIE

LE DIAPIR DE GEVAUDAN *

Chapitre I : CADRE GEOGRAPHIQUE

Chapitre II : HISTORIQUE DES TRAVAUX

Chapitre III : STRATIGRAPHIE

I - Le Trias

II - Les terrains post-triasiques

Chapitre IV : I - Le diapir lui-même et son encaissant

II - Le diapir de Gévaudan dans la structure générale de la région

III- Histoire du diapir

* voir carte et coupes géologiques pages 113 et 114.

CHAPITRE I

CADRE GEOGRAPHIQUE

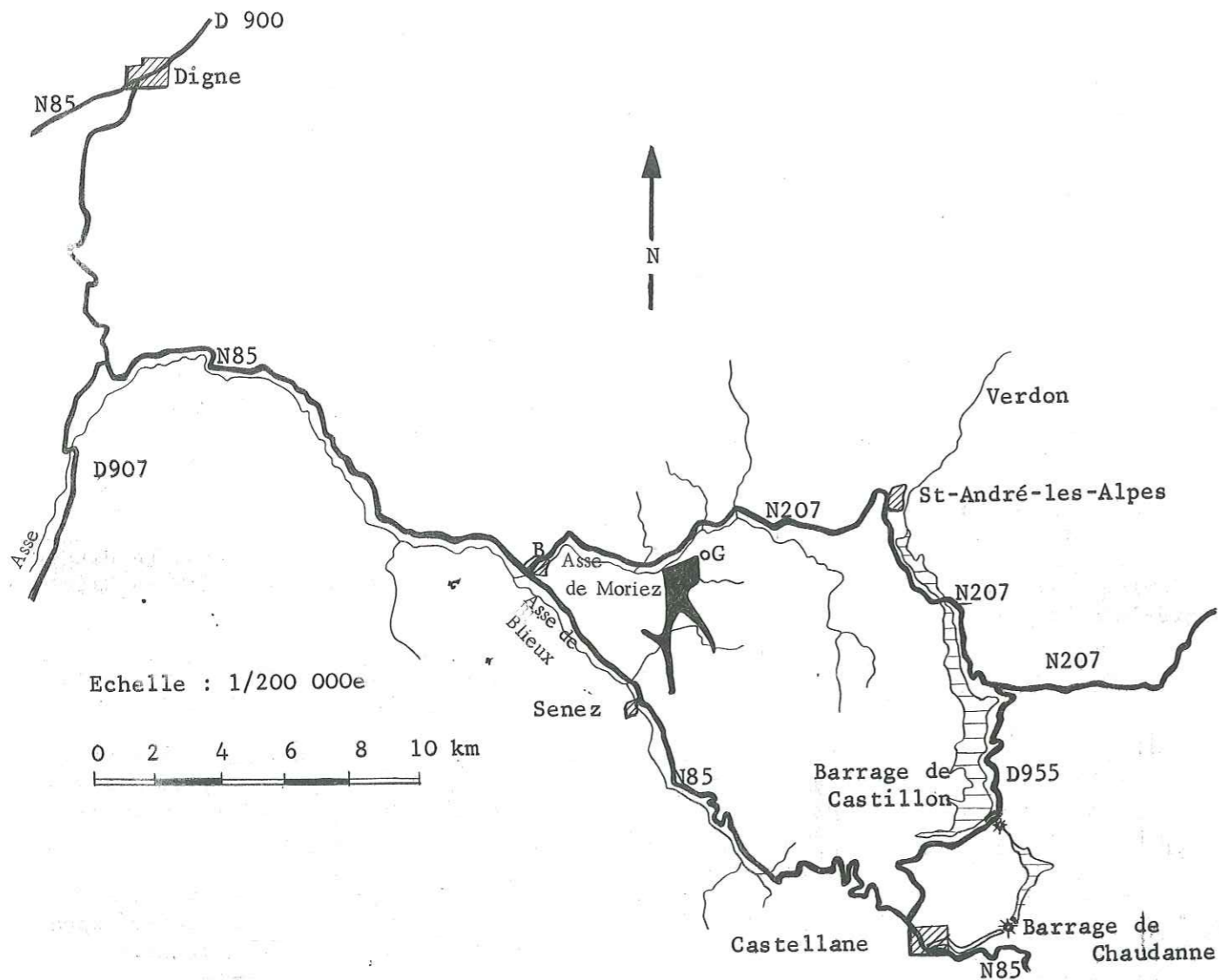
La région étudiée se trouve au SE de Digne, dans l'arc de Castellane. Le diapir de Gévaudan se situe à 5 km environ à l'E de Barrême et à 7 km environ à l'W de Saint-André-les-Alpes (voir fig. 16).

La formation triasique présente une superficie de 2 km² environ et s'étend sur les feuilles topographiques au 25 000e de Digne n° 7-8 et Moustiers-Sainte-Marie n° 3-4.

La masse principale du diapir se présente comme une petite montagne escarpée, haute de 200 m, dont la raideur des versants est surprenante eu égard à la nature des terrains qui la constituent. Il y a là, comme dans le cas du diapir du Laus près de Remollon, l'indice d'une mise en place récente sinon encore actuelle.

De la masse principale du diapir partent quelques apophyses qui ne sont que des giclées de gypse dans des failles satellites. De même, au N de l'Asse de Moriez, apparaissent des pointements de gypse, isolés au milieu de terrains variés, qui sont manifestement des annexes du diapir principal.

Le nom de celui-ci lui vient du village de Gévaudan, presque abandonné, bâti sur sa pointe NE.



LEGENDE

- route
- o / ville et village
- rivière
- diapir de Gévaudan

- B : Barrême
- G : Gévaudan

Fig. 16 - Cadre géographique du diapir de Gévaudan

CHAPITRE II

HISTORIQUE DES TRAVAUX

Sc. Gras, en 1840, dans la Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes, signale la présence de gypse, en plusieurs points aux environs de Digne dont Gévaudan, au milieu des couches jurassiques, ce qui lui fait attribuer le gypse au Lias. Il signale, à propos de Gévaudan, l'existence d'une source d'eau salée, assez abondante, qui semble avoir actuellement disparu.

Il suggère une liaison entre les affleurements de gypse alignés du N au S, de Barrême à Moriez, et les dislocations du sol.

Edm. Hébert (1862) s'oppose aux idées de Gras. Pour lui, dans la région de Digne, le gypse et les cargneules font partie du Trias et non du Lias, qui serait complètement indépendant des gypses. Cette opinion est également celle de L. Dieulafait qui, en 1869, après son étude sur le Trias provençal, signale que les dépôts triasiques des environs de Castellane, Moustiers-Sainte-Marie, Gévaudan, Norante sont identiques à ceux des environs de Digne. L'âge triasique des gypses de cette région ne sera plus remis en question.

C'est donc sur le plan structural que se feront désormais les nouveaux apports, et notamment sur le plan de l'histoire tectonique.

Ph. Zürcher (1895) résume celle-ci, dans la région de Castellane, de la façon suivante :

- premiers plissements entre Eocène inférieur et Eocène supérieur,
- plissement anté-aquitainien,
- plissement définitif et paroxysmal à la fin du Pontien.

Pour cet auteur, ces derniers correspondent à une importante contrainte tectonique.

A. Guébard, en 1914, dans deux notes (Tectonique des environs de Castellane et carte structurale des environs de Castellane) signale deux systèmes de lignes de fractures (ENE-WSW et NW-SE) qu'il attribue aux plissements pyrénéens (fin du Lutétien) et alpin (anté-burdigalien). A la différence de Zürcher, il estime que ces accidents ne résultent pas d'une contraction horizontale mais représenteraient de simples failles liées à des soulèvements.

Il attribue une grande importance au rôle tectonique du gypse triasique. Cette "lave à froid", pour reprendre son expression, soumise à la pression de la lourde dalle jurassique, aurait soulevé les morceaux disjoints de la carapace craquelée

sus-jacente, en fuyant par toutes les issues et en s'injectant dans les fentes les plus ouvertes. Il y a là une remarquable intuition de ce que l'on appellera plus tard la tectonique salifère.

Toujours sur le plan de l'histoire structurale, J. Goguel, en 1936, met en évidence les trois points suivants :

1) Le Lattorfien est transgressif et légèrement discordant sur un substratum crétacé plissé ou faillé suivant une direction E-W, lors d'une phase "pyrénéo-provençale", crétacé supérieur-Eocène.

2) La Molasse rouge stampienne est discordante sur le Lattorfien, ce qui indique des mouvements intra-oligocènes.

3) A la fin du Miocène (Pontien), intervient la phase paroxysmale alpine, avec formation de chevauchements dont ceux de Digne et de l'arc de Castellane. Les dernières manifestations de cette phase se seraient produites jusqu'au milieu du Pliocène.

Il signale que les accidents post-oligocènes sont des plis de couverture n'affectant qu'une série mésozoïque et tertiaire, décollée au sommet du Trias.

J. Goguel attire l'attention sur la plasticité du Trias qui se traduit, en dehors du glissement de l'ensemble de la couverture sus-jacente, par des extrusions de gypse triasique, et cite, à ce sujet, l'exemple de Gévaudan où la masse de gypse a entraîné des écaillés de Muschelkalk et s'étale sur un substratum secondaire et tertiaire.

En 1938, A.F. de Lapparent aboutit à un tableau pratiquement identique à celui de Goguel pour ce qui est de l'évolution tectonique, tableau que nous ne reprendrons donc pas.

R. Bonafoux, en 1956, a fait son diplôme d'étude supérieure dans la partie Sud du synclinal de Barrême. J'ai utilisé sa carte géologique pour le présent travail, pour la région de Gipas et de Dégoutail, en la complétant localement.

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE

I - LE TRIAS

Le Trias représente le terme le plus ancien de la série stratigraphique. Comme à Suzette, à Propiac et au Laus, sa disposition chaotique, liée au diapirisme, interdit toute étude stratigraphique de détail.

La formation triasique est constituée par une masse gypseuse avec son cortège habituel de dolomies et de cargneules. Sa couleur d'ensemble varie entre l'ocre rouge et l'ocre grisâtre.

Le gypse y est particulièrement coloré (violet clair, verdâtre, rouge, jaune, rose, blanc, gris et noirâtre) et a un aspect de pâte triturée. Il ne montre aucune stratification apparente dans toute sa masse, mais une disposition laminaire, mise en évidence par la diversité des couleurs de ses petites bancs rubanés. La plupart du temps le gypse est en masse pulvérulente ou, plus rarement, saccharoïde. Par endroits s'observent quelques placages de cristaux régénérés (blanc, fibreux ou vitreux, transparents ou rose à éclat nacré).

Ailleurs ce gypse montre une allure bréchique, faite de la juxtaposition de masses de gypse différemment colorées, les blocs juxtaposés montrant eux-mêmes une texture microplissée soulignée par les lits colorés. Entre ces bancs plissés, il existe des fragments de dolomie dont les dimensions ne dépassent pas quelques millimètres. La taille de ces petits morceaux de gypse est inférieure à 10 cm.

Cette masse triasique renferme localement de nombreux blocs de dolomie de toutes dimensions et quelques blocs de cargneules, moins fréquents.

Les blocs de dolomie* sont souvent entourés par le gypse et recoupés d'un réseau de diaclases très dense et irrégulier, ce qui donne à la roche un aspect bréchique. Ce sont des dolomies gris clair, gris foncé ou brunâtre, surtout lorsqu'elles sont recristallisées. Elles gardent souvent leur stratification originelle, avec des lits

* L'âge de ces dolomies n'est pas connu (Muschelkalk ou Keuper).

de 20cm à 1,50 m d'épaisseur. Il arrive que dans un bloc fait de 3 bancs, par exemple, chacun ait une structure différente : l'un est peu fracturé, l'autre l'est davantage* et ses diaclases (de quelques millimètres à 2 cm) peuvent être remplies par du gypse régénéré blanc transparent ; enfin le troisième banc peut avoir un aspect caverneux ou être entièrement recristallisé. Quand il est caverneux, les cavités (de forme géométrique ou non) sont toujours vides, larges de quelques millimètres à 1 cm environ (moulage de cristaux de gypse disparus ?).

Les cargneules se présentent sous la forme de brèches à éléments de dolomie de contours souvent très anguleux (de dimension allant de quelques millimètres à 15 cm), soudés par un matériel plus ou moins friable de couleur ocre-jaune rougeâtre, beaucoup plus calcaire. Souvent la couleur du ciment est presque la même que celle du gypse avoisinant. Ces cargneules sont rarement caverneuses. Dans ce cas les cavités polyédriques sont souvent vides et quelquefois remplies d'une matière pulvérulente et ocre. Par endroits elles sont très altérées et la couleur ocre domine l'ensemble de la roche. Il existe tous les passages entre ces différentes formes de cargneule et des brèches à éléments dolomitiques dont l'origine n'est pas toujours très claire (brèches tectoniques ou brèches de pente d'âge quelconque, depuis l'Oligocène jusqu'à l'époque actuelle). Il arrive que les cargneules aient été fracturées par des mouvements tardifs et que des infiltrations calcaires récentes s'insinuent dans les joints.

II- LES TERRAINS POST-TRIASIQUES

Nous allons résumer, en quelques mots, la stratigraphie des terrains post-triasiques qui ont été étudiés et décrits depuis longtemps.

A. - LE JURASSIQUE

Le Lias inférieur est représenté par des calcaires noirs en bancs décimétriques (10 à 20 cm d'épaisseur), à joints lumachelles contenant *Gryphea arcuata* - et des calcaires gris à grain fin, à cassure bleu noir, en gros bancs (60 cm) et à silex. Cet ensemble a une épaisseur de 110m environ**.

Le Domérien est fait de 10 m de marnes et calcaires marneux.

Le Toarcien est une série de 30 m de calcaires noirs spathiques, bien lités, à silex noirs.

Au sommet du Lias, s'observe une lacune stratigraphique représentée par une croûte ferrugineuse de 50 cm.

Le Dogger est formé, à sa partie inférieure (Bajocien), de petits lits calcaires (20 cm d'épaisseur), jaunes ou ocreux. Ils sont séparés par des lits de marnes noirâtres de 1 m d'épaisseur.

Ce Bajocien renferme *Belemnopsis canaliculatus*, *Parkinsonia* sp., *Nanolyceras tripartitum*, *Phylloceras* sp.

* Il peut même passer à une roche entièrement broyée et recristallisée où se développent des septa calcitiques bruns.

** La coupe stratigraphique du Lias-Dogger a été relevée au bord de la route nationale 207 (au N immédiat de Gévaudan) où elle est particulièrement visible, mais est probablement assez laminée.

La partie supérieure du Dogger est moins marneuse et représentée par une alternance de calcaires fins, gris sombre, en bancs de 15 à 30 cm d'épaisseur, à *Cancellophycus* et de marnes gris sombre (50 à 60 cm). Vers le haut l'épaisseur des joints marneux diminue progressivement et la série se termine par quelques gros bancs de calcaires de 2 à 3 m d'épaisseur.

L'ensemble a une épaisseur de 70 m environ.

Le Jurassique Supérieur est représenté, de bas en haut, par :

- les classiques "Terres Noires" oxfordiennes,
- des calcaires brunâtres à pâte fine (Kimméridgien)
- les calcaires sublithographiques gris du Tithonique.

B. - LE CRETACE

Le Berriasien est une série de 40 à 150 m de calcaires argileux, beige-jaunâtre, en bancs de 30 à 40 cm, avec quelques minces joints marneux.

Le Valanginien est fait surtout de marnes gris bleu, à ammonites pyriteuses. Quelques minces bancs de calcaires apparaissent vers le haut.

Cette série présente une épaisseur de 70 à 160 m, et a fourni : *Aulacobelus subfusiformis*, *Duvalia emerici*, *Ptychophylloceras* cf. *ptychoicum*, *Phylloceras perlobatum*, *Neocomites neocomiensis*, *Olcostephanus astieri*, *Neokoploceras submartini*.

L'Hauterivien est une alternance de calcaires marneux, gris, à patine jaunâtre et de marnes sombres. L'épaisseur des bancs de calcaire et de marnes est assez homogène (50 cm, environ). Vers le sommet les bancs marneux sont de plus en plus minces.

L'épaisseur de cette série est de l'ordre de 30 m environ. Elle renferme *Neolissoceras grasi*, *Crioceratites nolani*, *Cr. jurensis*.

Le Barrémien est formé, à sa base, de bancs calcaires épais de 40 cm, séparés par de minces niveaux de marnes sombres.

Puis il passe à une alternance de calcaires gris clair, plus ou moins massifs, à cassure esquilleuse, à patine jaunâtre, et de bancs marneux plus minces, vers le haut. La série renferme *Costidiscus recticostatus*.

La série Aptien-Albien-Cénomaniens inférieur* est essentiellement marneuse. Ce sont des marnes noires à éclat métallique, à patine bleutée, à fossiles pyriteux. Elles contiennent quelques niveaux plus calcaires de 10 à 20 cm d'épaisseur.

Cette série nous a fourni quelques *Hycanthoplites* sp., *Zurcherella* sp.

* C'est R. Bonafoux qui a mis en évidence que cette série montait jusque dans le Cénomaniens inférieur (1956, p. 18 à 20).

Le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur correspondent à une nouvelle série marneuse (marnes et marnes gréseuses, glauconieuses et micacées). Elles sont en bancs de 20 à 30 cm, alternant avec des bancs de calcaires marneux (10 à 15 cm d'épaisseur), gris.

Le Turonien supérieur et le Sénonien sont faits de calcaires en bancs de 15 à 20 cm, séparés par des lits marneux très minces. Vers le sommet, les bancs calcaires sont plus épais, blancs, bien lités et sans joints marneux. Au col de la Pierre Plantée, quelques *Inoceramus* sp. y ont été trouvés.

C. - LE TERTIAIRE*

La "formation d'Argens" (antépriabonienne) est une alternance de poudingues, de calcarénites grossières et de marnes bicolores (jaunâtre et quelquefois rouges), encore non datée, sinon par encadrement.

Au bord de la route de Gévaudan-Barrême, elle débute par des marnes rouges contenant quelques bancs gréseux et conglomératiques sur lesquels reposent les conglomérats proprement dits constitués essentiellement par des galets de calcaire blanc sénonien, peu roulés.

Cette formation, constitue la colline du Bois de Lieye et repose en discordance angulaire sur le Sénonien. Son épaisseur, qui est de l'ordre de 500 m au Bois de Lieye, atteint à peine 50 m à l'E de Dégoutail où ces poudingues sont surmontés par les calcaires nummulitiques priaboniens. On l'attribue classiquement à un produit de démantèlement des reliefs sénoniens, en régime continental, à la limite Crétacé-Tertiaire.

Le Priabonien comprend, de bas en haut :

- un niveau de base calcaire, dit "calcaire nummulitique", fait de calcarénites et calcaire gréseux, de 25 à 35 m d'épaisseur, transgressifs sur le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ;

- un niveau moyen de marnes bleuâtres argileuses à la base, elles deviennent plus grossières, gréseuses et micacées vers le haut (40 à 60 m d'épaisseur) ;

- un niveau supérieur plus dur et gréseux, appelé "grès de Senez", gris jaunâtre, donnant des falaises d'une dizaine de mètres, sur lequel vient une nouvelle assise marneuse. Ce terme supérieur a une épaisseur de 30 m environ.

La Molasse Rouge est constituée en général par une alternance de poudingues, en bancs de 1 m, et de marnes et grès rouges en bancs de 1 à 2 m. Elle est transgressive sur le Priabonien et sur la formation d'Argens à l'E de Dégoutail.

La Molasse Grise débute par des bancs de poudingues séparés par des marnes roses. Cet ensemble est surmonté par une série gréseuse, riche en glauconie, qui continue par un ensemble surtout marneux comprenant des intercalations de calcaires lacustres bruns et quelques bancs de grès. Ces marnes sont grises à la base et bleues à la partie supérieure.

L'âge de la molasse rouge est classiquement considéré comme stampien ; la série grise est encore stampienne à sa partie inférieure et aquitane plus haut.

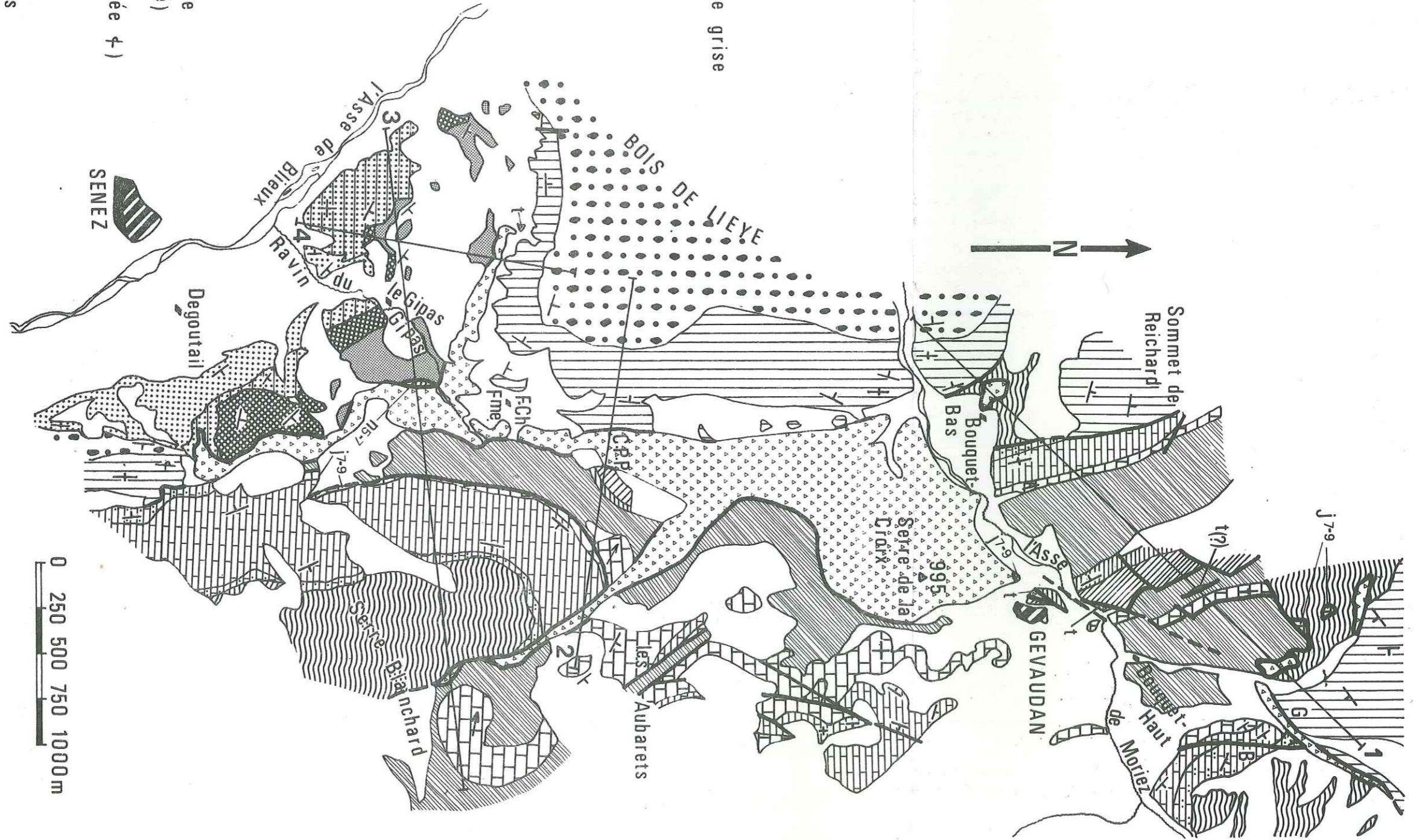
* voir pour le détail R. Bonafoux, 1956, J.-C. Chauveau et M. Lemoine, 1961, A.F. de Lapparent, 1966, J.-L. Pairis, 1971 et G. Carbonnel et al. 1972.

CARTE GEOLOGIQUE DE DIAPIR DE GEVAUDAN

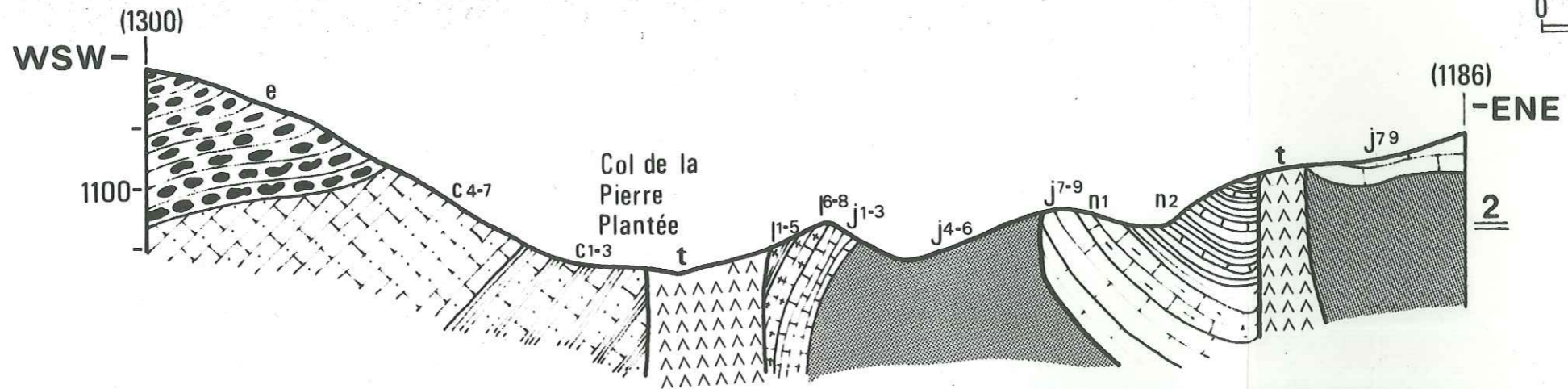
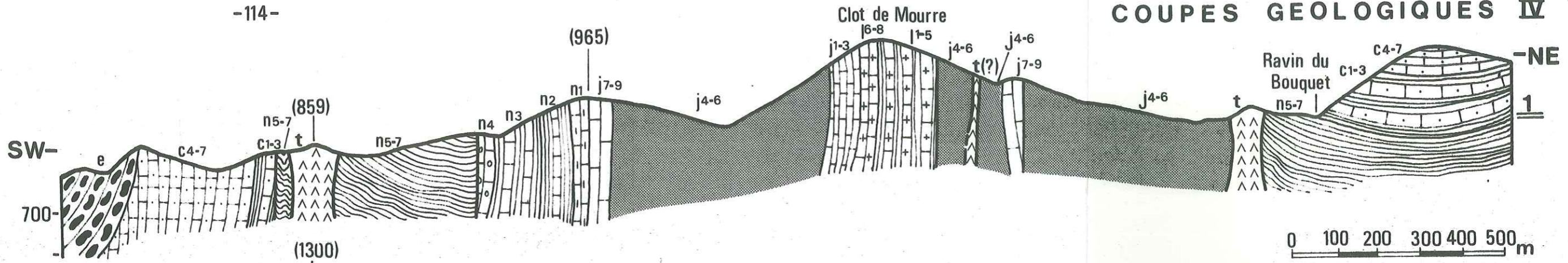
Echelle : 1/25000

LEGENDE

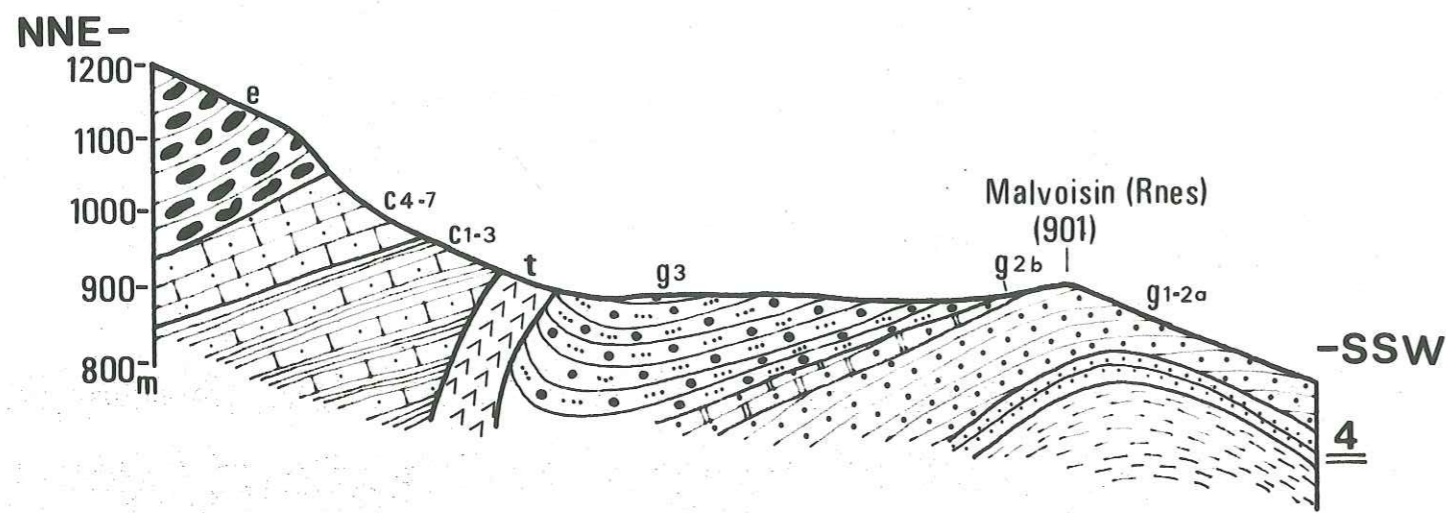
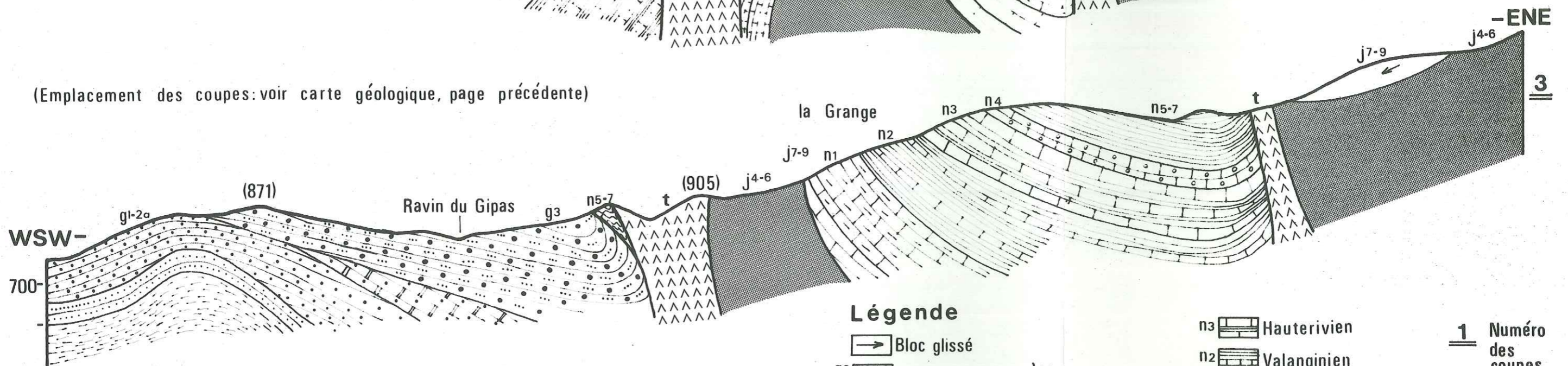
- Bloc glissé
- Quaternaire
- g_{2b} Faciès poudingue
- g₃ Molasse grise
- g_{1-2a} Molasse rouge
- e₆₋₇ Priabonien
- e Formation d'Argens
- c-7 Crétacé supérieur
- ns-7 Apto-Albien
- n₄ Barrémien
- n₁₋₃ Néocomien
- j₇₋₉ Kimméridgien-Tithonique
- j₄₋₆ Oxfordien
- j₁₋₃ Dogger
- l-8 Lias
- t Trias
- Limite lithologique
- == Contact anormal ou faille (visible ou masqué)
- Y Pendage (Couche renversée +)
- X Couche verticale
- + Couche horizontale
- 3— Emplacement des coupes
- ▭ Ville ou village
- Lieu-dit ou ferme
- ~ Rivière



B:BAUMENIÈR
C.P.P:COL DE LA PIERRE PLANTÉE
F.Ch:FONT-CHAUDE
G:LA GLIGE



(Emplacement des coupes: voir carte géologique, page précédente)



Légende

- Bloc glissé
- g_3 , g_{2b} Faciès poudingue } Molasse grise
- g_{1-2a} Molasse rouge
- e_{6-7} , e Grès Marnes } Priabonien
- c_{4-7} Formation d'Argens
- c_{1-3} Turonien supérieur-Sénonien
- n_{5-7} Apt-Albien
- n_4 Barrémien

- n_3 Hauterivien
- n_2 Valanginien
- n_1 Berriasien
- j_{7-9} Tithonique-Kimméridgien
- j_{4-6} Oxfordien
- j_{1-3} Dogger
- l_{6-8} Toarcien-Domérien
- l_{1-5} Lias inférieur
- t Trias

1 Numéro des coupes

- Contact normal
- Contact anormal ou faille

DESCRIPTION TECTONIQUE

I - LE DIAPIR LUI-MEME ET SON ENCAISSANT

Le Trias est, partout, en contact anormal avec les séries encaissantes, qu'elles soient secondaires ou tertiaires. Le caractère "extrusif" de cette masse gypseuse (avec son cortège habituel de cargneules et de dolomies) frappe au premier coup d'oeil.

a) Au N de l'Asse de Moriez, il existe un certain nombre de petits affleurements triasiques au sein de la série secondaire (voir coupe IV-1) que l'on peut considérer comme des apophyses ou des émanations du diapir principal :

- à Bouquet-Bas, le Trias (gypse et dolomie) est entouré par les marnes apto-albiennes et est en forme de dôme ;

- immédiatement au N de Gévaudan, au bord de la route nationale, le Trias réapparaît, par l'intermédiaire d'une faille de direction N25°E (voir photo 5), faille qui coupe la série liasique et se prolonge probablement à travers les Terres Noires oxfordiennes en direction de la bande triasique du collet de la Glige. ;

- celle-ci se développe sur le versant N du petit sommet de Baumenière, au N de Bouquet-Haut, et représente le plus long de ces affleurements de Trias puisqu'il s'allonge sur 1 km environ, avec une direction cartographique N30° à N40°E. Le Trias (gypse, dolomies et cargneules) y est en contact anormal, sur sa bordure septentrionale, avec les calcaires turonien supérieure-sénoniens et les marnes cénonanien supérieur-turonien inférieur, et, sur sa bordure méridionale, avec le Barrémien et les marnes apto-albiennes. Le contact direct est parfaitement visible avec ces diverses formations au collet de la Glige (voir photo 6) ;

- toujours au N de Bouquet-Haut, un deuxième lambeau triasique affleure entre l'Oxfordien et les marnes apto-albiennes ;

- le troisième, qui est au sein de l'Apto-albien, arrive en contact anormal avec le Cénonanien supérieur-Turonien inférieur.

b) Au S de l'Asse de Moriez, se trouve le diapir principal. Toutefois un minuscule affleurement triasique isolé s'observe aussi au bord de la route qui, du bord de l'Asse de Moriez, mène à Gévaudan ; on a là quelques mètres de gypse et de dolomie coincés entre le Callovien au NW et le Lias au SE, jalonnant ainsi un plan de fracture de direction N25° à N30°E.

Le principal affleurement triasique est au SW de Gévaudan (Serre de la Croix) et représente un amas large de 1 km, long de 1,25 km environ. Il est en contact anormal, sur sa bordure occidentale, avec le Cénonanien supérieur-Turonien inférieur du Bois

Photo 5 - Faille annexe au N de Gévaudan

j : Tithonique

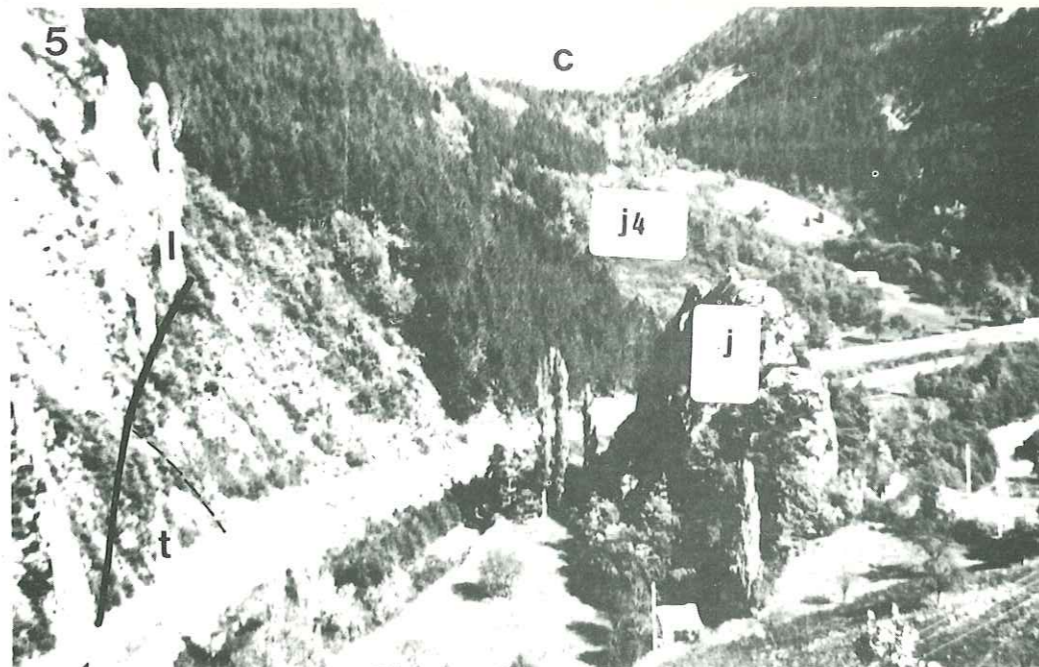
j4: Oxfordien

c : calcaire crétacé supérieur

l : Lias

t : Trias

—: faille



6

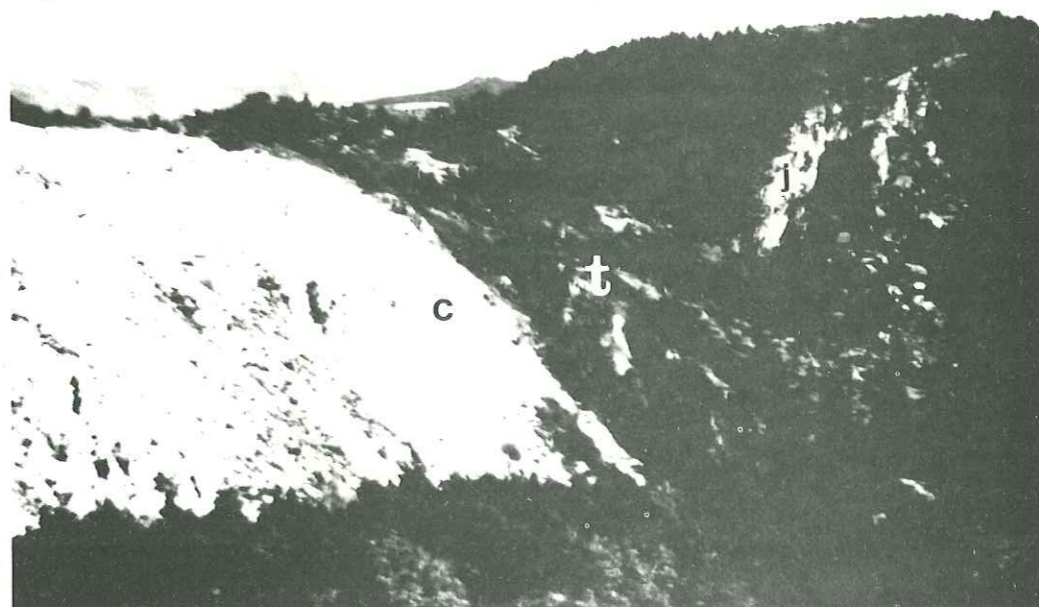


Photo 6 - Au N de Bouquet-Haut (au collet de la Glige)

c : calcaire crétacé supérieur ; j : Jurassique supérieur ; t : Trias

7



Photo 7 - Au N du Gipas, le Trias (t) chevauche le Tertiaire (g)

de Lieye et, sur sa bordure orientale, avec l'Oxfordien. Entre le Col de Pierre Plantée et l'Asse de Moriez, le contact Trias-Crétacé supérieur n'est visible qu'en quelques points et ne s'observe pas bien en raison des éboulis et de la végétation, cependant le contact a une direction cartographique N-S. Le Trias se prolonge vers le S et, avant d'arriver au Col de la Pierre Plantée, se divise à l'affleurement en deux branches. La branche orientale prend une direction N150°E environ, recoupant à l'emporte-pièce le Jurassique supérieur puis le Crétacé. La branche occidentale se prolonge vers le ravin du Dégoutail avec une direction subméridienne. Dans la région du Gipas, le Trias prend la forme d'une étoile à trois branches : la première branche s'étend entre la Ferme de Font-chaude et le col de la Pierre Plantée, la seconde vers le ravin du Dégoutail au Sud, et la troisième au N du Gipas avec une direction WNW-ESE.

Ces deux dernières branches méridionales chevauchent la série tertiaire (voir photo 7), bien que, localement, en rive gauche du ravin du Gipas, le chevauchement se fasse par l'intermédiaire d'un petit copeau de marnes apto-albiennes (voir coupe IV-3) bien visibles dans le paysage sous forme d'un arrachement noirâtre.

Dans la région de la Ferme de Font-Chaude, c'est-à-dire au niveau de la branche Nord et sur le bord septentrional de la troisième branche (au N du Gipas, de direction WNW-ESE) le contact direct du Trias avec le Crétacé supérieur de Bois de Lieye n'est pas visible à cause des éboulis. Cependant la direction et le pendage de ces couches indique que la série de Bois de Lieye chevauche le Trias. (voir coupe IV-4).

Au Col de Pierre Plantée, le contact anormal Trias-Crétacé supérieur est pratiquement subvertical et a une direction cartographique presque N-S (voir coupe IV-2).

Sur le bord Est de la lère branche, le contact se fait avec les Terres Noires oxfordiennes ; il est de direction pratiquement N-S, et presque vertical, sauf à l'E de la Ferme de Font-Chaude où ce Trias est localement déversé vers l'E sur l'Oxfordien.

Au N du Serre Blanchard, existe une dernière apophyse du diapir de Gévaudan, de direction cartographique NW-SE, qui recoupe, sur sa bordure SW, l'Oxfordien, le Tithonique, le Néocomien et l'Apto-Albien. Le long de sa bordure NE le contact anormal s'observe bien avec l'Oxfordien et recoupe à l'emporte-pièce le Tithonique de la montagne des Aubarets (voir coupe IV-2).

II - LE DIAPIR DE GEVAUDAN DANS LA STRUCTURE GENERALE DE LA REGION

Le diapir de Gévaudan se situe à un important carrefour de failles dont la disposition générale et le jeu ont été analysés récemment par M. Gidon et J.-L. Pairis (1971).

Ces failles correspondent probablement à des accidents profonds, mais leur tracé en surface a pu être déformé par les réactions propres de la couverture pendant le mouvement du grand chevauchement de Digne, tardif, si bien que les failles actuellement visibles peuvent très bien ne pas se superposer exactement aux accidents originels du socle.

L'accident principal est un important décrochement pratiquement N-S (N 160°E), que l'on suit de Clumanc jusqu'à l'E de Senez. Il est injecté de gypse depuis l'Asse de Moriez jusque sur le parallèle de Senez en rive droite de l'Asse de Blieux. C'est donc lui qui détermine le plus long allongement du diapir. Le plan de faille lui-même est très visible, au N, en rive droite de l'Asse de Moriez, à l'E de Bouquet-Bas, où il met en contact le Crétacé supérieur du sommet de Reichard (à l'W) avec du Néocomien redressé à la verticale (à l'E). Au S, il est d'abord difficile à suivre dans les marnes crétacées qui forment la rive droite de l'Asse de Blieux ; mais il s'injecte bientôt de gypse et, désormais bien visible, passe alors au chevauchement de Castellane.

Les travaux de M. Gidon et J.-L. Pairis ont montré que ce grand accident était un décrochement dextre*.

Les accidents annexes :

Une première faille annexe, de direction SW-NE, se détache de la précédente, en rive droite de l'Asse de Moriez, dans la région de Bouquet-Haut (au N de Gévaudan). Elle est également très visible dans le talus de la route nationale, où elle met en contact Lias et Tithonique, avec un mince copeau de cargneule. Il s'agit en fait d'un faisceau de petits accidents parallèles qui se comporte, là aussi, comme un décrochement dextre si l'on en juge par le décalage des affleurements jurassiques situés sur les deux rives de l'Asse de Moriez. Ce faisceau est injecté de gypse au N de Bouquet-Haut.

Une deuxième faille annexe, de direction NW-SE, correspond à la branche SE du diapir (versant oriental de Serre Blanchard) ; vers le SE elle passe à une simple faille qui va se coucher progressivement pour donner le chevauchement du Castellard, grossièrement parallèle à celui de Castellane. Là encore il s'agit d'un décrochement dextre, démontré par le décalage de la barre tithonique sur ses deux lèvres.

Le troisième accident annexe est la branche presque E-W du Gipas qui se présente comme un accident chevauchant de faible extension vers l'W.

L'interprétation mécanique de cet ensemble structural impose la superposition de plusieurs phases tectoniques que l'on peut reconnaître seulement en étudiant l'ensemble du bassin de Barrême (J.-C. Chauveau et M. Lemoine, 1961 ; M. Gidon et J.-L. Pairis, 1971 ; J.-L. Pairis, 1971).

* Le caractère dextre apparaît d'ailleurs fort bien dans le décalage des anticlinaux à coeur jurassique, grossièrement E-W, que l'on observe sur les deux lèvres du décrochement ; il est également confirmé par les torsions d'axe de ces plis E-W à son voisinage.

1 - Lors d'une série de phases anciennes, les premières contraintes, grossièrement N-S (N 10°E), édifient et accentuent des plis E-W en déterminant le grand décrochement dextre subméridien Clumanc-Senez. M. Gidon et J.L. Pairis ont montré que si les plis E-W sont esquissés avant le Priabonien, ils ont été certainement accentués et localement brisés au début de l'Oligocène.

L'accident de Gévaudan est alors un véritable réseau décrochant conjugué, avec des branches dextres (faille de Clumac-Bouquet-Bas) et des branches senestres (faille de Gévaudan-Bouquet-Haut, dans son jeu initial).

2 - Dans une deuxième phase, la contrainte devient NNE-SSW (N30°E). La faille de Gévaudan - Bouquet-Haut joue alors en décrochement senestre, tandis que, plus au Sud, des satellites de l'accident principal vont se coucher progressivement et passer à des chevauchements vers le Sud. L'âge de ces déformations est mal connu (Oligo-Miocène).

3 - Dans une dernière phase (ou un ensemble de phases tardives), la contrainte devient presque E-W (N70°E). On peut penser (bien que l'on en n'ait pas de preuves directes) que ces mouvements récents provoquent les chevauchements des masses entourant le diapir (chevauchement vers l'W du Serre Blanchard) et du diapir lui-même, en particulier de ses branches du Gipas vers le SSW (voir coupes IV-3 et 4).

Si l'âge de cette déformation tectonique est bien celui du grand chevauchement de Digne, nous aurions là des mouvements très récents (Plio-Quaternaire). Tout ce qu'indiquent les données de terrain, c'est qu'il est postérieur à l'oligocène supérieur, chevauché au Gipas.

III- HISTOIRE DU DIAPIR

Si la localisation du diapir et de ses annexes est manifestement liée à un important carrefour de failles (et aussi à un ^{sur}surépaisseur probable du niveau évaporitique triasique sous-jacent), son histoire est beaucoup moins claire car aucun terrain tertiaire n'est transgressif sur le Trias. Nous ne savons donc pas exactement quand celui-ci est apparu à l'affleurement. Le seul élément, à vrai dire assez subjectif, est que l'on n'a jamais trouvé de galets de terrains triasiques dans le Tertiaire de la région du Dégoutail et du Gipas. Cependant G. Carbonnel et al. (1972) ont mis en évidence que, dans la région de Barrême, à l'Oligocène supérieur, des influences saumâtres se faisaient sentir dans le bassin lacustre, avec des apports salins provenant probablement du lessivage des gypses triasiques tout proches. Il est donc possible que les failles de décrochement de Gévaudan n'aient travaillé à la distension (et permis ainsi la montée du gypse à la surface) qu'à partir du début de l'Oligocène supérieur, qui est effectivement, au moins dans cette région, une importante époque d'activité tectonique et de craquèlement général de l'édifice alpin, associée à une assez forte érosion (cf. M. Roux, p. 97, 1974).

Au Plio-Quaternaire, les dernières contractions ne font que resserrer les structures antérieures et provoquent des chevauchements (assez probablement morphotectoniques) de l'encaissant sur le Trias et du Trias sur le Tertiaire. Mais cette compression a dû provoquer aussi l'extrusion du gypse qui, de fait, fait fortement relief, puisqu'il culmine à près de 1000 m d'altitude, au Serre de la Croix, très près de la vallée de l'Asse de Moriez qui est à 800 m. La raideur des versants de cette petite montagne de gypse ne peut guère s'expliquer que par une remontée très récente, sinon toujours actuelle, comme à N.-D. du Laus.

CONCLUSIONS GENERALES

Les diapirs de la zone externe alpine sont limités aux chaînes subalpines méridionales, et ceci pour deux raisons :

- la première, c'est que ces chaînes correspondent à un ancien bassin triasique subsident, où les évaporites atteignent une épaisseur assez forte qui est de l'ordre de 400 m environ (A.F. Baudrimont et P. Dubois, 1977)*.

- la seconde, c'est que l'histoire tectonique de ces chaînes et leur canevas structural sont beaucoup plus compliqués que dans les chaînes subalpines septentrionales en raison de l'entrecroisement de structures d'âge différent. Des réseaux de fractures complexes, au niveau desquels alternent périodes de distension et de compression, affectent un système de plis E-W édifiés dès le début du Tertiaire, et recoupé par des plis subméridiens à la fin du Néogène : les masses d'évaporites peuvent donc trouver localement des conditions à la fois spatiales et mécaniques particulièrement favorables pour leur montée vers la surface.

Nous avons spécialement porté notre intérêt sur deux problèmes liés à ces diapirs subalpins :

1- les matériaux constitutifs,

2- leur genèse, c'est-à-dire leur mise en place dans un certain contexte structural, et la chronologie des différentes phases éventuelles.

I - LES MATERIAUX CONSTITUTIFS

Une remarque préliminaire s'impose ; c'est que nous ne pouvons toucher que la partie superficielle des diapirs, celle qui est en contact avec les agents atmosphériques et qui a donc pu être très fortement modifiée en raison de la solubilité des évaporites. Même les carrières ouvertes à travers ces diapirs n'y pénètrent plus d'une centaine de mètres, et elles sont toujours situées là où le gypse affleure, ce qui ne donne pas une bonne idée de la structure du diapir en dehors des masses d'évaporites.

* La subsidence, dans ce bassin, n'est pas seulement limitée au Trias, mais s'étend à tout le Mésozoïque dont l'épaisseur est de l'ordre de plusieurs milliers de mètres. La pression lithostatique y est donc forte et peut contribuer à la montée du gypse.

Sous cette réserve, nous pouvons dire que d'une façon générale, le diapir montre trois sortes de roches :

- 1) des évaporites, ici à peu près uniquement du gypse,
- 2) des roches, diagénétiquement très transformées, et qui forment le cortège habituel du gypse, les cargneules,
- 3) des blocs-klippes, remontées de la profondeur et qui sont en général des blocs de dolomies triasiques (Muschelkalk ou Keuper).

Seules les deux premières catégories méritent un développement.

1 - Le gypse a été considéré par tous les auteurs comme triasique, en raison de sa présence très générale dans le coeur d'anticlinal à la base d'une série liasique parfois conservée, et l'association avec des blocs de Muschelkalk.

Ce n'est que très récemment que Cl. Grandjacquet et D. Haccard (1973 à 1975) ont cru pouvoir rapporter au Néogène une partie des gypses des chaînes subalpines, en se basant sur divers considérations, notamment l'inclusion de blocs de roches tertiaires et des contacts de transgression. Ayant revu ces observations dans les localités les plus typiques citées par ces auteurs, H. Arnaud, J. Debelmas, J. Flandrin, M. Gidon et Cl. Kerckhove (1976) ont constaté que les arguments avancés s'expliqueraient partout par des phénomènes de remaniement quaternaire des contacts tectoniques entre gypse et encaissant, et que, dans ces conditions, il n'y avait aucune raison de revenir sur l'âge triasique des gypses.

Je préciserai cependant qu'au niveau de la terminaison S de la bande triasique de Montmirail (le diapir de Suzette, au N de Beaumes-de-Venise) et au NE de ce diapir de Suzette, il existe des gypses dans la série tertiaire, mais ils ne sont pas extrusifs, et résultent vraisemblablement de lessivages du matériel triasique.

2 - Les cargneules

Elles se présentent en général sous la forme classique de brèches dolomitiques à ciment calcaire ; ce sont "les cargneules monogéniques cloisonnées" des auteurs, souvent vacuolaires, au moins à l'affleurement. Ces roches, là où nous les avons observées, sont toujours associées aux évaporites de la masse diapirique du Trias. Cette association n'est pas une coïncidence et il est bien évident que la genèse de ces roches est liée à la présence du gypse.

L'étude de la genèse des cargneules est un problème délicat et les théories sur le mode de formation de ces roches sont nombreuses et variées. Jusqu'à maintenant, ce sont les explications de H. Masson (1972), reprises par J. Debelmas, M. Gidon et Cl. Kerckhove (1977 à paraître) qui me paraissent s'approcher le plus de la réalité. Elles insistent, rappelons-le sur le rôle des pressions hydrauliques, liées à l'eau d'imprégnation de la masse des évaporites, et dont l'origine paraît bien être le gypse lui-même par déshydratation.

Pour cette dernière, une température de 100 à 150°C est suffisante (cf. J. Goguel, 1969). Cette température peut être liée à une élévation de température à caractère régional, ou bien engendrée par les mouvements tectoniques. Ceux-ci provoquent en même temps une première fracturation des dolomies (particulièrement compétentes c'est-à-dire moins ductiles et beaucoup plus cassantes que les autres roches sédimentaires). Ensuite la pression fluide élevée peut facilement accentuer la fracturation de la dolomie qu'elle fait éclater. L'eau, chargée de calcite, dépose sa charge minérale et soude les morceaux de la roche.

La richesse en cargneules sera donc fonction de la charge du diapir en éléments dolomitiques triasiques. Si le décollement primitif s'est fait au-dessus des dolomies, le diapir n'est donc fait que de gypse et les cargneules manquent. Ce serait le cas du Laus par exemple. Ailleurs c'est l'inverse et le matériel dolomitique est prédominant (Propiac par exemple).

Il est tout à fait probable que cette pression fluide intervienne lors de la mise en place du diapir. En même temps qu'elle disloque la masse originelle, elle lubrifie les plans de failles et facilite le déplacement de la masse triasique vers le haut. Puisque la mise en place du diapir est en général récente, il est tout à fait probable que les cargneules se sont formées pendant les mouvements tertiaires.

D'autre part, nous avons observé tous les passages entre les vraies cargneules, des "croûtes calcaires" et des brèches de pente à matériel de dolomie.

En d'autres termes, une partie des cargneules ferait partie de ce que l'on peut appeler le "cap rock" du diapir : ce serait une sorte de carapace d'altération et d'évaporation contenant une certaine proportion d'éléments dolomitiques issus du diapir. Si ceux-ci manquent, on passe à une véritable "croûte calcaire" d'altération telle qu'on l'observe dans de nombreuses régions calcaires périméditerranéennes et subtropicales.

Dans ces conditions la "cargneule" (qui est en fait une "fausse cargneule") n'est qu'une formation tertiaire ou quaternaire, au même titre que les brèches de pente. Ceci est d'ailleurs un fait d'observation bien connu que de nombreux auteurs ont déjà relevé (voir par exemple H. Arnaud, J. Debelmas, J. Flandrin, M. Gidon et Cl. Kerckhove, 1976). De telles cargneules n'ont pas d'autre relation avec le Trias que celle de la surface d'affleurement de ce dernier, dont elles peuvent d'ailleurs déborder dans certaines conditions, sous la forme de coulées boueuses ultérieurement consolidées.

De toute façon, les cargneules observées au cours de ce travail, quelle qu'en soit l'origine, ne représentent absolument pas les dépôts d'un bassin lagunaire néogène superposé à des structures plus anciennes, ainsi que l'ont proposé récemment Cl. Grandjacquet et D. Haccard (1973 à 1975). Au risque de nous répéter, disons que les cargneules observées peuvent, en gros, se ranger en 2 catégories :

a) des cargneules monogéniques, intimement associées à la masse du gypse et qui ne sont probablement qu'une "bouillie tectonique" provenant de la fracturation d'anciennes dolomies et calcaires dolomitiques, expulsée au travers des fractures avec le gypse encaissant, et dont nous n'excluons pas qu'elles aient pu couler à son arrivée en surface,

b) des cargneules polygéniques, uniquement limitées au "cap rock", du diapir, et qui apparaissent comme une croûte d'altération liée à la percolation vers la surface des eaux très minéralisées imprégnant le diapir sous-jacent.

Dans les deux cas, les cargneules apparaissent cependant comme des formations récentes et, en ce sens, mais en ce sens seulement, les remarques de Cl. Grandjacquet et D. Haccard, peuvent être considérées comme fondées.

II - LA MISE EN PLACE

1 - Au point de vue mécanique, les diapirs étudiés peuvent se classer en 2 groupes :

a) le groupe Suzette - Propiac - Condorcet - Gévaudan, manifestement lié à des systèmes de failles décrochantes ou à leurs accidents en échelons. De toute façon, ces accidents travaillent largement à la distension à certaines époques, et permettent ainsi dès le début du Tertiaire (plissements pyrénéo-provençaux) la montée des évaporites, sans que l'on puisse d'ailleurs séparer, dans ce mouvement, ce qui est montée passive, dans ces fractures ouvertes, d'un matériau léger soumis à une forte pression lithostatique, et ce qui est expulsion plastique du gypse sous l'effet d'une compression tectonique ultérieure.

b) Le diapir du Laus, qui est lié à la remontée, purement passive, d'une masse évaporitique dans les failles distension affectant l'extrados d'un dôme. Ajoutons aussi que le niveau gypseux original est la semelle d'un chevauchement, c'est-à-dire qu'il a déjà participé à une tectonique salifère.

En cela le diapir du Laus annonce les grandes masses gypseuses que l'on trouve dans les zones internes, notamment à la base de la nappe des Schistes lustrés, où les déformations ont été poussées à un degré bien supérieur encore. Néanmoins le diapir du Laus nous fournit peut-être une image de ce qu'ont pu être, à l'origine, les masses gypseuses de la Vanoise par exemple.

Dans les deux groupes de diapirs, la structure interne est très confuse et chaotique. Le gypse (à l'exception du diapir du Laus) n'y représente pas toujours le matériau dominant car il est en général remplacé, au moins dans les zones accessibles à l'observation, c'est-à-dire en surface, par des cargneules, et, souvent aussi, par une sorte de croûte calcaire, d'aspect bréchique, dont on peut penser qu'elle est un résidu d'évaporation, c'est-à-dire qu'elle témoignerait de la montée incessante des eaux d'imprégnation de la masse du diapir.

Le gypse, quand il est bien visible, montre pratiquement toujours une disposition laminaire plus ou moins perturbée par un microplissement chronique. L'analyse des figures d'étirement qui affectent les blocs dolomitiques associés, ainsi que la disposition générale de ces bandes évaporitiques, montrent que cette disposition laminaire est une fausse stratification : il s'agit en fait d'un rubanement d'étirement plastique souligné par des lits d'impuretés. Peut-être, à l'origine, le litage de ces impuretés était-il stratigraphique, mais actuellement la disposition ne traduit plus que la réorganisation souple d'un matériau qui serait passé comme à travers une trémie. Ce caractère, joint à une tendance au "débordement" du diapir sur son encaissant, c'est-à-dire une sorte de disposition en champignon, semblerait indiquer que la mise en place définitive de ces diapirs s'est réalisée sous l'effet d'une compression tardive, suivant un mécanisme rappelant celui d'une pâte dentifrice que l'on extrait de son tube en le pressant, pour reprendre une image déjà évoquée au début de ce travail.

Cette disposition tardive interdit toute tentative de savoir si, dans les premiers stades du développement du diapir, le matériel évaporitique ne se serait pas mis en place par une simple remontée "isostatique" à travers un encaissant fracturé ou distendu, un peu comme dans les classiques dômes de sel.

2 - Au point de vue chronologique, on retrouve les deux groupes de diapirs évoqués dans l'introduction de ce chapitre.

a) Le Trias de Suzette - Propiac - Condorcet - Gévaudan s'est très probablement mis en place précocement, lors des premiers mouvements (phase pyrénéo-provençale). Si, à Suzette, cette mise en place se fait dans le réseau des failles satellite de l'accident de Nîmes, partout ailleurs, le premier rassemblement des évaporites paraît avoir été conduit par des plis anticlinaux E-W : anticlinal du Buis à Propiac, anticlinal de Condorcet, anticlinaux de la région de Barrême, la remontée vers la surface étant ensuite le fait d'accidents cassants qui affectent ces plis anticlinaux.

En tout cas, quand on dispose d'affleurements oligocènes suffisants, ce qui n'est malheureusement pas toujours le cas, on voit l'Oligocène reposer transgressivement sur un Trias déjà extravasé. Mais celui-ci a pu ne pas atteindre la surface. Nous avons dit qu'à Gévaudan par exemple, ce n'est qu'à l'Oligocène supérieur que des influences saumâtres se faisaient sentir dans le bassin lacustre, avec des apports salins provenant probablement du lessivage des gypses triasiques (cf. G. Carbonnel et al. 1972). Ceci pourrait indiquer que le Trias évaporitique n'était pas encore exposé à l'érosion superficielle avant l'Oligocène supérieur.

L'influence des mouvements oligocènes ou fini-oligocènes est mal connue, de même que la période du Miocène inférieur qui est, probablement dans ces chaînes subalpines méridionales, une époque de relaxation : nous avons supposé, au moins dans un cas (Gévaudan), que c'était à l'Oligocène supérieur que le Trias apparaissait pour la première fois en surface sous la double influence d'une remontée "isostatique" et de l'érosion.

En tout cas, partout, l'influence des mouvements de la fin du Néogène est sensible : sous l'effet de la pression correspondante, les évaporites, comprimées, remontent vers la surface et y acquièrent leur disposition actuelle, en chevauchant souvent leur bordure.

b) Le Trias du Laus. Ici seule la dernière phase semble avoir agit, en fait surtout pour provoquer le bombement du dôme de Remollon, donc l'éclatement de son extrados. Le gypse se met alors en place à la fois sous l'effet de la compression et à la faveur des fractures qui s'ouvrent à sa verticale.

3 - Au point de vue morphologique, les diapirs du Laus (Remollon), de Gévaudan et de Propiac, montrent une topographie propre, sous la forme d'un relief distinct. Ce relief est étonnant dans les deux premiers cas, où le gypse est le matériau dominant : sa solubilité devrait faire correspondre sa zone d'affleurement à une dépression (on sait d'ailleurs que beaucoup de bandes gypseuses alpines sont jalonnées d'entonnoirs de dissolution). Comme il n'en est rien on peut penser, comme l'avaient déjà proposé M. Gignoux et L. Moret déjà en 1933, que le relief est dû à la montée encore actuelle des évaporites.

Dans le cas de Propiac, la chose est moins nette car l'essentiel de la masse triasique est fait d'une sorte de croûte calcaire assez résistante, dans laquelle le gypse ne forme que des lentilles réduites et discontinues. Cette croûte pourrait donc expliquer la conservation du relief, mais il faut cependant penser qu'elle n'est qu'une sorte de "cap-rock", coiffant une masse évaporitique plus profonde qui était donc bien en saillie à un moment ou à un autre.

Par contre le massif triasique de Suzette-Gigondas ne manifeste pas un relief sensible, et rien, dans ce cas particulier, ne suggère l'existence d'une sorte de "montagne de sel". Peut-être l'explication réside-t-elle dans le fait que le gypse est monté vers la surface sous forme de lames relativement minces.

Pour conclure, nous dirons que l'on peut être surpris de ne pas trouver, dans les chaînes subalpines, des diapirs plus fréquents et mieux exprimés, eu égard à la masse des évaporites triasiques et à la fréquence des structures capables de les rassembler.

La seule explication de cette rareté semble être que l'essentiel des évaporites a dû se disperser dans de nombreux plans de chevauchement qu'elles ont lubrifiés, et où elles sont également transformées en cargneules.

La tectonique salifère alpine consisterait donc plus en la lubrification d'une tectonique tangentielle cisailante, que dans la mise en place de véritables plis diapirs, au moins au terme des nombreuses phases tectoniques superposées au cours desquelles la composante horizontale des contraintes a prédominé de plus en plus.

BIBLIOGRAPHIE THEMATIQUE

- Arnaud H., Debelmas J., Flandrin J., Gidon M. et Kerckhove Cl., (1976) : Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins.- B.S.G.F., 7e sér., t. XVIII, pp. 973-979.
- Baudrimont A.F. et Dubois P., (1977) : Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le SE de la France.- Bull. Centre Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, pp. 261-308.
- Burollet P.F., (1973) : Importance des fractures salifères dans la tectonique tunisienne.- Ann. Mines Géol., Tunisie, n° 26, pp. 111-120.
- Debelmas J., Gidon M. et Kerckhove Cl., (1977) : Idées actuelles sur les cargneules alpines. (à paraître).
- Fliert J.R. van de., (1952) : Tectonique d'écoulement et Trias diapir au Chetthaabas, Sud-Ouest de la ville de Constantine Algérie. Congrès géologique international, sect. III, Alger.
- Gignoux M., (1930) : La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. Livre Jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Soc. géol. France, t. 2, pp. 329-360.
- Goguel J., (1965) : Traité de tectonique, 2e éd. pp. 153-158 et 231-234.- Masson, Paris.
- Goguel J., (1969) : Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), vol. fasc. 2, pp. 153-164.
- Grabowska T. et Makoszewski S., (1973) : La tectonique profonde du dôme de sel à Rozozno près de Lodz d'après les recherches gravimétriques. Mat. i Prace Instytutu Geofiz. (Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci.), Polska, vol. 60, pp. 101-107.
- Grandjacquet Cl. et Haccard D., (1973) : Certaines séries à gypse et cargneules réputées triasiques des chaînes subalpines méridionales sont des sédiments tertiaires (note préliminaire). Réunion ann. Sc. de la Terre, Paris, 1973, p. 212.
- Grandjacquet Cl. et Haccard D., (1973) : Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypse des chaînes subalpines méridionales ; implication structurale. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, série D, pp. 2369-2373.
- Grandjacquet Cl. et Haccard D., (1975) : Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F., 7e sér., t. XVII, pp. 242-260.

Gruneisen P., Hirlemann G., Janot P., Lillié E., et Ruhland M., (1973) : Fracturation de la couverture calcaire de structures diapiriques. Dômes salifères de Sao Mamade et du Pragosa (plateau de Fatima, Portugal). Sci. Géol., Bull., 26, 2-3, pp. 187-217, Strasbourg.

Herak M., (1973) : Some tectonical problems of the evaporitic area in the Dinarides of Croatia. Geol. vjesnik, 26, pp. 29-36, Zagreb.

Hills E. S., (1963) : Elements of structural geology.- Methuen and Co LTD, London, 483 p.

Hobbs B., Means W.D., et Williams P.F., (1976) : An outline of structural geology.- Wiley and sons, New-York, pp. 396-400.

Masson H., (1972) : Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique.- Ecl. geol. Helv., vol. 65, n° 1, pp. 27-41.

Perthuisot V., (1972) : L'évolution structurale d'un diapir Tunisien : Le Djebel ech Cheid.- Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), vol. XIV, fasc. 2, pp. 145-152.

Perthuisot V., (1975) : Preuves de l'émersion au Cénomani du diapir du Djebet Lorbeus (Tunisie).- C.R.S.G.F., fasc. 5, pp. 161-163.

Robert J.-P., (1976) : Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins Dauphinois. Thèse, Grenoble, 155 p.

Ruellan A., (1970) : Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes : les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). Thèse, Strasbourg, 482 p.

Russel W.L., (1955) : Structural geology for petroleum geologists. Mc Graw-Hill, New-York, pp. 185-220.

Sitter L.U. de., (1962) : Structural geology.- Mc Graw-Hill, New-York, 5 th imp., pp. 251-263.

Truc G., (1975) : Les encroûtements carbonates liés à la pédogenèse ; rôle important des microorganismes : Biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné.- IXème Congr. intern. Sédim., Nice, livret-guide de l'excursion A2 : Alpes-de-Haute-Provence et Vaucluse, pp. 47-55.

Vialon P., Boudon J., Gamond J.-F., Gratier J.-P., Robert J.-P., Depardon J.-P., Gay M. et Ruhland M., (1976) : L'arc alpin occidental : Réorientation des structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S? - Ecl. geol. Helv., vol. 69, n° 2, PP. 509-519.

Vialon P., Ruhland M. et Grolier J., (1976) : Eléments de tectonique analytique.- Masson, Paris, 118 p.

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

Arnaud H., (1973) : Mise en évidence d'un important décalage anté-miocène, de sens senestre, le long de la faille de Presles (Vercors oriental).- C.R.Acad.Sc. Paris, t. 276, série D, pp. 2245-2248.

Arthaud F. et Mattauer M., (1969) : Sur les décrochements NE-SW senestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc.- C.R.S.G.F., fasc. 8, pp. 290-291.

Barbier R. et Gariel O., (1959) : A propos d'une interprétation récente de la structure du "dôme de Remollon" près de Gap (Hautes-Alpes). C.R.Acad.Sc. Paris, t. 249 n° 13, pp. 1122-1124.

Bonafoux R., (1956) : Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Barrême (partie Sud).- D.E.S., Grenoble (inédit).

Brasseur R., (1962) : Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse).- Thèse, Lyon, 195 p.

Carbonnel G., Chateauneuf J.-C., Feist-Castel M., Graciansky P. Ch. de et Vianey-Liaud M., (1972) : Les apports de la paléontologie (spores et polles, Charophytes, Ostracodes, Mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence).- C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275, série D, pp. 2599-2602.

Chauveau J.-C. et Lemoine M., (1961) : Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié Nord).- Bull. serv. C.G.F., t. LVIII, n° 264, pp. 147-178.

Demarcq G., (1960) : Contribution à l'étude des faciès du Miocène de la vallée du Rhône.- Mitteilungen des Geologischen Gesellschaft in Wien., pp. 93-104.

Demarcq G. et Truc G., (1966) : L'accident de Gigondas (Vaucluse).- B.S.G.F., 7e sér., t. VIII, pp. 359-362.

Demarcq G. et Truc G., (1967) : Etude stratigraphique et structurale du bassin tertiaire de Malaucène.- B.S.G.F., 7e sér., t. IX, pp. 537-542.

Depéret Ch. et Haug E., (1923) : Réunion extraordinaire de la Société géologique de la France dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme.- C.R.S.G.F., n° 14, pp. 171.

Dieulafait L., (1869) : Etude sur la formation du Trias en Provence.- F. Savy, Paris, 66 p.

Ehtechamzadeh-Afchar M. et Gidon M., (1973) : Mise en évidence d'une tectonique de chevauchement vers le Nord dans les chaînes subalpines au Sud de Gap (Alpes-de-Haute-Provence).- C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, série D, pp. 1127-1129.

Ehtechamzadeh-Afchar M. et Gidon M., (1974) : Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone des chevauchements de Digne.- Géologie Alpine, Grenoble, t. 50, pp. 57-69.

Fahy J.C., (1965) : Contribution à l'étude de la région du Mont-Ventoux. Contact avec le massif de Suzette et les Baronnies.- 1ère Thèse, Grenoble, 192 p.

Flandrin J., (1966) : Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies.- B.S.G.F., 7e sér., t. VIII, pp. 376-386.

Flandrin J. et Weber Ch. (1966) : Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies.- B.S.G.F., 7e série, t. VIII, pp. 387-392.

Fontanne F., (1885) : Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône ; le "groupe d'Aix" dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc.- F. Savy, Paris, pp. 35-53.

Gariel O., (1959) : Contribution à l'étude du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes).- D.E.S., Grenoble (inédit).

Gidon M., Arnaud H., Pairis J.-L., Aprahamian J. et Uselle J.-P., (1970) : Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes-Alpes).- Géologie Alpine, Grenoble, t. 46, pp. 87-110.

Gidon M. et Pairis J.-L., (1971) : Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'Arc de Castellane.- C.R. Acad. Sc. Paris, t. 272, série D, pp. 2412-2415.

Gidon M., (1975) : Sur l'allochtonie du "Dôme de Remollon" (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences.- C.R. Acad. Sc. Paris, t. 280, série D, pp. 2829-2832.

Gignoux M. (1923) : Au sujet de la tectonique de la "formation de Suzette".- B.S.G.F., 4e sér., t. XXIII, pp. 539-540.

Gignoux M. et Moret L., (1933) : Révision de la feuille de Gap au 80 000e.- Bull. Serv. C.G.F., t. XXXVIII, n° 190, pp. 1-2.

Gignoux M. et Moret L., avec la collaboration Lory P. et Schneegans D., (1937) : Description géologique du bassin supérieur de la Durance.- Trav. lab. géol. Grenoble, t. XXI, pp. 1-195.

Gigot P., Grandjacquet C. et Haccard D., (1974) : Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène.- B.S.G.F., 7e sér., t. XVI, pp. 128-139.

Goguel J., (1936) : Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var.- Thèse, Mém. S.C.G.F., n° 28, pp. 117-163 et 313-348.

Goguel J., (1938) : Remarques sur la tectonique du massif de Gigondas et des régions voisines.- B.S.G.F., 5 sér., t. VIII, pp. 355-361.

Goguel J., (1939) : Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance.- Bull. Serv. C.G.F., n° 202, pp. 189-236.

Goguel J., (1946) : Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois. Feuilles de Die et le Buis au 80 000e.- Bull. Serv. C.G.F., t. XLV, n° 221, pp. 149-154.

Goguel J., (1947) : Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors.- Bull. Serv. C.G.F., t. XLVI, n° 223, pp. 533-578.

Goguel J., (1835) : Les Alpes de Provence.- Hermann, Paris, 124 p.

Gras Sc., (1835) : Statistique minéralogique du département de la Drôme.- Prudhomme, Grenoble, 296 p.

Gras Sc., (1840) : Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes.- Prudhomme, Grenoble, 224 p.

Gratier J.-P., Lejeune B. et Vergne J.-L., (1973) : Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes-Rousses et Pelvoux.- Thèse, Grenoble, 2 fasc., pp. 91-115 ; 163-187 et 273-289.

Guébbard A., (1914) : Carte structurale détaillée à 1/80 000e des environs de Castellane (Basses-Alpes).- B.S.G.F., 4e sér., t. XIV, pp. 487-544.

Guébbard A., (1914) : Tectonique des environs de Castellane (Basses-Alpes).- C. R. Acad. Sc. Paris, t. 158, n° 14, pp. 1040-1043.

Guettard (1779) : Mémoires sur la minéralogie du Dauphiné ; 2 vol., Paris.

Gueymard E., (1830) : Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes.- chez Baratier Frères et Fils, Grenoble, 121 p.

Haremboure J., (1960) : Contribution à l'étude géologique du Diois et des Baronnies. Monographie de la région de Condorcet (feuille au 1/20 000, Nyons n° 2). D.E.S., Lyon (inédit).

Haug E., (1891) : Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes Françaises.- Thèse, Bull. Serv. C.G.F., t. III, n° 21, pp. 1-197.

Haug E., (1894) : Etude sur les régions naturelles des Alpes. Ann. géogr., 3e année, n° 10, pp. 150-172.

Haug E., (1895) : Feuille de Gap.- Bull. Serv. C.G.F., t. VII, n° 44, pp. 116-120.

Hébert Edm., (1862) : Du terrain jurassique de la Provence ; sa division en étages : son indépendance des calcaires dolomitiques associés aux gypses.- B.S.G.F., 2e sér., t. XIX, pp. 100-121.

Jung J., (1930) : Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales. Ann. Univ. Grenoble, t. VI, n° 1, pp. 57-78.

Jung J. et Erhart M., (1931) : Structure géologique des Baronnies au N du Mont-Ventoux.- Ann. Univ. Grenoble, t. VIII, n° 1, pp. 73-83.

Kéraudren B., (1958) : Contribution à l'étude géologique des Baronnies.- D.E.S., Lyon (inédit).

Kilian W., (1922) : Sur la nappe de Suzette.- C.R.S.G.F., n° 10, p. 112.

Lachat M., (1881) : Sur un filon de strontiane sulfatée de Nyons (Drôme).- Ann. Mines, 7e sér., t. XX, pp. 557-560.

- Lapparent A.F. de, (1938) : Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance.- Bull. Serv. C.G.F., t. XL, n° 38, pp. 1-301.
- Lapparent A.F. de, (1940) : Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette (Vaucluse) et de Propiac (Drôme).- B.S.G.F., 5e sér. t. X, pp. 3-15.
- Lapparent A.F. de, (1941) : Les phases des plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la montagne de Lure.- B.S.G.F., 5e série, t. XI, pp. 75-83.
- Lapparent A.F. de, (1966) : A propos des conglomérats anté-numulitiques des Alpes de Provence.- B.S.G.F., 7e série, t. VIII, pp. 454-457.
- Léonhardt F., (1883) : Etude géologique de la région du Mont-Ventoux, Montpellier.
- Léonhardt F., (1895) : Feuille du Buis.- Bull. Serv. C.G.F., t. VI, n° 38, p. 123-124 et t. VII, n° 44, pp. 129-131.
- Lory Ch., (1857) : Esquisse d'une carte géologique du Dauphiné.- B.S.G.F., 2e série, t. XV, pp. 10-69.
- Lory Ch., (1858) : Carte géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes).
- Lory Ch., (1859) : Sur la carte géologique du Dauphiné et sur quelques points de la géologie de cette province.- B.S.G.F., 2e sér., t. XVI, pp. 817-824.
- Lory Ch., (1861) : Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes). Deuxième partie - F. Savy, Grenoble.
- Lory Ch., (1874) : Note sur des gisements de gypse dans le terrain jurassique de l'arrondissement de Gap.- B.S.G.F., 3e sér., t. III, pp. 17-22.
- Lory Ch., (1908) : Révision des feuilles de Grenoble et Vizille.- Bull. Serv. C.G.F., t. XVIII, n° 119, pp. 165-168.
- Martin D., (1893) : Quelques remarques sur l'âge et sur le mode de formation des gypses des Hautes-Alpes.- A.F.A.S., Congrès de Besançon, 2e partie, pp. 380-388.
- Moullade M. et Porthault B., (1970) : Sur l'âge précis et la signification des grès et conglomérats crétacés de la vallée du Toulourenc (Vaucluse). Répercussion de la phase orogénique "autrichienne" dans le SE de la France.- Géologie Alpine, Grenoble, t. 46, pp. 141-150.
- Pairis J.-L., (1971) : Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence).- Géologie Alpine, Grenoble, t. 47, pp. 203-214.
- Paquier V., (1895) : Sur les gypses des environs de Serres (Hautes-Alpes) et de Nyons (Drôme).- Trav. Lab. géol., Grenoble, t. III, 2e fasc. pp. 321-324.
- Paquier V., (1900) : Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales.- Thèse, Grenoble, 441 p.
- Paquier V., (1902) : Etude sur la formation du relief dans le Diois et les Baronnies orientales.- La Géographie VI, Bull. Soc. Géogr., n° 4, pp. 197-391, Masson, Paris.

- Petiteville P. et Rivoirard R., (1959) : Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seyne-les-Alpes.- C.R.S.G.F., fasc. 6, pp. 139-141.
- Ricour J., (1962) : Contribution à une révision du Trias français.- Thèse, Mém. S.C.G.F. n° 54, p. 183.
- Roux M., (1974) : La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au Sud et Sud Ouest de l'arc de Castellane. Le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances (feuilles de Castellane et de Moustiers-Sainte-Marie).- Bull. B.R.G.M., 2e sér., sec. I, n° 2, pp. 83-99.
- Savoyat E., (1958) : Contribution à l'étude géologique des Baronnies (feuille au 1/20 000e Nyons n° 6 - moitié sud).- D.E.S., Lyon, (inédit).
- Soulier A., (1860) : Découverte d'une fontaine ardente dans le canton du Buis-les-Baronnies (département de la Drôme).- B.S.G.F., 2e sér., t. XVII, p. 846.
- Stobiecki M., (1844) : Note sur un filon de cuivre pyriteux dans l'étage moyen du terrain jurassique dans le département de la Drôme.- B.S.G.F., 2e sér., t. II, p. 40-41.
- Termier P. et Joleaud L., (1921) : Sur l'âge des phénomènes de charriage dans les montagnes de Gigondas (Vaucluse).- C. R. Acad. Sc. Paris, t. 172, n° 4, pp. 191-196.
- Termier P. et Joleaud L., (1921) : Le lambeau de recouvrement de Propiac (Drôme), témoin d'une vaste nappe, d'origine alpine, poussée, avant le Miocène, sur la vallée du Rhône.- C. R. Acad. Sc. Paris, t. 172, n° 8, pp. 409-413.
- Termier P. et Joleaud L., (1921) : Nouvelles observations sur la "nappe de Suzette" : nappe de recouvrement formée des terrains triasiques, issue des Alpes et ayant couvert à l'époque aquitanienne, une partie de la région du Rhône.- C. R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 22, pp. 1033-1038.
- Termier P. et Joleaud L., (1921) : Résumé de nos connaissances sur la nappe de Suzette (âge précis, constitution, extension) ; la question de son origine.- C. R. Acad. Sc. Paris, t. 173, n° 25, pp. 1308-1313.
- Termier P., (1922) : Encore quelques notes sur la nappe de Suzette.- C.R.S.G.F., n° 14, pp. 166-168.
- Termier P., (1923) : La nappe de Suzette (excursion du 17 septembre).- B.S.G.F., 4e sér., t. XXIII, pp. 521-526.
- Termier P., (1923) : Le Trias de Mérindol et de Propiac (excursion du 18 septembre).- B.S.G.F., 4e sér., t. XXIII, pp. 527-523.
- Termier P., (1923) : Le problème tectonique de Suzette.- B.S.G.F., 4e sér., t. XXIII, pp. 541-545.
- Termier P. et Thierry P. (1923) : Livret guide sommaire des excursions de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en 1923.- B.S.G.F., 4e sér., t. XXIII, p. 461.
- Termier P., (1927) : Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette.- B.S.G.F., 4e sér., t. XXVII, pp. 57-76.

Triat J.-M. et Truc G., (1972) : L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse). Etude paléontologique et sédimentologique.- Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, note et mém., n° 49, pp. 27-52.

Triat J.-M., (1974) : Datation du Cénomaniens moyen de sédiments continentaux et de phénomènes d'altération réputés éocène dans le bassin de Mormoiron (Vaucluse).- C.R.S.G.F., fasc. 6, pp. 158-159.

Vélain Ch., (1872) : l'Oxfordien et le Néocomien au pont des Pilles.- B.S.G.F., 3e sér., t. I, pp. 126-131.

Vicat J.-P. et Louis P., (1976) : Etude gravimétrique du diapir de Suzette (Vaucluse). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 282, série D, pp. 819-822.

Zürcher Ph., (1895) : Note sur la structure de la région de Castellane.- Bull. Serv. C.G.F., t. VII, n° 48, pp. 299-335.

CARTES GEOLOGIQUES DE LA FRANCE

Le Buis	: au 80 000e :	<u>1e éd., 1897</u> <u>2e éd., 1946</u> <u>3e éd., 1966</u>
Castellane	: au 80 000e :	<u>2e éd., 1936</u> <u>3e éd., 1966</u>
Gap	: au 80 000e :	<u>1e éd., 1903</u> <u>2e éd., 1945</u> <u>3e éd., 1966</u>
Nyons	: au 50 000e :	<u>1975</u>
Orange	: au 80 000e :	<u>1e éd., 1887</u> <u>2e éd., 1934</u> <u>3e éd., 1968</u>
	: au 50 000e :	<u>1971</u>
Romans-sur-Isère	: au 50 000e :	<u>1975</u>

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Situation des régions étudiées.....	4
Fig. 2 - Cadre géographique du diapir de Suzette et ceux de Propiac-Condorcet..	9
Fig. 3 - Position des différentes unités du massif de Suzette.....	10
Fig. 4 - Morceau de cargneule d'après nature échelle 1/10.....	15
Fig. 5 - Coupe stratigraphique de la série oligocène au N de Beaumes-de-Venise.....	20
Fig. 6 -	
a) Carte géologique, au 10 000e, de la région de Grangier (au N de Beaumes-de-Venise).....	33
b) Coupes géologiques schématisées, prises à Grangier (au N de Beaumes- de-Venise).....	33
c) Reconstitution de la stratigraphie de l'Oligocène et de ses rapports avec le Trias, au N de Beaumes-de-Venise.....	34
Fig. 7 - Zone de cisaillement senestre (C) avec fractures de second ordre : de Riedel (R), (P), et fentes d'extension T.....	41
Fig. 8 - Evolution théorique de fentes d'extension dans une zone de cisaillement senestre.....	41
Fig. 9 -	
a) Faille de Nîmes (cisaillement senestre) avec fractures de second ordre : de Riedel (R), (P), et les fentes d'extension (T/R).....	42
b) Application de la fracturation d'une zone de cisaillement senestre à l'évolution du diapir de la région de Suzette.....	42
Fig. 10- Coupe stratigraphique du Trias d'après le sondage de la SNPA, effectué au N de Condorcet et au NE des Pilles.....	58
Fig. 11- Coupe géologique schématique montrant la transgression burdigalienne sur le Trias, au N du Rocher Marteau (Propiac).....	64
Fig. 12-	
a) Carte géologique (schématique) au S du diapir de Propiac.....	65
b) Coupe géologique (schématique) à la colline de Mérindol-le-Vieux montrant la transgression du Burdigalien.....	65
Fig. 13- Coupe géologique schématique montrant la transgression burdigalienne sur le Tithonique renversé, à la Bâtie (Propiac-Condorcet).....	66
Fig. 14- Allure générale des diapirs de la région de Propiac-Condorcet.....	80
Fig. 15- Cadre géographique du diapir du Laus.....	87
Fig. 16- Cadre géographique du diapir de Gévaudan.....	106

LISTE DES COUPES ET DES CARTES GEOLOGIQUES

Coupes

	Pages
I - 11 coupes pour le diapir de Suzette	
Coupe n° I-1 à 8.....	29
Coupe n° I-9 à 11.....	30
II - 16 coupes pour les diapirs de Propiac-Condorcet	
Coupe n° II- 1 à 5.....	71
Coupe n° II-6 à 9.....	72
Coupe n° II-10 à 16.....	73
III - 4 coupes pour le diapir de Gévaudan	
Coupe n° IV-1 à 4.....	114

Cartes

Cartes géologiques du diapir de Suzette.....	27-28
Cartes géologiques des diapirs de Propiac-Condorcet.....	69-70
Carte géologique du diapir du Laus.....	92
Carte géologique du diapir de Gévaudan.....	113

LISTE DES PHOTOS

	Pages
1 - Gypse de texture linéaire (renfermant des galets de magnésite) au NW du lieu-dit les Platrières (le diapir de Suzette).....	14
2 - Le gypse du Laus et ses plis couchés.....	97
3 - Gypse du Laus, avec un bloc de dolomie.....	97
4 - Vue générale du diapir du Laus.....	97
5 - Faille annexe au N de Gévaudan.....	117
6 - Trias et ses encaissants au N de Bouquet-Haut (au collet de la Glige, Gévaudan).....	117
7 - Au N du Gipas, le Trias chevauche le Tertiaire (Gévaudan).....	117

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	
SOMMAIRE.....	1
INTRODUCTION.....	3
 <u>PREMIERE PARTIE : LE DIAPIR DE SUZETTE</u>	
Chapitre I : Cadre géographique.....	9
Chapitre II : Historique des travaux.....	11
Chapitre III : Stratigraphie.....	13
I - Le Trias.....	13
II- Les terrains post-triasiques.....	16
A.- Le Jurassique et le Crétacé.....	16
B.- Le Tertiaire.....	16
1- L'Oligocène.....	16
2- Le Miocène (Le Burdigalien).....	23
Chapitre IV : Description tectonique.....	31
I - Le diapir lui-même et son encaissant.....	31
II- Le diapir dans la structure générale des chaînes subal- pines et rhodaniennes.....	37
Chapitre V : Age des mouvements et histoire géologique.....	39
I - Les premiers mouvements : la phase pyrénéo-provençale.....	39
II- Les mouvements oligocènes.....	43
III- Les mouvements post-helvétiques.....	43
 <u>DEUXIEME PARTIE : LES DIAPIRS DE LA REGION DE PROPIAC-CONDORCET</u>	
Chapitre I : Cadre géographique.....	47
Chapitre II : Historique des travaux.....	49
Chapitre III : Stratigraphie.....	55
I- Le Trias.....	55
II- Les terrains post-triasiques.....	59
A.- Le Jurassique et le Crétacé.....	59
B.- Le Tertiaire.....	61
1- L'Eocène.....	61
2- L'Oligocène.....	61
3- Le Miocène.....	62

	Pages
Chapitre IV : Description tectonique.....	75
I- La région de Propiac.....	75
II- La région de Condorcet.....	77
III- Les diapirs de la région de Propiac-Condorcet dans la structure générale des Baronnies.....	78
Chapitre V : Age des mouvements et histoire géologique.....	83
I- Les premiers mouvements probables : la phase pyrénéo- provençale.....	83
II- Les mouvements oligocènes.....	84
III- Les mouvements post-miocènes.....	84
 <u>TROISIEME PARTIE : LE DIAPIR DU LAUS</u>	
Chapitre I : Cadre géographique.....	87
Chapitre II : Historique des travaux.....	89
Chapitre III : Interprétation actuelle.....	93
Chapitre IV : Observations personnelles et conclusions.....	99
I- Le style du gypse.....	99
II- L'âge de la mise en place.....	100
III- Les structures encaissantes.....	100
 <u>QUATRIEME PARTIE : LE DIAPIR DE GEVAUDAN</u>	
Chapitre I : Cadre géographique.....	105
Chapitre II : Historique des travaux.....	107
Chapitre III : Stratigraphie.....	109
I- Le Trias.....	109
II- Les terrains post-triasiques.....	110
A.- Le Jurassique.....	110
B.- Le Crétacé.....	111
C.- Le Tertiaire.....	112
Chapitre IV : Description tectonique.....	115
I- Le diapir lui-même et son encaissant.....	115
II- Le diapir de Gévaudan dans la structure générale de la région.....	120
III- Histoire du diapir.....	121

	Pages
CONCLUSIONS GENERALES.....	123
Bibliographie thématique.....	129
Bibliographie régionale.....	131
Liste des figures.....	137
Liste des coupes et des cartes.....	138
Liste des photos.....	139
Table des matières.....	140

VU

Grenoble, le

Le Président de la Thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 8 novembre 1977

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

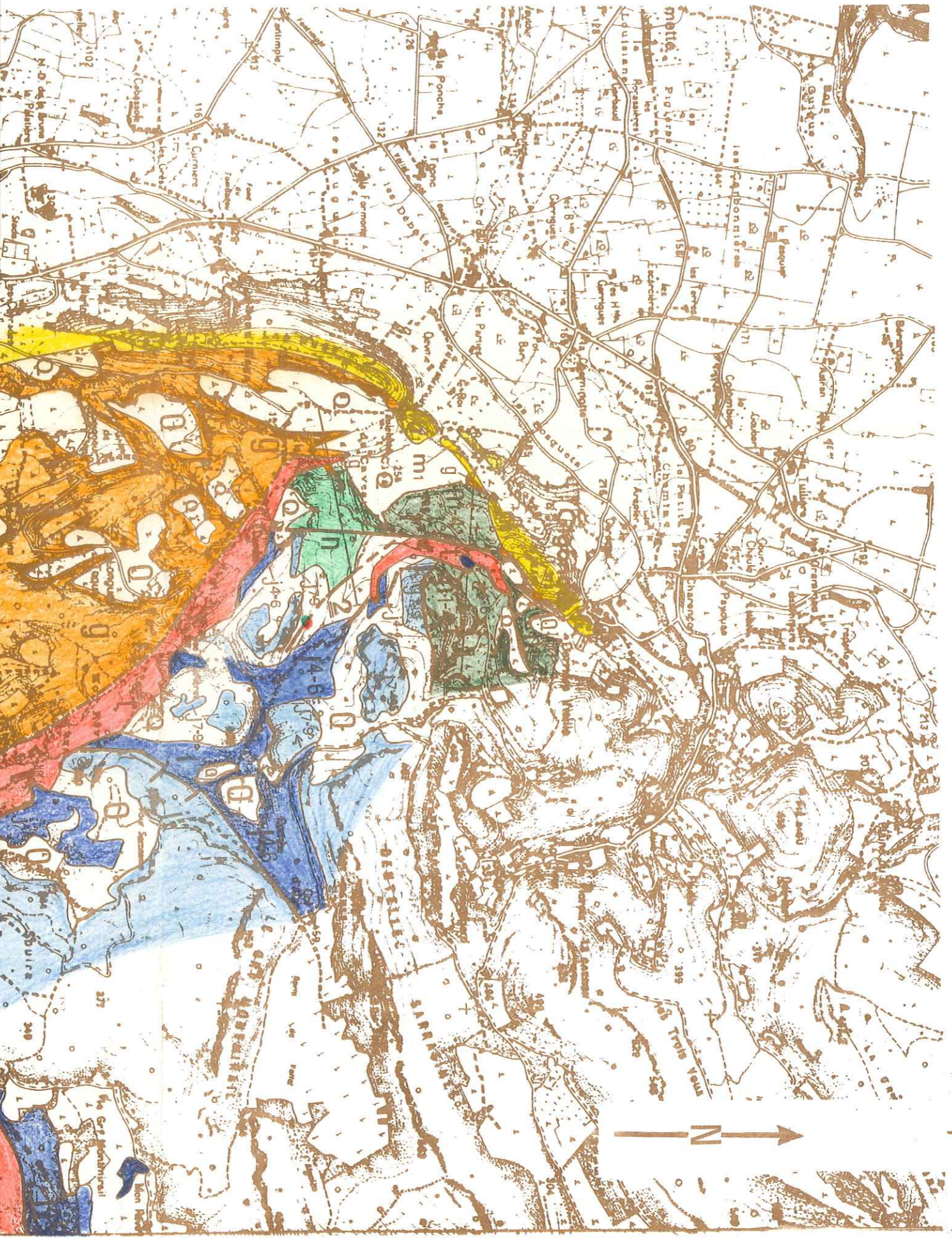


Dr G. CAU

CARTE GEOLOGIQUE DU DIAPIR DE SUZETTE (partie W)

0 200 500 1000 m

partie centrale
partie W



LEGENDE (pour les cartes géologiques du diapir de Suzette)

- Bloc glissé
- Quaternaire
- Helvétien
- Burdigalien
- Oligocène
- Oligocène blanc
- Oligocène rouge
- Berrisien - Barrémien
- Néocomien
- Rauracien-Tithonique
- Oxfordien-Argovien
- Trias
- Limite lithologique
- 4 — Emplacement des coupes
- - - - Contact Trias-Tertiaire
- == Contact anormal ou faille (visible ou masqué)

1977 T. EMRE

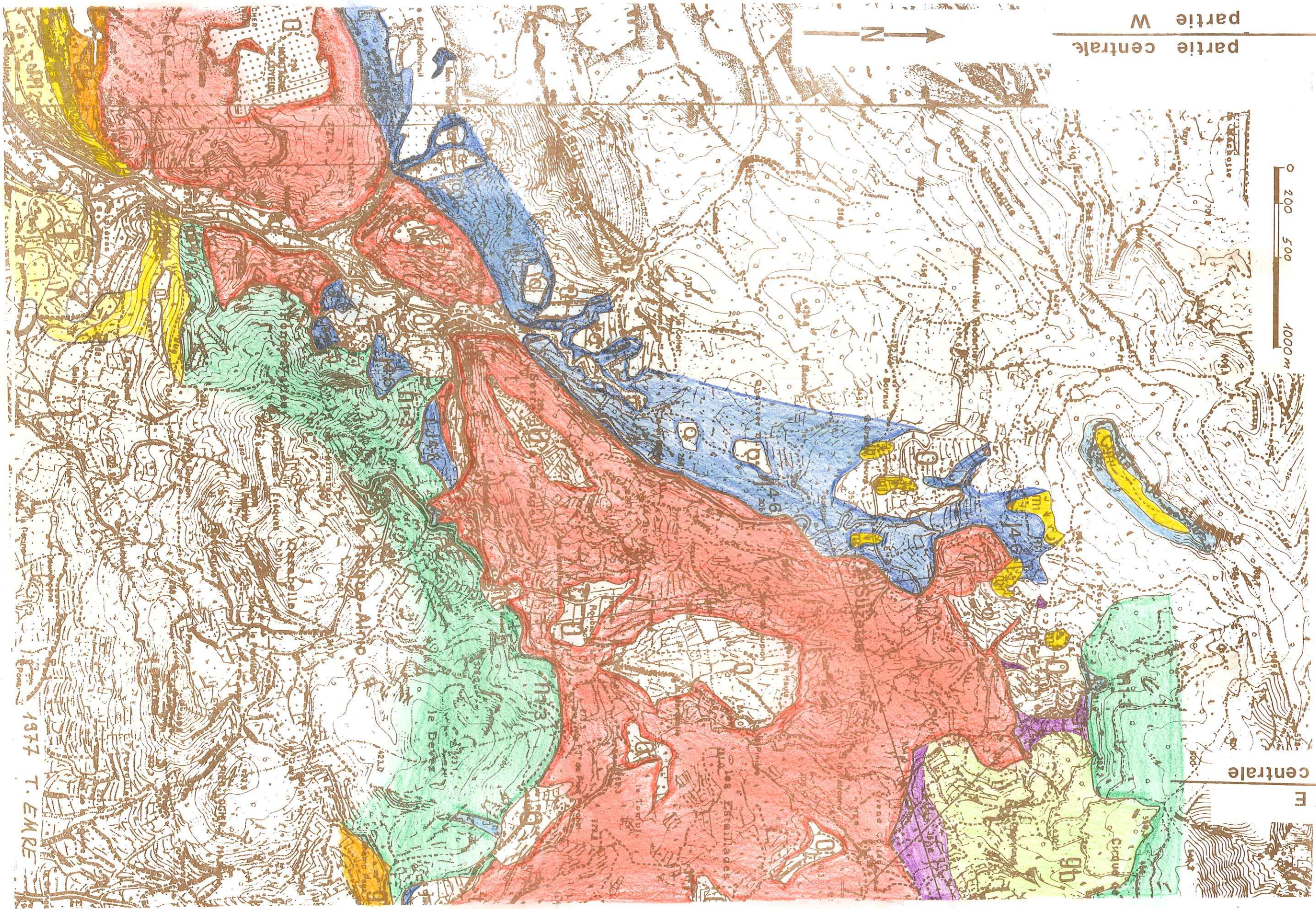
CARTE GEOLOGIQUE DU DIAPIR DE SUZETTE
(partie centrale)



partie centrale
partie W



partie E
partie centrale

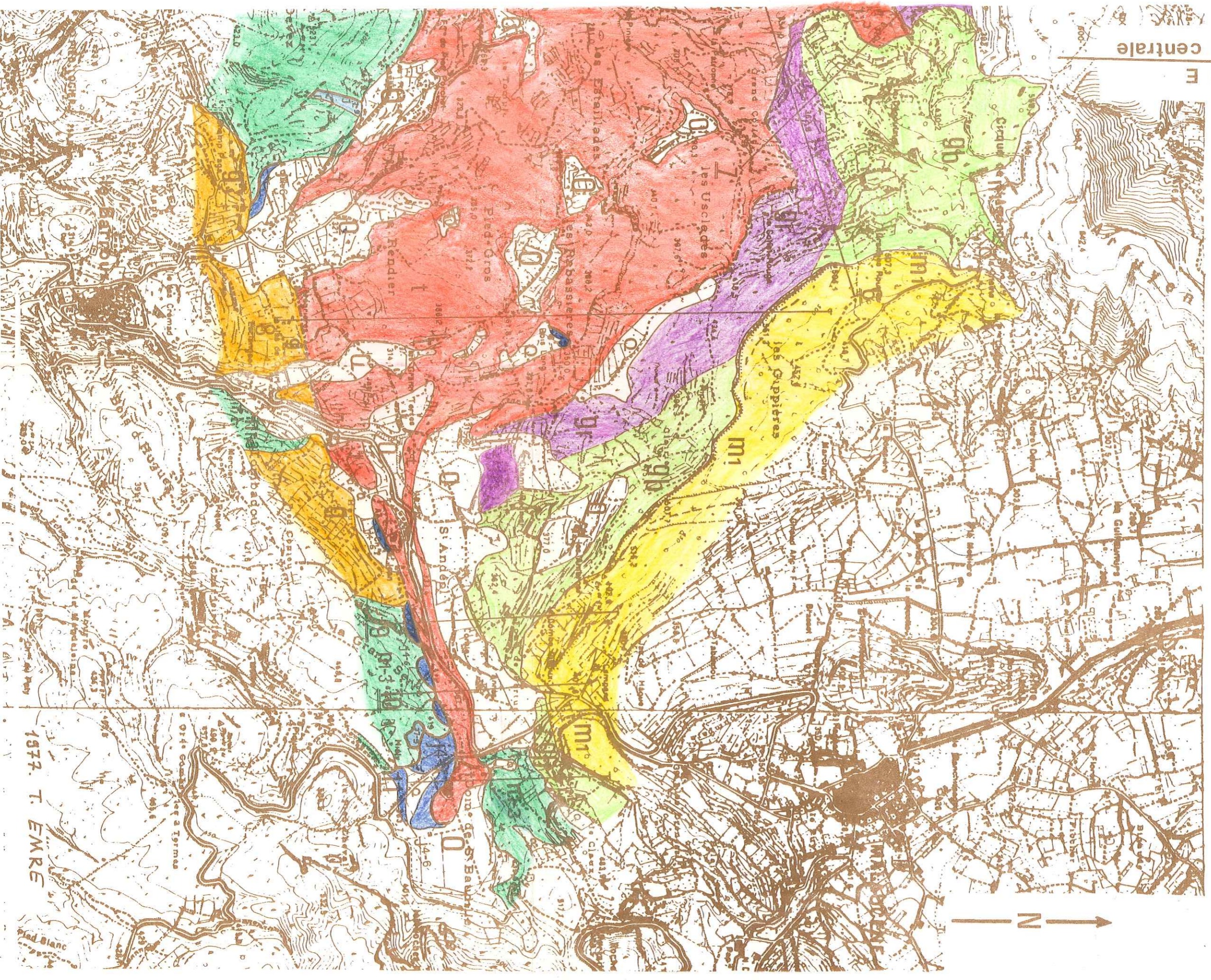


1377 T. EMRE

CARTE GEOLOGIQUE DU DIAPIR DE SUZETTE
(partie E)

0 200 500 1000 m

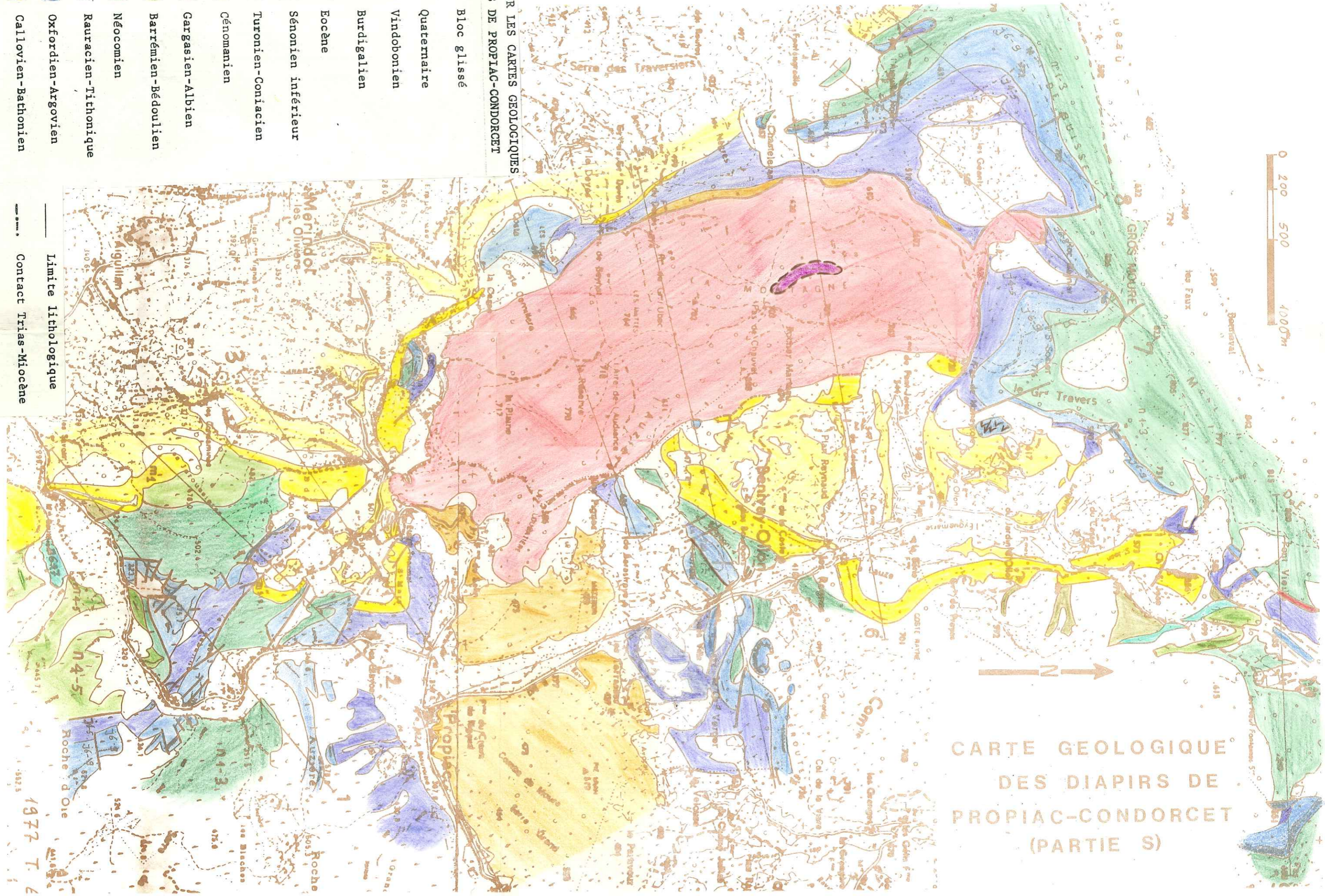
partie E
partie centrale



1977. T. EMRE



CARTE GEOLOGIQUE
DES DIAPIRS DE
PROPIAC-CONDORCET
(PARTIE S)



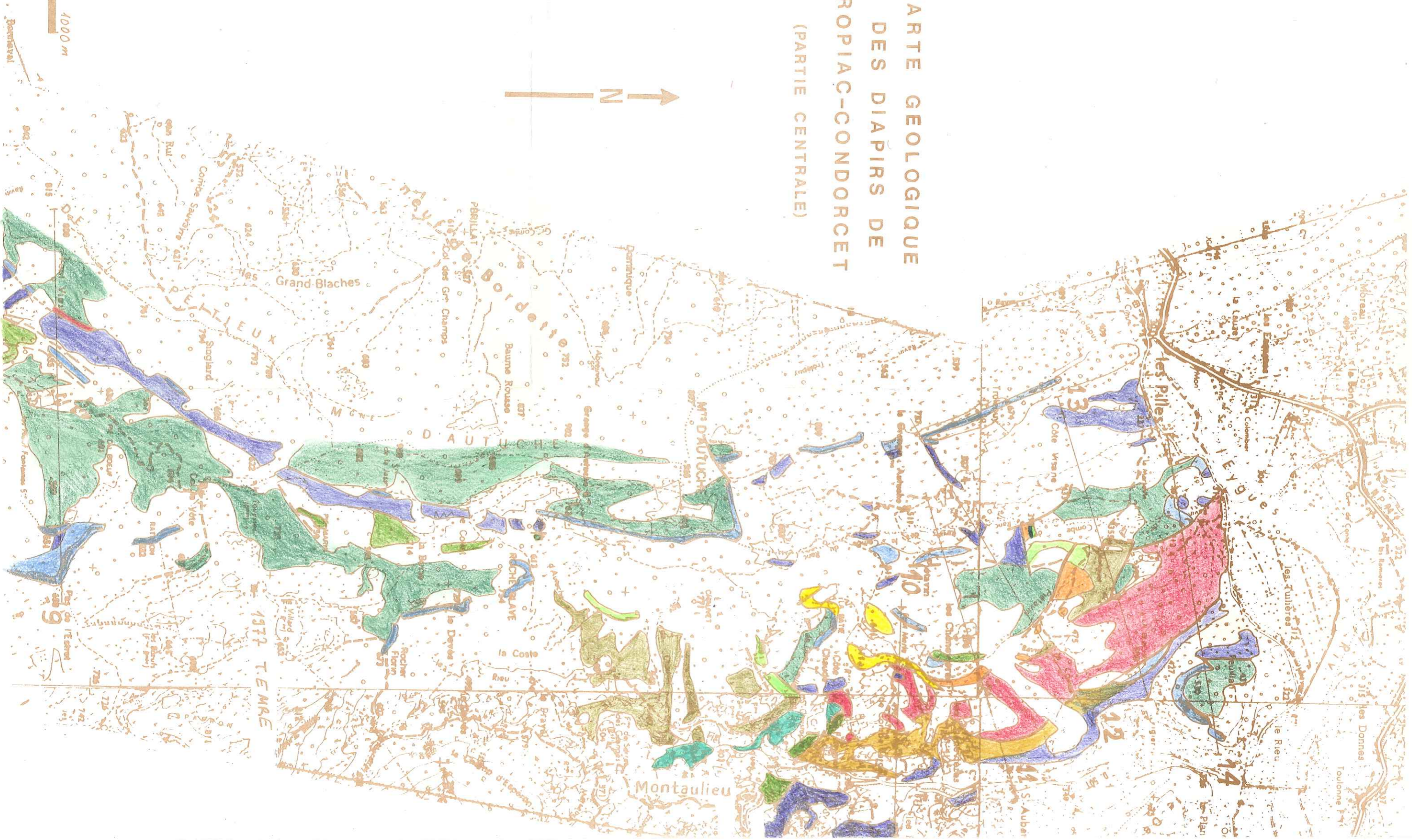
LEGENDE POUR LES CARTES GEOLOGIQUES
DES DIAPIRS DE PROPIAC-CONDORCET

- Bloc glissé
- Quaternaire
- Vindobonien
- Burdigalien
- Eocène
- Sénonien inférieur
- Turonien-Coniacien
- Gargasien-Albien
- Barrémien-Bédoulien
- Néocomien
- Rauracien-Tithonique
- Oxfordien-Argovien
- Callovien-Bathonien
- Lias (?)
- Trias

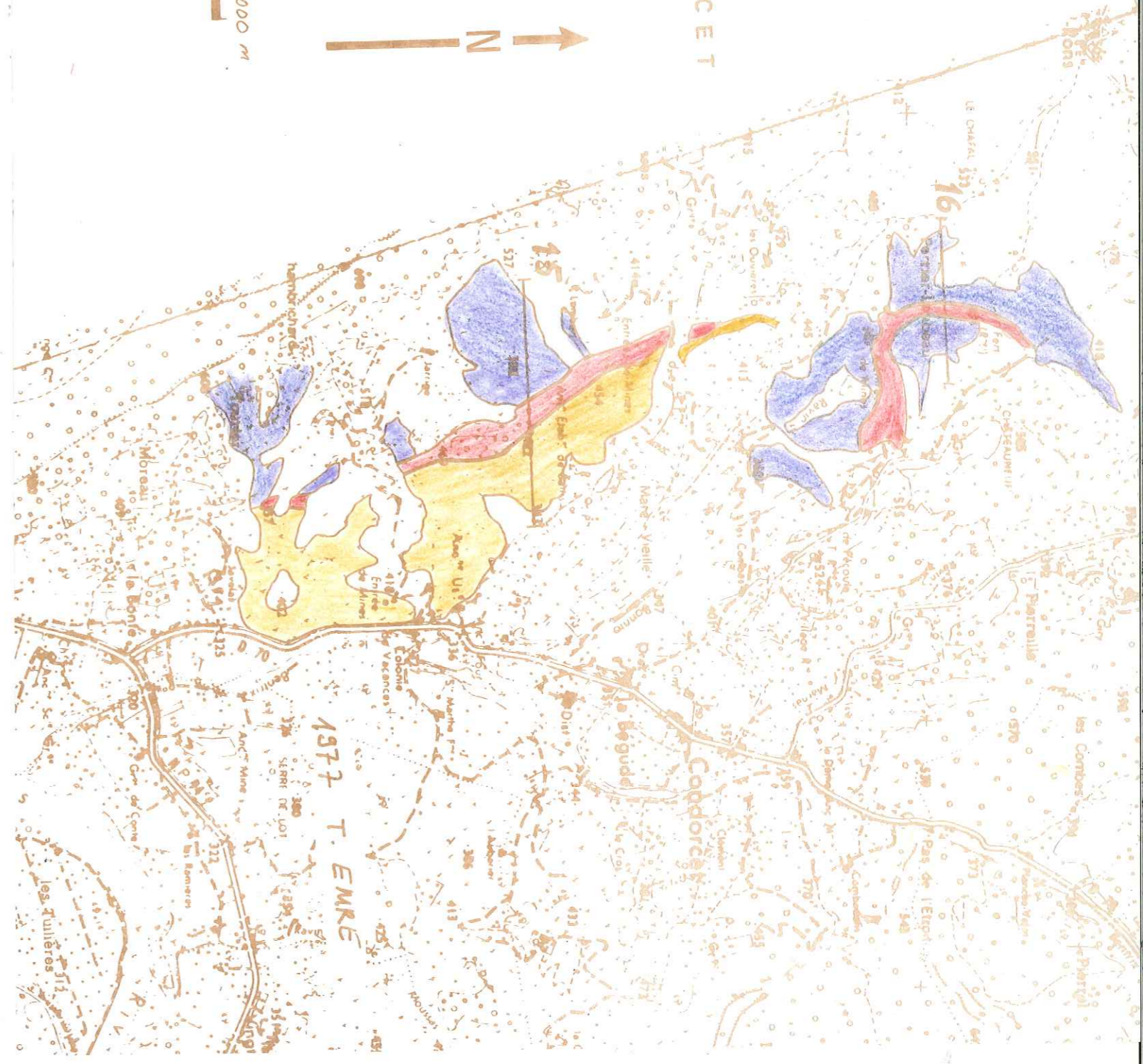
- Limite lithologique
- Contact Trias-Miocène
- Contact anormal
(visible ou masqué)
- Emplacement des coupes

1977 T. 4























CARTE GEOLOGIQUE
DES DIAPIRS DE
PROPIAC-CONDORCET
(PARTIE CENTRALE)



PROPIAC-CONDORCET
(PARTIE N)



LEGENDE

-  Bloc glissé
-  Quaternaire
-  Faciès poudingue
-  Molasse grise
-  Molasse rouge
-  Priabonien
-  Formation d'Argens
-  Crétacé supérieur
-  Apto-Albien
-  Barrémien
-  Néocomien
-  Kimmérien-Tithonique
-  Oxfordien
-  Dogger
-  Lias
-  Trias
-  Limite lithologique
-  Contact anormal ou faille
(visible ou masqué)
-  Pendage
-  Couche verticale
-  Couche horizontale
-  Emplacement des coupes

