



Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes)

Serge Bogdanoff

► To cite this version:

Serge Bogdanoff. Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). Stratigraphie. Université Paris Sud - Paris XI, 1980. Français. NNT: . tel-00805097

HAL Id: tel-00805097

<https://theses.hal.science/tel-00805097>

Submitted on 27 Mar 2013

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.

ORSAY

Série

N° d'ordre

P. Nialon

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le grade de DOCTEUR ES-SCIENCES

par

SERGE BOGDANOFF

ANALYSE STRUCTURALE

DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

(ALPES MARITIMES).

*à être repassée
et repoussée à 6 mois !*

Soutenue le 19 décembre 1980, devant la Commission d'examen

F. ELLENBERGER, Président.

A. MICHARD, Rapporteur.

R. BROUSSE, Examineur.

A. FAURE-MURET, "

M. LEMOINE, "

J.L. MERCIER, "

ORSAY
Série
N° d'ordre

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

pour obtenir le grade de DOCTEUR ES-SCIENCES

par

SERGE BOGDANOFF

ANALYSE STRUCTURALE

DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

(ALPES MARITIMES).

Soutenue le 19 décembre 1980, devant la Commission d'examen

F. ELLENBERGER, Président.
A. MICHARD, Rapporteur.
R. BROUSSE, Examineur.
A. FAURE-MURET, "
M. LEMOINE, "
J.L. MERCIER, "

REMERCIEMENTS

Je dois avant tout remercier Monsieur le Professeur F. ELLENBERGER d'avoir bien voulu m'accueillir dans son laboratoire et de m'avoir enseigné bien plus que les méthodes et les techniques de la géologie structurale : les fondements philosophiques de cette branche de la géologie. Je le remercie également pour toutes les discussions que nous avons tenu sur les sujets les plus variés ; cela fut toujours enrichissant pour moi. C'est là que se sont révélées, à la fois, l'acuité de son esprit d'analyse et la largeur de vue dans la synthèse, qualités soutenues par une grande culture. Je le remercie enfin d'avoir relu et critiqué, sans complaisance, ce texte que je sou mets au Jury.

Je me fais un plaisir de remercier André MICHARD, professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg. Il a eu le premier l'idée d'appliquer la méthode paléomagnétique au Massif de l'Argentera. Je le remercie également de s'être donné la peine de relire en détail le manuscrit de ma thèse, tout en y apportant de nombreuses critiques et suggestions. J'en ai tenu le plus grand compte, étant donné leur justesse.

Je remercie Monsieur le Professeur R. BROUSSE qui m'a enseigné l'essentiel des bases approfondies de ce que l'on appelait alors la pétrographie. C'est avec plaisir que j'ai collaboré avec lui pour le lever cartographique détaillé d'une feuille dont il était responsable. En tant que Président de la Commission des Thèses, il m'a très utilement conseillé pour la formation du Jury.

Je remercie Mademoiselle A. FAURE-MURET, professeur, d'avoir accepté de faire partie de mon jury. Si j'ai pu faire avancer un peu les problèmes que pose le Massif de l'Argentera, c'est avant tout, grâce à son mémoire, qui fut pour moi une base et une référence indispensables.

Je remercie Monsieur M. LEMOINE, maître de recherches au C.N.R.S. qui m'a initié, par ses cours si clairs et ses nombreuses publications, à la complexité de la géologie alpine. Je lui suis reconnaissant de bien vouloir faire partie de mon jury, alors que son emploi du temps est, je le sais, très chargé.

Je remercie Monsieur le Professeur J.L. MERCIER d'avoir accepté de faire partie de mon jury. Les critiques qu'il pourra énoncer ne pourront qu'améliorer la tenue du résumé de ce mémoire que je compte entreprendre. Il saura certainement discerner dans ce travail ce qu'il est nécessaire d'y développer.

Je dois également remercier Monsieur le Professeur P. VIALON, bien qu'il ne fasse pas partie de ce jury. J'ai eu de nombreuses discussions enrichissantes avec lui, sur la tectonique, ainsi que sur les Alpes. J'ai compris, grâce à lui, que l'étude de la tectonique profonde nécessitait une bonne connaissance de la déformation en conditions plus superficielles.

Je remercie A. AUTRAN, ingénieur géologue au B.R.G.M. et J. GROLIER, professeur à l'Université d'Orléans, d'avoir bien voulu visiter l'Argentera, bien que leur séjour ait été trop bref, à mon gré et au leur. Je leur suis reconnaissant des discussions communes devant l'affleurement et ailleurs, en particulier en ce qui concerne A. AUTRAN.

Je remercie Monsieur le Professeur M. LANTAUME, qui a bien voulu me montrer les résultats de ses travaux et de ceux de l'équipe qu'il anime, à l'est du Massif de l'Argentera.

Ma reconnaissance va également à R. MALARODA, professeur à l'Université de Turin. Il m'a obligeamment guidé sur le terrain et m'a apporté une aide considérable par ses publications.

Je remercie Ch. GREBER et M. DONNOT, ingénieurs géologues au B.R.G.M., pour les nombreuses discussions communes traitant de la lithostratigraphie du Paléozoïque. La connaissance approfondie qu'ils possèdent de ce sujet m'ont été très utiles.

Je remercie Madame DEBRENNE, maître de recherches au C.N.R.S., pour nos discussions au sujet de la valeur stratigraphique des acritarches.

Je remercie Marc RIVIERE, mon collègue du laboratoire de géochimie d'avoir bien voulu déterminer la nature des marbres que j'ai étudiés.

Je remercie Serge WILHELM pour ce qu'il m'a apporté au sujet des mégacristaux de feldspath. J'ai pu apprécier sa grande connaissance de ces minéraux, si fréquents dans les socles.

Je remercie Gérard VIVIER, pour les échanges de vue, trop peu nombreux à mon gré, portant sur les Massifs cristallins externes. J'espère qu'à l'avenir nous développerons une collaboration plus suivie à ce sujet.

Je remercie tout particulièrement Alain PLOQUIN, chercheur au C.R.P.G. (Nancy), qui a bien voulu échantillonner une partie des roches de l'Argentera, en vue de leur analyse chimique. Sans lui, j'aurais été en peine d'interpréter l'origine des roches que j'ai cartographiées. Notre collaboration ne s'arrêtera pas là, du moins de l'espère.

Je remercie Jean-Michel QUENARDEL et Jean-Claude GUEZOU, mes camarades de laboratoire, pour avoir bien voulu observer, d'un oeil neuf et impartial, les roches de l'Argentera. Je leur sais gré de leurs suggestions.

Je ferai une mention toute spéciale, dans mes remerciements, à Jean-Jacques SCHOTT, assistant à l'Institut de physique du Globe à Strasbourg, avec lequel j'ai travaillé pour l'analyse paléomagnétique des schistes permien. Cette collaboration avec un physicien de formation, suscitée par A. MICHARD, fut des plus stimulantes et des plus enrichissantes.

En ce qui concerne les chercheurs, je remercie enfin, Michel PRUNAC qui a soutenu une thèse de 3^e cycle, ayant pour sujet la structure et le métamorphisme du socle de l'Argentera situé au sud-est de St-Etienne-de-Tinée. Il m'a aidé à préciser mes interprétations, ainsi que la connaissance de la Formation d'Anelle vers le sud-est.

Je ne saurais oublier les techniciens du laboratoire et d'autres services, dans mes remerciements :

Madame J. PELLETIER, qui fut la secrétaire du laboratoire. Elle m'a aidé de toutes les façons par son inépuisable patience.

Monsieur R. KLEIN, qui a fabriqué toutes mes lames minces, plus de 450 d'entre elles, sans oublier son concours pour la solution de problèmes matériels en tous genres.

Gérard COQUELLE, photographe, qui a tiré avec le soin et la minutie qu'on lui connaît, les photographies, diapositives et planches dont j'avais besoin.

Françoise DEGRAVE, secrétaire du laboratoire, a frappé la plus grande partie des légendes des figures de ce mémoire.

Myriam JULIEN, bibliothécaire, pour son aide active, en particulier les recherches bibliographiques, sur des sujets parfois ardu.

Madame MESME, pour les nombreuses photocopies que je lui ai demandées de faire, pour l'assemblage de ce volume, pour l'entretien des locaux, toutes ces choses tellement nécessaires.

Monsieur LE GOFF, pour le tirage à l'Offset de ce mémoire.

Jean DIDELOT, qui a aidé G. COQUELLE ou qui a photographié certains schémas et tramé les planches de ce volume.

Mademoiselle DORION, dessinatrice qui m'a souvent donné des conseils alliant efficacité et rapidité dans l'exécution.

Je remercie enfin, tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué par leurs conseils ou aides, à l'avancement de ce mémoire.

Je remercie aussi, les habitants des Vallées Françaises et Italiennes du massif, les bergers et bergères, qui ont tous fait preuve d'une grande sympathie à mon égard.

Je fais une mention spéciale à ma femme qui s'est chargée de la pré-frappe du manuscrit, pour sa lecture plus facile, puis de la frappe définitive, tout en suggérant de nombreuses modifications dans la présentation.

Le C.N.R.S. a financé quatre de mes campagnes sur le terrain, au titre de l'aide individuelle. Le laboratoire a financé les autres missions.

L'ATP Géodynamique a permis à J.J. SCHOTT et à moi-même de faire une mission commune.

CHAPITRE I

GENERALITES

1 - SITUATION ET METHODES DE TRAVAIL.

2 - HISTORIQUE DES TRAVAUX.

1 - SITUATION ET METHODES DE TRAVAIL.

1.1 - LE MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

Le massif métamorphique de l'Argentera montre en plan une forme à peu près elliptique. Le grand axe du massif est orienté selon une ligne ouest-nord-ouest - est-sud-est et mesure soixante dix kilomètres environ. Il tire son nom de deux sommets voisins, la cime de l'Argentera (3 299 m) et la cime du Mercantour (2 730 m) au centre est du massif.

La partie ouest est encadrée par deux grandes vallées : celle de la Stura, affluent du Pô, au nord, celle de la Tinée, affluent du Var, au sud. A l'est, les grandes vallées sont à peu près perpendiculaires à la ligne de crête principale, (voir fig. 1). Au nord, le Gesso va rejoindre la Stura vers Borgo-San-Dalmazzo. Au sud, la Vésubie est un affluent de la rive gauche du Var. La Roya, localisée à l'est de la Vésubie, va se jeter directement dans la Méditerranée.

Ce massif, qui fait partie des Alpes-Maritimes, est situé de part et d'autre de la frontière franco-italienne qui a été tracée suivant la ligne de crête la plus élevée, de direction sud-est puis est. Il n'existe pas de vallée nord-sud qui permette de le traverser facilement. Deux routes franchissent ce massif :

- celle du col de la Lombarde, ouverte quatre à cinq mois par an, en été, et qui culmine à 2 350 m (dénivelée depuis la Stura ou la Tinée : 1 500 m env.),
- celle du col de Tende, à l'est, qui passe en tunnel sous ce col, vers 1 500 m d'altitude

1.2 - SITUATION GEOLOGIQUE. (fig. 1, 52).

Le massif cristallin externe de l'Argentera est entouré sur tout le pourtour par des ensembles de roches sédimentaires d'âge secondaire et tertiaire, structurées de façon complexe, en plusieurs fois lors de l'orogénèse alpine et

que l'on peut subdiviser en quatre grands groupes :

- les roches sédimentaires autochtones recouvrant et entourant le socle de toutes parts ;
- les roches sédimentaires pincées dans le socle ;
- les roches sédimentaires allochtones : nappes du Flysch, zones sub-briançonnaise et briançonnaise, entourant le massif de l'Argentera, à l'ouest, au nord et à l'est ;
- les roches sédimentaires décollées de leur substratum, au sud-ouest du massif.

Au nord-ouest, le premier massif cristallin externe affleurant est le massif du Haut-Dauphiné cristallin (Pelvoux), situé à plus de 50 km à vol d'oiseau. On a cru, jusqu'à une date récente, qu'il existait un massif cristallin à une profondeur peu importante entre l'Argentera et le Pelvoux. Cette croyance était soutenue par la présence de deux pointements de gneiss situés au sud-est de la ville de Gap. Un travail récent G. MENARD, Institut de Recherches interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, I.R.I.G.M., Grenoble, 1979), vient de confirmer pleinement ces vues en utilisant les données fournies par la Géophysique (principalement la sismique) et celles de différents sondages, pétroliers pour la plupart. Vers le sud, le socle est également présent sous les sédiments mésozoïques ; il affleure dans le massif des Maures.

1.3 - MOTIVATIONS AYANT ENTRAINE LE CHOIX DE L'ARGENTERA COMME TERRAIN D'ETUDE.

Le sujet de ma thèse de troisième cycle : "Etude de l'extrémité orientale de la zone axiale de la Montagne Noire", m'avait familiarisé avec la géologie et les problèmes posés par les bâtis gneissiques et migmatitiques.

La géologie alpine m'attirait. Dans cette chaîne, les massifs cristallins externes correspondaient par la nature de leurs roches à celles qui m'étaient familières. Parmi ces massifs, le Massif de l'Argentera présentait un certain nombre de traits favorables :

- bonnes conditions d'affleurement, fortes dénivellées, couvert végétal moyennement développé ;
- la partie occidentale de ce Massif n'était l'objet d'aucune étude au moment où j'entrepris ce travail ;

- les travaux antérieurs étaient des travaux sur lesquels je pouvais m'appuyer ; il faut citer ici : A. FAURE-MURET (1955), J. VERNET (1967), R. MALARODA et son équipe (1970).

Mais dans l'extrémité ouest de ce Massif, deux problèmes étaient à traiter :

- nature, succession à toutes les échelles, âge des déformations anté-triasiques,
- nature de la déformation alpine dans le socle, place du massif de l'Argentera dans l'Arc alpin.

1.4 - METHODES DE TRAVAIL.

La méthode d'analyse utilisée ici, se subdivise en deux rubriques principales :

- la description de la lithologie ;
- la description des objets tectoniques et leur interprétation.

La lithologie est utilisée dans un premier temps de façon purement descriptive. L'attention a d'abord été focalisée sur le classement des roches en différentes catégories où leurs caractères distinctifs soient aussi clairement établis que possible. Bien que migmatites, gneiss et micaschistes forment l'essentiel du volume étudié, j'ai pu, en me basant uniquement sur l'aspect de ces roches, en distinguer quinze types différents. J'ai ainsi pu constater le bien fondé de certaines des divisions déjà introduites par A. FAURE-MURET et R. MALARODA.

Les objets tectoniques pris en considération dans le socle et la couverture sont les lignes, plans et plis.

Parmi les lignes j'ai distingué :

- les linéations d'étirement, minérales, d'intersection, de microplis ;
- les axes de plis ;
- les grands axes des boudins.

Parmi les plans on note :

- la stratification ;
- la schistosité ;
- la foliation ; cette dernière surface est constituée par des plans mica-cés ou quartzo-feldspathiques, ou par des rubans leucocrates millimétriques parallèles entre eux, ou par un alignement d'agrégats poly ou monominéraux ; ces différents objets coexistent plus ou moins dans la même roche.

Parmi les plis on observe deux familles :

- les plis synschisteux ;
- les plis postschisteux ;

Je n'ai pas observé de plis anteschisteux sur le terrain. Parmi les deux familles citées, les seconds sont de loin les plus fréquents dans le socle. Les plis synschisteux sont au contraire les plus nombreux dans la couverture triasique. L'orientation et la dimension des plis ont été mesurées. Ensuite les plis ont été classés selon leur style. Il est certain que le style seul ne peut être pris comme un critère déterminant et, dans l'Argentera, il en est bien ainsi. Se dispenser de le considérer me paraît négliger néanmoins un paramètre important. J'ai essayé d'utiliser la méthode des isogones d'Elliott-Ramsay, qui apporte plus de précision pour la description des plis. Mais c'est une méthode dispendieuse en temps. De plus, il me semble que les résultats sont bien meilleurs, lorsqu'on l'utilise une fois le motif géométrique décrit (tectonic pattern des auteurs anglo-saxons).

C'est en combinant les différents éléments indiqués plus haut que j'ai pu construire la carte géologique qui est la base de cette étude, base nécessaire, mais non point suffisante de tout travail ayant trait à la tectonique.

Il faut préciser que l'examen stéréoscopique des photos aériennes ne m'a pratiquement rien apporté d'exploitable, à l'exception peut-être de la localisation des roches sédimentaires triasiques reposant sur le socle. Parfois on croit pouvoir distinguer des limites entre ce qui apparaît comme des roches de dureté différente. Il a donc fallu aller partout. En présence de l'affleurement, il était souvent impossible de déterminer correctement la nature lithologique de la roche sans l'avoir cassée. Les cassures qui, en photo aérienne, semblaient hacher le bâti en tout sens, étaient de simples diaclases dans la plupart des cas. On verra plus loin que certaines d'entre elles ont des rapports

précis avec les autres marqueurs de la déformation. Je n'ai pu tracer la plupart du temps les failles, qu'une fois dûment constatée la disparition latérale ou le décalage de roches caractéristiques (marbres par exemple). La stéréoscopie m'a permis au moins de tracer les limites des formations de pente et des terrasses alluviales. Elle m'a permis également de choisir entre plusieurs itinéraires. Malgré les dénivellées importantes, je n'ai pas eu de difficultés majeures d'approche pour atteindre les affleurements voulus.

Les différentes données recueillies ont servi à dresser la carte géologique sur une surface relativement limitée. Je ne pense pas qu'il soit utile d'étendre les levés dans un premier temps à partir du moment où il est possible de présenter un motif géométrique cohérent. La tâche constituant à étudier sa validité et les conséquences qui en découlent, me paraît plus urgente. Les investigations que j'ai poussées plus à l'est, le travail de M. PRUNAC, me permettent de dire que le motif proposé ne semble pas contradictoire avec les affleurements que j'ai observés. On peut, pour le moment, étendre sa validité du col de Pouriac jusqu'à une ligne reliant Vinadio à Isola, (voir fig. 1).

A la carte géologique est jointe une carte structurale qui doit servir de référence à l'interprétation géométrique puis cinématique du bâti étudié.

1.5 - LITTÉRATURE ET BIBLIOGRAPHIE.

L'essentiel des méthodes employées dans ce travail m'ont été fournies par la lecture des ouvrages et publications des auteurs suivants : L.E. WEISS et F. TURNER - J.G. RAMSAY - A. SPRY - B. HOBBS, W.D. MEANS et P.F. WILLIAMS - W.D. MEANS - P. VIALON, M. RUHLAND et J. GROLIER - M. MATTAUER. Rappelons que ces auteurs font constamment référence à C.E. WEGMANN, W. SCHMIDT, B. SANDER et F. GOGUEL.

En ce qui concerne les migmatites, il n'existe qu'un seul ouvrage général traitant cette question, celui de K.R. MEHNERT qui a le grand mérite de faire avancer le problème délicat de la genèse de ces roches. Par contre les rapports entre migmatites et déformations n'y sont pas ou peu développées. Ce problème est traité dans la thèse de D. JEANNETTE (Strasbourg). La bibliographie située à la fin du présent volume donne la liste des autres publications que j'ai lues et qui toutes m'ont beaucoup apporté.

2 - HISTORIQUE DES TRAVAUX.

L'historique des travaux reflète assez bien les progrès dans la connaissance de la lithologie et de la tectonique du massif. Notons que la connaissance de la totalité des enveloppes sédimentaires (autochtone et allochtone) est arrivée à un état satisfaisant bien avant celle de la totalité du socle gneissique et migmatitique, faute, je pense, de l'emploi d'une méthode appropriée.

2.1 - LES TRAVAUX ANCIENS. 1893-1930.

L. BERTRAND, S. FRANCHI, F. SACCO, A. ROCCATI et P. COMTE furent les premiers à décrire et interpréter la géologie du Massif de l'Argentera.

2.1.1. - Les travaux de L. BERTRAND.

L. BERTRAND établit de 1893 à 1930 la première carte à l'échelle du 1/80 000° du versant français du massif. Il décrit plusieurs faits qui ne seront guère modifiés par la suite, mais l'interprétation qu'on en tire changera.

On lui doit la mise en évidence de l'orientation générale de la foliation (extension latérale du nord-ouest au sud-est), la mise en évidence de bandes de "micaschistes" allongées nord-ouest-sud-est. Il considère que le plissement des roches métamorphiques est indépendant du plissement des sédiments de couverture. Il en conclut que le socle est d'âge hercynien, et que les sédiments sont plissés lors de l'orogénèse alpine. Le socle est d'après lui déformé en synclinaux et anticlinaux. Il découvre et décrit des lambeaux de Trias pincés dans le socle en rive gauche de la Tinée. Il interprète les roches sédimentaires affleurant dans le vallon de Roya, au sud-ouest du massif, comme une nappe de charriage dont les racines seraient précisément ces lambeaux de Trias situés au nord-est de cette nappe. Postérieurement aux plissements hercyniens, il croit pouvoir définir une déformation en forme de dôme.

En ce qui concerne le métamorphisme, il indique la présence de deux minéraux : disthène vers le hameau de Vens, au nord-ouest de St-Etienne-de-Tinée, muscovite en grandes plages, à proximité immédiate du hameau du Pra, plus au nord-ouest encore de St-Etienne.

2.1.2 - Les travaux des équipes italiennes.

Contemporains de L. BERTRAND, S. FRANCHI, F. SACCO, A. ROCCATI publient les premiers travaux portant sur le versant italien du Mercantour. Ces travaux seront surtout des travaux d'ordre pétrographique. De 1906 à 1920 une vive polémique opposera S. FRANCHI à F. SACCO. Ce dernier auteur avait attribué un âge carbonifère aux micaschistes et gneiss noirs ou verts (formation de la Valetta-Mollières), traversant le massif de part en part. Il indiquait aussi que le métamorphisme affectait le Trias.

A. ROCCATI sera le premier à signaler le granite qui affleure à l'ouest du col de Tende ou granite de la Valmasque. Il décrira également les différentes roches composant le socle métamorphique.

En 1910, F. SACCO publiera une carte du massif où était dessiné le granite de l'Argentera. Par contre, l'encaissant n'était pas différencié. En 1933 est parue, après la mort de son auteur, S. FRANCHI, la carte géologique d'ensemble des roches composant le massif de l'Argentera.

2.1.3 - Les travaux de P. COMTE.

Le travail de P. COMTE, consacré principalement à la géologie des roches sédimentaires de la Haute-Tinée, reprend les interprétations de L. BERTRAND, dont il est l'élève, au sujet des nappes de charriage à matériel triasique enracinées dans le socle.

2.2 - LES TRAVAUX RECENTS.

2.2.1 - La thèse d'A. FAURE-MURET.

A. FAURE-MURET va entreprendre, de 1948 à 1955, sous la direction de P. FALLOT, une thèse d'Etat intitulée : "Etudes géologiques sur la massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires". La valeur de ce travail et le profit que j'en ai tiré, ont crû avec la progression de la connaissance du terrain que j'acquerrais au fil des jours. Une chose m'a particulièrement frappé : la rectitude dans la méthode analytique, permettant de décrire les formations métamorphiques. Si on replace ce travail dans le contexte de l'époque, cette rectitude n'en ressort que davantage. Son ouvrage traite, pour le premier tiers, des ensembles métamorphiques qui sont dessinés sur une carte au 1/100 000°, jointe. Le reste de l'ouvrage est consacré aux roches sédimentaires. L'auteur a également publié ses levés dans les cartes plus

détaillées au 1/50 000° St-Etienne-de-Tinée, St-Martin-Vésubie et Puget-Théniers.

2.2.2 - Les travaux de J. VERNET. Principalement de 1965 à 1967.

J. VERNET a étudié, de façon approfondie, l'ensemble du massif métamorphique, ses relations avec la couverture post-triasique, et les déformations alpines. Il voit, dans le socle, des anticlinaux et des synclinaux dont l'axe est dirigé nord-ouest - sud-est. Ces plis sont concentriques. Il pense que le massif de l'Argentera est sillonné par de grands accidents tangentiels ou décrochants dont l'âge s'échelonne depuis l'antecambrien jusqu'à l'orogénèse alpine. Il a étudié également les déformations de la couverture autochtone, qu'elle soit pincée dans le socle, ou bien qu'elle lui soit superposée en discordance.

2.2.3 - Les travaux de R. MALARODA et de son équipe. 1968.

R. MALARODA et son équipe ont entrepris, les premiers, le lever très détaillé, au 1/50 000°, du versant nord italien de l'Argentera. Ces levés qui complètent les travaux d'A. FAURE-MURET, permettent enfin d'avoir à disposition une cartographie détaillée et complète du massif métamorphique et de ses enveloppes sédimentaires. Accompagnant ces levés, R. MALARODA et ses collaborateurs ont publié un ensemble de notes dont les titres sont répertoriés dans la bibliographie. Parmi ces publications, je citerai le travail prémonitoire de R. MALARODA sur les mylonites et l'atlas photographique des différents faciès lithologiques que j'ai fréquemment consulté.

2.2.4 - Le travail de M. PRUNAC. 1975.

M. PRUNAC a étudié, sous ma direction, la région située entre les villages de St-Etienne-de-Tinée et d'Isola, donc les rives gauche et droite de la Tinée (voir fig. 2). Il a confirmé, en partie, les vues de A. FAURE-MURET, en précisant et en modifiant la lithologie. Les résultats de l'analyse tectonique proposée par M. PRUNAC, s'intègrent bien avec ceux que j'exposerai plus loin.

L'analyse des relations, entre cristallisation et déformation, lui a permis d'avancer que le climat métamorphique a été celui du faciès amphibolite, climat qui semble avoir persisté pendant les déformations successives postschisteuses hercyniennes.

CHAPITRE II

LITHOLOGIE

- 1 - FORMATION DES MIGMATITES SCHISTOIDES D'ANELLE.
- 2 - FORMATION DES MIGMATITES, STROMATITES-AGMATITES, GNEISS, GNEISS OEILLES DE RABUONS.
- 3 - LA FORMATION DE LA VALETTA-MOLLIÈRES.
- 4 - LA FORMATION DE MALINVERN.
- 5 - COMPARAISON LITHOLOGIQUE DES FORMATIONS DE L'ARGENTERA ENTRE ELLES.
- 6 - COMPARAISON DES ROCHES DU MASSIF DE L'ARGENTERA AUX ROCHES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES VOISINS.
- 7 - GEOCHIMIE DES FORMATIONS D'ANELLE ET DE RABUONS.

Les différents auteurs qui se sont succédés dans l'étude du Massif de l'Argentera ont en général étudié, soit le versant italien, soit le versant français. Si l'on observe les grandes lignes structurales (directions des formations, des couches, des fractures, etc.) on voit sans peine que celles-ci sont à peu près parallèles, ou faiblement obliques à la ligne de crête principale séparant les versants, ce qui justifie à mon avis, dans un premier temps, ce type d'étude. Il est possible aussi que des considérations politiques soient intervenues dans ce choix.

Il m'a semblé que pour avancer, à la suite des travaux d'A. FAURE-MURET, de J. VERNET, de R. MALARODA et de son équipe, on pouvait envisager une étude qui analyserait à nouveau ce bâti, mais en décrivant la lithologie et la tectonique des diverses formations selon une large bande orientée nord-est sud-ouest, à partir des sédiments mésozoïques autochtones du nord jusqu'aux sédiments autochtones du sud. On voit donc ainsi qu'il est possible d'apporter une comparaison entre deux ensembles étudiés jusqu'alors séparément.

Pour décrire la lithologie de ce massif il me paraît logique de détailler la coupe n° 3 orientée sud-ouest - nord-est, tracée sur la carte et, partant des formations sédimentaires mésozoïques autochtones méridionales pour rejoindre ces mêmes formations au nord. A partir de cette coupe, on peut décrire, lorsqu'elles existent, les variations lithologiques latérales.

Avant d'entrer dans le détail de cette lithologie, disons que celle-ci se divise en quatre formations, en général redressées et orientées nord-ouest sud-est (voir carte géologique et fig. 52). Le mot formation est pris ici dans le sens défini au congrès de Copenhague en 1962.

On distingue ainsi du sud au nord :

- la Formation d'Anelle : migmatites à texture schistoïde, gneiss, amphibolites, marbres, quartzites ;
- la Formation de Rabuons : migmatites à texture pélitique, agmatites, gneiss ocellés ou non, amphibolites ;
- la Formation de la Valetta-Mollières : micaschistes noirs ou verts, quartzites, amphibolites, marbres ;
- la Formation de Malinvern : gneiss, gneiss fins, migmatites.

Je ferai deux remarques au sujet de cette énumération : les noms propres des formations ici utilisés sont ceux que A. FAURE-MURET attribua à ces ensembles lithologiques. R. MALARODA les a réutilisés tels quels. Je les utilise à mon tour dans le souci de ne pas compliquer la tâche du lecteur, d'autant plus que ces formations se distinguent assez bien les uns des autres. A la suite du nom propre, les types de roches sont énumérés dans l'ordre d'importance en volume que j'ai cru observer en levant la carte.

1 - FORMATION DES MIGMATITES SCHISTOÏDES D'ANELLE.

La formation des migmatites schistoïdes d'Anelle est une formation où les migmatites occupent une place essentielle. Ces roches contiennent en intercalations mineures, mais relativement fréquentes, : gneiss leucocrates, gneiss leucocrates à foliation fine, amphibolites, marbres et quartzites.

1.1 - LES MIGMATITES SCHISTOÏDES D'ANELLE. (Planche IA et IB).

Sur le terrain, ces roches à l'aspect varié, grises à l'état frais, de patine marron, se délitant assez bien, tendent à donner des pentes d'inclinaison moyenne, sans crêtes aux arêtes vives.

La structure des migmatites se présente comme suit :

- un paléosome folié, souvent riche en biotite, à texture schistoïde ou glanduleuse ; les lits de mica y sont souvent anastomosés ;
- un leucosome d'épaisseur moyenne centimétrique, parallèle à la foliation du paléosome ou qui peut faire avec lui un angle de quelques degrés ; la longueur de ces filonnets leucocrates peut varier de quelques décimètres à plusieurs

mètres ; il se termine le plus souvent en forme de coins. A cela, s'ajoutent des agrégats centimétriques polyminéraux à quartz, feldspath, mica et des boules ou ovoïdes, monominéraux le plus souvent ;

- un mélanosome biotitique et parfois muscovitique est situé à la limite entre paléosome et leucosome.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- leucosome : quartz et plagioclase (An 30-35 d'après A. FAURE-MURET), quelques biotites et quelques muscovites ;
- mélanosome : la biotite domine largement sur le mica blanc ;
- paléosome : quartz, plagioclase (An 25-30 d'après A. FAURE-MURET), feldspath potassique et perthites rares, biotite, muscovite, chlorite, grenat, sillimanite, disthène ; les accessoires sont : apatite, zircon, rutile, opaques ; on trouve parfois une amphibole verte ; s'y ajoutent, carbonates et prehnite, cette dernière est localisée dans le plagioclase ;
- agrégats polyminéraux : quartz, plagioclase (An 30-35), biotite, muscovite, chlorite, sillimanite ou disthène ; prehnite dans le plagioclase ;
- boules ou ovoïdes monominéraux : ils sont constitués par le quartz qui est probablement du quartz d'exsudation ; on y trouve en plus, mais rarement, le le disthène.

La composition minéralogique et la structure du leucosome des migmatites d'Anelle ne changent pas beaucoup.

Par contre, il n'en est pas de même en ce qui concerne la texture du paléosome, qui peut être relativement variée : texture glandulaire ou granuleuse ou anastomosée.

Il n'est pas rare de constater l'absence du leucosome dans la roche sur quelques mètres ou dizaines de mètres. La roche est alors un gneiss dont la minéralogie et la texture sont comparables en tous points au paléosome décrit plus haut. D'autres affleurements sont constitués par des gneiss rubanés à l'échelle du centimètre ou du décimètre. La minéralogie est toujours celle que l'on trouve dans le paléosome. On peut noter que la transition d'un ruban à l'autre est rapide, un ou deux centimètres.

J'ai essayé de rechercher un ordre dans la disposition de ces gneiss à texture ou monotone ou rubanée. Malheureusement il n'est rien sorti de consistant de cette tentative, les variations latérales et orthogonales à la foliation étaient souvent trop rapides. Rappelons cependant qu'il est fréquent d'observer un angle de quelques degrés entre le leucosome et la foliation du paléosome.

L'ensemble des migmatites schistoïdes d'Anelle contient d'autres types de roches, comme je l'ai écrit en tête de ce paragraphe. Ce sont ces roches qui vont être décrites maintenant.

1.2 - LES GNEISS LEUCOCRATES. (Voir planche IC et fig. 52).

A. FAURE-MURET les a décrits sous le nom de diorite-migmatite d'Iglière. Je préfère le terme purement descriptif de gneiss leucocrates. Ces roches forment un ensemble épais, en moyenne de 600 mètres, et qui se suit pratiquement en continuité depuis le nord-est immédiat d'Isola jusqu'à leur disparition par faille à l'est de St-Dalmas-le-Selvage, peu avant le contact avec les roches triasiques. Ce trajet représente une longueur excédant 30 km.

Le contact avec les migmatites d'Anelle se présente selon trois modes :

- franc (en un ou deux centimètres) ;
- par alternances, sur 10 à 20 m, de gneiss leucocrates et de migmatites schistoïdes, par exemple au nord d'Isola ;
- plus rarement selon un passage continu mais rapide, en quelques mètres, par exemple au nord-nord-ouest de St-Etienne-de-Tinée.

Cet ensemble de gneiss leucocrates se subdivise en trois unités à bords parallèles, où s'intercalent deux minces bandes de migmatites schistoïdes.

Les épaisseurs moyennes sont les suivantes, du sud-ouest au nord-est :

- 300 m environ de gneiss leucocrates,
- 20 à 30 m de migmatites schistoïdes,
- 200 m environ de gneiss leucocrates,
- 10 à 30 m de migmatites schistoïdes,
- 200 m environ de gneiss leucocrates.

Aux variations d'épaisseur près cette succession est toujours la même quel que soit l'endroit où elle est observée.

Le passage latéral gneiss leucocrates-migmatites d'Anelle, au sud-est, se fait ainsi, selon M. PRUNAC :

- les deux bandes de migmatites schistoïdes contenues par les gneiss leucocrates, passent en continuité dans la masse encadrante des migmatites schistoïdes, sans que la direction de la foliation ne varie.

- les gneiss leucocrates passent brusquement et latéralement aux migmatites schistoïdes ; la direction de la foliation des premiers est la même que celle des seconds ; d'après M. PRUNAC, on ne décèle aucune faille permettant de penser que les gneiss leucocrates, et les deux bandes de migmatites schistoïdes qu'ils contiennent, sont décalées par cette structure.

Au nord-ouest, et peu avant le contact avec la couverture triasique, les gneiss leucocrates disparaissent par faille. (Déplacement senestre probable).

D'Isola à St-Etienne-de-Tinée, la géométrie des gneiss leucocrates est celle que j'ai décrite plus haut, c'est à dire trois bandes de gneiss leucocrates et deux minces bandes de migmatites schistoïdes intercalées. Au nord de St-Etienne-de-Tinée, cette géométrie se complique. On observe en effet la géométrie suivante :

- cinq bandes de gneiss leucocrates séparés par trois bandes de migmatites schistoïdes : la bande la plus épaisse est la bande la plus méridionale ; cet ensemble s'amenuise rapidement vers le nord, il ne subsiste plus alors qu'une seule bande de gneiss leucocrates ;

- après décalage vers le nord, on trouve deux bandes de gneiss leucocrates séparées par une bande de migmatites schistoïdes, mais la polarité est toujours la même, à savoir la bande de gneiss leucocrates la plus épaisse est située au sud ;

- peu avant de disparaître au nord-ouest et sous le Trias, on observe de nouveau une superposition anormale de gneiss leucocrates et de migmatites schistoïdes, puis l'existence d'une bande de gneiss leucocrates seule.

Lithologie et composition minéralogique.

A l'échelle de l'affleurement, les gneiss leucocrates se signalent par deux traits remarquables :

- La constance de leur aspect, abstraction faite des filonnets, lentilles, veinules qui sont sécants ou parallèles à la foliation.

- La planéité de la foliation : cette foliation est constituée par des lits quartzofeldspathiques alternant avec des lits de mica noir. Le rapport des épaisseurs est de l'ordre de 5 à 1. Si l'on regarde la foliation en plan, les micas forment des lits à peu près continus. En coupe, les lits micacés sont fréquemment interrompus latéralement. Les gneiss leucocrates contiennent, selon les niveaux, des lentilles de quartz à bords francs, sécants à la foliation selon un angle variable. Parfois, les gneiss leucocrates sont nébulitiques, les

volumes affectés peuvent atteindre quelques mètres cubes.

La minéralogie de ces roches est la suivante :

- quartz, plagioclase (An 30-45 ce qui confirme les mesures d'A. FAURE-MURET), feldspath potassique, perthite, myrmékite, mica noir, chlorite météorique, grenat rare, rutile, apatite, carbonate, zircon, épidote, prehnite, pumellyite, amphibole verte rare. Les filonnets signalés plus haut contiennent : quartz, feldspath potassique, perthites, myrmékite, rares micas noirs.

1.3 - LES GNEISS LEUCOCRATES A FOLIATION FINE. (Gneiss micro-leucocrates de M. PRUNAC).

Ces roches forment de minces bancs, dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre et qui sont inclus dans les migmatites d'Anelle. Leur extension peut être métrique à hectométrique. La foliation de ces roches est parallèle à celle de ces migmatites. Lorsqu'on suit ces bancs en direction, on voit que leur forme est celle d'une lentille qui s'effile avant de disparaître. Ceci est une différence d'avec les gneiss leucocrates. La seconde différence porte avant tout sur l'épaisseur de la foliation dont la dimension est le tiers ou le quart de celle des dernières roches. Le contact entre les gneiss leucocrates à foliation fine et les migmatites schistoïdes est toujours tranché, de l'ordre du centimètre.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- quartz, plagioclase, feldspath potassique, mica noir, mica blanc, chlorite, sillimanite en nodules, grenat parfois ; les accessoires sont : apatite, zircon, rutile, prehnite.

1.4 - LES AMPHIBOLITES. (Planche IIB).

Les amphibolites contenues par la Formation d'Anelle sont en général rubanées. Localement, ces roches peuvent être dépourvues de tout rubanement et prendre un aspect homogène. Du point de vue de la géométrie, les amphibolites d'Anelle se présentent sous trois formes :

- amphibolites en bancs très allongés,
- amphibolites en lentilles,
- amphibolites en amas.

1.4.1 - Les amphibolites en bancs très allongés, rubanées, forment la limite entre la Formation d'Anelle et celle de Rabuons plus au nord. On peut les suivre en continuité depuis Isola jusqu'au nord de St-Etienne-de-Tinée, lieu à partir duquel les choses se compliquent : la roche est boudinée, elle disparaît latéralement, elle semble être située tantôt dans la Formation d'Anelle, tantôt dans la Formation de Rabuons. C'est une roche formée de fins rubans d'épaisseur millimétrique moyenne où prédominent tantôt les éléments clairs, tantôt les éléments sombres. Le contact avec les migmatites schistoïdes est toujours bref, au centimètre près. La foliation montre bien une linéation par alignement de minéraux (hornblende verte) dirigée en général nord-ouest - sud-est.

La composition minéralogique est la suivante :

- lits clairs : quartz, plagioclase parfois zoné, un peu d'amphibole verte ;

- lits sombres : amphibole verte et bleu-vert, biotite, un peu de mica blanc et chlorite ; les accessoires sont le sphène et les opaques.

En général les minéraux sont frais. Parfois on peut observer l'amphibole transformée en chlorite et les plagioclases contenir des carbonates.

1.4.2 - Les amphibolites rubanées en lentilles.

Ces roches sont contenues par les migmatites schistoïdes d'Anelle. Elles ont une forme lenticulaire très allongée dont la plus grande dimension peut varier entre quelques mètres et deux à trois cents mètres. La largeur est toujours faible par rapport à la longueur. Il semble bien que ces lentilles soient allongées dans le sens nord-ouest - sud-est. Le contact avec les migmatites schistoïdes est toujours bref, comme dans le cas de l'amphibolite située entre les Formations d'Anelle et de Rabuons. La foliation de ces amphibolites est toujours parallèle à la foliation des migmatites encaissantes.

La composition minéralogique est la suivante :

- quartz, plagioclase, un peu de hornblende pour les lits clairs. Amphibole verte, épidote, grenat, rares micas noirs, idocrase, opaques, séricite, prehnite, carbonate, zoïsite, pistacite, pour les lits sombres.

1.4.3 - Les amphibolites en amas situées à l'ouest de St-Etienne.

La géométrie de la forme de ces amphibolites semble être intermédiaire entre les deux types d'amphibolites décrites précédemment.

En effet, cette amphibolite semble former un amas plutôt qu'une lentille ou un dyke très allongé. Elle se prolonge peut-être vers le sud-ouest, mais la chose n'est pas claire sur le terrain, principalement à cause des formations superficielles.

Je ne pense pas que ces amphibolites en amas puissent être reliées aux amphibolites situées à l'ouest de la Roche Iglière et ce pour deux raisons :

- les structures des roches respectives sont différentes ;
- il est difficile de relier ces roches latéralement si l'on prend la foliation des migmatites d'Anelle comme plan de référence.

La composition minéralogique des amphibolites en amas est à peu près la même que celle des deux autres types d'amphibolites qui viennent d'être décrits.

1.5 - LES MARBRES RUBANES. (Planche IIA).

Ce sont des roches constituées par l'alternance d'épaisseur variable, centimétrique à métrique, de niveaux carbonatés (calcite essentiellement), de couleur gris clair et de petits niveaux plus durs, centimétriques ou millimétriques en épaisseur, gris foncé, à patine marron et faisant saillie par rapport aux premiers. Le passage migmatites-marbres est toujours bref (de l'ordre du centimètre) comme il en est pour le passage amphibolites-migmatites. Le rubanement des marbres est parallèle à la foliation du paléosome et au leucosome.

Les marbres forment un niveau que l'on suit latéralement, sur plusieurs centaines de mètres. Ce niveau peut être fragmenté en unités métriques ou plurimétriques. Dans certains cas, ces unités s'effilent latéralement en biseau ; dans d'autres cas, ces niveaux semblent s'interrompre brusquement mais les formations de pente cachent à l'observation la nature du contact latéral entre marbres et migmatites. L'épaisseur de ce niveau peut varier fortement, en dehors de la région charnière, et ce, de vingt cinq à un mètre environ. On a donc une disposition générale en chapelet, où les marbres peuvent manquer, sur une distance de deux cents à trois cents mètres parfois. Néanmoins, l'ensemble des marbres dessine très clairement deux plis couchés, superposés géométriquement, et déversés vers le nord.

En direction du nord-ouest, à partir du pli inférieur découpé par la Tinée, je n'ai pas pu retrouver trace de ces marbres. Vers le sud-ouest on suit bien le double niveau de marbres décalé par des failles verticales à jeu

dextre ou senestre. Leur épaisseur est alors métrique ou plurimétrique. Au delà du vallon des lacs Marie, vers le sud-est, je n'ai pu les localiser.

Je ne les ai retrouvés que dans le flanc gauche du ravin de Ténibres, au sud-sud-est.

On observe d'autres bancs de marbre, dont l'épaisseur moyenne n'exède pas le mètre, au sud-ouest du pli inférieur décrit plus haut. Ce sont de simples intercalations d'épaisseur décimétrique, incluses dans la Formation d'Anelle. Ils disparaissent très vite latéralement.

Si l'on observe les choses plus en détail, on constate, qu'à l'intérieur d'un même banc de calcite gris clair, les niveaux durs à patine marron ne sont pas disposés de façon quelconque. On peut noter ainsi, du bas géométrique vers le haut, (voir fig. 12), la succession suivante :

- migmatites schistoïdes d'Anelle ;
- marbres gris avec parfois de fins liserés de minéraux opaques noirs, 2 mètres ;
- alternances de marbres gris avec les niveaux plus durs à patine marron, niveaux épais de 2 à 4 centimètres ;
- marbres gris, 4 à 5 mètres ;
- alternance de marbres gris et de niveaux durs à patine marron, niveaux épais de 1 à 2 centimètres, ensemble épais de 22 à 25 mètres ;
- gneiss fin à biotite : cette roche ne forme pas d'affleurements continus, mais semble toujours présente de ce côté de la coupe ;
- migmatites schistoïdes d'Anelle.

La composition minéralogique des composants d'un banc de marbre est la suivante :

- marbre gris : calcite dominant avec pistacite, zoïsite, amphibole, opaques, oxydes de fer, chlorite, sphène ;
- niveaux durs : zoïsite, pistacite, quartz, plagioclase séricitisé, calcite, opaques, sphène, zircon ; les épidotes dominent largement les autres minéraux.

L'absence de diopside peut être facilement expliquée par l'absence quasi certaine de dolomite (détermination au RX par M. RIVIERE).

On rencontre épisodiquement, accolés aux marbres, des quartzites feldspathiques à grain fin dont la foliation est mal exprimée. Ces roches qui ont une forme lenticulaire, contiennent des biotites détritiques à l'aspect dilacéré. Ce pourrait être d'anciennes grauwackes.

1.6 - LES QUARTZITES ET QUARTZITES FELDSPATHIQUES.

Ces deux roches forment des bancs dont l'épaisseur excède rarement deux à trois décimètres et l'extension latérale, quelques mètres. Le contact migmatites schistoïdes - quartzites est toujours net. Il est progressif, quelques centimètres, en ce qui concerne les quartzites feldspathiques. Les limites de ces roches sont parallèles à la foliation des migmatites schistoïdes. Les quartzites sont rarement foliés, mais on peut y voir des minéraux, les micas noirs, alignés parallèlement aux limites de banc. Les quartzites sont parfois boudinés en ovoïdes ou lentilles métriques dont le grand axe est parallèle, ou plus rarement, oblique à la foliation.

La composition minéralogique des quartzites est la suivante :

- quartz, micas noirs et micas blancs subordonnés, quelques feldspaths, opaques.

La composition minéralogique des quartzites feldspathiques est la suivante :

- quartz, plagioclase, mica noir, chlorite, mica noir chloritisé ; les accessoires sont : carbonate, opaques, zircon, apatite, rutile.

1.7 - LE PASSAGE DE LA FORMATION D'ANELLE A LA FORMATION DE RABUONS.

Ce passage d'une formation à l'autre peut être rapide, en quelques mètres, ou alors beaucoup plus progressif. D'une manière générale, sur le terrain, on peut dire que la topographie de la Formation de Rabuons est beaucoup plus vigoureuse que la topographie des migmatites schistoïdes d'Anelle. De plus, la patine des migmatites d'Anelle est marron alors que celle de la Formation de Rabuons est d'un rose rougeâtre piqué de blanc.

Si l'on suit le contact Anelle-Rabuons à partir du ravin de Rabuons, en direction du nord-ouest, on observe une limite entre les deux formations, assez nette et bien soulignée par le banc d'amphibolites rubanées. La Formation d'Anelle est localisée au sud-ouest de ce banc et la Formation de Rabuons au nord-est. Au sud-ouest du plan de Marie, la limite est encore plus nette et se situe un peu au nord-est du banc des amphibolites rubanées. Si l'on se dirige toujours vers le nord-ouest, on voit le banc d'amphibolite se tronçonner et disparaître. La limite est encore relativement nette entre les deux formations et on peut estimer que le passage se fait en quelques mètres.

Par contre, lorsque le contact recoupe la vallée de la Tinée, à 1 km en amont du hameau de Vens, les choses deviennent beaucoup moins claires. Le banc d'amphibolite se trouve sans conteste possible dans la Formation de Rabuons et non dans celle d'Anelle. Plus au sud-ouest, je suis incapable de placer, avec une précision aussi grande qu'au plan de Marie, le contact entre les Formations d'Anelle et de Rabuons. Disons qu'il s'effectue en une bonne cinquantaine de mètres à travers banc. La lithologie de ce passage progressif est celle de migmatites à texture glanduleuse de couleur gris-bleu, qui ressemblent à des roches qu'Anelle et Rabuons contiennent parfois. Ce sont des migmatites à paléosome schistoïde, à leucosome concordant à la foliation, et contenant de petits agrégats quartzofeldspathiques, alignés dans la foliation, donnant à cette roche une texture typique. On observe dans cette zone de passage, aucune différence d'orientation de la foliation ou de la linéation par rapport aux Formations d'Anelle ou de Rabuons.

2 - LA FORMATION DES MIGMATITES, STROMATITES-AGMATITES, GNEISS, GNEISS OEILLES DE RABUONS.

La Formation de Rabuons, comme celle d'Anelle, s'étend du sud-est de la partie étudiée jusqu'au nord-ouest, lieu où elle disparaît sous la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Cette couverture repose sur la Formation de Rabuons en discordance stratigraphique forte, jusqu'à 90°. La tectonique alpine peut modifier la nature et la géométrie de ce contact : les roches du Trias peuvent reposer en discordance tectonique sur la Formation de Rabuons, ou être en accordance avec elle, ou bien encore reposer sous celle-ci.

On a vu, dans le paragraphe précédent, que le passage méridional de la Formation de Rabuons aux migmatites schistoïdes d'Anelle s'effectuait selon des modalités différentes. Au nord, les migmatites de Rabuons sont accolées aux micaschistes noirs de la Formation de la Valetta par un contact étonnamment bref (centimétrique). La distinction lithologique facile entre les deux formations rend aisée la localisation de celui-ci.

La foliation des deux formations est parallèle sauf de part et d'autre de la région du Mt Peiron - Cime du Fer où la foliation des schistes de la Valetta bute obliquement sur celle des migmatites de Rabuons. Ce contact est en réalité partout de nature tectonique et sera décrit dans les chapitres consacrés à cette question.

A. FAURE-MURET a signalé, qu'en certains endroits, le passage Rabuons - Valetta était progressif. C'est une chose tout à fait exacte, en particulier là où le vallon de Chastillon recoupe ce contact, (voir fig. 45). A cet endroit, conséquence très probable de la déformation, les micaschistes de la Valetta et les gneiss de Rabuons sont difficilement séparables à l'oeil. La distinction se fait par contre aisément grâce à l'analyse chimique de ces roches, comme on le verra dans le chapitre consacré à cette question.

On a vu que la distinction n'était pas toujours aisée à faire entre les migmatites d'Anelle et les migmatites de Rabuons, en particulier à certains endroits de leur limite méridionale commune. Pourtant, la réalité de la séparation de ces roches en deux formations distinctes, initialement introduites par A. FAURE-MURET, ne me paraît pas poser de problème. On peut décrire les migmatites d'Anelle, d'une manière générale, comme des roches dont le paléosome est de texture schistoïde ou anastomosée, et le grain de dimensions hétérogènes. Les migmatites de Rabuons sont des migmatites dont le paléosome est de texture pélitique et le grain de dimensions plutôt homogène et fin.

La Formation d'Anelle n'a pu être subdivisée en sous-ensembles, mais les intercalations de roches de nature variée (marbres, quartzites, quartzites feldspathiques, amphibolites) y sont fréquentes.

La Formation de Rabuons, dans laquelle les intercalations d'une autre nature sont d'un seul type (amphibolites), a pu être subdivisée en quatre unités, qui sont du sud-ouest au nord-est :

- les gneiss gris foncé à texture pélitique ;
- les gneiss oeillés gris foncé à texture pélitique ;
- les migmatites massives à paléosome de texture pélitique ;
- les stromatites-agmatites dont les "enclaves" ressemblent beaucoup aux gneiss gris foncé à texture pélitique.

2.1 - LES GNEISS GRIS FONCÉ À TEXTURE PELITIQUE. (Planche III A).

Leur plus grande largeur d'affleurement est située au sud-est de la formation. Vers le nord-ouest ils ont tendance à s'amenuiser pour disparaître presque complètement au sud de Bousieyas. C'est une roche à foliation fine, de couleur grise, contenant parfois de tout petits cristaux de feldspath subauto-morphes ou allongés dans le plan de la foliation. Vers le nord-ouest, perpendiculairement au plan de la foliation, la roche se charge très progressivement en petits agrégats millimétriques polyminéraux ou en cristaux de feldspaths tous

deux allongés dans le plan de foliation.

La composition minéralogique est la suivante :

- la foliation est composée par les minéraux suivants : quartz, plagioclase, myrmékites, mica noir, mica blanc, grenat, sillimanite, tourmaline, apatite, zircon, opaques ;
- les agrégats sont constitués par le quartz, le feldspath potassique, les perthites, les myrmékites ; le plagioclase, le mica blanc, le mica noir sont rares ;
- l'oeil : il est difficile de dire si l'on a affaire à un porphyroblaste ou à un phénocrystal étant donné qu'il est constitué par une somme de petits fragments de feldspath potassique (sous-grains) déplacés les uns par rapport aux autres. Certains "yeux", de forme ovoïde, sont constitués par l'assemblage de plagioclase et de quartz, d'autres enfin contiennent quartz, plagioclase, feldspath potassique.

Vers le nord-est et perpendiculairement à la foliation, on voit la roche se transformer progressivement en gneiss oeillé par augmentation simultanée de la taille et du nombre d'yeux. Le passage, des gneiss gris foncé aux gneiss oeillés gris foncé, s'effectue en moyenne en une centaine de mètres à "travers banc".

2.2 - LES GNEISS OEILLÉS GRIS FONCÉ À TEXTURE PELITIQUE.

Les gneiss oeillés gris foncé forment une bande continue, dont la foliation est orientée sud-est - nord-ouest. De la même façon que les gneiss gris qui les bordent au sud, les gneiss oeillés voient leur épaisseur diminuer vers le nord-ouest et ce d'une façon relativement régulière. Tout à fait au sud-est (ravin de Rabuons ou ravin de Ténibres), on voit la quantité d'yeux augmenter progressivement à l'intérieur de la roche décrite ici, et en direction du nord-est. Mais il n'en est pas de même partout.

Ainsi, une coupe levée en suivant les rives droite et gauche des lacs de Vens, du sud vers le nord, montre la succession suivante :

- gneiss gris foncé,
- gneiss veinés, 170-180 mètres,
- gneiss oeillés veinés, 150 mètres,
- gneiss veinés, 200 mètres,

- alternance de gneiss gris foncé, de gneiss ocellés et d'amphibolites, 400 mètres,
- gneiss ocellés granuleux, 300 mètres,
- gneiss ocellés et gneiss granuleux en alternance, 250 mètres,
- stromatites-agmatites.

Je précise que les épaisseurs données, doivent être considérées comme approximatives à la dizaine de mètres près. Les gneiss ocellés contiennent donc en leur sein des gneiss gris ou des gneiss veinés. La forme générale de ces intercalations semble être lenticulaire, et les foliations y sont parallèles entre elles. Ce régime d'intercalations lenticulaires se poursuit à l'intérieur des gneiss ocellés en direction du nord-ouest, en diminuant d'épaisseur, pratiquement jusqu'à l'endroit où ces roches sont en contact avec les roches mésozoïques, par l'intermédiaire de la faille verticale dite de Bousieyas.

Si l'on observe les yeux d'un peu plus près, on peut en distinguer plusieurs catégories s'il est fait référence à leur forme extérieure :

- yeux allongés dans le plan de la foliation et plissés avec elle ;
- yeux subautomorphes dont les grandes faces (010)-(0 $\bar{1}$ 0) sont parallèles à la foliation ; ces objets possèdent à chaque extrémité des queues de cristallisation ;
- yeux automorphes sécants à la foliation qui vient buter contre les faces 010 et 0 $\bar{1}$ 0 du cristal ; le plan a-c fait alors avec la foliation un angle plus ou moins fort (40 à 60 degrés).

La composition minéralogique de ces gneiss ocellés est la suivante :

- quartz, plagioclase, rares myrmékites, feldspath potassique, perthites, mica noir, mica blanc, chlorite verte et incolore, mica noir chloritisé, grenat, sillimanite en fibres, rutile, apatite, zircon, tourmaline ;
- les yeux sont des feldspaths potassiques plus ou moins perthitiques ;
- les agrégats sont constitués par le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase.

Les gneiss ocellés contiennent, intercalées, des amphibolites finement rubanées (lac de Vens). Ces roches sont plissées avec les gneiss ocellés. Leur foliation est parallèle aux roches encaissantes et le contact est toujours bref. Leur épaisseur varie de 10 à 35 mètres environ. Malheureusement on ne peut les suivre latéralement car elles disparaissent sous les formations superficielles.

Ces roches contiennent :

- lits clairs : plagioclase très séricitisé, amphibole incolore rare ;
- lits sombres : amphibole incolore à faiblement verdâtre en lumière polarisée.

Vers le nord-est, la quantité d'yeux des gneiss ocellés décroît, alors que les veines de leucosome semblent croître en nombre, la texture et la minéralogie du paléosome restant toujours identiques à eux-mêmes.

Ensuite, en quelques mètres, toujours en direction du nord-est, on passe à des migmatites massives que l'on peut aussi décrire sous l'appellation de gneiss ocellés veinés.

2.3 - MIGMATITES MASSIVES A PALEOSOME DE TEXTURE PELITIQUE, A STRUCTURE STROMATIQUE, OPHTALMITIQUE, PHLEBITIQUE, STICTOLITHIQUE. (Planche III B).

2.3.1 - Les migmatites massives proprement dites.

Les noms qui qualifient ici la structure de ces migmatites sont ceux proposés dans l'ouvrage de K.R. MEHNERT (1968). La signification de cette nomenclature est la suivante :

- structure stromatique : leucosome disposé en rubans ou lentilles allongées, parallèles à la foliation du paléosome ;
- structure ophtalmitique : équivalent de structure ocellée ;
- structure phlébitique : veines d'allure contournée ou plissée, d'épaisseurs variées, parallèles ou sécantes à la foliation du paléosome ;
- structure stictolithique : plusieurs leucosomes recoupent la foliation du paléosome et se recoupent entre eux. Les leucosomes contiennent d'autres minéraux tels que tourmaline, amphiboles, etc...

Ces migmatites forment une bande dont la foliation, parallèle à celles des ensembles précédents, est donc dirigée sud-est - nord-ouest. Ces roches voient leur épaisseur varier considérablement : d'une largeur maximale de 1 500 m environ autour du lac de Rabuons, elles s'amenuisent en direction du nord-ouest, pour disparaître complètement à la hauteur des lacs de Vens. Puis, toujours en direction du nord-ouest, celle de leur foliation, ces migmatites restent peu épaisses pour s'élargir à nouveau à l'ouest du hameau du Pra. Elles sont ensuite, ou recouvertes en discordance par les roches du Trias (cargneules, calcaires), ou cisailées par la faille verticale de Bousieyas.

Cette diminution d'épaisseur, dont je viens de parler, semble se faire obliquement à la foliation, ou par interpénétration digitée, entre les migmatites, de gneiss ocellés granuleux.

Ces roches, que l'on peut aussi décrire comme des gneiss granuleux ocellés veinés, sont constituées par :

- un paléosome à texture pélitique ; parfois, les éléments leucocrates tels que yeux et agrégats, deviennent presque jointifs et le paléosome n'existe pratiquement plus ;
- un leucosome constitué par des filonnets leucocrates dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres et la longueur de quelques centimètres à plusieurs mètres ou dizaines de mètres, avec tous les cas intermédiaires ;
- des agrégats polyminéraux généralement centimétriques, allongés à la fois dans la foliation et la linéation ;
- des mégacristaux ;
- des ovoïdes leucocrates de taille moyenne métrique, que l'on rencontre plus rarement, et qui recoupent les précédents objets.

On voit donc, par cette description sommaire, que cet ensemble de migmatites peut montrer à l'affleurement une variation d'aspect assez net. La distinction de ce sous-ensemble, pour le lever cartographique, ne m'a pas posé de problème particulier étant donné qu'on ne peut, à mon avis, le confondre avec les roches qui l'encadrent : les gneiss ocellés au sud, les stromatites-agmatites au nord.

Il convient de noter que le leucosome de ces roches peut se subdiviser en trois catégories par rapport à la déformation qu'elles ont subies lors du plissement P_3 , (voir fig. 16).

- Un leucosome déformé par les plis P_3 .
- Un leucosome disposé dans le plan axial du pli P_3 . Celui-ci semble moins fréquent que le précédent.
- Un leucosome, les ovoïdes leucocrates, sécant à la foliation et aux petits plis associés aux plis P_3 .

La composition minéralogique des migmatites massives à texture pélitique est la suivante :

- paléosome : quartz, plagioclase séricitisé ou non, feldspath potassique, perthites, myrmékites, mica blanc, mica noir, grenat, sillimanite, chlorite,

mica noir chloritisé ; les accessoires sont : tourmaline, zircon, apatite, oxydes de fer, préhnite ?, opaques ;

- agrégats polyminéraux : quartz, feldspath potassique, plagioclase, les micas noirs ou blancs y sont rares ;

- leucosome : quartz, plagioclase séricitisé, feldspath potassique, les micas noirs et blancs sont nettement subordonnés aux minéraux précédents ;

- yeux : plagioclase et un peu de quartz forment un type d'oeil ; feldspath potassique, perthite, quartz, myrmékite forment le second type ; on observe fréquemment le fait qu'un oeil est composé de fragments du même minéral, déplacés les uns par rapport aux autres ;

- ovoïdes de dimensions décimétriques à métriques : ils sont essentiellement constitués par le feldspath potassique, le quartz et un peu de tourmaline. ; les feldspaths montrent souvent, macroscopiquement, un coeur sombre ou noir. Ceci est dû, je pense à un écrasement de ce minéral, (BOYER Cl., HAVETTE A., WILHELM S., 1973).

2.3.2 - Autres types de roches contenues par les migmatites massives.

Les migmatites massives renferment d'autres types de roches :

- Des gneiss gris foncé à texture pélitique identiques à ceux situés au sud-ouest.

- Des gneiss gris foncé ocellés semblables à ceux jouxtant, au nord, les gneiss gris foncé.

La minéralogie et la structure de ces roches sont identiques à celles que j'ai décrites sous le même nom dans les paragraphes 2.1 et 2.2. Leur foliation est toujours parallèle à celle de la foliation du paléosome des migmatites. Leur forme générale est celle de lentilles décamétriques ou hectométriques très allongées dans la direction nord-ouest - sud-est.

- Des amphibolites rubanées et des quartzites feldspathiques. Ces roches sont étroitement associées et situées à l'ouest du hameau du Pra. Une coupe perpendiculaire à la foliation (voir fig. 14), levée sur la face sud du Mont des Fourches, montre, du bas vers le haut, la succession suivante :

- migmatites massives,
- amphibolites litées en bancs continus, 5 à 6 mètres (1° banc),
- migmatites massives ocellées, 5 à 6 mètres,
- amphibolites rubanées en lentilles plurimétriques ou en petits

- bancs alternant avec des gneiss fins gris foncé ou des migmatites, 7 à 8 m, (2° banc),
- migmatites massives, 5 à 6 m,
 - quartzites feldspathiques en petits bancs centimétriques à décimétriques, alternant avec des gneiss fins à texture micaschisteuse, 5 m,
 - migmatites massives, 200 m environ,
 - quartzites feldspathiques alternant avec des gneiss fins, 5 à 6 m,
 - amphibolites litées en bancs continus, 3 à 4 m, (3° banc),
 - migmatites massives pauvres en yeux, 2 à 3 m,
 - amphibolites litées, 15 m environ, (4° banc),
 - migmatites massives ocellées alternant avec des gneiss gris ocellés ou des gneiss gris foncé.

La composition minéralogique des roches autres que les amphibolites et les quartzites feldspathiques est celle que j'ai indiquée dans les paragraphes 2.1 et 2.2.

La composition minéralogique des amphibolites rubanées est la suivante, du bas vers le haut :

- 1° banc : peu de quartz, plagioclase à coeur plus clair (zoné ?), amphibole verte, amphibole chloritisée, zoïsite, pistacite, sphène en lits, opaques, zircon, apatite, carbonate, mica blanc rare.
- 2° banc : quartz en petite quantité, plagioclase, amphibole verte, chlorite verte, biotite verte, apatite, zircon.
- 3° banc : quartz rare, plagioclase zoné, amphibole verte, zoïsite, pistacite, carbonate.
- 4° banc : il est constitué par l'alternance de rubans centimétriques foliés à granules blancs millimétriques et de rubans foliés clairs et sombres. Les granules blancs sont des plagioclases auxquels s'ajoutent l'amphibole verte, le sphène disposé en lits parallèles à la foliation, le carbonate, la préhnite et un peu d'opaques. Les rubans foliés clairs et sombres sont constitués par le plagioclase à coeur plus clair (nicols croisés), quartz, amphibole verte, opaques et carbonates.

Les quartzites feldspathiques, qui peuvent être rubanés ou non, à l'intérieur d'un même banc, montrent la composition minéralogique suivante : quartz et plagioclase sont les minéraux dominants ; mica blanc, mica noir, grenat chloritisé,

sphène, pumpellyite (?) sont les minéraux subordonnés.

- Les amphibolites rubanées situées à l'est du Pra. Je pense que ces roches sont les mêmes que les amphibolites qui constituent la limite, plus à l'est, entre la Formation d'Anelle et celle de Rabuons. Ces amphibolites se présentent comme des roches où alternent les rubans clairs et sombres d'épaisseur respective variable, millimétrique à décimétrique et disposés en échelon par rapport à cette même foliation. La limite amphibolites-migmatites est toujours nette, (centimétrique). On pourrait raccorder ces amphibolites à celles qui sont situées à l'ouest du hameau du Pra. Ce raccord se heurte, à mon avis, aux contradictions suivantes : les amphibolites dont il est question ici ne forment qu'un seul banc et non un banc double. La texture, bien que rubanée, n'est pas comparable. Il n'y a pas de quartzites feldspathiques associées.

La composition minéralogique est la suivante :

- lits clairs : quartz (rare), plagioclase, amphibole verte, sphène, mica noir ;
- lits sombres : amphibole verte dominante, plagioclase.

2.4 - LES STROMATITES-AGMATITES A STRUCTURE DYKTYONITIQUE, STROMATIQUE, STICTOLITHIQUE. (Planche IV A et B).

Les stromatites-agmatites font suite au nord-est, aux migmatites massives. Le passage d'un ensemble à l'autre peut se faire de façon progressive, en une centaine de mètres en moyenne, ou au contraire de façon relativement rapide, en dix ou vingt mètres, sans qu'on puisse noter de changement dans l'orientation de la foliation. Le passage s'effectue de la façon suivante : les migmatites massives s'enrichissent progressivement en "enclaves" de gneiss gris foncé à texture pélitique. Ces enclaves croissent en dimension et en nombre, le leucosome et les agrégats polyminéraux de petite taille, s'ordonnant autour des enclaves. L'ensemble est orienté parallèlement à la foliation des migmatites massives et des stromatites-agmatites.

Les stromatites-agmatites forment une unité dont l'épaisseur varie de 1 000 m environ au niveau des lacs de Vens, jusqu'à 2 000 m à chaque extrémité de la partie cartographiée. Si l'on considère cette unité sous l'angle de la structure et de la pétrographie, on peut dire que celles-ci varient relativement peu en comparaison de celles des migmatites massives. On y trouve en effet, des enclaves de deux formes : angulaires ou en boudins, mais dont le grand axe est

toujours aligné dans la direction de la foliation. Ces enclaves sont à bordures nettes le plus souvent, et sont séparées les unes des autres par un mélanosome et un leucosome dont l'aspect est tout à fait identique à celui des migmatites massives. Ces enclaves peuvent être décrites comme des gneiss gris foncé à texture pélitique, ou comme des roches à texture identique mais dont l'orientation interne est peu visible. La dimension moyenne de ces enclaves varie entre quelques décimètres et quelques mètres.

La composition minéralogique de ces enclaves est la suivante :

- quartz, plagioclase, feldspath potassique, sillimanite, grenat, mica noir, mica noir chloritisé, grenat, apatite, zircon, opaques, préhnite, tourmaline.

Les stromatites-agmatites ne contiennent pas de roches d'une nature différente, telles qu'amphibolites ou marbres ou quartzites, mais deux intercalations de gneiss gris à texture pélitique et un petit stock tardif de granite.

Les intercalations de gneiss pélitique sont situées à l'extrémité sud-est des stromatites-agmatites (Vallone superiore del Piz). Le passage à ces dernières est relativement rapide, quelques mètres, et la forme générale est celle de lentilles très allongées selon une direction nord-ouest - sud-est : la foliation y est parallèle à la foliation des stromatites-agmatites encaissantes. Ce sont des roches aux rares yeux de feldspath, contenant quelques filonnets parallèles ou sécants à la foliation.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique, mica blanc, mica noir, chlorite, apatite, zircon, carbonates, opaques.

Le granite se situe de part et d'autre du lac de Vens le plus septentrional. De toute évidence cette roche recoupe la foliation du paléosome, le leucosome, les enclaves des stromatites-agmatites. Le contact avec la roche encaissante est relativement progressif. Ce granite montre parfois une orientation mal esquissée des éléments colorés qui sont toujours minoritaires par rapport aux éléments clairs. Est-ce là ce qui subsiste de la roche encaissante ou bien est-ce le signe que la mise en place de granite a été tardi-cinématique ?

La composition minéralogique du granite est la suivante :

- quartz, plagioclase, feldspath potassique, perthites, mica noir, mica

noir chloritisé, mica blanc, sillimanite, grenat, zircon.

2.5 - LES MIGMATITES MASSIVES A PALEOSOME DE TEXTURE PELITIQUE, A STRUCTURE STROMATIQUE, OPHTALMITIQUE, PHLEBITIQUE ET STICTOLITIQUE.

Ces roches font suite, au nord, aux stromatites-agmatites décrites au paragraphe précédent. L'épaisseur des migmatites massives peut atteindre 2 000 m en rive gauche du Vallon de Ponte-Bernardo. Le passage septentrional des stromatites-agmatites aux migmatites massives est rapide ou progressif selon le lieu, entre dix et cent mètres ; il est comparable en cela au passage méridional entre les migmatites massives et les stromatites-agmatites.

En direction du nord-ouest, les migmatites massives passent sous l'écaille d'âge alpin de la Tortissa. Les migmatites réapparaissent plus au nord-ouest, pour disparaître une première fois sous le Trias transgressif, puis réapparaissent à nouveau en fenêtre d'érosion, avant de disparaître définitivement sous la couverture d'âge mésozoïque.

J'ai donné à ces roches le même nom qu'aux roches situées au sud des stromatites-agmatites, parce que ce sont des migmatites et parce que ces roches ont de nombreux points de ressemblance avec les premières.

- La lithologie, la structure et la minéralogie sont les mêmes.

- Les migmatites septentrionales contiennent des amphiboles rubanées.

- La disposition des principaux ensembles montre la même succession par rapport aux stromatites-agmatites. En partant de la bordure nord de celles-ci, et en direction du nord-est, on observe que le leucosome tend à décroître en épaisseur et quantité au sein des migmatites massives. On se trouve alors en présence, avant de passer aux schistes noirs de la Valetta, de gneiss gris foncé à texture pélitique contenant encore quelques yeux et quelques petites veines leucocrates. Ces gneiss gris foncé ressemblent beaucoup, par la texture et la minéralogie, aux gneiss gris foncé que l'on trouve en bordure sud des migmatites massives méridionales et que j'ai appelés gneiss et gneiss oeillés à texture pélitique.

Il existe également au sein des migmatites septentrionales des intercalations lenticulaires de longueur plurihectométrique, de gneiss gris foncé à texture pélitique, par exemple à la tête de Panieris.

On observe également un certain nombre de différences entre les migmatites méridionales et les migmatites septentrionales :

- Je n'ai pas observé d'ovoïdes quartzo-feldspathiques de dimensions décimétriques à métriques au nord comme il en existe au sud.

- Les migmatites septentrionales renferment de petites enclaves de gneiss gris foncé, à bords francs, de dimensions décimétriques, présentes en petit nombre, mais situées un peu partout dans ces roches.

- Il n'y a pas d'intercalation de gneiss gris foncé ocellés au sein des migmatites septentrionales, au contraire de ce qui se passe dans les migmatites méridionales (région du Lac de Rabuons).

- Les migmatites septentrionales contiennent des amphibolites qui se présentent sous deux formes macroscopiques : en ellipsoïde ou en feuillet.

- Les amphibolites en forme d'ellipsoïde. Elles sont situées dans la crête qui sépare le Vallon du Garbe du Stau, du Vallon de Panieris, en territoire italien. Leur contact avec l'encaissant est toujours net (de l'ordre du centimètre). Ce sont des roches noires ou vert foncé, massives, dans lesquelles on voit des cristaux millimétriques blancs grossièrement alignés dans une trame foliée. Cette roche contient des enclaves centimétriques à décimétriques d'une roche dépourvues de toute orientation, à cristaux millimétriques, englobés dans une pâte aphanitique.

La composition minéralogique des amphibolites en ellipsoïde est la suivante :

- quartz rare, plagioclase, amphibole verte, zoïsite, pistacite, sphène, mica blanc et chlorite rare, préhnite, pumpellyite (?).

La seconde roche, en enclaves centimétriques à décimétriques, contient : plagioclase fracturé avec l'amphibole verte dans les cassures, amphibole verte, amphibole bleu-vert, grenat, clinopyroxène résiduel, sulfures (chalco-pyrite ?). Est-ce une ancienne éclogite ?

- Les amphibolites en feuillets. Ce sont des roches relativement claires, bien litées, déformées en plis hectométriques à plan axial raide (nord du Mont Vallonet). Le contact avec les migmatites est là aussi centimétrique et on ne distingue localement aucune différence d'orientation entre la foliation des deux roches.

La composition minéralogique de ces amphibolites est la suivante :

- quartz en petite quantité, plagioclase, amphibole verte ou incolore, mica noir, mica noir chloritisé, mica blanc en petite quantité, zoïsite, pistacite, sphène, apatite, préhnite.

Signalons que je n'ai trouvé aucun gisement d'amphibolite dans l'ensemble de migmatites massives septentrionales situées à l'ouest-nord-ouest de l'échelle d'âge alpin de la Tortissa.

2.6 - REPARTITION DE LA SILLIMANITE ET DU DISTHÈNE DANS LES FORMATIONS D'ANELLE ET DE RABUONS.

La sillimanite se présente sous forme de nodules quartzo-sillimanitiques millimétriques ou centimétriques. Ce minéral se présente aussi sous forme de fibres, qu'on peut observer à l'œil nu ou à la loupe.

Ce minéral est réparti de façon aléatoire dans les deux formations et l'on ne l'observe pas de façon fréquente. Néanmoins, son aire de répartition est limitée au sud-ouest et nord-ouest, par le mésozoïque transgressif sur le socle, ou par des failles alpines mettant en contact le Trias et les migmatites. Au nord-est, il est limité par le plan de contact qui sépare les Formations de la Valetta et de Rabuons.

Le disthène en tablettes millimétriques ou centimétriques s'observe le plus souvent à l'œil nu et plus rarement en lame mince. Il est localisé dans la Formation d'Anelle et limité au sud-ouest et au nord-ouest de la même façon que la sillimanite.

Au nord-est, par contre, il n'atteint pas, d'après mes observations, la Formation de Rabuons bien qu'A. FAURE-MURET y ait signalé sa présence. L'isograde selon lequel il disparaît, vers le nord-est, est à peu près rectiligne et parallèle à la foliation S2. Cette ligne passe au sud immédiat de la branche verticale des marbres d'Anelle et au niveau de la partie moyenne du Vallon de Rabuons (voir fig. 52).

3 - LA FORMATION DE LA VALETTA - MOLLIERES. (Planche V et VI).

La Formation de la Valetta-Mollières fait suite, au nord, à la Formation de Rabuons. Les auteurs qui m'ont précédé dans l'étude de ce terrain, l'on appelée "zone d'écrasement de la Valetta-Mollières" (A. FAURE-MURET) et "paléomylonites et mylonites" de la Valetta-Mollières (R. MALARODA et al.). Ces appellations ne sont pas fausses, mais, ni l'une ni l'autre ne parlent de ce qui est écrasé ; l'âge des mylonitisations n'est pas précisé dans la seconde.

C'est pourquoi je préfère lui donner le nom de formation et la décrire globalement comme étant faite d'un ensemble de schistes, micaschistes, gneiss cataclastiques, de couleur noire, verte ou beige. Cette formation contient des intercalations de marbres, de quartzites et d'amphibolites. Ces trois dernières roches étant subordonnées en volume aux schistes et micaschistes.

Le contact entre la Formation de Rabuons et la Formation de la Valetta est toujours facile à localiser et souvent très bref, bien que compliqué tardivement par la tectonique alpine. Si l'on prend l'extrémité sud de ce contact comme point de départ, (Passo Sottano de las Scolettas), on observe à ce col, un contact étonnamment bref, centimétrique, et vertical entre les deux formations dont les foliations sont parallèles. Cette géométrie reste identique, en direction du nord-ouest jusqu'au nord du Vallon de Ponte Bernardo, point au delà duquel le contact s'incline progressivement vers le sud tout en gagnant de l'altitude, jusqu'à être proche de l'horizontale au Mont Peiron. La foliation de la Formation de la Valetta bute alors obliquement sur la foliation des migmatites de Rabuons qui lui sont sous-incombantes. A partir du Mont Peiron, un synclinal couché de quartzites et cargneules triasiques, vient s'interposer entre un ensemble supérieur constitué par des lames imbriquées de gneiss, de migmatites de Rabuons, de schistes noirs et d'amphibolites de la Valetta et un bloc inférieur constitué par les migmatites massives à texture pélitique de Rabuons au-dessous. Puis, au nord du Col du Fer, situé sur la frontière franco-italienne, les micaschistes de la Valetta reposent de nouveau sur les migmatites de Rabuons avec une discordance angulaire de l'ordre de 30 à 40 degrés. Un peu au nord-ouest du Col du Fer, un coin de cargneules triasiques s'intercale à son tour entre Rabuons et Valetta, puis le Trias repose en discordance stratigraphique sur les schistes noirs de la Valetta. Il subsiste enfin un dernier contact, Rabuons - Valetta, toujours bref, au sud de la Combe de Gorge Grosse. Il faut préciser que je n'ai jamais vu le contact Rabuons - Valetta être déformé à un endroit ou un autre par des mouvements hercyniens bien qu'on puisse l'observer sur une dénivellée de près de 1 000 m.

Si l'on considère la Formation de la Valetta telle que je l'ai cartographiée dans son ensemble, deux faits me semblent remarquables :

- L'élargissement de la formation en direction du nord-ouest par rapport à sa largeur au sud-est, même en tenant compte de l'inclinaison faible ou moyenne de la foliation que l'on observe à l'est et au nord du Col du Fer.

- La forme lenticulaire des intercalations et leur allongement dans le sens de la direction des couches des schistes noirs ou verts.

Par ailleurs, cette formation traverse le massif métamorphique de l'Argentera de part en part, (voir fig. 52) depuis le sud du village de Ferrière, en Italie, jusqu'à St-Martin-Vésubie, en France, séparant ainsi des domaines semble-t-il différents, du moins quant à la lithologie. Nous verrons plus loin qu'à l'intérieur du périmètre étudié, il faut nuancer cette dernière affirmation, car il existe quelques ressemblances lithologiques entre ces domaines.

Pour passer cette fois à une échelle plus petite, je détaillerai la partie droite de la coupe n° 7 entre le point coté 2 231 m, situé dans les migmatites massives de Rabuons et les gneiss miliaires, localisés à gauche du sommet appelé Costabella del Piz, 2 599 m (voir carte géologique et coupes dans le socle de l'Argentera). Cette coupe, orientée sud-ouest - nord-est, est tracée à peu près perpendiculairement à la foliation.

On distingue donc :

- les migmatites massives (Formation de Rabuons) ;
- les schistes et micaschistes noirs, 200 mètres ;
- les amphibolites rubanées, 30 mètres ; le rubanement et la foliation des amphibolites sont parallèles aux limites de la roche et à la foliation des schistes ;
- les schistes et micaschistes noirs, verdâtres parfois, 250 mètres ;
- les quartzites feldspathiques, 5 mètres ;
- une alternance de marbres rubanés et de micaschistes noirs qui se décompose comme suit :

- deux bancs de marbres rubanés de 1 à 2 mètres d'épaisseur chacun, séparés par des schistes noirs ; les contacts sont nets (centimétriques) ; le rubanement est constitué par une alternance de rubans centimétriques gris clair et de rubans à patine marron ou jaune foncé ; le rubanement, la foliation des schistes, le plan de contact entre schistes et marbres, sont parallèles entre eux ;
- à nouveau deux bancs de marbre, épais de quelques mètres chacun, séparés par 60 mètres de schistes noirs ; le rubanement des marbres est parallèle à celui des micaschistes ;
- schistes et micaschistes noirs, 60 mètres ;
- un seul banc de marbre rubané, épais de 1,50 à 2 mètres ; la foliation du marbre est parallèle à celle du micaschiste ;
- schistes et micaschistes noirs, 20 mètres ;

- alternances de gneiss clairs à biotite de texture et types variés, 50 mètres ;
- gneiss miliaires à biotite, 750 mètres ; ces roches contiennent de minces bancs décimétriques de quartzites blancs ;
- gneiss leucocrates, plissotés, à biotite, de la Formation de Malinvern.

La composition minéralogique des roches énumérées dans cette coupe est la suivante :

- schistes et micaschistes noirs ou verts : quartz, plagioclase damouritisé, myrmékite, feldspath potassique perthitique présent ou absent selon la lame mince observée, albite, mica blanc, chlorites, mica noir rare, zoïsite, pistacite, grenat, tourmaline, carbonates, apatite, zircon, opaques ;
- amphibolites : amphibole verte, plagioclase, grenat, sphène, pistacite, zoïsite, opaques ;
- marbres rubanés : les rubans de couleur gris clair contiennent la calcite, le plagioclase, le quartz en petites quantités, le sphène ; les rubans à patine marron sont constitués par le quartz, le sphène, le plagioclase, la pistacite, la zoïsite, la chlorite, le feldspath ;
- gneiss miliaires : quartz, plagioclase, feldspath perthitique, mica noir rare, chlorite, épidote, carbonate, apatite, zircon ;
- alternances de gneiss clairs à biotite de type varié : quartz, plagioclase, feldspath potassique perthitique, mica noir (peu), mica blanc, chlorite, mica noir chloritisé, tourmaline.

D'une manière générale, l'aspect, la texture et la minéralogie des schistes noirs ou verts, restent à peu près identiques à eux-mêmes dans cette coupe.

Il en est de même de l'ensemble de la Formation de la Valetta-Mollières.

Les autres roches de cette coupe, quartzites, marbres.... disparaissent latéralement en s'effilant. Vers le nord-ouest, il en est de même : les marbres sont relayés par des amphibolites et gneiss amphiboliques, eux-mêmes relayés en échelon par des quartzites blancs ou gris.

3.1 - LES AMPHIBOLITES ET GNEISS AMPHIBOLIQUES. (Planche VI A).

Ces roches sont déjà présentes tout à fait au sud-est de la Formation de la Valetta où elles forment des lentilles très allongées par rapport

à leur épaisseur. Assez brusquement, à l'ouest du Col du Stau, ces roches prennent une grande extension. Elles forment trois unités séparées par de minces intercalations de schistes et micaschistes noirs de la Valetta. Les contacts respectifs entre ces deux types de roches sont tranchés et francs (je n'ai pas vu de récurrences respectives). La foliation des amphibolites est parallèle à celle des schistes noirs. Notons que la bande de schistes noirs la plus septentrionale se termine en coin en direction du nord-ouest. Son équivalent est peut-être la lentille de même matériel située en rive gauche du Rio Forneris.

Puis, l'ensemble amphibolites et schistes noirs disparaît, soit cisailé obliquement par la tectonique alpine, soit recouvert en discordance par les grès et cargneules triasiques. Il faut noter que l'épaississement à peu près médian de ces roches est encore accentué en plan par la tectonique alpine qui, ici, tend à rapprocher de l'horizontale des roches dont la foliation était initialement verticale.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- quartz, plagioclase plus ou moins damouritisé, amphibole verte ou bleu vert, pistacite, zoïsite, mica noir, sphène, opaques, apatite, carbonate, préhnite, pumpellyite (?), chlorite, zircon. Quelquefois on observe les restes d'un minéral très altéré qui pourrait être un ancien pyroxène. Je n'ai jamais pu trouver les restes clairement identifiables de ce minéral, malgré les recherches en ce sens.

3.2 - LES QUARTZITES ET QUARTZITES FELDSPATHIQUES OU QUARTZITES DU PEL BRUN. (Planche VI B).

Ce sont des roches blanches ou grises parfois verdâtres. Elles apparaissent d'abord à l'extrémité sud-est de la Formation de la Valetta-Mollières, où elles sont présentes sous forme de très fines intercalations lenticulaires, (voir carte géologique) à bords nets, disposés parallèlement à la foliation des roches encaissantes : ici les gneiss miliaires à biotite et les schistes noirs. On les observe à nouveau à l'est du Col du Stau, où deux lentilles de quartzites d'inégale épaisseur, sont séparées par un banc d'amphibolites rubanées et par les micaschistes noirs.

A partir de là, en direction du nord-ouest, ces roches sont disposées en une suite de chapelets qui aboutissent à deux bancs d'épaisseur hectométrique qui, en direction de l'ouest deviennent coalescents, pour ensuite, n'en former

qu'un seul et dont l'épaisseur atteint au moins 500 mètres. Ensuite, les quartzites disparaissent sous les roches triasiques qui leur sont superposées en discordance stratigraphique. Le contact entre les quartzites et les micaschistes est toujours très net et la foliation ou la schistosité des quartzites est toujours macroscopiquement parallèle à celle des schistes et micaschistes noirs de la Valetta-Mollières. Néanmoins, de rares échantillons montrent au microscope, que la schistosité est, au moins localement, une surface de transposition. Il ne me paraît pas possible pourtant d'affirmer que la transposition est totale en ce qui concerne les quartzites de la Valetta. Ce problème sera discuté plus en détail dans le paragraphe concernant les plis synschisteux.

Ces roches présentent la composition minéralogique suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique, mica blanc, mica noir chloritisé rare, rutile, apatite, zircon, opaques rares.

Précisons enfin que, parmi les quartzites, ce sont les quartzites feldspathiques qui semblent être les roches dominantes. Les quartzites constitués uniquement par le quartz semblent être rares.

3.3 - LES GNEISS OEILLES VEINES.

La Formation de la Valetta contient deux intercalations de gneiss oeuillés veinés : en rive gauche du Vallon du Piz au sud-est, en rive gauche du Vallon de Ferrière, au débouché de celui-ci dans le Vallon de Forneris. Dans le Vallon du Piz, cette roche a la forme d'une lentille plurimétrique à bords nets, effilée dans la direction de la foliation. Au nord-ouest, dans le Vallon de Ferrière, la roche se présente sous la forme d'un banc à bords nets, décimétrique, intercalé dans les schistes noirs.

La composition minéralogique de cette roche qui est la même dans les deux affleurements, est la suivante :

- paléosome : quartz, plagioclase, feldspath potassique, myrmékites, mica noir, mica blanc, chlorite, mica noir chloritisé, apatite, zircon ;
- leucosome : quartz, plagioclase, myrmékite, feldspath potassique, perthite ;
- mélanosome : mica noir, mica blanc.

3.4 - LES MICASCHISTES NOIRS OU VERTS, LES GNEISS A PORPHYROCLASTES. (Planche V B).

Les roches de la Formation de la Valetta contiennent des passages où s'accroissent en nombre et en taille des porphyroclastes blancs, par ailleurs épars ou absents. Ces clastes sont généralement des plagioclases ou des feldspaths potassiques écrasés. Il n'est pas toujours possible de les reporter sur la carte, étant donné leur condition de gisement : minces lentilles très allongées imbriquées avec les micaschistes noirs ou verts et s'effilant rapidement dans la direction de la foliation. Toutefois, par places, ces porphyroclastes forment des lentilles assez épaisses pour qu'on puisse les cartographier. On peut noter, en particulier au sud de Gorge Grosse, qu'il existe tous les intermédiaires entre les micaschistes et gneiss noirs de la Valetta-Mollières à porphyroclastes et les migmatites massives à paléosome pélitique de Rabuons, situés plus au sud et qui sont partiellement recouverts par les quartzites et les cargneules triasiques proches.

Avant de décrire les modalités de passage entre la Formation de la Valetta et les gneiss de Malinvern, je voudrais dire que la foliation des schistes noirs, beiges, verdâtres de la Valetta, examinée au microscope, présente très souvent les caractères d'une foliation mylonitique à quartz en tablettes. Cette foliation est recoupée à son tour, tardivement, par une autre schistosité contenant la séricite.

3.5 - MODALITES DE PASSAGE DE LA FORMATION DE LA VALETTA A LA FORMATION DE MALINVERN.

Les modalités de passage de la Formation de la Valetta aux gneiss de la Formation de Malinvern sont à peu près identiques à celles que j'ai décrites au sud, entre la Formation de la Valetta et la Formation de Rabuons : soit un contact presque toujours net et rapide, un mètre au plus. Parfois, on peut noter des récurrences respectives, sur quelques mètres, des deux formations, les foliations des schistes noirs et des gneiss de Malinvern restant toujours parallèles entre elles. Je n'ai pas, au contraire du contact sud, relevé de faits clairs prouvant la mise en mouvement du contact nord, au cours de l'orogénèse alpine.

4 - LA FORMATION DE MALINVERN. (Planche VII et VIII).

La Formation de Malinvern est accolée à la Formation de la Valetta, le passage de l'une à l'autre est le plus souvent très rapide.

D'une manière générale, on peut subdiviser la Formation de Malinvern en trois unités qui se succèdent du sud-ouest au nord-est.

- Une première unité constituée par des gneiss leucocrates massifs étroitement imbriqués avec un ensemble de gneiss de texture variée. Cette unité est en volume, la plus importante des trois.

- Une seconde unité de gneiss rubanés à texture pélitique.

- Une troisième unité constituée par une alternance de gneiss miliaires gris-bleu, et de migmatites de texture schistoïde.

Les contacts entre les gneiss leucocrates et les gneiss rubanés à texture pélitique sont en général rapides, de l'ordre du mètre. La nature du contact entre les gneiss pélitiques rubanés et les alternances gneiss miliaires gris bleu - migmatites schistoïdes, est continuellement cachée à l'observation par les abondantes formations de pente du flanc droit de la Vallée de la Stura. Cette abondance est à mettre en rapport avec la faille décrochante dextre de Bersezio qui suit à peu près le cours de la Stura à cet endroit.

4.1 - LES GNEISS LEUCOCRATES MASSIFS ET LES ALTERNANCES DE GNEISS DE TEXTURE VARIEE.

Les gneiss leucocrates massifs (Planche VII A) forment le volume principal de cet ensemble. Une de leurs caractéristiques essentielles est la constance de la nature lithologique, de la structure et de la composition minéralogique. Ce sont des gneiss où les lits clairs sont deux à trois fois plus épais que les lits sombres (mica noir). Leur foliation est très souvent plissotée. La ressemblance avec les gneiss leucocrates contenus par la Formation d'Anelle est certaine, au moins du point de vue lithologique.

Les gneiss leucocrates massifs constituent, au sein de la Formation de Malinvern, de grandes masses ou, au contraire, de minces biseaux décimétriques à hectométriques, très allongés par rapport à leur épaisseur, situés à l'intérieur des alternances de gneiss de texture variée. Le plus souvent, les contacts avec les gneiss de texture variée sont nets et centimétriques. Les foliations de ces différentes roches étant ici, parallèles entre elles.

La composition minéralogique des gneiss leucocrates massifs est la suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique perthitique, myrmékites, mica noir, mica noir chloritisé, mica blanc, épidote. Parmi les accessoires on note : zircon, apatite, rutile, opaques, préhnite, pumpellyite, carbonate.

Les gneiss leucocrates massifs sont donc associés et imbriqués avec un ensemble de gneiss de texture variée, dont la première différence d'avec les gneiss leucocrates est le fait que la foliation et le grain de ces gneiss sont plus fins que ceux des gneiss leucocrates. La foliation des deux ensembles de gneiss étant parallèles, il est vraisemblable que l'on passe des uns aux autres latéralement. Ce type de rapports géométriques est celui que j'adopte, pour expliquer que d'un flanc de vallée à l'autre, la lithologie change de nature alors que la foliation reste constante en direction et inclinaison. Cette géométrie est, semble-t-il, particulièrement développée dans la Formation de Malinvern, par opposition à ce qui se passe dans les autres formations, comme le montre la carte géologique.

Cette explication est renforcée, lorsqu'on peut observer, à l'affleurement, à plus petite échelle, que les deux flancs d'un pli métrique ou plurimétrique sont constitués, l'un par les gneiss leucocrates, l'autre par les gneiss fins à biotite, avec le passage latéral en biseaux, d'une roche à l'autre. On observe aussi que les gneiss leucocrates renferment des lentilles de gneiss fins à biotite, très allongées par rapport à leur épaisseur. Le contact entre ces deux roches est centimétrique et la foliation des gneiss, ainsi que celle des lentilles sont parallèles.

Les gneiss à texture variée peuvent être subdivisés en quatre groupes :

- gneiss glanduleux,
- gneiss à texture mylonitique,
- gneiss fins à biotite,
- gneiss rubanés à biotite.

4.1.1 - Les gneiss glanduleux. (Planche VII C).

Ce sont des roches de couleur bleue ou gris bleu à l'état frais, foliées, renfermant de petits ovoïdes ou agrégats centimétriques ou de fins filonnets clairs, plus ou moins allongés, constitués par le quartz et le

feldspath. L'ensemble peut parfois ressembler, sur un échantillon, à une migmatite. En fait, ce leucosome disparaît latéralement, tout en étant disposé en échelon par rapport à la foliation. Les agrégats polyminéraux ou les ovoïdes, sont fréquents et sont généralement entourés par la foliation.

La composition minéralogique de cette roche est la suivante :

- quartz, plagioclase plus ou moins damouritisé, feldspath potassique, perthites, myrmékites, mica noir, mica blanc, zoïsite, pistacite, mica noir chloritisé, chlorite verte, zircon, apatite, carbonate, préhnite, opaques. Les agrégats sont constitués par : quartz, plagioclase et feldspath potassique. Les filonnets sont composés par : quartz, plagioclase damouritisé, myrmékite, feldspath potassique, mica noir ou blanc, chlorite, zircon, apatite, carbonate.

4.1.2 - Les gneiss à texture mylonitique. (Planche VII B).

Ce sont des roches de couleur grisâtre où la foliation est en général bien exprimée. Les différents minéraux qui composent la roche sont de dimensions variables, mais n'excèdent pas quelques millimètres. Parmi eux, on reconnaît des cristaux de feldspath potassique, généralement cataclasés.

La composition minéralogique de ces gneiss est la suivante :

- quartz, plagioclase plus ou moins damouritisé, feldspath potassique, perthite, mica noir, mica blanc, mica noir chloritisé. Accessoires : apatite, zircon, rutile, tourmaline ; le carbonate est rare.

La composition des lentilles millimétriques est la suivante :

- quartz, plagioclase, feldspath potassique, perthites.

On observe quelquefois des cristaux de grande taille, ce sont des cristaux de feldspath potassique.

4.1.3 - Les gneiss fins à biotite.

Les gneiss fins à biotite sont des roches où la foliation est bien exprimée. Elle est constituée par l'alternance de lits clairs et sombres d'égale épaisseur n'excédant pas le millimètre. La foliation est en général plane, au contraire des roches décrites jusqu'ici dans la Formation de Malinvern. Ces gneiss fins sont intercalés dans toutes les roches de la foliation de Malinvern. Leur géométrie d'ensemble est celle de lentilles, d'épaisseur métrique, très allongées (plusieurs mètres). Le contact avec les roches accolées est toujours bref (centimétrique). Ce fait est évident là où ces lentilles sont incluses

dans les gneiss leucocrates ; elles y sont parfois disposées en échelon.

La foliation des gneiss leucocrates et celle des gneiss fins à biotite sont parallèles. Ces dernières roches ressemblent beaucoup par leur texture et leur minéralogie, à de minces passées de gneiss à biotite à foliation fine, contenues par la Formation d'Anelle. Elles ressemblent également beaucoup aux gneiss rubanés à texture pélitique accolés au nord-est à la Formation de Malinvern, (voir Planche VIII B).

La composition minéralogique de ces gneiss fins est la suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique, perthites, myrmékites, mica noir dominant, mica blanc, amphibole incolore ou verte rare, chlorite, mica noir chloritisé. Accessoires : tourmaline, apatite, zircon, rutile, sphène, carbonate, opaques, préhnite.

4.1.4 - Les gneiss rubanés.

Ces roches sont très subordonnées en volume par rapport aux trois autres types de gneiss que je viens de décrire. Ce sont des roches à foliation plane, le plus souvent à grain fin, où alternent foliation relativement fine et rubans leucocrates. Foliation et rubans sont parallèles entre eux, dans la plupart des cas. De même, la foliation des gneiss rubanés et celle des gneiss associés, tels que gneiss leucocrates massifs, sont parallèles.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- foliation : quartz, feldspath potassique perthitique, plagioclase plus ou moins damouritisé, myrmékite, mica blanc, mica noir plus ou moins chloritisé, épidote ;

- rubans : quartz, plagioclase, feldspath potassique, perthites, mica noir, mica blanc, carbonates en petite quantité.

4.1.5 - Le granite. (Planche VIII C).

Les gneiss leucocrates massifs et les alternances de gneiss de texture variée contiennent de petits stocks de granite à grain fin, à mica blanc et mica noir. Ces stocks ont des bords plus ou moins diffus et contiennent des enclaves de la roche encaissante, en particulier de gneiss leucocrates. Ce granite montre toujours le même aspect, et le volume de ces stocks varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres cubes, en particulier en rive gauche du Vallon du Piz. Il recoupe toujours les structures des roches encaissantes

(foliations, linéations, etc...) mais certains petits stocks sont cataclasés.

La composition minéralogique de ce granite est la suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique, perthites, myrmékite; mica blanc, chlorite verte (peu), mica noir chloritisé, pistacite (rare), apatite, zircon.

Une fois décrites la lithologie et la minéralogie des gneiss leucocrates d'une part et des alternances de gneiss à texture variée d'autre part, il convient, à mon sens, de préciser la façon dont j'ai choisi de représenter ces différentes roches sur la carte géologique.

Il m'est apparu, au cours du lever, qu'on pouvait séparer toutes ces roches en ces deux ensembles que je viens de décrire : les gneiss leucocrates, les gneiss de texture variée. Les premiers forment le plus souvent des affleurements d'un seul tenant, aux limites en forme de baïonnette en plan et en coupe et qui s'engrènent avec les alternances de gneiss à texture variée. Les seconds, à l'intérieur des gneiss leucocrates, alternent entre eux selon un mode dont je ne peux préciser le détail. C'est pourquoi, ces alternances sont regroupés sur la carte figurés par une seule couleur, limitée par des tiretés.

Il faut ajouter que toutes ces roches sont déformées par deux systèmes de plis consécutifs d'âge hercynien.

4.2 - LES GNEISS RUBANÉS À TEXTURE PELITIQUE. (Planche VIII B).

Ces gneiss rubanés font suite, au nord-est, aux alternances constituées par les gneiss leucocrates et les gneiss de texture variée.

Ces roches forment un ensemble homogène, épais de 500 mètres en moyenne. Au nord-ouest, les gneiss rubanés, semblent passer latéralement aux gneiss leucocrates massifs. On trouve, en particulier en rive gauche du Rio Ferrière, des intercalations de gneiss leucocrates au sein des gneiss rubanés à texture pelitique. Malheureusement, la façon dont les gneiss leucocrates passent latéralement aux gneiss rubanés, ou l'inverse, est caché par les alluvions du Rio Ferrière. Au sud-ouest, le passage des gneiss pelitiques aux gneiss leucocrates semble être rapide, les formations de pente masquant ici aussi, le mode de passage d'une roche à l'autre.

Les gneiss rubanés à texture pelitique sont des roches dont le grain, en dehors des rubans, est de taille identique et infra-millimétrique. La foliation

y est bien exprimée sans qu'on puisse parler de ségrégation toujours nette, entre les lits clairs et les lits sombres, comme dans le cas des gneiss leucocrates. A cette foliation, s'ajoutent les rubans leucocrates d'épaisseur variable, millimétrique à centimétrique. Ces rubans alternent entre eux de façon irrégulière, soit parallèlement à la foliation, soit en faisant avec elle un angle de quelques degrés. D'une manière générale, les variations de texture de cette roche sont faibles.

Les gneiss pelitiques rubanés contiennent des ovoïdes ou bandes de dimensions décimétriques à centimétriques de roches verdâtres, disposées en échelon par rapport à la foliation, allongés dans la direction de celle-ci et entièrement entourée par elle.

Parmi ces ovoïdes, certains ont une foliation parallèle à celle de la roche-hôte ; d'autres, au contraire, ne montrent aucune orientation interne.

Ces roches contiennent également des intercalations de gneiss à texture mylonitique, en tous points comparables, par la texture et la minéralogie, à ceux qui font partie des alternances de gneiss de type varié. Les contacts sont rapides, de l'ordre du centimètre, et les foliations sont parallèles.

Les gneiss pelitiques rubanés contiennent enfin des filons d'épaisseur décimétrique d'aplite et de pegmatite à tourmaline, sécants à la foliation. Ces aprites et ces pegmatites sont peu nombreuses.

La composition minéralogique des gneiss rubanés est la suivante :

- la foliation : quartz, plagioclase damouritisé, feldspath potassique, perthites, myrmékites, mica noir, mica blanc rare, grenat, sillimanite, chlorite, pistacite, zoïsite, zircon, prehnite, rutile, tourmaline ;

- les rubans leucocrates : quartz, plagioclase, feldspath potassique, mica blanc et mica noir rares, quelques chlorites ;

- les ovoïdes de couleur verdâtre : le fond de la roche est constituée par la chlorite et la séricite ; à ces minéraux s'ajoutent quelques cristaux de quartz, mica blanc, carbonate, sphène, zoïsite, pistacite, opaques.

4.3. - GNEISS MILIAIRES GRIS BLEU ET MIGMATITES SCHISTOÏDES EN ALTERNANCE.

Ces roches font suite, au nord-est, au gneiss rubanés à texture pelitique. Les roches du Trias, cargneules et quartzites, reposent sur les gneiss gris bleu et les migmatites schistoïdes, en discordance stratigraphique forte, ou bien leur sont accolées par contact anormal (Faille de Bersezio). Les gneiss

miliaires et les migmatites schistoïdes forment, en plan, une unité affleurant assez peu dans sa partie septentrionale.

Il semble bien que les différentes roches constituant cette unité aient la forme de lentilles allongées dans la direction de la foliation, qui est ici nord-ouest - sud-est. Le passage d'une lentille à l'autre, de dimensions hectométriques moyennes, se fait par alternances respectives ou par transition dextre, en quelques centimètres.

Les migmatites à texture schistoïde, subordonnées en volume aux gneiss gris bleu, ont un paléosome à grain fin. Le leucosome est constitué par des filonnets qui n'excèdent pas un à deux centimètres en épaisseur.

Ces deux critères font, à mon sens, qu'on ne peut pas les confondre avec les migmatites schistoïdes d'Anelle.

La composition minéralogique des gneiss miliaires gris bleu est la suivante :

- quartz, plagioclase damouritisé, mica noir, mica noir chloritisé, mica blanc, épidote, apatite, zircon, opaques, carbonate.

La composition minéralogique des migmatites est la suivante :

- paléosome : quartz, plagioclase plus ou moins damouritisé, mica noir, mica blanc, chlorite, épidote, zircon, apatite, carbonate, opaques ;

- leucosome : quartz, plagioclase, feldspath potassique.

De petits stocks de granite, dont la dimension est toujours réduite, sont contenus par ces roches. Ces granites recoupent les structures à l'emporte-pièce. Ils sont comparables, par la minéralogie et par la texture, à ceux que j'ai décrits dans le paragraphe 4.1 - gneiss leucocrates massifs.

4.4 - REPARTITION DE LA SILLIMANITE DANS LA FORMATION DE MALINVERN.

La sillimanite se présente, dans la Formation de Malinvern, sous la forme de nodules millimétriques à centimétriques de forme ellipsoïdale, tout à fait comparables à ceux décrits dans les Formations d'Anelle et de Rabuons. Ce minéral est accompagné par le grenat. Je ne l'ai par contre, jamais observé sous forme d'aiguilles ou de prismes, comme on peut le faire dans les deux formations précitées.

Dans la Formation de Malinvern, la sillimanite en nodules semble localisée dans les gneiss pélitiques rubanés.

5 - COMPARAISON LITHOLOGIQUE DES FORMATIONS DE L'ARGENTERA ENTRE ELLES.

Il était admis jusqu'à présent, comme je l'ai dit plus haut, que les schistes noirs de la Valetta-Mollières séparaient deux domaines qui n'avaient entre eux aucun point commun. Je pense qu'il faut nuancer cette proposition.

Il est vrai que les migmatites schistoïdes d'Anelle ne sont comparables à aucune des trois autres formations. Par contre, les marbres à rubans de silicates calciques contenus par cette formation sont en tous points identiques à l'épaisseur près du banc, aux marbres de la Formation de la Valetta. Ces marbres sont tous deux d'anciens calcaires.

Les gneiss leucocrates à biotite et à foliation fine d'Anelle, ressemblent beaucoup aux gneiss fins rubanés des alternances de la Formation de Malinvern.

Les gneiss leucocrates massifs d'Anelle ressemblent aux gneiss leucocrates massifs à biotite de Malinvern du point de vue lithologique. Minéralogiquement, les seconds sont riches en feldspath potassique, alors que les premiers en ont peu. Les gneiss leucocrates de Malinvern ont une foliation fréquemment plissotée alors que la foliation des gneiss leucocrates d'Anelle est planaire.

La Formation de Rabuons, considérée dans son ensemble, est elle aussi unique en son genre. Néanmoins, les gneiss gris foncé à texture pélitique, et le paléosome des migmatites de cette formation, ressemblent beaucoup aux gneiss rubanés à texture pélitique à biotite de la Formation de Malinvern, abstraction faite de la présence des rubans leucocrates. Les amphibolites rubanées de Rabuons ressemblent beaucoup, par la texture et la minéralogie, aux amphibolites rubanées d'Anelle.

Les micaschistes noirs, verts ou beiges de la Formation de la Valetta n'ont d'équivalent dans aucune des autres formations que j'ai étudiées ici. Les quartzites blancs ou gris et feldspathiques de la Valetta ne ressemblent pas lithologiquement aux quartzites feldspathiques d'Anelle. Du point de vue minéralogique, ces dernières contiennent le mica noir en proportions variées au contraire des premières. De plus, les quartzites d'Anelle forment des bancs dont l'épaisseur n'excède pas un à deux mètres, alors que les quartzites de la Valetta peuvent atteindre 500 mètres d'épaisseur.

Les gneiss amphiboliques diffèrent des amphibolites des autres formations par leur lithologie, leur couleur vert clair, leur absence de rubanement et par leur volume.

Je pense donc que si les quatre formations s'individualisent bien, il existe entre elles certains points communs.

6 - COMPARAISON DES ROCHES DU MASSIF DE L'ARGENTERA AUX ROCHES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES VOISINS.

A la suite d'une tournée commune avec F. CARME dans l'Argentera, il est permis d'écrire que les roches de la partie ouest de ce massif, ressemblent, du point de vue lithologique, aux roches de la partie nord du Massif de Belledonne.

Plus particulièrement, on peut comparer les migmatites de Rabuons aux gneiss de Pussy-Plan du Col, qui affleurent au nord de Belledonne. Toujours selon F. CARME, il n'y a pas de ressemblance lithologique entre les roches de l'Argentera et les roches qu'il a décrites dans la partie méridionale du Massif de Belledonne et dans le Taillefer.

Les migmatites schistoïdes d'Anelle ressemblent beaucoup à la description que donne J. BELLIERE dans sa thèse (1958), des "Gneiss du lac Cornu", dans le Massif des Aiguilles Rouges. Ces gneiss contiennent, comme les migmatites d'Anelle, des intercalations de marbres, quartzites et amphibolites.

Une comparaison entre mes échantillons et ceux de P. LEFORT, qui a étudié le Massif du Haut-Dauphiné cristallin ou Pelvoux, permet d'établir les équivalences ou différences suivantes :

- La Formation d'Anelle ressemble aux gneiss du Pigeonnier-La Lavey.
- Les gneiss leucocrates d'Anelle sont différents des orthogneiss de Crupillouse.
- La Formation de Rabuons peut être comparée aux gneiss de Villard-Loubière. Les quartzites feldspathiques de Rabuons, en petits bancs, associés aux amphibolites du Mont des Fourches, ressemblent aux leptynites (ex-kératophyres) de la base des amphibolites corticales du Pelvoux.
- Les schistes noirs de la Valetta peuvent être comparés aux "dalles noires" des zones corticales qui sont couronnées par les conglomérats du Vieux Chaillol, d'âge imprécis. Les gneiss leucocrates inclus dans les schistes de la Valetta ressemblent aux gneiss du linéament de la Pilatte.
- Les marbres gris clair d'Anelle ou de la Valetta ne ressemblent pas aux marbres roses du Pelvoux, sous l'angle de la texture. Ces derniers reposent, de plus, sur les épaisses "amphibolites corticales". Minéralogiquement, ces marbres se ressemblent puisque ce sont tous deux d'anciens calcaires.

Il est bien clair, qu'il ne faut pas attribuer à ces comparaisons la valeur d'une certitude en ce qui concerne par exemple la nature de la roche origine, ou encore l'âge qu'on peut attribuer, par comparaison, d'une roche d'âge inconnu à une autre dont l'âge l'est. Un exemple de cette limitation est représentée par les gneiss de Pussy-Plan du Col qui ont une grande ressemblance lithologique avec les gneiss ocellés de Rabuons. Les premiers sont pourtant d'anciennes grauwackes (Y. SIMEON, 1979) alors que les secondes sont issues d'un granite d'anatexie "intrusif" dans des roches de nature pélitique, comme on le verra au paragraphe suivant.

Il n'en reste pas moins que ce travail, préliminaire à toute tentative de corrélation, géochimique par exemple, me paraît être indispensable.

7 - GEOCHIMIE DES FORMATIONS D'ANELLE ET DE RABUONS.

Plusieurs idées ont guidé l'échantillonnage géochimique, selon les coupes 3-4 et 5-6, (fig. 52) :

- quelle est la nature originelle des migmatites d'Anelle, des gneiss d'Iglière, des migmatites de Rabuons ?

- la composition chimique de chaque formation varie-t-elle latéralement ?

Les 48 analyses effectuées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C.R.P.G.) et consignées dans le tableau I, concernent des échantillons prélevés pour leur caractère banal. Cependant, le tracé et les affleurements de ces deux coupes, font que les divers échantillons de chacune ne sont pas directement corrélables, les comparaisons ne peuvent être que globales. Pour l'interprétation de ces nouvelles données, nous utiliserons la méthode paramétrique développée au C.R.P.G. par H. de LA ROCHE en 1978.

L'ensemble des échantillons présente un caractère alumineux net, mais variable selon la formation, et il est aisé de proposer un reclassement pour les quelques échantillons provenant de zones où la mylonitisation tend à effacer les différences lithologiques (par exemple les échantillons Is2 et Is3).

Les résultats montrent globalement que :

- la Formation d'Anelle se différencie facilement de la Formation de Rabuons,
- la composition chimique des deux formations varie peu d'une coupe à l'autre.

On peut maintenant examiner les résultats de manière plus détaillée.

7.1 - FORMATION D'ANELLE. (Fig. 3 à 6).

Le premier caractère de la Formation d'Anelle est la dispersion importante des points représentatifs, bien que les bancs particuliers et subordonnés, n'aient pas été échantillonnés (marbres, quartzites, niveaux graphiteux...). Par leur caractère alumineux associé à une charge en quartz importante mais variable, et à une charge cafémique notable, Mg surtout, les roches de la Formation d'Anelle évoquent fortement des grauweekes. Cette origine grauweekeuse n'est pas incompatible avec les autres roches de la formation : marbres, quartzites, quartzites micacés ou feldspathiques, amphibolites. Les variations de la composition chimique d'une coupe à l'autre sont d'une amplitude compatible avec les mêmes variations des ensembles sédimentaires.

Les gneiss leucocrates massifs d'Iglière, (voir fig. 3 à 6), sont inclus dans la Formation d'Anelle.

Leur chimisme est du type granodiorite-adamellite. On note un léger excès d'alumine et, surtout, un net excès de MgFe par rapport aux compositions plus habituelles. Pétrographiquement, ces excès se traduisent par le mica noir. Il est donc préférable de proposer une origine "ortho" à ce matériel.

7.2 - FORMATION DE RABUONS : MIGMATITES ET GNEISS OEILLES. (Fig. 3 à 6).

Les migmatites et gneiss de Rabuons font suite, au nord, aux migmatites d'Anelle. Chimiquement, les deux traits qui précisent et justifient l'individualisation de la Formation de Rabuons, déjà établie sur le terrain par A. FAURE-MURET en 1955, S. BOGDANOFF et M. PRUNAC en 1976, sont :

- l'homogénéité des compositions et la constance quantitative du quartz (caractère "ortho" généralement) ;
- le fort excès d'alumine (fig. 3, paramètre A très positif) qui, par rapport à un équilibre de type feldspathique est généralement une signature para-dérivée.

Cet excès d'alumine peut également se manifester dans le cas des granites à muscovite (H. de LA ROCHE, 1979), mais cette origine paraît contredite ici par l'abondance cafémique et par l'absence de tendance significative de la muscovitisation des plagioclases. Les teneurs en Rb, Ba et les rapports K/Rb,

Ba/Rb ne rappellent en rien ceux des granites à muscovite.

Pétrographiquement, l'excès d'alumine se traduit par le mica blanc qui peut atteindre 10 % du volume des minéraux et dont la moyenne tourne autour de 5 à 7 %. Il faut noter que les grains de tourmaline sont fréquemment associés au mica blanc post et syn-cinématique par rapport à la dernière déformation, (S. BOGDANOFF et M. PRUNAC, 1976). On pourrait donc penser que l'excès d'alumine est, en partie, une conséquence des circulations de fluides tardifs, liés à la mise en place du granite de l'Argentera, (285-293 MA, G. FERRARA et R. MALARODA, 1969), la Formation de Rabuons étant également recoupée par des pegmatites tardives à tourmaline et mica blanc.

Une autre interprétation est suggérée par ces caractères hyperalumineux, hyposodiques, (voir fig. 6) : une anatexie profonde de roches de composition pélitique qui serait à l'origine de ce "granitoïde" particulier. L'existence d'un tel magma alumineux, paraît compatible avec les données expérimentales et théoriques de T.H. GREEN, 1976 et de P.J. WYLLIE, 1977.

La présence ou l'absence d'yeux feldspathiques dans la roche n'a pas d'influence sur la composition globale de la Formation de Rabuons. Le caractère oeillé serait donc un caractère relique d'une texture porphyroïde ancienne, dans une matrice maintenant mylonitique. Le fait que la foliation, plissée plusieurs fois, (S. BOGDANOFF et M. PRUNAC, 1976), entoure complètement la plupart des yeux cataclasés, dont certains ont tourné de toute évidence, renforce cette hypothèse.

7.3 - CONCLUSION.

L'échantillonnage géochimique montre que :

- La Formation d'Anelle était une formation grauweekeuse, contenant des intercalations mineures de roches éruptives basiques et, plus réduites encore, de calcaires et de quartzites.
- Les gneiss d'Iglière, sont issus d'une granodiorite. Cette roche s'est mise en place dans la Formation d'Anelle. La forme très allongée actuelle, (voir fig. 36) des gneiss d'Iglière, pouvait être déjà esquissée dès l'origine, avant les déformations en aplatissement-étirement, si l'on admet l'image d'un laccolite, intrusif dans les grauweekes d'Anelle.
- La Formation de Rabuons est probablement une formation orthodérivée : homogénéité de composition, constance du quartz, homogénéité lithologique du paléosome, porphyroblastes anciens. Mais la nature de sa composition pose un

un problème : hyposodique mais riche en alumine par rapport aux ferromagnésiens.

On pourrait expliquer partiellement cette richesse en alumine par des circulations de fluides deutériques (muscovitisation) liées au granite de l'Argentera. Mais l'hypothèse qui a notre préférence, actuellement, est celle d'un ancien granite d'anatexie, issu d'un ensemble sédimentaire à composition alumineuse et associé à des roches basiques.

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE ANTE-ALPINE

- 1 - LES STRUCTURES PRINCIPALES.
- 2 - INTERPRETATION DU MECANISME DE CREATION DES STRUCTURES.
- 3 - CONCLUSION : EVOLUTION DU SOCLE ANTE-TRIASIQUE DE L'ARGENTERA.

La structuration de la partie ouest du Massif de l'Argentera peut se diviser en deux périodes, si l'âge est choisi comme critère distinctif principal.

- Une période de structuration alpine où domine dans le socle une tectonique cassante. Le métamorphisme est inexistant ou très faible.

- Une période de structuration ante-triasique, hercynienne, peut-être calédonienne, où domine une tectonique souple. Le métamorphisme est un métamorphisme de l'amphibolite faciès à sillimanite et disthène.

Les arguments permettant d'attribuer un âge ante-triasique ou antépermien à la structuration du socle cristallophyllien de l'ouest de l'Argentera, s'appuient sur les faits suivants :

- Les migmatites, gneiss et schistes du socle ont été déformés plusieurs fois. Ils sont recoupés par de petits stocks de granites tardifs non déformés. Les migmatites et gneiss contiennent : sillimanite, disthène, grenat.

- Sur cet ensemble érodé est venu se déposer, en discordance, un ensemble de roches sédimentaires permienes ou triasiques dont le degré métamorphique est faible ou inexistant.

Une fois la description du dispositif tectonique (tectonic pattern des auteurs anglo-saxons) terminée, je reprendrai la discussion portant sur l'âge qu'on peut attribuer à la structuration du socle.

J'ai réuni en un seul tableau (fig. 37), telle que je me la représente, la succession des déformations ayant affecté le socle de l'Argentera. Ce tableau essaie de grouper en une seule page, à la fois la succession des différents types de déformation et leur répartition dans les différentes unités lithologiques.

La partie supérieure du tableau décrit sommairement la lithologie des formations qui constituent la partie ouest de l'Argentera. La disposition de ces formations est celle qu'apercevrait un observateur regardant la carte géologique en direction du nord-ouest.

En dessous des descriptions lithologiques sommaires, j'ai décrit les différentes structures ante-alpines qui peuvent se regrouper en quatre épisodes principaux D1 à D4. On voit que la géométrie de ces structures est différente d'une déformation (D) à l'autre. Ce n'est pas un argument suffisant pour affirmer qu'elles se succèdent : une même déformation peut s'exprimer par des styles de pli différents. Mais d'autres objets tectoniques, tels que lignes déformées ou non, surfaces planes ou gauches et liés à ces plis, sont à prendre en compte dans l'argumentation qui sera exposée dans ce chapitre.

Les traits horizontaux, terminés par des flèches, indiquent quelles sont les formations affectées par les structures schématisées dans ce tableau. Si les flèches se recouvrent partiellement, ce qui est le cas de la déformation D4 par exemple, cela indique que des plis de style différent, de même âge, sont présents ensemble dans les mêmes formations.

D'une manière générale, j'éviterai l'emploi du mot "phase" pour désigner une géométrie donnée. J'emploierai plutôt le mot "déformation", symbolisé, comme je l'ai écrit plus haut, par la lettre D. Cela exprime mieux, à mon sens, la diversité des structures qui peuvent être contemporaines.

1 - LES STRUCTURES PRINCIPALES.

Les structures principales de la partie ouest du socle de l'Argentera, sont représentées par deux structures d'ordre mégascopique : les plis couchés, déformés à leur tour par des plis à plan axial vertical ou redressé (D2 et D3). La foliation que ces plis déforment sont les restes d'une tectonique antérieure. Les déformations ultérieures, D4, matérialisées par des plis en forme de Z ou de U, dont la dimension n'excède pas, en général, quelques décimètres, n'ont qu'une influence locale sur la géométrie créée par les déformations antérieures. Seul le pli d'axe vertical, d'échelle kilométrique situé au nord de St-Etienne-de-Tinée fait exception. La carte géologique et la carte structurale illustrent bien ces affirmations.

1.1 - LA DEFORMATION D1.

La déformation d'un corps est par définition l'effet produit par des forces qui engendrent dans ce corps : une distorsion, une translation, une rotation.

Parmi ces composants, l'effet de la distorsion est celui qui se voit le plus facilement sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement, ou de la lame mince. Ceci explique donc l'identification fréquente entre distorsion et déformation dans la littérature, (W.D. MEANS, 1976).

La déformation D1 est représentée, dans les quatre formations lithologiques par des plis de type semblable P1, (voir fig. 7), isoclinaux le plus souvent, de taille décimétrique à métrique au plus. Ces plis, synschisteux, admettent la foliation S2 comme plan axial, S1 étant la surface plissée.

En règle générale, S1 est concrétisée par des filons ou filonnets le plus souvent quartzo-feldspathiques. Parfois, ce sont des quartzites qui sont plissées (quartzites inclus dans les gneiss miliaires de la Formation de la Valetta), parfois ce sont de minces bancs de marbres (Formations d'Anelle et de la Valetta). Les plis P1, intrafoliaux pour la plupart, sont les seuls où l'on observe une foliation de plan axial qui soit pénétrative. Je pense que cette foliation axiale est, au moins en partie, la foliation régionale actuelle S2 des migmatites et des gneiss.

Les plis des déformations ultérieures, D2 et D3, qui ne sont pas intrafoliaux, ne montrent jamais de schistosité associée, qui soit pénétrative à l'échelle du pli entier, de dimensions de l'ordre du décimètre ou même de dimensions supérieures (fig. 11, 13, 16).

Il en est de même pour les plis P4 et P'4, dont le style est, de plus, différent des plis P1. Les plis P4 n'ont pas de schistosité ou bien une schistosité à peine esquissée. Celle des plis P'4 est d'une autre nature, dans la mesure où cette schistosité est matérialisée par un alignement de minéraux tels que micas noirs ou d'objets tels que les nodules quartzo-sillimanitiques, localement sécants à S2. Cette schistosité est étroitement associée à des plis dont l'axe est vertical ou fortement redressé (P'4). On voit donc que la seule structure où la foliation est une surface transposée est représentée par les plis P1.

A partir de cette constatation, on peut penser qu'il existe une transposition de surface à l'échelle du volume étudié.

La foliation S2 tourne autour des plis P2 ou P'2 mais je n'ai jamais observé les plis P1, avec leur foliation de plan axial, tourner autour de ces mêmes plis. Il faut remarquer aussi que les plis P1 sont situés dans des affleurements éloignés les uns des autres, ce qui pose évidemment le problème de leur raccord.

La figure 9 montre que le plan axial des plis P1 et leur axe sont

dispersés à l'intérieur de deux cônes. Cette dispersion est la conséquence des déformations ultérieures plicatives ou cassantes. Par exemple, les ondulations en plan, de la foliation que la carte géologique montre clairement, sont, à mon avis, responsables de la dispersion des axes de P1. Ces ondulations sont synchrones de la déformation D4 comme on le verra plus loin. La dispersion des plans axiaux de P1 est également explicable, partiellement, par les déformations ultérieures D2 et D3.

On peut se demander pourquoi la dispersion des axes et des plans axiaux de P1 n'est pas plus importante que celle décrite par la figure 8. La raison en est que la déformation D3 a fortement réaligné toutes les structures antérieures (voir carte structurale). Ensuite, les déformations D4 de dimensions décimétriques ont une influence locale, ce qui a peu changé les orientations des structures D3 et des structures antérieures.

Les ondulations tardives à très grand rayon de courbure, dont j'ai parlé plus haut, si elles dispersent axes et plans axiaux, ne le font pas au point de modifier fondamentalement leur orientation antérieure.

A une échelle plus grande, il est tentant de rapprocher les structures lenticulaires d'échelle cartographique, telles que la géométrie des quartzites de la Valetta, des objets identiques de la figure 9, extraite du livre de F.J. TURNER et L.B. WEISS : "Structural analysis of metamorphic tectonites". Mais il est possible d'admettre aussi que ces structures soient acquises pendant la déformation D3, par étirement. Il s'ensuit que les preuves d'une transposition de surface à une échelle supérieure à celle d'un affleurement de quelques dizaines de mètres carrés, font défaut. Il est vraisemblable que P1 est bien, en partie au moins, ce qui subsiste d'une tectonique antérieure, S2 étant ensuite déformée par D2, 3, 4, mais il n'y a pas, dans l'Argentera, de preuve formelle de cette transposition à l'échelle mégascopique.

Si la foliation de plan axial S2 des plis synschisteux P1, est prise comme référence, il existe dans les formations décrites dans le chapitre précédent, d'autres objets tectoniques qu'il est possible de rapprocher, dans le temps, de la genèse des plis synschisteux.

Ces objets sont :

- Des plis ptygmiques, que l'on trouve uniquement dans la Formation de Rabuons. La longueur d'onde de ces plis est décimétrique et les filonnets quartzo-feldspathiques ont une épaisseur centimétrique. La foliation S2 des gneiss de Rabuons est plan axial de ces plis, qui sont visibles seulement dans les gneiss gris à texture pélitique et les gneiss gris oillés.

- Des rubans d'épaisseur décimétrique, (voir fig. 8) constitués par des granules leucocrates, observés dans la Formation de Rabuons. Ces granules sont composés par le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, associés en agrégats, ou par des mégacristsaux de feldspath potassique. Ils forment, ensemble, de petits rubans obliques de 10 à 20° en moyenne, à la foliation S2 qui les recoupe et au leucosome des migmatites massives de Rabuons qui est parallèle à la foliation S2. Il existe ainsi, une preuve de cisaillement simple, au moins localement.

- Des ovoïdes décimétriques à métriques de couleur verdâtre, que l'on trouve dans les gneiss rubanés à texture pélitique de la Formation de Malinvern. Ces roches sont les restes probables d'amphibolites, actuellement composées essentiellement par la chlorite. Ces objets, où l'on ne distingue pas de foliation, sont entièrement entourés par la foliation S2 qui les moule, et sont disposés en échelon par rapport à cette surface. Ils sont étirés dans la direction locale de la linéation La. L'absence de foliation dans ces objets nous prive d'un argument supplémentaire en faveur d'un cisaillement simple et peut-être d'un argument en faveur de l'antériorité de la mise en place de ces roches par rapport à S2. Ce serait le cas si la foliation de ces amphibolites faisait un angle fort avec la foliation des gneiss encaissants.

Il n'est donc pas possible de montrer l'existence d'une transposition de surface totale, pendant la déformation D1. Il existe, on vient de le voir, des indices d'événements tectono-métamorphiques, antérieurs très probablement à D2, (les plis P2 déforment la foliation S2). C'est pourquoi, je pense que la naissance de la foliation S2 est à ranger dans la période de déformation D1. De plus, on le verra plus loin, les déformations ultérieures, D3 ou D4 ne sont accompagnées que localement et épisodiquement, par une schistosité ou une foliation nouvelle de plan axial.

1.2 - LA DEFORMATION D2.

1.2.1 - Les plis couchés P2 dans la Formation d'Anelle.

Ces plis d'échelle plurikilométrique sont bien exprimés dans la Formation d'Anelle, où la continuité des affleurements est favorable à leur description. Je pense que des structures de même géométrie existent également dans la Formation de Rabuons, mais elles relèvent cette fois de la déduction et non de l'observation directe.

J'ai cherché un ou plusieurs plis couchés dans la Formation de Malinvern. Je n'en ai pas trouvé. Si un événement tectonique peut correspondre à ce type de pli, ce pourrait être la mylonitisation des gneiss leucocrates massifs que l'on y observe. Je m'expliquerai sur ce sujet après avoir décrit les déformations D3 et D4.

a) Les plis couchés dans la Haute-Tinée.

La structure est bien exposée en rive droite et gauche de la Tinée, en amont de St-Etienne-de-Tinée, là où la rivière entaille les migmatites schistoïdes d'Anelle, à peu près perpendiculairement à la direction des couches, et sur une hauteur de 1 000 mètres environ. Un pli couché replissé est dessiné par les marbres à rubans de silicates, roches que l'on peut suivre pas à pas, en direction, en particulier en rive gauche.

Je rappelle brièvement que ces marbres sont constitués par l'alternance de bancs de calcaires gris clair, d'épaisseur métrique à centimétrique, et de petits niveaux centimétriques plus durs de silicates calciques, à patine marron. Ces petits niveaux sont disposés de telle sorte qu'ils donnent une polarité relative à la couche qui les contient, (voir fig. 12).

b) Description de la structure, fig. 11.

Si l'on prend comme point d'origine le lieu d'intersection des deux bancs de marbres par le cours de la Tinée, on observe que ces roches montrent à peu près verticalement, en rive gauche, de la cote 1 400 à la cote 2 000 environ, la foliation S2 des migmatites schistoïdes d'Anelle étant parallèle à la foliation des marbres. A partir de cette altitude, les bancs suivent un trajet à peu près horizontal, après une brusque torsion de 90° vers le nord. Puis, toujours vers le nord, ils s'inclinent pour se rejoindre en une charnière ; ils sont alors disposés à nouveau à la verticale.

En rive droite, en partant du sud, on n'observe pas cette allure générale en coffre des bancs de marbres, mais plutôt une voûte qui s'infléchit assez rapidement à la verticale, au nord, un peu au-dessus de la charnière.

L'axe du pli couché est dirigé au nord-ouest et incliné d'une dizaine de degrés dans cette direction. Le plan axial est courbé brusquement deux fois en rive gauche et selon une courbure presque continue en rive droite. Ceci montre l'hétérogénéité de la déformation postérieure.

Si l'on observe les choses plus en détail, on constate que les bancs de marbres forment une suite en chapelets, dont les éléments varient à la

fois en longueur et en épaisseur : entre quelques mètres et l'hectomètre en longueur, entre le mètre et vingt à trente mètres en puissance. La distance séparant ces roches peut varier entre quelques mètres et quelques hectomètres. Les charnières, en rive droite et gauche de la Tinée, sont d'un seul tenant.

Le fait que les marbres forment un chapelet de blocs isolés, peut être interprété de deux façons : cette géométrie est d'origine sédimentaire ou bien cette géométrie est d'origine tectonique. A ma connaissance, seuls d'anciens récifs peuvent expliquer cette géométrie si l'on fait appel à une origine sédimentaire. Comme je n'ai observé aucun critère allant en ce sens, je pense que la deuxième explication, soit l'étirement d'une couche par la déformation, est l'explication la plus satisfaisante.

c) Petites structures synchrones.

Je n'ai pas observé de structures tectoniques antérieures à la naissance du pli couché, telles que des linéations enroulées en hélice autour de la charnière, ou bien une surface lithologique oblique aux petits rubans de silicates calciques.

La plupart des petites structures que l'on observe dans les marbres sont des petits plis centimétriques ou décimétriques, à plan axial vertical et dont l'axe est dirigé, tantôt au N 110, tantôt au N 300, avec une inclinaison toujours faible. Ces plis sont nombreux, comme on peut s'y attendre, en raison du contraste de viscosité entre les calcaires et les minces rubans de silicates calciques (l'ensemble formant un ensemble multi-couches). Une linéation de micro-plis ou d'étirement, accompagne ces structures ; son orientation est la même que celle des petits plis, des plis d'entraînement et de la charnière principale, (N 110 ou N 300). J'ai multiplié les points d'observation sur ces marbres en vue de trouver des lignes d'orientation différente, sans grand succès.

On observe également un boudinage des bancs de silicates calciques antérieur aux petits plis dans les parties horizontales et un boudinage postérieur à ces mêmes petits plis : les petits bancs sont plissés et les plis séparés les uns des autres, la calcite ayant flué dans l'intervalle. On observe enfin, de petits cisaillements de l'ordre du mètre ou du décimètre, dont le plan fait un angle faible avec le rubanement et qui décalent celui-ci.

d) La schistosité dans la charnière mégascopique, (fig. 12).

Une observation attentive de la charnière hectométrique, que dessinent les marbres en rive gauche et en rive droite de la Tinée, montre qu'il

n'existe pas, dans les marbres, de schistosité de plan axial. Là foliation S2 des migmatites, en rive droite, tourne avec la foliation des marbres, sans montrer de schistosité de plan axial. Par contre, en rive gauche, il y a une disharmonie de plissement entre les migmatites d'Anelle et les marbres, comme le montre la figure 12. On distingue clairement une foliation de plan axial S3, recoupant la foliation des migmatites.

Il existe, en rive gauche, une seconde charnière, plus petite (décamétrique), également dessinée par les marbres, et située plus haut en altitude et au nord-est de la charnière mégascopique que je viens de décrire. Là aussi, migmatites et marbres ne sont pas recoupés dans la charnière, par une foliation de plan axial. Le plan axial de ce pli est vertical, et sa direction est orientée au N 300 environ, soit dans l'axe de la Vallée de la Tinée (voir carte structurale). Les marbres, dans leur ensemble, dessinent donc des plis couchés superposés géométriquement.

1.2.2 - Les plis P2 dans la Formation de Rabuons.

L'existence de plis P2 identiques à ceux de la Formation d'Anelle dans la Formation de Rabuons, repose cette fois sur une démonstration et non sur une observation directe.

La foliation S2 dans Rabuons a une direction nord-ouest - sud-est. Une série de coupes perpendiculaires à cette direction, montre qu'il existe une polarité à l'échelle du kilomètre. La partie centrale de la formation est constituée par les stromatites-agmatites, ensemble dont la lithologie varie peu. Là, les "enclaves" constituées par les gneiss gris foncé à texture pélitique, dont la foliation n'est pas toujours bien exprimée, ont souvent la forme de boudins allongés nord-ouest - sud-est. Il existe également des enclaves aux formes anguleuses, sans orientation préférentielle.

De part et d'autre de ces stromatites-agmatites, on observe des migmatites ocellées, en tout point semblables, où la quantité de leucosome et d'yeux feldspathiques décroissent régulièrement à l'échelle de la formation (irrégulièrement dans le détail), vers le nord-est pour les migmatites septentrionales, vers le sud-ouest pour les migmatites méridionales, ce, en travers banc. Au sud en particulier, les mégacristaux sont rares et la roche est un gneiss gris foncé à texture pélitique, à biotite. Le paléosome ne semble pas subir de changement textural, minéralogique ou chimique. Au nord des stromatites-agmatites, la Formation de Rabuons ne montre qu'une mince bande de roches pauvres en leucosome et en mégacristaux de feldspath. La raison de cette ablation

est à mon sens, due à un décrochement dextre dont l'âge est alpin, comme on le verra dans le Chapitre Tectonique Alpine.

Il existe néanmoins des différences lithologiques entre les migmatites massives de Rabuons situées de part et d'autre des stromatites-agmatites. Les amphibolites du Vallon de Panieris au nord, anciennes roches basiques probables, n'ont pas d'équivalent au sud. Mais, si la Formation de Rabuons est une ancienne série pélitique anatectique, la présence d'intrusions basiques est chose possible ; ces intrusions n'ont pas besoin d'être réparties à peu près régulièrement dans la formation. Ainsi, une fois plissées avec leur encaissant, ces intrusions seront localisées sur un flanc de pli seulement, surtout si la structure est de dimensions pluri-kilométrique. Une autre différence est la présence de fuseaux pluri-hectométriques de gneiss gris foncé à texture pélitique, disposés sans ordre apparent à l'intérieur des migmatites. Ces fuseaux peuvent être au choix : soit la roche antérieure à la migmatisation, soit une mylonite des migmatites massives. Je choisirai la seconde interprétation eu égard aux quartz aplatis, aux queues de cristallisation sigmoïde, associées aux clastes de feldspath potassique que montrent les lames minces.

Il existe enfin des différences d'inclinaison de la foliation entre le nord et le sud. Au nord, la foliation est soit verticale, soit fortement pentée vers le nord. Au sud, lorsqu'on se rapproche de la Formation d'Anelle, la foliation se rapproche de l'horizontale. Cette géométrie est à rapprocher de celles des marbres d'Anelle sous-incombants qui sont disposés à l'horizontale (pli couché P2).

Si l'on passe à une échelle plus petite, celle des structures méso-scopiques, on observe que celles-ci se répartissent en deux types :

- Des boudins dans les stromatites-agmatites, dont le grand axe est orienté au N 300 ou bien au N 110. Le plan principal du boudin (voir fig. 21) est souvent fortement redressé et toujours parallèle à la foliation S2 (voir planche IV A). Ces boudins portent une linéation d'étirement qui est orientée N 110 ou N 300 avec des inclinaisons s'échelonnant de l'horizontale jusqu'à une trentaine de degrés.

- Une linéation, d'étirement le plus souvent, de microplis, dont les orientations sont identiques : direction N 110 ou N 300 ; inclinaison 0 à 30° environ (voir carte structurale).

L'interprétation que j'adopte, pour expliquer la géométrie de l'ensemble de la Formation de Rabuons, est celle d'un pli couché d'amplitude kilométrique dont les stromatites-agmatites forment la partie centrale, encadré, au nord-est et au sud-ouest par les migmatites massives. Le plan axial de la charnière est proche de la verticale. La forte inclinaison de ce plan est dû à la déformation postérieure D3. Plus au sud, il est très vraisemblable que la foliation S2 de la Formation de Rabuons devait être horizontale et parallèle à la partie horizontale des marbres de la Formation d'Anelle. L'axe de ce pli, d'échelle mégascopique est probablement horizontal et dirigé au N 300 ou au N 110. Les coupes n° 3 et n° 6 jointes à ce travail, montrent cette interprétation, où la trace de la charnière est dessinée en pointillé pour marquer la différence entre la structure observée dans la Formation d'Anelle et celle supposée que je viens d'interpréter comme telle. J'ajoute que l'empilement de plis couchés d'échelle mégascopique est chose fréquente dans les parties profondes de la croûte.

Je pense qu'il existe une autre structure P2, d'ordre inférieur à celle que je viens de décrire et située dans le flanc sud du Mont des Fourches, dans la Formation de Rabuons (voir fig. 14). Dans ce versant, un double banc d'amphibolites litées, d'épaisseur métrique à décimétrique, associé à des quartzites feldspathiques, semble faire partie d'un pli couché dont la charnière n'est pas visible. La dimension de cette structure est à peu près comparable à celle déformant les marbres de la Formation d'Anelle. Cette structure est déformée ensuite par un plissement postérieur. Je développerai cette question dans le paragraphe consacré à la déformation D4.

On voit donc, en résumé, que la Formation d'Anelle et la Formation de Rabuons semblent organisées en un empilement de plis couchés de dimensions kilométriques ou plurikilométriques. Parmi ces structures, seuls les plis couchés tracés par les marbres sont des structures incontestables : la charnière du banc double des amphibolites de la Formation de Rabuons (Mont des Fourches), la charnière des migmatites de Rabuons, échappent toutes deux à l'observation. Mais les socles cristallins sont souvent structurés en un empilement de plis couchés, comme on le verra plus loin dans le paragraphe intitulé : "Orientation des plis dans les socles" de ce même Chapitre. Il n'est donc pas interdit de supposer qu'il en est de même dans la partie ouest de l'Argentera.

Les plis couchés D2, malgré leur reprise partielle par la déformation D3, sont des plis dont l'axe devait être orienté probablement selon une

direction ouest-nord-ouest, est-sud-est :

- ces plis étaient déversés vers le nord ou le nord-nord-est ;
- ces plis déforment la foliation S2 et le leucosome des migmatites d'Anelle, probablement la foliation S2 et le leucosome des migmatites de Rabuons.

1.2.3 - Les structures mésoscopiques associées à la déformation D2.

La Formation d'Anelle contient des plis isoclinaux d'échelle métrique à plurimétrique P'2 (découverts plus au sud-est par M. PRUNAC) dont le style est très voisin de celui des plis P2 d'échelle mégascopique (voir fig. 13).

Ces plis sont souvent bien visibles grâce aux bancs d'épaisseur décimétrique de quartzites ou de quartzites feldspathiques que la Formation d'Anelle contient. La foliation S2 des migmatites schistoïdes suit la déformation des quartzites. Ces plis ne montrent de schistosité, ni dans la charnière P1, ni dans les charnières postérieures P3. Une linéation de microplis ou d'étirement est à peu près parallèle à l'axe de tous les plis de la figure 13. Son orientation est identique à celle affectant les mégastructures P2, soit N 300 ici, avec une inclinaison de quelques degrés.

Ces plis sont donc de toute évidence déformés à nouveau après leur structuration lors de D2. M. PRUNAC a montré, dans sa thèse de spécialité, que ces plis étaient antérieurs aux plis P3 de la déformation D3. Ici, comme dans les plis étudiés par M. PRUNAC, les axes des plis P'2, les axes des plis P3, les linéations d'étirement ou de microplis sont parallèles.

Ces plis P'2, dans Anelle, sont déversés, tantôt vers le nord-est, tantôt vers le sud-ouest. Or, les plis couchés mégascopiques dans les socles, sont souvent accompagnés par des plis de plus petites dimensions, de taille variable, isoclinaux, à plan axial à peu près horizontal, dont le regard est souvent opposé (A.G. MILNES, 1974). Une déformation ultérieure, ici les plis P3, dont la conséquence est la création de plis à plans axiaux verticaux ou redressés, peut très bien plisser des plis du style P'2 isoclinaux, à plan axial horizontal pour donner des plis à regard opposé. Linéations et axes de plis, anciens et nouveaux, auront tendance à se paralléliser entre eux.

La Formation de Rabuons comporte aussi quelques rares plis de style identique (isoclinal) mais de dimension plus petite, d'ordre métrique. Ces plis, bien visibles grâce au leucosome des migmatites, montrent, dans la charnière, une schistosité de plan axial soulignée parfois par des biotites sécantes au leucosome plissé. Ces rares plis sont présents dans les migmatites massives. Les gneiss gris foncé à texture pélitique, sont dépourvus de ces

structures, bien qu'elles puissent passer inaperçues plus facilement, ces roches étant relativement pauvres en niveaux marqueurs de la déformation.

Remarque.

Je n'ai pas trouvé, dans le périmètre étudié, de plis P2 d'échelle intermédiaire hectométrique. Pourtant, la lithologie de la Formation d'Anelle est relativement diversifiée et j'y ai cherché des structures de ce type et de cette dimension en ayant ce problème présent à l'esprit. L'absence de ces structures, dans l'Argentera, n'est pas un fait isolé. Les travaux d'autres auteurs, où sont décrites les structures en zone profonde, montrent des faits à peu près semblables : il n'existe pas ou très peu de plis homothétiques de la structure mégascopique à toutes les échelles. Le fait est particulièrement clair dans les Alpes simpléennes (A.G. MILNES, 1974) car les déformations postérieures aux plis couchés, ne sont ni pénétratives, ni de grande ampleur comme dans l'Argentera.

1.2.4 - Absence de plis P2 et P'2 dans les Formations de la Valetta et de Malinvern.

Les micaschistes noirs ou verts ou beiges de la Formation de la Valetta contiennent, marbres, quartzites, amphibolites et gneiss amphiboliques, dont la géométrie est telle qu'il me paraît difficile d'y décrire des structures en synforme comparables à celles décrites plus haut en tant que plis P2 de la déformation D2. Cette formation me semble plutôt être un coin ou un monoclinale du point de vue géométrique.

D'une manière générale, les plis syn ou post-schisteux y sont rares par comparaison avec les trois autres formations, (voir fig. 9 et 19). J'ai observé dans la Formation de la Valetta quelques rares plis synschisteux de dimensions décimétriques, marqués par de fins filonnets quartzo-feldspathiques et dont le plan axial est parallèle à la foliation S'2. La direction de l'axe de ces plis est le N 310-320 avec une inclinaison de l'ordre de 30 à 40°.

J'ai observé également quelques plis métriques P3 et P4 déformant la foliation S'2, (voir fig. 19). Les caractéristiques de ces plis seront détaillées plus loin dans le paragraphe intitulé : "La déformation D3". Mais, dès maintenant, on peut dire que leur géométrie et leur orientation n'est pas très différente des plis P1, sauf que P1 est synschisteux et que P3 et P4 ne le sont pas. Donc, cette foliation S'2 est antérieure à P4 et P3, et synchrone des plis P1.

Les plis P1 de la Valetta peuvent être contemporains des plis P1 des Formations de Rabuons et d'Anelle ou être ce qui subsiste de plis P2 de petites dimensions qui sont présents dans Anelle ou Rabuons, où certains possèdent une schistosité de plan axial, (voir paragraphe précédent). Mais est-il possible que ces plis P1 puissent être les seules structures, à défaut des structures mégascopiques, qui marquent la présence de la déformation D2, dans la Formation de la Valetta ?

Ce qui vient d'être décrit pour la Formation de la Valetta peut être transposé à la Formation de Malinvern : je n'ai pas pu observer de plis couchés de dimension métrique ou kilométrique. On observe par contre, des plis synschisteux P1 et des plis postschisteux P3 et P'3, (voir fig. 9 et 20). La différence d'avec la Formation de la Valetta est que ces plis sont beaucoup plus fréquents dans la Formation de Malinvern. Mais, l'ambiguïté quant à l'interprétation des plis P1 demeure.

Par contre, les plis P3 et P'4 déforment une foliation mylonitique S'2 à la fois dans la Formation de la Valetta et dans celle de Malinvern :

- La Formation de la Valetta montre, au microscope, deux surfaces S. Une première foliation mylonitique S'2 (clastes de feldspath potassiques, nombreuses tablettes de quartz aplaties) recoupée par une schistosité tardive à mica blanc qui semble liée à la faille alpine de l'Inciano, (voir le Chapitre Tectonique Alpine), puisque cette schistosité n'existe plus dans la Formation de la Valetta, dès que l'on s'éloigne de la zone affectée par cette faille.

- La Formation de Malinvern montre, en plus de la foliation S2 des gneiss leucocrates, une foliation S'2 qui est le résultat de la mylonitisation de ces gneiss (réduction de la taille du grain, clastes, minéralogie identique).

C'est pourquoi je pense qu'on peut mettre en équivalence, dans le temps :

- la formation de plis couchés dans les Formations d'Anelle et de Rabuons,
- la mylonitisation d'orthogneiss dans la Formation de Malinvern et la mylonitisation de schistes ou de micaschistes dans la Formation de la Valetta.

Par ailleurs, les différents mécanismes de déformation de plis invoqués par les auteurs font toujours référence à des mécanismes associés de flambage et de cisaillements, ductiles ou non, à diverses échelles. Il n'y a donc rien d'impossible à supposer l'existence simultanée de ces deux types de mécanismes pendant la déformation D2.

1.2.5 - Comparaison entre les plis P2 et les plis penniques classiques.

Les plis du type P2 sont des plis couchés de socle. Il est donc intéressant de comparer les structures D2 de l'Argentera aux structures profondes décrites dans la région, classique de ce point de vue, du Simplon-Tessin et appelées nappes simplon-tessinoises. Est-il légitime ou non de qualifier de penniques les structures D2 de l'Argentera ?

F. ELLENBERGER (1965) et A.G. MILNES (1965, 1968, 1973, 1974, 1978) concluent tous deux en faveur d'une structuration des plis penniques réalisée en deux temps. A.G. MILNES décrit l'histoire suivante dans les Alpes Pennines et Lépontines :

- Premier temps : mise en place de nappes listriques (nappes du deuxième genre d'E. ARGAND) constituées de matériel différent. D'une part, des gneiss quartzo-feldspathiques à patine grise, des gneiss schisteux, des schistes, ensemble appelé roches de socle dont l'âge antémésozoïque est établi. D'autre part, des schistes calcaires, des marbres à patine brune, des quartzites, etc..., dont l'âge est mésozoïque et qui forment la couverture du premier ensemble. La mise en place de ces nappes listriques serait à rapporter à la fin du Crétacé.

- Deuxième temps : cet empilement de nappes listriques (Antigorio, Maggia, Lebendun, etc...), est plissé d'abord en grands plis couchés de dimensions plurikilométriques, appelés plis penniques. Deux phases plicatives postérieures et peut-être même trois, non pénétratives à l'échelle de la région, modifient, sans trop la compliquer, la géométrie originelle des plis couchés. Cette deuxième déformation s'échelonne entre l'Eocène et le Miocène. Le métamorphisme qui règne à ce moment là, au début de l'Oligocène, est un métamorphisme du faciès amphibolite qui semble se prolonger au Miocène. La limite septentrionale du faciès amphibolite, passage au faciès schistes verts, est sécante aux plis alpins tardifs.

Si l'on compare l'évolution tectonique du Massif de l'Argentera à celle des Alpes simplon-tessinoises, on constate l'existence d'un certain nombre de points communs et un certain nombre de différences.

Voyons d'abord les points communs :

a) La déformation D3, qui déforme les plis couchés P2, (voir fig. 37), est une déformation compressive. On le verra plus loin, dans le paragraphe intitulé "Interprétation du mécanisme de création des structures", qu'il existe des

arguments en faveur de cette interprétation.

Si l'on remet par conséquent, à l'horizontale les plis P2, il apparaît que la structure du bâti, antérieure à D3, est constituée par les quatre Formations empilées les unes sur les autres :

- en bas, la Formation d'Anelle ;
- au-dessus la Formation de Rabuons ;
- au-dessus la Formation de la Valetta ;
- au-dessus la Formation de Malinvern.

La ressemblance avec la structure des nappes simplon-tessinoises est frappante, bien que la lithologie ne soit pas strictement la même. On aurait la correspondance suivante :

- les Formations d'Anelle et de Rabuons correspondraient à la nappe la plus basse, la nappe d'Antigorio, qui est constituée par du matériel d'origine ortho ;
- la Formation de la Valetta, d'origine sédimentaire (marbres, quartzites), correspondrait à la nappe du Lebendun qui est un ensemble de couverture, (marbres, quartzites, gypses, schistes, calcaires, etc...) ;
- la Formation de Malinvern, orthogneissique, correspondrait à la nappe du Monte Leone, constituée, elle aussi, de matériel orthogneissique.

La Formation de Malinvern, comme la nappe du Monte Leone, repose donc sur un ensemble sédimentaire de couverture où on observe donc une tectonique de nappes de deuxième genre dans l'Argentera. La mylonitisation des gneiss leucocrates (foliation S'2, voir fig. 37) renforce cette interprétation.

b) Les plis P2 sont, dans l'Argentera, les structures plicatives d'importance régionale, les plus anciennes que l'on puisse décrire. Ces plis déforment des roches déjà foliées et migmatisées. Il existe donc, ici comme dans le Simplon, une tectonique antérieure aux plis couchés, dont les plis synschisteux P1 sont très probablement une autre expression. Notons que si A.G. MILNES dessine clairement des plis postschisteux plissant la foliation des gneiss et micaschistes dans la nappe du Monte Leone, sa description de la géométrie de la foliation dans la charnière de la nappe d'Antigorio laisse le lecteur un peu perplexe : la nappe d'Antigorio serait-elle un laccolite aplati ?

c) Les plis couchés simplon-tessinois sont déformés à nouveau par des plis de dimensions plus réduites, qui déforment leur plan axial. Les plis P3 dans l'Argentera sont comparables à ces derniers, mais ils sont plus pénétratifs que

dans le Simplon et modifient plus profondément la structure antérieure. Il est très probable, entre autres, qu'en l'absence des marbres, la mise en évidence des plis couchés P2 aurait été difficile à réaliser.

Les différences sont les suivantes :

a) L'influence plus forte des plis P3 dans l'Argentera, fait que les petites structures synchrones de D2, linéations en particulier, sont rares ou inexistantes, alors que les nappes simplon-tessinoises (A.G. MILNES) en montrent au contraire, une assez grande variété. Je pense que l'étirement synchrone du développement des plis P3, de direction nord-ouest - sud-est, a une intensité suffisante pour faire disparaître, en grande partie, ou faire tourner, ce qui est le plus facile à effacer ou à réorienter : c'est à dire les structures d'échelle micro ou mésoscopiques. La ligne de glissement, dans cette déformation, est à peu près confondue avec la ligne d'étirement des plis P3, soit la direction de leur axe. On verra plus loin que c'est une linéation d'étirement apparente.

b) Il n'existe pas, apparemment, dans le Tessin, l'équivalent de la structure remarquable que représentent les schistes noirs de la Formation de la Valetta. Ces roches, dont la plus grande part est d'origine para (intercalations de marbres et de quartzites) traversent le massif de l'Argentera de part en part, en restant verticales et en séparant deux domaines différents. Mais je pense que ceci n'est qu'une apparence, comme on l'a vu plus haut. L'équivalent de ces roches est, à mon sens, représenté dans le Tessin par les "schistes bruns" d'âge mésozoïque, constituant, en partie, la nappe de Lebendun et moulant la nappe du premier genre d'Antigorio dont ils représentent la couverture.

On conçoit alors facilement que des plis alpins tardifs, postérieurs aux plis couchés, plus serrés, plus pénétratifs, auraient, en verticalisant les schistes bruns, engendré une géométrie identique à celle du Massif de l'Argentera, à savoir, des schistes à intercalations de marbres et quartzites d'origine para, à foliation fortement redressée séparant deux domaines d'origine principalement orthogneissique. Notons, en revenant au Tessin, que les roches sédimentaires de couverture, d'âge mésozoïque ("schistes bruns") sont déjà accordées ou proches de l'accordance avec les roches encaissantes (orthogneiss). Une déformation pli-cative ultérieure ne ferait qu'achever cette mise en parallèle.

c) L'âge des tectoniques respectives n'est pas le même : alpin dans le Tessin, hercynien ou plus ancien dans l'Argentera. Ainsi, dans l'Argentera, le Trias non métamorphique ou le Permien très légèrement métamorphique par endroits, (A.W.B. SIDDANS, 1980) ou le Stéphanien, reposent en discordance angulaire pouvant atteindre 90°, sur les migmatites et gneiss du faciès amphibolite. Dans le Tessin, la couverture mésozoïque est métamorphisée avec le socle, dans l'amphibolite faciès. L'évolution tectonométamorphique est donc comparable dans sa nature. On peut supposer que les durées d'évolution le sont également. La durée du cycle alpin dans le Tessin s'échelonne du Crétacé supérieur au Miocène, soit 70 MA. Si l'on transpose cette durée dans l'Argentera en prenant le Namurien comme âge marquant la fin de l'évolution hercynienne dans les Alpes, le début de celle-ci se situerait au plus tard à la base du Dévonien. Si l'on admet par ailleurs, que la foliation S2 et la migmatisation sont plus anciennes que la déformation D2 et qu'il y a empilement de nappes pendant cette déformation, il s'en suit qu'il existe une tectonique plus ancienne encore.

On voit aussi, dans le cas où ces conclusions sont exactes, qu'il n'existe pas de coupure nette permettant de séparer clairement l'évolution tectonométamorphique D2 à D4 de l'Argentera en deux cycles hercynien et caledonien, par exemple. Il serait peut-être plus approprié de parler d'évolution continue.

1.2.6 - Orientation des plis dans les socles.

Les pages précédentes m'ont permis de faire une comparaison entre les structures dans le socle alpin simplon-tessinois et le socle ante-alpin de l'Argentera. Il est clair que l'évolution tectonique où des plis couchés sont érigés les premiers pour être déformés à leur tour par des plis à plan axial redressé ou vertical, semble être la même dans ces deux massifs, sauf que l'intensité de la déformation tardive est supérieure dans l'Argentera.

Il importe donc de savoir si d'autres socles présentent une évolution comparable.

a) Relations plis couchés - plis droits dans l'espace.

ZWART (1963) a décrit dans les gneiss des massifs des Pyrénées centrales, tels que le Massif de l'Hospitalet ou de l'Aston, des plis couchés dans le socle et des plis droits dans la couverture paléozoïque. Des plis postérieurs, de style différent, kinks conjugués, plis droits, déforment à nouveau ce dispositif sans en altérer la géométrie créée antérieurement, au point de la rendre indéchiffrable. CAMPBELL (1970) décrit, dans les Rocheuses canadiennes,

des plis couchés dans les parties profondes et des plis droits synchrones dans la couverture.

b) Relations plis couchés - plis droits dans le temps.

Les plis couchés semblent bien être les premières structures mégascopiques qui déforment la foliation dans les bâtis métamorphiques. De nombreux exemples en sont connus : Dalradien, JOHNSON (1962) ; Lewisien, DASH (1969) ; Le Groenland, HALLER (1968) - BERTHELSSEN, HERICKSEN (1975) - ESCHER, WATT (1976) TALBOT (1979).

La Montagne Noire, ARTHAUD, MATTAUER, PROUST, In Etages Tectoniques (1966) - ELLENBERGER (1967) - DEMANGE (1975) - BARD (1979). Le Hoggar, BERTRAND (1974) - LATOUCHE (1977). Les Pyrénées, MATTE (1969) - AUTRAN, GUITARD (1969). La Vendée, TERS (1976), etc...

Les plis droits succèdent ou non aux plis couchés. Par exemple, le Groenland montre les deux cas de figure : des plis couchés dont le plan axial est resté horizontal, ou bien, des plis couchés déformés ultérieurement par des plis à plan axial redressé.

Les plis couchés ne sont pas systématiquement cantonnés dans le même faciès métamorphique, bien que la métamorphisme soit syntectonique par rapport à l'ensemble de la déformation. Si les plis à plan axial redressé sont considérés comme structure de référence, on se rend compte que la culmination du métamorphisme peut précéder, suivre ou dépasser le moment de leur formation. Ainsi, en Montagne Noire, la culmination du métamorphisme (sillimanite et grenat) est atteinte pendant ou après le développement des plis droits tardifs, (BOGDANOFF, 1969). Dans la partie nord du Hoggar, c'est le faciès granulite (orthopyroxène, grenat pyrope, hercynite) qui est synchrone des plis couchés, donc antérieur aux plis droits (L. LATOUCHE, 1972). TALBOT, (1979), montre avec une grande clarté que le faciès amphibolite est synchrone du développement des plis couchés : les isogrades sont parallèles aux limites lithologiques. Dans le Dalradien, en Ecosse, un épisode métamorphique de l'amphibolite faciès (grenat, disthène, sillimanite) est postérieur aux plis couchés de première phase.

Par ailleurs, il semble que la mobilité de la matière a été plus grande pendant la création des structures mégascopiques initiales (plis couchés), quel qu'ait été le degré de métamorphisme. Les plis couchés montrent clairement les déplacements plurikilométriques de matière, alors que le déplacement exprimé par les plis droits est évidemment moindre. On peut donc penser que mobilité et intensité du métamorphisme ne sont pas des facteurs liés étroitement, tout au

moins, les liens sont peut-être de nature plus complexe : l'inertie thermique est plus grande que l'inertie mécanique.

Si l'on en revient à l'Argentera, les plis couchés P2 déforment une foliation, le leucosome des migmatites d'Anelle et de Rabuons, sans que je puisse rattacher clairement une blastèse généralisée à cette déformation. J'ai décrit dans le Chapitre "Lithologie" (Chapitre II), la minéralogie des migmatites d'Anelle et de Rabuons. Dans les premières on trouve sillimanite et disthène, dans les secondes on trouve la sillimanite. A. FAURE-FURET signale le disthène dans Rabuons, mais je ne l'y ai jamais observé. D'après mes observations, la cristallisation de sillimanite et de disthène se fait de façon synchrone avec les plis P3 postérieurs aux plis P2. En effet, la sillimanite est associée au quartz pour former des nodules de dimensions centimétriques, de forme ellipsoïdale. Le grand axe de ces nodules, dont le plan orthogonal à cet axe est un cercle ou une ellipse, est aligné selon la linéation de microplis ou d'étirement parallèle à l'axe des plis P3. Ces nodules sont donc contemporains des plis P3.

J'ai déjà montré, dans la zone axiale de la Montagne Noire (BOGDANOFF, 1969), la nature syntectonique de ces nodules. TOURET et MACAUDIERE, (1969) en Norvège, LOSERT, (1968) en Tchécoslovaquie, avaient conclu dans le même sens. Les principaux arguments que j'avais développés en faveur de la nature syntectonique de ces nodules sont les suivants :

- Ces nodules de forme ellipsoïdale, occupent des positions diverses par rapport à la foliation si l'on prend comme référence, dans ces objets, le plan principal contenant les deux plus grands axes. Ce plan est parallèle ou oblique, avec des inclinaisons diverses, à la foliation.

- Il est fréquent d'observer la foliation, qui n'est plus matérialisée que par des biotites, traverser le nodule.

- Le grand axe de ces nodules est parallèle à la linéation d'étirement des plis de dernière phase, quels que soient les dimensions de ces derniers.

Dans l'Argentera les arguments sont pratiquement les mêmes :

- Le plan principal des nodules contenant les deux plus grands axes, est sécant ou parallèle à la foliation d'Anelle ou de Rabuons.

- Le grand axe de ces nodules est parallèle à la linéation d'étirement La, synchrone des plis P3, (voir fig. 16). Je n'ai pas pu observer, faute d'affleurements appropriés, les relations pouvant exister entre ces nodules et la schistosité S3.

La sillimanite se présente aussi sous la forme de fibres qui sont déformées clairement par la linéation de microplis La. Les lames minces taillées

perpendiculairement à la foliation S2 et la linéation La le montrent sans ambiguïté : l'extinction fait le tour du micropli autour duquel est moulé la sillimanite en fibres, lorsqu'on tourne la platine du microscope en lumière polarisée analysée.

Quant au disthène qui se trouve dans la formation d'Anelle, il se développe postérieurement à la sillimanite en fibres, bien que tout ne soit pas clair, quant à ses relations avec P3. On observe que ce minéral est disposé dans le plan de la foliation S2, avec la face (100) parallèle à S2. Le disthène peut être disposé en gerbes dans S2 ou bien être aligné parallèlement à La (axe C parallèle à La). Il peut aussi être contenu par des ovoïdes constitués par du quartz d'exsudation. Dans ce cas, ou bien son orientation est quelconque, ou bien l'axe C est parallèle à la linéation La. En règle générale, je n'ai pas observé de disthène brisé ; son blindage par le mica blanc est fréquent.

On peut donc conclure que le disthène est synchrone ou postérieur à la déformation D3. Comme la composition chimique de la Formation d'Anelle n'a pas changé entre les déformations D2 et D3, on peut donc admettre que le métamorphisme était plus élevé en intensité pendant D3 que pendant D2. On peut conclure aussi que la cristallisation du couple sillimanite-disthène est une cristallisation antérieure, synchrone et postérieure à la déformation D3.

1.3 - LA DEFORMATION D3 ET LES PLIS P3. (Voir fig. 16 et la carte structurale).

Les auteurs qui m'ont précédé dans l'étude des migmatites et des gneiss du Massif de l'Argentera ont reconnu et décrit un système de plis à plan axial généralement redressé, et dont l'axe est orienté sud-est - nord-ouest. Ces plis ont été appelés synclinaux et anticlinaux.

Ces plis montrent en fait une géométrie plus complexe. Les charnières synformales ont un style en forme de U ou de W, leur dimension s'échelonnant entre le décimètre et le décamètre, au moins. Les charnières antiforinales ont un style en forme de M ou de U renversé, les dimensions étant comparables aux charnières synformales. Les flancs qui peuvent être rectilignes sur une distance de l'ordre de 50 mètres ou plus, sont déformés par des plis en S ou en Z de dimensions métriques à décamétriques, si l'on prend soin de regarder toujours vers le nord-ouest. L'inclinaison de leur plan axial est variable et il pend au sud ouest ou au nord-est.

Je n'ai jamais pu observer un pli dans son entier, les points d'inflexion étant pris comme référence : les affleurements ne montrent qu'une charnière ou bien une partie des flancs déformés en S ou en Z. La plus grande dimension observée est de 30 mètres pour une charnière et de 75 mètres pour un pli en Z.

Une linéation La d'étirement, d'alignement de minéraux, de micro-plis est toujours coaxiale des plis de style différent dont j'ai parlé plus haut : plis en U, W, M, U renversé, S ou Z. Les plans axiaux des plis en M, U, W, U renversé, sont proches de la verticale et rarement déformés par les plis de la déformation postérieure D4, dont les plis excèdent rarement le décamètre. Cette déformation, en effet, n'est pas pénétrative à l'échelle de ces plis hectométriques. Tous ces plis P3, déforment la foliation S2 dans toutes les Formations et S'2 dans les Formations de la Valetta et de Malinvern.

Quelquefois, on peut observer une schistosité de plan axial S3 recoupant S2. Cette surface n'est pas pénétrative à l'échelle des plis de deuxième ordre de P3. Elle est relativement rare dans la partie ouest de l'Argentera que j'ai étudiée. Lorsqu'elle est observable, elle est disposée parallèlement au plan axial des plis en V, M, W, U renversé, et souligné par des micas noirs ou blancs. Parfois, de fins lits quartzo-feldspathiques accompagnent les micas ; S3 est alors une véritable foliation, mais ce type de surface reste toujours très local. C'est pourquoi, S3 n'est représentée qu'une seule fois, en bas à droite, sur la figure 16.

Un réseau de diaclases planes, ouvertes ou non, parfois remplies par de minces filons de pegmatites, découpe fréquemment ces plis selon un pas métrique ou décamétrique. Ces diaclases sont perpendiculaires à l'axe des plis P3. Je n'ai pas observé de diaclases conjuguées obliques à ce même axe.

Il est donc clair que la figure 16 est la reconstitution, à partir d'éléments isolés sur le terrain, plis en U, S, Z, etc..., de la géométrie des plis P3. On peut supposer que cette géométrie ne reflète pas la réalité, étant donné que ces éléments ne sont jamais accessibles à l'observation ensemble. De plus, malgré la relative variété des roches constituant la Formation d'Anelle, je n'ai pas pu trouver de support lithologique suffisamment diversifié et affleurant de façon à peu près continue, dans le périmètre étudié. Par contre, dans le flanc gauche de la Petite Roya, au sud-sud-est de St-Etienne-de-Tinée, (voir fig. 2 et 15), ces deux conditions sont remplies. A cet endroit, M. PRUNAC a montré que les plis d'échelle mésoscopique s'ordonnaient selon une géométrie à peu près semblable à celle de la figure 16 (plis en V, M, W, U renversé, S, Z),

compte tenu de plis d'échelle pluri-hectométrique dessinés par les amphibolites et les gneiss leucocrates. La linéation La est orientée ici de la même façon que dans la Formation d'Anelle que j'ai étudiée : N 110 ou N 300 en moyenne, avec des inclinaisons faibles, quelle que soit la géométrie observée du pli méso-scopique de deuxième ordre (en M, S, Z, etc...).

Je rappelle que la linéation La est la première linéation d'étirement ou de microplis à être clairement matérialisée et pénétrative. Elle constitue donc un repère géométrique de grande importance.

Quelques très rares affleurements permettent l'observation de lignes orthogonales fortement obliques à La et à l'axe des plis P3. La rareté de ces objets, leurs relations obscures avec La (antérieurs ? postérieurs ?), font qu'il est impossible de se prononcer, soit en faveur de stries de friction contemporaines de D3, soit de linéations antérieures aux plis P3 et déformées par eux.

La structuration actuelle du massif, où la foliation est le plus souvent redressée, est une conséquence directe de la déformation D3-P3. Une partie des structures anciennes échappe à cette verticalisation : c'est la partie horizontale des plis P2, où marbres et migmatites d'Anelle sont superposés géométriquement. C'est aussi la partie méridionale de la Formation de Rabuons. Cette structure semble se poursuivre en direction du sud-est comme l'atteste l'inclinaison faible de l'amphibolite rubanée du Bois de Selasse. Dans ces parties peu inclinées, la dimension des plis P3 ne varie plus qu'entre le centimètre et le mètre.

Si les plis P3 sont en grande partie responsables de la structure actuelle du socle de l'Argentera, leur orientation n'est pas identique à elle-même dans les quatre Formations lithologiques. Les Formations d'Anelle et de Rabuons sont déformées par des plis P3 dont les axes sont horizontaux ou peu pentés, (voir fig. 17 et 18). Les Formations de la Valetta, où les plis P3 sont rares, (voir fig. 19), celle de Malinvern où leur nombre est élevé en comparaison, (voir fig. 20), montrent des plis P3 dont l'axe est peu penté et des plis P'3 dont l'axe est, au contraire, fortement incliné (jusqu'à 60°), et toujours vers le nord-ouest, (voir également la carte structurale). Les styles des plis P3 et P'3 sont identiques et leurs dimensions sont tout à fait comparables. Une interprétation de ce fait sera fournie dans la deuxième partie de ce chapitre consacré à l'interprétation du mécanisme de formation de ces structures.

Remarque.

La déformation D3 a fait tourner la charnière des plis P2 dessinés par les marbres de la Formation d'Anelle. La géométrie et l'orientation de ces charnières sont les mêmes à peu de chose près, que celle des plis P3. P3 et P2 déforment la même foliation S2, ni l'un ni l'autre ne possèdent une schistosité pénétrative associée. Par conséquent, une charnière isolée synformale ou antiformale, de dimensions décamétriques par exemple, peut être, au choix, rattachée à la déformation D2 ou à la déformation D3, si les conditions d'affleurement ne montrent pas de critères distinctifs tels que les plis d'entraînement en S ou Z, toujours, semble-t-il, associés à D3. La linéation La possède les mêmes caractéristiques (type, orientation) pour les plis P2 et pour les plis P3, elle ne peut donc être un critère distinctif.

La distinction entre plis P2 et P3 ne me paraît plus aussi aisée à faire qu'au début de ce travail. Si la déformation D3 a eu pour conséquence principale un raccourcissement nord-est - sud-ouest, un étirement dans la direction orthogonale, et une rotation des structures antérieures (P2), cela expliquerait peut-être la disposition actuelle de la lithologie en bandes allongées dans le sens du grand axe du Massif. Les limites entre ces bandes sont dans la plupart des cas rectilignes, non plissées, fait que la hauteur des dénivellées (800 mètres en moyenne) permet de constater facilement.

1.4 - LA DEFORMATION D4.

La déformation D4 s'exprime par trois géométries différentes :

- Les plis en Z, P4. Ces plis sont observés dans les Formations d'Anelle et de Rabuons où ils sont relativement fréquents. Les Formations de la Valetta et de Malinvern en contiennent un très petit nombre. Ces plis se distinguent sans peine des plis en Z qui sont des plis de deuxième ordre des plis P3. En effet, les plis en Z P4 déforment la linéation La synchrone des plis P3. L'orientation de leur axe se situe vers le nord-est ou le nord-nord-est avec une inclinaison moyenne de 45°, le plan axial est dirigé au nord-ouest, au nord ou au nord-est.

- Les plis en U, P'4. Ces plis sont situés presque exclusivement dans la Formation de Malinvern. Ils se distinguent facilement des plis en U de deuxième ordre des plis P3 ou P'3, car ils déforment la linéation La. On verra plus loin que cette distinction n'est pas toujours aisée lorsqu'on distingue mal la linéation La déformée.

- Le clivage de crénulation -"strain-slip-cleavage"- associé à de petits plis centimétriques. Cette structure est surtout observable dans la Formation de Rabuons. On l'observe rarement dans la Formation d'Anelle. Je ne l'ai jamais observée dans les deux autres formations.

1.4.1 - Les plis en Z, P4. (Voir fig. 22 à 29).

Les plis en Z P4 déforment la foliation S2 et la linéation La, comme l'observation sur le terrain le montre très clairement. Il n'y a pas de schistosité ou de foliation parallèle au plan axial. On observe, tout au plus, dans la charnière, de fins filonnets quartzo-feldspathiques, d'épaisseur centimétrique, qui forment de petits plis isoclinaux, dont les flancs sont parallèles au plan axial. On observe également, sans que cela soit systématique, une linéation de microplis ou d'étirement ou d'alignement de minéraux Lb, parallèle à l'axe du pli.

Les plis en Z ont, en général, une dimension qui n'excède pas quelques mètres. Un seul pli d'échelle cartographique, situé dans la Formation de la Valetta, au nord du Vallon de Ponte Bernardo, fait exception à cette règle.

L'axe des plis en Z varie en direction entre le nord et l'est avec une concentration en direction du nord-est. L'inclinaison en est forte généralement, de 40 à 80°. Les plans axiaux montrent une dispersion plus grande (fig. 24). Ce fait a plusieurs causes :

- petites dislocations locales, tardives, déplaçant facilement ces plis, de dimensions métriques ;
- variabilité de l'angle entre les deux flancs ;
- foliation S2 dont l'orientation en direction et en inclinaison était très probablement variable avant la naissance des plis en Z ;
- torsions tardives, peut-être alpines, de la foliation S2.

Je n'ai jamais observé de plis en Z dans la partie des marbres ou des migmatites qui sont actuellement disposés à l'horizontale ou peu inclinés. Par contre, de petits plis en Z de dimensions métriques, déforment les parties verticales des plis P2.

Si l'on observe la géométrie de la linéation La, que les plis en Z déforment, on voit que la déformation de celle-ci se fait selon deux modalités qui sont représentées sur les figures 22 et 23 :

- la linéation La reste dans un même plan, orthogonal à l'axe de pli, premier cas ;
- la linéation La reste ou ne reste pas dans un même plan ; ce plan n'est pas orthogonal à l'axe de pli, second cas.

Premier cas, figure 22 A.

L'affleurement montre clairement que les linéations La déformées par les plis en Z restent pratiquement dans le même plan. Si l'on reporte sur un canevas de Wulff les différentes orientations des segments de La, on constate que celles-ci se disposent sur un grand cercle à peu près orthogonal à l'axe du pli (AP).

Il n'est pas exclu que stries de friction résultant des glissements couche sur couche, et linéation La puissent coexister, avec une orientation identique. C'est bien ce que l'on observe, à savoir des niches d'arrachement, de dimensions centimétriques, allongées à peu près parallèlement à l'axe du pli. Le déplacement relatif que ces tectoglyphes indiquent, est un déplacement des flancs vers la charnière. Les fins filonnets quartzo-feldspathiques, plissés isoclinalement au niveau de la charnière (fig. 22 A), indiquent un aplatissement de celle-ci, déformation qui vient s'ajouter à la déformation de flanc.

Second cas. La déformation de La se fait selon un mode complexe.

La déformation de la linéation La de la figure 23, reportée sur un canevas de Wulff, montre une géométrie complexe, (voir fig. 26 et 27).

J'interpréterai la géométrie des linéations La 1 et La 2 comme le résultat d'un fluage hétérogène des flancs du pli selon une direction à peu près parallèle à l'axe de cette structure. Ce fluage est hétérogène, étant donné l'écartement variable que l'on observe entre La 1 et La 2.

La linéation La, située dans la partie inférieure du pli de la figure 23, montre une géométrie plus simple : elle reste à peu près dans le même plan, comme on peut le constater sans peine sur l'affleurement. Mais la direction du fluage est opposée, semble-t-il, à la première, bien que ce fluage s'effectue toujours dans le plan de la foliation S2. Ce fluage est ici homogène.

On voit donc que la déformation de la foliation S2, en un pli en Z, s'accompagne du fluage de S2 dans son plan, mais en direction opposée dans le même pli lorsque l'on considère les plis d'ordre plus petit.

Problème de l'attribution des plis du Mont des Fourches à l'une des différentes déformations, (voir fig. 32).

Les plis du Mont des Fourches sont bien observables grâce à deux doubles bancs d'amphibolites que l'on peut suivre en direction sur le terrain. La lithologie et la minéralogie de ces roches de la Formation de Rabuons, dont l'épaisseur varie entre 5 et 15 mètres, ont déjà été décrites dans le Chapitre II

"Lithologie" et dans la figure 14. Ces deux doubles bancs sont probablement une seule et même unité, comme le montre la disposition des quartzites feldspathiques en petits bancs.

Vers le sud-ouest, je n'ai pas pu observer la continuation de cette structure ; vers le nord-est, ces plis semblent diminuer progressivement d'amplitude, à l'intérieur des migmatites ocellées, puis des stromatolites-agmatites. Il n'est pas exclu que le plan de base de l'écaillage d'âge alpin Col du Fer-Château vienne s'amortir au nord-est immédiat de ces amphibolites.

J'ai choisi de décrire la structure du double banc supérieur des amphibolites, car les conditions d'affleurement, la continuité latérale, y sont bien meilleurs que dans le double banc inférieur. On remarque sur la figure 32 que la géométrie du double banc s'apparente au style des plis en Z de dimensions métriques de D4, mais que l'orientation des axes de pli et des plans axiaux est différente. Les axes des plis D4 sont en général, très redressés (40° et plus). Les axes des plis décrits ici sont très proches de l'horizontale.

Les affleurements montrent l'existence de deux linéations :

- une linéation Lb d'étirement et d'alignement de minéraux, amphibole et biotite, coaxiale des plis en forme de Z et peu pentée.

- une linéation d'étirement déformée par ces plis en Z, mais que l'on n'observe pas dans la partie centrale de la structure. Par contre, dans les parties inférieure et supérieure des plis, cette linéation, coexiste avec la linéation Lb et passe en continuité vers l'ouest à la linéation La, synchrone des plis P3 : c'est donc la même. Comme les conditions d'affleurement sont bonnes, on constate clairement que la déformation de La se fait selon un grand cercle à peu près perpendiculaire à l'axe du pli.

La linéation La, ici décrite, pourrait être plus ancienne que la déformation D3 : par exemple, elle pourrait être synchrone de la déformation D2. Mais, on l'a vu, la déformation D3 semble réaligner toutes les lignes antérieures à elles. Comme je ne dispose d'aucun critère permettant de distinguer une ligne D2 réorientée, d'une ligne synchrone de D3, compte tenu de la continuité de La avec la direction locale des axes D3 et de la linéation pénétrative La en dehors des plis du Mont des Fourches. Il me semble donc logique d'admettre que La déformée ici est bien synchrone et coaxiale des plis P3.

Je n'ai pas observé de schistosité associée aux plis P4 qui déforment ce double banc d'amphibolites plissées. Il existe localement, dans la partie la plus basse de la structure, un réseau de diaclases espacées d'un centimètre environ, et dont le plan est à peu près orthogonal à l'axe et au plan axial du

pli. Cette structure indique très probablement un étirement tardif de faible grandeur.

Pour clore la description des plis du Mont des Fourches, signalons que, lors du plissement, les amphibolites ont glissé par rapport aux migmatites et gneiss de Rabuons, à peu près parallèlement à leur foliation, comme le montre un amincissement et une légère déflexion des foliations respectives, aux abords immédiats de l'interface qui les sépare.

Les plis du Mont des Fourches sont donc très probablement des plis P2 : ils déforment une foliation S2, ils redoublent la même lithologie. Ces plis ont été déformés pendant D3 comme le montre la présence de linéation La. Ils ont été déformés pendant D4 comme le montrent leur style, la linéation La déformée selon un grand cercle, et l'orientation de la linéation Lb.

L'absence de la linéation La dans la partie médiane de la structure peut être interprétée comme une rotation de La vers Lb, bien que je ne dispose pas d'autre argument en ce sens. Le mécanisme est peut-être comparable à celui des plis P4 en Z, 2° cas, où La glisse dans le plan de la couche pour se rapprocher de l'axe de pli.

1.4.2 - Les plis en U P'4, (voir fig. 33).

Les plis en U P'4 sont surtout présents dans la Formation de Malinvern. Quelques exemplaires sont identifiables dans la Formation de la Valetta. Je n'en ai observé qu'un seul exemplaire dans la Formation d'Anelle et aucun dans Rabuons.

A l'intérieur de la Formation de Malinvern, ce sont surtout les alternances de gneiss à texture glanduleuse et les gneiss pélitiques rubanés qui sont déformés par ces structures ; les gneiss leucocrates massifs en montrent peu.

Le style de ces plis est un style en U. Leur dimension varie entre le mètre et le décimètre. Ils sont localisés dans le flanc des plis P3 ou P'3. Il n'est pas rare d'observer que les plis P'4 déforment des "bancs" de gneiss dont la lithologie change lorsqu'on suit la foliation en direction. Un flanc de pli est constitué par les gneiss leucocrates massifs, l'autre par les gneiss à texture glanduleuse, le passage de l'un à l'autre se faisant par biseaux imbriqués. Ce fait montre l'antériorité de la mylonitisation engendrant la foliation S'2, par rapport à ces structures.

En règle générale, le plan axial des plis P'4 est fortement incliné (80°) et son azimut est dirigé au sud-est, soit selon une direction à peu près

parallèle à la direction du plan axial des plis P3, P'3 et de la foliation S'2. L'axe des plis P'4 est lui aussi fortement incliné : 70° en moyenne, vers le nord-ouest.

Les plis P4 en Z sont dépourvus de schistosité. Ce n'est pas le cas pour les plis P'4. On observe, en effet, une schistosité-foliation de plan axial S4, pénétrative à l'échelle du pli, constituée par des lits de micas noirs à peu près continus. A ces micas, s'ajoutent des nodules synchrones de la déformation D3, dont le grand axe est orienté ici de la même façon que l'axe des plis P'4, soit incliné de 70° en moyenne vers le nord-ouest. Le plan principal de ces nodules est parallèle à celui de la schistosité-foliation S4. Ces nodules semblent être concentrés au voisinage du plan axial.

Les flancs des plis P'4 sont curvilineaires et portent une linéation de microplis-étirement, parallèle à l'axe du pli. Il est fréquent d'observer que ces flancs présentent aussi un début de boudinage (necks) dont le grand axe est parallèle à la linéation, à l'axe des nodules et à l'axe du pli.

Les plis P'4 déforment une linéation La qui reste pratiquement dans le même plan, voisin de la perpendiculaire à l'axe et au plan axial.

La schistosité S4 n'est pas systématiquement présente dans les plis P'4. Cela pose dès lors, le problème de leur distinction d'avec les plis P'3, en particulier avec les plis de deuxième ordre en M ou U, dont la dimension et l'orientation sont semblables. Cette distinction est encore moins aisée, lorsque la linéation La est peu visible, ce qui arrive parfois. Néanmoins, le plus souvent, la distinction entre les plis P'4 et les plis P'3 est facile à faire, grâce à la linéation La déformée, aux meneaux et à la schistosité S4.

1.4.3 - Le clivage de crénulation (strain-slip cleavage). (voir fig. 22 B et 30).

Le clivage de crénulation est plan axial de petits plis centimétriques ou pluricentimétriques, à vergence dextre, lorsqu'on regarde ces structures face au nord-est. Leur géométrie et leur vergence sont à peu près identiques aux plis en Z P4, à la dimension de ces derniers près. La foliation S2 et la linéation La sont déformées par le clivage de crénulation comme le montrent les affleurements avec une grande clarté. On observe très fréquemment un amincissement du flanc court, ce qui esquisse ainsi un début de schistosité.

Le clivage de crénulation est une déformation qui n'est pénétrative, ni à l'échelle de la région étudiée, ni à l'échelle de la Formation. Je l'ai surtout observé dans la Formation de Rabuons, dans les gneiss et les gneiss

oeillés qui bordent au sud-ouest les migmatites massives méridionales. La Formation d'Anelle est localement affectée par cette structure, à l'ouest de la Roche Iglière et à proximité des marbres, dans leur partie méridionale redressée. Quant aux Formations de la Valetta et de Malinvern, elles en sont dépourvues (voir carte structurale).

Le clivage de crénulation peut déformer S2 et La selon une surface de dimensions variables : entre le kilomètre carré et quelques dizaines de mètres carrés. Ces surfaces sont isolées les unes des autres et je n'ai jamais observé d'interférences entre les plis en Z de D4 et le clivage de crénulation, bien que, parfois, une distance de quelques mètres sépare les deux structures.

Si l'on compare la figure 24 à la figure 30, on observe une différence dans l'orientation de la direction de l'axe des plis respectifs : est, dans le premier diagramme, nord-est, dans le second, l'inclinaison étant sensiblement la même. Cela vérifie, à mon sens, que l'orientation de la foliation S2, antérieure à la déformation D4, contrôle l'orientation des structures relevant de cette déformation, tant que leur dimension propre n'excède pas quelques mètres.

Je n'ai jamais observé la rotation du clivage de crénulation autour d'une structure P3. Le clivage est donc postérieur aux structures D3. Comme la crénulation associée à ce clivage déforme la linéation La portée par S2, que le style et le déversement de cette crénulation et des plis en Z sont les mêmes, j'en déduis que le clivage de crénulation est contemporain des plis en Z de D4.

1.4.4 - Age du pli à axe vertical situé au nord

St-Etienne-de-Tinée (Roche Iglière). Voir la carte structurale.

Les gneiss leucocrates, situés au nord-nord-ouest de St-Etienne-de-Tinée, dessinent un pli dont l'axe est à peu près vertical (pli neutre) et dont la dimension est de l'ordre de deux kilomètres. De façon plus détaillée, on observe cinq unités de gneiss leucocrates séparées par trois minces unités de migmatites schistoïdes d'Anelle. Il y a donc ici deux unités supplémentaires par rapport à la disposition habituelle des gneiss d'Iglière, situés au sud-est : une unité de gneiss leucocrates d'Iglière, une unité de migmatites schistoïdes d'Anelle.

La partie septentrionale de ce pli est cisailée par une faille verticale. La foliation fait, ici, un angle de 45° avec celle des gneiss leucocrates d'Iglière, situés plus au nord et contre lesquels s'appuie le pli neutre.

Les gneiss d'Iglière, situés au nord de la faille verticale, sont amputés d'une unité de gneiss leucocrates et d'une unité de migmatites schistoïdes (voir carte géologique). On retrouve, à mon sens, ces deux unités dans l'intrados du pli vertical.

On est donc conduit à admettre, que l'empilement des unités supplémentaires de gneiss leucocrates et de migmatites, par cisaillement dextre à plan vertical précède probablement de peu la déformation de l'ensemble en un pli dont l'axe est vertical et dont la vergence est sensiblement la même que celle des plis en Z de D4 ou que celle des plis du Mont des Fourches.

Je n'ai décelé, dans ce pli neutre, ni schistosité, ni linéation synchrone comparable à celles du Mont des Fourches. Néanmoins, je pense que cette structure est à ranger dans l'ensemble des déformations D4 pour les raisons suivantes :

- ce pli déforme la linéation qui reste peu pentée et la foliation S2 ;
- la vergence est la même que pour les structures D4 ;
- les roches sédimentaires triasiques reposent en discordance sur une partie de cette structure sans être affectée par elle ;
- il n'existe pas de déformation plicative de cette dimension dont l'âge alpin soit démontré.

On verra plus loin que le mécanisme, que cette structure implique, s'intègre assez bien avec le mécanisme engendrant les structures D4.

1.4.5 - Influence de la lithologie sur la dimension des structures plicatives.

La carte géologique, les différentes figures jointes à ce travail, les descriptions des structures D4, montrent que leur dimension s'étage du centimètre (clivage de crénulation) au kilomètre (pli neutre de St-Etienne). Or, on sait que le contraste de viscosité et l'épaisseur relative des couches sont des paramètres capitaux dans l'apparition et le développement des structures plissées par flambage (BIOT, 1961 - RAMBERG, 1964 - RAMSAY, 1967).

Dans la partie ouest de l'Argentera, l'épaisseur relative des corps déformés, contrôle, à mon avis, la dimension des structures plicatives D4. On peut observer en effet, que les structures les plus petites, centimétriques, les plis associés au clivage de crénulation, sont développés dans un matériel où la foliation est fine et d'épaisseur millimétrique.

Les plis en Z, métriques, déforment les Formations d'Anelle et de Rabuons, là où le leucosome est d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique,

les bancs de quartzites feldspathiques d'épaisseur décimétrique, les marbres d'épaisseur décimétrique en moyenne, (multicouches), etc... Les plis en Z hectométriques plissent les amphibolites du Mont des Fourches dont l'épaisseur varie entre 5 et 15 mètres. Enfin les gneiss leucocrates (multicouches, 7 unités) ont une épaisseur d'un kilomètre environ : la demi-longueur d'onde du pli est de l'ordre de deux kilomètres.

2 - INTERPRETATION DU MECANISME DE CREATION DES STRUCTURES.

2.1 - MECANISME POSSIBLE POUR LA FORMATION DES PLIS SYNCHISTEUX.

Les plis P1 sont probablement les plis les plus anciens que l'on puisse observer, ainsi que je l'ai écrit dans la première partie de ce chapitre. On peut assimiler ces plis intrafoliaux, dans lesquels la charnière subsiste seule, à des boudins. En effet, comme eux, ils proviennent d'une couche étirée, à compétence ou viscosité plus élevée, contenue par des couches à viscosité plus faible. Or, c'est bien ce que l'on observe, puisque les plis P1 sont constitués par des rubans quartzo-feldspathiques ou quartzeux, entourés par des gneiss ou par le paléosome micacé de migmatites. La différence vient du fait que les boudins sont la conséquence directe de l'étirement d'une couche dans son plan, alors que les plis intrafoliaux ont été plissés, puis étirés par la suite.

SANDERSON (1974) a montré que le mécanisme créant les boudins ou les plis intrafoliaux peut être interprété comme suit. Au cours du plissement, tout objet suivant le chemin de la déformation, subit une suite de déformations incrémentales (RAMSAY, 1967) qui le font passer successivement par le champ du raccourcissement, puis par le champ de l'élongation infinitésimale, puis par le champ de l'élongation finie. Ceci est vrai quels que soient les types de l'ellipsoïde de déformation considérés : en galette où $k = 0$, en cigare où $k = \infty$ en passant par les ellipsoïdes où $k = 1$. Ces derniers sont ceux où les deux surfaces de non déformation finie sont identiques en dimension à la section cyclique de la sphère non déformée de même volume (FLINN, 1965 - RAMSAY, 1967). K est un paramètre commode pour apprécier la variation en grandeur des trois axes principaux de l'ellipsoïde de déformation X, Y, Z où $X > Y > Z$.

$$\text{Ainsi : } k = \frac{Z (X-Y)}{Y (Y-Z)}$$

Le champ de l'élongation infinitésimale, dans l'ellipsoïde de déformation est plus grand que le champ de l'élongation finie, quel que soit le type de l'ellipsoïde. Cela évite d'avoir à en préciser le type avant d'aller plus loin.

Il a été également montré dans la première partie de ce chapitre, que le plan axial des plis synschisteux P1, est parallèle à la foliation S2. S2 se trouve pratiquement dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie et les plis synschisteux P1, ou bien leurs flancs ont tourné en entier, pour se paralléliser avec ce plan. Avant plissement, les rubans quartzo-feldspathiques ou quartzeux faisaient très probablement un angle fort avec l'axe X. Ces rubans qui vont tourner pendant la déformation D1, vont d'abord entrer dans le champ de raccourcissement de l'ellipsoïde où ils seront épaissis ou plissés. Ensuite, les rubans quartzo-feldspathiques plissés pénètrent dans le champ de l'élongation infinitésimale. A partir de ce moment, les structures formées dans le champ du raccourcissement, seront ou dépliées ou étirées par incréments successifs.

Le fait que les plis P1 soient des plis intrafoliaux, montre que les rubans quartzo-feldspathiques, s'ils ont été d'abord épaissis, ce qui dépend de la pression de confinement, ont été plissés ensuite, mais toujours dans le champ du raccourcissement. Ensuite, dans le champ de l'élongation infinitésimale, ces structures ont été étirées : la charnière a été séparée de ses flancs (voir fig. 7). Il a déjà été montré (BOGDANOFF, 1973 - CARON, 1977) que les charnières de pli sont souvent plus difficiles à déformer au cours de déformations ultérieures, que les flancs correspondants. L'écrouissage de la charnière et sa recristallisation, s'opposent très probablement à ce type de déformation. Les plis seront boudinés : c'est bien ce que l'on observe.

Si la rotation par incrément du pli P1 se poursuit vers le plan XY, le pli va passer dans le champ de l'élongation finie pour être aussi proche que possible du champ XY.

L'existence de structures de ce type, plis boudinés, est connue et décrite à plusieurs reprises dans la littérature : TURNER and WEISS, 1963 - RAMSAY, 1967 - SANDERSON, 1974. C'est bien des structures de ce type qu'on observe dans l'Argentera pendant la déformation D1.

2.2 - GENESE DES PLIS COUCHES P2 DANS L'ARGENTERA.

Les plis couchés de socle sont très souvent les premières grandes structures observables dans ces bâtis, ainsi qu'on l'a vu dans la première

partie de ce chapitre. Ces structures se développent dans un climat métamorphique variable. Elles sont souvent déformées à leur tour par des plis à plan axial droit.

Un pli couché peut avoir été, en théorie, un ancien synforme ou antiforme à plan axial très redressé, ou un pli neutre (pli dont l'axe plonge fortement), qui ont été réorientés de telle sorte que leur plan axial soit devenu horizontal.

Des rotations d'une telle ampleur n'ont pas été décrites et ne sont pas envisageables, à mon avis, compte tenu du fait que les plis couchés sont souvent empilés. Il me semble préférable de supposer que les couches du ou des futurs plis couchés étaient horizontales ou proches de cette orientation avant leur structuration. Des nappes listriques pourraient satisfaire cette nécessité.

L'initiation de plis couchés peut se faire à partir de plis de petite amplitude à plan axial droit, dont l'axe est peu penté, conséquence d'une compression et qui sont ensuite progressivement couchés. Un pendage léger de l'enveloppe de ces plis en direction du transport favoriserait le développement de ces structures. Cette période initiale de compression est peut-être représentée par les plis boudinés localisés dans la partie horizontale des marbres d'Anelle, bien que leur style et leur orientation soit celle des plis P3.

Ensuite, un cisaillement simple, ductile, à plans de glissement proches de l'horizontale, dont la direction de glissement est à peu près perpendiculaire à l'axe du pli couché, va enrouler les couches à la manière d'une chenille mécanique. A mon sens, il n'est pas possible que les plans de glissement ne soient pas séparés par une distance minimale permettant l'enroulement des couches. Si tel n'était pas le cas, les couches seraient cisailées en lames déplacées les unes par rapport aux autres, ce qui n'est pas du tout la géométrie que l'on observe.

Je verrai plutôt la partie de la croûte où vont se développer les plis couchés, comme un bloc central encadré en haut et en bas par des blocs se déplaçant en sens inverse, selon un sens horizontal, en engendrant l'enroulement des couches dans le bloc central. On peut aussi envisager que le bloc supérieur seul se déplace.

Ce type de mouvement peut cesser alors que le plan axial des plis couchés est horizontal, les forces motrices ayant décru, notamment à cause du travail effectué. Des plis de ce type de géométrie sont une réalité (Groenland, ESCHER, 1976). Mais, si les blocs supérieurs et inférieurs se déplacent avec une vitesse excédant la vitesse d'étirement des plis couchés, ceux-ci seront étirés

et leurs flancs peuvent se rompre ; c'est ce que l'on constate dans l'Argentera.

Postérieurement, les plis P2 ont été déformés par compression : le mode de déformation en cisaillement simple a fait place à une déformation proche de l'aplatissement pur, affectant le bloc contenant les plis couchés et peut-être les blocs supérieurs et inférieurs. Il est vraisemblable que l'effet de l'érosion, jointe à un départ de nappes, a eu pour conséquence un abaissement de la charge lithostatique favorisant la création de plis droits.

Le déplacement de blocs horizontaux en profondeur est très probablement favorisé par une température élevée. En effet, les plis couchés de socle sont globalement associés à un métamorphisme général. C'est dans le détail que les rapports entre métamorphisme et déformation ne sont pas identiques d'un socle à l'autre : dans le Simplon-Tessin, les isogrades sont sécants aux structures ; dans le Groenland (ESCHER et WATT, 1976), les isogrades sont, soit parallèles aux flancs des plis couchés, soit sécants, les plis couchés n'étant pas déformés ultérieurement. Dans l'Argentera M. PRUNAC, (1975) a montré que, pendant les déformations D1 et D2, le climat métamorphique était celui de l'amphibolite faciès. D'après mes observations, la sillimanite est antérieure et synchrone de D3, le disthène est synchrone et postérieur à D3. Il faut peut-être voir là les résultats de la concurrence entre vitesse de propagation de la déformation et vitesse de propagation des isogrades. Si l'une et l'autre se propagent à même vitesse, les isogrades sont parallèles aux limites lithologiques. Si les isogrades se propagent plus vite que la déformation, les isogrades sont sécants. Enfin, l'inertie thermique est supérieure à l'inertie mécanique : c'est ce qui explique les isogrades sécants aux structures tardives, tels que les plis droits (Simplon-Tessin, Montagne Noire, etc...).

2.3 - GENESE DES PLIS P3.

2.3.1 - Position de l'ellipsoïde de déformation finie.

RAMSAY en 1967, faisant suite aux travaux de RAMBERG, 1959 et de FLINN, 1962, a montré que des objets interprétables comme résultant d'une compression tels que les plis et des objets interprétables comme résultant d'un étirement tels que boudins et "necks" pouvaient résulter d'une seule et même déformation. Les plis sont localisés dans le champ de contraction de l'ellipsoïde de déformation, alors que les boudins le sont dans le champ de l'élongation.

TALBOT (1970) a montré que l'on pouvait utiliser les marqueurs de la déformation que sont boudins et plis, pour définir l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie par rapport aux structures d'une même phase, à volume constant. La question qui se pose ici est celle de savoir lequel, parmi les axes X ou Y, est celui qui est parallèle à l'axe des plis P3 ou P'3, étant admis que le plan axial de ces plis est à peu près perpendiculaire à Z ou parallèle au plan XY.

Les boudins que l'on observe dans la Formation d'Anelle sont constitués par des roches telles que quartzites micacées et feldspathiques. Le grand axe de ces boudins est, en général, parallèle aux axes des plis P3 et ces boudins portent sur leurs flancs la linéation d'étirement La.

La dimension de ces objets est en général métrique. A côté de ces boudins, on observe également des petits plis de dimensions décimétriques à métriques, dont les pôles de la surface enveloppe, se disposent selon l'orientation indiquée sur le diagramme de la figure 21. Ces données, pôles du plan principal des boudins, pôles de la surface enveloppe de petits plis, jointes aux axes des plis P3 permettent de conclure que c'est l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation qui est parallèle à l'axe des plis P3 dans la Formation d'Anelle. La linéation La est donc une linéation d'étirement apparente. Ce serait une linéation d'étirement vraie si l'axe X était parallèle à l'axe des plis P3.

Or, les grands axes des nodules quartzo-sillimanitiques, dont la forme est comparable à celle d'un ellipsoïde en cigare, sont parallèles aux axes des plis P3 ou à la linéation La, dans la Formation d'Anelle et dans celle de Rabuons. Ces nodules n'indiquent donc pas, contrairement aux apparences, la direction de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie local, mais l'axe Y.

Si l'on veut étendre cette conclusion à la Formation de Rabuons, il faut discuter de l'âge de la formation des boudins dans les stromatites-agmatites, étant donné que ces roches sont les seules qui, dans cette formation comportent ce type d'objet tectonique. J'ai admis que les stromatites-agmatites formaient le coeur d'un pli couché de la déformation D2, pli dont la charnière a tourné pendant la déformation D3. Or, les marbres de la Formation d'Anelle ont été de toute évidence boudinés pendant la déformation D2 (voir carte géologique), puisque la partie horizontale de ces marbres, très probablement non déformée pendant D3, est constituée par un chapelet de blocs de ces roches. On voit mal, comment une compression orientée nord-est - sud-ouest, horizontale, pourrait boudiner des couches disposées à l'horizontale, dans un plan parallèle à cette compression.

Par contre, dans les couches disposées à la verticale ou fortement redressées, la déformation D3 a très probablement accentué la distance séparant les boudins. Autrement dit, la reprise des structures impliquant un étirement, (D3 reprenant D2) influe plus ici sur la quantité de déformation que sur la qualité de celle-ci. Or, la détermination de la position de l'ellipsoïde de déformation finie par la méthode de TALBOT est une méthode d'abord qualitative. Etant donné que le grand axe des boudins est disposé parallèlement à la charnière des plis P3 dans les stromatites-agmatites de Rabuons, je pense que, nonobstant leur origine éventuellement synchrone de la déformation D2, ils peuvent être utilisés pour la détermination de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie synchrone de D3 dans Rabuons. Cet ellipsoïde est donc orienté de la même façon que dans la Formation d'Anelle : l'axe Y est parallèle à l'axe des plis P3. Rappelons que dans la Formation de Rabuons, les nodules quartzo-sillimanitiques sont orientés de telle sorte que leur plus grand axe est parallèle aux axes de plis P3 ainsi qu'à la linéation La.

Il se pose un problème si l'on veut étendre ces conclusions à la Formation de Malinvern. Je n'y ai observé, ni boudins, ni nodules quartzo-sillimanitiques qui puissent être rattachés aux plis P3 ou P'3. Ces objets tectoniques existent bien dans cette Formation, mais ils sont, sans ambiguïté, synchrones de la déformation D4, (leur axe d'allongement est vertical ou fortement redressé). On peut donc à titre d'hypothèse, admettre que la position de l'ellipsoïde de déformation finie est la même dans la Formation de Malinvern que dans les Formations d'Anelle et de Rabuons.

2.3.2 - Type de l'ellipsoïde de déformation finie.

Il a été montré, dans le paragraphe précédent, que l'axe des plis P3, la linéation d'étirement apparente La, le grand axe des boudins, étaient parallèles entre eux. SANDERSON, 1974, a montré qu'en utilisant ces deux derniers objets tectoniques, on pouvait déterminer le type de l'ellipsoïde de déformation finie.

Ainsi, d'après SANDERSON, lorsque la linéation d'étirement apparente est parallèle à l'axe du pli, l'ellipsoïde de déformation finie est de toutes les formes, sauf celle où $k = \infty$. Pour les ellipsoïdes autres, l'orientation de la linéation dépend de la position du plan qui la porte par rapport aux deux surfaces de non déformation finie.

Soit $2V$ l'angle de ces deux surfaces mesuré par rapport à l'axe Z. Si le plan porteur est situé entre Z et la surface de non déformation finie,

la linéation apparente est parallèle à l'axe de pli. Elle est perpendiculaire à cet axe si le plan porteur est situé entre la surface de non déformation finie et l'axe X. Si le plan porteur est situé sur les surfaces de non déformation finie, il n'y a pas de linéation.

Je n'ai jamais observé de linéation La perpendiculaire aux axes des plis P3. Je n'ai jamais observé de flancs de plis P3 sans linéation. Par contre, celle-ci est pratiquement peu inclinée dans les Formations d'Anelle et Rabuons, (voir carte structurale), où elle ne dépasse que rarement 25° . La géométrie et l'orientation de la linéation d'étirement apparente, nous permet donc de conclure que l'ellipsoïde de déformation finie est d'une forme telle que $0 < k < \infty$ et que la foliation S2 ne contient pas un des plans de non déformation finie.

L'orientation des boudins, dans les Formations d'Anelle et de Rabuons, est telle que le grand axe de ces objets est parallèle à l'axe des plis P3, axe qui dans la plupart des cas est peu penté, (voir carte structurale). Je n'ai jamais observé de boudins dont l'axe soit perpendiculaire à l'axe des plis P3, pas plus que je n'ai observé de boudins en tablettes de chocolat.

D'après SANDERSON, lorsque $k < 1$, le grand axe des boudins est perpendiculaire ou parallèle à l'axe de pli en déformation finie ; lorsque $k > 1$, le grand axe est parallèle à l'axe de pli. Il en est de même en déformation finie infinitésimale. Comme je n'ai jamais vu de boudins orthogonaux aux axes des plis P3, compte-tenu des bonnes conditions d'affleurement, il me paraît vraisemblable d'admettre que l'ellipsoïde de déformation finie et infinitésimale sont du type où $k > 1$, c'est à dire des ellipsoïdes en cigare ou en constriction, sans que $k = \infty$, puisque la linéation d'étirement apparente est parallèle à l'axe des plis P3. Cette conclusion me semble correspondre à la géométrie des plis P3 où l'amplitude est plus grande que la demi-longueur d'onde (voir fig. 16).

2.3.3 - Les plis de deuxième ordre en S et Z, (voir fig. 16).

Les plis P3 et P'3 montrent sur leurs flancs, des plis de deuxième ordre en forme de S ou de Z. Je pense que ces plis peuvent être considérés comme des critères distinctifs permettant de séparer les plis P3 des plis P2 basculés. En effet, la partie horizontale des plis P2 (voir fig. 11) représente la partie des plis P2 qui n'ont pas été déformés pendant D3 : on n'y observe pas de plis en S et Z.

Les plis en S et Z, appelés aussi plis d'entraînement, indiquent une rotation antihoraire, non coaxiale pour les premiers (en S) et une rotation horaire, non coaxiale pour les seconds (en Z), au moins à cette échelle, si

l'observateur regarde au nord-ouest.

On constate par ailleurs, que le leucosome des migmatites d'Anelle fait souvent, avec la foliation du paléosome, un angle de quelques degrés. Ceci s'observe dans les parties verticalisées des migmatites d'Anelle. Là où elles sont horizontales, le leucosome est parallèle à la foliation et parallèle à la limite marbres-migmatites. Il est possible d'interpréter cette discordance angulaire comme un argument en faveur d'une déformation non coaxiale à cette échelle (quelques mètres), puisque un objet marqueur antérieur à D3, le leucosome, n'est pas disposé dans le plan principal XY de la foliation (HOBBS, MEANS, WILLIAMS, 1976).

A une échelle plus grande, celle des plis P3 et P'3, je pense qu'on peut admettre l'existence d'une déformation compressive horizontale comme l'un des paramètres principaux agissant pendant la déformation D3. C'est elle qui a fait basculer la charnière des plis P2, ainsi qu'une partie de leurs flancs.

Je ne pense pas qu'une déformation cisailante ductile seule, à plan de glissement vertical, perpendiculaire donc à la géométrie initiale des plis couchés, aurait pu engendrer la géométrie actuelle des plis P2. En effet, si l'on essaie de mettre à l'horizontale les parties actuellement verticalisées des plis P2, on se heurte à une impossibilité géométrique dans le cas où la déformation cisailante est considérée seule : ainsi, je ne vois pas comment remettre à l'horizontale la partie sud du pli P2 de la figure 11, par le biais de ce mécanisme.

On l'a vu plus haut, la forme de l'ellipsoïde de déformation finie pendant la déformation D3, est celle d'un ellipsoïde en cigare. Il est orienté de telle sorte que l'axe X est perpendiculaire ou à peu près perpendiculaire à l'axe des plis P3, le plan XY étant parallèle au plan axial.

La géométrie des plis P3 résulterait, à mon avis, d'une compression horizontale orientée nord-est - sud-ouest. L'étirement principal (axe X) est perpendiculaire à l'axe des plis, l'étirement selon une direction parallèle à l'axe des plis (axe Y) est marqué par la linéation d'étirement apparente La et, tardivement, par les diaclases qui découpent les plis P3 perpendiculairement à leur axe et à leur plan axial. Les plis de deuxième ordre, en S et Z, exprimeraient la réaction des roches entourant les plis P3 en train de se former, aux efforts verticaux engendrés par la compression horizontale.

2.3.4 - Remarque sur la forte inclinaison de l'axe des plis P'3.

La faille d'âge alpin de Bersezio, à décrochement dextre, où la translation avoisine 2 km, affecte la couverture nord de l'Argentera ainsi que la nappe du flysch, (STÚRANI, KERCKOVE, 1963 ; HORRENBERGER, MICHARD, WERNER, 1978). Cette faille recoupe le socle et plus précisément la Formation de Malinvern, dans laquelle les plis P3 de la déformation D3 ont un axe peu incliné, ou alors, un axe fortement incliné, ce sont les plis P'3. Il est donc logique de se demander s'il existe un lien entre la faille décrochante de Bersezio et l'inclinaison forte de l'axe des plis P'3. Un certain nombre de faits s'opposent à cette interprétation, (voir carte structurale) :

- on observe des plis P3 dont l'axe est horizontal au voisinage de cette faille en rive droite de la Stura ;
- on observe des plis P'3 dont l'axe est fortement incliné là où il n'y a pas de décrochement : est et est-sud-est du hameau de Ferrière (fig. 52) ;
- le Trias horizontal, ou peu penté, qui repose en discordance sur la Formation de Malinvern, en rive gauche du Rio Ferrière, s'appuie sur des gneiss où l'on trouve des plis P3 et des plis P'3 dont l'axe plonge au nord-ouest ; si les plis P3 avaient basculé pendant le décrochement pour devenir des plis P'3, le Trias aurait basculé aussi de 30 à 40°, sinon davantage, ce qui n'est pas le cas.

La faille décrochante de Bersezio a certainement créé des structures ductiles, crochonnement de la foliation S2 ou S'2, comme nous l'avons vu au cours d'une tournée commune avec HORRENBERGER et WERNER. Mais ces structures sont de dimensions décimétriques, au plus, et sont situées en bordure de fuseaux ou lentilles métriques dont les limites sont sécantes à la foliation des gneiss de Malinvern. Ces fuseaux et ces lentilles sont, à mon avis, les principaux tectoglyphes marquant le passage du décrochement de Bersezio dans le socle. Cette faille est, en effet, difficile à localiser avec précision, étant donné que le plan de décrochement, dont l'orientation est bien définie dans les roches sédimentaires, aborde les gneiss de Malinvern selon une direction à peu près parallèle à la foliation S2 ou S'2 de ces roches. Ce dernier semble s'y résoudre en un grand nombre de plans le long desquels le décrochement est plus faible.

2.4 - MECANISME DE DEFORMATION DES PLIS D4.

2.4.1 - Les plis P4 en Z.

Les plis P4 en Z, dont la dimension n'excède pas quelques mètres, à l'exception du pli du Mont des Fourches et de celui qui affecte la Formation de la Valetta, déforment la linéation d'étirement apparente La. Cette linéation est synchrone, rappelons-le, de la déformation D3.

La déformation de La engendre deux géométries différentes de cette linéation :

- la linéation La est contenue dans un plan sensiblement orthogonal à l'axe du pli ;
- la linéation La est contenue ou n'est pas contenue dans un même plan ; ce plan n'est pas orthogonal à l'axe de pli.

La linéation La est contenue dans un plan orthogonal à l'axe de pli.

Les figures 17 et 24 montrent, en outre, que les axes de pli P3 et P4 en Z sont souvent voisins de l'orthogonale. La linéation La reste pratiquement dans un même plan qui est voisin d'un grand cercle (fig. 25). J'ai observé, dans ce cas de figure, l'existence de stries de friction indiquant un déplacement des flancs vers la charnière. Les fins filonnets leucocrates, plissés isoclinalemeent dans la charnière, indiquent un aplatissement perpendiculaire au plan axial dans cette partie du pli.

Cet ensemble de faits me donne à penser que les plis P4 en Z, où la linéation La déformée est contenue dans un plan orthogonal, sont des plis formés par flambage de la foliation S2. La direction de raccourcissement étant à peu près parallèle à la position initiale de la linéation La non déformée.

La linéation La est ou n'est pas contenue par un plan qui n'est pas orthogonal à l'axe du pli.

L'observation de la géométrie des linéations déformées La, La 1, La 2, de la figure 23 et le report de ces lignes sur le canevas de Wulff montrent que celles-ci ne sont plus situées dans un plan orthogonal à l'axe du pli P4.

La linéation La est encore située dans un même plan qui recoupe le canevas de Wulff selon un grand cercle (fig. 28). La déformation des linéations La 1 et La 2 se fait selon une géométrie plus complexe, comme le montrent les figures 26 et 27. Ceci indique, à mon sens, que la foliation S2 flue dans son plan, de façon homogène (linéation La) ou hétérogène comme le montrent les

linéations La 1 et La 2.

Le mécanisme responsable de la formation des plis P4 en Z est probablement, et par analogie avec le cas précédent, un mécanisme de flambage de la foliation S2. Mais ici, la foliation flue dans son plan.

On peut évoquer également un mécanisme de pli par cisaillement (shear fold). Mais les plis P4 décrits ici sont faiblement anisopaques et ils ne sont pas synschisteux. Enfin, je ne vois pas bien comment peut s'effectuer un glissement selon des directions changeant alternativement et régulièrement de sens, mécanisme qui est invoqué pour expliquer classiquement la formation des plis par cisaillement.

Quoiqu'il en soit, le report sur un canevas de Wulff des directions de glissement de plis P4 en Z (fig. 29), montre que ces directions sont relativement dispersées mais regroupées néanmoins autour d'une direction moyenne nord-est - sud-ouest. Le glissement s'effectue donc simultanément en deux directions opposées et selon des inclinaisons variables.

2.4.2 - Mécanisme de la formation du clivage de crénulation Lb.

Les petits plis centimétriques, accompagnés de clivage de crénulation, sont postérieurs aux plis P3, car ils déforment la linéation La. Si l'on compare ces petits plis à un objet tectonique comparable La, on pourrait penser que La et Lb sont contemporains : Lb est situé dans le champ de compression de l'ellipsoïde de déformation finie et La dans le champ d'extension. Si cela était vrai, on ne verrait pas la linéation La déformée par les petits plis Lb. De plus, d'une manière générale, un objet passe du champ de la compression à celui de l'extension, dans une même phase de déformation, l'inverse étant rare. On devrait observer dans ce dernier cas un plissement de boudins, ce que l'on n'observe pas.

Le mécanisme qui a formé le clivage de crénulation est très probablement le même que celui qui a formé les plis P4 en Z, étant donné que les relations avec les autres objets tectoniques, S2, P3, sont les mêmes. Une différence existe cependant, comme le montrent les figures 24 et 30 : les axes respectifs de Lb et La font, entre eux, un angle faible, alors que les axes des plis P4 en Z font avec La un angle fort ou voisin de 90°.

Dans le premier cas, angle faible entre La et Lb, la linéation déformée s'inscrit sur un petit cercle et non sur un grand cercle comme pour certains plis P4 en Z. Il est permis d'interpréter, par conséquent, le mécanisme formant les plis centimétriques Lb comme étant un mécanisme de flambage.

2.4.3 - Mécanisme possible de la déformation des plis P'4 en U.

L'interprétation du mécanisme des plis P'4 en U n'est pas tout à fait le même que pour les plis P4 en Z. Si l'on reporte sur un canevas de Wulff (voir fig. 35), le plan axial du pli P'4 et le plan contenant la linéation déformée La, il en résulte un ensemble de points qui se groupent selon une concentration dirigée au sud-est, qui est la ligne de glissement "a".

Les plis P'4 (voir fig. 33), montrent fréquemment une linéation par meneaux, parallèle à l'axe du pli. Je ne dispose pas de filonnets plissés, associés à ces plis, en nombre suffisant pour appliquer la méthode de Talbot, les gneiss de Malinvern en contenant peu. Néanmoins, je pense que c'est l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie qui est perpendiculaire à l'axe du pli P'4. En effet, le plan XY est parallèle ou sub-parallèle à la foliation de plan axial S4 à biotite et nodules de quartz-sillimanite. Il reste donc deux cas possibles : X est parallèle à l'axe des plis P'4, ou bien il lui est perpendiculaire. Je pense avoir montré que Y était parallèle à l'axe des plis P3. Or, les nodules de quartz-sillimanite y sont disposés de telle sorte que leur grand axe est parallèle à l'axe du pli P3. Il en est de même dans les plis P'4.

C'est, je pense, une indication supplémentaire, par rapport aux meneaux, en faveur d'un axe X de l'ellipsoïde de déformation finie, orienté perpendiculairement à l'axe des plis P'4. Cet axe X est alors, en déformation finie, parallèle à la ligne de glissement.

L'interprétation qui me paraît découler de cet ensemble de faits, compte tenu de la géométrie des plis P'4 et des objets qu'ils déforment, serait celle d'un mécanisme de glissement à peu près parallèle au plan axial et d'un aplatissement perpendiculaire à ce plan. Il est vraisemblable que ces deux composants de la déformation ont agi ensemble. Mais l'aplatissement a été le dernier des deux composants à développer ses effets : les meneaux sont parallèles à l'axe de pli, les nodules de quartz-sillimanite ne sont pas cisailés, leur plan principal est parallèle à la schistosité S4 de plan axial, cette schistosité est plane. Cet aplatissement tardif irait dans le sens de la conclusion de J.P. BRUN (1978), selon lequel, la ligne de glissement "a" peut être tardivement réorientée.

On peut aussi observer que les plis P'4 ne sont pas pénétratifs à l'échelle de la Formation de Malinvern et que leur dimension n'excède pas le décamètre (voir carte structurale). Ce mécanisme tardif n'affecte donc qu'un volume restreint de cette formation.

Lorsque j'ai décrit la géométrie des plis P3 et P'3, dans la Formation de Malinvern, il ressortait de cette description, que ces plis, de même style, de plan axial parallèle, se distinguaient les uns des autres, sur le terrain, avant tout par l'inclinaison différente de l'axe de pli. Les figures 34, 17, 18 montrent que les plans axiaux de P3, P'3, P'4 sont parallèles et que l'inclinaison des axes semble croître progressivement des plis P3 aux plis P4, de l'horizontale, à une forte inclinaison vers le nord-ouest.

Je suggérerais, pour expliquer cette géométrie, un basculement de l'ellipsoïde de déformation finie dont l'axe X est vertical pour les plis P3, incliné à 40-60° pour les plis P'3, peu incliné pour les plis P'4.

Première remarque sur la répartition spatiale et temporelle des nodules à quartz et sillimanite.

Les Formation d'Anelle et de Rabuons contiennent des nodules à quartz-sillimanite synchrones de la déformation D3. Je n'ai pas observé de nodules synchrones de la déformation D3 dans la Formation de Malinvern, par contre, ces nodules y sont synchrones de D4 (voir fig. 33). La Formation de la Valetta en est dépourvue, quelle que soit la déformation envisagée.

Il me semble possible d'interpréter ces faits comme le déplacement du nord vers le sud, dans le temps, des conditions de température et pression favorables à la cristallisation de ces nodules. Ceci est vérifié par le fait que les plis en Z P4 ne sont pas associés à ces nodules et que les cristallisations synchrones de ces structures sont la biotite, la muscovite et parfois l'amphibole aciculaire.

J'ai étudié dans la zone axiale de la Montagne Noire, les relations pouvant exister entre les nodules à quartz et sillimanite et la granitisation synchrone. J'en avais conclu que le granite était entouré par une auréole de température élevée où les fluides tendent à migrer vers la périphérie, d'où la cristallisation, dans cette auréole, de minéraux anhydres comme la sillimanite et le grenat.

On se trouverait, dans la Formation de Malinvern, dans un cas voisin. Cette Formation est recoupée par de petits stocks de granite très clair, contenant parfois la sillimanite. Ces stocks sont sécants à toutes les structures, y compris les plus tardives. Il me paraît logique d'admettre que cette roche fait partie de satellites du granite central de l'Argentera (voir fig. 52) daté à 285-293 MA par MALARODA et FERRARA en 1969 par la méthode K-Ar. Les nodules à quartz-sillimanite et le grenat ont cristallisé sous l'influence de la température

dégagée par la mise en place de ces petits stocks, ce dégagement de chaleur pouvant très bien être antérieur ou synchrone de cette mise en place. Un autre fait va dans le même sens : la répartition des nodules n'est pas pénétrative dans la Formation de Malinvern et, bien qu'il n'y ait pas de relation spatiale directe sur le terrain, cette répartition aléatoire correspond peut-être au fait que les stocks n'indiquent pas la présence d'un corps de granite de grande dimension à proximité immédiate.

La Formation de Rabuons ne contient qu'un seul stock de granite, situé de part et d'autre du Lac de Vens le plus septentrional (voir carte géologique). La Formation d'Anelle n'en comporte aucun. Le granite du Lac de Vens est tardif, postérieur à D3 car il recoupe la foliation verticale ; il ne montre pas de structuration interne. Il existe dans ces deux Formations, un lien de même nature que dans la Formation de Malinvern entre nodules et granite : les nodules sont plus répandus, bien que non pénétratifs, dans la Formation de Rabuons.

Deuxième remarque : nodules à quartz-sillimanite et type de déformation.

En Montagne Noire, comme dans l'Argentera, les nodules à quartz-sillimanite recoupent souvent la foliation de la roche, tout en étant associés étroitement à un épisode plicatif. L'observation de cette foliation ne montre pas de décalage parallèle au plan principal du nodule, ou oblique à celui-ci. Je n'ai pas observé de nodules cisailés selon le plan de cette foliation. J'en conclus que le type de déformation est, à l'échelle de ces nodules, une déformation en aplatissage pur, plutôt qu'en cisaillement simple.

Une contre-épreuve de cette conclusion est fournie par les surfaces tapissées de sillimanite en fibres et sécantes à la foliation qui sont associées et synchrones des nodules, en Montagne Noire (BOGDANOFF, 1969). Ces surfaces portent des stries de friction et des gradins de feuilletage indiquant les sens du déplacement relatif. L'axe C de la sillimanite est porté par ces surfaces et disposé parallèlement à ces stries.

Il ne m'a pas été donné, malheureusement, d'observer de telles surfaces dans l'Argentera.

2.4.4 - Liens entre les déformations D4 et D3.

Les différentes structures qui constituent la déformation D4 dans les Formations d'Anelle et de Rabuons, sont formées par le flambage, accompagnées ou non par le fluage de la foliation S2. Ceci peut s'expliquer, à mon sens, comme la conséquence directe de l'étirement synchrone des plis P3

selon la direction de la linéation La, soit nord-ouest - sud-est.

Cet étirement ne peut pas être infini (butoir ?). L'inclinaison locale de la linéation La (voir carte structurale), l'ondulation en plan de la foliation S2 est probablement un des processus d'adaptation des roches à cet étirement.

Les structures D4, soit les plis en Z, les plis associés au clivage de crénulation sont une autre manière de répondre à l'étirement exprimé par la linéation La. Les directions de glissement illustrées par la figure 29 montrent que la direction de glissement est orientée statistiquement, tantôt au nord-est, tantôt au sud-ouest. La dispersion observée sur la figure 29 provient principalement de l'orientation diverse des plis P4 et du fait que le plan de reprise de la linéation La n'est pas toujours orthogonal à l'axe de pli.

On passerait donc en continuité de la linéation La aux plis en Z et aux plis associés au clivage de crénulation. La matérialisation des structures D4 est donc très probablement rapprochée, voire contemporaine de l'étirement synchrone des plis P3.

Par contre, les plis en U P'4, qui déforment la foliation S'2 ou S2 de la Formation de Malinvern, montrent que l'extension a dû se développer d'une autre manière, puisque ces plis, qui déforment la linéation La et les flancs des plis P3 et P'3 montrent une ligne de glissement de direction moyenne sud-est.

La Formation de la Valetta, dont la foliation S'2 est déformée par de rares plis P4 en Z et P'4 en U, révèle un comportement mécanique mixte par rapport aux deux formations qui l'encadrent.

Pendant ces déformations, le métamorphisme était variable en intensité. Les plis P3 sont synchrones du développement de la sillimanite et du disthène dans Anelle et Rabuons. Les plis P4 en Z sont synchrones de la cristallisation de minéraux de température plus basse : biotite, muscovite, amphibole aciculaire plus rarement. Les plis P'4 en U synchrones des plis P4 en Z sont aussi synchrones du développement de la sillimanite. Mais les plis P3 et P'3 de la Formation de Malinvern ne sont associés à aucun silicate de métamorphisme.

On remarque donc une certaine indépendance entre métamorphisme et plissement, puisque les plis P3 d'Anelle et Rabuons sont synchrones de la cristallisation de la sillimanite et du disthène, alors que les plis P3 et P'3 de Malinvern sont dépourvus de ces minéraux. Les plis P4 en Z se développent dans un climat thermique plus bas que celui associé aux plis P'4 en U.

2.4.5 - Leucosome et déformations dans les migmatites d'Anelle et de Rabuons.

Les migmatites d'Anelle et de Rabuons sont déformées par les plis couchés P2, sans qu'on puisse observer la création synchrone de leucosome dans le bâti pendant cette déformation. Pendant la déformation D3, les leucosomes anciens sont déformés à nouveau, mais quelques rares leucosomes se mettent en place dans le plan axial des plis P3. Cette mise en place est probablement à mettre en parallèle avec la cristallisation de nodules à quartz et sillimanite, de disthène, minéraux qui sont synchrones des plis P3.

Notons qu'il subsiste à ce propos, une certaine ambiguïté : les plis P3 que j'observe sur le terrain sont-ils des plis P2 qui ont tourné, ou bien, des plis réellement créés pendant la déformation D3 ? Il s'en suit une certaine indécision quant à l'âge de la mise en place du leucosome : synchrone des plis P2, puis basculé lors de la déformation D3, ou bien, réellement synchrone de la déformation D3 ?

La Formation de Rabuons contient des ovoïdes leucocrates centimétriques à métriques, de composition quartzo-feldspathique. Ces ovoïdes sont d'apparition tardive car sécants à la foliation S2, à la linéation La et aux plis P3. Les feldspaths potassiques y sont fréquemment cassés et colorés partiellement en noir. J'interprète cette coloration, avec WILHELM, BOYER, HAVETTE, 1979, comme étant due à l'absorption de la lumière par un minéral fragmenté par l'écrasement en très petits grains. Bien que je n'ai jamais observé de relations directes entre ces ovoïdes et les plis P4 en Z, j'en conclus, à cause de l'écrasement des feldspaths, que ces ovoïdes sont synchrones de ces plis.

La Formation de Malinvern ne montre que très localement des filonets d'épaisseur centimétrique quartzo-feldspathiques, dans les gneiss rubanés par exemple. Ces filonets sont parallèles à la foliation S'2. Il me paraît difficile de leur attribuer d'emblée, le nom de leucosome. Ces filonets pourraient tout aussi bien être la conséquence de la mylonitisation des gneiss leucocrates, c'est à dire un rubanement tectonique.

Il semble donc qu'il y ait une période de forte migmatisation dans les Formations d'Anelle et de Rabuons. Cette période se situe antérieurement aux déformations D2. Ensuite, la migmatisation ne serait que locale et épisodique.

La Formation de la Valetta ne contient pas de migmatites.

2.5 - SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA FORMATION DE LA VALETTA.

La Formation de la Valetta est une formation qui traverse le Massif de l'Argentera de part en part (voir fig. 52 ; A. FAURE-MURET, 1955 ; R. MALARODA, 1968). Dans la partie que j'ai étudiée, cette formation est encadrée au nord-est par la Formation de Malinvern et au sud-ouest par la Formation de Rabuons. Ces deux formations présentent des différences de plusieurs ordres par rapport à la Formation de la Valetta.

- Formation de Malinvern : cette formation est principalement constituée par des gneiss leucocrates à biotite, les mylonites de ces gneiss, les gneiss fins rubanés à biotite. Le métamorphisme à sillimanite et grenat est tardif et postérieur à la gneissification des anciennes granodiorites qu'étaient les gneiss leucocrates. Cette gneissification est antérieure à la déformation D3, la mylonitisation est aussi antérieure à D3.

- Formation de Rabuons : migmatites ocellées dominantes, gneiss ocellés, gneiss fins à texture pélitique. Le métamorphisme tardif, synchrone de D3, est à sillimanite et peut-être à disthène. La roche originelle est un granite d'anatexie.

La Formation de la Valetta est très probablement un ensemble d'origine sédimentaire comme en témoignent les intercalations de marbres, de quartzites, de quartzites feldspathiques. Ces roches sont incluses dans un ensemble schisteux ou micaschisteux de couleur noire, verte ou beige. Enfin, on trouve également incluses dans ces schistes, des amphibolites qui sont très probablement d'anciennes roches basiques.

Les minéraux de métamorphisme, contenus par les schistes et micaschistes, sont le mica blanc ou le mica noir, la chlorite et parfois la tourmaline. Les marbres contiennent la calcite et les épidotes, telles que zoïsite et pistacite. On voit donc que le métamorphisme de la Formation de la Valetta est un métamorphisme de bas degré qui contraste avec le métamorphisme des Formations qui l'encadrent (sillimanite, grenat).

Le microscope montre, en outre, que la Formation de la Valetta présente deux surfaces S. La première surface S'2, la plus ancienne, est une foliation mylonitique ou ultramylonitique (SIBSON, 1977), comme le montrent les grains de quartz, de forme aplatie dans leur majorité, et les clastes de feldspath ou de quartz. La seconde surface, qui recoupe la première, est une schistosité à mica noir, mica blanc, chlorite. Cette surface fait un angle faible avec la foliation mylonitique S'2. Ces deux surfaces expliquent le débit lenticulaire

fréquent, caractéristique de la Formation de la Valetta.

La deuxième surface semble être d'âge alpin. Elle est en effet localisée parallèlement au prolongement dans le socle, de la faille de l'Inciano (voir fig. 46, point 9). Sur le terrain, on observe, toujours dans le socle, des zones bréchiques sans cohésion, où l'on trouve, fichés, deux coins de cargneules triasiques (point 9 de la fig. 46). La faille de l'Inciano est un décrochement dextre d'âge alpin (STURANI, 1962), puisqu'il décale le Trias reposant en discordance stratigraphique sur la Formation de Malinvern. Enfin, à l'ouest de cet accident, je n'ai pas observé de schistosité. En effet, la surface de foliation mylonitique S'2 tourne progressivement jusqu'à être dirigée à l'ouest, avant de disparaître sous la base du Trias, qui repose sur elle en discordance stratigraphique. Cette surface S'2 est donc d'âge hercynien. Elle est, en tous cas, antérieure aux plis P3 et P'3 qui la déforment.

Après cette description de la Formation de la Valetta, il importe d'en décrire les limites, dans la mesure où le problème de leur signification se pose sur le terrain.

2.5.1 - Limite nord de la Formation de la Valetta.

Le contact nord de la Formation de la Valetta, apparaît aussi tranché que le contact sud. L'âge de ce contact est ante-triasique puisque le Trias repose sur lui, au nord, en discordance stratigraphique. De part et d'autre de ce contact, les foliations, les linéations d'étirement apparent La sont parallèles. Les plis P3 et P'3 ont une orientation et un style identiques mais la dimension et le nombre en sont réduits dans la Formation de la Valetta.

Le passage d'une formation à l'autre peut être brusque (rive droite du Vallon de Ponte Bernardo) ; il peut se faire par récurrences respectives (rive gauche de ce même vallon). On n'observe pas de plis déformant ce contact ou ces alternances sur une dénivellée de l'ordre de 900 mètres.

On observe, non loin du contact, en dehors des alternances, des lentilles de gneiss leucocrates de Malinvern, incluses dans la Formation de la Valetta. Les foliations S2 et les linéations respectives La sont parallèles. Ces lentilles sont allongées nord-ouest sud-est et leur composition minéralogique est identique à celle des gneiss leucocratres. Je n'ai pas observé de plis P3 ou P'3 ou P'4 en U déformant ces corps allongés.

2.5.2 - Limite sud de la Formation de la Valetta.

Il faut faire abstraction ici, du chevauchement d'âge alpin, Cime du Mont Peiron - Gorgeon Long qui réactive partiellement la limite sud de la Valetta ; il en sera question plus en détail dans le chapitre suivant consacré à la tectonique alpine.

Le contact entre la Formation d'Anelle et la Formation de la Valetta au sud, se fait selon des modalités à peu près semblables à celles du contact nord :

- Le contact est brusque. Les migmatites de Rabuons à sillimanite sont accolées aux schistes noirs ou aux amphibolites de la Valetta. L'épaisseur de l'interface est de l'ordre du centimètre. Les foliations et les linéations respectives sont parallèles (voir carte structurale). Les plis P3 sont identiques en style et orientation de part et d'autre du contact, bien que leur nombre soit nettement plus faible dans la Formation de la Valetta. Le contact entre les deux Formations n'est pas plissé, fait que l'on observe sur une dénivellation de plus de 500 mètres.

- Le contact se fait par l'alternance de schistes noirs de la Valetta et de migmatites de Rabuons, mais on observe tous les intermédiaires, entre les migmatites de Rabuons et les schistes noirs auxquels ces roches passent vers le nord. Les migmatites de Rabuons se présentent sous forme de lentilles incluses dans les schistes de la Valetta : les foliations S2 et S'2 sont parallèles entre elles, les linéations La portées par les deux roches le sont également (voir carte structurale). La minéralogie des migmatites de Rabuons incluses dans les schistes noirs est la même que celle des migmatites en place : quartz, feldspath potassique et calco-sodique, sillimanite, etc...

Il est donc tout à fait vraisemblable d'admettre qu'une partie des schistes noirs est issue de la phyllonitisation des gneiss et migmatites de Malinvern et de Rabuons. Il se pose donc le problème de la délimitation précise entre schistes noirs d'origine para et schistes noirs d'origine ortho. J'ai choisi de grouper sur la carte géologique, sous le même figuré, tous les schistes noirs ou verts. Il est peu probable que la Formation de la Valetta soit exclusivement issue de la mylonitisation des Formations de Rabuons et de Malinvern. Il faudrait alors expliquer pourquoi les marbres et quartzites n'existent que dans la Formation de la Valetta et non dans les Formations de Malinvern ou de Rabuons qui l'encadrent. Je ne dispose par ailleurs, que d'une seule analyse chimique de schiste noir de la Valetta (Is2 du Tableau 1), mais il est significatif qu'elle diffère de l'analyse référencée Is3 qui représente les migmatites de

Rabuons voisines.

Remarque au sujet des gneiss miliaires à biotites Gm (voir carte géologique).

Les gneiss miliaires à biotite sont en fait un ensemble lithologique où les gneiss miliaires à biotite forment l'essentiel de cette subdivision de la Formation de la Valetta. Mais on y retrouve, intercalées, des lentilles de roches de la Formation de Malinvern, des quartzites et des marbres, ces derniers signalés par MALARODA. Les gneiss miliaires n'ont pas d'équivalent dans la Formation de la Valetta que j'ai cartographiée. Mais, comme ils passent latéralement à ce celle-ci et qu'ils contiennent de minces niveaux de marbres et de quartzites, il me paraît plus logique d'en faire un faciès particulier, d'origine mylonitique probable, de la Formation de la Valetta.

2.5.3 - Interprétation cinématique.

J'interpréterais l'ensemble des schistes de la Valetta comme une zone de cisaillement (shear zone) hercynienne.

La cause première en est la différence de compétence entre des schistes d'origine sédimentaire, contenant marbres et quartzites, et les formations encadrant ces roches : les migmatites de Rabuons, ancien granite d'anatexie et les gneiss de Malinvern, ancienne granodiorite. Cette géométrie d'ensemble, coin à pointe dirigée vers le bas, donc vers la compétence la plus élevée, correspond bien à ce qui a déjà été décrit ou expérimenté (RAMSAY, 1967 ; VIALON, 1974), lors de la déformation par compression d'ensembles à viscosité contrastée. On peut déjà observer que, dans l'Argentera, la planéité des contacts nord et sud de la Formation de la Valetta, correspond à la géométrie de l'interface, faisant limite entre milieux à viscosité contrastée (RAMSAY, 1967).

A ce propos, on peut faire remarquer que la déformation simultanée de deux corps à viscosité contrastée, engendre aux abords de l'interface et dans le corps le moins visqueux, une schistosité parallèle au plan de l'interface. Cette schistosité est la conséquence de la vitesse de déformation différente des deux corps soumis à une contrainte (WOOD, 1974). Cette schistosité est observable dans la Formation de la Valetta (S'2). Mais dans l'Argentera, le corps le plus visqueux, Rabuons ou Malinvern, est également schistosé dans la partie proche de l'interface. Cette transformation est incomplète puisqu'on observe des lentilles plurimétriques intactes de ces roches, à l'intérieur de la zone schistosée. Peut-être faut-il voir dans ce phénomène la conséquence d'une durée prolongée de son action.

WOOD décrit aussi, dans le corps le plus visqueux, des fentes de tension orientées obliquement par rapport à l'interface et à la foliation. Or je n'ai jamais observé de telles fentes, ni dans les migmatites de Rabuons, ni dans les gneiss de Malinvern, voisins de la limite avec les schistes de la Valetta. Dans le cas où ces fentes existeraient, elles seraient faciles à observer car elles devraient être remplies par du quartz, compte tenu du climat thermique régnant.

A une échelle moyenne, on constate que les roches incluses dans les schistes de la Valetta ont en commun une géométrie en forme de lentilles, très allongées par rapport à leur épaisseur. Le plus grand axe de ces lentilles (grand axe apparent ?), est parallèle à leur foliation et parallèle à la foliation ou à la schistosité des schistes encaissants. Les structures, lignes et plans des lentilles sont identiques, en nature et orientation, aux lignes et plans des schistes de la Valetta.

A une échelle petite, on observe qu'en général, les zones de cisaillement ne contiennent qu'une seule surface, ici S'2, et une seule linéation, ici La. Je fais abstraction de la deuxième schistosité d'âge alpin. On observe également que les plis sont rares dans les zones de cisaillement, ce qui semble bien être le cas ici : comparer la figure 19 aux figures 18 et 20.

A une échelle plus petite encore, on observe que la taille des clastes varie relativement peu, en général : elle est millimétrique. Ceci a été interprété par WHITE et al., 1979 in "Shear zones" comme étant la conséquence d'un glissement en bordure de grain à température faible. J'observe que le métamorphisme des schistes de la Formation de la Valetta est un métamorphisme à biotite, muscovite, chlorite. Rappelons enfin que la foliation S'2 est une foliation à quartz aplatis.

Si l'on en revient à une échelle plus grande, celle de la carte, la question que l'on peut se poser est de savoir si cette zone de cisaillement est le résultat d'un cisaillement simple ou d'un aplatissement pur.

Je ne dispose d'aucun argument pour affirmer que la Formation de Rabuons est déplacée latéralement et tardivement lors de D4, par rapport à la Formation de Malinvern. Dans ce cas, le mécanisme serait celui d'un cisaillement simple. J'avais admis, au début de ce chapitre, que l'étirement principal, pendant la formation des plis P2 était horizontal et perpendiculaire à l'axe de ces plis, soit un étirement selon un sens nord à nord-nord-est. Pendant la déformation D3, l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie est disposé perpendiculairement à l'axe des plis P3, donc à peu près vertical. Cette disposition expliquerait que les grands axes des boudins des marbres de la Valetta soient allongés

selon la direction de la linéation La, soit nord-ouest ou sud-est, avec une inclinaison faible.

On pourrait utiliser la géométrie des lentilles mégascopiques de marbres, de quartzites de la Valetta, malheureusement je ne peux indiquer lequel de leurs axes d'allongement est le plus grand : l'axe horizontal ou l'axe vertical.

Mais, comme je n'ai pas de raison de séparer la Formation de la Valetta des trois autres formations, du point de vue de la suite des déformations D2 à D4, j'en conclus que l'étirement de la Formation de la Valetta a d'abord été, lors de D2, un étirement horizontal nord-sud, conséquence d'un cisaillement simple. L'étirement suivant, synchrone de D3 est un étirement vertical dominant conséquence d'un aplatissement pur. La linéation La affectant la Formation de la Valetta est une linéation d'étirement apparent.

2.5.4 - Age de la Formation de la Valetta. Conséquences.

La Formation de la Valetta est recouverte en discordance par la base du Trias au sud du Village de Ferrière, ou bien par le Stéphanien, au nord et au sud de St-Martin-Vésubie (A. FAURE-MURET, 1954). Ce sont là les seules certitudes quant à l'âge le plus jeune possible de cette formation. Le fait que la Formation de la Valetta soit déformée par les plis P4 en Z, P'3, P3, P2, lui donne un âge nécessairement plus ancien encore, d'autant plus que ces plis déforment une foliation mylonitique S'2.

Or, certaines formations des massifs cristallins externes proches, présentent des similitudes avec les schistes noirs de la Formation de la Valetta.

- Le Massif des Maures, où des schistes gréseux, des grès schisteux sont surmontés par des schistes noirs à graptolites dont l'âge est silurien inférieur à moyen (GUEIRARD et al., 1970). Ces roches reposent sur les orthogneiss de Bormes.

- La Corse, partie nord-ouest de l'île, où des schistes sombres, grès, conglomérats non métamorphiques sont d'âge silurien inférieur ou moyen, datés par des graptolites (BAUDELLOT et al., 1976). Ces roches constituent probablement la couverture discordante de phyllades plissées et métamorphisées (séricite, chlorite) elles-mêmes superposées à des gneiss catazonaux.

- Le Massif des Grandes Rousses où des schistes noirs contenant des intercalations de marbres, quartzites, amphibolites, ont livré un âge cambrien par Reintlingerellides (GIORGI et al., 1979). Ces roches sont accolées à un ensemble de gneiss mésozonaux.

Pour ces raisons et par analogie, je pense que l'âge des schistes noirs, verts ou beiges de la Valetta et des roches qu'ils contiennent (marbres, quartzites, amphibolites) est paléozoïque inférieur. Ajoutons à cela que le Massif de Belledonne, (communication orale de VIVIER), renfermerait des roches qui seraient d'âge paléozoïque inférieur également et qui ressembleraient lithologiquement aux schistes de la Valetta.

Le Massif de l'Argentera renfermerait, par conséquent, deux couvertures :

- Une couverture ancienne accordée, d'âge paléozoïque inférieur, non migmatisée, déformée pendant l'orogénèse hercynienne, peut-être pendant l'orogénèse caledonienne, qui est la Formation de la Valetta.

- Une couverture plus récente, discordante stratigraphiquement ou accordée tectoniquement (voir le Chapitre IV : Tectonique Alpine), d'âge mésozoïque et recouvrant les Formations antérieures : Malinvern, Valetta, Rabuons et Anelle.

2.5.5 - Remarque sur l'âge carbonifère des quartzites du Pel Brun.

Les quartzites du Pel Brun sont contenus par la Formation de la Valetta et sont situés dans la partie septentrionale de la Formation. Ils forment des affleurements dont l'épaisseur peut atteindre 500 mètres.

Ces roches étaient réputées avoir un âge carbonifère, selon MALARODA et al., 1968, sans qu'on y ait trouvé de fossiles. En ce qui me concerne, je ne vois pas de raison majeure de séparer ces roches, des roches encaissantes que sont les schistes noirs de la Valetta. L'ensemble de la Formation de la Valetta est plissée, au moins deux fois, la surface déformée étant une foliation mylonitique S'2, qui porte une linéation La.

Les schistes de la Valetta sont recouverts en discordance par le Trias dans la partie ici étudiée et par le Westphalien D, ex-Molliérésite de A. FAURE-MURET, au nord et au sud de St-Martin-Vésubie, (voir fig. 52). Si les quartzites du Pel Brun avaient un âge carbonifère, il faudrait que les déformations subies par ces roches, se soient produites entre le début du Carbonifère et le Westphalien D. Ce dernier âge est celui qu'ont attribué à la Molliérésite HAUDOUR, SARROT-REYNAULD, VERNET en 1958 grâce à des plantes qu'ils y ont trouvées. Pour toutes ces raisons, je pense que l'âge carbonifère de ces quartzites n'est pas exact. Ces roches ont le même âge que l'ensemble de la Formation de la Valetta, soit paléozoïque inférieur à moyen probable.

2.5.6 - Remarque sur l'âge relatif de la foliation dans la Formation de la Valetta.

La foliation S'2 des schistes, des marbres, des quartzites et des amphibolites de la Formation de la Valetta, ne change pas d'orientation d'une roche à l'autre. Elle est parallèle à celle des formations qui encadrent ces roches. Il faut remarquer néanmoins qu'il existe une ambiguïté dès qu'il s'agit de désigner avec précision l'âge des surfaces que l'on observe sur un affleurement. La foliation des marbres, par exemple, n'est pas obligatoirement de même âge que celle des schistes noirs voisins. Les quartzites du Pel Brun montrent des transpositions locales de surface, S'2 étant la surface la plus jeune, à l'ouest du décrochement alpin de l'Inciano. C'est la foliation verticale de ces quartzites, S'2, foliation transposée donc, qui est parallèle à celle des schistes voisins. La rareté des plis (voir fig. 19 et carte structurale), s'explique probablement par un cisaillement postérieur à leur développement, ce qui est assez courant dans les zones cisailées. Il n'est pas impossible que certains plis, bien que de style identique à P3, par exemple, soient en fait plus jeunes et déforment une foliation mylonitique secondaire, contemporaine des glissements intra-Valetta.

Il se pose un problème de nature identique pour les linéations d'étirement hercyniennes, qu'il est parfois difficile de distinguer des stries de friction alpines.

2.5.7 - Zone de cisaillement et intrusions contemporaines ou tardives.

Il n'existe pas de roches intrusives tardives de grandes dimensions dans la Formation de la Valetta, alors que le granite central carbonifère de l'Argentera longe cette zone de cisaillement à courte distance (1 à 2 km), sur une longueur excédant une dizaine de kilomètres (voir fig. 52). Les petits stocks de granite, que j'ai cartographiés dans le périmètre étudié, et qui sont eux aussi tardi-hercyniens, ne sont pas intrusifs dans la Formation de la Valetta.

Pourtant, cette formation est constituée de schistes et micaschistes disposés à la verticale. Cette géométrie, qui était celle existant à la fin de l'orogénèse hercynienne, est une géométrie qui semble favorable à la mise en place de granite tardif. On peut donc se demander si les zones de cisaillement de grandes dimensions sont favorables à l'ascension et la mise en place de granite ou de toutes autres roches intrusives.

2.5.8 - Fréquence des structures identiques à la Formation de la Valetta dans les socles métamorphiques.

L'observation de la géométrie actuelle de socles d'orogène varisque, montre qu'ils sont fréquemment divisés en deux parties constituées par des migmatites et des gneiss à histoire tectonométamorphique complexe, séparés par de minces bandes de roches de couverture. Ces roches sont le plus souvent des schistes et micaschistes, associés à des roches d'origine sédimentaire certaine, telles que marbres et quartzites qui sont, le plus souvent, subordonnées en volume. Cette couverture est structurée en monoclinaux ou en synformes:

- Le Massif des Grandes Rousses, où deux ensembles de gneiss sont séparés par un synforme de schistes noirâtres, à intercalations de carbonates, déversés légèrement vers l'ouest-sud-ouest. Ces schistes sont d'âge paléozoïque inférieur.

- La zone axiale de la Montagne Noire est constituée par deux ensembles gneissiques et migmatitiques, séparés par un monoclinal de schistes et micaschistes, déversé légèrement vers le nord.

- Le Massif de l'Argentera est constitué par deux ensembles gneissiques et migmatitiques séparés par un monoclinal, la Formation de la Valetta à intercalations de marbres et quartzites. L'âge de cette formation est probablement paléozoïque inférieur.

Je pense qu'il faut voir dans cette géométrie le résultat du raccourcissement de la croûte continentale au cours d'un cycle orogénique. Ce raccourcissement peut être la conséquence d'une compression orientée nord-est - sud-ouest dans l'Argentera. Cela peut être aussi la conséquence d'un cisaillement décrochant à plan vertical, encadrant, au nord et au sud, le Massif de l'Argentera, comme c'est le cas au nord et au sud de la zone axiale de la Montagne Noire (NICOLAS et al., 1977 ; ELLENBERGER communication orale ; observations personnelles).

Mais, le Massif de l'Argentera est recouvert normalement ou anormalement par les sédiments mésozoïques ou cénozoïques qui cachent à l'observation la couverture paléozoïque, située à la périphérie de ce massif ancien. Or, c'est précisément l'observation de la couverture périphérique de la zone axiale de la Montagne Noire qui permet de conclure à un raccourcissement engendré par deux zones de décrochement verticales, qui encadrent la zone axiale au nord et au sud.

Ces décrochements, dextre au nord et senestre au sud, engendrent dans la zone axiale, en se rapprochant, un raccourcissement matérialisé par une succession d'antiformes et de synformes. Il n'est pas impossible que ce soit le même mécanisme qui soit responsable de la création des plis P3 ou P'3 dans l'Argentera.

CONCLUSION : EVOLUTION DU SOCLE ANTE-TRIASIQUE DE L'ARGENTERA.

La partie ouest du Massif de l'Argentera se compose de quatre ensembles ou Formations lithologiques. On distingue, du sud vers le nord :

- La Formation d'Anelle qui est constituée par un ensemble de migmatites schistoïdes à biotite, muscovite, sillimanite, disthène. Ces migmatites forment l'essentiel de la Formation. Les intercalations de roches d'une autre nature y sont fréquentes, mais nettement subordonnées en volume. Ce sont des gneiss leucocrates à biotite, des marbres, des quartzites, des quartzites feldspathiques et des amphibolites.

- La Formation de Rabuons est constituée principalement de migmatites de divers types : migmatites ocellées, stromatites-agmatites, à biotite, muscovite, sillimanite, grenat. Elle est également constituée par des gneiss ocellés, des gneiss fins. Ces deux dernières roches sont subordonnées en volume aux migmatites. On observe dans la Formation de Rabuons des intercalations d'amphibolites rubanées, en feuillets ou en boules. Ces amphibolites sont probablement d'anciennes roches basiques, (éclogites). On observe aussi de minces bancs de quartzites feldspathiques associées à certaines amphibolites.

- La Formation de la Valetta. Ce sont des schistes et micaschistes noirs, verts ou beiges où sont intercalés des marbres, des quartzites, des quartzites feldspathiques et des amphibolites. Les schistes sont des roches peu métamorphiques (faciès schistes verts).

- La Formation de Malinvern. Cette formation est constituée en grande partie de gneiss leucocrates à biotite. Ces gneiss sont mylonitisés et transformés à leur tour en gneiss et gneiss fins à texture mylonitique, dont le grain est de plus en plus fin et la composition minéralogique identique. A côté de ces roches on trouve des migmatites très subordonnées en volume à celles-ci. La sillimanite cristallise tardivement et localement dans cette formation.

La Formation d'Anelle était à l'origine formée par un ensemble de grauweekes, associées à d'autres roches sédimentaires telles que calcaires, quartzites. Cette formation contient des roches magmatiques acides, telles que la granodiorite d'Iglière et des roches basiques.

La Formation de Rabuons est un ancien granite d'anatexie, se développant dans des roches de composition pélitique.

La Formation de la Valetta était à l'origine un ensemble de schistes sédimentaires où s'intercalaient des calcaires, des quartzites et des roches basiques.

Quant à la Formation de Malinvern, elle est dérivée, en grande partie, d'un ancien granite monzonitique.

Toutes ces roches ont subi deux évolutions tectono-métamorphiques :

- L'acquisition d'une foliation, migmatitique ou non, S2. Les plis P1 synschisteux, la foliation S2 de plan axial, la migmatisation, sont ce qui subsiste de cette première évolution. Sur cet ensemble se dépose une couverture : la Formation de la Valetta.

- Une mise en place de nappe, la Formation de Malinvern, sur la Formation de la Valetta, avec mylonitisation de la base de cette nappe, exprimée par la foliation S'2. Cet épisode est contemporain de la première des trois déformations superposées successives, déformant la foliation migmatitique S2, et la foliation S'2, à savoir les plis couchés mégascopiques. Un nouveau métamorphisme polyphasé à sillimanite et à disthène accompagne ces déformations. Cette évolution s'achève probablement au Carbonifère, dans l'ouest de l'Argentera, par une granitisation discrète. Le massif est ensuite érodé et recouvert par la transgression permienne ou triasique.

Les déformations superposées s'enchaînent de la façon suivante de la plus ancienne à la plus récente :

La déformation D2 est représentée par des plis couchés kilométriques superposés géométriquement, déversés vers le nord ou le nord-est, que l'on observe clairement dans la Formation d'Anelle. Ces plis existent probablement dans la Formation de Rabuons. La Formation de la Valetta s'est moulée sur ces structures au cours de la déformation D2. L'analyse de la déformation finie dans les Formations d'Anelle et de Rabuons indiquerait que l'axe X de l'ellipsoïde de déformation était horizontal, perpendiculaire à l'axe des plis P2 et dirigé au nord ou au nord-nord-est. Le plan principal de cet ellipsoïde étant horizontal et parallèle au plan axial des plis couchés. Les gneiss leucocrates de Malinvern sont, en partie, mylonitisés pendant la déformation D2, dans un climat métamorphique qui est celui du faciès schistes verts. Cette mylonitisation est l'expression de la translation de ces gneiss sous forme de nappe. A en juger par le sens de déversement des plis couchés P2, la translation de ces nappes aurait pu se faire en direction du nord-est ou du nord.

Le métamorphisme synchrone des plis P2 semble être un métamorphisme de l'amphibolite faciès : la sillimanite est déformée par la déformation suivante D3. Je n'ai pas observé de rétro-morphose des minéraux déformés par les plis P2, qui soit clairement synchrone de ces structures.

Les plis couchés P2 sont déformés à leur tour par des plis de dimensions hectométriques à plurihectométriques P3, au plan axial vertical ou redressé, au style complexe. Ils sont parfois synchrones d'une schistosité locale S3. Ces plis sont contemporains d'une linéation d'étirement ou d'alignement de minéraux ou de microplis La, coaxiale de l'axe de pli, affectant tout le domaine étudié, peu pentée et orientée au nord-ouest ou bien au sud-est. C'est à ces plis que l'on doit la structure actuelle de la partie ouest du massif, c'est à dire une foliation S2 ou S'2 le plus souvent redressée. Ces plis réorientent les structures antérieures puisqu'actuellement les axes des plis P1 et P2 ont la même direction que les axes des plis P3. Dans la Formation de Malinvern, les plis P3 voisinent avec des plis P'3 : la différence essentielle étant que les plis P'3 ont une forte inclinaison d'axe en direction du nord-ouest. Les plis P3 et P'3, que l'on observe aussi dans la Formation de la Valetta, sont rares par rapport aux plis des Formations de Rabuons et de Malinvern. La cause en est une mylonitisation, antérieure et synchrone des déformations D2 et D3.

Le mécanisme des plis P3 et P'3 est un mécanisme pendant lequel se développent simultanément un raccourcissement horizontal et un glissement selon des plans verticaux. Ces plis P3 basculent aussi, en partie, les plis couchés P2 plus anciens.

Le métamorphisme correspondant aux plis P3 dans les Formations d'Anelle et de Rabuons, est un métamorphisme du faciès amphibolite. La sillimanite et le grenat sont synchrones et peut-être postérieurs à ces plis, le disthène est synchrone et postérieur à ces structures. Par contre, les Formations de la Valetta et de Malinvern ne contiennent aucun silicate d'alumine clairement synchrone de la déformation D3.

En déformation finie, l'ellipsoïde associé à la déformation D3 est un ellipsoïde en constriction dont l'axe X est vertical et à peu près perpendiculaire à l'axe des plis P3. Le plan principal est parallèle au plan axial. La linéation La, horizontale ou peu inclinée, est donc une linéation d'étirement apparente.

La déformation D4, qui fait suite à la déformation D3, n'est plus une déformation pénétrative. Elle s'exprime par deux styles de plis différents et synchrones, dont la dimension n'excède pas le décimètre en moyenne :

- des plis en Z dans les Formations d'Anelle et Rabuons ;
- des plis en U dans les Formations de la Valetta et de Malinvern.

On trouve parfois de très rares plis en Z dans les deux dernières formations et j'ai observé un pli en U dans la Formation d'Anelle.

Les plis P4 en Z déforment S2, la linéation La selon un grand cercle, ou selon une géométrie plus complexe. Ces plis ont tous la même vergence, dextre. Ces plis P4 sont synchrones de petits plis centimétriques, associés à un clivage de crénulation, développés surtout dans la Formation de Rabuons. Ces petits plis déforment la linéation La selon un petit cercle et leur vergence est identique à celle des plis P4, c'est à dire dextre.

Le degré métamorphique synchrone des plis P4 en Z et des petits plis centimétriques est celui du faciès schistes verts : biotite, muscovite, rares amphiboles aciculaires.

Enfin, la déformation D4 est synchrone de cisaillements à plans verticaux entraînant des décrochements dextres que l'on observe dans la Formation d'Anelle.

Toutes ces structures sont le résultat d'un raccourcissement à peu près parallèle au plan axial des plis P3, soit en direction nord-ouest - sud-est. Ce raccourcissement n'est peut-être que la réaction tardive à l'étirement que matérialise la linéation d'étirement La, synchrone des plis P3.

Les plis en U P'4 déforment les foliations S2 et S'2. Le plan axial y est parallèle à celui des plis P3 et P'3, mais leur axe est fortement incliné vers le nord-ouest comme celui des plis P'3. Les plis P'4 sont synschisteux et les plans de schistosité S4 contiennent la biotite et la sillimanite sous forme de nodules, associée au quartz. Les plis P'4 déforment la linéation La. On observe sur ces plis une linéation Lb de microplis, d'intersection et d'alignement de minéraux. L'ellipsoïde de déformation finie est orienté de telle sorte que l'axe de X est perpendiculaire à l'axe de pli. La linéation Lb est donc une linéation d'étirement apparent et les nodules à quartz-sillimanite, dont le grand axe est parallèle à Lb, sont parallèles à l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation finie.

Le mécanisme de ces plis est comme pour P3, un mécanisme simultané d'aplatissement perpendiculaire à la schistosité S4 et d'étirement parallèle à S4 et perpendiculaire à l'axe de pli, comme le montre la ligne de glissement "a".

On observe ici deux modalités de reprise d'une structure par la structure suivante :

- les axes des plis P3 et des plis P'4 font entre eux un angle de 60 à 70°, estimé dans un plan vertical : la linéation La antérieure, est enroulée autour de la charnière P'4 ;
- les axes des plis P2 et P3 étaient à peu près horizontaux ; ils faisaient entre eux, en plan, un angle de 30 à 40° au plus : la linéation de P2 est réalignée par rotation selon l'axe des plis P3.

REMARQUE AU SUJET DE L'EVOLUTION LITHOLOGIQUE.

Il semble bien que l'intrusion de matériel nouveau, tel que le granite d'anatexie (Formation de Rabuons), la granodiorite d'Iglière, le granite monzonitique (Formation de Malinvern), le leucosome des migmatites de Rabuons et d'Anelle, soit pour la plus grande part une intrusion précoce par rapport aux déformations hercyniennes. Ces déformations ont tendu à transformer ces roches en gneiss (gneiss d'Iglière), en gneiss fins (paléosome des migmatites de Rabuons).

Le résultat de ces déformations est donc une tendance à l'effacement des différences lithologiques initiales et une évolution vers la réduction de la taille du grain. Le seul épisode intrusif tardif étant représenté par la mise en place du granite d'âge westphalo-namurien de l'Argentera et de ses satellites dans la partie ouest de ce massif.

REMARQUE AU SUJET DE LA SUCCESSION DES DEFORMATIONS.

En ce qui concerne la succession plis couchés, plis à plan axial vertical que l'on observe dans l'Argentera, l'étude bibliographique a montré que ce type de succession est chose fréquente dans les socles métamorphiques. On constate, plus particulièrement, la grande similitude existant entre l'évolution de zones profondes hercyniennes dans l'Argentera et l'évolution de zones profondes alpines dans le Massif simplon-tessinois. Ceci montre que la distinction entre orogénèse alpinotype et orogénèse hercynotype n'est peut-être pas aussi tranchée qu'on l'avait cru jusqu'à présent.

AGE DES FORMATIONS.

L. BERTRAND, A. FAURE-MURET, P. FALLOT, R. MALARODA et son équipe, ont montré que l'évolution tectonométamorphique du socle de l'Argentera était achevée avant le Westphalien D. La fin de cette évolution était peut-être même antérieure au Namurien. Ces couches sont, en effet, les premières couches datées, reposant en discordance sur les socles anciens dans les Alpes occidentales. (Ch. GREBER, 1965 et communication orale).

Il existe des ressemblances lithologiques et structurales certaines entre les roches du massif de l'Argentera et les roches des massifs cristallins externes voisins : nous comparerons les schistes de la Valetta aux schistes noirs contenus par ces massifs. Je ferai de même pour les gneiss et les migmatites.

Les schistes noirs de la Formation de la Valetta ressemblent aux schistes noirs qu'on observe dans les Massifs des Maures, des Grandes Rousses, de la Corse du nord-est, dont l'âge, prouvé par les fossiles, est respectivement : silurien inférieur à moyen, cambrien, silurien inférieur à moyen. Les schistes noirs de la Valetta sont, par conséquent et très probablement, d'un âge paléozoïque inférieur. Ces schistes, non migmatitiques, peu métamorphiques, représentent la couverture de gneiss mésozonaux et de migmatites.

Il me paraît possible d'assimiler, du point de vue structural et temporel, les migmatites et gneiss de l'Argentera à ceux des Massifs voisins.

- Massif des Maures, où les gneiss ocellés de Bormes ont donné un âge de 450 à 460 MA (MALUSKI et ALLEGRE, 1970 ; MALUSKI, 1971).

- Massif du Pelvoux, les âges radiométriques s'y répartissent en trois groupes :

- un groupe hercynien où les différentes méthodes, telles que K/Ar, Rb/Sr, "plomb total", donnent des âges qui s'échelonnent entre 275 et 365 MA. (VIVIER, BARBIERI, CHESSEX) ;
- un groupe livrant par la méthode "plomb total" des âges variant entre 500 et 550 MA, dans le Sirac, le Haut-Dauphiné cristallin (VIVIER, BARBIERI) ;
- un groupe d'âge s'échelonnant de 620 à 800 MA environ, par la méthode "plomb total" (VIVIER, KRUMMENACHER).

La méthode "plomb total" présente divers inconvénients qui font que les âges obtenus sont en général trop élevés. Cela est dû à la quantité de plomb commun dans le zircon, le mélange de zircons d'âges différents, l'adjonction de plomb commun dans le zircon par lessivage (P. LEFORT, 1971). Il n'en reste pas moins que l'on observe deux groupes d'âges, antérieurs à des âges

rattachables à l'Hercynien.

Enfin, on ne connaît actuellement, selon J. COGNE (Conférence à Orléans, 1979), ni dans la croûte de l'Europe moyenne, ni dans les Alpes, d'âge inférieur à 600-650 MA. Les phénomènes de migmatisation et d'anatexie seraient plus jeunes, toujours selon J. COGNE.

On observe, là encore, une évolution comparable dans l'Argentera.

- Des grauweekes, Formation d'Anelle où se met en place une granodiorite (gneiss d'Iglière), un granite d'anatexie, Formation de Rabuons, un granite monzonitique, Formation de Malinvern, sont gneissifiées et migmatisées. Ces roches seraient d'un âge paléozoïque inférieur ou précambrien supérieur.

- Sur cet ensemble, se dépose une couverture schisteuse contenant, marbres, quartzites, etc. : la Formation de la Valetta. Cette formation serait d'un âge paléozoïque, mais plus jeune que celui des gneiss et migmatites.

AGE DE LA TECTONIQUE.

L'âge de la tectonique du socle de l'Argentera, à son extrémité ouest, doit tenir compte des points suivants :

- La foliation S2, migmatitique, est le résultat de la tectonisation d'ensembles sédimentaires et cristallins.;

- La déformation D2 déforme en plis couchés un ensemble de migmatites et de gneiss surmontés par une couverture, surmontée à son tour par une nappe. Elle mylonitise en partie les gneiss leucocrates de Malinvern. Les schistes d'origine sédimentaire de la Valetta participent également à cette déformation en se mouvant sur les plis couchés.

- Il n'existe, au sein de la suite des déformations synmétamorphes D2 à D4, aucune discontinuité permettant d'affirmer que cette suite de déformations du socle ante-alpin de l'Argentera s'est faite en deux fois : au Calédonien et à l'Hercynien, par exemple.

- Des petits stocks de granite sont intrusifs dans les formations ici décrites, à l'exception de la Formation de la Valetta. Ces granites sont sécants aux dernières structures et sont très probablement des satellites du granite de l'Argentera. Ce granite est une roche dont l'âge est situé à peu près à la limite entre le Westphalien et le Stéphanien : soit 285-293 MA par K/Ar.

On l'a vu dans le paragraphe consacré aux plis couchés, que dans la région du Simplon-Tessin, l'initiation et le développement des plis couchés ont nécessité 60 à 70 MA environ. Si l'on se réfère au Namurien, comme âge le

plus jeune possible, le début des déformations D2 se situerait au Dévonien inférieur.

Il est possible, par conséquent, d'avancer les conclusions suivantes, basées en partie sur des hypothèses :

- La partie ouest de l'Argentera montre les traces d'une orogénèse d'âge paléozoïque inférieur, calédonienne : les formations sédimentaires, Anelle et Rabuons, sont recoupées par des granodiorites ou sont granitisées par anatexie. On observe aussi l'intrusion de granites monzonitiques et de roches basiques. Ces roches sont ensuite tectonisées.

- A partir du Dévonien, jusqu'avant le Namurien, les déformations semblent s'enchaîner successivement sans discontinuité visible. Un métamorphisme du faciès amphibolite avec disthène et sillimanite passe à la fin de cette évolution, et par endroits, à un métamorphisme du faciès schistes verts.

La première roche sédimentaire reposant en discordance forte sur les migmatites d'Anelle, dans le secteur étudié, est représentée par les schistes et grès du Permien inférieur.

CHAPITRE IV

LA TECTONIQUE ALPINE

- 1 - LA DEFORMATION DANS LES SYNCLINAUX, LES COINS D'AGE TRIASIQUE ET DANS LE SOCLE.
- 2 - LA DEFORMATION DANS LE TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE ADHERENT AU SOCLE METAMORPHIQUE. PALEOMAGNETISME DU PERMIEN.
- 3 - CONCLUSION SUR LES DEFORMATIONS ALPINES DANS L'ARGENTERA.

L'étude de la tectonique alpine, dans la partie ouest du Massif de l'Argentera, m'a paru s'imposer parce que j'avais étudié la lithologie et les déformations du socle sur lequel vont transgresser les roches d'âge finipaléozoïque et mésozoïque, qui seront déformées à leur tour pendant l'orogénèse alpine.

Sur la base des faits et conclusions que j'ai énumérés dans le Chapitre III "Tectonique ante-alpine", il était intéressant de répondre aux questions suivantes :

- Quel a été le comportement des structures et de la lithologie antetriasiques, de la lithologie et des structures post-triasiques dans l'extrémité ouest du massif pendant l'orogénèse alpine ?

- Quel a été le comportement de l'ensemble de l'Argentera, pendant l'orogénèse alpine, par rapport aux unités qui l'encadrent : a-t-il tourné en plan ? Quels sont les rapports de ce massif avec la genèse de l'Arc Alpin ?

1 - LA DEFORMATION DANS LES SYNCLINAUX, LES COINS D'AGE TRIASIQUE ET DANS LE SOCLE.

Ces roches mésozoïques sédimentaires étaient adhérentes au socle dans sa partie occidentale avant leur déformation. La déformation alpine, responsable de leur structuration en coins et synclinaux, nous éclairera sur les conditions de la déformation dans le socle.

1.1 - ETAT DU SOCLE A LA FIN DE L'OROGENESE HERCYNIENNE, DANS LE PERIMETRE ETUDIE.

Les migmatites, gneiss, micaschistes du socle de l'Argentera ont été recouverts en discordance angulaire, pouvant atteindre 90°, par le Permien, dans le Vallon de la Petite Roya, au sud-sud-est de St-Etienne-de-Tinée (voir fig. 44) et par le Trias.

Ces roches métamorphiques, migmatites, gneiss, sont des roches du climat métamorphique du faciès amphibolite. Ce faciès est synchrone des dernières déformations hercyniennes D3 et D4. Les roches mésozoïques ne sont pas métamorphiques dans l'extrémité orientale ; je n'ai observé que des micas blancs détrinitiques dans les roches favorables à la cristallisation de minéraux nouveaux, telles que les argilites du Trias supérieur.

Les relations initiales socle-couverture mésozoïque sont préservées selon les endroits. Tel est le cas en rive gauche du Rio Ferrière (fig. 46), où le Trias comble un relief ancien de faible dénivellée, tel est également le cas sur le sommet du Mont des Fourches.

Un rappel de la lithologie du Trias me paraît être une chose nécessaire, avant d'aller plus loin.

1.2 - LITHOLOGIE DU TRIAS (d'après P. FALLOT, A. FAURE-MURET et J. VERNET).

Les roches qui vont être décrites brièvement, ne contiennent pas de fossiles, à l'exception du Rhétien. Leur attribution au Trias est basée sur le fait qu'elles reposent, au sud-est du Massif de l'Argentera, sur les schistes rouges de Capeiroto, attribués au Permien. Elles transgressent aussi sur un socle à peu près aplani ; elles sont sous-jacentes à un Lias-Dogger fossilifère.

La lithologie est la suivante :

- Formation inférieure, gréseuse. Epaisseur 20 mètres, attribuée au Trias inférieur :
 - quartzites verdâtres et micacés ,
 - grès blancs à stratifications obliques, à passées de petits galets de quartz, roses ou blancs, dont le ciment se désagrège parfois facilement,
 - grès lités rouges et blancs, plus ou moins pélitiques, épaisseur de 5 à 10 mètres.

- Formation moyenne, calcareo-dolomitique. Epaisseur 20 à 90 mètres, attribuée au Trias moyen. Cette formation se subdivise en deux parties :

- cargneules jaunes à jaune orangé, friables, ankéritiques ; elles renferment souvent des fragments d'argilites ou de pélites rouges ; des gypses leur sont parfois associés ;

- calcaires et dolomies ; les calcaires sont gris sombre et les calcaires dolomitiques sont gris et noirs ; ces roches sont parfois envahies par une cargneulisation plus ou moins complète.

- Formation supérieure d'argilites et plaquettes lumachelliques. Epaisseur 10 à 50 mètres. Elle est attribuée au Trias supérieur et au Rhétien.

Ces argilites sont vertes ou pourpres et sont associées à des gypses qui ne semblent pas former de bancs continus. Le Rhétien est représenté par des dolomies jaunes, des calcaires, des argilites.

La géométrie des roches attribuée au Trias est la suivante (voir fig. 46) (J. VERNET, 1967) :

- Des monoclinaux horizontaux ou faiblement inclinés et qui expriment les relations initiales du dépôt du Trias sur le socle. On observe ceci à la Cime Frandièrre, au Mont des Fourches, aux Terres Rouges.

- Des synclinaux à plan axial vertical ou fortement redressé : synclinal de Gorge Grosse ou du Vallon de la Cabane. Des synclinaux à plan axial, peu penté vers le nord : La Tortissa.

- Des coins : Gorgeon Long, Le Château, le ravin de Stau.

Ces structures sont indexées sur la figure 46 par des numéros entourés par des cercles.

1.3 - LES SYNCLINAUX.

1.3.1 - Le synclinal couché de la Tortissa, n° 8 fig. 46, 49 et 50.

Le synclinal de la Tortissa est constitué par les roches du Trias inférieur et moyen. En coupe, perpendiculairement à l'axe de pli dans la région du Col du Fer, on voit que ses flancs sont fortement ondulés. Cette structure regarde au sud-ouest. Le plan axial, horizontal au niveau du Col du Fer, s'incline de 20° en moyenne vers le nord, de part et d'autre de ce col.

Le flanc normal repose en discordance stratigraphique sur les migmatites massives, puis sur les stromatolites-agmatites de la Formation de Rabuons. Je n'ai relevé aucun indice de déplacement de ce flanc, par rapport

aux roches sous-incombantes. Le flanc inverse, qui a subi une rotation de 180° , est chevauché en discordance tectonique par les gneiss gris pélitiques de la Formation de Rabuons qui forment la Cime du Fer. Le synclinal couché n'a donc jamais été dans la position de synclinal droit.

Vers l'est, le flanc inverse est cisailé, puisque sous le Mont Peiron, il ne subsiste plus que le flanc normal, fortement cataclasé. Là, les migmatites de Rabuons ne sont plus séparées des amphibolites de la Valetta surincombantes, que par quelques dizaines de mètres. On est proche alors de la disparition orientale du synclinal. A l'ouest, on peut suivre le flanc normal, jusqu'au lieu-dit Le Château. Plus à l'ouest encore et plus bas, le synclinal n'est plus représenté que par une lame de grès verts et blancs du Trias inférieur, fichés dans les migmatites massives de Rabuons. Malgré mes investigations, je n'ai pas trouvé de prolongement occidental à ce coin de grès, ni dans le lit de la Tinée, ni dans la retombée sud du Mont des Fourches. Par contre, il est vraisemblable que le contact anormal s'amortit dans cette retombée sud.

1.3.2 - Tracé du contact supérieur de l'écaille du Col du Fer. n° 6 et 8, fig. 46.

Le contact cisailant qui fait reposer les gneiss de Rabuons sur le flanc inverse couché du synclinal de Tortissa est horizontal. Vers le nord-est, ce contact devient de plus en plus incliné jusqu'à son raccordement avec le décrochement vertical dextre du Col du Stau. Avant de rejoindre ce décrochement, on observe très nettement, à partir du Vallon di Garbe di Stau, en regardant vers le nord-ouest, les schistes noirs de la Valetta qui reposent par la tranche et en discordance tectonique, sur les migmatites massives de Rabuons, elles-mêmes tronquées à leur sommet. Vers le nord, dans le haut vallon du Rio Ferrière, ce contact plonge de la même façon en laissant apparaître une demi-fenêtre tectonique sur laquelle je reviendrai plus loin. La courbure du contact entre les gneiss amphiboliques et les schistes noirs de la Valetta (Rio Ferrière) montrent, à mon avis, l'endroit où s'enracine l'écaille de la Tortissa. Vers le nord-ouest, le contact cisailant horizontal de l'écaille du Col du Fer rejoint, tout en s'inclinant de 45° vers le nord-est, l'extrémité du coin de cargneules triasiques inférieures du Gorgeon Long.

Le coin tectonique du Gorgeon Long pend fortement au nord-est. Le contact sud-est de ce coin est un contact anormal, souligné par une zone cataclasée d'une largeur décimétrique moyenne. Dans cette zone, on observe une schistosité localisée à la fois dans les migmatites de Rabuons, où elle recoupe

la foliation, et dans le Trias ici calcareo-dolomitique (cargneules). Cette schistosité est pentée vers le nord-est de 25 à 30° environ. De petites écailles, soit de socle, soit de Trias, s'intercalent dans ce contact qui fait chevaucher ces migmatites par les cargneules. Le contact nord-est est également un contact anormal faisant reposer les amphibolites et gneiss amphiboliques de la Valetta sur les cargneules. La direction de déplacement de coin semble être le sud-ouest, comme l'indiquent les plans coalescents du contact anormal et surtout la schistosité pentée au nord-est. Les affleurements ne montrent pas d'informations claires, telles que les stries ou cupules d'arrachement, compte tenu de la nature peu favorable de la roche à cet égard.

Vers le nord-ouest, le coin de Gorgeon Long passe à un synclinal, dont la partie sud est cisailée par le contact anormal sud de ce même coin et dont le pendage est devenu presque vertical. Le flanc nord de ce synclinal, constitué par le Trias inférieur et moyen, repose en discordance angulaire sur les schistes noirs de la Formation de la Valetta. Malgré des conditions d'affleurement peu favorables, on peut observer une schistosité de fracture, de plan axial, dont les microlithons ont une épaisseur centimétrique. Cette schistosité pend de 35° vers le sud-sud-ouest. Enfin, un réseau de diaclases, orthogonales entre elles, font, en plan, un angle de 45° avec le plan axial, mais non avec la schistosité. Cela montre leur apparition tardive par rapport à celle-ci.

1.3.3 - La demi-fenêtre tectonique située au nord de l'écaille de la Tortissa.

A l'ouest et à l'ouest-nord-ouest du Mont Peiron (voir fig. 46), l'érosion a entaillé la surface du contact de base de l'écaille de la Tortissa. Logiquement, on devrait observer, sous le plan de l'écaille, les migmatites massives de Rabuons situées au nord des stromatites-agmatites centrales. Or, ce que l'on observe, ce sont des lentilles hectométriques ou pluri-hectométriques, inclinées vers le nord ou vers le nord-est et dont l'axe d'allongement apparent est orienté est-ouest ou nord-ouest sud-est.

Ces lentilles sont constituées par les migmatites massives, par les stromatites-agmatites de Rabuons, par les schistes noirs et les gneiss amphiboliques ou les amphibolites de la Valetta. Elles montrent une structuration (plis, linéation, foliation) identique à la structuration hercynienne des roches en place. Ces roches sont parfois cisailées net par les bords de ces lentilles et c'est souvent la partie inférieure des lentilles qui montre une mylonitisation et non la partie supérieure.

La position de ces lentilles ne pose pas de problèmes particuliers tant qu'il s'agit des gneiss amphiboliques de la Valetta, (voir carte géologique). Par contre, la présence des stromatites-agmatites s'explique plus difficilement : on peut évoquer à ce sujet deux hypothèses.

- La translation nord-ouest sud-est de l'écaille de Tortissa a été suivie d'une translation postérieure en sens inverse, l'écaille ayant très probablement été plus loin vers le sud-ouest. Cette hypothèse se heurte au fait que la surface de contact de l'écaille de la Tortissa est plane. Les petites structures de l'écaille ou de son substratum, montrant une translation vers le nord-est, sont inexistantes.

- Les migmatites massives septentrionales de Rabuons contiendraient des intercalations de stromatites-agmatites. La cartographie détaillée des premières sur une dizaine de kilomètres en direction, ne montre rien de tel. Si l'on imagine un décrochement dextre, par analogie avec celui de Bersezio ou celui du Col de Stau, on est obligé d'envisager la présence de stromatites-agmatites au sein des migmatites septentrionales. Ces roches seraient situées au nord-ouest du Col du Fer, recouvertes anormalement par les gneiss amphiboliques de la Valetta. Ces stromatites-agmatites pourraient subsister à l'état de lentilles au sein des schistes noirs de la Valetta, puisque j'ai écrit (Chapitre III) que les schistes noirs de la partie sud de la Formation de la Valetta étaient issus de la mylonitisation de la Formation de Rabuons. Or, je n'ai observé que des migmatites massives incluses tectoniquement dans les schistes noirs et non les stromatites-agmatites. Néanmoins, je choisis la seconde hypothèse : présence de stromatites-agmatites au sein des migmatites massives, ceci pour deux autres raisons :

- on peut observer des îlots de stromatites-agmatites au sein de migmatites comme l'a montré M. PRUNAC (1974) pour la Formation d'Anelle ;
- on observe quelques petites enclaves de gneiss fins à texture pélitique dans les migmatites massives septentrionales à l'est du Vallon supérieur de Ponte-Bernardo. Une augmentation locale de la taille de ces enclaves, ainsi que de leur nombre, n'a donc rien d'impossible.

1.3.4 - Les petites structures du synclinal de la Tortissa et du coin tectonique du Château. Affleurements 2 et 8, fig. 46 et 49,

On observe une schistosité de fracture de plan axial dans le synclinal de la Tortissa, bien que la lithologie des roches ne soit pas toujours très favorable à l'expression de cette surface. De minces filonnets de

calcite, millimétriques en épaisseur, peuvent souligner cette structure. Mais, ces filonnets ne sont pas présents partout.

Un réseau de diaclases verticales, recoupant le Trias, disposé à 40-45° en moyenne par rapport à l'axe du pli, semble être présent à peu près dans tout le synclinal. Certaines d'entre elles passent dans le socle, mais pas toutes. Il existe un autre ensemble de diaclases verticales, moins fréquentes, que les précédentes et qui sont disposées parallèlement ou orthogonalement à l'axe du pli. Ces diaclases sont bien développées à l'ouest du Col du Fer. Les diaclases orientées nord-sud, passent sans déviation dans les gneiss reposant sur le synclinal couché. Elles sont donc tardives. Il faut noter que certaines diaclases du socle ne passent pas dans le synclinal. Quoiqu'il en soit, les diaclases verticales orthogonales à l'axe du pli, qui sont ouvertes, indiqueraient une extension faible et tardive selon une direction parallèle à cet axe.

Le coin tectonique du Château, prolongement occidental du synclinal de la Tortissa, est allongé selon une direction est-ouest et constitué par les grès verts et blancs du Trias inférieur. Il repose sur les migmatites massives de Rabuons ; il est recouvert à son tour par ces mêmes roches.

Les migmatites de Rabuons surincombantes, dont la foliation pend en moyenne de 40° au nord-ouest, sont schisteuses sur une épaisseur de 20 à 30 centimètres, parallèlement au contact avec le Trias. Cette schistosité qui pend en moyenne de 20° vers le nord-ouest également, porte des stries indiquant une translation en direction du sud-sud-est.

La stratification pend de 20 à 25° vers l'ouest-nord-ouest et porte des stries qui indiquent une translation vers le sud-sud-est selon une pente ascendante de 18°. La partie inférieure du Trias repose en discordance stratigraphique sur la Formation de Rabuons.

1.3.5 - Le synclinal droit de Gorge Grosse, n° 7, fig. 46 et 47.

Le synclinal droit de Gorge Grosse est un synclinal étroit orienté est-ouest, dont les flancs sont fortement redressés, voire verticaux et dont l'axe plonge à l'ouest de 15° environ. Cette structure est constituée par le Trias inférieur et moyen. Il est encadré, au nord et au sud, par les schistes noirs de la Valetta, dont l'orientation de la foliation, diffère peu en direction et en inclinaison de la stratification des roches du Trias. On observe, dans les schistes noirs de la Valetta et dans le Trias, une mince zone métrique cataclastique longeant les contacts sud et nord.

Le synclinal montre une schistosité de fracture en éventail, parallèle en direction au plan axial et dont les microlithons ont une épaisseur décimétrique. Cette schistosité passe dans le socle sans changement notable d'orientation et disparaît en quelques dizaines de mètres lorsqu'on s'éloigne du synclinal.

Le synclinal de Gorge Grosse est recoupé par deux familles de diaclases :

- Une première famille est orthogonale à l'axe de pli et au plan axial. Elle est donc sécante à la structure synclinale et pénètre dans les schistes noirs de la Valetta, tout en recoupant les zones cataclastiques localisées dans le Trias et dans les schistes noirs. La distance séparant les diaclases est de l'ordre du décimètre.

- Une deuxième famille de diaclases conjuguées. Ces surfaces font entre elles un angle voisin de 90°. Le plan axial est en zone avec la droite d'intersection de ces diaclases.

On se trouve donc, en ce qui concerne le synclinal de Gorge Grosse, dans le cas classique où la compression déformant les roches en un synclinal, crée également trois ensembles de diaclases perpendiculaires et obliques au plan axial.

1.3.6 - Le synclinal du Vallon de la Cabane - Pas de la Croix Blanche, n° 4 et 5, fig. 46.

Le synclinal du Vallon de la Cabane - Pas de la Croix Blanche est un synclinal dont le plan axial est vertical. Cette structure déforme le Trias inférieur et moyen. Les flancs pendent modérément, 35° en moyenne. La discordance du flanc sud, c'est à dire, du grès sur les migmatites et stromatites de Rabuons, est une discordance en inclinaison et en direction. La discordance du flanc nord, sur les migmatites est une discordance de même nature, mais les valeurs en sont plus faibles.

Le synclinal s'évase progressivement vers le sud-ouest, pour se raccorder au Trias horizontal du Mont des Fourches. La trace de son plan axial dessine, en plan, la forme d'un S.

Je n'ai noté l'existence d'une zone schistosée continue suivant le flanc sud du synclinal, pas plus dans le Trias, que dans la Formation de Rabuons. Par contre, le flanc nord montre une zone d'écrasement caractérisée par le débit lenticulaire de la roche. Cette zone, parallèle au contact Trias-migmatites,

est localisée dans ces dernières et recoupe obliquement leur foliation ; elle disparaît en direction du nord en une centaine de mètres environ. Très près du contact, dans les migmatites, cette zone est remplacée par place, par une schistosité de fracture à peu près verticale, recoupant elle aussi la foliation des gneiss, et dont la direction est parallèle ou à peu près parallèle à celle de la stratification. Par contre, cette schistosité n'existe pas dans le Trias.

Petites structures.

Le synclinal du Vallon de la Cabane n'affleure pas partout avec la même clarté. Les observations les plus aisées se situant sur le flanc sud et à l'extrémité orientale.

La schistosité de plan axial est disposée en éventail, mais son inclinaison varie, si on la suit en direction, entre 30 et 90°. Cette variation en inclinaison ne semble pas être liée à une variation concomitante du flanc du synclinal.

Une famille de diaclases conjuguées, fortement inclinées ou verticales, est orientée de telle sorte que leur droite d'intersection est pratiquement en zone avec le plan axial du synclinal. Ces diaclases se poursuivent dans les stromatites-agmatites sous-jacentes.

Une seconde famille de diaclases en extension, orthogonales au plan axial, découpe le synclinal en microlithons verticaux d'épaisseur centimétrique moyenne. Ces diaclases passent parfois, elles aussi, dans le socle sous-jacent.

On observe donc ici une organisation des petites structures très semblable à celles du synclinal de Gorge Grosse, exprimant la compression subie par les roches du Trias.

On observe néanmoins une différence. Vers le sud-ouest, le synclinal du vallon se raccorde en continuité et progressivement avec les couches horizontales du même âge qui couronnent, en discordance, les migmatites du Mont des Fourches. Les diaclases en zone avec le plan axial disparaissent avec la schistosité de plan axial. Les diaclases orthogonales au plan axial disparaissent ensuite.

Remarque au sujet des zones cataclasées.

Il semble clair, que les zones cataclasées ou mylonitiques sont d'âge alpin : elles sont parallèles au contact Trias-migmatites ; elles sont localisées là où le cisaillement est le plus grand puisque ces deux ensembles, initialement discordants, deviennent à peu près concordants après déformation.

Il n'est pas certain néanmoins que ces zones de déformation cisailante soient d'âge exclusivement alpin. On remarque en effet, qu'une partie des synclinaux triasiques ont leur plan axial parallèle au plan axial des plis P3 hercyniens. Il a bien fallu que les migmatites de Rabuons soient fracturées à un endroit ou à un autre pour permettre aux synclinaux alpins de se former. Compte tenu de l'orientation actuelle des structures P3 de D3, les flancs de ces plis ou les plans axiaux, me semblent être des parties faibles du point de vue mécanique.

Il existe également des zones de cisaillement hercyniennes dans les schistes noirs de la Valetta : par exemple, la limite entre les migmatites de Rabuons et les schistes noirs, que j'ai décrite plus haut dans le Chapitre "Tectonique ante-alpine". Or, le synclinal de Gorge Grosse semble être précisément localisé à cet endroit. Il va de soi, que les zones cataclasées dans les sédiments triasiques, sont d'âge alpin.

La conclusion en est que les zones de cisaillement parallèles aux bords des structures alpines sont des zones probablement induites par les zones de cisaillement hercyniennes, ou par des zones faibles du point de vue mécanique, qui ont joué à nouveau pendant la déformation alpine.

1.4 - LES MONOCLINAUX.

1.4.1 - La Cime Frandière, n° 1 fig. 46.

Le Trias inférieur et le Trias moyen reposent en discordance forte ou faible sur les migmatites schistoïdes d'Anelle. Cette variabilité dans l'angle de discordance s'explique par le fait que le Trias repose sur la partie supérieure du pli couché P2 mégascopique. On conçoit que, de part et d'autre du lieu où la discordance est faible, vers le nord et vers le sud, celle-ci puisse croître, puisque le Trias reste peu incliné, alors que le pli couché (voir fig. 11) s'incurve vers le bas.

La seule petite structure d'origine mécanique que l'on observe, est un système de diaclases verticales, orthogonales entre elles. Une première famille est orientée nord-sud, la seconde est orientée est-ouest. Le plus souvent ces diaclases sont associées, parfois on ne distingue que l'une des familles. Ce système de diaclases ne semble pas affecter les migmatites d'Anelle.

La stratification étant ici inclinée à l'est et au nord, selon une valeur variant de 10 à 45°, les diaclases, ayant une inclinaison proche de la verticale, sont donc tardives et postérieures au basculement de la stratification.

1.4.2 - La Crête des Terres Rouges, n° 3, fig. 46.

La Crête des Terres Rouges est constituée par le Trias inférieur et moyen reposant en discordance angulaire forte sur les stromatites-agmatites de la Formation de Rabuons. La partie nord-est présente les mêmes diaclases, orientées de la même manière que celles de la Cime Frandière. La partie sud-ouest, par contre, qui glisse actuellement, par gravité, vers le Vallon de Salse Morène à l'ouest, montre un réseau de fines diaclases, verticales, à peu près orthogonales à la direction de glissement et à laquelle elles sont liées. Je n'ai pas observé de déformation plicative ni de schistosité dans le Trias des Terres Rouges. Je pense donc, comme pour la Cime Frandière, que les déformations ne se sont exprimées ici, que sous forme de diaclases.

1.4.3 - La rive gauche du Rio Ferrière, n° 11, fig. 46.

La rive gauche du Rio Ferrière montre que la base du Trias, principalement les cargneules, repose en discordance pouvant avoisiner 90°, sur les gneiss de la Formation de Malinvern. Les roches sédimentaires comblent localement des creux topographiques pluridécamétriques.

Les petites structures que l'on observe dans les cargneules sont représentées par des diaclases fortement pentées organisées entre elles et par rapport à la stratification, de la même manière que leurs homologues des Terres Rouges ou de la Cime Frandière.

1.4.4 - Le Becco Rosso, n° 10, fig. 46.

L'affleurement du Becco Rosso, Trias inférieur et moyen, est constitué par les grès et cargneules en position horizontale. Ces roches reposent en discordance angulaire forte sur les gneiss leucocrates massifs de Malinvern. Malheureusement, les conditions d'affleurement sont défavorables malgré les apparences et on ne voit pas grand chose dans cet ensemble de cargneules jaune-orangé.

Il se pose néanmoins une question : comment expliquer la dénivellée de l'ordre de 300 mètres que l'on observe entre le Trias basal du Becco Rosso et la base du Trias de la rive gauche du Rio Ferrière ? L'existence d'une ou plusieurs failles orientées nord-ouest sud-est et encadrant le Becco Rosso est difficile à admettre, étant donné que le Trias, en rive gauche du Rio Ferrière, ne montre pas de fracturation ayant cette orientation.

Il serait possible d'admettre la présence d'une faille parallèle au Rio Ferrière, conséquence probable de l'ascension tardive du socle dans son ensemble, par rapport à la couverture qui l'encadre. Vers le sud-ouest, cette faille doit nécessairement s'amortir puisque la Formation de la Valetta, dont la direction de la foliation lui est orthogonale, ne montre rien qui confirme une telle structure. Ainsi, les gneiss amphiboliques et les amphibolites passent en continuité de la rive gauche à la rive droite du Rio Ferrière. Vers le nord-est, la faille de Bersezio recoupe la faille dont il est question ici. On est donc conduit à admettre un jeu vertical du bloc supportant le Becco Rosso qui s'ajoute au jeu décrochant dextre déjà décrit par différents auteurs pour la faille de Bersezio et de l'Inciano.

Première remarque au sujet de la continuité des structures planaires entre socle et couverture triasique.

Les diaclases et la schistosité affectant le Trias, ne passent dans les roches du socle que lorsque les sédiments ont été déformés en synclinaux. Lorsque le Trias repose en discordance stratigraphique, et que ce type de relation a été conservé malgré les déformations alpines, on observe clairement que les diaclases qui recoupent à la fois les migmatites et le Trias, sont en nombre nettement plus faible. Ceci confirme que la déformation alpine n'a pas partout la même intensité.

Ces diaclases affectant les monoclinaux et le flanc normal du synclinal de la Tortissa, (voir fig. 46) ont une direction et une inclinaison à peu près identique. Elles sont orthogonales entre elles. C'est pourquoi, compte tenu de cet ensemble de faits, j'interpréterais ce système de diaclases comme des diaclases de tension, tardives, postérieures au plissement du Trias. σ_1 et σ_3 étaient disposés à l'horizontale et contenus par le plan des joints, σ_2 était vertical. C'est la faible anisotropie probable entre σ_1 et σ_3 qui expliquerait l'orthogonalité observée entre les plans de rupture des diaclases.

Seconde remarque. Comportement mécanique de la surface de discordance entre les migmatites, les gneiss du socle et les roches du Trias.

Cette surface de discordance s'est comportée de différentes façons pendant la déformation alpine.

- La surface de discordance est restée en l'état : Cîme Frandièrre, Mont des Fourches, Terres Rouges, flanc normal du synclinal de Tortissa, rive gauche du Rio Ferrière, Becco Rosso. Cette surface a néanmoins basculé selon un angle

plus ou moins fort, par exemple 5° au Becco Rosso, 40° à la Tortissa, 45° localement à la Cîme Frandièrre. Il semble que le basculement local du socle se soit fait en bloc comme aux Terres Rouges.

- La surface impliquée dans un synclinal a basculé sans qu'il y ait eu de déplacement sensible parallèlement à celle-ci, tel est le cas du flanc sud du synclinal de la Cabane.

- La surface de discordance a servi de surface de glissement entre socle et couverture avec mylonitisation des migmatites et des sédiments triasiques : flanc nord et sud du synclinal de Gorge Grosse, flanc nord du synclinal du Vallon de la Cabane, flanc inverse du synclinal de la Tortissa où la translation semble la plus grande.

- Il n'y a pas de relation analysable entre la surface de discordance et la surface de glissement, compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement. Il en est ainsi des coins tectoniques situés au sud-est du Col de Stau.

1.5 - LES FAILLES PRINCIPALES.

1.5.1 - La faille de Bersezio, (voir carte structurale).

Elle limite socle et couverture au nord du secteur étudié. STURANI, KERCKOVE, MALARODA et al. puis MICHARD et al., ont montré qu'elle était dextre, et postérieure à l'avancée et à l'arrêt de la nappe du Flysch à helminthoïdes. Le décalage dû à cette faille est de l'ordre de un à deux kilomètres avec un rejet antérieur probable.

1.5.2 - La faille de l'Inciano, n° 9, fig. 46.

STURANI et MALARODA ont montré que cette structure à plan vertical, était une faille décrochante dextre : le Trias affleurant au sud du hameau de Ferrière est décalé d'un kilomètre environ. Cette faille passe au Col de Stau, avec un tracé en baïonnette. Dans le ravin du Col de Stau, on voit clairement deux lentilles de cargneules jaune orangé, allongées parallèlement au tracé de la faille, et disposées très probablement à la verticale. L'état de ces affleurements ne permet pas d'en dire davantage, ni quant à leur rapport avec les schistes noirs de la Valetta, ni quant à leur structure. Cette faille se poursuit en direction du sud-est et semble avoir créé une schistosité de fracture recoupant la foliation mylonitique hercynienne (voir Chapitre III). Vers le nord-ouest, selon MALARODA, cette faille recoupe l'autochtone jusqu'à

l'Eocène supérieur. Elle ne semble pas atteindre la base de la nappe du Flysch à helminoïdes, dont la mise en place est datée du Paléogène supérieur - Néogène.

1.5.3 - La faille de Gorgeon Long, n° 6, fig. 46.

La faille située au sud-ouest du coin tectonique de Gorgeon Long, et son prolongement vers le sud-est qui rejoint la base de l'écaïlle de la Tortissa, peut s'interpréter indifféremment comme résultant principalement du chevauchement du socle sur le Trias du Gorgeon Long ou comme une faille décrochante.

Je choisis la première interprétation, étant donné qu'on ne distingue pas de décalage significatif en plan, des couches mésozoïques, au nord-ouest, alors que c'est le cas pour la faille décrochante de l'Inciano. De plus, la schistosité dans le coin du Gorgeon Long pend au nord-est, ainsi que la faille septentrionale de bordure. Vers le sud-est, je n'ai rien observé qui puisse être interprété en faveur d'un décrochement.

2 - LA DEFORMATION DANS LE TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE ADHERENT AU SOCLE METAMORPHIQUE. PALEOMAGNETISME DU PERMIEN.

2.1 - DESCRIPTION DE LA LITHOLOGIE DU PERMIEN.

A. FAURE-MURET (1955) a décrit, dans la bordure méridionale de l'Argentera, quatre ensembles lithologiques, attribuables au Permien. Cet auteur distingue, du bas stratigraphique vers le haut :

- la série de l'Inferno : détritique, très grossière, conglomératique, avec une coulée dacitique, 0 à 700 mètres ;
- la série des Merveilles : schistes verts à la base, rouges au sommet, 0 à 500 mètres ;
- la série du Bego : grès, arkoses grossières et rares lits de galets à la base, 400 à 650 mètres ;
- la série de Capeirotto : schistes et pélites rouges, 0 à 2 000 mètres.

2.2 - DESCRIPTION DES STRUCTURES D'ECHELLE MEGASCOPIQUE, (fig. 45).

Si l'on parcourt de bout en bout les vallées de la Tinée et de la Roya, dans la partie située au sud du massif métamorphique, là où elles

entaillent les schistes rouges, on constate que ce Permien est structuré en une série d'anticlinaux et de synclinaux droits ou déversés. Ces plis sont synschisteux.

On constate également, en partant de la limite méridionale du Permien et du Trias, en direction du nord, que cette schistosité S1 est d'abord une schistosité de fracture : les microlithons y ont une épaisseur de l'ordre du décimètre. Au fur et à mesure que l'on se rapproche de la limite septentrionale du Permien et du socle métamorphique, cette schistosité de fracture se transforme en une schistosité de flux et les microlithons voient leur épaisseur diminuer. Les schistes permien de la Vallée de la Tinée sont, en plus, affectés vers le nord par une seconde schistosité de fracture ou de flux S2, à pente plus forte ou moins forte que S1, d'azimut identique, recoupant la schistosité de flux S1 qui semble antérieure.

A ces schistosités s'ajoutent, comme objets tectoniques, des taches de réduction de dimensions centimétriques, de couleur jaunâtre à vert clair, ou de petits galets millimétriques blancs, qui tranchent bien sur la couleur lie-de-vin des schistes permien de la série de Capeirotto. Ces taches sont d'abord horizontales vers le sud, puis verticales vers le nord. Elles semblent aussi s'allonger de plus en plus, alors qu'on s'approche de la limite schistes permien-migmatites. C'est cet ensemble de faits, très bien étudiés en détail, par la suite, par R. GRAHAM (1977), qui nous a incités J.J. SCHOTT et moi-même, à prélever les échantillons aussi loin que possible de la limite septentrionale du Permien.

Il y avait en effet un risque qui était celui de l'existence d'une anisotropie de pression, venant se superposer à la rotation des grains d'hématite, lors du plissement des couches du Permien.

Entre les deux Vallées de la Roya et de la Tinée, on sait, grâce aux coupes sériees orientées nord-sud, situées entre le Vallon des Graus et le Becco Rosso (A. FAURE-MURET, 1954, voir fig. 45) que le Permien est déformé également en synclinaux et anticlinaux. Ces structures ont un plan axial vertical ou redressé, orienté est-ouest ; l'axe de pli est, en général, horizontal ou peu penté.

Au nord-ouest de la Vallée de la Tinée, (voir fig. 45) le Permien est structuré en un ensemble de plis plurihectométriques, à plan axial vertical ou déversé vers le sud-ouest (A. FAURE-MURET, 1954 ; O. JAMES, 1976 et observations personnelles). Les plans axiaux de ces plis sont dirigés au 120-140. Les plis sont accompagnés par une schistosité parallèle à l'orientation de ces plans

axiaux, et qui tend à être plus pénétrative lorsqu'on se dirige au nord-est, soit vers la limite Permien-socle. Une deuxième schistosité S2, de même direction, recoupe la première lorsqu'on se rapproche de cette limite. Vers le haut géométrique, la première schistosité passe dans les grès et quartzites d'âge werfénien et, apparemment, se poursuit aussi dans les migmatites d'Anelle-Valabres. L'âge de cette schistosité est un âge alpin. Ces plis sont à leur tour découpés par des failles inverses dont le plan est dirigé au 110-140 et dont l'inclinaison est de 40 à 70° vers le nord-nord-est ou le nord-est. Si l'on observe la cartographie des sédiments permotriasiques de la bordure sud-ouest de l'Argentera, on voit qu'en direction, les plans axiaux des anticlinaux et des synclinaux sont à peu près rectilignes.

Les analogies sont donc assez fortes entre les structures des schistes rouges permien de la bordure sud de l'Argentera et les structures des schistes rouges permien de la bordure sud-ouest. Le socle gneissique et migmatitique est toujours situé stratigraphiquement sous ce Permien, comme en témoignent les fenêtres d'érosion de la Vallée de la Minière à l'est, de la Vallée de la petite Roya à l'ouest et la "demi-fenêtre", située au nord de St Sauveur-de-Tinée.

C'est en ayant présentes à l'esprit les structures du socle métamorphique, celles des roches sédimentaires pincées en son sein, les structures du tégument permien et triasique, que nous avons choisi, avec J.J. SCHOTT, les points de prélèvement des échantillons de schistes permien, en vue d'une analyse paléomagnétique.

Avant de décrire la structure autour des points de prélèvements, je voudrais rappeler brièvement les fondements de cette méthode.

2.3 - LA METHODE PALEOMAGNETIQUE.

La rotation d'un ensemble rocheux par rapport à un autre ensemble rocheux fixe de référence, peut s'apprécier en plan grâce à la méthode paléomagnétique. C'est une méthode géophysique bien adaptée à la solution de ce type de problème. Cette méthode peut aussi mettre en évidence une absence de rotation, bien qu'il faille se souvenir qu'une rotation de l'ordre de 15° au moins, est difficilement démontrable.

Par contre, cette méthode est moins bien adaptée lorsqu'il s'agit d'apprécier des variations en inclinaison, c'est à dire en latitude ; il en est de même lorsqu'il faut estimer les translations en longitude.

La méthode paléomagnétique n'est malheureusement pas applicable à n'importe quel type de roche, comme on le verra plus loin. Le prélèvement et la manipulation d'échantillons, dont on va mesurer l'aimantation, nécessite une roche pas trop fracturée. Le repérage doit être très précis, en particulier, pour le repérage de l'horizontale du lieu. Pour cela, plâtre et eau sont nécessaires, on ne peut donc aller partout.

2.3.1 - Choix des échantillons.

Parmi toutes les roches qui reposent en discordance stratigraphique sur le socle métamorphique de l'Argentera-Mercantour, les séries permien décrites par A. FAURE-MURET (1955), sont celles qui conviennent le mieux à l'analyse paléomagnétique, pour les raisons suivantes :

- Ces roches transgressent sur le socle et sont restées solidaires de lui.
- Elles sont permien. On peut donc les comparer au Permien horizontal de l'Europe stable.
- Leur répartition est suffisamment étendue pour que les résultats puissent être significatifs et applicables à l'ensemble du Massif de l'Argentera.
- Le Permien a été déformé pendant l'orogénèse alpine et il ne semble pas avoir été décollé ou déplacé en masse, par rapport à la région de son dépôt.
- Le métamorphisme alpin est faible ou inexistant. Ce fait m'a été confirmé oralement par A. SIDDANS qui pense qu'on assiste, au plus, à la croissance locale de mica blanc. Ce métamorphisme n'a pas atteint, en tout cas, la température du point de Curie (578°). S'il l'avait atteint, l'orientation initiale de l'hématite au sein du dépôt aurait été détruite, puisque l'indicateur de l'aimantation est ici l'hématite.

2.3.2 - Analyse structurale autour des points de prélèvement.

(voir fig 45).

Le prélèvement des échantillons, compte-tenu des impératifs décrits plus haut, a été effectué en quatre stations différentes :

- Haute Vallée de la Roya, au nord du village de Fontan (sites 1 et 2) ;
- Haute Vallée de la Gordolasque (sites 3 et 4), Vallon des Graus (sites 5 et 7), Vallée de la Vésubie (site 6) ;
- au nord du village de La Bolline-Valdeblère (site 8) ;
- Vallée de la Tinée, au sud du bourg de St Sauveur (sites 9 et 10).

- a) Vallée de la Roya en amont de Fontan (voir fig. 38, 40 et 45. Sites 1 et 2).

Immédiatement au nord de Fontan, les schistes et pélites rouges de Capeirotto affleurent, entre le Trias-Lias surincombant au sud, et la série gréseuse permienne du Bego au nord, avec laquelle le contact se fait par faille.

La surface de stratification S0 des schistes rouges est structurée en un synclinal déversé au sud, au nord par un anticlinal droit au style proche de celui d'un pli coffré. Ces plis montrent une schistosité S1 qui est de fracture dans les bancs rouges, et de flux au passage des minces lits verts à vert jaune que ces bancs rouges contiennent. Cette schistosité n'est pas réfractée lors du passage des bancs rouges vers les lits verts. S1 est déversée, dans le synclinal dans le même sens et avec la même inclinaison que le plan axial, sans présenter une disposition en éventail. Les critères de polarité, telles que les stratifications entrecroisées, les figures de base de banc, sont en bon accord avec la géométrie décrite. Les plans axiaux sont dirigés au N 100. L'intersection S0-S1 permet de conclure que l'axe des plis est faiblement penté à l'est.

Au-dessus des pélites rouges permienes, on trouve des grès jaunâtres contenant des bancs constitués par des cailloutis de quartz. Ces grès ont été attribués au Trias. Ces roches reposent en discordance sur le Permien selon un angle faible (10-20°). Leur plissement semble être le même, quoique moins accentué. La schistosité S1 de fracture affectant le Permien, s'y prolonge de la même manière (style, orientation), bien que l'on constate parfois un léger décalage en direction. Par ailleurs, localisée dans des secteurs peu accessibles, et disparaissant en partie sous le Trias, on aperçoit clairement une flexure d'échelle hectométrique, dont l'axe est orienté nord-sud et dont le plan axial pend fortement à l'ouest. Ce plan ne semble pas déformé. Cette flexure qui affecte à la fois le Permien et le Trias, se loge à l'intérieur de l'anticlinal coffré décrit plus haut et lui est antérieure.

Le secteur de la Minière de Vallauria, bien étudiée par A. AICARD, A. AUTRAN, et al. (1968) aurait pu être un site très favorable aux prélèvements. Malheureusement, la schistosité affectant les schistes rouges des Merveilles est une schistosité de flux. Ce fait est rhédbitoire pour l'analyse paléomagnétique. En effet, à la rotation des couches pendant le plissement, s'est ajoutée une compression au sein de la couche. Cette compression a très probablement fait tourner les grains d'hématite. Il faut donc annuler cette rotation interne aux couches, avant de mettre la couche concernée à l'horizontale. Pour ce faire, il faut quantifier cette rotation, ce qui n'est, ni simple, ni toujours possible.

- b) Vallon des Graus (sites 5 et 7).

Le vallon, orienté pratiquement est-ouest, est creusé dans les schistes et pélites rouges de Capeirotto, surmontés, au sud, en discordance stratigraphique, par le Trias et le Lias. Ce vallon montre, sur plus de 5 km de long, des couches permienes quasi verticales, dont la direction est à peu près est-ouest.

Un certain nombre de faits compliquent localement l'analyse structurale. Une fracturation éparse, pentée de 50 à 70° vers le nord ou le nord-est, très serrée par endroits, fait qu'on ne reconnaît plus alors avec certitude que la stratification S0. Entre les parties des schistes recoupés par cette fracturation, on distingue S0, recoupée par plusieurs séries de diaclases qui peuvent être relativement rapprochées localement, sans être pour autant pénétratives à l'échelle de l'ensemble des couches. Ces diaclases ont semble-t-il une distribution quelconque. Il s'ensuit qu'il n'existe pas de linéation d'intersection à interprétation unique comme dans la Vallée de la Roya.

On peut penser néanmoins que là encore, les couches sont déformées en plis isopaques, de plan axial vertical ou fortement redressé, et dont l'axe est à peu près horizontal. S'il n'en était pas ainsi, la stratification S0 ne serait pas verticale. Si l'axe des plis était incliné, on verrait apparaître, à l'est ou à l'ouest du Ravin des Graus, la série sous-jacente des grès du Bego, ce que l'on n'observe pas.

La fracturation très serrée, mentionnée plus haut et postérieure au plissement, est accompagnée semble-t-il de petits chevauchements à plan de décrochement horizontal ou peu incliné vers le nord. L'ampleur du déplacement est difficile à chiffrer exactement, mais n'excède pas la centaine de mètres. On retrouve ce type de déplacement de faible amplitude, d'orientation identique, dans les gneiss et migmatites antepermiens affleurant dans le Vallon de la Petite Roya, le Vallon de Chastillon et la Vallée de la Tinée, (voir fig. 45, pour la localisation).

- c) La Bolline-Valdeblorre, (voir fig. 42, site 8).

La formation échantillonnée se présente sous forme de grès rouges, roses ou violacés, sans schistosité bien marquée. Ces roches feraient partie, d'après A. FAURE-MURET, d'une zone faisant transition entre les grès du Bego stratigraphiquement inférieurs et les schistes rouges de Capeirotto stratigraphiquement supérieurs.

La tectonique est ici une tectonique cassante. En effet, les pélites et schistes roses à rouges de Capeirotto, structurés en deux ensembles monoclinaux, plongent vers le nord-nord-est, encadrant une lame constituée par les grès et quartzites du Werfénien, et les cargneules du Trias moyen. Le compartiment supérieur est moins incliné que l'inférieur. Il y a discordance tectonique, au moins entre le Trias et les schistes permien qui lui sont superposés. Pour cette raison, les résultats fournis par l'analyse paléomagnétique devront être considérés avec prudence : en effet, la translation et la rotation des ensembles monoclinaux entre eux et par rapport à leur situation originelle, sont difficiles à chiffrer.

d) La Vallée de la Tinée, au sud de St-Sauveur, (fig. 39, 41, sites 9, 10).

Ce secteur présente des conditions d'analyse structurale nettement plus favorables que le précédent. La lithologie est constituée par des schistes et pélites rouges attribuables très probablement à la série de Capeirotto. La stratification S0 est bien visible : bancs rouges décimétriques à métriques contenant de fins bancs centimétriques jaunes à jaune verdâtre. S0 montre de nombreuses figures de sédimentation, stratification entrecroisée, figures de base de banc, indiquant qu'au sud de la coupe, les couches sont à l'endroit. S0 est déformée par des plis anisopaques d'amplitude plurihectométrique, dont l'axe est légèrement incliné à l'est, le plan axial étant proche de la verticale. Une schistosité de fracture S1, qui peut être de flux lorsqu'elle traverse sans réfraction les bancs minces jaunes à jaune-vert, est disposée en un éventail qui diverge vers le haut, dans l'anticlinal. S0 et S1 s'intersectent selon une direction qui est parallèle à l'axe des plis. Il existe localement, comme dans la Vallée de la Roya, des flexures d'axe nord-sud, de dimensions décamétriques, à plan axial penté à l'ouest avec schistosité de fracture très redressée, de direction, elle aussi, nord-sud. Une de ces flexures déforme le flanc sud de l'anticlinal le plus méridional.

Le Trias gréso-pélitique et le Lias carbonaté reposent sur les schistes rouges permien en discordance légère. Ils sont déformés selon le même système de plis et la schistosité S1, affectant le Permien, s'y poursuit avec la même orientation.

En résumé :

- L'âge de la tectonique ayant déformé le tégument permo-werfénien, reposant en discordance sur le socle métamorphique de l'Argentera, est un âge alpin.

- Si l'on exclut la région de la Bollène-Valdeblore, l'analyse structurale, autour des sites de prélèvement, indique que les plis, bien que parfois anisopaques, doivent être déroulables.

- Les plans axiaux de ces plis sont orientés ouest-est. Ces plis sont des plis droits ou déversés vers le sud.

- Les axes de pli ont aussi une direction est-ouest, tout en étant faiblement pentés dans une de ces directions ou dans l'autre.

R. GRAHAM (1977), dans son travail sur la mesure des axes des taches de réduction que contiennent les schistes rouges de Capeirotto, décrit les mêmes structures méga et mésoscopiques.

2.3.3 - Analyse de l'aimantation.

Le propos n'est pas de parler ici, en détail, de l'analyse de l'aimantation rémanente naturelle et des problèmes inhérents. Ce travail a fait l'objet d'une thèse de 3^e cycle de J.J. SCHOTT, soutenue à Strasbourg en 1976 ; son titre en est : "Etude paléomagnétique des sédiments permien de l'Argentera-Mercantour." Je voudrais rappeler ici les principaux résultats de ce travail, avec leurs conséquences quant à l'interprétation de l'histoire du massif pendant l'orogénèse alpine.

L'analyse de l'aimantation naturelle rémanente de l'hématite a mis en évidence la divergence des propriétés magnétiques des schistes rouges d'une part, des grès et arkoses d'autre part, au cours de tests préalables, même lorsqu'il s'agit des spécimens d'un même site. L'aimantation rémanente naturelle (ARN) des grès et arkoses, fait apparaître une dispersion telle, qu'il est difficile d'en tirer profit. Le groupement des directions est très acceptable, au contraire, en ce qui concerne les schistes rouges de Capeirotto. C'est pourquoi le travail s'est appuyé uniquement sur les échantillons prélevés dans les schistes : soit les sites 1, 2, 5, 7, 9 et 10. Les échantillons des sites 3, 4, 6 étaient des échantillons de roches gréseuses et arkosiques. Les échantillons schisto-gréseux du site 8 étaient dans une position structurale peu favorable pour l'analyse paléomagnétique.

Il aurait été intéressant de connaître la direction de l'aimantation des grès du Bego du site 3 (fig. 45), pour la comparer avec celle des schistes rouges de Capeirotto. Mais, les résultats des mesures dans ces grès, se sont révélés comme trop dispersés, donc impropres à l'analyse paléomagnétique. Il faut en voir la cause probable dans une sédimentation trop turbulente

et dans une granulométrie trop hétérogène.

Compte tenu de ce qui vient d'être écrit, J.J. SCHOTT admet que :

- l'ARN montre une dispersion assez élevée, mais qui demeure utilisable ;
- la désaimantation thermique introduit des variations non significatives dans les directions d'aimantation.

Il semble donc établi que l'aimantation naturelle ne se compose que d'un terme très stable aussi bien en direction qu'en intensité.

2.3.4 - Discussion des résultats.

a) Direction d'aimantation permienne dans le Massif de l'Argentera.

Les schistes rouges permien étant déformés en synclinaux et anticlinaux, il est nécessaire de déplier ces structures, par l'intermédiaire du canevas de Schmidt. Le but est de comparer l'orientation des grains d'hématite des schistes rouges de l'Argentera avant le plissement alpin, à l'orientation de l'hématites du Permien horizontal de l'Europe stable. Rappelons que la rotation par compression des particules d'hématite doit excéder une quinzaine de degrés pour être prise en compte. Ce nombre est aussi celui de l'erreur possible sur les mesures.

Après déroulement des structures, nous concluons avec J.J. SCHOTT, que l'aimantation des schistes rouges de Capeiroto est une aimantation primaire d'âge permien supérieur. Cette aimantation est inverse pour l'ensemble des sites et a été probablement acquise durant la longue période du Kiaman. Elle est identique à celle du Permien de l'Europe stable. La direction de l'aimantation est la suivante : déclinaison 203° , inclinaison 21° . A ces chiffres correspond un pôle géomagnétique virtuel de coordonnées : latitude 52° N - longitude 147° E.

Si l'on compare les directions d'aimantation trouvées dans le Permien de l'Argentera, à celles décrites par VAN DEN ENDE dans le dôme permien du Barrot (1970) et par ZIJDERVELD dans le Permien de l'Estérel (1975), on voit que la concordance des directions moyennes est significative.

On peut objecter que le plissement et l'apparition de la schistosité S1 ont été suffisamment marqués, pour modifier l'aimantation d'origine, en introduisant une aimantation de pression. Dans le dôme de Barrot, VAN DEN ENDE a montré que l'anisotropie de la susceptibilité est faible, la schistosité y étant nettement moins bien développée que dans le Permien bordant le massif de l'Argentera. Pour éviter ce genre de complication, le prélèvement des échantillons a été fait le plus loin possible de la limite entre les séries permien

et les migmatites du socle, la schistosité devenant de moins en moins pénétrative vers le sud.

Si l'on observe les lames minces, taillées dans les microlithons d'épaisseur décimétrique des schistes rouges, on n'y distingue pas de réarrangement des grains ou des minéraux. De plus, au cas où la schistosité devrait s'accompagner d'une réorientation des aimantations, compte tenu de la direction est-ouest de ce plan, ce serait l'inclinaison plus que la déclinaison qui devrait être modifiée. Or, cela n'apparaît pas dans la dispersion des directions. On peut donc admettre, dans le cas où la déformation a étendu son influence au sein des microlithons, que celle-ci a été faible : elle n'a pas modifié la direction de l'aimantation de manière significative. On peut encore ajouter, que la linéation d'intersection S0-S1 est rectiligne à l'échelle mésoscopique et que la surface axiale des plis semble planaire. Il est donc très vraisemblable qu'il n'y a pas eu de déformation ultérieure pénétrative méso ou mégascopique. Enfin, A. SIDDANS a montré (1977) que le clivage de fracture, qui se développe dans la nappe de Digne, ne s'accompagne pas nécessairement d'une déformation des microlithons. Ce fait est démontré clairement par les ammonites dépourvues de traces de distorsion, incluses dans ces microlithons.

L'analyse paléomagnétique montre, par conséquent, que le Permien n'a pas subi de mouvement de rotation marquée par rapport au dôme de Barrot, au Massif de l'Estérel et à l'Europe stable, depuis le moment de son dépôt. S'il y a eu rotation, elle ne peut être qu'égale ou inférieure à l'incertitude des mesures, soit 15° . Si l'on admet, comme cela semble être le cas, que la couverture permienne ne s'est pas désolidarisée sensiblement du socle cristallin lors des plissements alpins, cette absence de rotation s'applique à l'ensemble du massif. On peut donc admettre, une translation de direction nord-ouest - sud-est. Cette translation peut se faire en une ou plusieurs fois, selon des incréments successifs, mais, l'analyse paléomagnétique ne permet pas d'en cerner les différentes étapes de cette translation.

b) Relations entre les résultats de l'analyse paléomagnétique et les déformations alpines.

Les différents auteurs, tels que L. BERTRAND, 1898 - P. COMTE, 1930 - A. FAURE-MURET, 1955 - J. GOGUEL, 1963 - J. VERNET, 1967 - R. MALARODA, 1973 - M. PRUNAC, 1974 - S. BOGDANOFF, 1976 - M. LANTEAUME, 1977, ont montré que le Massif métamorphique de l'Argentera et sa couverture sédimentaire, ont été affectés par une série de déformations de nature continue et discontinue, depuis

le Trias jusqu'au Miocène-Pliocène. On peut également penser, compte tenu de leurs descriptions, arguments et conclusions, qu'une translation générale du massif s'est effectuée vers le sud-ouest.

M. LANTEAUME (communication orale) a suggéré que la partie nord de l'Argentera, migmatitique et gneissique, aurait tourné par rapport à la partie sud, la frontière entre ces deux ensembles étant matérialisée par les schistes noirs ou verts de la Valetta. Rappelons, comme je l'ai dit plus haut, que les roches de la Formation de la Valetta, dont l'âge et la structuration principale sont antecarbonifères, ne subissent pas de torsions remarquables en plan, à l'échelle du massif, qui puissent être rattachées clairement aux déformations alpines.

Supposons néanmoins qu'il puisse en être ainsi et que la partie nord ait tourné par rapport à la partie sud. Si l'axe de rotation, vertical, était situé à l'ouest du massif, on verrait gneiss et migmatites du socle, reposer en avant de la limite actuelle, sur la couverture d'âge secondaire, par exemple. Si l'axe de rotation était localisé au sud-est, les Formations d'Anelle et de Rabuons reposeraient sur les ensembles sédimentaires de la périphérie ouest du socle, ce qui n'est pas le cas. Un axe vertical situé au centre du socle aurait engendré une géométrie voisine.

Or, l'image générale qui se dégage des affleurements de couverture d'âge fini-paléozoïque ou mésozoïque, situés à l'intérieur du socle, (voir fig. 44) est une géométrie constituée par un ensemble de chevauchements d'âge alpin, de ces roches par les gneiss et migmatites. La direction de mouvement est celle du sud-ouest et la grandeur de la translation est relativement limitée : quelques kilomètres en moyenne.

On peut donc interpréter la structure des roches permo-triasiques bordant le socle au sud et au sud-ouest comme étant la conséquence de l'avancée vers le sud-ouest, du socle hercynien. Lors de sa translation, pendant l'orogénèse alpine, ce socle a comprimé, tout en les chevauchant partiellement, les couches d'âge permien et triasique. Cette couverture s'est déformée en un ensemble de synclinaux et d'anticlinaux axés est-ouest au sud, nord-ouest sud-est au sud-ouest.

On remarque l'absence de ce qui peut être décrit comme une virgation. Ce dernier fait milite en faveur de l'absence de rotation significative, que montre par ailleurs l'étude paléomagnétique.

On observe que les plis axés N 120-140 sont recoupés par des failles qui pendent fortement vers le nord-est. Ces failles sont peut-être à rapprocher

des cisaillements horizontaux tardifs à déplacement vers le sud-ouest, que montrent le Permien et les migmatites du socle. Ce sont, à mon sens, les dernières manifestation de la progression du massif. Si, de surcroît, ces deux types de faille étaient conjuguées, cela indiquerait une tendance tardive au chevauchement de la couverture par le socle métamorphique, selon une direction moins inclinée que ne le suggèrent les failles inverses seules.

Remarque.

Par absence de rotation du socle antetriasique, il faut entendre absence de rotation du Massif de l'Argentera dans son ensemble. Il n'est donc pas exclu que de petites rotations aient pu avoir lieu localement. Un exemple peut en être fourni par le cisaillement situé au nord de la Bolline et que j'ai décrit plus haut. Rappelons que la méthode paléomagnétique, compte tenu des erreurs possibles, ne peut pas mettre en évidence des rotations inférieures à une quinzaine de degrés.

c) Influence en retour de la méthode paléomagnétique sur la déformation finie.

La concordance entre les directions d'aimantation des schistes permien de l'Argentera, des régions voisines, de l'Europe stable, montre que les plis affectant le Permien sont des plis déroulables. Dans le cas où la direction d'aimantation, après manipulation, ne correspond pas à la direction attendue, une explication possible de cet état de fait, est que les couches ont subi une compression dans leur plan avant ou pendant la structuration en plis. Ceci est intéressant dans le cas où le but du travail est la reconstitution de l'histoire de la déformation de la roche et que les objets marqueurs de la déformation sont absents. Ici, le déroulement des plis du Permien montre que les couches n'ont pas subi, au sud, de distorsion importante interne, postérieurement à leur structuration en synclinaux et anticlinaux.

Au nord du domaine permien, on sait que l'aplatissement a été plus grand près du socle, comme le montre la présence de deux schistosités et de taches de réduction ou de galets, dont l'axe X est parallèle, puis perpendiculaire à l'axe des plis (observations personnelles et R. GRAHAM, 1977). Il y a peut-être, à cet endroit, un rapport simple entre la quantité d'aplatissement après plissement qu'indiquerait l'orientation nouvelle du vecteur aimantation et l'orientation du vecteur aimantation des couches plissées où la distorsion interne a été faible ou nulle.

d) Fentes et diaclases.

Les fentes et diaclases recoupant la partie méridionale des schistes de Capeirotto, au Vallon des Graus, par exemple, sont parfois remplies par des cristallisations de quartz ou de calcite. On peut donc se demander quelle a été l'influence de la circulation de ces fluides sur l'orientation de l'aimantation acquise au Permien, par les schistes de Capeirotto. Il semble que celle-ci ait été négligeable, puisqu'aux erreurs de mesure près, les schistes rouges du Vallon des Graus indiquent que l'orientation de l'hématite est la même que celle des autres sites, soit : déclinaison 203° , inclinaison 21° .

Par contre, lorsqu'on est proche de la limite entre les schistes rouges permien et le socle, on observe des fentes et des diaclases remplies par l'oligiste, comme le signale aussi O. JAMES, au nord du village de Roure. P. LEFORT m'a également signalé que la couverture mésozoïque du Massif du Haut-Dauphiné cristallin (Pelvoux), contient des fentes alpines à remplissage de magnétite. Il est bien évident, qu'en présence de remplissages de cette nature, les résultats de l'analyse paléomagnétique doivent être considérés avec prudence. En effet, les roches ayant atteint 578° , température du point de Curie, sont des roches où les grains d'hématite ou de magnétite s'orientent selon le champ magnétique terrestre du moment, en perdant l'orientation résultant du champ magnétique antérieur. Je précise enfin, que les schistes rouges permien, qui ont fourni les échantillons pour les mesures paléomagnétiques, ne contiennent, ni oligiste, ni magnétite dans les diaclases qui les affectent.

2.4 - CONCLUSION.

Les résultats de l'analyse paléomagnétique des schistes rouges permien de Capeirotto par J.J SCHOTT, les résultats de l'analyse structurale du socle migmatitique et gneissique ante-triasique, les résultats de l'analyse structurale du tégument permo-werfénien qui lui est adhérent, montrent que :

- Les directions de l'aimantation des schistes permien, sont parallèles à celles de l'Europe stable.

- Le Massif de l'Argentera n'a pas subi de rotation en plan excédant 15° , mais une translation en direction du sud-ouest par rapport au dôme de Barrot. Cette translation est attestée par la déformation décroissante des couches permo-werfénien de couverture vers le sud ;

- Le Massif de l'Argentera était donc disposé selon une orientation identique à l'orientation actuelle de son plus grand axe, à la fin de l'orogénèse hercynienne.

- La partie de l'Arc alpin-occidental située au sud et au sud-ouest du Massif de l'Argentera a donc conservé une organisation identique pendant l'orogénèse alpine.

3 - CONCLUSION SUR LES DEFORMATIONS ALPINES DANS L'ARGENTERA.

La déformation alpine, dans la partie ouest du socle de l'Argentera, est une déformation hétérogène. Elle s'exprime dans la couverture par la structuration de celle-ci en coins tectoniques ou bien en synclinaux droits ou couchés. Le déversement de ces structures, à l'exception des synclinaux droits, est un déversement vers le sud ou vers le sud-ouest avec la schistosité de plan axial, disposée en éventail plus ou moins ouvert. Cette schistosité est recoupée par les diaclases en dièdre, dont le plan axial est plan bissecteur de l'angle aigu. Les synclinaux ou coins sont séparés par des parties de couverture non plissées qui sont restées manifestement adhérentes au socle migmatitique, gneissique et micaschisteux, même lorsqu'on y observe un basculement.

On constate, aux bords des synclinaux, une mise en accordance partielle ou totale de la stratification des roches triasiques avec la foliation des migmatites. Cette géométrie est le résultat de la rotation de la stratification en coupe et en plan. La rotation de la foliation est bien moindre, puisque la direction et l'inclinaison de la foliation aux abords des synclinaux de couverture, ne subit pas de modification significative par rapport à la direction locale de celle-ci, telle qu'elle résulte de la suite des déformations hercyniennes.

Dans le socle, le raccourcissement qu'implique la déformation de la couverture en synclinaux ou en coins se fait principalement par glissement de panneaux de migmatites ou de gneiss, les uns sur les autres, en mouvement ascendant, vers le sud-ouest ou le sud. Ces panneaux, ébauchés dès l'Hercynien, en glissant les uns sur les autres, se transforment en lentilles et chevauchent la couverture (Gorgeon Long, Tortissa). Ils rendent ainsi effectifs, dans le socle, les raccourcissements qu'expriment les synclinaux et coins de la couverture. C'est alors la surface de contact sédiments-migmatites qui sert de surface de glissement, comme le montrent les zones schistosées qui lui sont parallèles. Cette localisation particulière, est expliquée, à mon sens, par la différence de compétence entre grès-calcaires et migmatites.

On constate donc que le socle participe à la déformation alpine de manière cassante. Il y participe aussi de façon ductile localement : ce comportement étant attesté par la courbure du contact situé entre les Formations de Rabuons et de la Valetta qui, vertical en profondeur, devient peu incliné vers le sud et vers le haut, aux abords du synclinal couché de la Tortissa, pour se redresser à nouveau.

Le socle et son tégument triasique se raccourcissent. Or, les roches sédimentaires surincombantes, qui constituent l'autre partie de la couverture et qui s'étagent du Lias à l'Oligocène, sont recouvertes à leur tour par la base de la nappe du Flysch à helminthoïdes. La partie autochtone de cette couverture n'est pas déformée en anticlinaux et synclinaux, mais forme un ensemble de couches monoclinales, horizontales ou pendant de 30° en moyenne vers le nord.

Ceci implique donc l'existence d'un glissement parallèle aux couches pour compenser la différence de raccourcissement entre le socle et son tégument plissé en synclinaux d'une part, et l'autochtone monoclinale d'autre part. Ce sont les marnes noires à petits bancs calcaires du Lias qui, en glissant et se plissant, ont permis de racheter une partie de la différence de translation entre socle et couverture (voir fig. 51 où les plis sont déversés vers le sud ouest). C'est à ce type de glissement qu'il faut aussi attribuer l'origine de l'écaille de gneiss de Malinvern, encaissée entre le Jurassique et le Trias, et qui est située en rive droite de la Stura, au sud de Bersezio (R. MALARODA, 1970, (voir fig. 52). Le glissement des couches, les unes sur les autres, entraîne très probablement le déplacement de la partie sommitale de la couverture autochtone vers le sud-sud-ouest ou le sud-ouest.

Les décrochements dextres de Bersezio et de l'Inciano sont postérieurs à la translation de l'autochtone vers le sud-ouest, puisque ces failles recoupent ces couches. La faille de Bersezio recoupe également le Flysch à helminthoïdes, elle est donc postérieure à la mise en place de la nappe du Flysch (allochtone). Le décrochement de l'Inciano, par contre, ne semble pas décaler l'Eocène sur lequel repose le Flysch, il est donc probablement antérieur à la mise en place de cette nappe.

On constate donc qu'un système de failles décrochantes orientées nord-ouest sud-est a joué à divers moments dans l'extrémité ouest de l'Argentera.

Si l'on observe cette fois-ci l'ensemble du socle de l'Argentera (fig. 44), avec les roches sédimentaires qui y sont pincées, on constate que

la géométrie de ces sédiments en synclinaux ou coins est la même que celle que je viens de décrire à l'ouest. Ce sont des synclinaux droits comme le synclinal du Col du Sabbion, ou déversés vers le sud-ouest comme le synclinal de Sespoul. Ce sont des coins comme celui de La Blache ou encore comme ceux qui sont localisés au nord et au sud de St-Martin-Vésubie. L'âge des roches ainsi déformées est westphalien ou permien ou triasique.

Il me semble donc clair que la déformation alpine est représentée dans le socle par un découpage du socle en panneaux allongés nord-ouest sud-est. Ces panneaux se sont peut-être écartés dans un premier temps pour permettre au Trias, au Houiller, d'amorcer les structures synclinales à plan axial vertical (distension triasique ?). Puis, ces panneaux se sont rapprochés les uns des autres, selon une direction orthogonale à leur allongement, avec pour certains un chevauchement du Trias par le socle.

Cette tendance au chevauchement est aussi exprimée dans la couverture par les chevauchements de La Bolline ou du Mont Arpetto. Dans le socle, la translation est d'ordre kilométrique, sans que cela excède la dizaine de kilomètres. Ceci est contrôlé, soit par le fait que la nature lithologique des roches du socle, chevauchées et chevauchantes est la même, soit parce que les roches chevauchantes se rattachent facilement à leur formation d'origine.

C'est sur cette base lithologique et structurale, qu'avec J.J. SCHOTT, nous avons entrepris l'analyse paléomagnétique des schistes rouges permien de la couverture autochtone non décollée, déformée par les mouvements alpins. La conclusion principale est que le Massif de l'Argentera n'a subi aucune rotation en plan, ou une rotation n'excédant pas une quinzaine de degrés au plus, par rapport aux directions d'aimantation du Permien de l'Europe stable.

Le massif a subi une translation en direction du sud-ouest pour les raisons suivantes :

- les synclinaux et coins tectoniques d'âge houiller à triasique sont en majorité déversés vers le sud-ouest ;
- l'intensité de la déformation enregistrée par le tégument permo-triasique méridional décroît du nord-est au sud-ouest, c'est à dire lorsqu'on s'éloigne du massif cristallin perpendiculairement à son axe d'allongement.

Il s'en suit, qu'à la translation près, le Massif de l'Argentera était orienté en plan, de la même façon qu'actuellement, avant l'orogénèse alpine, à la fin de l'orogénèse hercynienne. La partie de l'Arc occidental entourant ce massif, au sud et au sud-ouest, a donc gardé une orientation

constante pendant cette période de déformation. La sous-plaque provençale a donc coulé vers le sud-ouest.

Il me semble enfin préférable de lier dans un seul et même mouvement, les déformations intra-socle pinçant la couverture triasique, le glissement de la couverture autochtone dont l'âge s'échelonne du Lias à l'Oligocène, par rapport au socle, la translation de la nappe du Flysch à helminthoïdes encadrant sur les côtés et à l'arrière le Massif de l'Argentera. La translation de chaque ensemble diminuant en grandeur du haut vers le bas. Le Flysch s'est déplacé davantage que la couverture décollée, qui s'est déplacée davantage que le socle et son tégument permotriasique.

La nappe du Flysch n'est pas uniquement une nappe se déplaçant sous l'effet de la gravité. Il me semble, en effet, qu'une translation de nappe dont la gravité est le seul moteur, s'articule mal en tant qu'interprétation, avec la déformation de son substratum (autochtone relatif et socle), sur une épaisseur minimale de deux mille mètres.

CHAPITRE V

CONCLUSION GENERALE

L'histoire de la partie ouest du Massif cristallin externe de l'Argentera débute par le dépôt de grauwackes, future Formation d'Anelle, et de roches de nature pélitique qui constitueront plus tard la Formation de Rabuons. Ces deux ensembles seront recoupés ou modifiés par des intrusions de trois types :

- Une granodiorite intrusive dans les grauwackes d'Anelle, la granodiorite d'Iglière.
- Une anatexie des roches de Rabuons.
- Une migmatisation de ces deux formations.

Les relations temporelles exactes entre la migmatisation et la granodiorite d'Iglière ne sont pas très claires, alors que la migmatisation est postérieure à l'anatexie des roches de type pélitique de Rabuons.

Ces formations sont également recoupées par des roches basiques qui seront amphibolitisées ultérieurement. Ces intrusions semblent être plus développées dans la Formation de Rabuons. Toutes ces roches subissent une déformation qui est à l'origine de la naissance de la foliation S2. Le métamorphisme relève du faciès amphibolite.

Sur cet ensemble se dépose une couverture constituée par des roches sédimentaires, schistes, quartzites, marbres : la Formation de la Valetta. Cette couverture est d'âge paléozoïque inférieur. On peut considérer qu'à ce moment, le Massif de l'Argentera a déjà subi une évolution qui se rattache au cycle calédonien.

Le cycle hercynien, qui commence au début du Dévonien, va reprendre cet ensemble en modifiant sa géométrie. Ce cycle se caractérise surtout par les déformations ; le métamorphisme s'exprime par des cristallisations nouvelles, telles que la sillimanite et le disthène. La migmatisation est peu développée et les intrusions tardives discrètes.

Les déformations se caractérisent surtout par deux structures de dimensions mégascopiques :

- Une mise en place de nappe, la Formation de Malinvern, ancien granite monzonitique, sur les trois autres formations structurées au même moment, en plis couchés.

- Cet ensemble est déformé à nouveau et verticalisé par des plis droits.

Les déformations ultérieures, plis de style divers, de dimensions nettement plus petites, ne sont très probablement qu'une conséquence de l'étirement concomitant du développement des plis droits antérieurs.

Le métamorphisme associé à ces déformations, est un métamorphisme du type faciès amphibolite. On passe tardivement et localement, à un métamorphisme du faciès schistes verts.

Sur ce futur socle alpin, les grès et schistes permien, les grès, pélites et cargneules triasiques vont se déposer en discordance stratigraphique. Ces roches seront suivies par un ensemble de dépôts plus ou moins lacunaires, se superposant jusqu'à l'Oligocène. Pendant cette même période, on observe une période de calme tectonique relatif succédant à une distension triasique.

C'est en effet après l'Oligocène que la nappe du Flysch à helminthoïdes va recouvrir le Massif de l'Argentera en se déplaçant vers le sud-ouest. Une série de déformations sont liées à cette mise en place : la partie haute de la couverture autochtone glisse sur elle-même ; la partie basse se déforme en synclinaux ou bien est recouverte par le socle débité en écaillés. Le socle se déforme aussi localement de manière souple.

Un ensemble de décrochements verticaux dextres, s'intercale à l'intérieur de cette évolution qui s'achève probablement au Miocène par le soulèvement, en bloc, du massif.

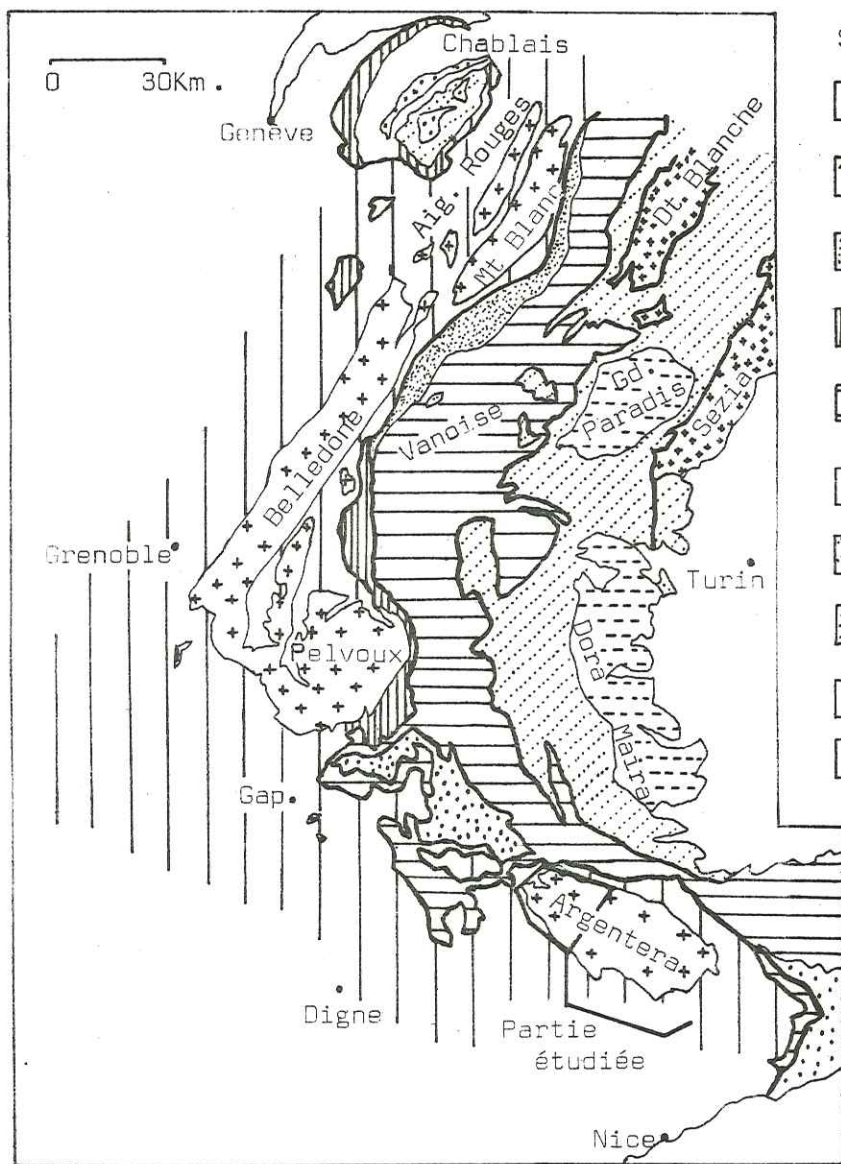
Cet ensemble de déformations s'intègre bien avec les résultats de l'analyse paléomagnétique des schistes permien adhérents au socle, qui ont été déformés pendant l'orogénèse alpine.

Cette analyse indique que le socle alpin de l'Argentera, dans son ensemble, n'a pas subi de rotation excédant 15° en plan. Les structures de la couverture montrent que ce massif a subi une translation vers le sud-ouest, qui est très probablement le sens de translation de la sous-plaque provençale, pendant le cycle de déformations alpines.

TABLEAU RECAPITULATIF GENERAL.

		Sédimentation	Métamorphisme - Magmatisme	Déformations
CENOZOIQUE	C Y C L E	Grès d'Annot : Oligocène Sédimentation	Métamorphisme faible - Prehnite } dans le socle - Pumpellyite } ou inexistant selon l'endroit	Soulèvements miocènes Décrochements dextres Translation { nappe du Flysch vers le { couverture sud-ouest { socle
MESOZOIQUE	A L P I N	émersions et lacunes de sédimentation Trias Grès, Cargneules, Argilites.		Mouvements verticaux ? Distension triasique ?
PALEOZOIQUE	C Y C L E H E R C Y N I E N	Grès, Schistes rouges : Permien <u>Grès, Schistes : Westphalien D</u>	Volcanisme acide. Granite de l'Argentera. Rares pegmatites. Faciès amphibolite et faciès schistes verts. Rares leucosomes. Faciès amphibolite Rares leucosomes.	D4 - Plis neutres.  Plis à vergence sud-est. Décrochements dextres.
Dévonien			Faciès amphibolite. Volcanisme basique (Valetta). Migmatisation régionale. Granodiorite (Iglier). Granite monzonitique (Malinvern). Granite d'anatexie (Rabuons). Volcanisme basique dans Anelle et Rabuons.	D3 - Plis droits.  Linéation d'étirement apparent
Cambro- ordovicien	C C Y A C L L E D	Schistes, quartzites, calcaires, (Valetta). <u>Grauwackes (Anelle)</u> Roches de type pélitique (Rabuons).		D2 - Plis couchés  déversés au nord. Nappes (Malinvern).
PROTEROZOIQUE (?)				D1 Transposition de surface

FIGURES



SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

- Chaînes sub-alpines
- Massifs cristallins externes
- Zone valaisanne
- Zone ultra-dauphinoise
- Zone sub-briançonnaise et briançonnaise
- Flysch à helminthoïdes et flysch de la Simme
- Zone des schistes lustrés piémontais
- Massifs cristallins internes
- Zone Sezia - Dent Blanche
- Principaux contacts anormaux

D'après J. DEBELMAS
in : "Géologie de la France"

Fig. 1

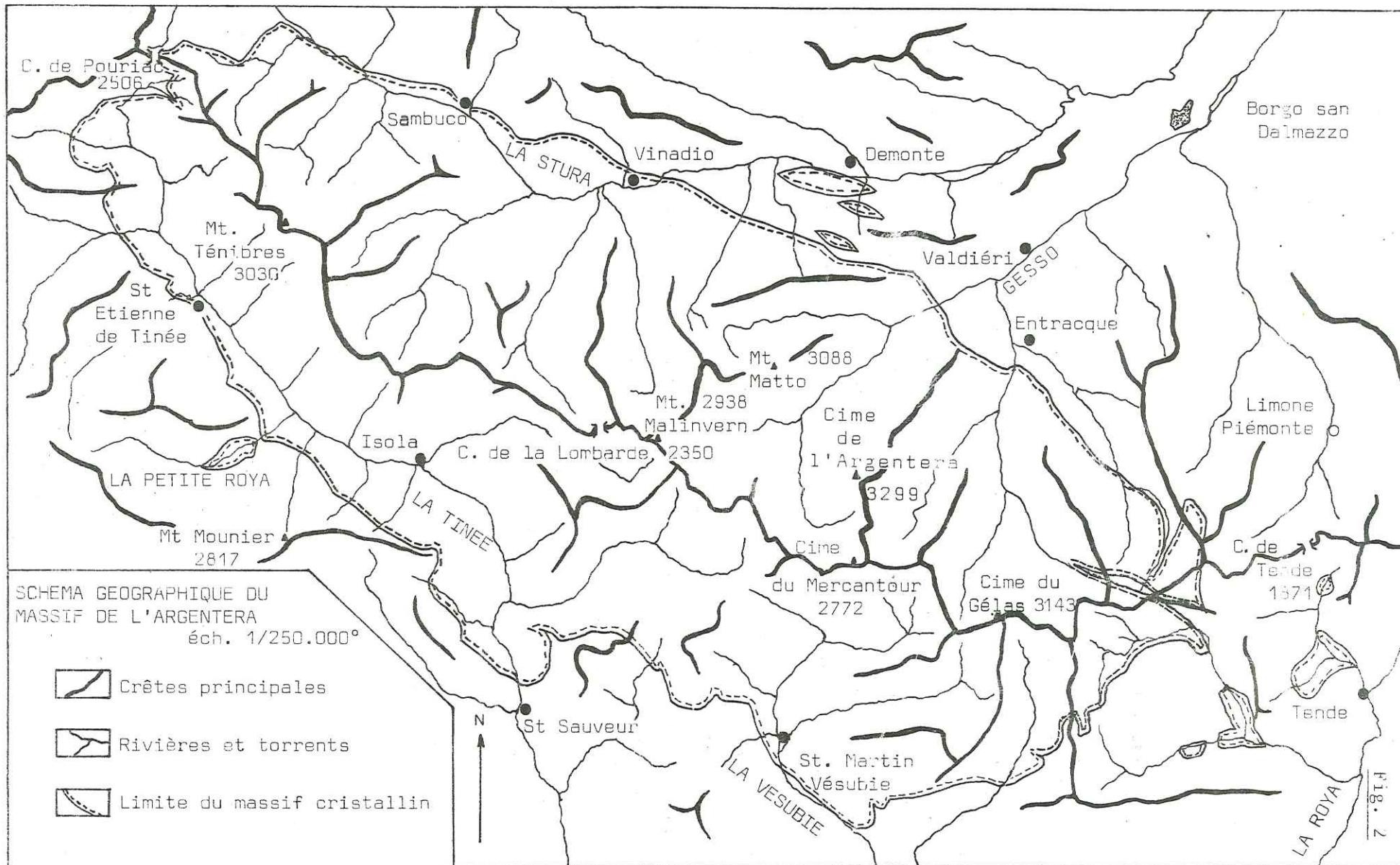


Figure 4 - Diagramme pour l'étude chimico-minéralogique des roches ignées
Q-F et F-B (H. de LA ROCHE, 1972).

$$Q = \frac{\text{Si}}{3} - (\text{Na} + \text{K} + \frac{2\text{Ca}}{3})$$

$$F = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$$

$$B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$$

La répartition des roches ignées communes est symbolisée par les grilles. Les Formations d'Anelle et Rabuons sont les plus "déviées" par rapport à celles ci : la Formation d'Anelle est "enrichie" en Quartz et minéraux colorés, mais avec une forte dispersion, ce qui est un caractère classique des grauweekes, (B. MOINE, 1971-1975). La Formation de Rabuons est aussi "apparemment enrichie", mais à Q et B constants. L'examen des compositions montre que le décalage vers les $F > 0$ de la Formation de Rabuons, est dû à une relative pauvreté en Na et non pas à un excès de K. Cependant, cette pauvreté en soude ne semble pas pouvoir s'expliquer par la muscovitisation de l'albite puisque le nuage de points n'est pas affecté par les directions représentatives de la muscovitisation des feldspaths alcalins. (Flèche a, pour l'albite et flèche k, pour le feldspath potassique).

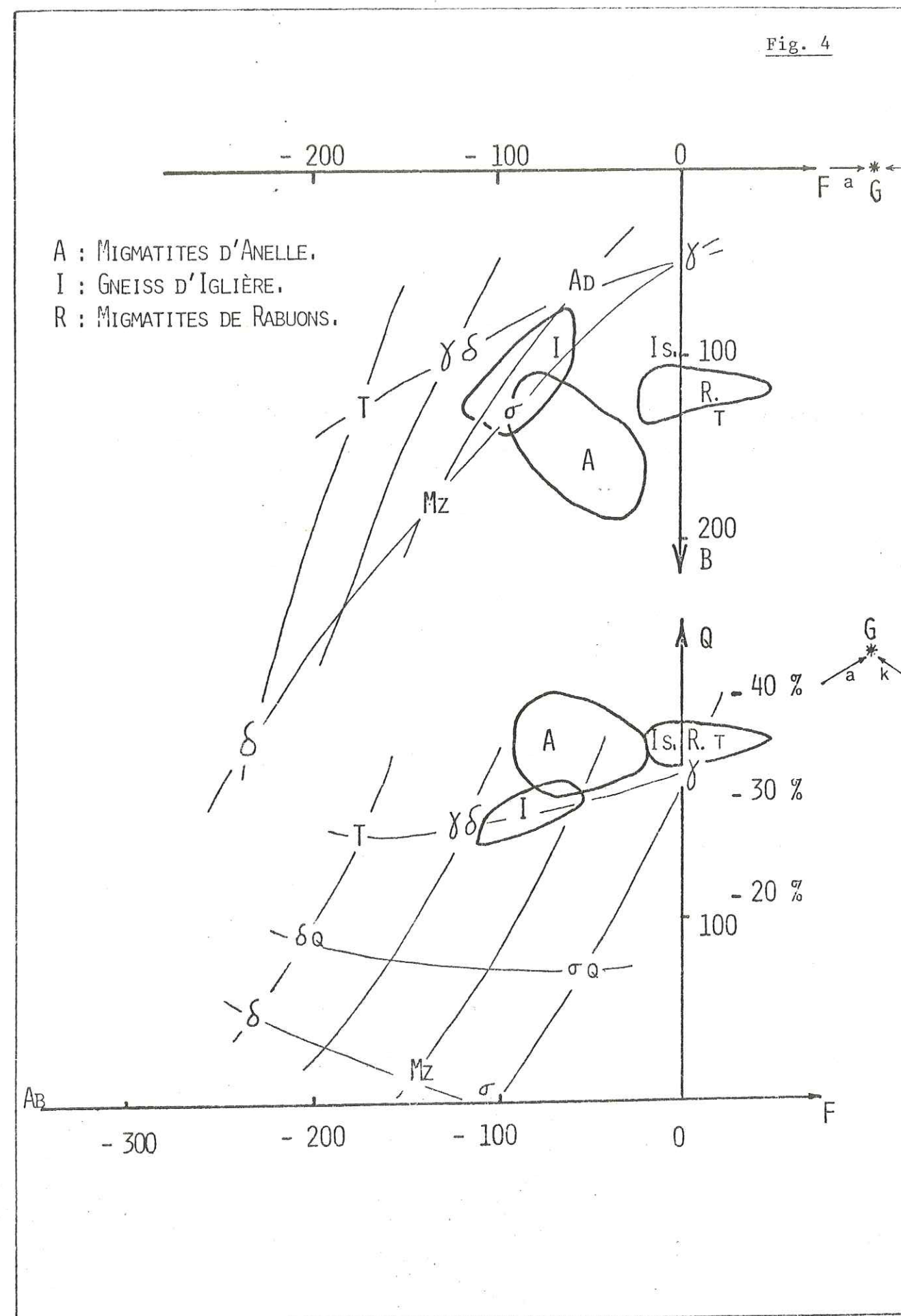


Figure 5 - Diagramme pour l'étude du comportement des alcalins par rapport à l'alumine, (B. MOINE et al., 1974), $\text{Na}/\text{Al} - \text{K}/\text{Al}$.

La Formation d'Anelle montre un allongement de type grauwaques alors que la Formation d'Iglière a un allongement plus "granitoïde". La Formation de Rabuons est située à l'écart pour les mêmes raisons que celles invoquées dans les figures 2 et 3.

Fig. 5

A : MIGMATITES D'ANELLE.
I : GNEISS D'IGLIÈRE.
R : MIGMATITES DE RABUONS.

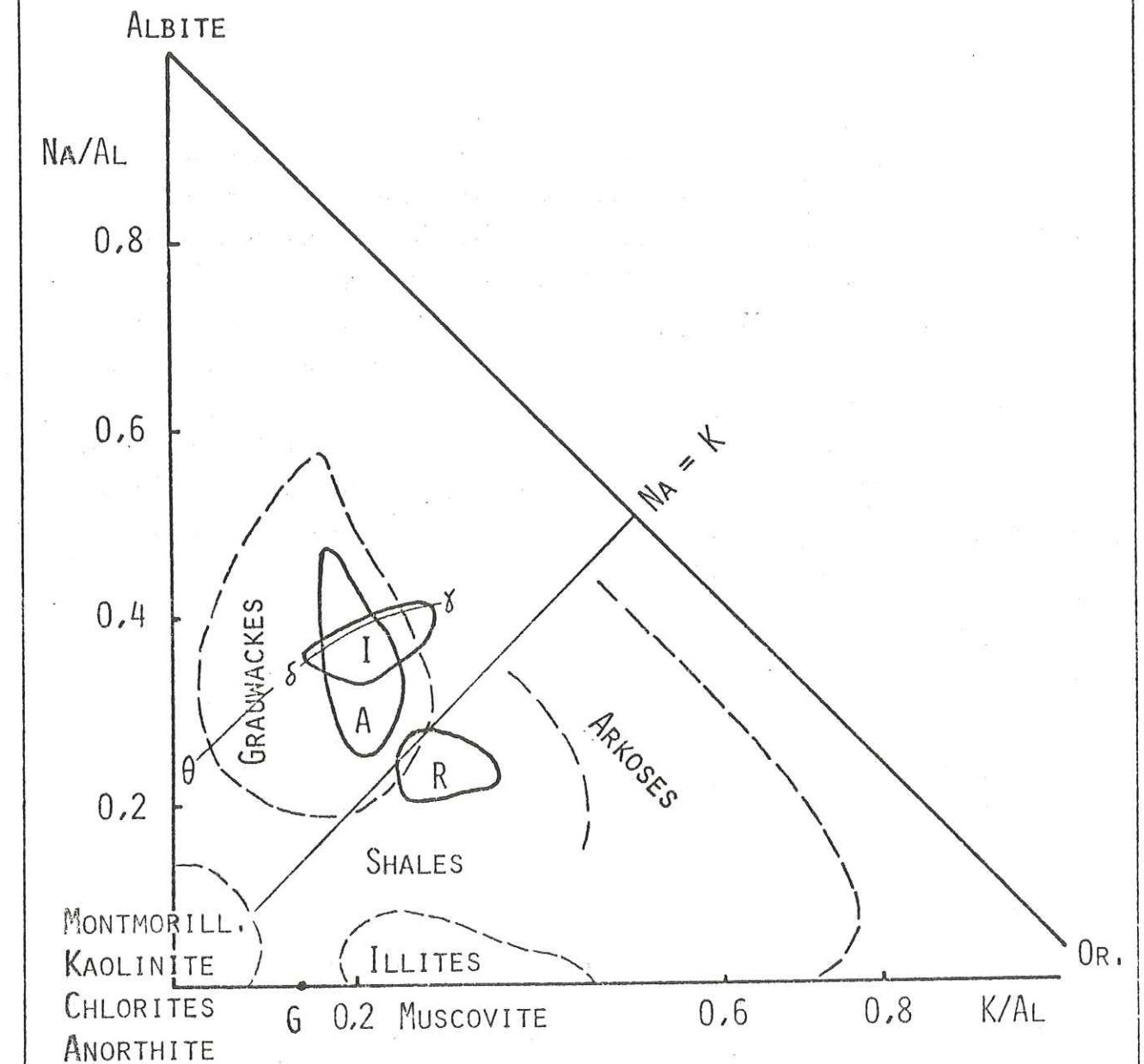


Fig. 6

La Formation d'Iglière reste proche du domaine granitoïde alors que les Formations d'Anelle et de Rabuons se rapprochent des pélites. Notons la coïncidence entre la Formation de Rabuons et les données expérimentales, fusions de pélites, de GREEN, 1976.

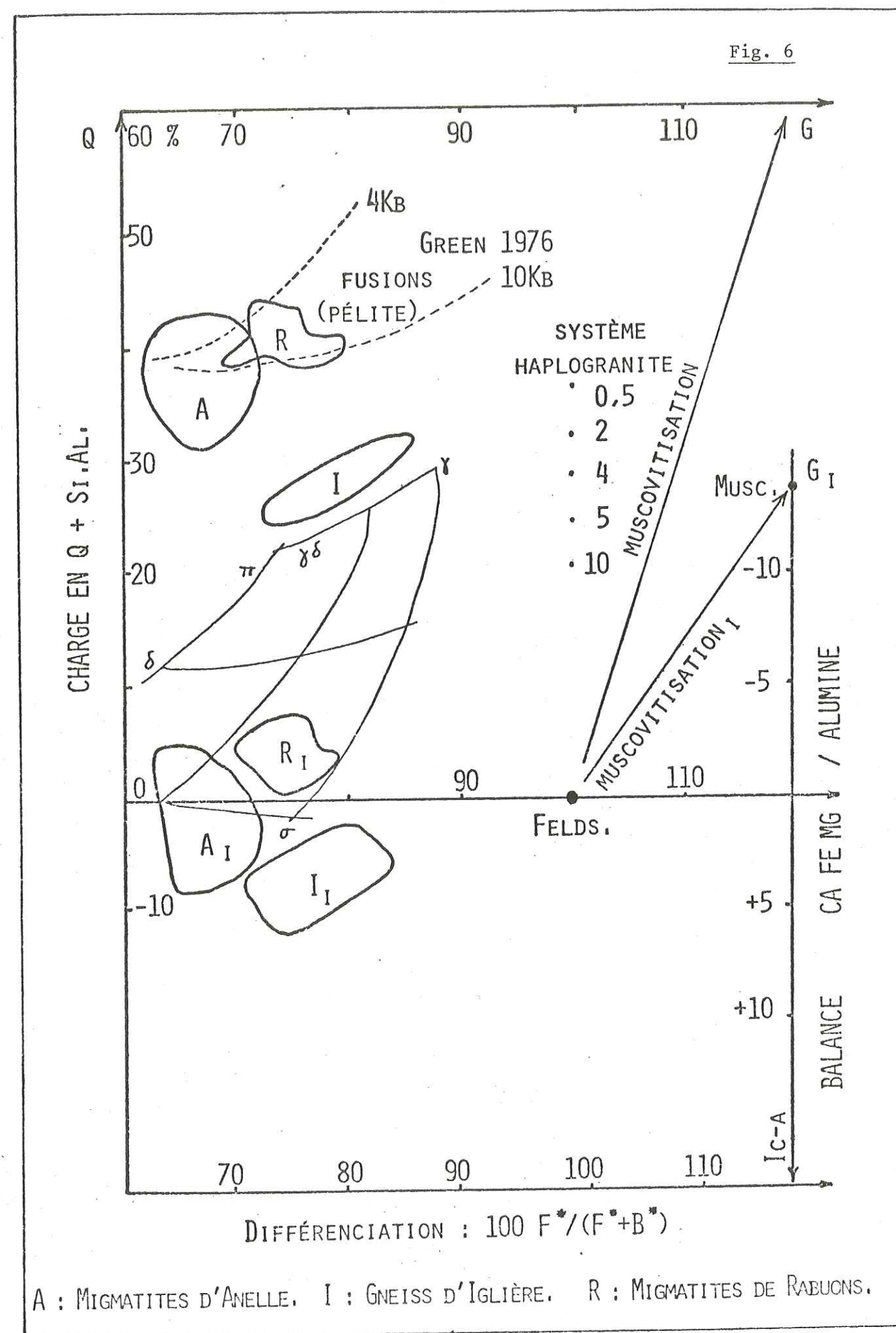
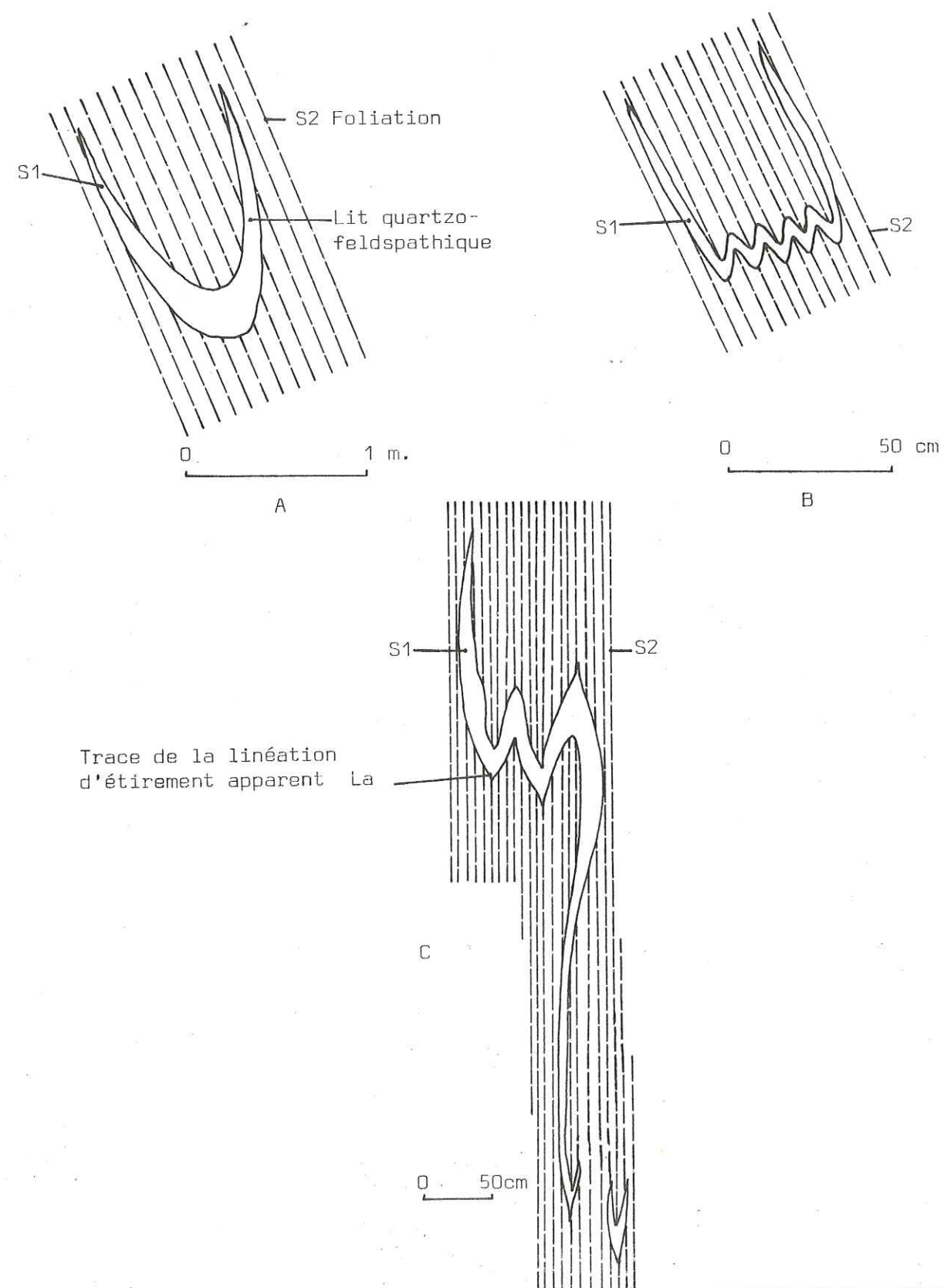


Fig. 7

GEOMETRIE DES PLIS SYNCHISTEUX P1



RUBANS D'AGREGATS QUARTZO-FELDSPATHIQUES ET DE MEGACRISTAUX DE FELDSPATHS, OBLIQUES A LA FOLIATION DES GNEISS GRIS
OEILLES DE RABUONS. RIVE GAUCHE DU VALLON DES LACS MARIE.

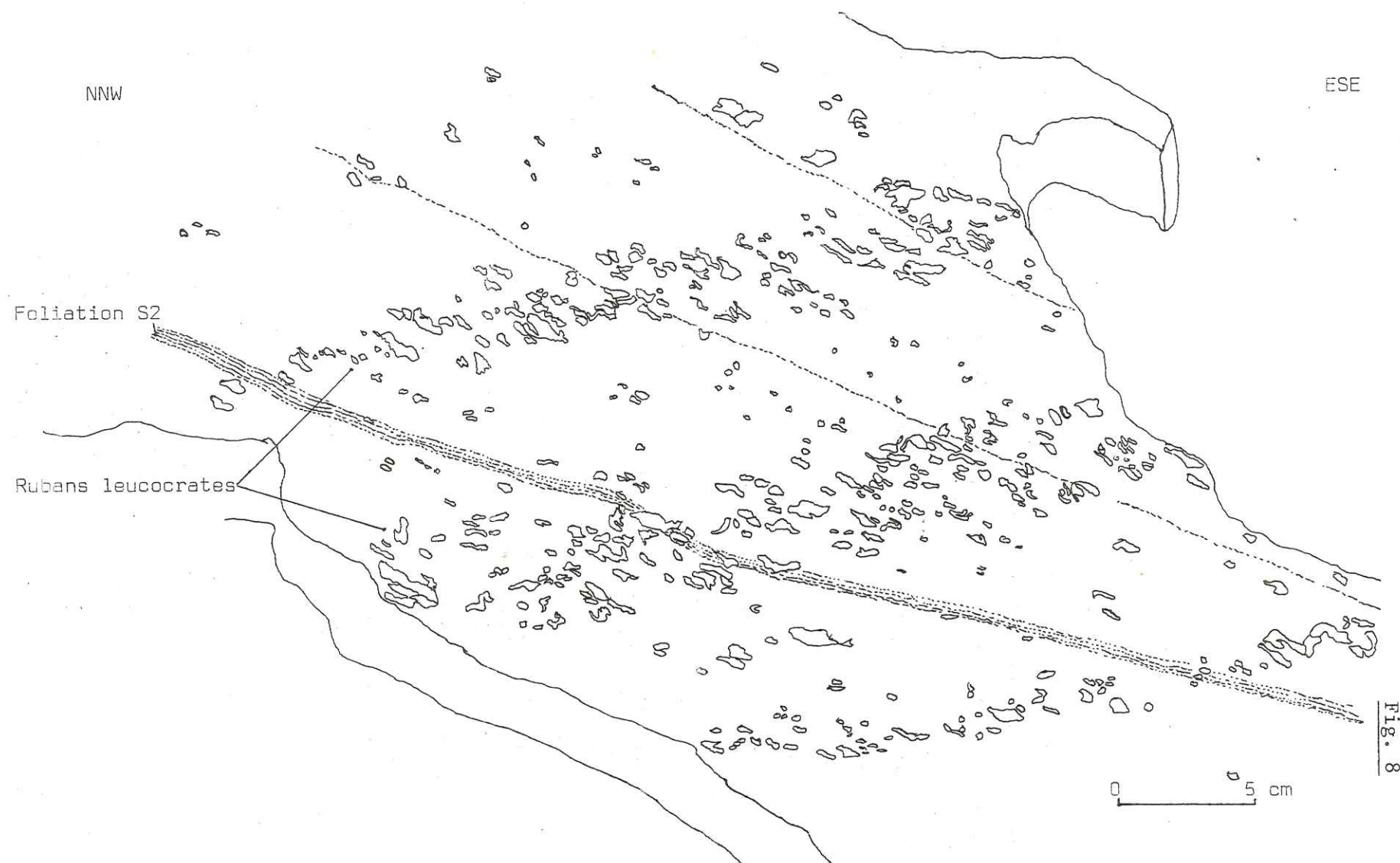


Fig. 8

Figure 9 - Les plis P1.

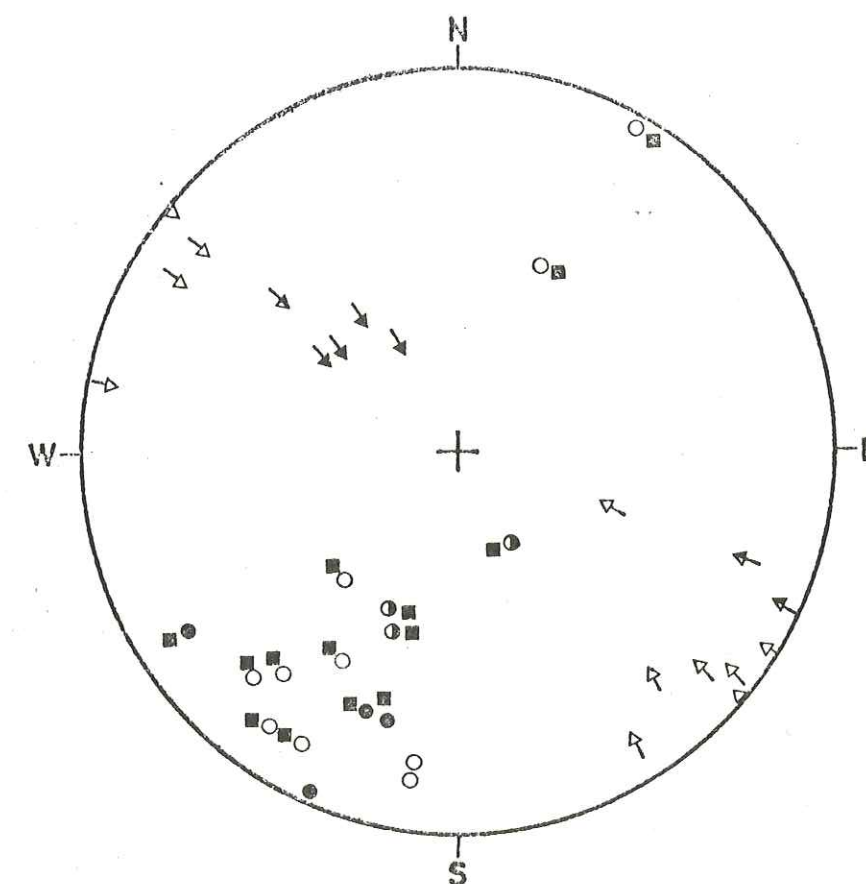
Les plis P1 ont été relevés dans toute la surface cartographiée. On peut s'étonner du fait que les déformations ultérieures n'aient pas d'influence plus grande sur ce diagramme qui semble bien réglé. En fait, c'est la déformation D3 qui réoriente toutes ces structures. On constate que ce diagramme est superposable aux diagrammes représentant la géométrie des structures D3. Ceci ne fait qu'exprimer l'importance de la déformation D3, qui est la principale responsable de la géométrie actuelle du massif. La dispersion des plans axiaux, à l'intérieur d'un cône, est la conséquence de l'ondulation tardive, en plan, des foliations S2 et S'2.

Notation des diagrammes.

Projection stéréographique.
Réseau de Wulff.
Hémisphère inférieur.
Pôle nord géographique.
AP : Axe de pli.
PA : Plan axial.
PR : Plan de reprise.
DG : Direction de glissement.

Fig. 9

Plis P1



Anelle Rabuons Valetta-Malinvern

Axe de pli	←	←	←
Plan axial	○	○	●
S2		■	

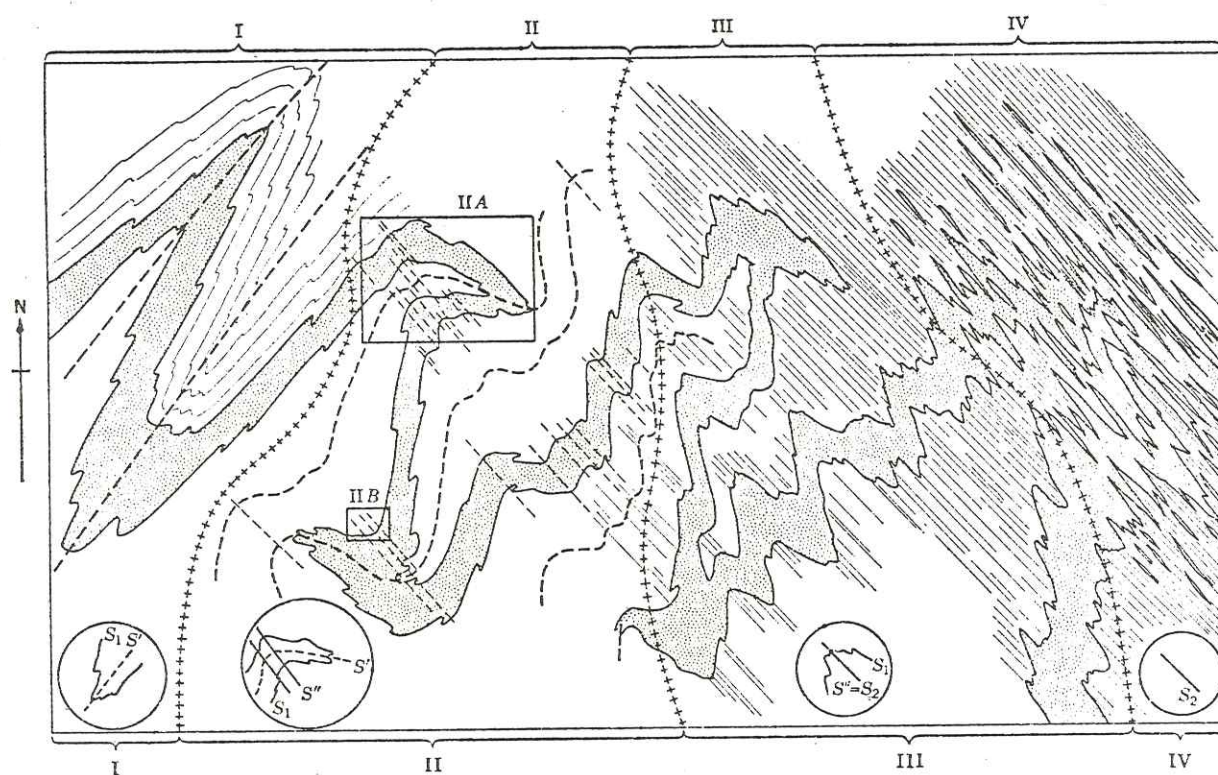


FIG. 5-26. Diagrammatic geologic map (plane horizontal section) of a body containing superposed folds involving transposition. The four domains I to IV represent progressive stages of superposition of folds with axial planes striking NW on earlier folds with axial planes striking NE. Transposition of the initial s-surface S_1 (given by the stippled layer) into the secondary foliation S_2 is complete on a mesoscopic scale in domain IV.

Fig. 10

GEOMETRIE DU PLI P2

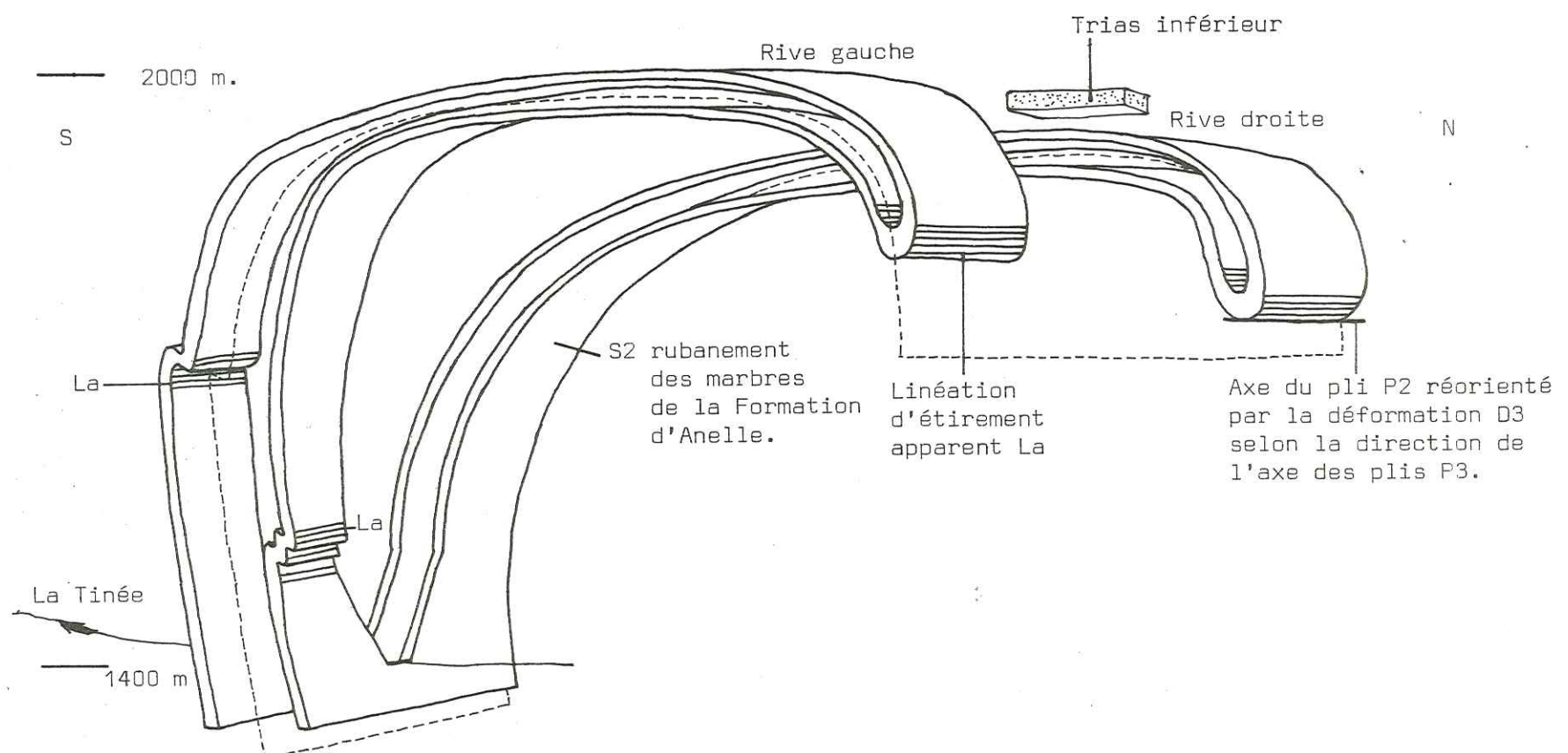
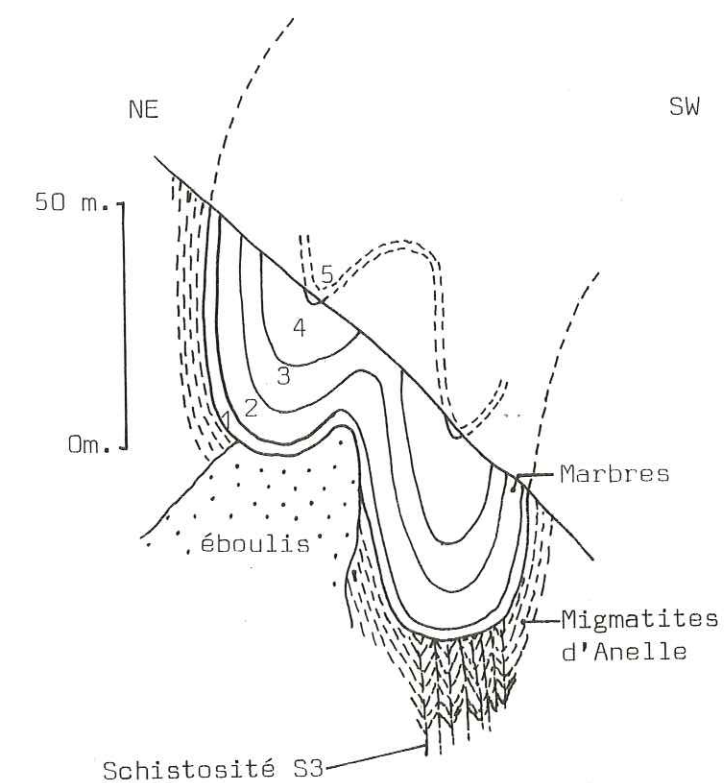


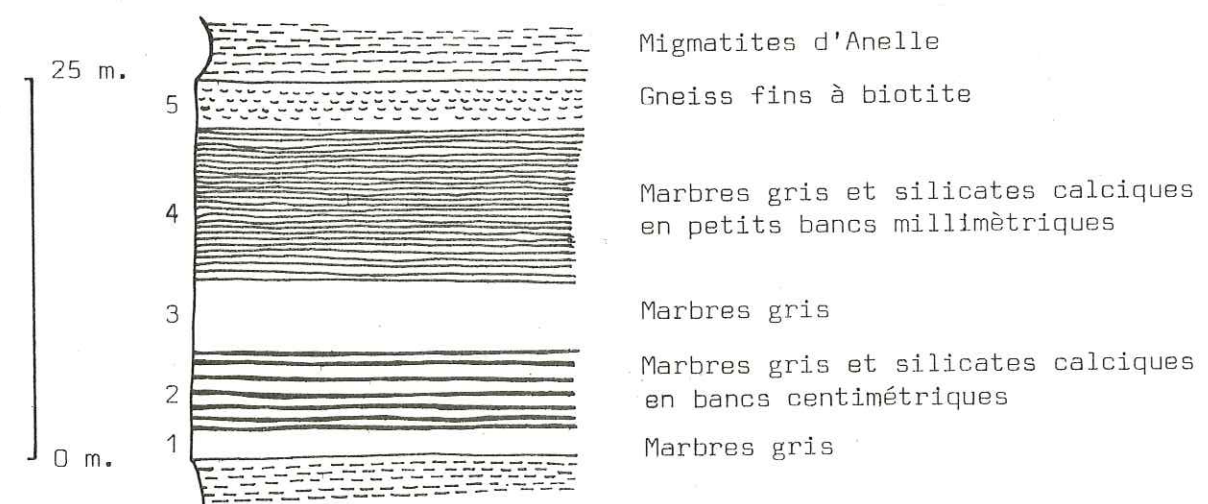
Fig. 11

Fig. 12

PROFIL DE LA CHARNIERE DU PLI COUCHE P2 DANS LES MARBRES
DE LA FORMATION D'ANELLE, RIVE GAUCHE DE LA TINEE.



DETAIL DE LA LITHOLOGIE DES MARBRES.



GEOMETRIE DES PLIS P'2

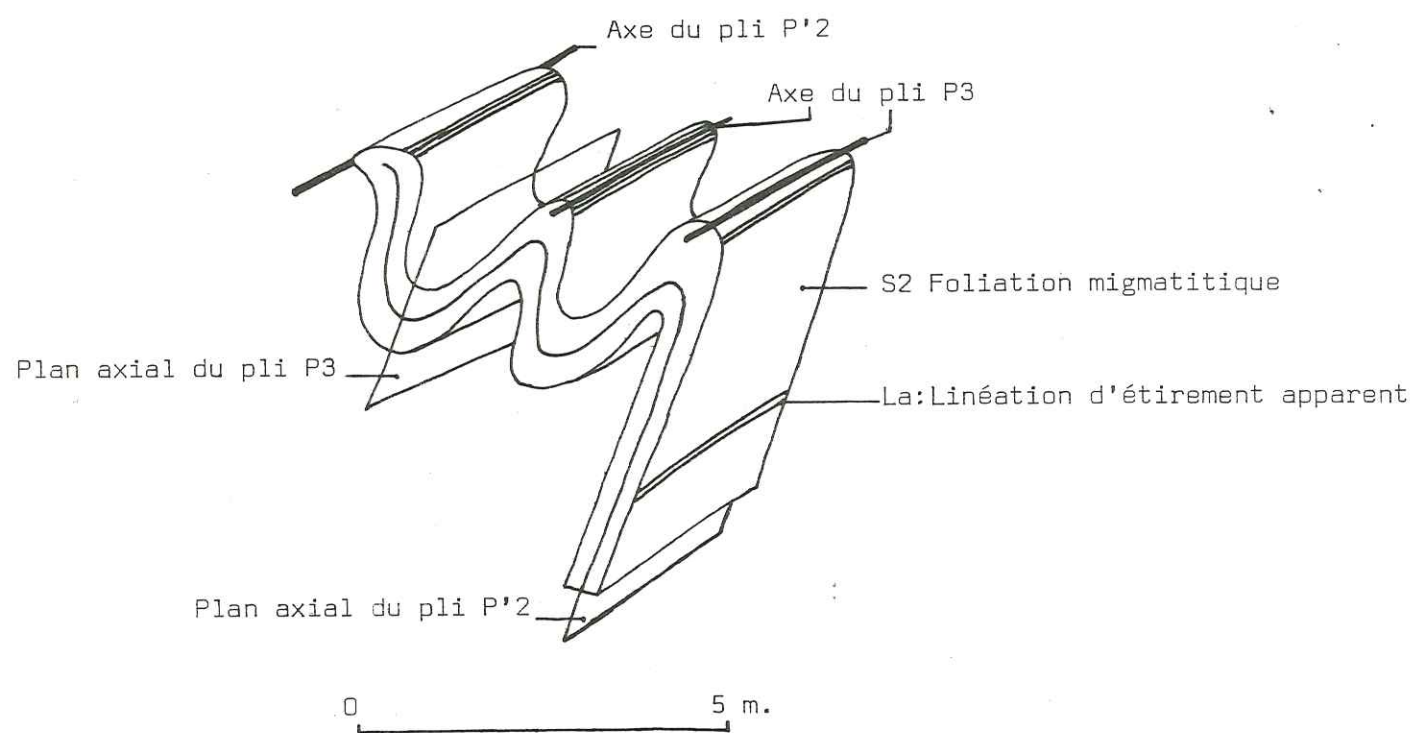
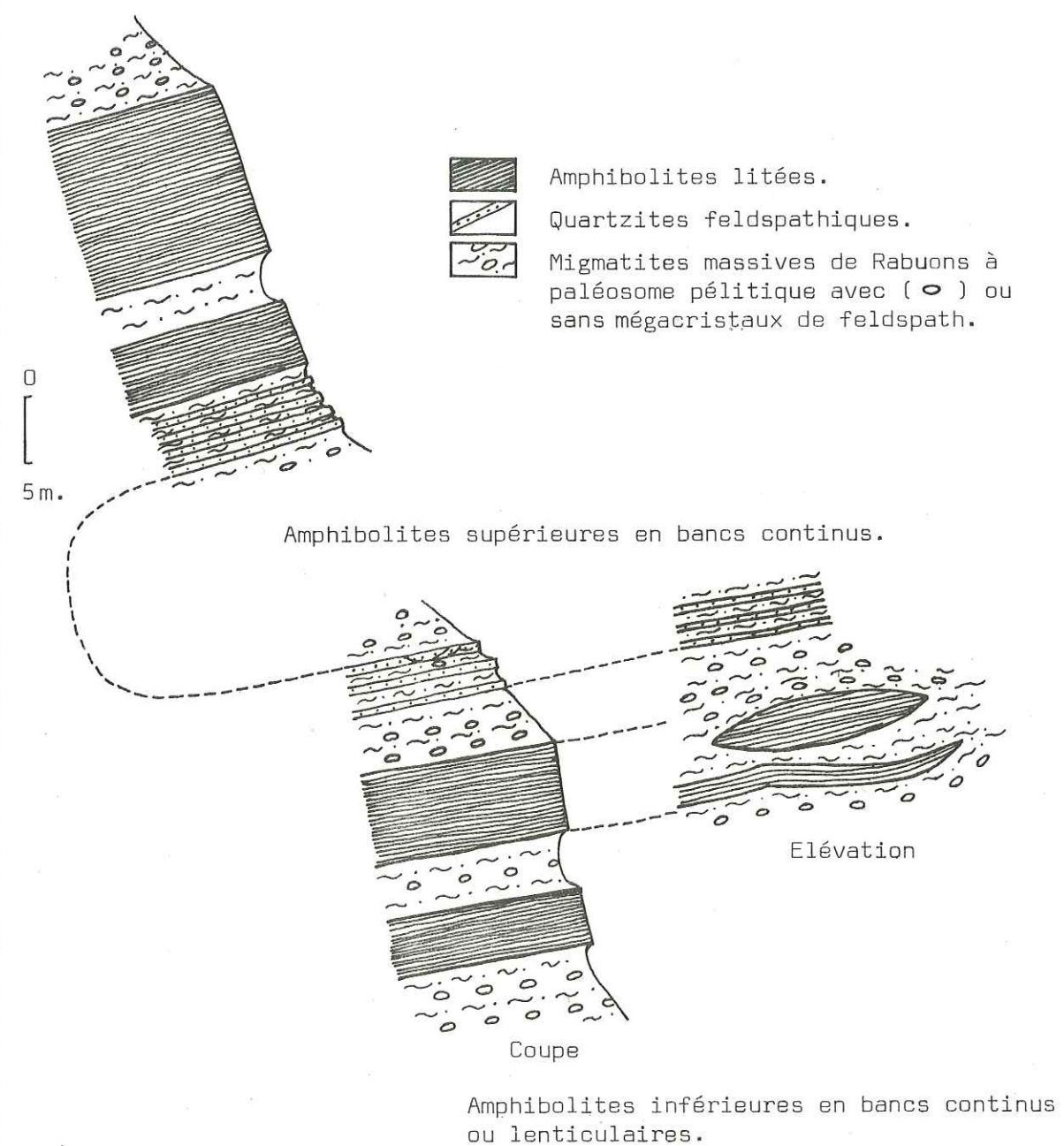


Fig. 13

Fig. 14

DETAIL DE LA LITHOLOGIE DES AMPHIBOLITES DU MONT DES
FOURCHES. (VERSANT SUD).



PLIS P3.

RELATIONS ENTRE PLIS D'ECHELLE MOYENNE ET PLIS D'ECHELLE METRIQUE.
ZONE MEDIANE DU VALLON DE LA PETITE ROYA, (D'après M. PRUNAC).

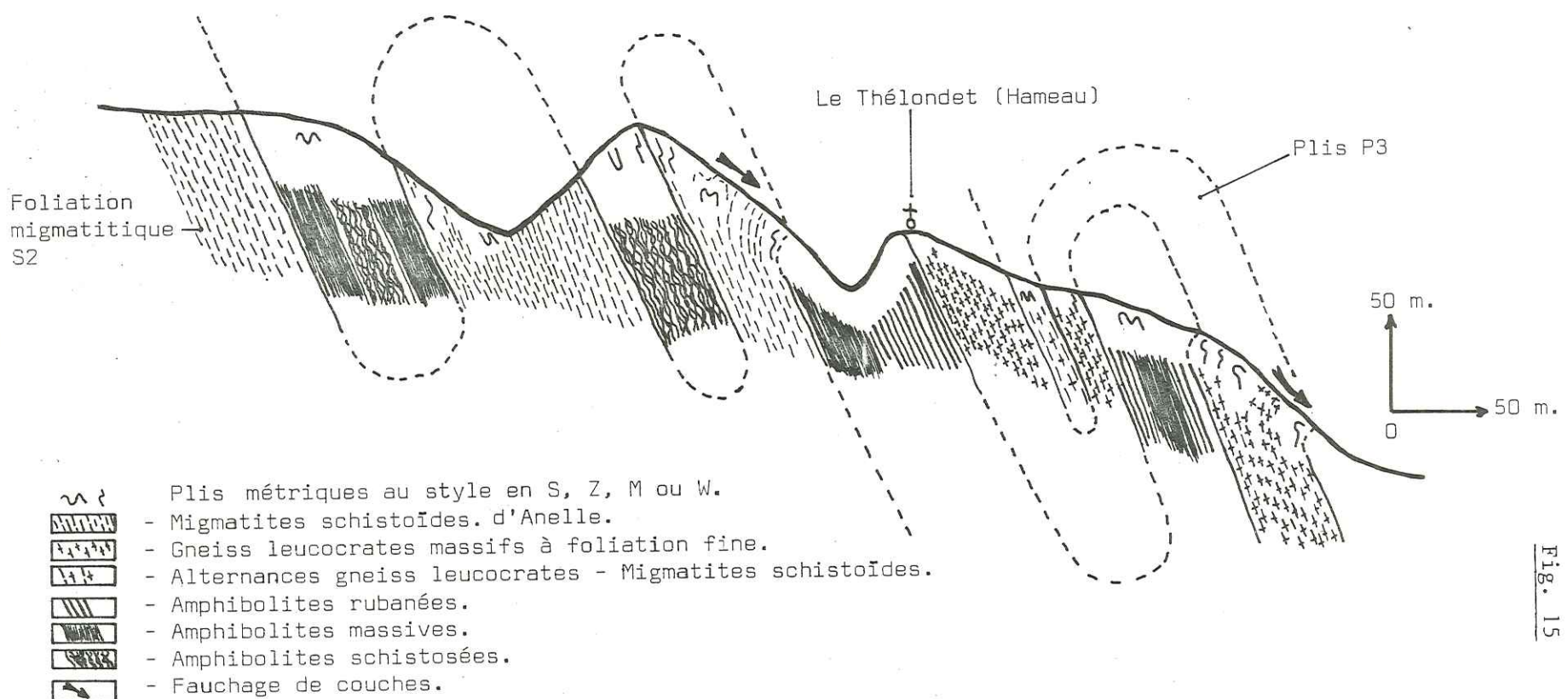


Fig. 15

Fig. 16

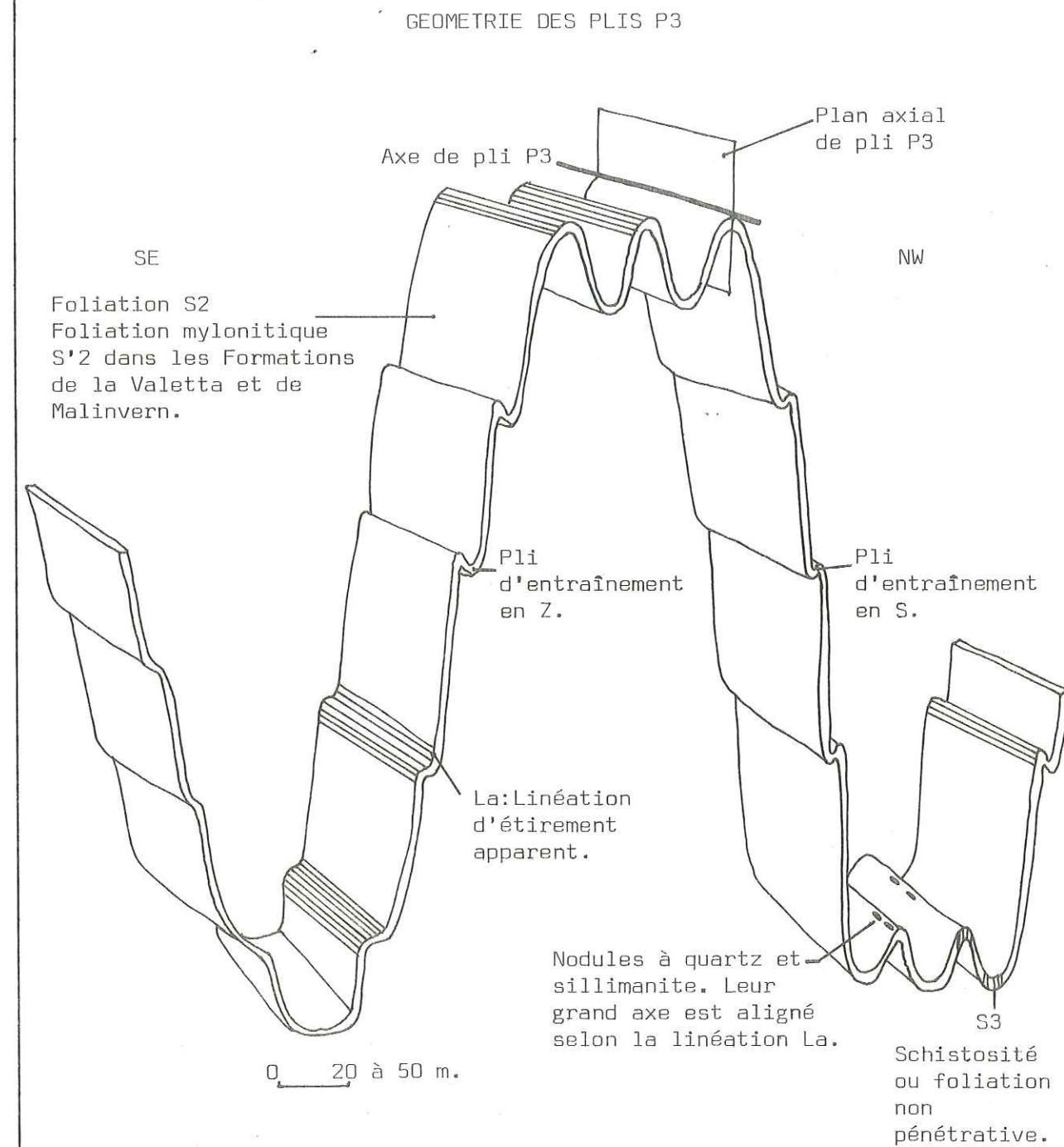


Figure 17 - Les plis P3 dans la Formation d'Anelle.

On observe clairement que les axes des plis P3 de tout style sont orientés, en direction, de l'ouest-nord-ouest ou du sud-est, ce, dans la plupart des cas.

Les pôles des plans axiaux présentent également une dispersion qui a plusieurs causes :

- les plans axiaux des plis de deuxième ordre en S, Z, M, W ne sont pas tous inclinés de la même façon ; en effet, au nord de St-Etienne, des parties de la Formation d'Anelle pendent faiblement vers le nord. (5 à 20°).;

- le plan axial des plis en Z ou S est, d'une manière générale, peu incliné, 15 à 30°, dans la partie de la Formation d'Anelle où la foliation est très redressée ou verticale ;

- la foliation de la Formation d'Anelle change de direction dans la partie septentrionale, ce qui entraîne un changement de direction du plan axial des plis P3.

A côté de cette dispersion, on constate que l'effet de la déformation D4 est pratiquement inexistant. Cela tient à la grande différence de dimension existant entre ces structures : les plis P3 sont plurihectométriques, les plis P4, bien que relativement nombreux, (voir fig. 23), sont répartis de façon dispersée dans la Formation d'Anelle.

Figure 18 - Les plis P3 dans la Formation de Rabuons.

On observe, sur cette figure, un cône de dispersion des axes de plis, indiquant une dispersion plus grande de ces structures que dans la Formation d'Anelle. Cela provient du fait que la foliation S2 ondule en plan, comme le montrent clairement la carte géologique et la carte structurale. Cette ondulation est aussi responsable du cône de dispersion qui enveloppe plans axiaux et foliation.

La dispersion des plans axiaux et des foliations en inclinaison, est due aux mêmes causes que celles dispersant les mêmes objets tectoniques dans la Formation d'Anelle, à savoir l'inclinaison variable des plis de deuxième ordre en S et Z.

Fig. 17

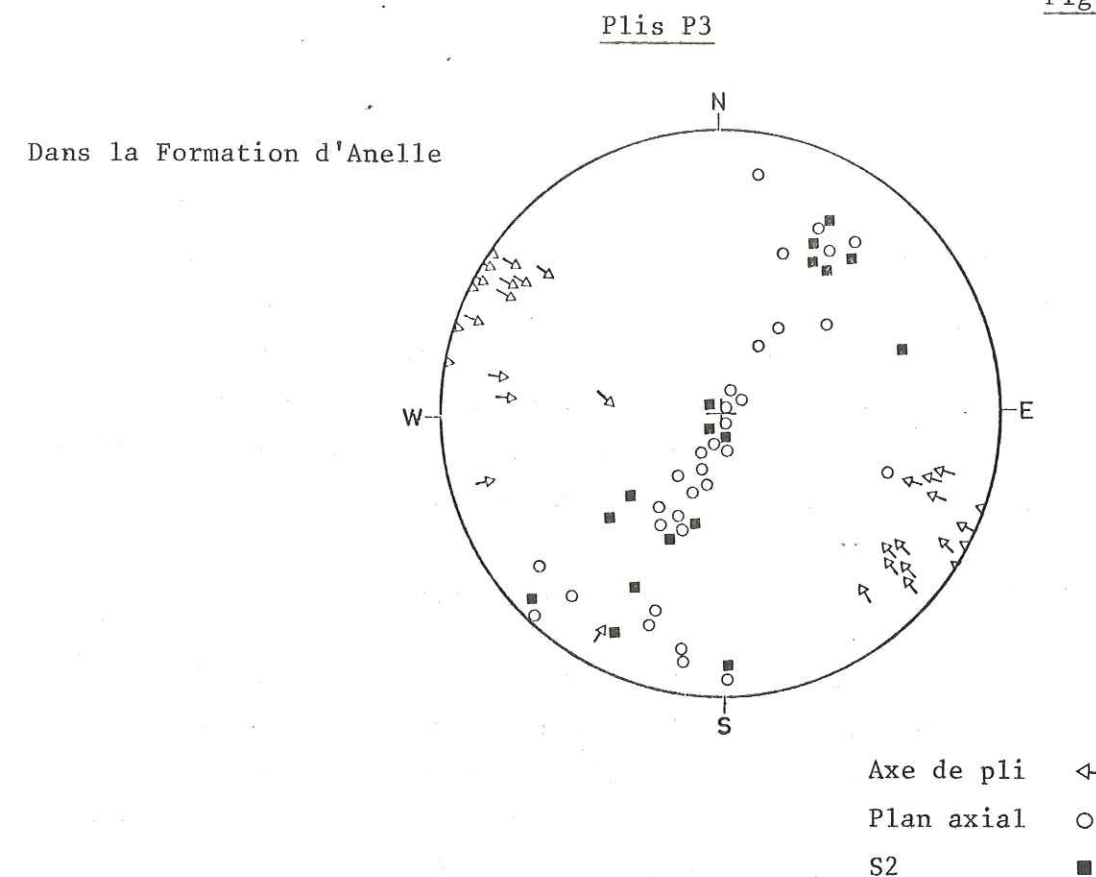


Fig. 18

Dans la Formation de Rabuons

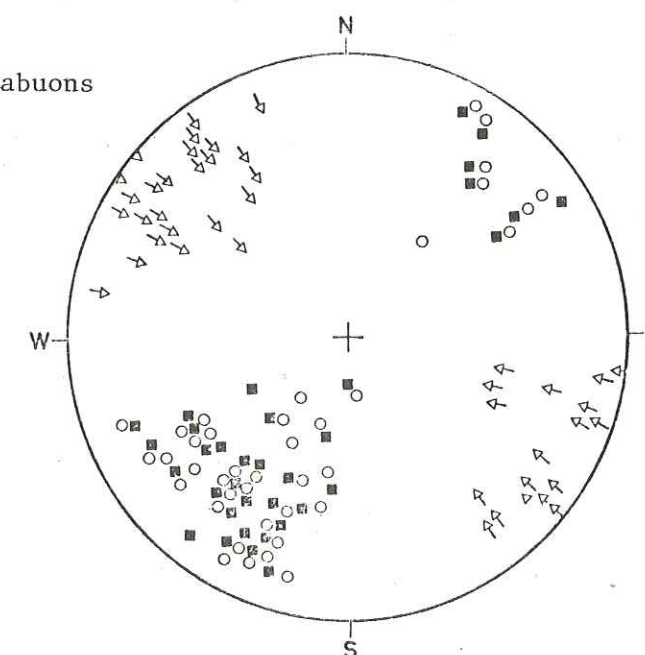


Figure 19 - Les plis P3 et P'3 dans la Formation de la Valetta.

Cette figure exprime la rareté des plis P3 et P'3 que l'on peut observer dans la Formation de la Valetta où ils déforment la foliation S'2. Il n'existe pas de points dans la partie centrale du diagramme, car je n'ai jamais observé de plis de deuxième ordre en S ou Z dans cette formation.

La rareté des plis est due, à mon sens, à la prédominance de la déformation cisailante, ductile ou non, sur la déformation plicative.

Figure 20 - Les plis P3 et P'3 dans la Formation de Malinvern.

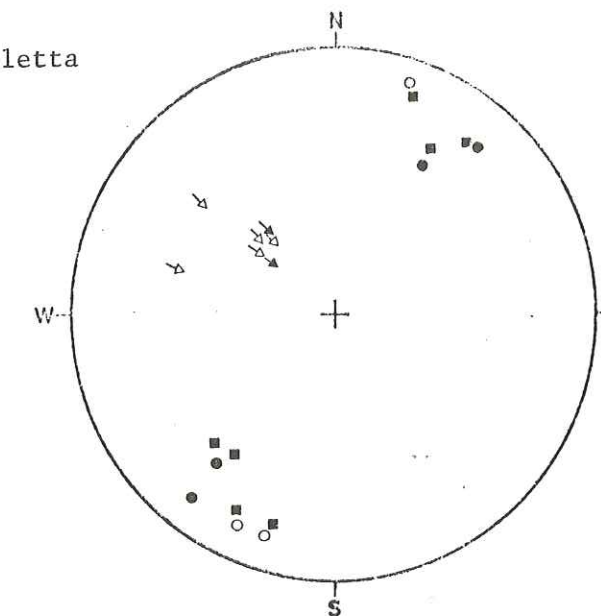
Ce diagramme montre que les plis P3 ont un axe peu incliné, dirigé au sud-est et au nord-ouest. Les plis P'3, de même style, ont un axe fortement incliné, et dirigé au nord-ouest. La distinction entre ces plis repose avant tout sur l'inclinaison différente de leur axe, alors que les autres caractéristiques, orientation du plan axial notamment, sont identiques.

Les plis de deuxième ordre en S, Z, des plis P3 et P'3 ont un plan axial plus incliné dans la Formation de Malinvern que dans les Formations d'Anelle ou de Rabuons. C'est pourquoi, il n'y a pas de points au centre du diagramme. De plus, la Formation de Malinvern ne comprend pas de parties où la foliation est peu pentée.

Fig. 19

Plis P3 et P'3

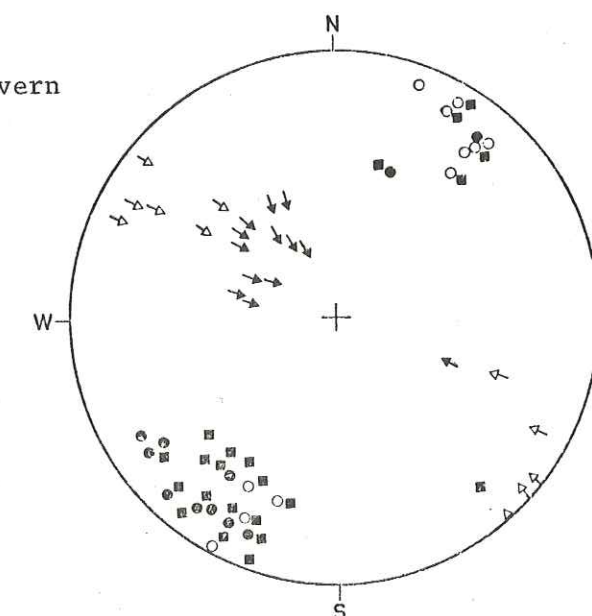
Dans la Formation de la Valetta



Axe de pli P3 ← P'3 ←
Plan axial P3 ○ P'3 ●
S2 ■

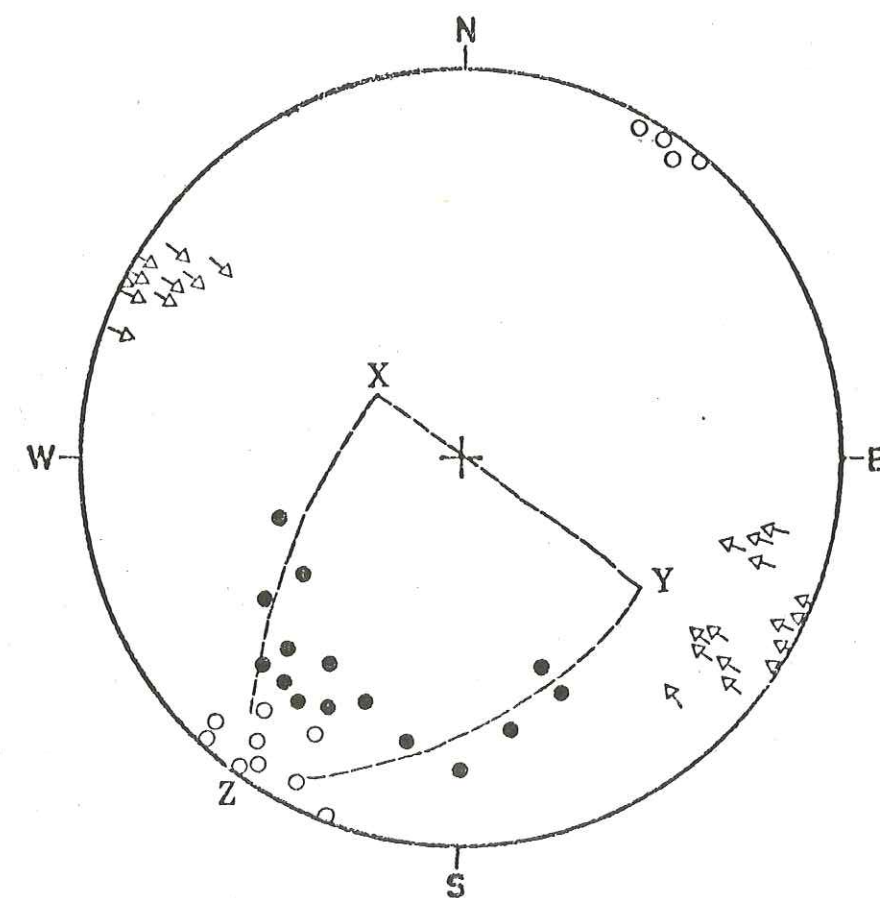
Fig. 20

Dans la Formation de Malinvern



Plis P3

Position de l'ellipsoïde de déformation finie dans la partie verticale méridionale de la Formation d'Anelle.

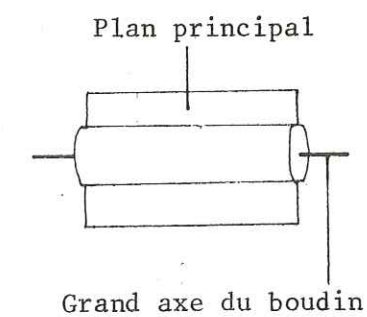


Axe des plis P3 et linéation d'étirement apparente.

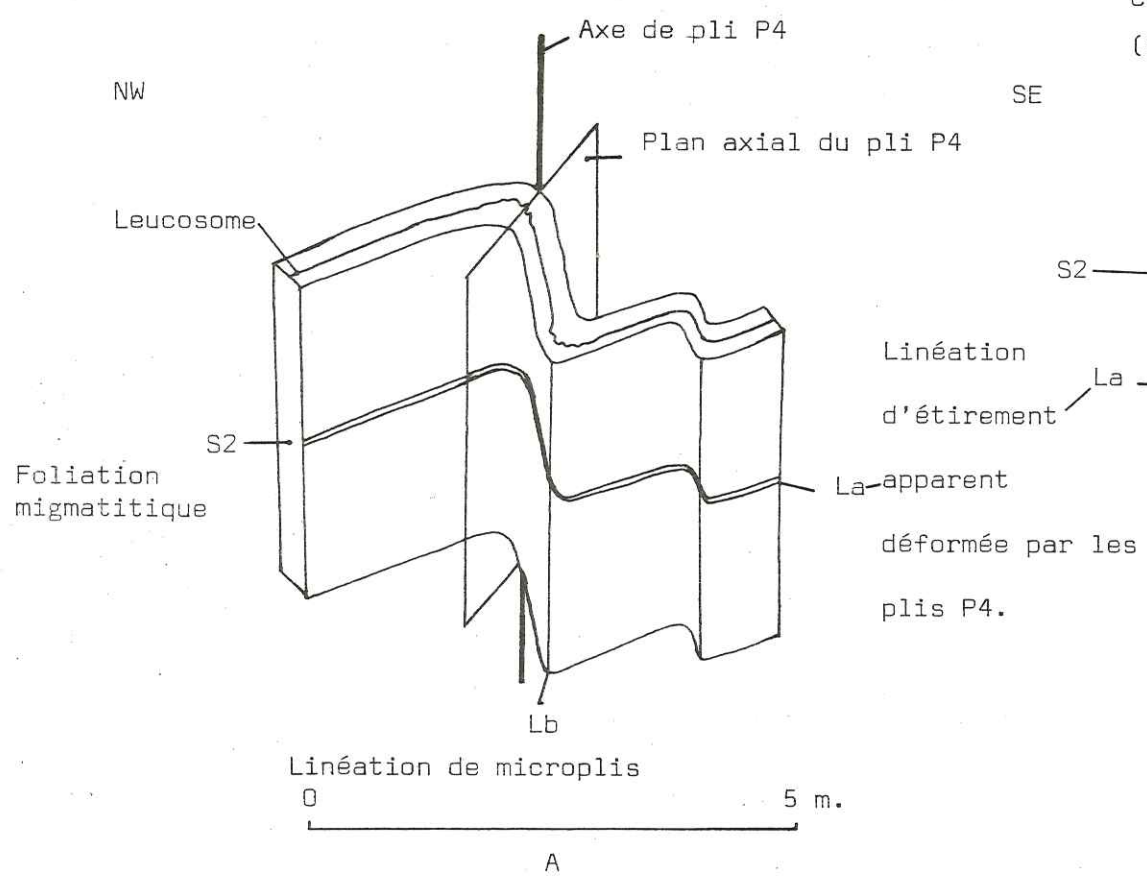
Pôles des plans enveloppes de veines plissées.

Pôles des plans principaux des boudins.

X) Y) Z : axes de l'ellipsoïde de déformation finie.



GEOMETRIE DES PLIS P4 METRIQUES : 1° CAS



GEOMETRIE DES PLIS CENTIMETRIQUES P4

CLIVAGE DE CRENULATION
(STRAIN-SLIP-CLEAVAGE)

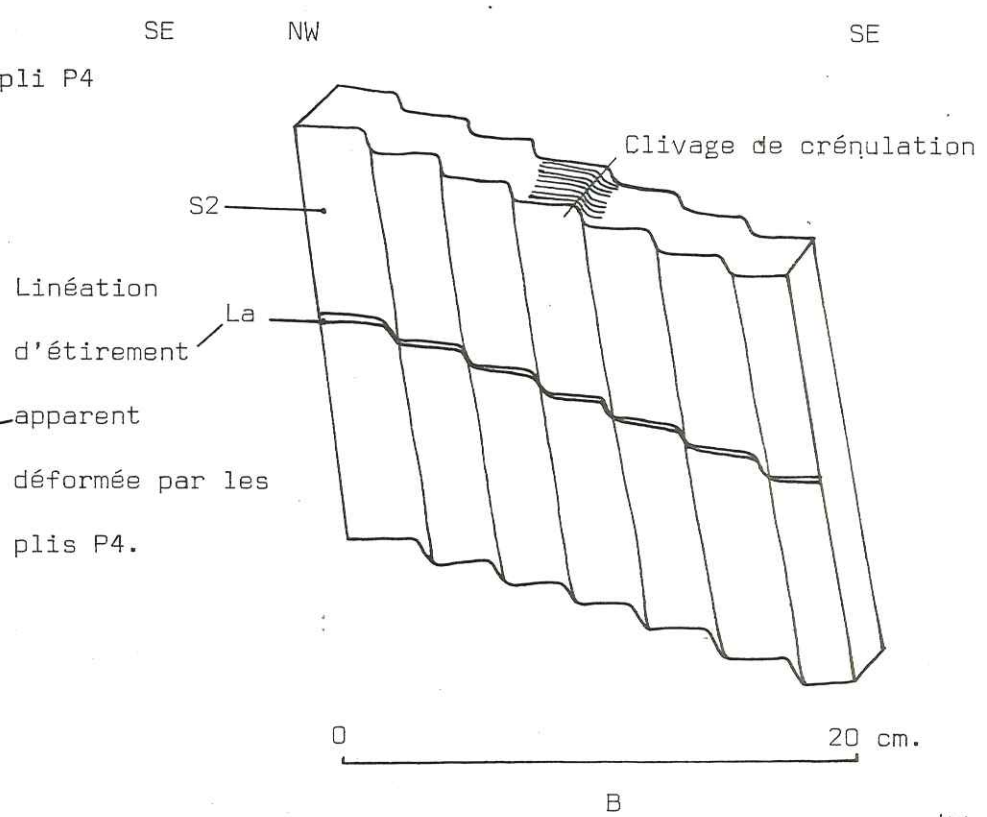


Fig. 22

GEOMETRIE DES PLIS P4 METRIQUES : 2° CAS.

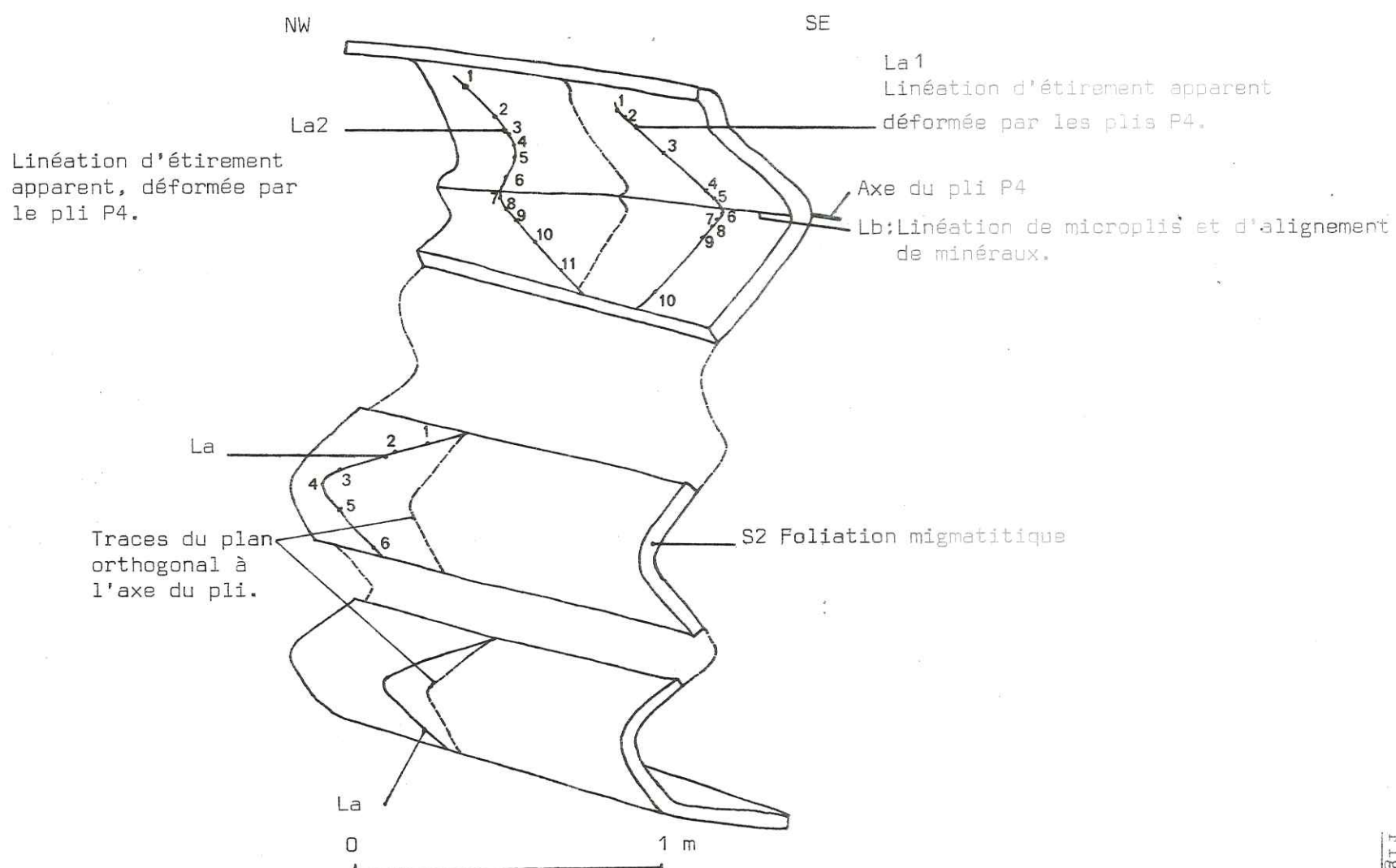


Figure 24 - Les plis P4 en Z.

Les axes du pli P4 en Z, montrent une dispersion assez forte. Il faut en chercher la cause dans les orientations diverses de la foliation S2, acquises pendant la déformation D4 et peut-être lors de la déformation alpine.

La dispersion des plans axiaux, qui est plus grande que celle des axes, est due principalement au fait que l'angle entre les flancs des plis P4 varie fortement. Cette variation ajoute ses effets à l'orientation, variable en plan, de la foliation S2.

Fig. 24

Plis P4 en Z

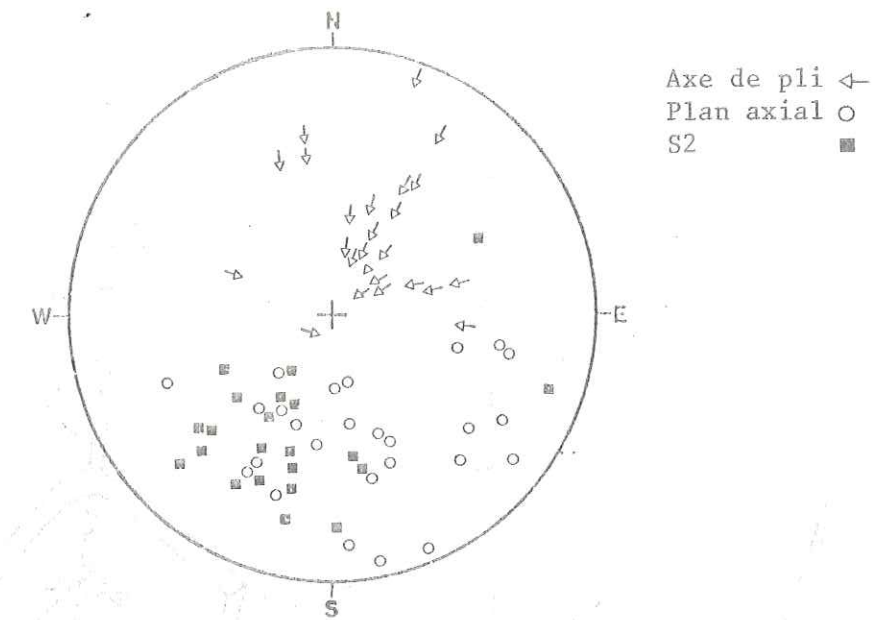
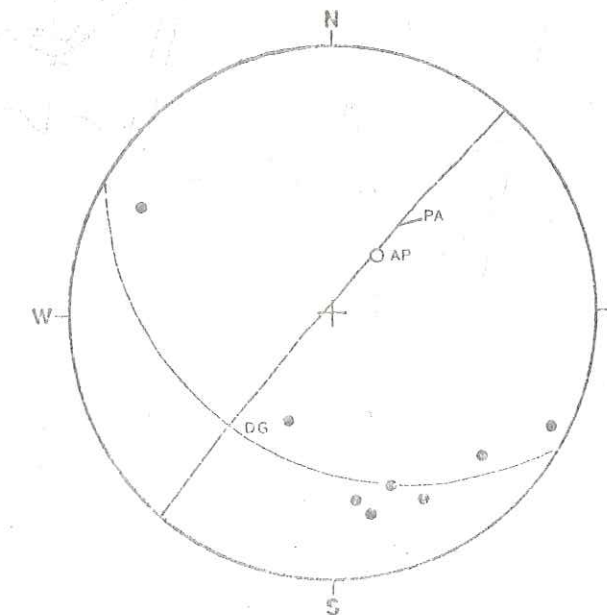


Fig. 25

Déformation de La



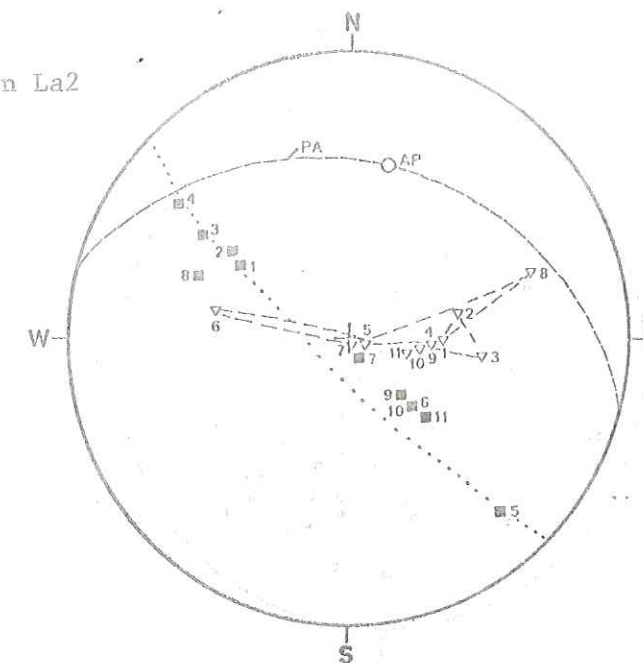
Figures 26 et 27 - Les plis P4 en Z.

Ces diagrammes illustrent bien la déformation relativement complexe de la linéation Lal et La2. Cette complexité s'atténue un peu si l'on observe la figure 22, qui montre un glissement hétérogène de la foliation dans son plan.

Plis P4 en Z

Fig. 26

Déformation
de la linéation La2



S2
Pôles de la
linéation déformée.

Déformation
de la linéation Lal

Fig. 27

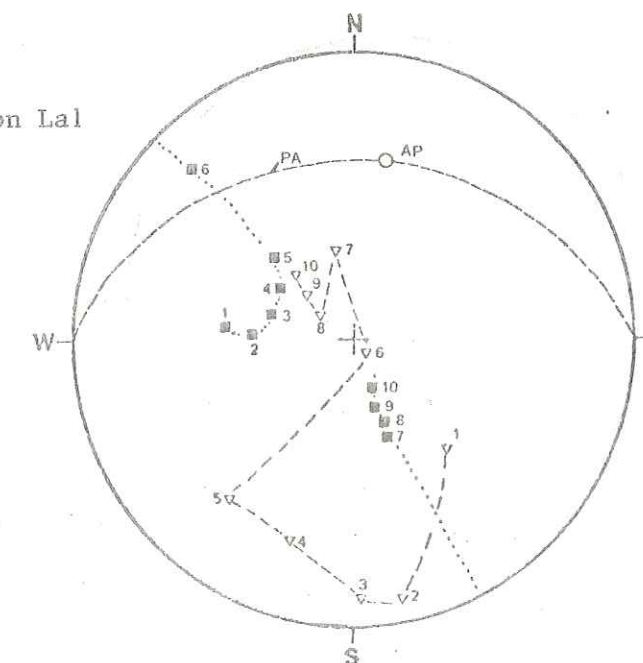


Figure 28 - Plis P4 en Z. Déformation de la linéation La.

La déformation de la linéation La produit ici une géométrie plus simple que dans le cas précédent. La foliation flue dans son plan, selon une direction de glissement distincte de la ligne d'étirement, qui est, ici, à peu près parallèle à l'axe de pli.

Figure 29 - Plis P4 en Z. Direction de glissement.

L'orientation des lignes de glissement de plis en Z montrent une relative dispersion en azimuth et inclinaison. Les causes en sont multiples : l'orientation différente de ces plis, la déformation différente des linéations La, selon chaque pli.

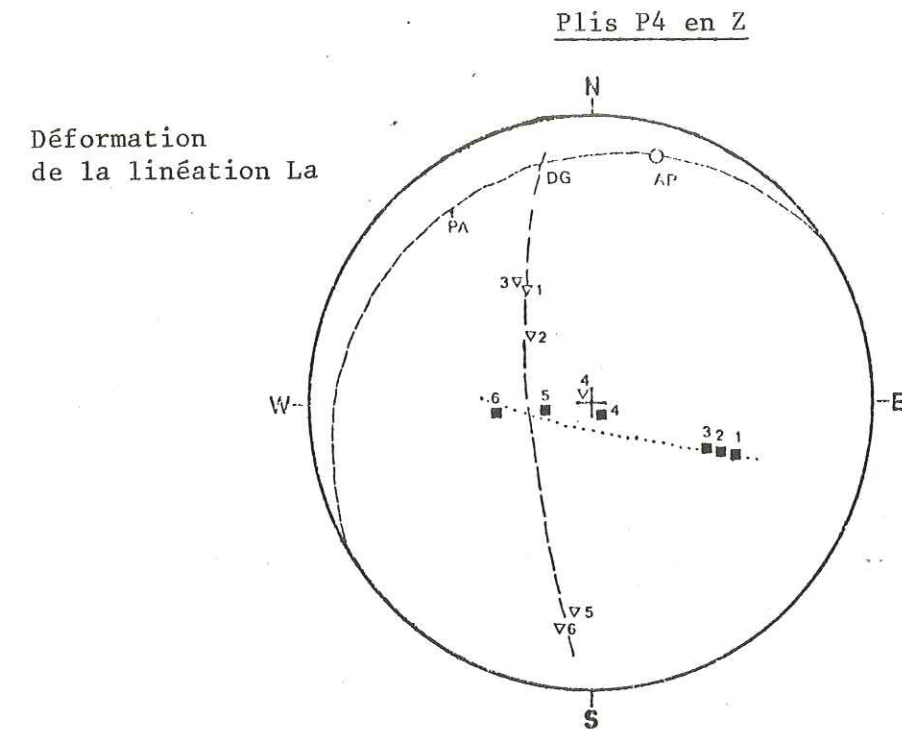


Fig. 28

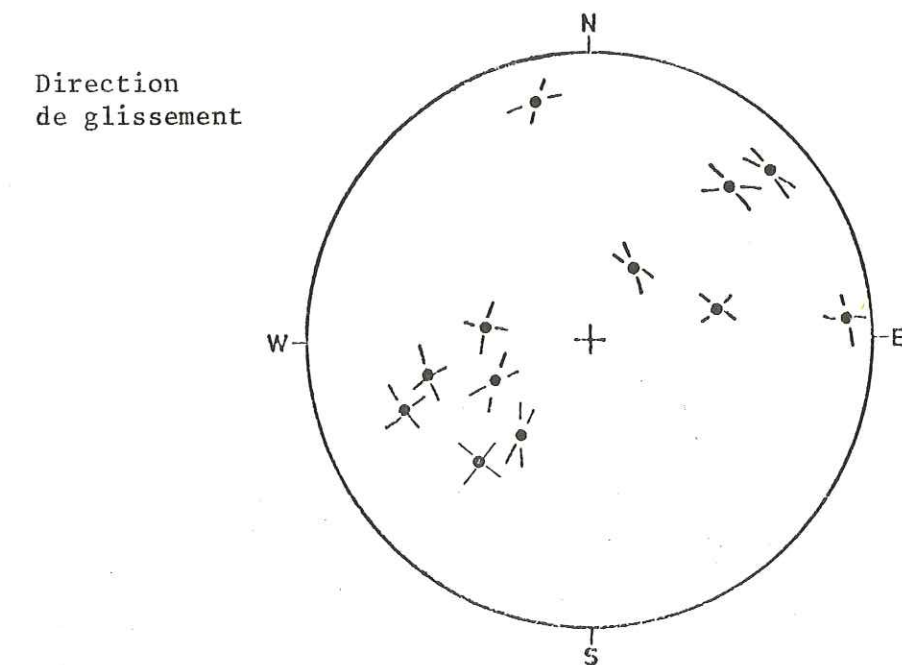


Fig. 29

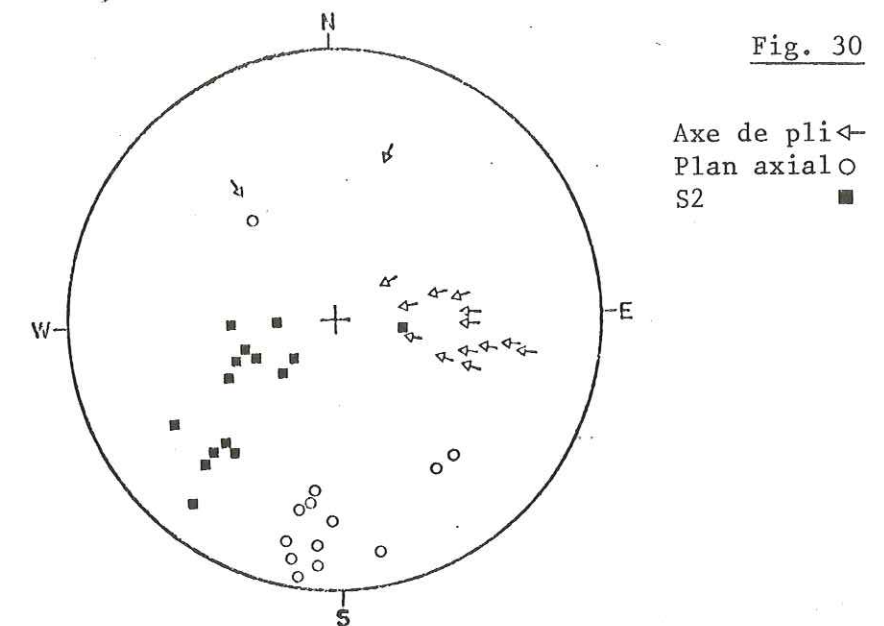
Figure 30 - Petits plis centimétriques en Z et clivage de crénulation associé.

Les axes des plis centimétriques associés au clivage de crénulation, sont mieux réglés que les axes des plis P4 en Z. Il faut voir dans ce fait une moindre dépendance de la direction de ces structures, vu leur taille, par rapport à l'orientation antérieure de la foliation S2. Par ailleurs, plis en Z et plis centimétriques ne sont jamais associés sur le terrain.

Ceci explique aussi la séparation nette entre les pôles de la foliation et les pôles des plans axiaux.

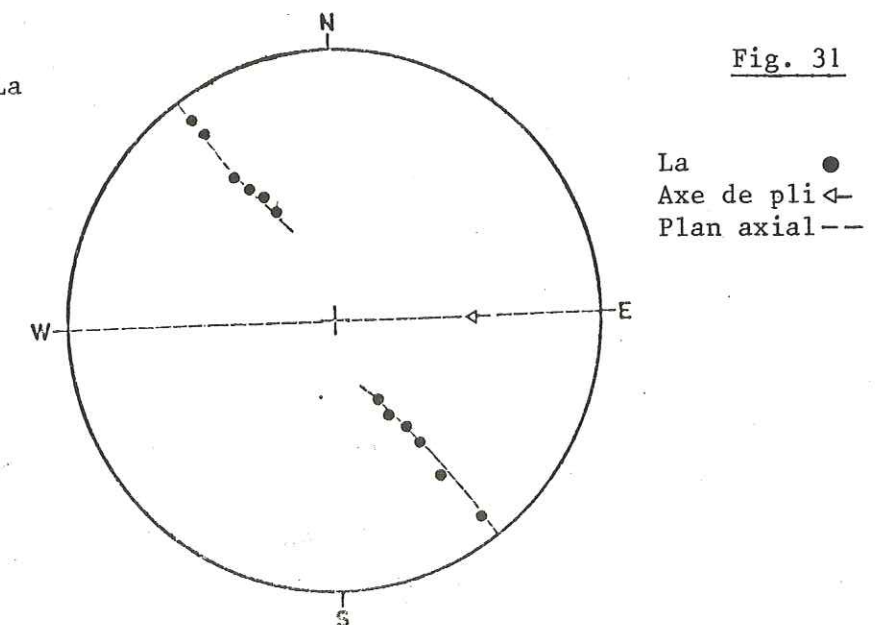
Petits plis centimétriques en Z et clivage de crénulation associé.

Fig. 30



Déformation
de la linéation La

Fig. 31



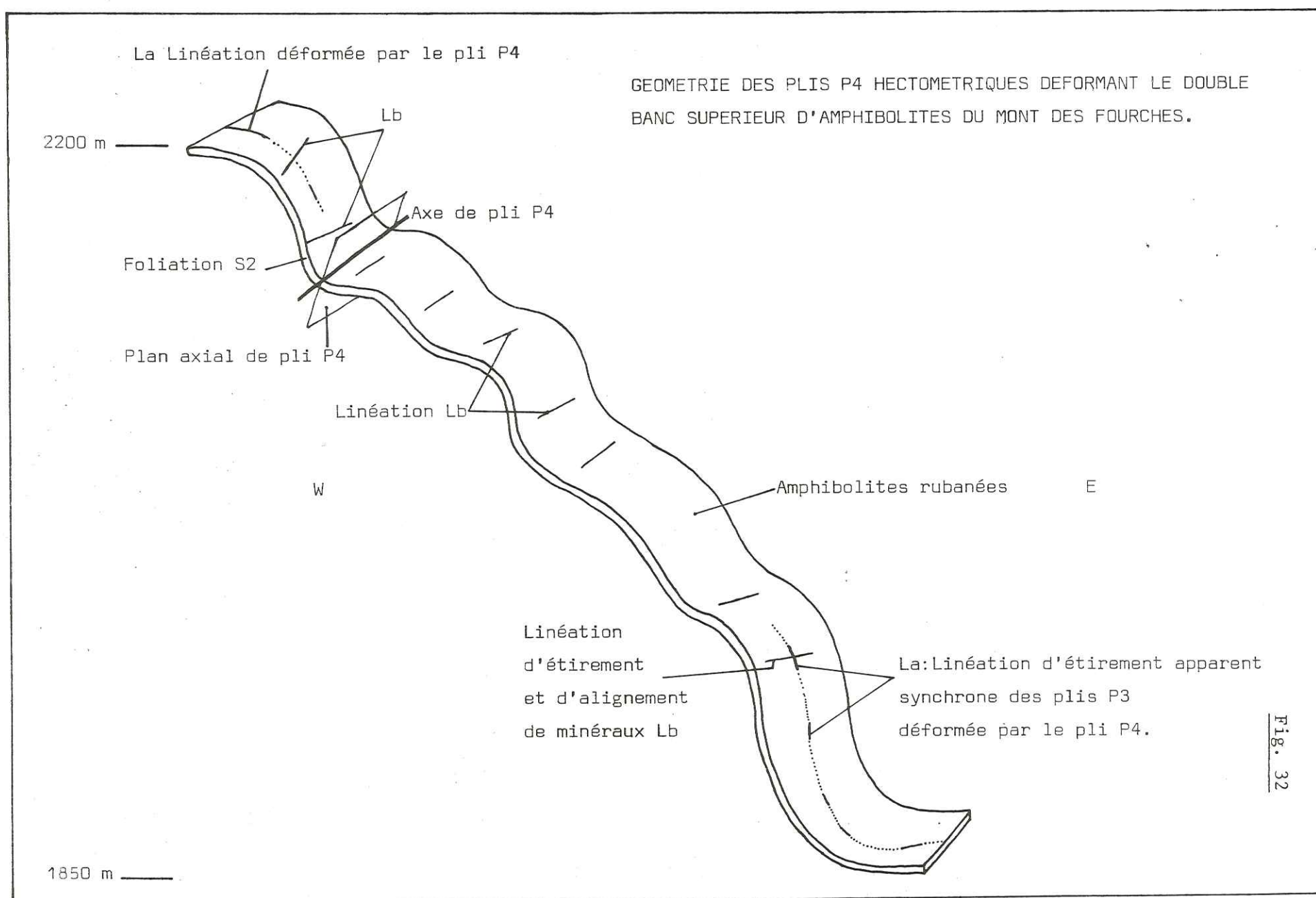


Fig. 32

GEOMETRIE DES PLIS P'4

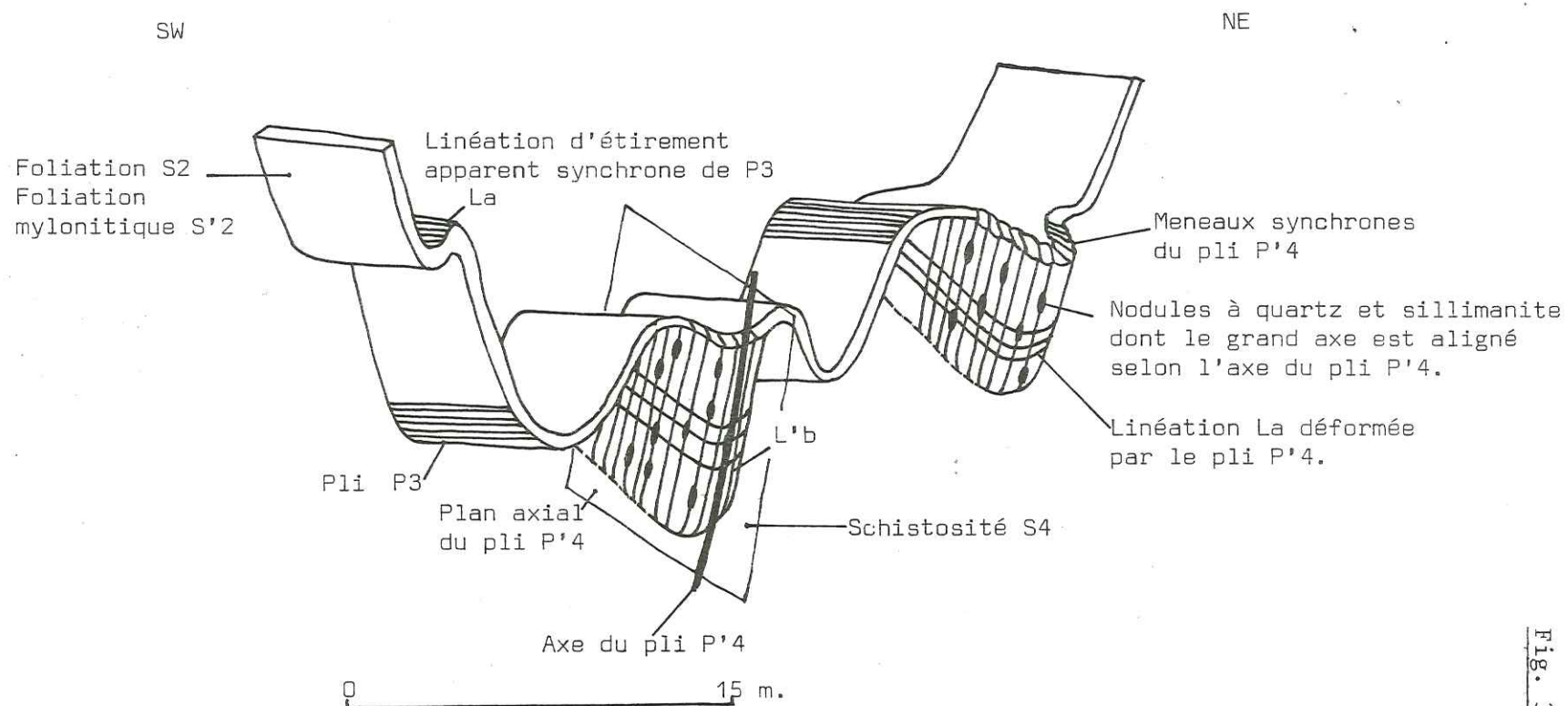


Fig. 33

Figure 34 - Les plis P'4 en U.

L'axe des plis P'4 en U est dans la plupart des cas fortement incliné au nord-ouest. Les orientations différentes, vers l'est et le nord-nord-est, s'expliquent par de faibles basculements tardifs ou par une orientation légèrement différente de la surface de foliation déformée S2 ou S'2.

Les plans axiaux, les foliations S2 ou S'2 et la schistosité sont bien groupés et fortement inclinés.

Plis P'4 en U.

Fig. 34

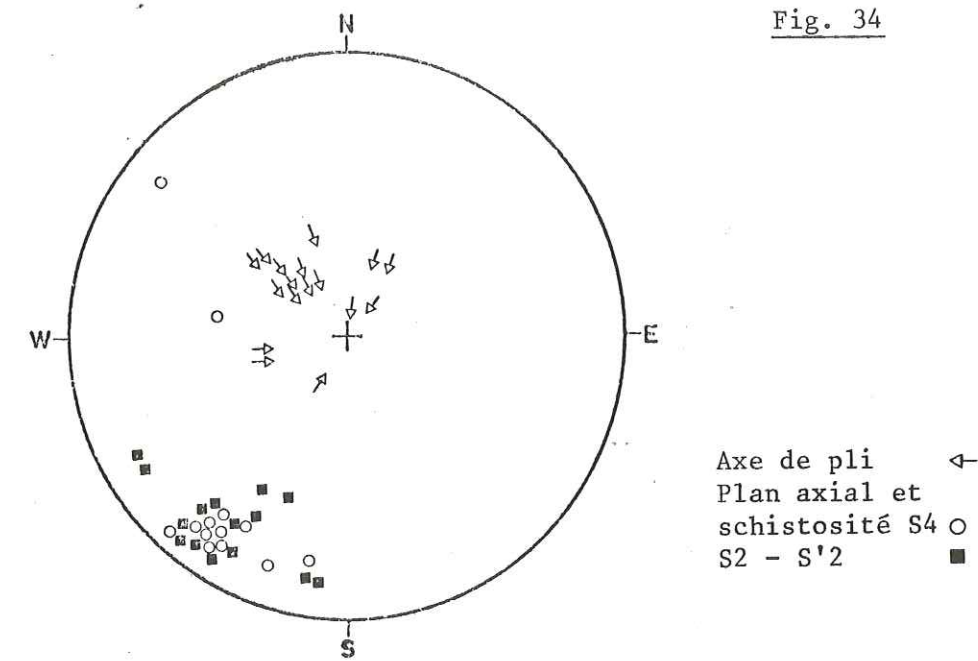
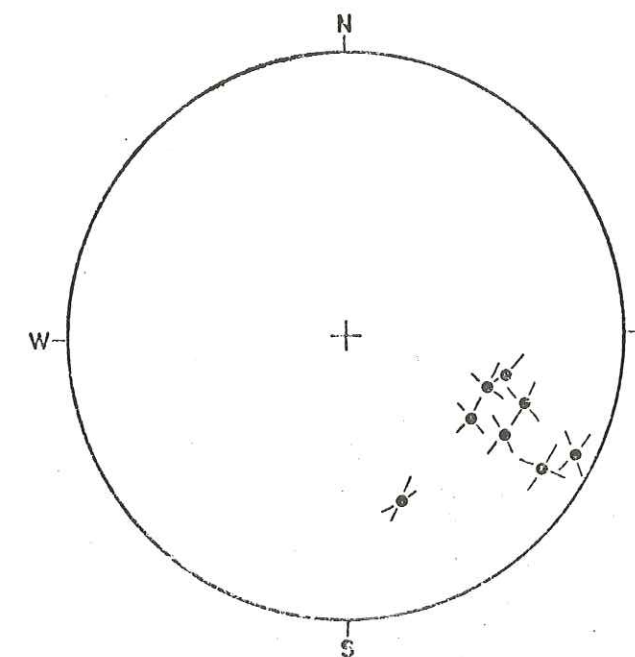
Direction
de glissement

Fig. 35



Intersection du plan axial
des plis P'4 et du plan
portant la linéation La
déformée.

Fig. 36

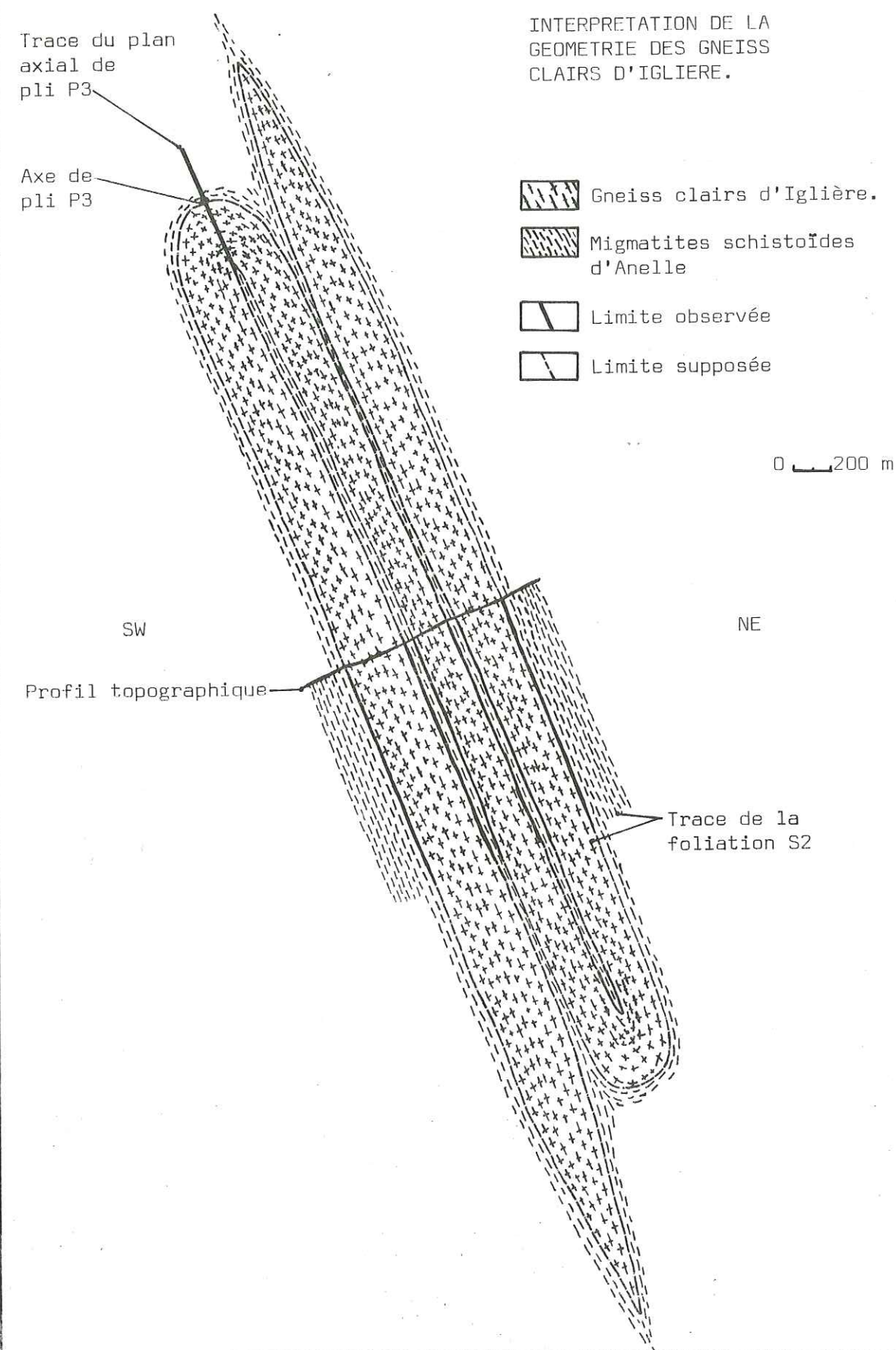
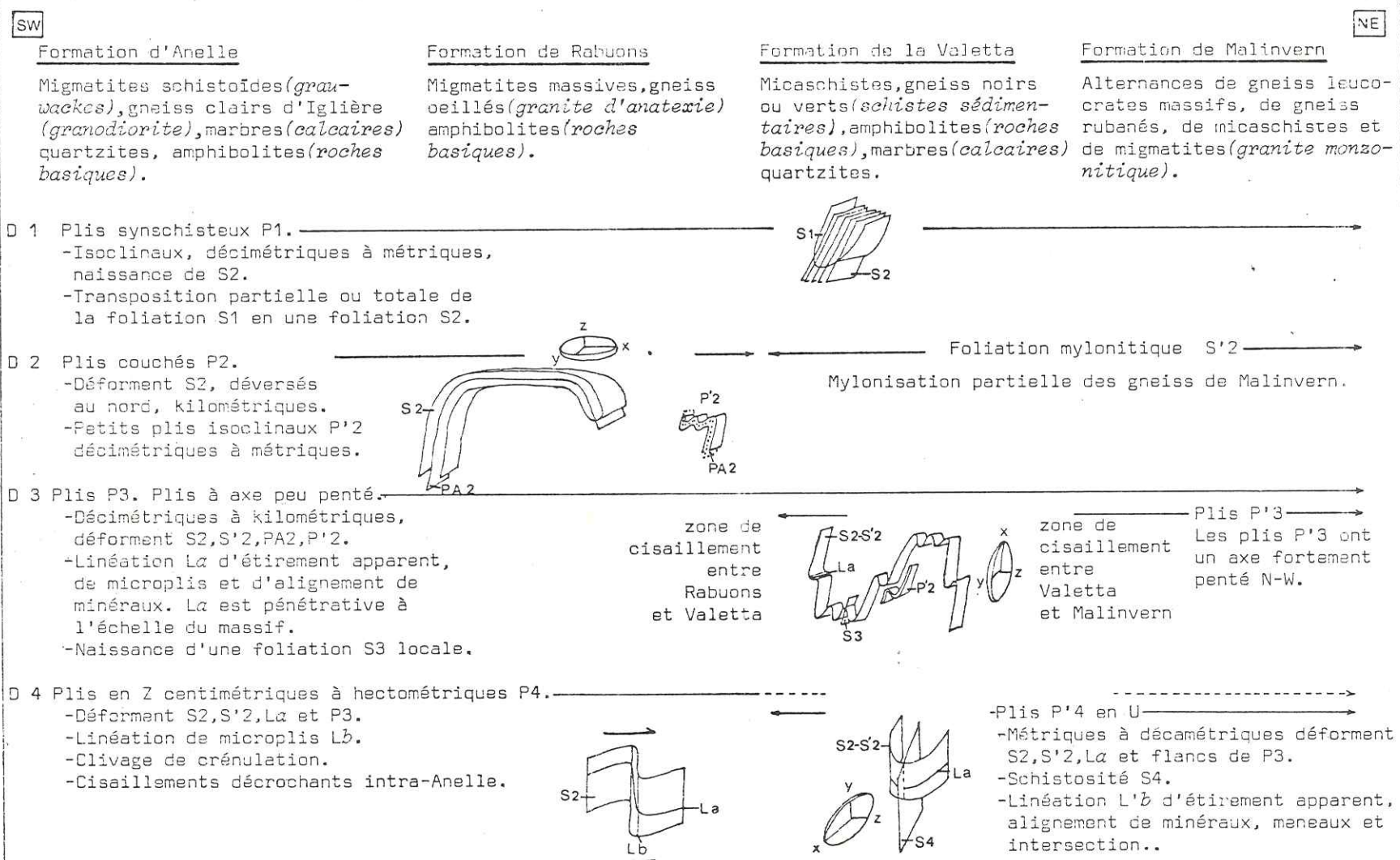


TABLEAU RECAPITULATIF DES DIFFERENTES DEFORMATIONS ANTE-ALPINES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU SOCLE DE L'ARGENTERA



Le Permien, le Trias, peu ou pas métamorphiques reposent en discordance sur toutes les Formations. Les Formations d'Anelle, de Rabuons, de Malinvern sont d'âge paléozoïque inférieur probable, La Formation de la Valetta, couverture des autres Formations, est d'âge paléozoïque inférieur probable, mais plus jeune.

Les flèches horizontales indiquent le domaine affecté par chaque déformation.

Les roches de chaque formation sont suivies par le nom, entre parenthèses, de la roche originelle.

GEOMETRIE DES PLIS AFFECTANT LES SCHISTES ROUGES PERMIENS DANS LA VALLEE DE LA ROYA. (NORD DE FONTAN). Sites 1 et 2.

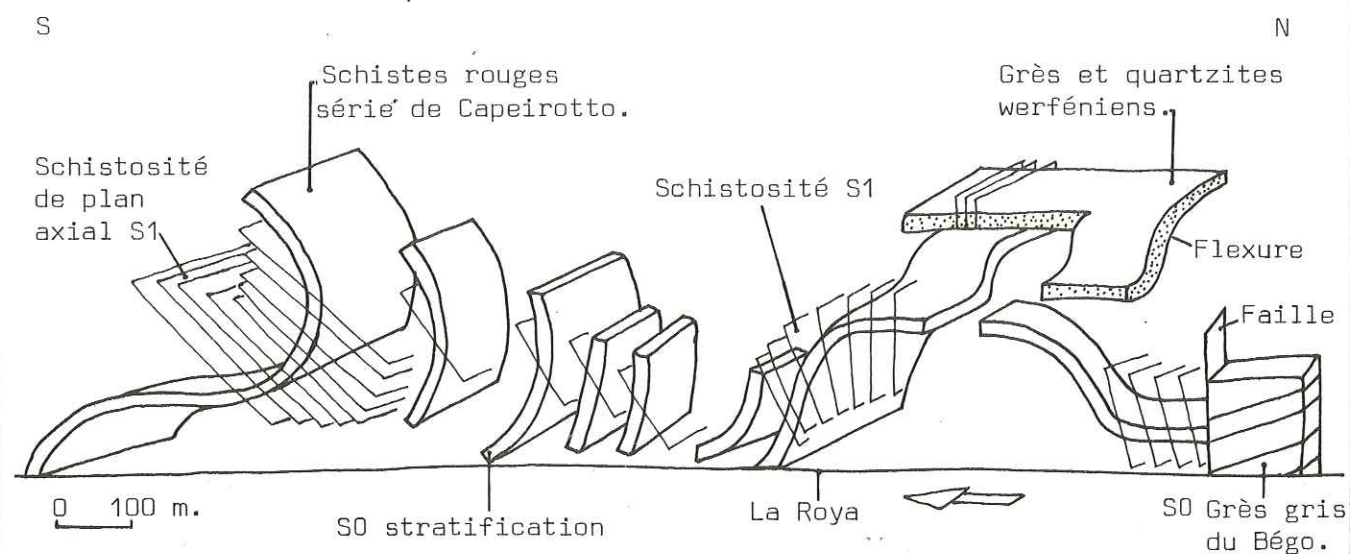


Fig. 38

GEOMETRIE DES PLIS AFFECTANT LES SCHISTES ROUGES PERMIENS DANS LA VALLEE DE LA TINEE. (SUD DE ST. SAUVEUR). Sites 9 et 10.

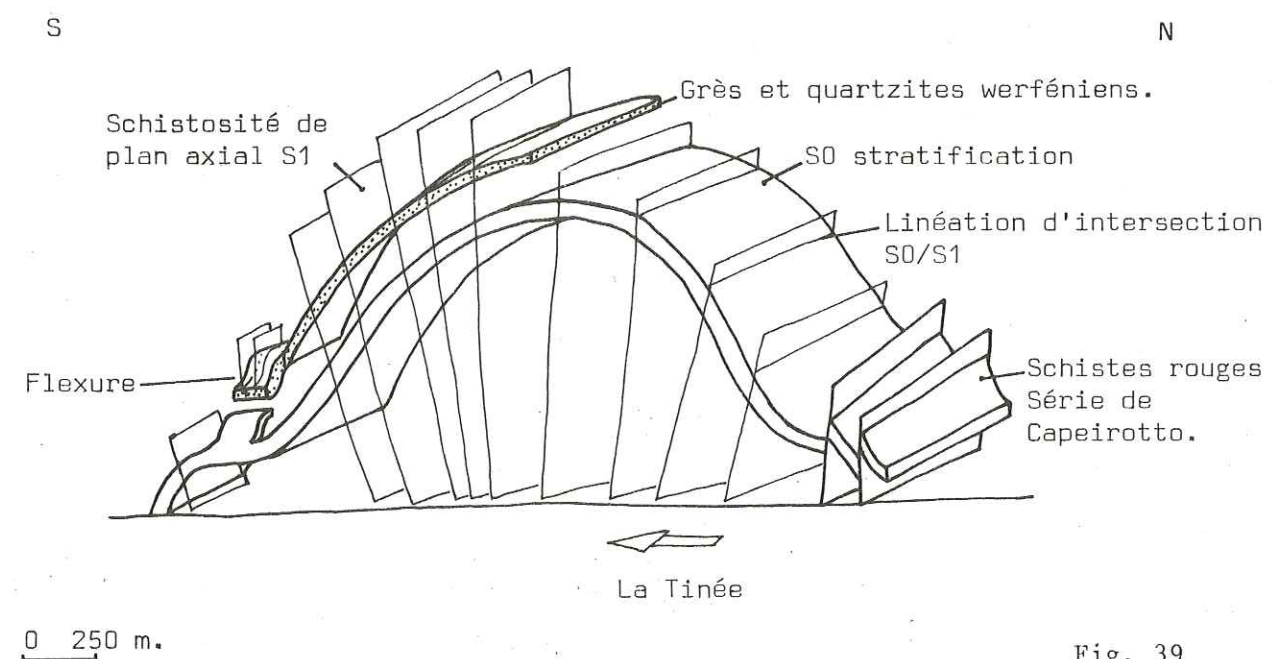
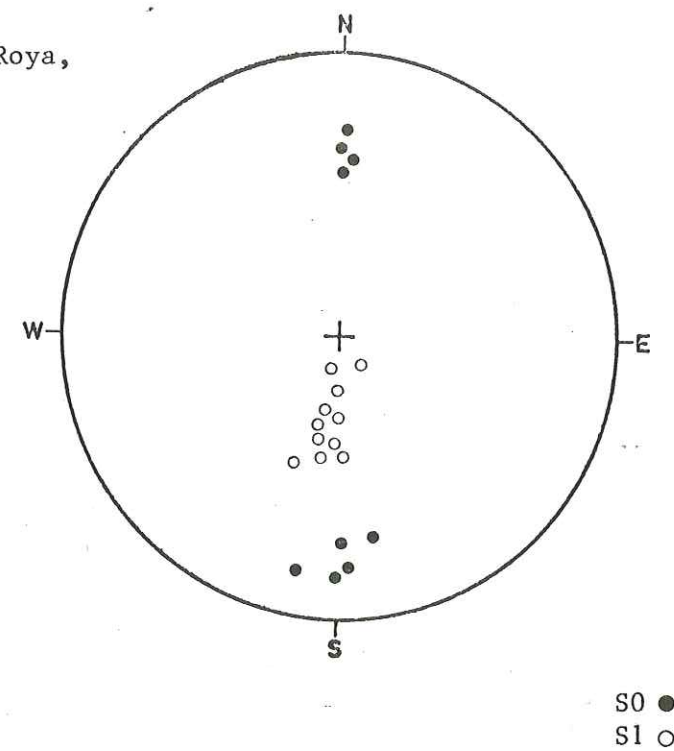


Fig. 39

Schistes rouges permians.

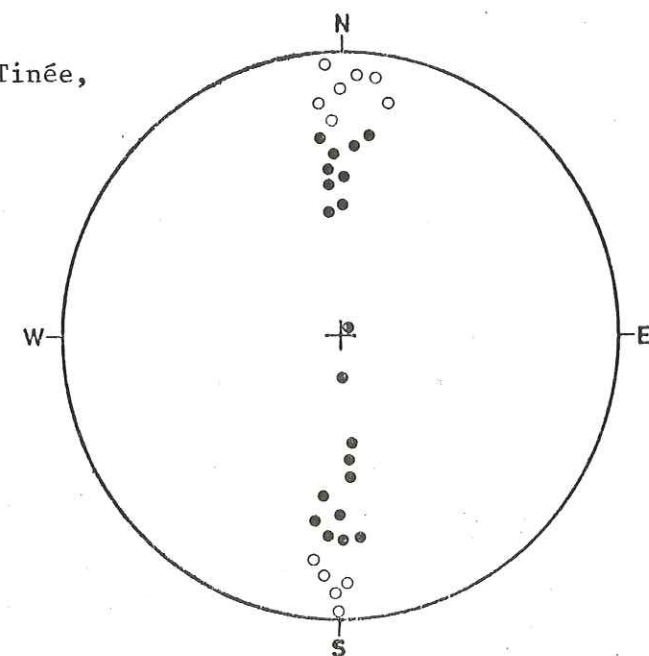
Vallée de la Roya,
site n° 1.

Fig. 40



Vallée de la Tinée,
site n° 10.

Fig. 41



FAILLE INVERSE DANS LES SCHISTES ROUGES PERMIENS, LES QUARTZITES ET CARGNEULES DU TRIAS INFÉRIEUR AU NORD DE LA BOLLINE. Site 8

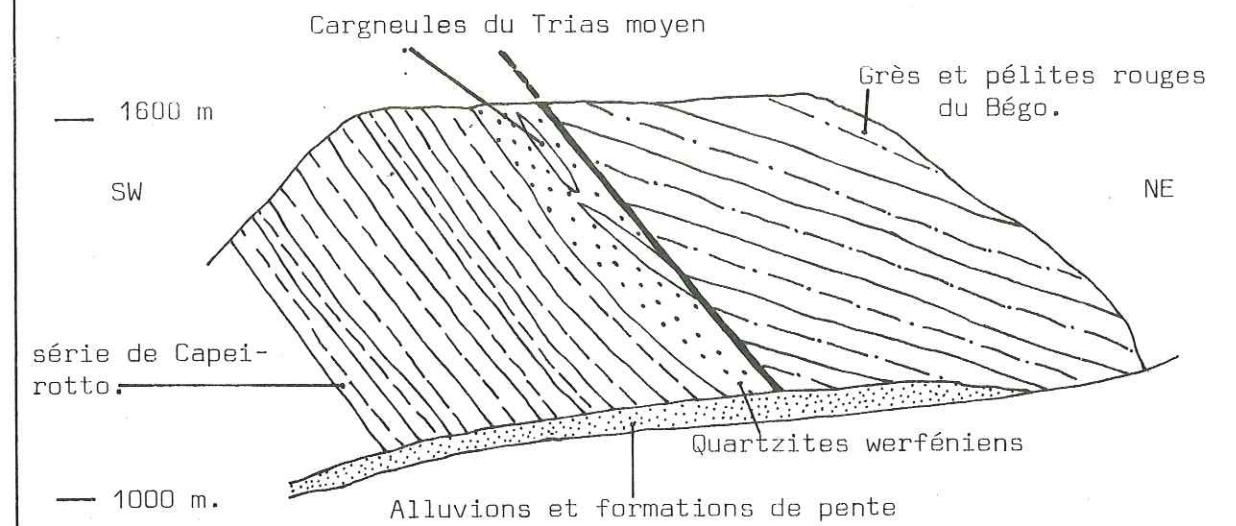


Fig. 42

CONTACTS CISAILLANTS SUB-HORIZONTAUX DANS LES SCHISTES ROUGES DE LA SÉRIE DE CAPEIROTTA. DÉPLACEMENT APPARENT VERS LE SSW. SUD DE ST SAUVEUR. Site 10.

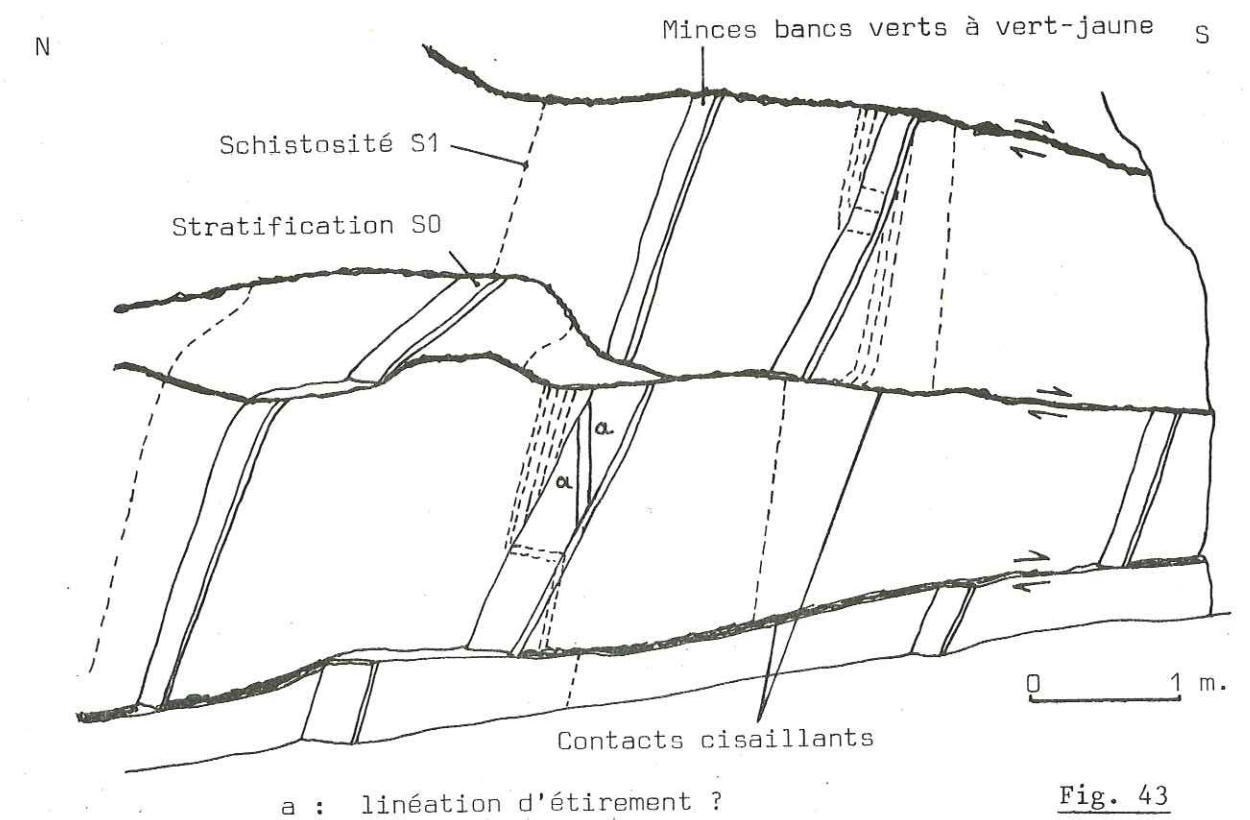
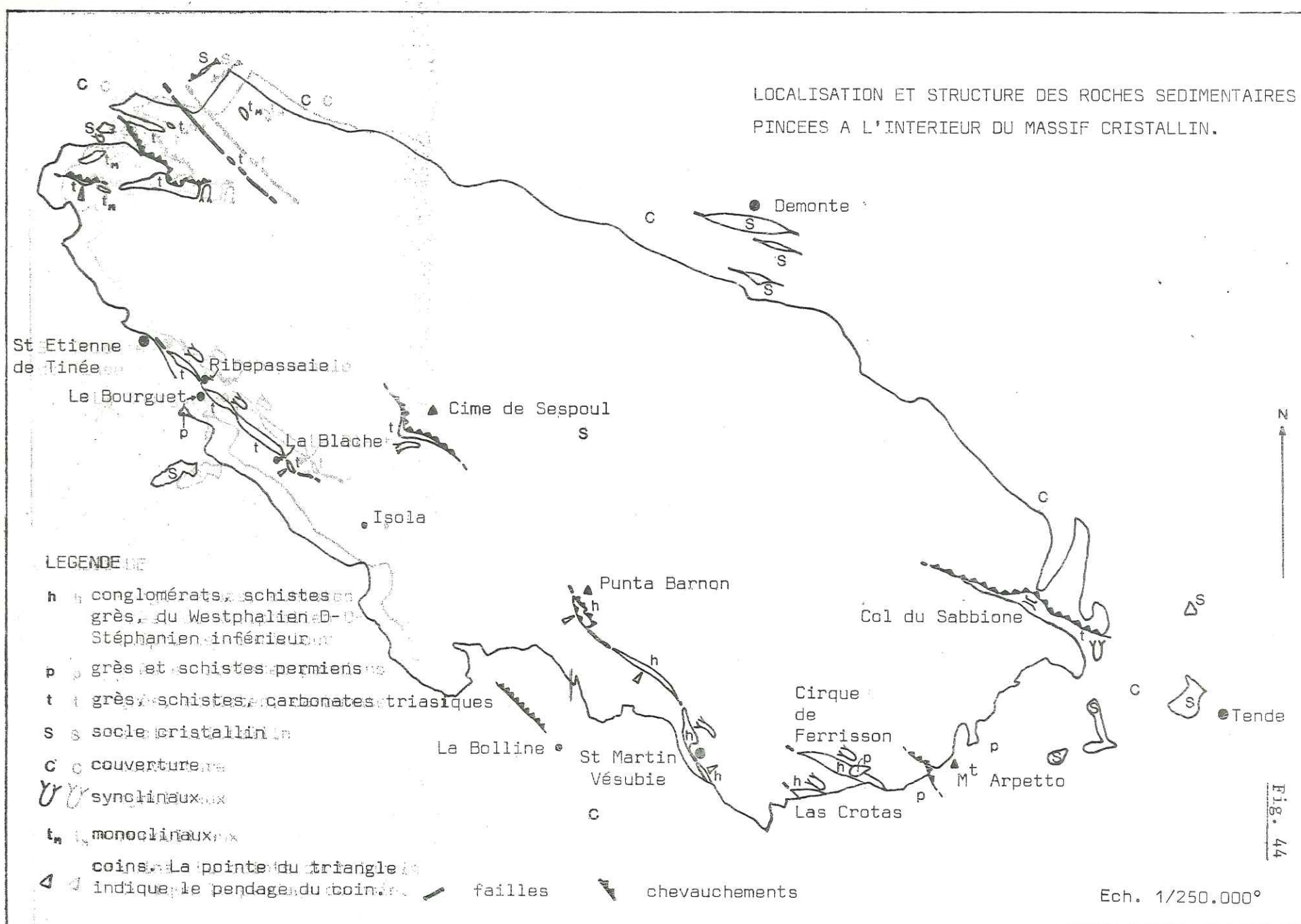


Fig. 43



- S Socle : migmatites, gneiss, micaschistes.
 CA Couverture autochtone permo-werfénienne adhérente au socle : grès, schistes, cargneules.
 CD Couverture décollée ou non mésozoïque et cénozoïque calcaires, marnes, grès. J³ - J⁵ Callovo-Oxfordien.
 ZI Zones internes : Nappes du Flysch à helminthoïdes, zone sub-briançonnaise et briançonnaise.
 Front de charriage des zones internes.
 Failles avec sens de décrochement.
 Cisaillements alpins et direction de plongement.
 Cisaillements anciens probables, réactivés à l'alpin.

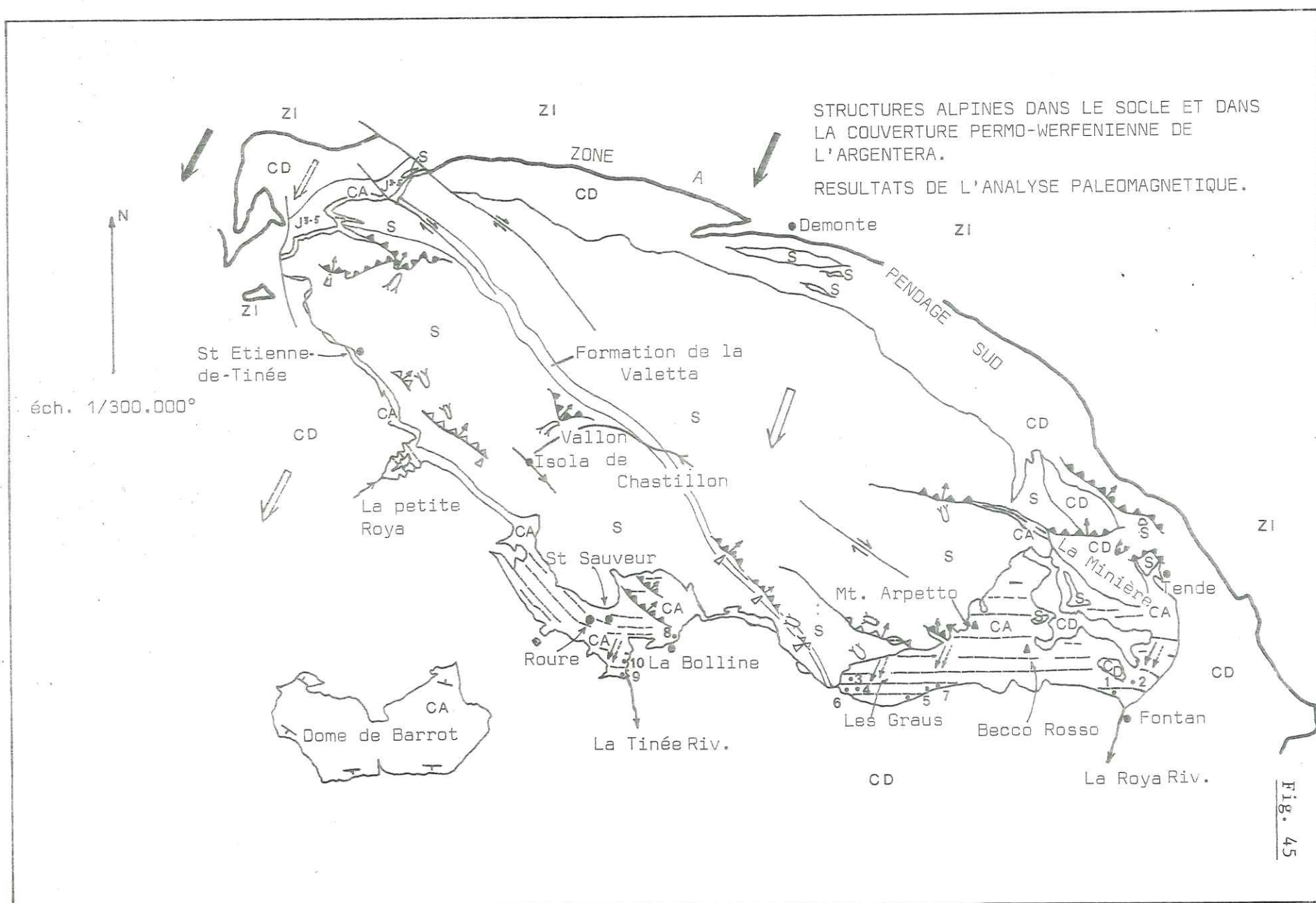
Direction du plan axial des anticlinaux, des synclinaux et de la schistosité dans les plis droits ou déversés vers le sud.

Pendage de la stratification.

Emplacement des sites de prélèvements d'échantillons pour l'analyse paléomagnétique.

- Synclinaux d'âge paléozoïque supérieur et mésozoïque inférieur pincés, dans le socle.
 Synclinaux droits.
 Synclinaux inclinés.
 Synclinaux couchés.
 Coins tectoniques. La pointe indique la direction de plongement.
 Direction de l'aimantation.
 Direction de l'aimantation, caractérisant l'Europe stable au Permien et au Trias.
 Direction de la translation du massif pendant l'orogénèse alpine.
 Direction de la translation des zones internes.
 Direction de la translation de la couverture décollée.

d'après : P. BORDET, A. FAURE-MURET, M. GIDON, R.H. GRAHAM,
 O. JAMES, M. LANTEAUME, R. MALARODA et al., M. PRUNAC,
 D. VASLET, J. VERNET et observations personnelles.



GEOMETRIE DES AFFLEUREMENTS DE ROCHES SEDIMENTAIRES TRIASIQUES SITUEES A LA PERIPHERIE NORD-OUEST DE L'ARGENTERA. Légende. Echelle 1/25 000°

S Socle métamorphique anté-triasique.

T Grès, calcaires, dolomies, argilites triasiques.

- 1 Cime Frandièrre : Monoclinal.
- 2 Le Château : coin.
- 3 Crête des Terres Rouges : Monoclinal.
- 4 Mont des Fourches : Monoclinal.
- 5 Vallon de la Cabane : Synclinal droit.
- 6 Vallon de Gorgeon Long : coin.
- 7 Combe de Gorge Grosse : Synclinal droit.
- 8 Vallon de La Tortissa : Synclinal couché.
- 9 Col du Stau : coins.
- 10 Becco Rosso : Monoclinal.
- 11 Rio Ferrière : Monoclinal.

-  Pendage de la stratification S0.
-  Pendage de la schistosité alpine.
-  Pendage de la foliation S2 ou S'2.
-  Pendage des diaclases.
-  Inclinaison indéterminable.
-  Pendage indéterminable.
-  Failles verticales ou sub-verticales.
-  Failles inclinées et angle d'inclinaison.
-  Faille supposée.
-  Chevauchement.
-  Chevauchement supposé.
-  Synclinal droit.
-  Synclinal couché.
-  Contour vu.
-  Contour supposé.
-  Zone schistosée verticale.

Fig. 46

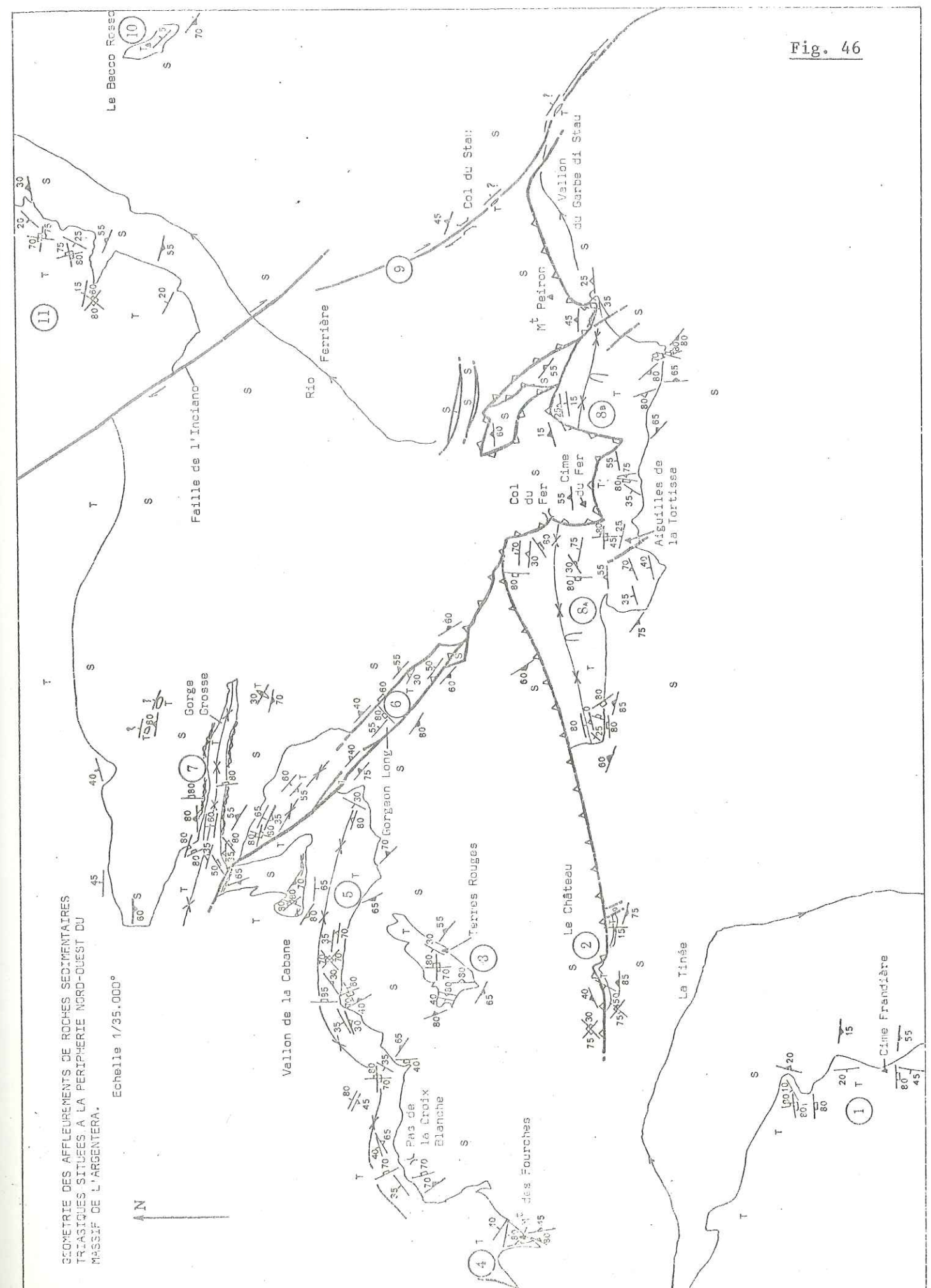


Figure 47 - Le synclinal de Gorge Grosse.

La schistosité dans le synclinal de Gorge Grosse est disposée en un éventail dissymétrique, avec un pendage plus fort au nord qu'au sud. Ce déversement est probablement l'expression d'une apparition tardive de cette surface, par rapport à la création de ce synclinal. Il exprime peut-être l'amorce du chevauchement des schistes de la Valetta situés au nord du synclinal, sur cette structure.

Figure 48 - Le synclinal du Vallon de la Cabane.

La dispersion de la schistosité correspond : à l'ondulation en plan du synclinal, à une différence dans l'intensité du serrage, comme le montrent ses flancs, dont le pendage varie entre 30 et 80°.

Figure 49 - Le synclinal couché de la Tortissa.

La dispersion de la schistosité est la conséquence du serrage du synclinal de la Tortissa, comme l'indique la géométrie de sa trace. (Voir fig. 50).

La stratification, quant à elle, reste groupée approximativement sur un grand cercle.

Fig. 47.

Synclinal de Gorge Grosse

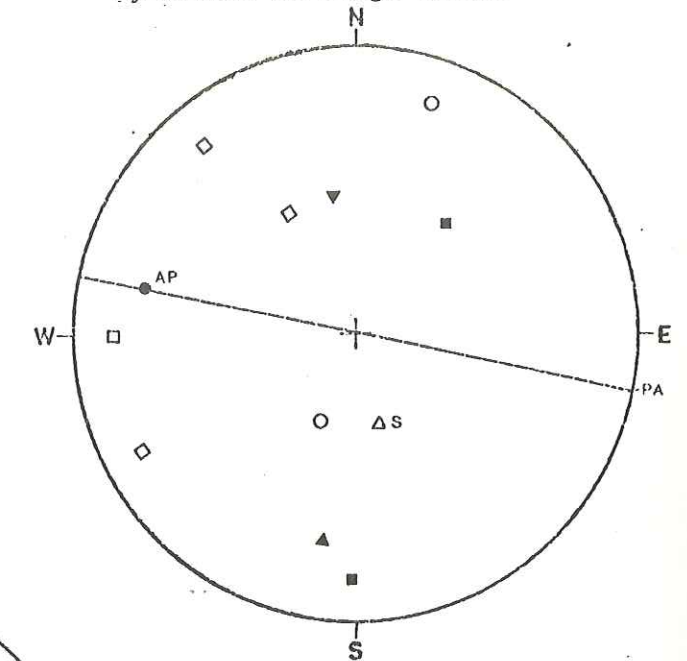


Fig. 48.

Synclinal du Vallon de la Cabane

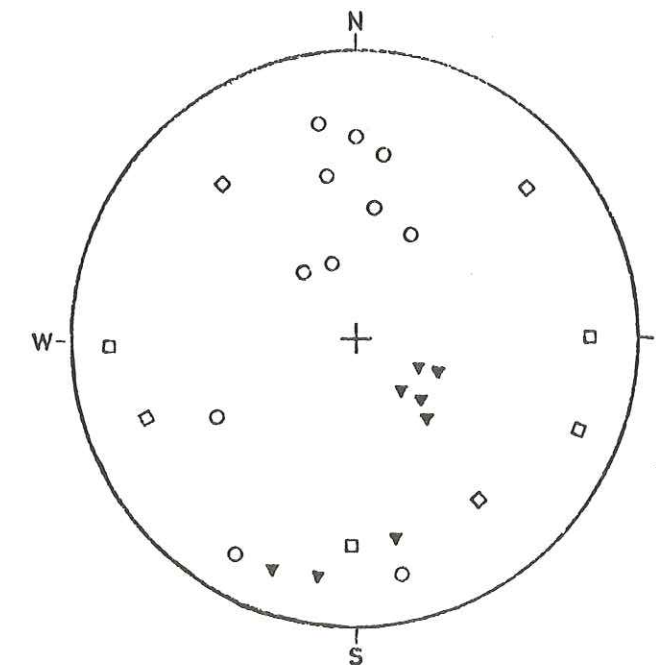
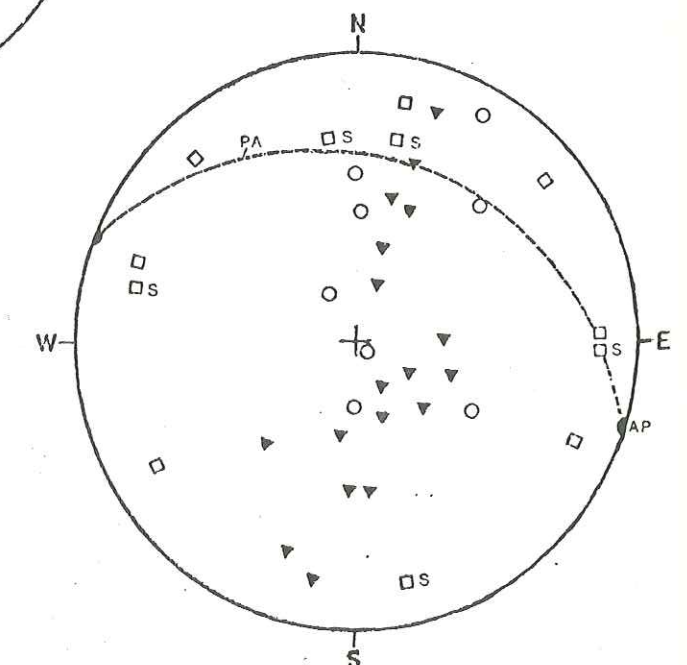


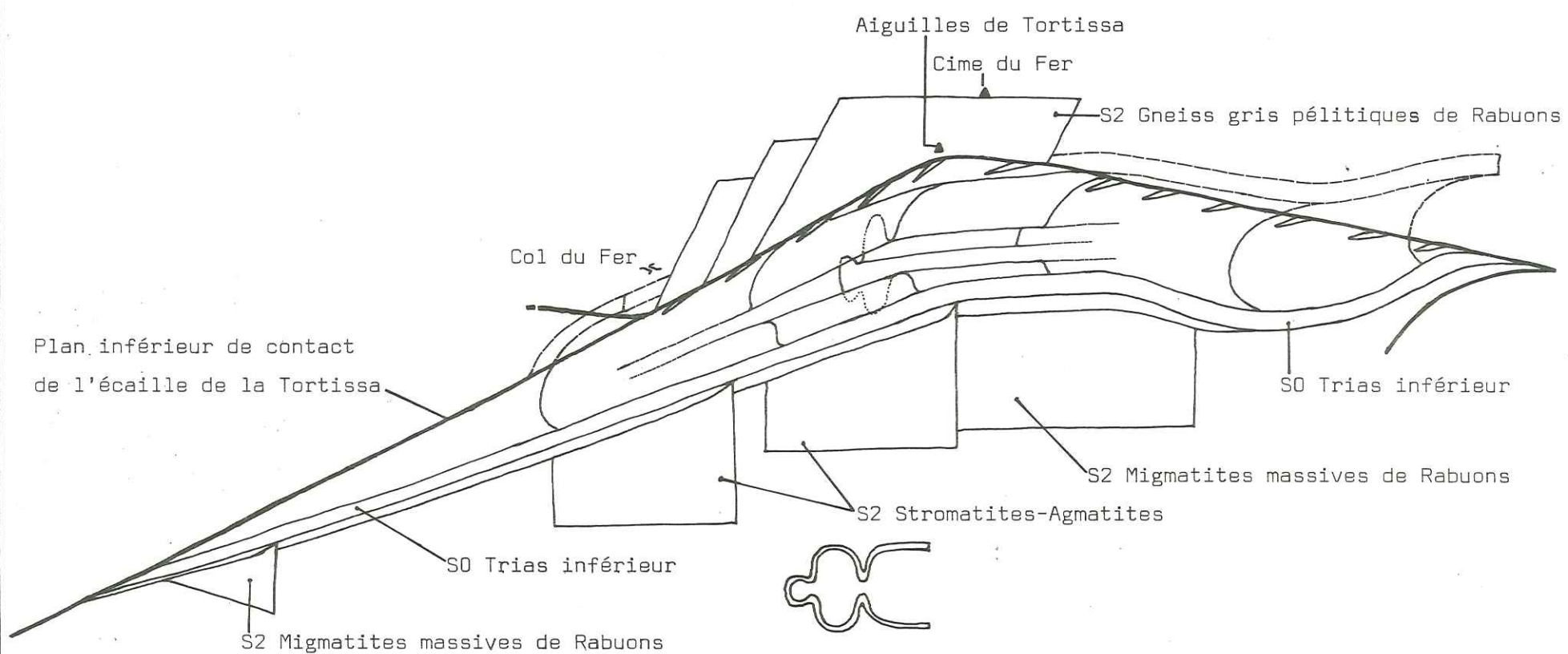
Fig. 49.

Synclinal couché de la Tortissa



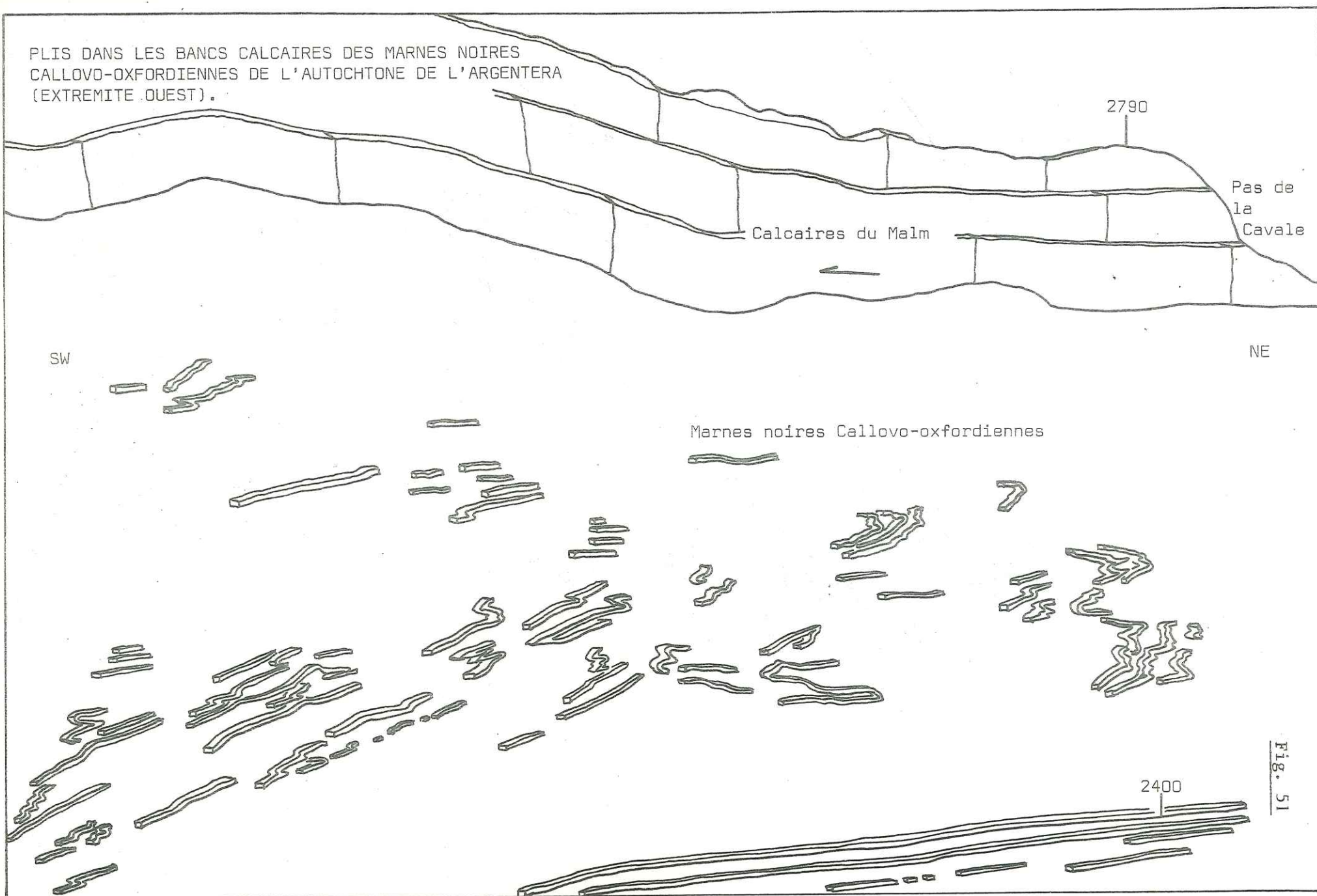
- Stratification S0 ▼
- Foliation S2 ■
- Schistosité dans le Trias ○
- Schistosité dans le socle △
- Diaclases dans le Trias □ T
- Diaclases dans le socle □ S

LE SYNCLINAL COUCHE DE TORTISSA ET L'ECAILLE ALPINE DU COL DU FER.



0 1 km

Fig. 50



A. MIGMATITES SCHISTOIDES D'ANELLE-VALABRES.

- c : Cipolins à rubans de silicates calciques.
- d : Amphibolites massives ou rubanées.
- g' : gneiss leucocrates à foliation planaire. (Orthogneiss).

R. MIGMATITES MASSIVES, GNEISS OEILLES DE RABUONS.

- r_a : Stromatites-Agmatites.
- d : Amphibolites massives ou rubanées.

V. SCHISTES, MICASCHISTES, GNEISS NOIRS OU VERTS DE LA VALETTA.

- x : Quartzites blancs ou gris.
- c : Cipolins à rubans de silicates calciques.
- d_v : Amphibolites massives ou rubanées. Gneiss amphiboliques.

M. GNEISS OEILLES A BIOTITE-GNEISS RUBANES. MIGMATITES A BIOTITE, GRENAT, ETC...

NEBULITES DE MALINVERN :

- d : Amphibolites, gneiss amphiboliques, agmatites amphiboliques.
- g'' : Gneiss leucocrates à foliation plissotée (Orthogneiss ?).
- ~ : Anatexites de Fenestre.

GRANITES :

- γ : Granite à grain moyen et fin, à feldspath potassique, grenat... (granite de l'Argentera).
- γ₁ : Granite à enclaves de la Valmasque.
- γ' : Granite aplitique à grain fin.

ROCHES SEDIMENTAIRES :

- h : Grès et schistes à plantes d'âge carbonifère.
- t : Grès, schistes, pélites d'âge permien, triasique, etc...

SIGNES CONVENTIONNELS :

- /// direction de la foliation. ✱ Isograde du disthène.
- /// failles.
- /// cisaillements d'âge alpin
- /// principales zones broyées d'âge varié : hercynien, alpin.

LEGENDE DE L'ESQUISSE SYNTHETIQUE DU
MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

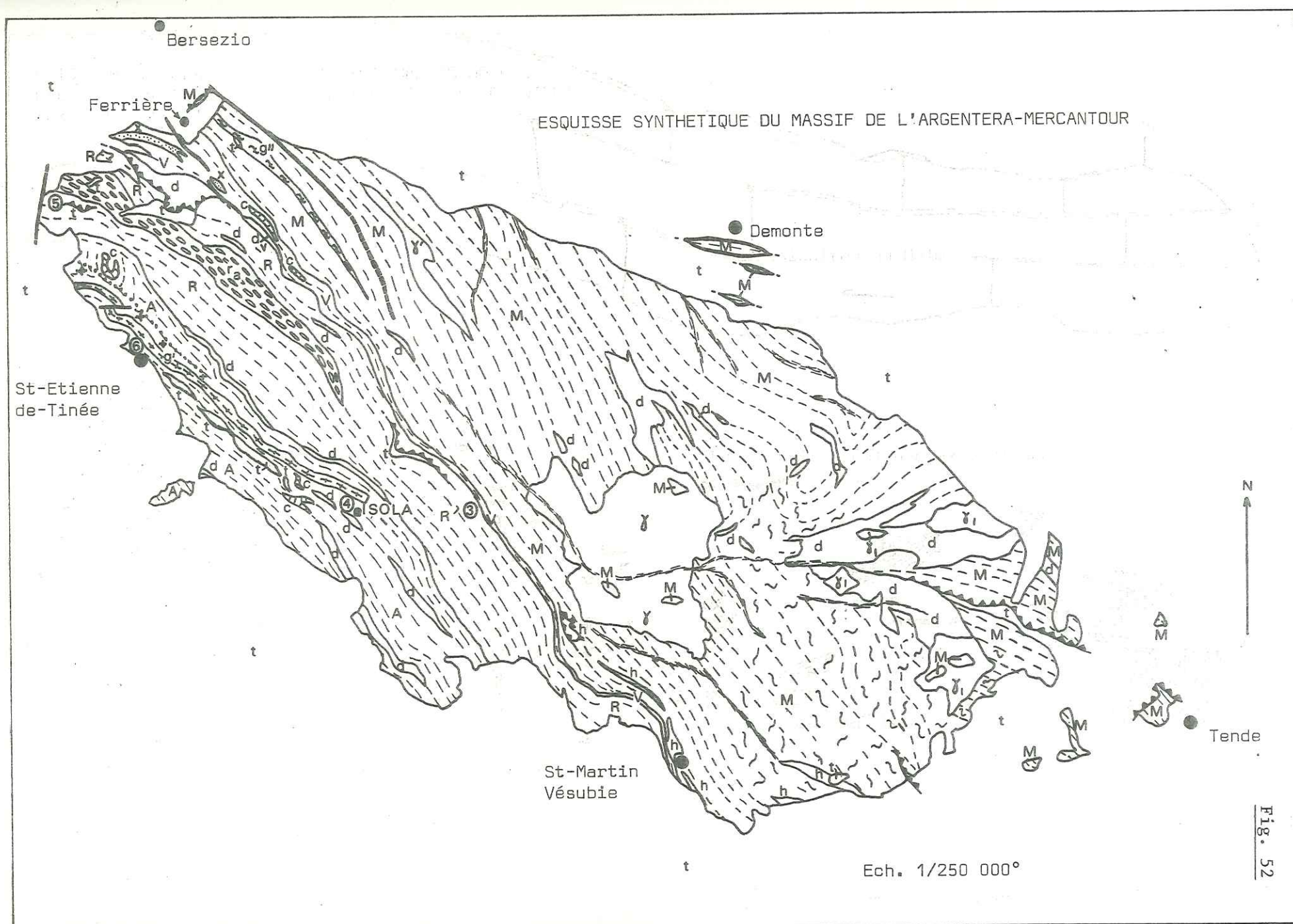
COUPES GEOCHIMIQUES :

- 3-4 Vallon de Chastillon.
- 5-6 Vallée de la Haute-Tinée.

TRAVAUX CONSULTES :

- A. AUTRAN et al. - P. FALLOT -
- A. FAURE-MURET - M. LANTEAUME et al. -
- R. MALARODA et al. - M. PRUNAC -
- D. VASLET - J. VERNET.

226



227

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES

IS : Echantillons prélevés dans le vallon de Chastillon.
 TI : Echantillons prélevés dans la vallée de la Haute-Tinée.

NUM-ECH.	SIO2	AL2O3	FE2O3T	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TiO2	P2O5	P-F	BA	CO	CR	CU	NI	SR	V	RB
FORMATION DE RABUONS.																			
IS 2	62.02	16.78	7.28	0.09	2.46	0.90	2.14	3.43	1.04	0.24	3.50	0.765	0.027	0.077	0.017	0.042	0.106	0.136	0.139
IS 3	66.96	15.59	5.38	0.07	1.56	1.12	2.07	4.07	0.73	0.22	2.59	0.683	0.025	0.043	0.013	0.028	0.110	0.085	0.157
IS 4	65.98	15.39	4.89	0.08	1.58	1.01	2.10	4.07	0.70	0.21	2.93	0.526	0.031	0.045	0.014	0.030	0.087	0.090	0.171
IS 5	66.52	15.78	5.19	0.08	1.45	0.77	2.38	4.49	0.66	0.22	2.24	0.533	0.032	0.038	0.014	0.012	0.096	0.067	0.217
IS 6A	66.77	15.63	5.63	0.10	1.58	0.48	1.90	5.08	0.75	0.22	2.08	0.445	0.037	0.052	0.013	0.028	0.063	0.096	0.268
IS 7A	67.34	15.41	5.37	0.09	1.63	0.91	2.45	4.38	0.74	0.22	1.79	0.522	0.048	0.051	0.011	0.028	0.113	0.098	0.199
IS 7B	67.20	15.56	5.44	0.07	1.41	1.01	2.47	4.22	0.70	0.23	1.81	0.565	0.051	0.048	0.010	0.028	0.119	0.084	0.196
IS 8B	49.48	14.59	12.65	0.20	7.67	8.95	2.77	1.21	1.37	0.18	1.41	0.106	0.077	0.320	0.418	0.096	0.115	0.282	0.047
IS 8A	65.60	16.33	6.12	0.09	1.60	1.24	2.30	3.91	0.81	0.23	1.73	0.655	0.061	0.056	0.10	0.036	0.133	0.095	0.153
IS 9A	67.04	15.71	5.69	0.08	1.49	1.24	2.31	3.73	0.88	0.24	1.77	0.685	0.057	0.067	0.10	0.035	0.156	0.119	0.147
IS 9B	64.48	15.58	6.38	0.08	1.85	1.49	2.34	3.66	0.87	0.18	1.98	0.715	0.046	0.060	0.013	0.030	0.166	0.093	0.151
IS 9C	65.31	15.90	6.16	0.08	1.76	1.36	2.32	3.65	0.79	0.19	2.89	0.722	0.060	0.057	0.060	0.047	0.151	0.102	0.143
IS 9D	67.16	15.43	5.13	0.06	1.59	1.66	3.67	3.02	0.75	0.17	1.18	0.578	0.070	0.068	0.042	0.055	0.190	0.104	0.114
TI 3A	66.75	15.63	5.36	0.07	1.54	0.97	2.37	3.95	0.83	0.23	1.84	0.605	0.063	0.061	0.013	0.030	0.129	0.117	0.176
TI 3B	66.48	15.96	5.54	0.06	1.74	0.95	2.16	4.17	0.75	0.23	1.91	0.558	0.053	0.056	0.10	0.036	0.130	0.104	0.187
TI 3C	66.09	16.21	5.69	0.08	1.58	0.90	2.18	4.16	0.81	0.22	1.78	0.660	0.053	0.053	0.10	0.021	0.114	0.086	0.182
TI 3D	65.10	15.92	5.82	0.10	1.89	0.71	2.24	4.27	0.81	0.21	2.09	0.620	0.040	0.059	0.010	0.026	0.105	0.100	0.185
TI 3E	66.23	15.35	5.50	0.07	1.71	0.54	3.47	3.78	0.81	0.22	2.08	0.608	0.043	0.056	0.10	0.032	0.096	0.095	0.228
TI 3F	66.43	15.48	5.41	0.08	1.64	1.22	2.56	3.68	0.76	0.22	1.63	0.567	0.055	0.056	0.029	0.038	0.162	0.102	0.159
TI 3G	65.25	15.94	5.75	0.09	1.82	0.66	2.27	4.43	0.77	0.21	1.97	0.584	0.045	0.058	0.026	0.032	0.101	0.112	0.186
TI 3H	65.39	15.88	5.76	0.10	1.85	0.47	2.07	4.30	0.79	0.22	2.35	0.612	0.046	0.063	0.010	0.028	0.082	0.106	0.177
FORMATION D'ANELLE.																			
IS 10	67.61	15.43	4.97	0.06	1.41	1.30	2.55	4.18	0.68	0.20	1.50	0.759	0.071	0.046	0.013	0.023	0.164	0.072	0.161
IS 12A	67.40	14.61	5.70	0.08	2.27	1.66	2.80	2.74	0.73	0.23	1.68	0.619	0.051	0.065	0.10	0.037	0.236	0.095	0.108
IS 12B	65.52	15.32	6.42	0.10	2.64	1.66	2.69	2.85	0.81	0.25	2.19	0.634	0.035	0.071	0.10	0.037	0.229	0.106	0.112
IS 16B	61.83	16.27	7.16	0.10	2.72	1.60	2.88	2.96	1.00	0.26	2.00	0.555	0.055	0.095	0.032	0.062	0.199	0.146	0.101
IS 16C	66.09	14.91	5.69	0.09	2.35	1.61	2.82	2.70	0.81	0.23	1.86	0.679	0.064	0.076	0.024	0.047	0.275	0.122	0.101
IS 12C Iglère	69.06	16.97	1.01	0.06	0.13	0.48	3.45	6.62	0.07	0.06	0.82	0.225	0.016	0.10	0.092	0.10	0.092	0.066	0.133
IS 12D "	68.68	14.59	3.50	0.06	1.33	2.32	3.17	3.67	0.51	0.13	0.92	0.649	0.052	0.027	0.10	0.018	0.168	0.066	0.133
IS 12E "	69.79	14.79	3.36	0.04	1.20	2.39	3.17	3.78	0.47	0.18	0.72	0.752	0.033	0.027	0.10	0.10	0.172	0.046	0.136
IS 13 "	66.12	15.56	4.52	0.07	1.89	3.37	3.24	3.03	0.60	0.13	0.88	0.583	0.045	0.038	0.10	0.036	0.182	0.087	0.104
IS 14A	67.69	15.31	4.18	0.07	1.83	2.01	3.62	3.93	0.54	0.16	1.02	0.835	0.039	0.027	0.10	0.10	0.158	0.062	0.128
IS 14B	65.73	15.31	4.63	0.06	1.88	2.27	3.53	3.04	0.59	0.19	1.90	0.584	0.048	0.035	0.060	0.021	0.176	0.087	0.097
IS 15	63.85	16.38	5.29	0.06	2.37	3.45	3.13	3.18	0.86	0.19	0.97	1.103	0.061	0.072	0.035	0.037	0.286	0.119	0.129
TI 4	65.50	15.68	5.94	0.05	1.73	0.98	2.37	3.99	0.80	0.16	1.96	0.811	0.053	0.061	0.012	0.034	0.185	0.111	0.142
TI 5A	64.89	15.15	6.47	0.07	2.66	1.76	3.32	2.98	0.90	0.23	1.58	0.806	0.055	0.081	0.014	0.037	0.280	0.112	0.113
TI 5B	70.28	13.23	4.82	0.05	2.04	1.17	3.46	2.15	0.75	0.24	1.47	0.443	0.086	0.065	0.10	0.046	0.252	0.102	0.075
TI 6A	55.42	17.44	7.79	0.13	4.95	7.45	2.44	1.38	0.96	0.23	1.90	0.367	0.082	0.140	0.013	0.051	0.319	0.193	0.042
TI 6B	68.44	13.76	5.03	0.07	2.03	1.62	3.12	2.42	0.66	0.22	1.53	0.470	0.078	0.058	0.011	0.037	0.193	0.081	0.094
TI 6C	67.42	14.50	5.49	0.10	2.11	2.11	3.34	2.56	0.79	0.23	1.06	0.633	0.084	0.065	0.10	0.046	0.277	0.101	0.096
TI 6D	62.68	16.78	6.93	0.10	2.95	1.41	2.56	3.22	0.85	0.23	2.66	0.571	0.068	0.085	0.035	0.058	0.227	0.134	0.133
TI 7	66.66	14.73	5.74	0.08	2.09	1.35	2.66	2.99	0.87	0.26	2.00	0.659	0.075	0.079	0.015	0.048	0.205	0.122	0.104
TI 11A	64.76	14.98	6.52	0.09	2.35	1.76	2.92	3.29	0.92	0.30	2.00	0.544	0.049	0.084	0.10	0.056	0.156	0.116	0.115
TI 11B	62.92	16.43	6.62	0.08	2.43	0.88	2.63	3.20	0.87	0.27	3.11	0.801	0.040	0.089	0.012	0.061	0.129	0.125	0.125
TI 8A Iglère	64.95	15.52	4.90	0.06	2.22	2.23	3.32	2.43	0.90	0.16	2.49	0.861	0.036	0.079	0.011	0.045	0.258	0.151	0.085
TI 8B	65.84	15.50	4.34	0.08	1.84	1.77	3.30	3.80	0.61	0.14	1.84	0.792	0.049	0.036	0.014	0.015	0.297	0.099	0.143
TI 10A	62.85	16.15	5.76	0.09	2.54	3.06	3.09	3.47	0.90	0.23	1.23	0.712	0.060	0.072	0.028	0.039	0.236	0.112	0.131
TI 10B	65.71	15.72	5.02	0.06	2.05	3.37	3.46	2.78	0.71	0.21	0.89	0.498	0.057	0.043	0.011	0.035	0.224	0.115	0.098
TI 10C	63.90	16.29	5.28	0.08	2.19	3.36	3.60	2.74	0.71	0.25	1.18	0.340	0.047	0.045	0.010	0.035	0.229	0.110	0.116

PLANCHES

PLANCHE I

FORMATION D'ANELLE

A - Migmatite schistoïde (paléosome). Route de St-Dalmas-le-Selvage (France).

La foliation est constituée principalement par le quartz et le plagioclase, alternant avec les lits de biotite et de mica blanc subordonné. On observe un agrégat de quartz au centre et en haut de l'échantillon. La roche est déformée par des petits plis, au style variable, qui font partie de la déformation D3.

Le leucosome, non représenté ici, est généralement constitué par des petits filons à quartz et plagioclase, d'épaisseur centimétrique en moyenne, de longueur décimétrique à métrique, parallèles ou légèrement obliques à la foliation.

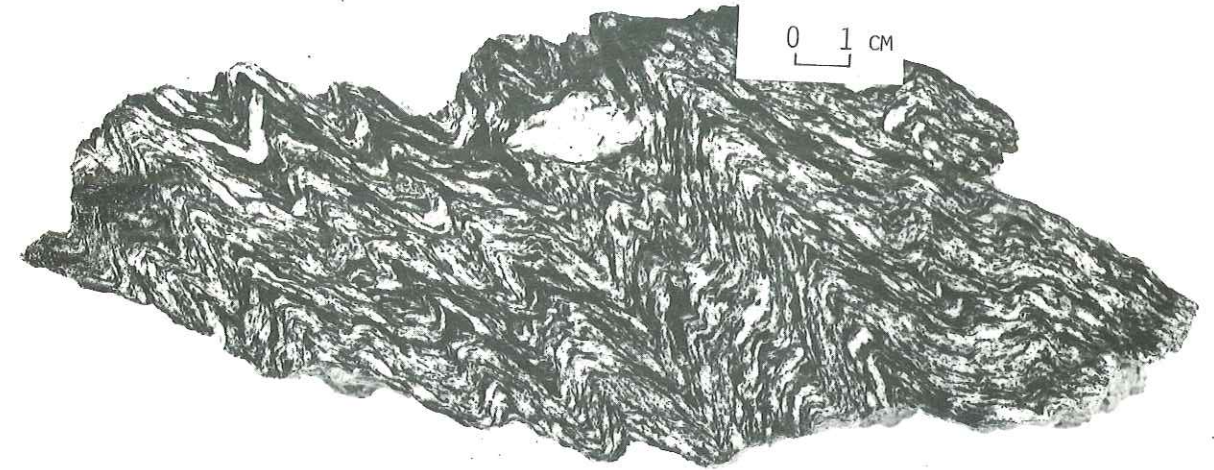
B - Migmatite schistoïde (paléosome). Ravin Rivet (France).

Cette photographie montre un autre aspect du paléosome de ces migmatites qui sont, ici, riches en mica noir. Nombreux agrégats quartzo-feldspathiques à grains déformés et/ou recristallisés.

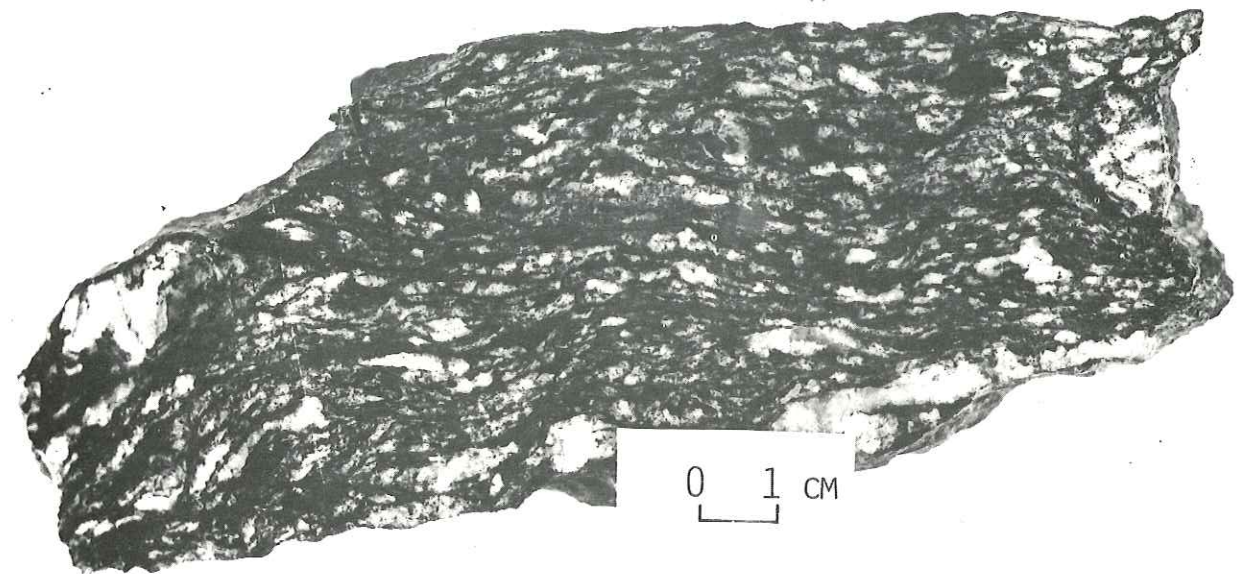
C - Gneiss clair à biotite (Iglière). 3 km au nord-ouest de St Etienne-de-Tinée (France).

On observe les lits discontinus de biotite et les lits discontinus de quartz et plagioclase, organisés en une foliation planaire caractéristique de cette roche.

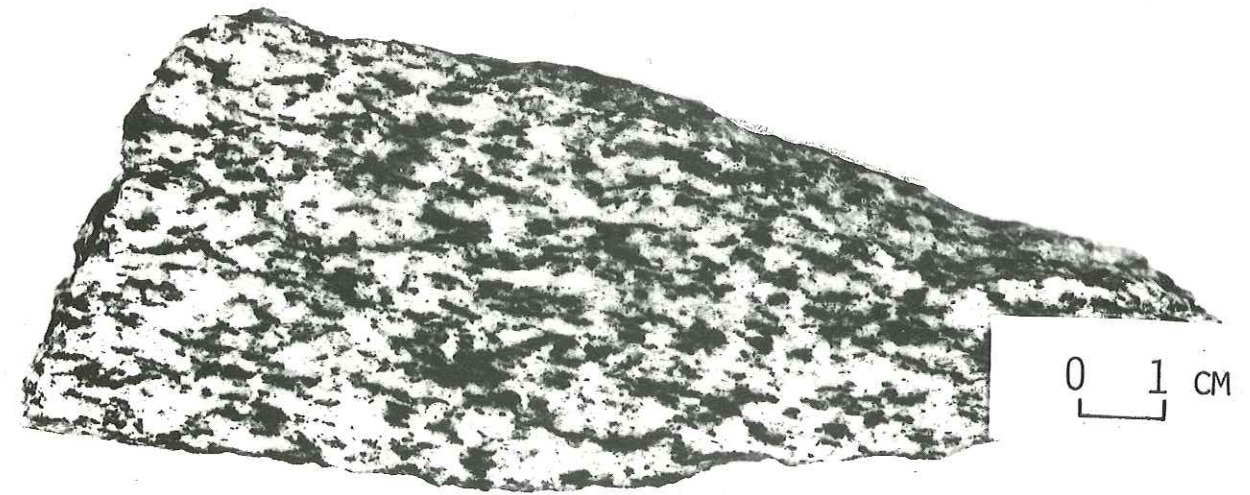
Les roches présentées ici sont sciées perpendiculairement à la foliation et à la linéation.



A



B



C

PLANCHE II

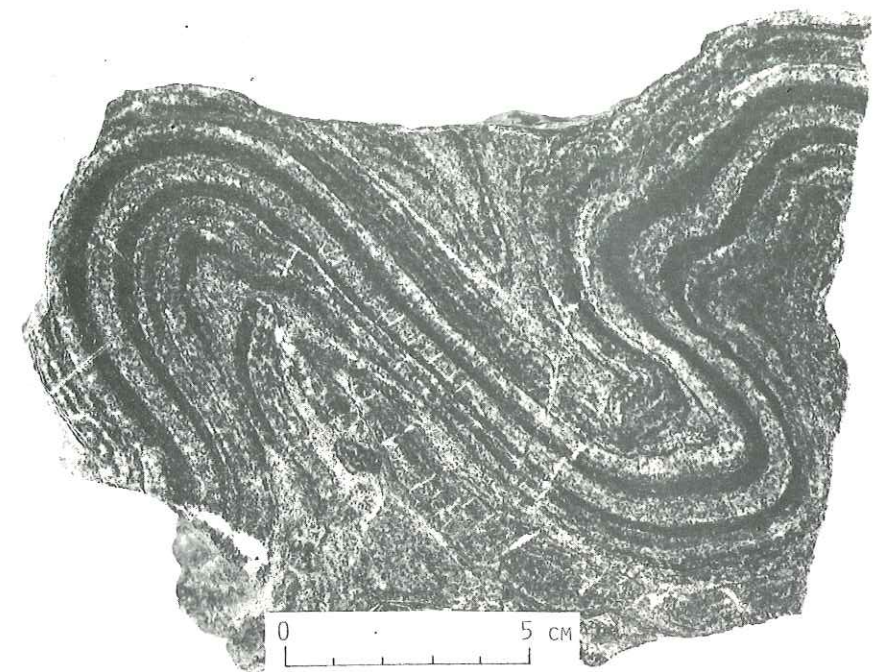
FORMATION D'ANELLE

A - Marbre rubané. Rive droite de la Tinée en aval du Hameau de Vens (France).

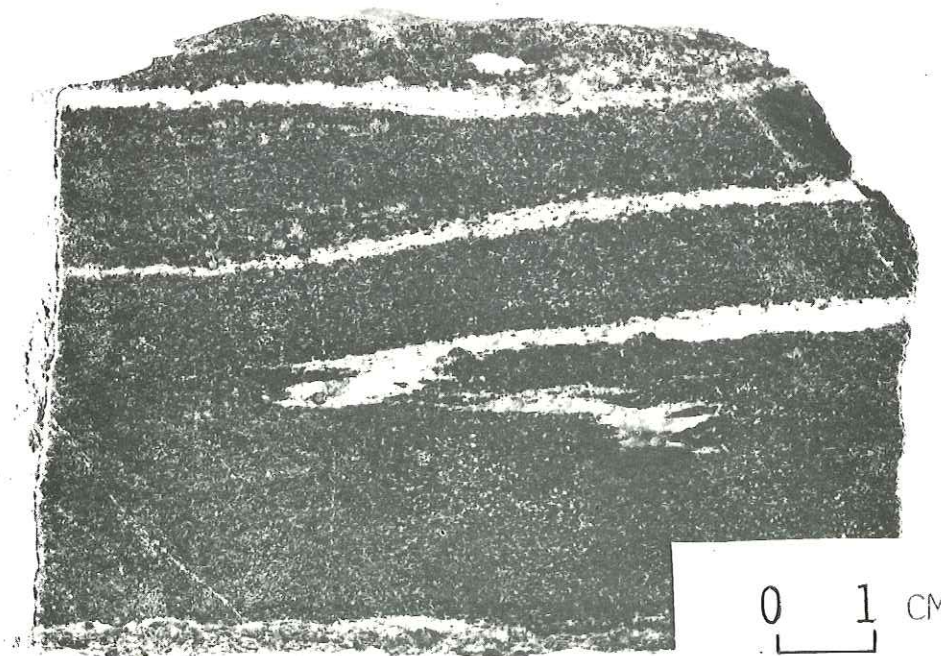
Les rubans clairs sont constitués par les lits où domine la calcite. Les rubans sombres, généralement en relief, sont principalement constitués par des silicates calciques (épidotes). La roche est déformée par les plis P3. On distingue clairement, dans le pli de gauche, des fentes de traction à remplissage de calcite, indiquant une extension parallèle au plan axial. Les charnières de chaque ruban sont isopaques ou anisopaques.

B - Amphibolite rubanée. Pont-Haut, Vallée de la Tinée.

Les rubans clairs de cette roche sont constitués par les plagioclases et quelques grains de quartz. Les parties sombres sont constituées par l'amphibole verte ou, plus rarement, par l'amphibole bleu-vert. On observe parfois des plagioclases au cœur plus clair au centre qu'à la périphérie, en lumière polarisée analysée. Le pli esquissé par le ruban clair est un pli Pl.



A



B

PLANCHE III

FORMATION DE RABUONS

A - Gneiss gris foncé à texture pélitique. Flanc droit du Ravin de Rabuons, chemin de l'Energie (France).

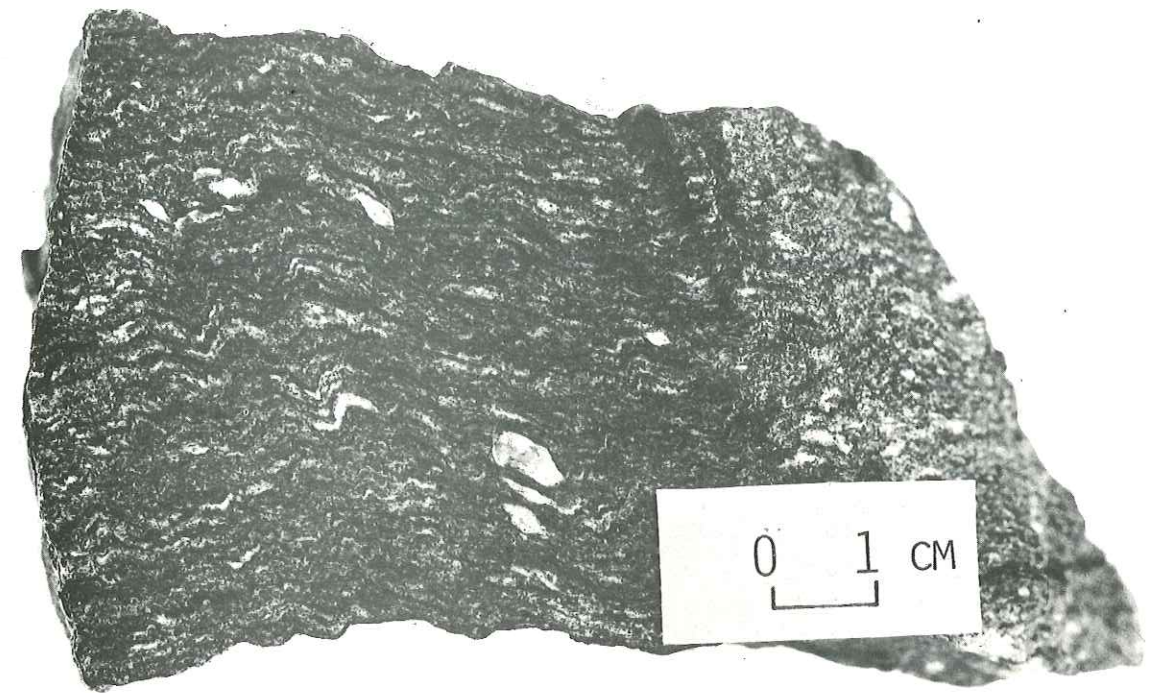
La roche est une roche à grain très fin. Les parties claires sont constituées, soit par de fins filonnets à quartz et feldspath potassique, soit par des clastes de feldspath potassique, au centre. La foliation S2 est déformée par les plis centimétriques de la déformation D4 accompagnés parfois par un clivage de crénulation plus ou moins bien exprimé.

B - Migmatite massive à paléosome de texture pélitique. Haut-Vallon de Ponte Bernardo (Italie).

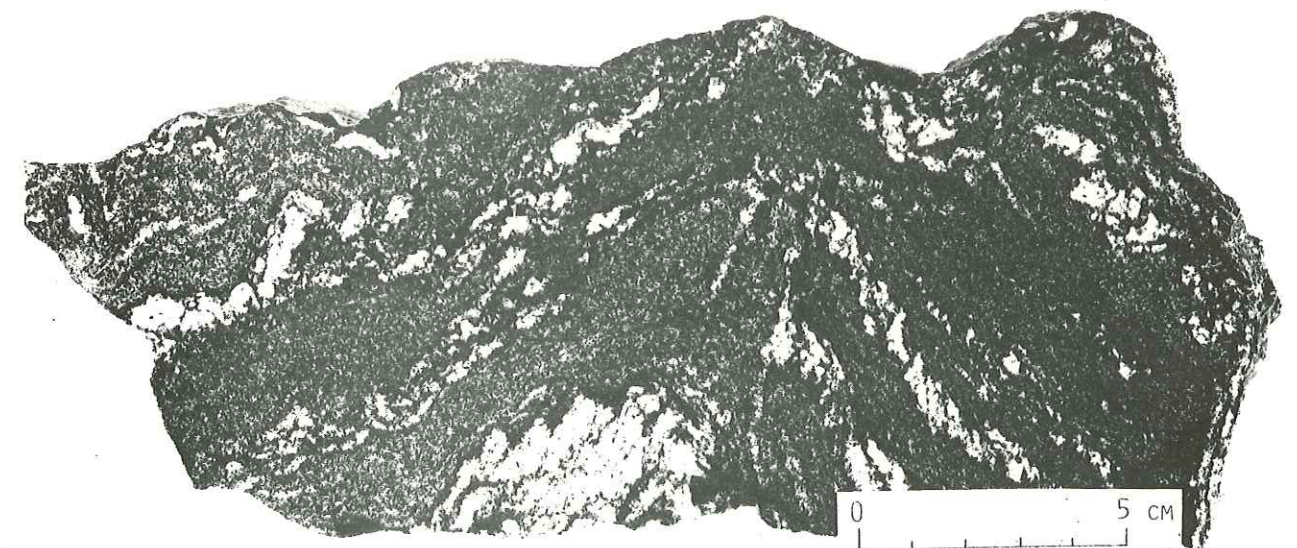
Le paléosome, sombre, est comparable à la foliation des gneiss gris de la photographie précédente. Le leucosome quartzo-feldspathique (feldspath potassique et plagioclase) est parallèle à la foliation S2.

L'ensemble est déformé par les plis P3. On observe une schistosité non pénétrative S3, dans la partie centrale et gauche de l'échantillon. Cette schistosité est aussi plan de cisaillement. On observe enfin de courts filonnets de leucosome, localisé dans le plan de schistosité.

Le leucosome peut aussi être représenté par des filons peu épais, de quelques centimètres, mais dont l'extension semble être plurimétrique ou pluridécamétrique.



A



B

PLANCHE IV

FORMATION DE RABUONS

A - Stromatite-agmatite. Flanc gauche du Haut-Vallon de Ponte Bernardo (Italie).

On observe des gneiss fins à texture pélitique, boudinés ou boudinés puis modérément tournés. Ces boudins sont inclus dans des gneiss migmatitiques ou des migmatites massives.

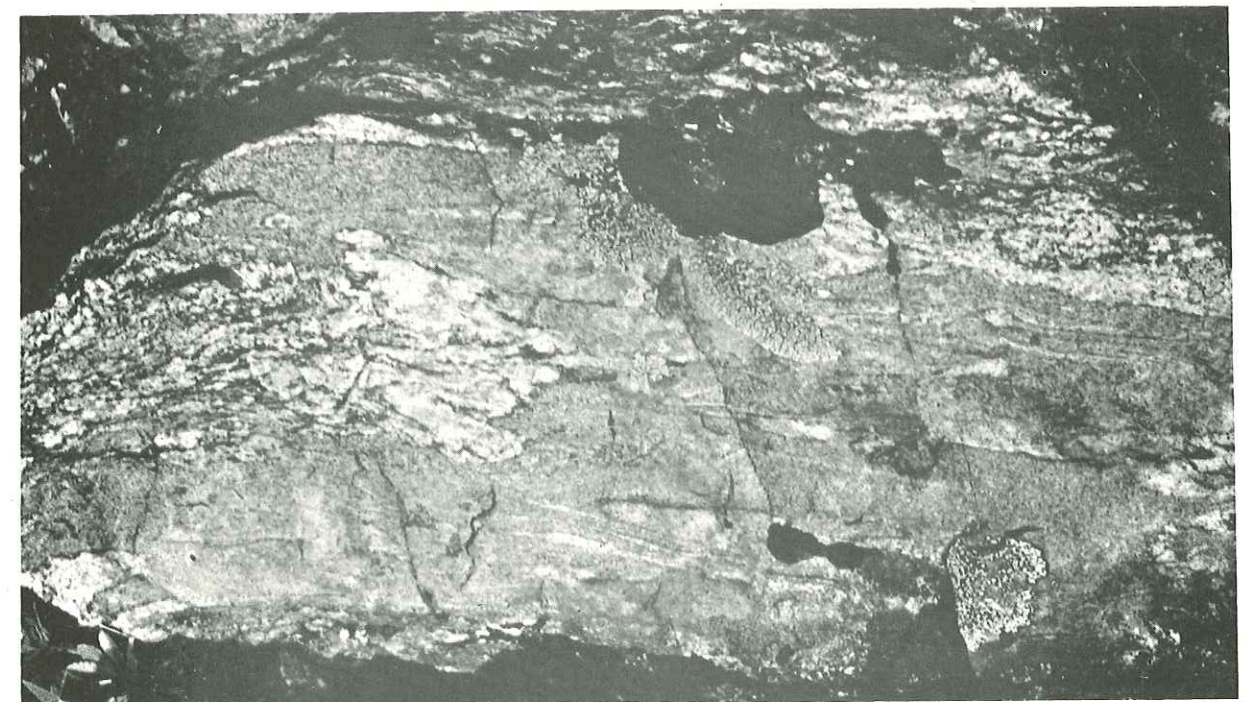
B - Stromatite-agmatite. Vallon de Salse-Morène (France).

L' "enclave", au centre de la photographie, est constituée par les gneiss gris à grain fin contenant quelques petits filonnets quartzo-feldspathiques concordants ou pénéconcordants. En haut, on observe les migmatites massives de Rabuons. La brièveté du contact entre les deux roches est caractéristique de leurs rapports géométriques. A gauche, le leucosome est déformé en plis isoclinaux.

Le bord inférieur de chaque cliché correspond à une dimension de l'ordre de deux mètres.



A



B

PLANCHE V

FORMATION DE LA VALETTA

A - Micaschiste noir. Gorge Grosse (France).

Mylonite à grain très fin, contenant des clastes de quartz. De très fins filonnets de quartz sont sécants à la foliation S'2.

B - Micaschiste à porphyroclastes. Col du Stau (Italie).

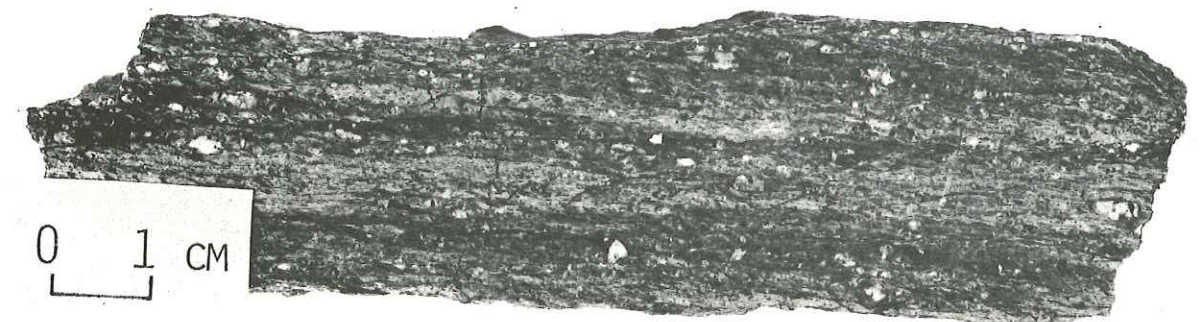
De nombreux clastes de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz parsèment la roche dont le grain est très fin. Le rubanement clair et sombre est d'origine tectonique. Le fond de la roche est composé par le quartz et des petites paillettes de séricite.

C - Marbre rubané. Flanc gauche du Vallon del Piz (Italie).

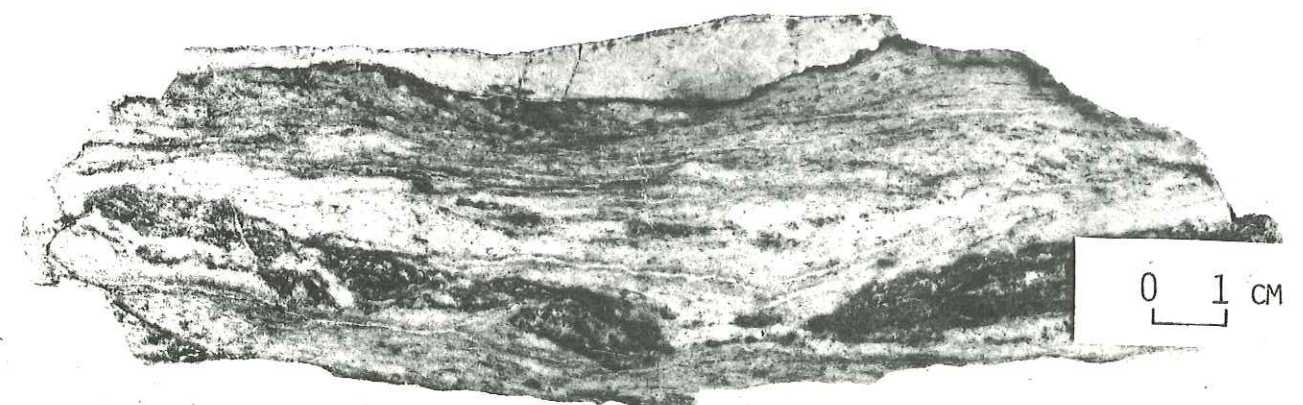
Les rubans de cette roche ne sont pas aussi réguliers que les rubans des marbres de la Formation d'Anelle. Les rubans sombres de la roche, ici photographiée, sont à silicates calciques dominants (épidotes). Les rubans plus clairs contiennent la calcite. La roche est fréquemment boudinée.



A



B



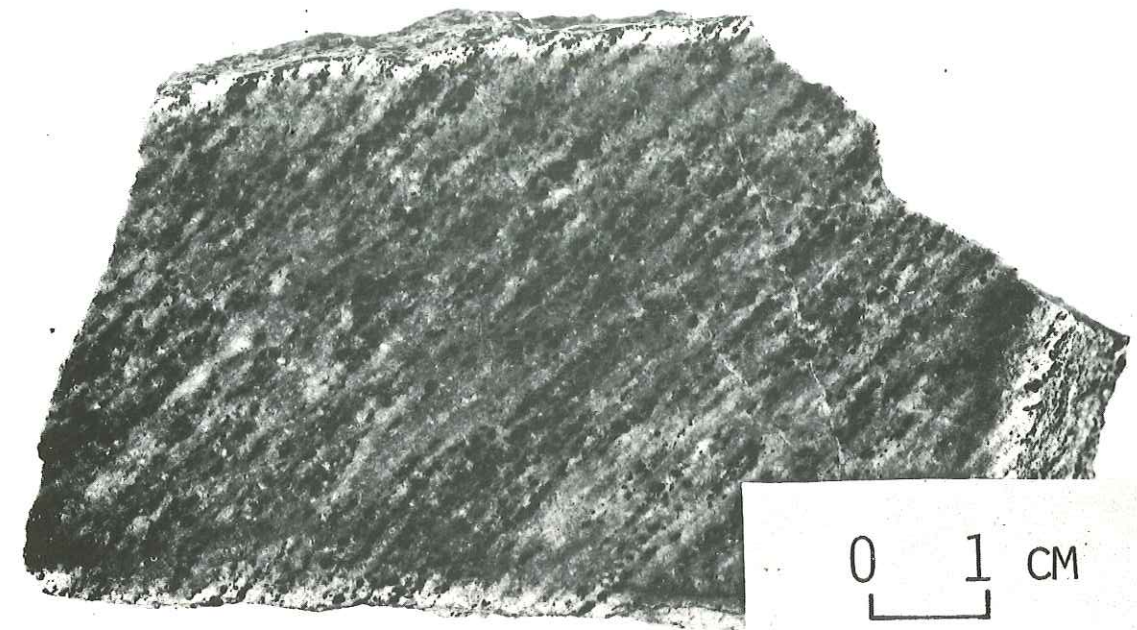
C

PLANCHE VI

FORMATION DE LA VALETTA

A - Gneiss amphibolique. Ravin de Forneris (Italie)

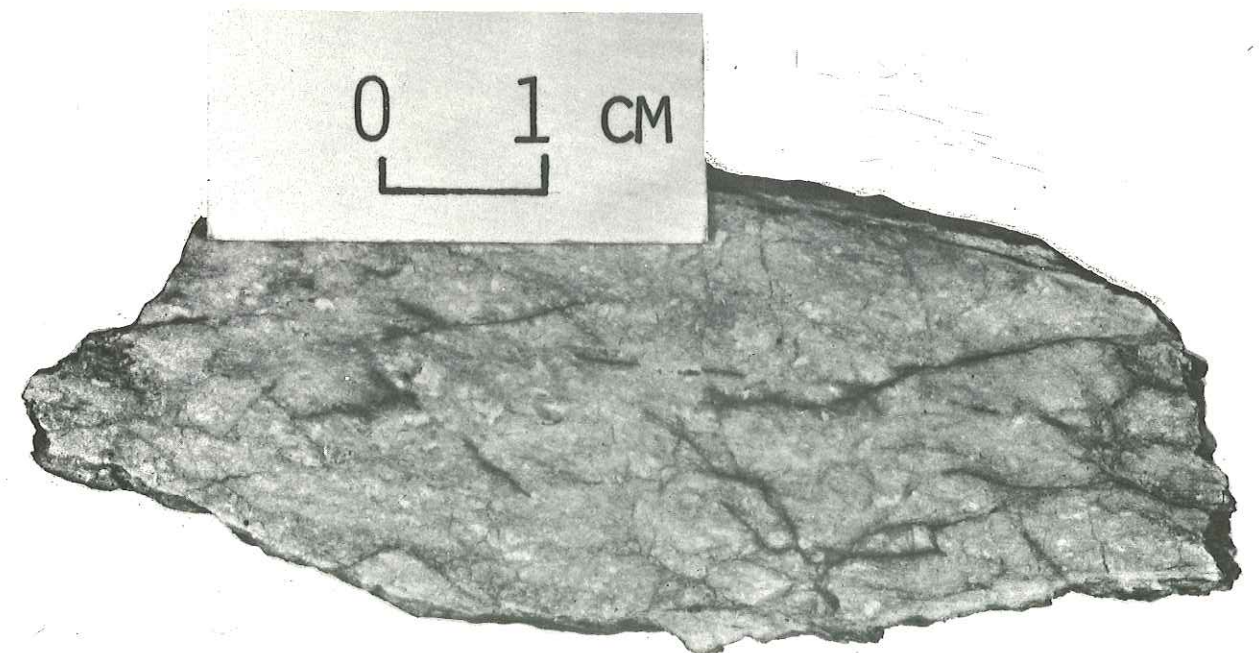
La roche est constituée par l'alternance de lits d'amphibole verte, en noir sur la photo, et de plagioclase formant les lits plus clairs. On observe peu de changements texturaux ou minéralogiques dans ces roches qui forment des intercalations de grand volume, au sein de la Formation de la Valetta.



A

B - Quartzite blanc. Rive droite de la Combe du Pilone (Italie).

Ces roches situées dans le prolongement des quartzites du Pel Brun des anciens auteurs, sont essentiellement composées par le quartz, en forme de tablettes. La fracturation recoupant cet échantillon est probablement alpine, étant donné la proximité du décrochement dextre de l'Inciano, lui-même d'âge alpin.



B

PLANCHE VII

FORMATION DE MALINVERN

A - Gneiss leucocrate massif. Nord-est du Becco-Rosso (Italie).

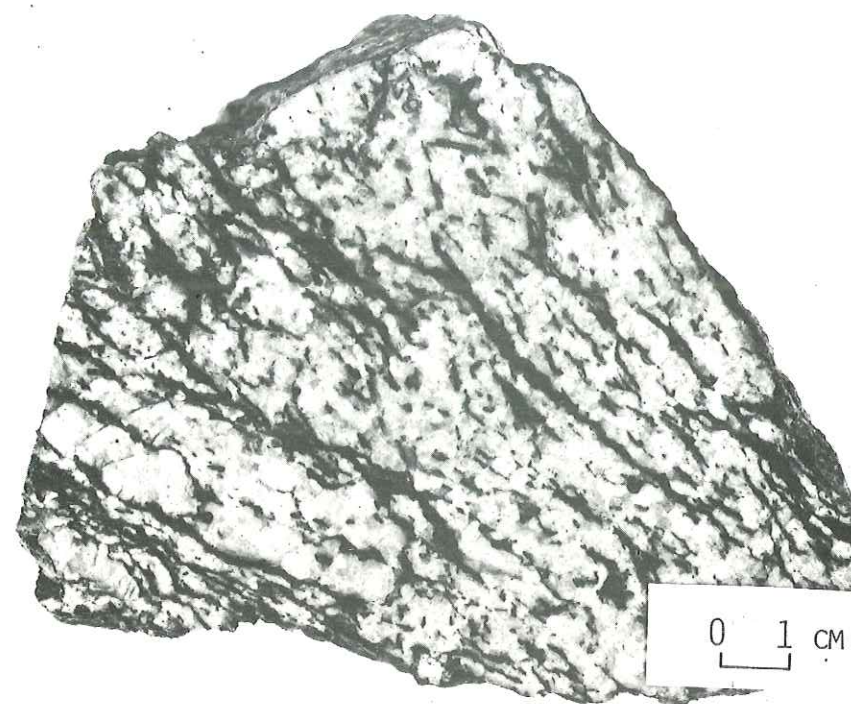
Cette roche montre la caractéristique essentielle de cet orthogneiss : des lits clairs très épais à quartz, feldspath potassique et plagioclase d'une part, et des rubans discontinus de biotite d'autre part. L'ensemble est plus ou moins ondulé. Comparer cette roche avec les gneiss clairs d'Iglière de la Planche I C.

B - Gneiss à texture mylonitique. Flanc gauche de Vallon del Piz (Italie).

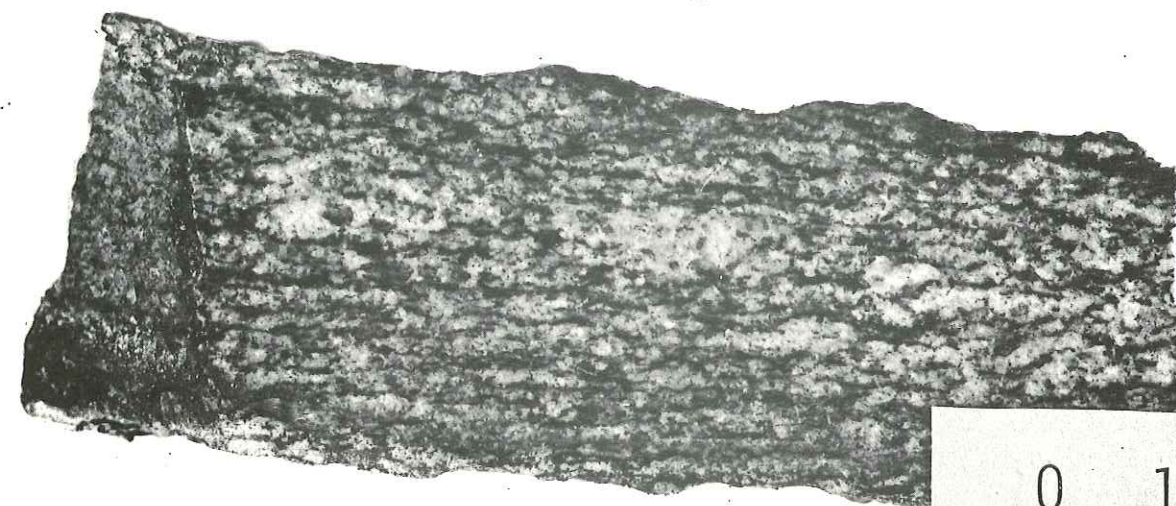
Cette roche, dont la composition minéralogique est en tous points comparable à la roche précédente, forme, au sein de celle-ci, des lentilles très allongées, parallèles à la foliation des gneiss leucocrates. Les minéraux clairs sont fréquemment cassés. On observe néanmoins un début de recristallisation qui s'exprime par les bords flous de certains agrégats clairs.

C - Gneiss à texture glanduleuse. Rive droite du Rio Ferrière (Italie).

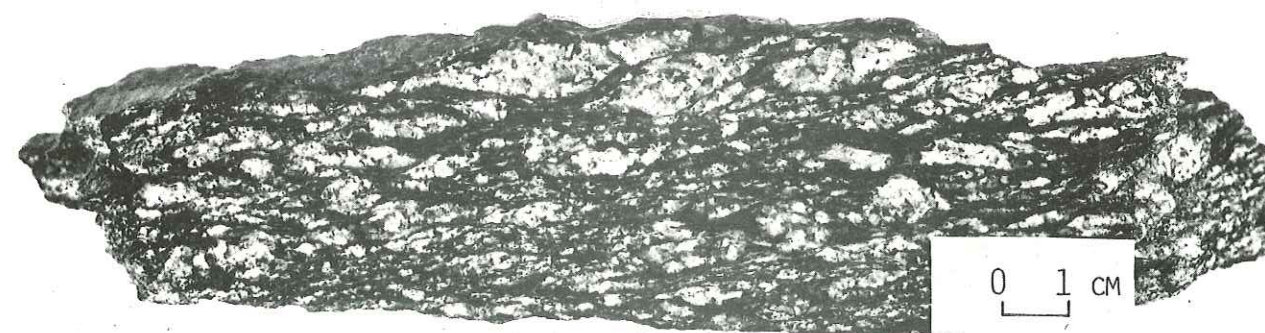
Cette roche dérive par mylonitisation des gneiss leucocrates ; les conditions de gisement sont identiques à la roche décrite en B. On observe une texture en amygdales, typique d'une mylonite (déformation non coaxiale). La recristallisation est faible.



A



B



C

PLANCHE VIII

FORMATION DE MALINVERN

A - Gneiss à texture mylonitique. Rive gauche du Vallon du Piz (Italie).

Cette roche, située au sein des gneiss leucocrates, montre une texture mylonitique amygdalaire, encadrant une roche à grain plus fin, moins orientée, où la recrystallisation a des effets prononcés.

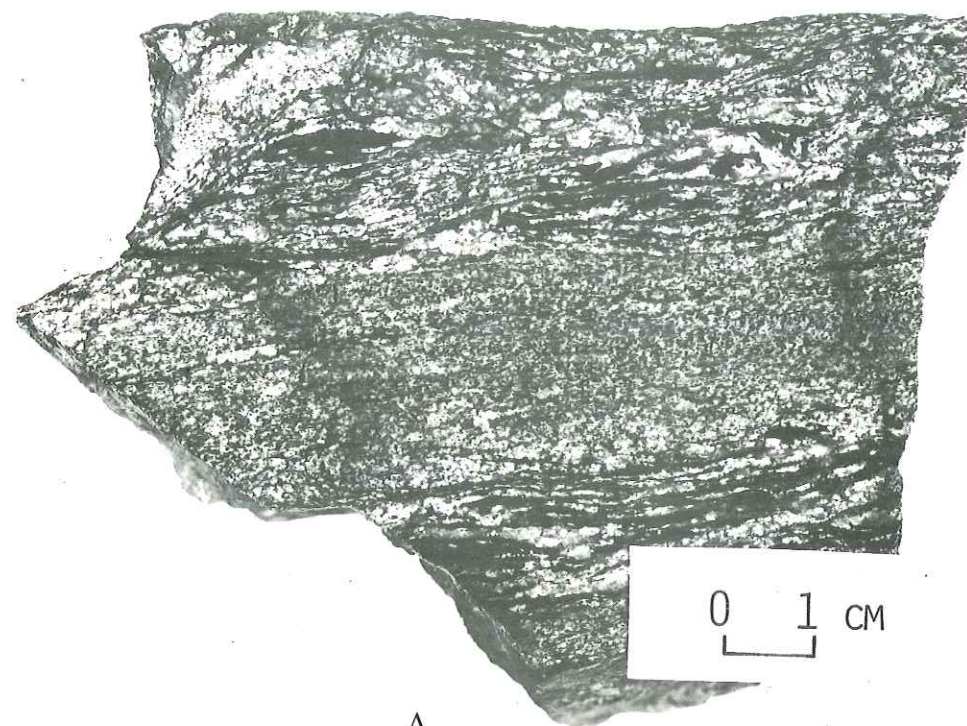
B - Gneiss pélitiques rubanés à nodules de quartz et sillimanite. Canal d'amenée de la conduite forcée, rive gauche du Vallon du Piz (Italie).

On observe des rubans leucocrates à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, étirés ou boudinés et plissés. Le grain de la roche, très fin, est en réalité très peu déformé, car recrystallisé. Les nodules à quartz et sillimanite, sombres à coeur plus clair, sont tous alignés dans la même direction qui est celle de l'axe des plis P'4.

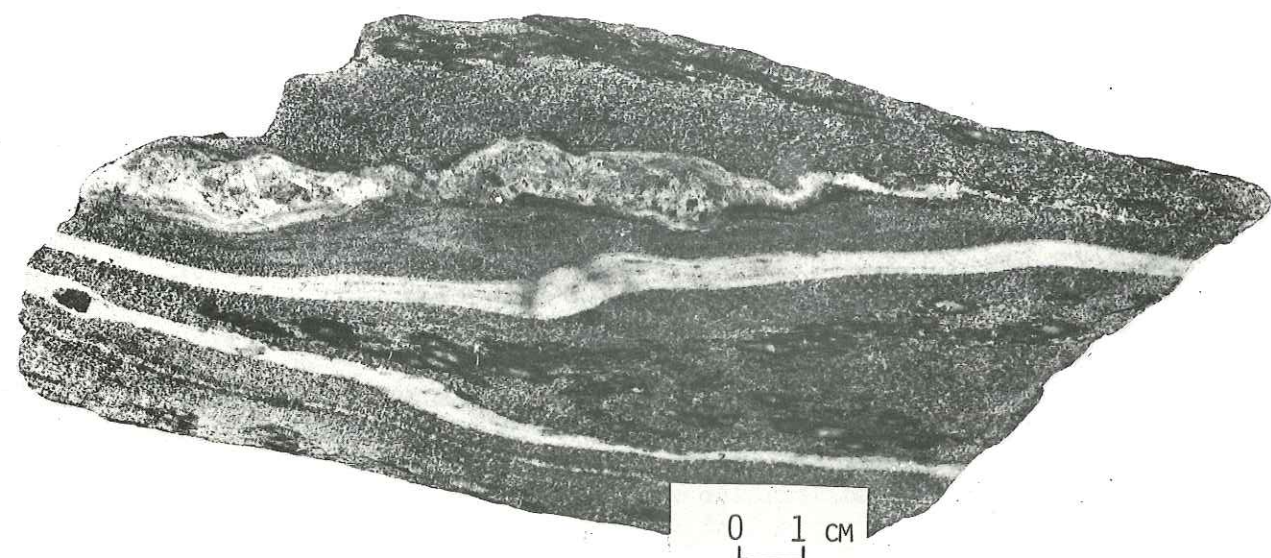
C - Granite à biotite. Rive gauche du Vallon du Piz (Italie).

Ce granite, qui recoupe la Formation de Malinvern sous forme de petits stocks, montre parfois une certaine organisation des micas noirs, comme au centre de l'échantillon.

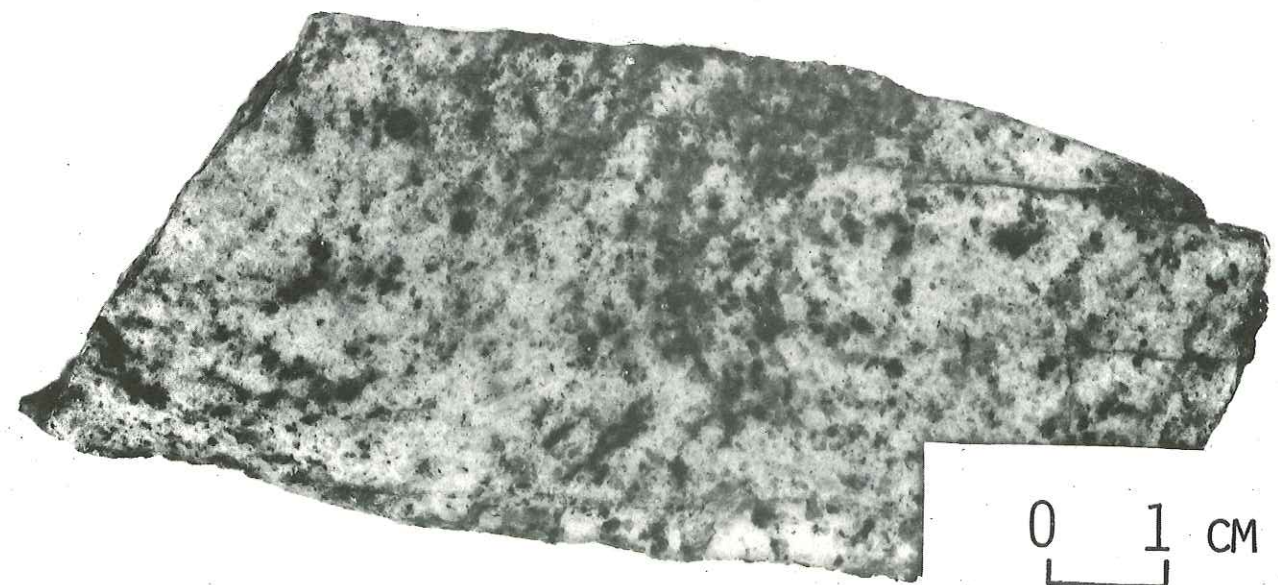
VIII



A



B



C

BIBLIOGRAPHIE

- AICARD A., AUTRAN A., GERARD J. et LOUGNON J. 1968 - Sur l'âge tertiaire, syntectonique et synmétamorphique du gisement plombo-zincifère de Valauria (commune de Tende, Alpes-Maritimes). Bull. B.R.G.M. (France), n° 1, 14 p., 2 fig., 2 pl.
- ARNAUD H., DEBELMAS J., FLANDRIN J., GIDON M. et KERCKOVE C. 1976 - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XVIII, n° 4, p. 973-979, 2 fig.
- AUDREN Cl., BRUN J.P., COBBOLD P., COGNE J., IGLESIAS M., JEGOUZO P., LECORRE Cl., LE METOUR J., LETHEOFF B. et RABU D. 1976 - Données complémentaires sur la géométrie du plissement et sur les variations de forme et d'orientation de l'ellipsoïde de déformation dans l'axe hercynien ibéro-marocain. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XVIII, n° 3, p. 757-762, 1 fig.
- AUDREN Cl. et LE METOUR J. 1976 - Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du Golfe du Morbihan. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XVIII, n° 4, p. 1041-1049, 4 fig., 2 tabl.
- AUTRAN A. 1964 - Sur la signification de la structure planaire dans le massif granitique de Mont-Louis (Pyrénées-Orientales). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, D, p. 6191-6196, 1 fig.
- AUTRAN A. 1978 - Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. P.I.G.C. Projet 29. Contribution française n° 3, Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic region. Geol. Surv. Canada. Paper 78-13, 11 fig., p. 159-175.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. 1966 - Discordance du paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique ante-hercynien dans le massif des Albères. (Pyrénées-Orientales). C.R. Acad. Sci. Paris. t. 263, D, p. 317-320, 1 fig.

- AUTRAN A. et GUITARD G. 1969 - Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées-Orientales). Liaison avec la nappe du Canigou. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 269, D, p. 2497-2499, 1 fig. 1 pl.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. 1970 - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. Bull. Soc. géol. de France. (7), XII, n°4, p. 673-731, 18 fig., 1 carte, 3 pl., 3 tabl.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. et GUITARD G. 1974 - Sur le mécanisme de la schistosité. Centenaire de la Société géologique de Belgique. Géologie des domaines cristallins. Liège. p. 89-121, 6 fig., 4 pl.
- AYRTON ST.N. et RAMSAY J.G. 1974 - Tectonic and Metamorphic events in the Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 2/3, p. 603-639, 11 fig.
- BAILEY E.H. et STEVENS R.E. 1960 - Selective staining of K feldspar and plagioclase in rock slabs and thin sections. Am. Mineralogist, 45, p. 1020 à 1025, 1 fig.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. 1963 - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In livre à la Mémoire du Professeur P. FALLOT, t. II, p. 331-377, 9 fig., 2 pl.
- BARBIERI A. 1970 - Etude pétrographique de la partie orientale du Massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la chronométrie du Massif. Thèse de 3° cycle. Grenoble. 127 pages.
- BARD J.P. et LOUEYIT G. 1978 - Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central). Conséquences tectoniques. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XX, n°5, p. 751-772, 8 fig., 2 pl.
- BARFETY J.Cl., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. 1979 - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. C.R. Acad. Sci. Paris. D, t. 289, p. 1207-1210, 1 fig.
- BAROOAH B.C. 1970 - Significance of calc-silicate rocks and metaarkose in the Lewisian complex. South-east of Scourie. Scott. J. Geol., 6, (2), p. 221-225, 1 tabl.
- BARTOLI F., PECHER A. et VIALON P. 1974 - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du Massif de l'Oisans. (Partie nord du Haut-Dauphiné cristallin). Géol. Alpine. t. 50, p. 17-26, 4 fig.

- BAUDELOT S., DOUBINGER J., DURAND-DELGA M. et VELLUTINI P. 1976 - Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du nord-ouest de la Corse. Bull. Soc. géol. de France (7), XVIII, p. 1221-1228, 1 fig., 1 pl., 1 tabl.
- BEARTH P. 1963 - Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand Saint-Bernard dans le Valais (Suisse). In livre à la Mémoire de P. FALLOT. t. II, p. 407-418, 1 fig.
- BELLIÈRE J. 1957 - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Ann. Soc. géol. de Belgique. T. LXXXI, 198 p., 33 fig., 29 photos, 1 carte.
- BERTHELSEN A. 1960 - An example of a structural approach to the Migmatites problem. 21 st. Int. Geol. Congr. Norden. Pt 14, p. 147-157, 1 tabl. 3 fig.
- BERTRAND J.M.L. 1974 - Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse. Montpellier. 350 p., nbres fig., 1 carte.
- BOGDANOFF S. 1970 - Quelques précisions sur la structure et le métamorphisme du Massif de l'Argentera au nord de St Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sci. Paris. t. 270, D, p. 2893-2896.
- BOGDANOFF S. 1973 - Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne noire. (Monts de l'Espinouse, Hérault). Bull. B.R.G.M., I, n° 1, p. 1-28, 20 fig., 3 pl.
- BOGDANOFF S. 1973 - Pli pennique et déformations superposées dans la partie nord-ouest du Massif métamorphique de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). R.A.S.T. Paris.
- BOGDANOFF S. 1973 - Contribution à la feuille au 1/50 000° Larche : le socle de l'Argentera-Mercantour. Contours remis au coordinateur.
- BOGDANOFF S. et PRUNAC M. 1976 - Tectonique des gneiss et migmatites du Massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). France et Italie. 4° R.A.S.T. Paris.
- BOGDANOFF S. et SCHOTT J.J. 1977 - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permians du sud de l'Argentera. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XIX, n° 4, p. 909-916, 4 fig.
- BOGDANOFF S. 1978 - Carte tectonique de la France au 1/1 000 000°, B.R.G.M. Le socle de l'Argentera-Mercantour.
- BOGDANOFF S. et PLOQUIN A. 1979 - Les migmatites et les gneiss du Massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). Apport de deux coupes géochimiques. 7° R.A.S.T. Lyon.
- BOGDANOFF S. et PLOQUIN A. 1979 - Les migmatites et les gneiss du Massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). Apport de deux coupes géochimiques. Bull. Soc. géol. de France (à paraître).

- BORDET P. 1950 - Le dôme permien de Barrot (A.M.) et son auréole de terrains secondaires. B.S. Carte géol. de France. n° 228, T.XLVIII, 39 p., 12 fig., 1 carte.
- BOUCARUT M. 1967 - Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif (Alpes-Maritimes). C.R. Acad. Sci. Paris. t. 264, D, p. 1573-1576, 1 fig.
- BOYER Cl., HAVETTE A. et WILHELM S. 1973 - Sur des feldspaths noirs non magmatiques dans les paléovolcanites acides de Vendée. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 277, D, p. 265-267, 1 fig.
- BRIDGWATER D., WATSON J. et WINDLEY B.F. 1973 - The archean craton of the North-Atlantic region. Phil. Trans. R. Soc. London. A 273, p. 493-512, 1 fig., 1 pl., 1 tabl.
- BRUN J.P. 1975 - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de St Malo (Massif Armoricaire). Analyse de la déformation. Thèse 3° cycle. Inédit. Rennes. 97 p., 111 fig.
- BRUN J.P. 1977 - La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le massif de Saint-Malo. (Massif Armoricaire, France). Can. J. Earth Sci. 14, p. 1697-1707, 7 fig., 1 tabl.
- BRUN J.P. 1978 - Le problème de l'interprétation des directions "a" déterminées par l'étude des linéations déformées. Geol. Rundsch. Bd. 67, H. 1, p. 305-313, 4 fig.
- BRUN J.P. et MARTIN H. 1978 - Relations métamorphisme - déformations au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : le massif de St Malo (France). Bull. Soc. géol. France. (7), t. XX, n° 1, p. 91-101, 8 fig., 2 tabl.
- CARME F. 1965 - Sur deux formations, d'origine volcaniques, des schistes cristallins ante-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci. Paris t. 260, D, p. 6401-6404.
- CARME F. 1965 - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins ante-houillers du Taillefer. (Chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci. Paris. t. 260, D, p. 6656-6659.
- CARME F. 1970 - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 271, D, p. 2232-2235.
- CARME F. 1970 - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique ante-hercynien sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci. Paris. t. 271, D, p. 631-633.
- CARME F. 1971 - Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes : corrélations entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 273, D, p. 1

- CARME F. 1971 - Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes : corrélations entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, D, p. 1671-1674.
- CARME F. 1973 - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 277, D, p. 2309-2312, 1 fig.
- CARON J.M. 1974 - Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes Cottiennes septentrionales (France et Italie). Bull. Soc. géol. de France. (7) XVI, n° 3, p. 255-263, 5 fig.
- CARON J.M. 1977 - Lithostatigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. Sciences géologiques. Mem. n° 48, 326 p., 288 fig.
- CHAPPLE W.M. 1978 - Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. Geol. Soc. of America Bull. V. 89, p. 1189-1198, 5 fig., 1 tabl.
- CHATTERJEE N.D. 1961 - The alpine metamorphism in the Simplon Area. Switzerland and Italy. Geol. Rundschau. 51-1, 3 pl., 17 fig., 53 diagrammes.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. 1964 - Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. Bull. suisse Mineral. Petrogr. 44-1, p. 43-60.
- CHESWORTH W. 1970 - Anatexie dans une partie de la province de Grenville d'Ontario. Bull. Soc. géol. France. (7) XII, n° 5, p. 875-878, 3 fig. 1 tabl.
- CLUZEL D. 1977 - Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales. Thèse de Spécialité, Orsay. 347 p., 237 fig., 8 pl.
- COBBOLD P.R. 1977 - Description and origin of banded deformation structures. I, Regional strain, local perturbations, and deformed bands. Can. J. Earth Sci., 14, p. 1721-1731, 5 fig., 1 tabl.
- COGNE J. 1963 - Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antecambrien récent dans le Massif Armoricaire. Bull. Soc. géol. France, (7) IV, p. 413-430, 2 fig., 3 tabl.
- COLLOMB P. 1960 - La linéation dans les roches. Bull. trimestr. Serv. inf. B.R.G.M. n° 48, 11p., 6 fig.
- COLLOMB P. 1966 - Tectoniques superposées et contrôle mécanique du métamorphisme dans le Rouergue hercynien (Sud-Ouest du Massif Central Français). In Etages tectoniques. La Baconnière. Neuchâtel. p. 193-203, 2 fig.
- COMTE P. 1930 - Sur la Géologie du bassin de la Haute-Tinée. D.E.S. Paris. 65 p., 3 cartes.

- COMPAGNONI R., LOMBARDO B. et PRATO R. 1974 - Andalousite et sillimanite aux contacts du granite central de l'Argentera (Alpes-Maritimes). Rend. della Soc. Italiana di Min. e Petrologia. Vol. XXX, p. 31-54, 8 fig.
- COORAY P.G. 1970 - Charnockites as metamorphic rocks. Am. J. of Science. Vol. 267, p. 969-982.
- CORSIN P. et AREVIAN A. 1956 - Sur la présence du Permien inférieur à plantes dans le Vallon de Roya près de St Etienne-de-Tinée. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 243, D, p. 1776-1778.
- COWARD M.P. 1973 - Flat-lying structures within the Lewisian basement gneiss complex of NW Scotland. Proc. Geol. Association. Vol. 85, p. 459-472, 7 fig.
- COWARD M.P. 1973 - Heterogeneous deformation in the development of the Laxfordian complex of South Uist, Outer Hebrides. Jl. geol. Soc. London. Vol. 129, p. 137-160, 7 fig.
- COWARD M.P. 1976 - Strain within ductile shear zones. Tectonophysics 33, Vol. 3/4, p. 181-197, 13 fig.
- COWARD M.P., FRANCIS P.W., GRAHAM R.H., MYERS J.S. et WATSON J. 1969 - Remnants of an early metasedimentary assemblage in the Lewisian complex of the Outer Hebrides. Proc. Of the Geol. Association. Vol. 80, Part 4, p. 387-408, 6 tab., 3 fig.
- COWARD M.P., FRANCIS P.W., GRAHAM R.H. et WATSON J. 1970 - Large-scale Laxfordian structures of the Outer Hebrides in relation to those of the scottish mainland. Tectonophysics. 10, p. 425-435, 2 fig.
- COWARD M.P. et SIDDANS A.W.B. 1979 - The tectonic evolution of the Welsh Caledonides. Jl. geol. Soc. London. In press.
- DASH B. 1969 - Structure of the Lewisian rocks between Strath Dionard and Rhiconick, Sutherland, Scotland. Scott. J. Geol. (5), p. 347-374, 13 fig., 1 tabl., 1 pl.
- DEARNLEY R. et DUNNING F.W. 1968 - Metamorphosed and deformed pegmatites and basic dykes in the Lewisian complex of the Outer Hebrides and their geological significance. Quart. J. geol. Soc. London. Vol. 123, p. 335-378, 9 fig., 8 pl.
- DEBAT P. 1967 - Etude pétrographique des gneiss ocellés intercalés dans la série micaschisteuse du Sorézois (Montagne Noire). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. Tome XC, n° 2, p. 236-240, 2 fig.
- DEBELMAS J. 1974 - Géologie de la France. 2 : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin Ed. Paris. 249 p., 108 fig., 3 pl.
- DEBELMAS J. 1975 - Les Alpes et les théorie des plaques. Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn. (2), vol. XVII, fasc. 3, p. 195-208, 4 fig.

- DEBELMAS J. 1975 - Le prolongement des Alpes orientales à l'intérieur de l'Arc des Alpes occidentales et dans les Apennins du Nord. In Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava. p. 131-139, 2 fig.
- DEBELMAS J. 1975 - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniques. Bull. Soc. géol. de France. (7), t. XVIII, 6, p. 1002-1012, 5 fig.
- DEBELMAS J. 1976 - Théorie des plaques et genèse des chaînes de montagnes. Implications sur la notion de chaînes géosynclinales. Géologues. 37, p. 25-44, 4 fig.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. 1964 - La structure et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. In "L'information scientifique". 32 p., 10 fig., 1 pl.
- DEBELMAS J. et USELLE J.P. 1966 - La fin de la nappe de Morcles dans le Massif du Haut-Giffre. Bull. Soc. géol. de France. (7), VIII, p. 337-343, 3 fig.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN M.A. 1963 - Rock forming minerals. Longmans Ed. 5 volumes, nombreuses figures et tableaux.
- DEMANGE M. 1975 - Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). Bull. B.R.G.M. (France). 1, 2, 2° série, p. 91-139.
- DEMAY A. 1942 - Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisation et injections magmatiques syntectoniques. Mem. Carte géol. France. 257 p., 19 pl., 29 fig.
- DENNIS J.G. 1967 - International tectonic dictionary. English terminology. American Association of Petroleum geologist. 196 p., 37 fig.
- DERAMOND J., MIROUSE R. et SOULA J.C. 1971 - Déformations hercyniennes superposées dans la vallée de la Valira del Oriente (Pyrénées Andorranes). C.R. somm. Soc. géol. de France. fasc. 16, p. 123-124, 1 fig.
- DEWAARD D. 1969 - The occurrence of charnokite in the Adirondackes. A note on the origin and definition of charnokite. Am. J. of Science. Vol. 267, p. 983-987, 1 tabl.
- DEWEY J.F., MC KERROW W.S. et MOORBATH S. 1970 - The relationship between isotopic ages, uplift and sedimentation during ordovician times in Western Ireland. Scott. J. Geol. 6 (2), p. 133-145, 5 fig. 1 tabl.
- DIETERICH J.H. 1969 - Origine of cleavage in folded rocks. Am. J. of Science. Vol. 267, p. 129-154, 10 fig., 1 tabl.
- DIETRICH R.V., MEHNERT R.K., BARTH T.F.W., SORENSEN H., POLKANOV A.A., ROQUES M., et BERTHELSEN A. 1960 - Symposium on migmatite nomenclature. Report of the Twenty-First session Norden. Part XXVI, Proceedings of section, 1-21, p. 54-78, 1 fig.

- DIXON J.M. 1976 - Apparent "double rotation" of porphyroblasts during a single progressive deformation. *Tectonophysics*. 34, p. 101-115, 7 fig.
- DOLLINGER G. et BLACIC J.D. 1975 - Deformation mechanisms in experimentally and naturally deformed amphiboles. *Earth and Planetary Science letters*. 26, p. 409-416, 5 fig.
- DONNOT M. et GUERANGE B. 1978 - Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de Lacagne (Tarn, Aveyron, Hérault) - versant nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M. Section I*, n° 4, p. 333-363, 4 fig. 3 pl.
- ELLENBERGER F. 1958 - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mem. Carte géol. France*. 561 p., 11 fig., 41 pl., 1 carte.
- ELLENBERGER F. 1963 - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. In *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*. p. 383-393, 3 fig.
- ELLENBERGER F. 1965 - Le style pennique : rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 260, D, p. 4008-4011.
- ELLENBERGER F. 1967 - Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'Arc de St-Chinian) ; notes sur les charriages cisaillants. *Revue géogr. Phys. Géol. Dyn.* 2, vol. IX, fasc. 2, p. 42-87, 23 fig., 2 pl.
- ELLENBERGER F. 1967 - Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du Massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne Noire). *C.R. somm. Soc. géol. de France*. 6, p. 226-227, 1 fig.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. 1967 - Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures surimposées. *C.R. Acad. Sci. Paris*. D, t. 264, p. 1569-1572, 1 fig, 1 pl.
- ELLENBERGER F. et SANTARELLI N. 1974 - Les schistes "X" de la Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*. D, t. 278, p. 2409-2412, 1 fig.
- ELLENBERGER F. - LEMOINE M. 1978 - Historical background and general framework of European geology. In *Geological Atlas of Alpine Europe*, p. 1-4, 13 fig.
- ESCHER A. 1966 - Tectonic levels in the precambrien of South Greenland. In *"Etages tectoniques"*. Neuchâtel. La Baconnière, p. 141-150, 4 fig. 1 tabl.
- ESCHER A., ESCHER J.C. et WATTERSON J. 1975 - The reorientation of the Kangamiut dyke swarm, West Greenland. *Can. J. Earth Sc.*, vol. 12, n° 2, p. 158-173, 16 fig.
- ESCHER A. et WATTERSON J. 1974 - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*. 22, p. 223-231, 4 fig.

- ESKOLA P.I. 1929 - A propos des faciès de minéraux. *Geologiska Föreninges i Stockholm Förhandlingar*. T. 51, vol. 2, p. 157-172.
- ESKOLA P.I. 1948 - The problem of mantled gneiss domes. *Quart. J. geol. Soc. London*. Vol. CIV, p. 461-476, 8 fig.
- ETAGES TECTONIQUES. COLLOQUES DE NEUCHÂTEL. Avril 1966. La Baconnière Ed. Neuchâtel 1967. 27 articles, 334 p., nombreuses figures et planches.
- EXNER C. 1963 - Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. In *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*, t. II, p. 503-515, 6 fig., 1 tabl.
- FAURE-MURET A. 1947 - Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la Vallée de la Tinée (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 224, D, p. 205-207, 1 fig.
- FAURE-MURET A. 1947 - Sur la géologie des vallées de Mollières et de Castiglione (Chastillon). Massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 224, D, p. 941-942.
- FAURE-MURET A. 1948 - Tectonique alpine et tectonique ante-triasique au nord-ouest du Massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 226, D, p. 1025-1027, 1 fig.
- FAURE-MURET A. 1951 - Sur les phases hercyniennes tardives dans le Massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 232, D, p. 1361-1363.
- FAURE-MURET A. 1955 - Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mem. Carte géol. de France*. 336 p., 60 fig., 8 tabl., 6 pl., 19 planches photos, 1 carte au 1/100 000°.
- FAURE-MURET A. et SUTTER G. 1949 - Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 228, D, p. 406-408.
- FERRARA G. et MALARODA R. 1969 - Radiometric age of granitic rocks from the Argentera Massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It.* 88, p. 311-320, 4 fig., 3 tabl.
- FLINN D. 1962 - On folding during three dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. London*. Vol. 118, 4, p. 385-433, 16 fig., 6 tabl.
- FLINN D. 1965 - On the symmetry principle and the Deformation Ellipsoid. *Geological Magazine*. p. 36-45, 1 fig.
- FONTEILLES M. 1970 - Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du Massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *Bull. B.R.G.M. (France)*. (2), IV, n° 3, p. 21-72, 7 fig., 1 carte.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. 1971 - Sur les conditions de formation du grenat almandin et de la staurotide dans les métapélites mésozonales hercyniennes des Pyrénées Orientales. Mise en évidence de variations mineures du type de métamorphisme. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, D, p. 659-662, 1 fig.

- FOURMARIER P. 1939 - La schistosité dans le Massif de la Vesdre. Association française pour l'avancement des Sciences. 63^e session, p. 485-489. Liège.
- FOURMARIER P. 1962 - Les déformations mineures des roches (schistosité, micro-plissement, foliation) dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. In Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT. T. I, p. 57-82, 11 fig.
- GASQUET D. 1979 - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F., Arc-Isère. Alpes françaises. Thèse de spécialité. Grenoble. 225 p., 100 fig., 10 tabl., 1 coupe.
- GAY N.C. et WEISS L.E. 1974 - The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. Tectonophysics, 21. 3., p. 287-300, 7 fig., 1 tabl.
- GEOLOGY OF SCOTLAND 1965 - 556 p., nombreuses figures et cartes. Gordon Y. Craig. OLIVIER & BOYD Ed. Edimbourg et Londres.
- GEZE B. 1949 - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Mém. Carte géol. Fr. 215 p., 110 fig., 7 pl., 1 carte.
- GHOSH S.K. et RAMBERG H. 1976 - Reorientations of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics, 34, p. 1-70, 54 fig.
- GIORGI L., GIRAUD P. et VACHARD D. 1979 - Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du Massif cristallin externe des Grandes Rousses, (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 288, D, p. 1079-1082, 2 fig.
- GOGUEL J. 1963 - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, p. 20-33, 4 fig.
- GRAHAM R.H. 1978 - Wrench faults, arcuate fold patterns and déformation in the southern French Alps. Pro. Geol. Association. 89, (2), p. 125-142, 11 fig., 2 pl.
- GRAHAM R.H. 1978 - Quantitative deformation studies in the Permian rocks of Alpes-Maritimes. In "Colloque pour le Jubilé scientifique du Professeur J. GOGUEL". Orléans 1977, p. 219-238, 16 fig.
- GRANDJACQUET Cl. et HACCARD 1977 - 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 occidentales. Bull. Soc. géol. France. (7), XVII, n° 2, p. 242-259, 3 pl., 5 fig.
- GRATIER J.P. et VIALON P. 1975 - Clivage schisteux et déformations : analyse d'un secteur clef du bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans, (Alpes dauphinoises). Géol. Alpine. t. 51, p. 41-50, 8 fig.

- GREBER Ch. 1965 - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Mém. B.R.G.M. n° 21, 380 p., 36 fig., 60 pl.
- GROLIER J. et VIALON P. 1964 : La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. Bull. Soc. géol. France. (7), VI, p. 309-321, 7 fig.
- GUEIRARD S., WATERLOT G., GHERZI A. et SAMAT M. 1979 - Sur l'âge llandovérien supérieur à tarannonien inférieur des schistes à graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). Bull. Soc. géol. France. (7), XII, p. 195-199, 1 pl.
- GUITARD G. 1966 - Le métamorphisme et les faciès minéralogiques des marbres dérivant des dolomies siliceuses dans les Massifs du Canigou et de la Carança. C.R. Acad. Sci. Paris. D, p. 245-247, 6 fig.
- HAUDOUR J., SARROT-REYNAULD J. et VERNET J. 1958 - Observations nouvelles sur le Houiller et la Mollièresite dans le Massif du Mercantour et comparaison avec le Houiller du dôme de la Mure, (Isère). C.R. somm. Acad. Sci. Paris, t. 247, D, p. 716-719.
- HIGGINS M.W. 1971 - Cataclastic rocks. Geological Survey prof. pap. n° 687, 97 p., 36 fig.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. 1976 - An outline of structural geology. Wiley and Sons inc. Ed. 571 p., nombreuses figures.
- HOPGOOD A.M. et BOWES D.R. 1978 - Neosomes of polyphase agmatite as time-markers in complexly deformed migmatites. Geol. Rundschau. B. 67, H. 1, p. 313-330, 15 fig.
- HORRENBARGER J.C., MICHARD A. et WERNER Ph. 1978 - Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute-Stura, Alpes externes, Italie. Structure de compression sub-méridienne. Sci. Géol. Bull. 31, 1, p. 15-20, 4 fig.
- HOWELL J.V. et MARVIN WELLER J. 1962 - Glossary of Geology and related sciences with supplement. The American geological Institute. N.A.S. - N.R.C. Washington D.C.
- JAMES O. 1976 - Etude géologique des bordures du Massif de l'Argentera et du dôme de Barrot (Alpes-Maritimes). Thèse 3^e cycle. Nice. Inédit, 139 p., 28 fig., 6 pl.
- JEANETTE D. 1971 - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du nord-est de la Bretagne. Thèse, Strasbourg. 251 p., nb. fig. et pl., 1 carte.
- JOHNSON M.R.W. et RAMSAY J.G. 1967 - A re-interpretation of the mechanics of the Ben Sgriol Fold. Loch Hourn (N-W Scotland). A discussion. Tectonophysics, p. 57-69, 6 fig.
- KERCKOVE C. 1969 - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye, (Alpes occidentales). Géol. Alpine, vol. 45, p. 5-204, 94 fig., 11 pl.

- LAGARDE J.L. 1978 - La déformation des roches dans les domaines à schistosité sub-horizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France, (Pyrénées-Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse de 3^e cycle. Rennes. Inédit, 164 p., 128 fig.
- LANTEAUME M. 1962 - Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Thèse. Paris. Mem. serv. Carte géol. France.
- LA ROCHE H. (de) 1972 - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. Sciences de la Terre. T. XVII, 1-2, p. 33-46, 5 fig.
- LA ROCHE H. (de) 1975 - Propos sur la place et les méthodes de la géochimie "éléments majeurs" dans l'étude des formations magmatiques et métamorphiques. In Colloque de l'Association des géologues du Sud-Ouest de la France. Poitiers. 5 p., 5 fig.
- LATOUCHE L. 1972 - Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 275, p. 811-814, 2 fig.
- LATOUCHE L. et VIDAL P. 1974 - Géochronologie du précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique.
- LE CORRE Cl. 1975 - Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricain : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. Bull. Soc. géol. France. (7), XVII, n° 4, 4 fig.
- LE CORRE Cl. et LE THEOFF B. 1976 - Zonéographie de la déformation et de la fabrique dans un segment de la chaîne hercynienne armoricaine. 4^e R.A.S.T., p. 258, 1 fig.
- LE FORT P. 1971 - Géologie du Haut-Dauphiné, (Alpes françaises). Thèse. Nancy. Inédit, 295 p., nombreuses figures et planches, 1 carte.
- LE FORT P. et PECHER A. 1971 - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, D, p. 3-5, 1 tabl., 1 carte.
- LEMOINE M. 1972 - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes sub-alpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Geol. Rundsch. 61/3, p. 975-1010, 12 fig.
- LE THEOFF B. 1977 - Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Application aux synclinaux de Bretagne centrale et aux "Mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3^e cycle. Inédit, Rennes. 96 p., 72 fig., 4 planches.

- LILLIE A.R. et GUNN B.M. 1964 - Steeply plunging folds in the Sealy Range. Southern Alps. New-Zeal. J. Geol. and Geophys., p. 403-423, 12 fig., vol. 7, n° 3.
- LISLE R.J. 1974 - Deformed lineations as finite strain structures. Tectonophysics 21, p. 165-179, 8 fig.
- LLAC F. 1973 - Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du Massif du Puigmal (Pyrénées-Orientales). C.R. Somm. Soc. géol. Fr., supplément au T. XV, n° 3-4, p. 89-90, 1 fig.
- MALARODA R. 1968 - Atlante delle faciès petrografiche del Massiccio cristallino dell'Argentera. Mem. della Soc. geol. Italiana. Vol VII, p. 29-36, 32 pl.
- MALARODA R. 1973 - Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). Mem. degli Istituti di geologica e Min. dell'Univ. di Padova, p. 3-20, 5 fig., 2 cartes.
- MALARODA R. 1974 - Prime osservazioni sulla tettonica e il metamorfismo in corrispondenza al prolungamento sud-orientale della sinclinale intracristallina lago Vei del Bouc - Colle del Sabbione, (Argentera meridionale). Mem. Soc. geol. It. 13/1, p. 319-325, 2 fig.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C. et ZANELLA E. 1970 - Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1/50 000°. Note illustrative. Mem. Soc. geol. It., vol. IX, p. 557-663, 69 fig., 1 carte.
- MALARODA R. 1966 - Mylonites et paléomylonites dans le Massif de l'Argentera. Acad. Naz. dei Lincei., série VIII, vol. XLI, fasc. 3-4, p. 155-162, 6 planches.
- MALUSKI H. 1971 - Etude Rb 87 - Sr 87 des minéraux des gneiss de Bormes (Maures, France). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, D, p. 1470-1473, 3 fig. 1 tabl.
- MALUSKI H. et ALLEGRE C.J. 1970 - Problème de la datation par le couple 87 Rb - 87 Sr des socles gneissiques : exemples des gneiss de Bormes (Massif hercynien des Maures, France). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 270, D, p. 18-21, 2 fig.
- MARMO V. 1966 - On the granit problem. Earth Science Review. Vol. 3, p. 7-29.
- MASSON H. 1976 - Un siècle de géologie des Préalpes : de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. Ecl. Geol. Helvetiae, vol. 69, n° 2, p. 527-575, 6 fig., 1 tabl.
- MATTAUER M. 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Ed. 493 p., nombreuses figures.

- MATTAUER M. 1975 - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l' Himalaya. *Earth Plan. Sc. Lett.* 28, p. 144-154, 5 fig.
- MATTAUER M., PROUST F. et ETCHECOPAR A. 1977 - Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. France.* (7), t. XIX, n° 4, p. 841-847, 5 fig.
- MATTHEWS P.E., BOND R.A.B. et VAN DEN BERG J.J. 1976 - Strain analysis of symmetric folds using slaty-cleavage. *Tectonophysics* 34, vol. 3/4, p. 199-217, 6 fig.
- MEANS W.D. 1976 - Stress and strain. Springer Verlag Ed. 339 p., nbres fig.
- MEANS W.D. 1977 - Experimental contribution to the study of foliations in rocks : a review of research since 1960. *Tectonophysics* vol. 39, n° 1-3, p. 329-354.
- MEHNERT K.R. 1957 - Petrographie et ordre de succession dans la cristallisation de la Fôret Noire. *Neues Jb. Mineral. Abhdlg. Dtsch.* t. 90, n° 1, p. 39-90, 30 fig., 2 tabl. Traduction B.R.G.M.
- MEHNERT K.R. 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Ed. Amsterdam - London - New-York. 138 fig., 14 tabl.
- MEILLIEZ F. et PAQUET J. 1978 - Microtextures de quartz paléodéformés. Conséquences. *C.R. Somm. géol. Fr., fasc.* 4, p. 198-200, 1 pl.
- MENARD G. 1979 - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Thèse de 3° cycle. Grenoble. Inédit. 178 p., 73 fig.
- MERGOIL-DANIEL J. 1970 - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central Français. Thèse. Clermont-Ferrand. 304 p., 57 fig., 8 pl., nombreux tableaux.
- MICHOT P. 1956 - La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. géol. de Belgique.* T. LXXX, p. 20-59, 6 fig.
- MILNES A.G. 1965 - Structure and history of the Antigorio Nappe. (Simplon Group, North Italy). *Schweis. Min. Petr. Mitt.* 45/1, p. 168-177, 3 fig., 2 pl.
- MILNES A.G. 1971 - A model for analysing the strain history of folded competent layers in deeper parts of orogenic belts. *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 64/2, p. 335-342, 3 fig.
- MILNES A.G. 1973 - Structural reinterpretation of the classic Simplon tunnel section of the central Alps. *Geol. Soc. American Bull.*, v. 84, p. 269-274, 3 fig.

- MILNES A.G. 1974 - Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 67/2, p. 333-348, 2 fig., 3 pl.
- MILNES A.G. 1974 - Structure of the Pennine zone (Central Alps) : a new working hypothesis. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 85, p. 1727-1732, 3 fig.
- MILNES A.G. 1978 - Structural zones and continental collision. *Central Alps. Tectonophysics* 47, p. 369-392, 3 fig.
- MIYASHIRO A. 1967 - Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. *Medd. fra Dansk Geol. Bd* 17, p. 390-446, 25 fig., 4 tableaux.
- MOINE B. et LA ROCHE H. (de) 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, D, p. 2084-2087, 1 fig.
- MUKHOPADHYAY D., SENGUPTA S. et BATTACHARAYA S. 1969 - Strain measurements in some precambrien rocks of eastern India and their bearing on the tectonic significance of schistosité. *J. of Geology.* Vol. 77, p. 705-710, 5 fig., 2 tabl.
- MYERS J.S. 1970 - Gneiss types and their significance in the repeatedly deformed and metamorphosed Lewisian complex of Western Harris, Outer Hebrides. *Scott. J. Geol.* 6, (2), p. 186-199, 4 fig. 3 pl.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. et POIRIER J.P. 1977 - Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics.* Vol. 42, 1, p. 55-73, 11 fig.
- NICOLAS A. 1979 - Application de la métallurgie physique à la déformation des roches. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 72/2, p. 509-530, 12 fig., 2 tabl.
- OLESEN A. 1978 - Distinguishing between inter-kinematic and syn-kinematic porphyroblastesis. *Geolog. Rundsch. Bd.* 67, Heft 1, p. 278-287, 3 fig.
- ORVILLE M.P. 1969 - A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Am. J. of Science.* Vol. 267, p. 64-68, 9 fig., 4 tabl.
- PARK R.G. 1970 - The structural evolution of the Tollie antiform. A geometrically complex fold in the Lewisian, north-east of Gairloch. *Rossshire. Quart. J. Geol. Soc. London.* Vol. 125, p. 319-349, 11 fig., 1 pl.
- PARRISH D.K., KRIVZ A.L. et CARTER N.L. 1976 - Finite-element folds of similar geometry. *Tectonophysics* 32, p. 183-207, 11 fig.
- PAULIS R.V. 1976 - A method of strain measurement using orthogonal, planar and linear markers. *Tectonophysics* 34, n° 3/4/, t. 29, t. 36, 5 fig.

- PECHER A. et VIALON P. 1974 - Métamorphismes, clivages schisteux, spilites et dérivés, dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut-Dauphiné et de leur couverture. Bull. Soc. géol. France. (7), XVI, n° 3, p. 266-268.
- PHILLIPS E.R. 1974 - Myrmekite - one hundred years later. Lithos. 7, 3, p. 181-194, 2 fig.
- PITCHER W.S. et BERGER A.R. 1972 - The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing. Wiley-Interscience. John Wiley & Sons Ed. New-York. 135 p., nombreuses figures, 1 carte et 1 planche hors-texte.
- POWELL C.McA. 1979 - A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58, 1/2, p. 21-34, 9 fig.
- PRUNAC M. 1975 - Analyse structurale dans le socle de l'Argentera-Mercantour. Thèse 3° cycle. Orsay. Inédit, 123 p., 28 fig., 2 pl., 3 cartes.
- QUENARDEL J.M. 1972 - Contribution à l'étude géologique des environs du Lac Savalen (Hedmark, Norvège centrale). Thèse 3° cycle. Orsay. Inédit, 2 vol., 94 p., 90 fig. 6 tabl. 1 carte.
- RAGAN D.M. 1973 - Structural Geology. An introduction to geometrical techniques. John Wiley & Sons Ed. New-York. 208 p., nombreuses figures.
- RAGUIN E. 1957 - Géologie du granite. Masson Ed. 257 p., 56 fig.
- RAGUIN E. 1966 - Etages tectoniques dans les Pyrénées hercyniennes. In Etages Tectoniques, p. 203-209, 1 fig. La Baconnière Ed. Neuchâtel. 1967.
- RAMSAY J.G. 1962 - Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. Journ. of Geology, p. 466-481, 14 fig., 3 tabl.
- RAMSAY J.G. 1963 - Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the north-west Caledonides. In British Caledonides, p. 143-175, 17 fig., 2 pl., 1 tabl. Oliver & Boyd Ed.
- RAMSAY J.G. 1967 - A geologist's approach to rock deformation. Inaugural lecture as professor of Geology. Imp. College of Technology. London S W 7.
- RAMSAY J.G. 1967 - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Ed., 568 p., 498 fig.
- RAMSAY J.G. 1969 - The measurement of strain and displacement in orogenic belts. In Time and Place in Orogeny. London, p. 43-79, 30 fig., 4 tabl., Kent P.E. et al. Ed.
- RAMSAY J.C. 1974 - Development of chevron folds. Geol. Soc. of America Bull. Vol. 85, p. 1741-1754, 26 fig.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. 1970 - Strain variation in shear belts. Can. J. Earth sci., 7, p. 786-813, 25 fig.

- RAMSAY J.G. et WOOD D.S. 1972 - The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics 16, p. 263-277, 9 fig.
- READ H.H. 1948 - A commentary on place in plutonism. Quart. J. Geol. Soc. London. Vol. CIV, p. 155-205.
- ROBERT J.P. et VIALON P. 1976 - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux supérieurs. Bull. Soc. géol. Fr. (7), t. XVIII, n° 6, p. 1599-1604, 4 fig.
- RODGERS J. 1962 - Emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. In Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT. T. 1, p. 83-96, 6 fig.
- ROMAIN J. 1978 - Etude pétrographique et structurale de la bordure sud-occidentale du massif de l'Argentera. De St-Martin-Vésubie à la cime du Diable. Thèse de 3° cycle. Nice. Inédit, 300 p., 121 fig., 1 carte.
- ROMAIN J. et VERNET J. 1978 - Découverte d'un volcanisme basique d'âge permien dans la vallée de la Gordolasque (Sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour - Alpes-Maritimes, France). Bull. Soc. géol. France. (7), t. XX, n° 6, 5 fig., 2 tabl.
- ROUTHIER P. 1969 - Essai critique sur les méthodes de la géologie, (de l'objet à la genèse). Masson Ed. 204 p., 29 fig.
- RUHLAND M. 1970 - Utilisation pratique de la projection stéréographique. Polycopié. Université Louis Pasteur. Institut de Géologie. Strasbourg.
- RUHLAND M., HORRENBARGER J.Cl., LAVERSANNE J., LILLIE F., GAUTHIER-LAFAYE F. et HEITZ J.L. 1977 - Analyse tectonique du Bassin de Lodève, Hérault. Géométrie et cinématique d'une zone en extension. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., fasc. 5, p. 263-265, 9 fig.
- SANDERSON D.J. 1974 - Patterns of boudinage and apparent stretching lineation developed in folded rocks. J. of Geology. Vol. 82, 7 fig., p. 651-661.
- SCHOCH A.E., LETERRIER J. et LA ROCHE H. (de) 1977 - Major element geochemical trends in the Cape granites. Trans. Geol. Soc. S.Afr. 80, p. 197-209, 7 fig.
- SCHOTT J.J. 1976 - Etude paléomagnétique des sédiments permien de l'Argentera-Mercantour. Thèse 3° cycle. Inédit. Strasbourg. 176 p., nbres fig.
- SCHWERDTNER W.M. 1973 - A scale problem in paleo-strain analysis. Tectonophysics 16, n° 1/2, p. 47-54, 4 fig.
- SCHWERDTNER W.M. et BAUER G. 1975 - Tectonic significance of mylonite zones. N. Jb. Miner. Mh. H. 11, p. 500-509, 9 fig.
- SHEAR ZONES IN ROCKS 1979 - International conference. Abstracts. Barcelona.

- SHELLEY D. 1968 - A note on the relationship of sillimanite to biotite. *Geol. Magazine*. Vol. 105, n° 6, p. 543-545, 1 fig.
- SIBSON R.H. 1977 - Fault rocks and fault mechanisms. *Jl. geol. Soc. London*. Vol. 133, p. 191-213, 8 fig., 3 pl., 3 tabl.
- SIDDANS A.W.B. 1972 - Slaty cleavage. A review of research since 1815. *Earth Science Review*. p. 205-232, 22 fig.
- SIDDANS A.W.B. 1976 - Deformed rocks and their textures. *Phil. Trans. R. Soc. London. A*. 283, p. 43-54, 8 fig.
- SIDDANS A.W.B. 1977 - The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*. 39, p. 533-557, 19 fig. 3 tabl.
- SIDDANS A.W.B. 1978 - Deformation of muddy rocks at low metamorphic grades. *Proceedings of Int. Conf. on mechanisms of deformation and fracture*. Lulea, Sweden. Vol. 1, p. 184-191, 3 fig., 9 pl.
- SIDDANS A.W.B. 1979 - Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of South-east France. *Jl. of structural Geology*. Vol. 1, n° 2, p. 117-126, 5 fig.
- SIDDANS A.W.B. 1980 - Deformation, metamorphism and texture development in Permian mudstones of the Alpes Maritimes. *In Press*.
- SIMEON Y. 1979 - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse de spécialité. Grenoble. 223 p., 145 fig. 2 cartes.
- SOBOLEV V.S., DOBRETISOV N.L., REVERDATTO V.V., SOBOLEV N.V., USHRAKOVA E.N. et KLESTOV V.V. 1967 - Metamorphic faciès and series of faciès in the U.S.S.R. *Medd. fra. Dansk Geol. Bd*. 17, p. 458-472, 2 fig., 2 tabl.
- SPRY A. 1969 - Metamorphic textures. Pergamon Press. Ed. 350 p., 65 fig., 10 tabl., 31 pl.
- STAINFORTH J.G. 1978 - A simple theory for dispersion of real and apparent finite-strain lineations. *Tectonophysics* 48, p. 107-132.
- STURANI C. 1962 - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale dell'Massiccio dell'Argentera. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*. XVII, 206 p., 31 fig., 14 pl.
- STURANI C. 1963 - La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio. *Trav. Lab. Géol. Grenoble. T*. 39, p. 83-124, 1 carte, 8 fig.
- SUTTON J.S. et MAX M.D. 1969 - Gneisses in the north-western part of County Mayo. *Ireland. Geol. Magazine*. Vol. 106, n° 3, p. 284-290, 3 fig.

- TALBOT C.J. 1970 - The minimum strain ellipsoïde using deformed quartz veins. *Tectonophysics*. 9, p. 47-76, 6 fig.
- TALBOT C.J. 1979 - Infrastructural migmatitic upwelling in east Greenland interpreted as thermal convective structures. *Precambrian Research*. Vol. 8, p. 77-93, 6 fig.
- TEMPIER Cl. 1978 - Les événements calédoniens dans les massifs varisques du sud-est de la France, Corse et Sardaigne. In P.I.C.G. *Projet 27*, contribution française n° 5. Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region. *Geol. Surv. Canada Paper* 78-13, p. 177-181, 2 fig.
- THEMISTOCLEOUS S.G. et SCHWERDTNER W.M. 1977 - Estimates of distortional strain in mylonites from the Greenville Front Tectonic Zone, Tomiko area, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, p. 1708-1720, 7 fig., 5 tabl.
- THRUST AND NAPPE TECTONICS 1979 - Imperial College. Abstracts. London.
- TOBISCH O.T., FLEUTY M.J., MERH S.S., MUKHOPADHYAY D. et RAMSAY J.G. 1970 - Deformation and metamorphic history of Moinian and Lewisian rocks between Strathconon and Glen Affric. *Scott. J. Geol.* 6 (3), p. 243-265, 7 fig., 2 pl., 1 carte.
- TOURET J. 1968 - The precambrian metamorphic rocks around the Lake Vegar (Aust-Agder. Southern Norway). *N.G.U.* 257, 45 p., 6 fig., 1 carte.
- TOURET J. 1970 - Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 271, D, p. 2228-2231.
- TURNER F.J. et WEISS L.E. 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mc Graw-Hill Ed.* 545 p., nombreuses figures.
- VAN DEN ENDE C. 1970 - On the origin of anisotropy of magnetic susceptibility in Permian red beds from the western part of the Dome of Barrot, (France). *Progress in geodynamics*. Amsterdam.
- VASLET D. 1978 - Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. Thèse de 3° cycle. Caen. Inédit, 300 p., 84 fig., 10 pl., 2 cartes et 2 pl. hors-texte.
- VASLET D., LANTEAUME M., CAMPREDON R. et GIGOT P. 1977 - Rôle et importance des chevauchements impliquant le socle et la couverture à la terminaison SE du massif de l'Argentera-Mercantour, (Alpes-Maritimes). 5° R.A.S.T. Rennes.
- VERNET J. 1965 - La zone Pelvoux-Argentera. *Bulletin du service de la carte géologique de France*, n° 275, T. LX, 294 p., 78 fig., 2 pl.

- VERNET J. 1965 - Sur un décrochement tardif horizontal du socle dans la région méridionale de la zone des Massifs cristallins externes. (Massif de l'Argentera - Alpes-Maritimes). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 261, D, p. 1358-1360, 1 fig.
- VERNET J. 1967 - Données récentes sur la tectonique du Massif de l'Argentera. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble. T. 43, p. 217-247, 12 fig.
- VERNET J. 1967 - Le massif de l'Argentera. Travaux du Laboratoire de Géologie Grenoble. p. 193-216, 5 fig., 2 pl., T. 43.
- VERNET J. 1979 - Sur un accident profond de coulissements d'âge néogène dans les Alpes occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 289, D, p. 61-64, 2 fig.
- VERNON R.H. 1977 - Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. Tectonophysics. Vol. 39, 1/3, p. 439-452, 2 fig.
- VERNON R.H. 1978 - Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. Geol. Rundschau B. 67, H 1, p. 288-305, 8 fig.
- VIALON P. 1974 - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin. Conséquences pétrostructurales. Bull. Suisse de Min. et Pétrographie. Vol. 54, 2/3, p. 663-690, 13 fig.
- VIALON P. 1979 - Les déformations continues - discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv. Vol 72/2, p. 531-549, 10 fig.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. 1976 - Eléments de tectonique analytique. Masson Ed. 101 p., 134 fig., 13 diagrammes.
- 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 de structures primitivement Est-Ouest par glissement et étirement dans un système de compression globale Nord-Sud. Eclogae geol. Helv. 69, p. 509-520.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J. et JEANETTE D. 1971 - Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, D, p. 132-135, 1 tabl., 1 fig.
- VON RAUMER J.F. 1976 - Le massif du Mont-Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. Conférence à la Soc. Frob. Sc. Nat. 65, (2), p. 123-155.
- WATKINSON A.J. 1976 - Fold propagation and interference in a single multilayer unit. Tectonophysics. 34, Vol. 3/4, T. 37, T. 42, 3 fig.
- WATSON J.V. 1973 - Effects of reworking on high grade gneiss complexes. Phil. Trans. R. Soc. London. A 273, p. 443-455, 14 fig.

- WATTERSON J. 1968 - Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South-West Greenland. Meddelelser om Grønland. Bd. 175, n° 6, 46 fig. 2 pl., 1 carte.
- WEGMAN C.E. 1935 - Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau. Bd. 26, p. 305 p. 305-350, 12 fig.
- WEGMAN C.E. 1963 - Tectonic patterns at different levels. Alex L. du Toit Memorial lectures n° 8. Geological Soc. S.Afr. Annexure to vol. LXVI, p. 1-77, 16 fig.
- WEISS L.E. 1972 - The minor structures of deformed rocks. A photographic atlas. Springer Verlag Ed. 431 p., 203 pl.
- WEISS L.E. et Mc INTYRE D.B. 1957 - Structural geometry of Dabradian rocks at Loch Leven. Scottish Highlands. J. of Geology. Vol. 65, p. 575-602, 2 fig.
- WESTPHAL M., EDEL J.B. et SCHOTT J.J. 1978 - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 1, p. 12-15, 4 fig.
- WILHELM S. 1977 - Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique. (Héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures). Thèse. Paris. Inédit, 172 p., 24 pl., 19 fig.
- WILHELM S. et WILLAIME Ch. 1976 - A propos des fentes dites d'extension dans les phénocristaux feldspathiques des granites et des gneiss : rôle de la contraction thermique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 282, D, p. 255-258, 2 fig.
- WILHELM S., WILLAIME Ch. et MAURY R. 1976 - Les fentes d'origine thermique dans les feldspaths et leurs remplissages. 4° R.A.S.T. Paris.
- WILLIAMS P.F. 1970 - A criticism of the use of Style in the Study of deformed rocks. Geol. Soc. of Am. Bull. Vol. 81, p. 3283-3296, 7 fig.
- WILLIAMS P.F. 1976 - Relationships between axial-plane foliations and strain. Tectonophysics 30, p. 181-196, 4 fig.
- WINKLER H.G.F. 1970 - Abolition of metamorphic faciès. Introduction of the four divisions of metamorphic stages, and a classification based on isograds in common rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Heft 5, p. 189-248, 9 fig., 4 tabl.
- WOOD D.S. 1974 - Current views of the development of slaty cleavage. Ann. review of Earth and planetary Sciences. Vol. 2, p. 369-401, 13 fig., 1 tabl.
- WYLLIE P.J. 1977 - Crustal anatexis : an experimental review. Tectonophysics 43, p. 47-71.

ZECK H.P. 1974 - Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-ditto and myloblastites - cataclastic rocks. Am. J. of Science. Vol. 274, p. 1064-1073, 1 fig.

ZIJDERVELD J.D.A. 1975 - Paleomagnetism of the Esterel rocks. Thèse. Utrecht.

ZWART H.J. 1963 - The structural evolution of the paleozoic of the Pyrenees. Geol. Rundschau. Vol. 53, p. 170-205, 28 fig.

ZWART H.J. 1968 - The paleozoic cristalline rocks of the Pyrennees in their structural setting. Kristallinikum. 6, p. 125-140, 2 fig., 1 tabl., 1 carte.

BIBLIOGRAPHIE ADDITIONNELLE

CHABRIER G., MASCLE G. 1979 - Essai de restitution du domaine Provence-Corse Sardaigne-Sicile à partir de marqueurs structuraux hercyniens. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 288, D, p. 1271-1274, 2fig.

GIDON M. 1979 - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 288, D, p. 803-806, 1 fig.

MALARODA R. 1979 - The crystalline Permian contact in the upper Roya valley (Southern Argentera) is an antectic front. Accad. Naz. dei Lincei 6, VIII, vol. LXVI, p. 551-557, 2 fig., 2 pl.

RICOU L.E. 1980 - La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 290, p. 835-838, 1 fig.

VERNET J. 1979 - Sur un accident profond de coulissement d'âge néogène dans les Alpes occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 289, D, p. 61-64, 2 fig.

CARTES CONSULTEES.

Feuilles au 1/50 000° -

LARCHE : M. Gidon, coordinateur.

MASSICCIO DEL ARGENTERA par R. Malaroda et al.

PUGET-THENIERS : A. Faure-Muret et P. Fallot, coordinateurs.

ST-ETIENNE DE TINEE : A. Faure-Muret et P. Fallot, coordinateurs.

ST-MARTIN-VESUBIE - LE BOREON : A. Faure-Muret et P. Fallot, coordinateurs.

Feuille au 1/250 000° -

ALPES OCCIDENTALES du Léman à Digne par M. Gidon.

Feuille au 1/1 000 000° -

CARTE METAMORPHIQUE DES ALPES par H.J. Zwart et E. Niggli.

TABLE DES MATIERES.

CHAPITRE I : GENERALITES.

1 - SITUATION ET METHODES DE TRAVAIL	1
1.1 - LE MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.	
1.2 - SITUATION GEOLOGIQUE.	
1.3 - MOTIVATIONS AYANT ENTRAINE LE CHOIX DE L'ARGENTERA COMME TERRAIN D'ETUDE	2
1.4 - METHODES DE TRAVAIL	3
1.5 - LITTERATURE ET BIBLIOGRAPHIE	5
2 - HISTORIQUE DES TRAVAUX	6
2.1 - LES TRAVAUX ANCIENS. 1893-1930.	
2.1.1 - Les travaux de L. BERTRAND.	
2.1.2 - Les travaux des équipes italiennes	7
2.1.3 - Les travaux de P. COMTE.	
2.2 - LES TRAVAUX RECENTS.	
2.2.1 - La thèse d'A. FAURE-MURET.	
2.2.2 - Les travaux de J. VERNET	8
2.2.3 - Les travaux de R. MALARODA et de son équipe	
2.2.4 - Le travail de M. PRUNAC.	

CHAPITRE II : LITHOLOGIE

1 - FORMATION DES MIGMATITES SCHISTOIDES D'ANELLE	10
1.1 - LES MIGMATITES SCHISTOIDES D'ANELLE.	
1.2 - LES GNEISS LEUCOCRATES	12
1.3 - LES GNEISS LEUCOCRATES A FOLIATION FINE	14

1.4 - LES AMPHIBOLITES	14
1.4.1 - Les amphibolites en bancs très allongés	15
1.4.2 - Les amphibolites rubanées en lentilles.	
1.4.3 - Les amphibolites en amas situées à l'ouest de St-Etienne.	
1.5 - LES MARBRES RUBANES	16
1.6 - LES QUARTZITES ET QUARTZITES FELDSPATHIQUES.....	18
1.7.- LE PASSAGE DE LA FORMATION D'ANELLE A LA FORMATION DE RABUONS.	
2 - LA FORMATION DES MIGMATITES, STROMATITES-AGMATITES, GNEISS,	
GNEISS OEILLES DE RABUONS	19
2.1 - LES GNEISS GRIS FONCE A TEXTURE PELITIQUE	20
2.2 - LES GNEISS OEILLES GRIS FONCE A TEXTURE PELITIQUE	21
2.3 - MIGMATITES MASSIVES A PALEOSOME DE TEXTURE PELITIQUE, A STRUC-	
TURE STROMATIQUE, OPHTALMITIQUE, PHLEBITIQUE, STICTOLITHIQUE .	23
2.3.1 - Les migmatites massives proprement dites.	
2.3.2 - Autres types de roches contenues par les migmatites	
massives	25
2.4 - LES STROMATITES-AGMATITES A STRUCTURE DYKTYONITIQUE,	
STROMATIQUE, STICTOLITHIQUE	27
2.5 - LES MIGMATITES MASSIVES A PALEOSOME DE TEXTURE PELITIQUE,	
A STRUCTURE STROMATIQUE, OPHTALMITIQUE, PHLEBITIQUE ET	
STICTOLITHIQUE	29
2.6 - REPARTITION DE LA SILLIMANITE ET DU DISTHENE DANS LES	
FORMATIONS D'ANELLE ET DE RABUONS	31
3 - LA FORMATION DE LA VALETTA - MOLLIERES	
3.1 - LES AMPHIBOLITES ET GNEISS AMPHIBOLIQUES	34
3.2 - LES QUARTZITES ET QUARTZITES FELDSPATHIQUES OU QUARTZITES	
DU PEL BRUN	35
3.3 - LES GNEISS OEILLES VEINES	36
3.4 - LES MICASCHISTES NOIRS OU VERTS, LES GNEISS A PORPHYROCLASTES.	37
3.5 - MODALITES DE PASSAGE DE LA FORMATION DE LA VALETTA A LA	
FORMATION DE MALINVERN.	
4 - LA FORMATION DE MALINVERN	38
4.1 - LES GNEISS LEUCOCRATES MASSIFS ET LES ALTERNANCES DE GNEISS	
DE TEXTURE VARIEE .	
4.1.1 - Les gneiss glanduleux	39
4.1.2 - Les gneiss à texture mylonitique	40

4.1.3 - Les gneiss fins à biotite	40
4.1.4 - Les gneiss rubanés	41
4.1.5 - Le granite.	
4.2 - LES GNEISS RUBANES A TEXTURE PELITIQUE	42
4.3 - GNEISS MILIAIRES GRIS BLEU ET MIGMATITES SCHISTOIDES EN	
ALTERNANCES	43
4.4 - REPARTITION DE LA SILLIMANITE DANS LA FORMATION DE MALINVERN .	44
5 - COMPARAISON LITHOLOGIQUE DES FORMATIONS DE L'ARGENTERA ENTRE ELLES .	45
6 - COMPARAISON DES ROCHES DU MASSIF DE L'ARGENTERA AUX ROCHES DES	
MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES VOISINS	46
7 - GEOCHIMIE DES FORMATIONS D'ANELLE ET DE RABUONS	47
7.1 - FORMATION D'ANELLE	48
7.2 - FORMATION DE RABUONS : MIGMATITES ET GNEISS OEILLES.	
7.3 - CONCLUSION	49
CHAPITRE III : LA TECTONIQUE ANTE-ALPINE.....	51
1 - LES STRUCTURES PRINCIPALES	52
1.1 - LA DEFORMATION D1.	
1.2 - LA DEFORMATION D2	55
1.2.1 - Les plis couchés P2 dans la Formation d'Anelle.	
1.2.2 - Les plis P2 dans la Formation de Rabuons	58
1.2.3 - Les structures mésoscopiques associées à la	
déformation D2	61
1.2.4 - Absence de plis P2 et P'2 dans les Formations de	
la Valetta et de Malinvern	62
1.2.5 - Comparaison entre les plis P2 et les plis penniques	
classiques	64
1.2.6 - Orientation des plis dans les socles	67
1.3 - LA DEFORMATION D3 ET LES PLIS P3	70
1.4 - LA DEFORMATION D4	73
1.4.1 - Les plis en Z, P4	74
1.4.2 - Les plis en U, P'4	77
1.4.3 - Le clivage de crénulation	78
1.4.4 - Age du pli à axe vertical situé au nord de	
St-Etienne-de-Tinée (Roche Iglière)	79

1.4.5 - Influence de la lithologie sur la dimension des structures plicatives	80
2 - INTERPRETATION DU MECANISME DE CREATION DES STRUCTURES	81
2.1 - MECANISME POSSIBLE POUR LA FORMATION DES PLIS SYNCHISTEUX.	
2.2 - GENESE DES PLIS COUCHES P2 DANS L'ARGENTERA	82
2.3 - GENESE DES PLIS P3	84
2.3.1 - Position de l'ellipsoïde de déformation finie.	
2.3.2 - Type de l'ellipsoïde de déformation finie	86
2.3.3 - Les plis de deuxième ordre en S et Z	87
2.3.4 - Remarque sur la forte inclinaison de l'axe des plis plis P'3	89
2.4 - MECANISME DE DEFORMATION DES PLIS D4	90
2.4.1 - Les plis P4 en Z.	
2.4.2 - Mécanisme de la formation du clivage de crénulation Lb	91
2.4.3 - Mécanisme possible de la déformation des plis P'4 en U	92
2.4.4 - Liens entre les déformations D4 et D3	94
2.4.5 - Leucosome et déformations dans les migmatites d'Anelle et de Rabuons	96
2.5 - SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA FORMATION DE LA VALETTA	97
2.5.1 - Limite nord de la Formation de la Valetta	98
2.5.2 - Limite sud de la Formation de la Valetta	99
2.5.3 - Interprétation cinématique	100
2.5.4 - Age de la Formation de la Valetta. Conséquences	102
2.5.5 - Remarque sur l'âge carbonifère des quartzites du Pel Brun	103
2.5.6 - Remarque sur l'âge relatif de la foliation dans la Formation de la Valetta	104
2.5.7 - Zone de cisaillement et intrusions contemporaines ou tardives.	
2.5.8 - Fréquence des structures identiques à la Formation de la Valetta dans les socles métamorphiques	105
CONCLUSION : EVOLUTION DU SOCLE ANTE-TRIASIQUE DE L'ARGENTERA	106

CHAPITRE IV : LA TECTONIQUE ALPINE	115
1 - LA DEFORMATION DANS LES SYNCLINAUX, LES COINS D'AGE TRIASIQUE ET DANS LE SOCLE.	
1.1 - ETAT DU SOCLE A LA FIN DE L'OROGENESE HERCYNIEUNE, DANS LE PERIMETRE ETUDIE	116
1.2 - LITHOLOGIE DU TRIAS.	
1.3 - LES SYNCLINAUX	117
1.3.1 - Le synclinal couché de la Tortissa.	
1.3.2 - Tracé du contact supérieur de l'écaille du Col du Fer .	118
1.3.3 - La demi-fenêtre tectonique située au nord de l'écaille de la Tortissa	119
1.3.4 - Les petites structures du synclinal de la Tortissa et du coin tectonique du Château.....	120
1.3.5.- Le synclinal droit de Gorge Grosse	121
1.3.6 - Le synclinal du Vallon de la Cabane - Pas de la Croix Blanche	122
1.4 - LES MONOCLINAUX	124
1.4.1 - La Cime Frandiére.	
1.4.2 - La Crête des Terres Rouges	125
1.4.3 - La rive gauche du Rio Ferrière.	
1.4.4 - Le Becco Rosso.	
1.5 - LES FAILLES PRINCIPALES	127
1.5.1 - La faille de Bersezio.	
1.5.2 - La faille de l'Inciano.	
1.5.3 - La faille de Gorgeon Long	128
2 - LA DEFORMATION DANS LE TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE ADHERENT AU SOCLE METAMORPHIQUE. PALEOMAGNETISME DU PERMIEN.	
2.1 - DESCRIPTION DE LA LITHOLOGIE DU PERMIEN	
2.2 - DESCRIPTION DES STRUCTURES D'ECHELLE MEGASCOPIQUE.	
2.3 - LA METHODE PALEOMAGNETIQUE.....	130
2.3.1 - Choix des échantillons	131
2.3.2 - Analyse structurale autour des points de prélèvement.	
2.3.3 - Analyse de l'aimantation	135
2.3.4 - Discussion des résultats.....	136

2.4 - CONCLUSION	140
3 - CONCLUSION SUR LES DEFORMATIONS ALPINES DANS L'ARGENTERA	141
CONCLUSION GENERALE	145
FIGURES	150
PLANCHES	230
BIBLIOGRAPHIE	247

LISTE DES FIGURES

ET DES PLANCHES

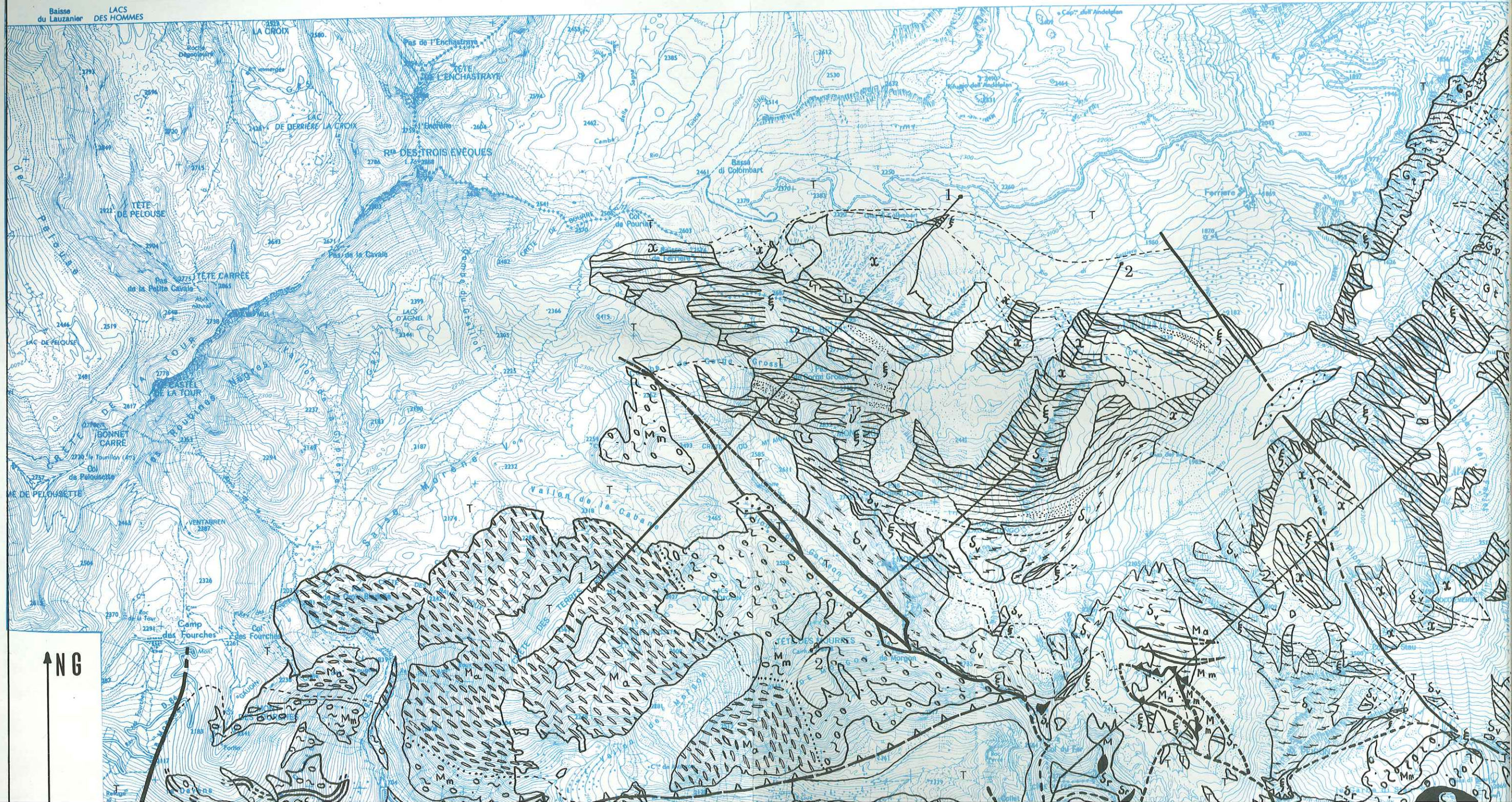
	Page
Figure 1 - Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes	150
Figure 2 - Schéma géographique du Massif de l'Argentera	151
Figure 3 - Diagramme Q-A	153
Figure 4 - Diagramme pour l'étude chimico-minéralogique des roches ignées Q-F et F-B	155
Figure 5 - Diagramme pour l'étude du comportement des alcalins par rapport à l'alumine	157
Figure 6 - Système paramétrique pour l'étude des granites alumineux	159
Figure 7 - Géométrie des plis synschisteux P1	161
Figure 8 - Rubans d'agrégats quartzo-feldspathiques et de mégacrists de feldspath, obliques à la foliation des gneiss gris ocellés de Rabuons. Rive gauche du Vallon des Lacs Marie	163
Figure 9 - Plis P1	165
Figure 10 - Diagramme montrant plis superposés et transposition de surface	167
Figure 11 - Géométrie des plis P2	169

Figure 12 - Profil de la charnière du pli couché P2 dans les marbres de la Formation d'Anelle	171
Figure 13 - Géométrie des plis P'2	173
Figure 14 - Détail de la lithologie des amphibolites du Mont des Fourches	175
Figure 15 - Plis P3. Relation entre plis d'échelle moyenne et plis d'échelle métrique	177
Figure 16 - Géométrie des plis P3	179
Figure 17 - Diagramme de report des plis P3 dans la Formation d'Anelle	181
Figure 18 - Diagramme de report des plis P3 dans la Formation de Rabuons	181
Figure 19 - Diagramme de report des plis P3 et P'3 dans la Formation de la Valetta	183
Figure 20 - Diagramme de report des plis P3 et P'3 dans la Formation de Malinvern	183
Figure 21 - Plis P3. Position de l'ellipsoïde de déformation finie dans la Formation d'Anelle	185
Figure 22 - Géométrie des plis P4 métriques : 1° cas. Géométrie des plis centimétriques P4. (Clivage de crénulation)	187
Figure 23 - Géométrie des plis P4 métriques : 2° cas	189
Figure 24 - Diagramme de report des plis P4 en Z	191
Figure 25 - Déformation de la linéation La	191
Figure 26 - Déformation de la linéation La2	193
Figure 27 - Déformation de la linéation La1	193
Figure 28 - Déformation de la linéation La	195
Figure 29 - Plis P4 en Z : direction de glissement	195
Figure 30 - Diagramme de report des petits plis centimétriques en Z	197
Figure 31 - Déformation de La par les petits plis centimétriques en Z	197

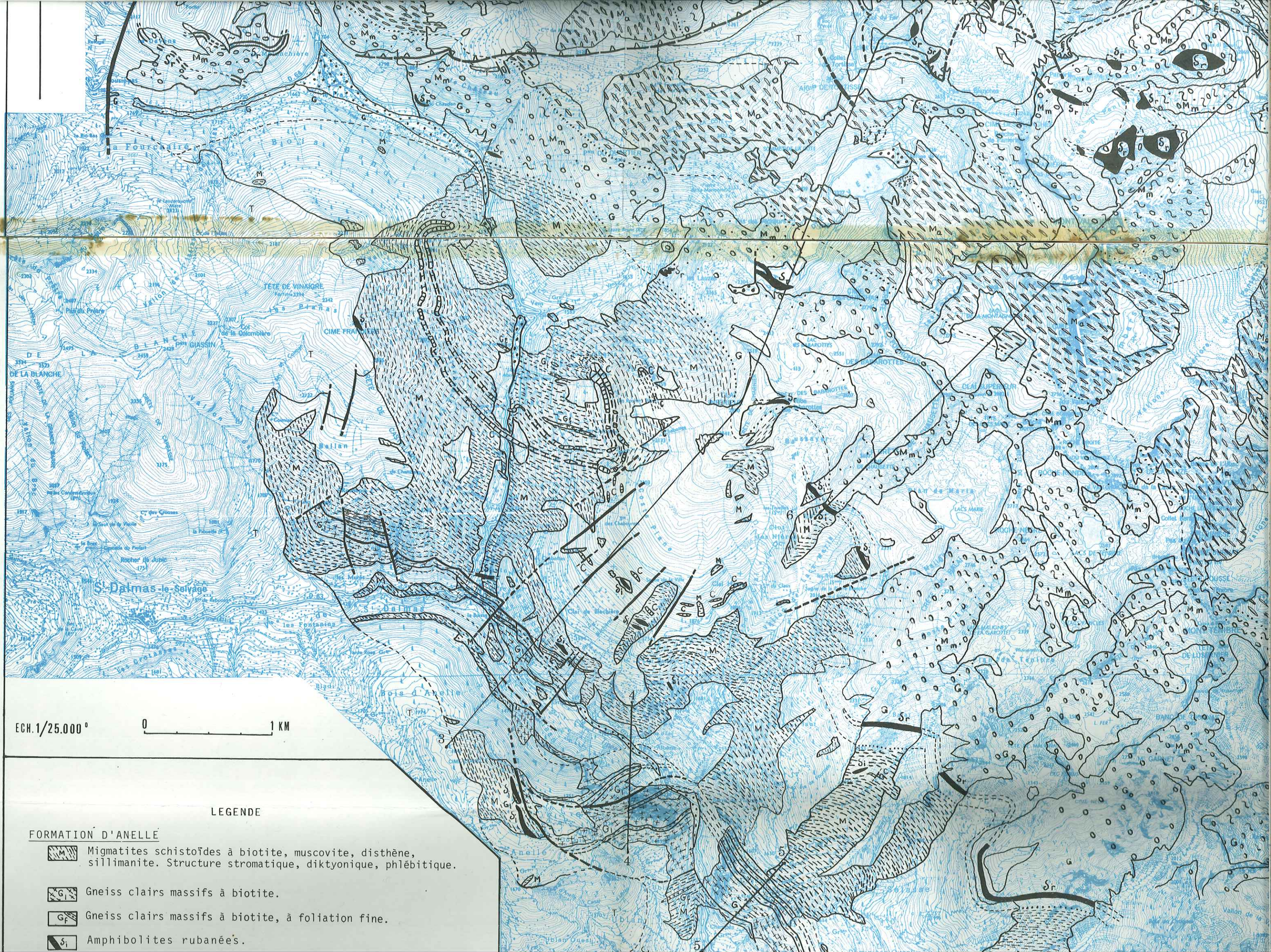
Figure 32 - Géométrie des plis P4 hectométriques déformant le double banc supérieur d'amphibolites du Mont des Fourches	199
Figure 33 - Géométrie des plis P'4	201
Figure 34 - Diagramme de report des plis P'4 en U	203
Figure 35 - Plis P'4 en U. Direction de glissement	203
Figure 36 - Interprétation de la géométrie des gneiss clairs d'Iglière ...	205
Figure 37 - Tableau récapitulatif des différentes déformations ante-alpines dans la partie occidentale du socle de l'Argentera	207
Figure 38 - Géométrie des plis affectant les schistes rouges permien dans la Vallée de la Roya	209
Figure 39 - Géométrie des plis affectant les schistes rouges permien dans la Vallée de la Tinée	209
Figure 40 - Diagramme de report de la schistosité dans les schistes rouges permien. Vallée de la Roya	211
Figure 41 - Diagramme de report de la schistosité dans les schistes rouges permien. Vallée de la Tinée	211
Figure 42 - Faille inverse dans les schistes rouges permien, les quartzites et cargneules du Trias inférieur au nord de la Bolline	213
Figure 43 - Contacts cisailants sub-horizontaux dans les schistes rouges de la série de Capeiroto	213
Figure 44 - Localisation et structure des roches sédimentaires pincées à l'intérieur du Massif cristallin	215
Figure 45 - Structures alpines dans le socle et dans la couverture permo-werfénienne de l'Argentera. Résultats de l'analyse paléomagnétique	217
Figure 46 - Géométrie des affleurements de roches sédimentaires triasiques situées à la périphérie nord-ouest de l'Argentera	219
Figure 47 - Diagramme de report des lignes et surfaces du synclinal de Gorge Grosse	221

Figure 48 - Diagramme de report des lignes et surfaces du synclinal du Vallon de la Cabane	221
Figure 49 - Diagramme de report des lignes et surfaces du synclinal couché de la Tortissa	221
Figure 50 - Le synclinal couché de Tortissa et l'écaille alpine du Col du Fer	223
Figure 51 - Plis dans les bancs calcaires des marnes noires callovo- oxfordiennes de l'autochtone de l'Argentera, (extrémité ouest)	225
Figure 52 - Esquisse synthétique du Massif de l'Argentera-Mercantour	227
Tableau I - Tableau des analyses chimiques	228
Planche I - La Formation d'Anelle	231
Planche II - La Formation d'Anelle	233
Planche III - La Formation de Rabuons	235
Planche IV - La Formation de Rabuons	237
Planche V - La Formation de la Valetta	239
Planche VI - La Formation de la Valetta	241
Planche VII - La Formation de Malinvern	243
Planche VIII - La Formation de Malinvern	245

CARTE GEOLOGIQUE DU SOCLE DE L' ARGENTERA (EXTREMITE N-W).





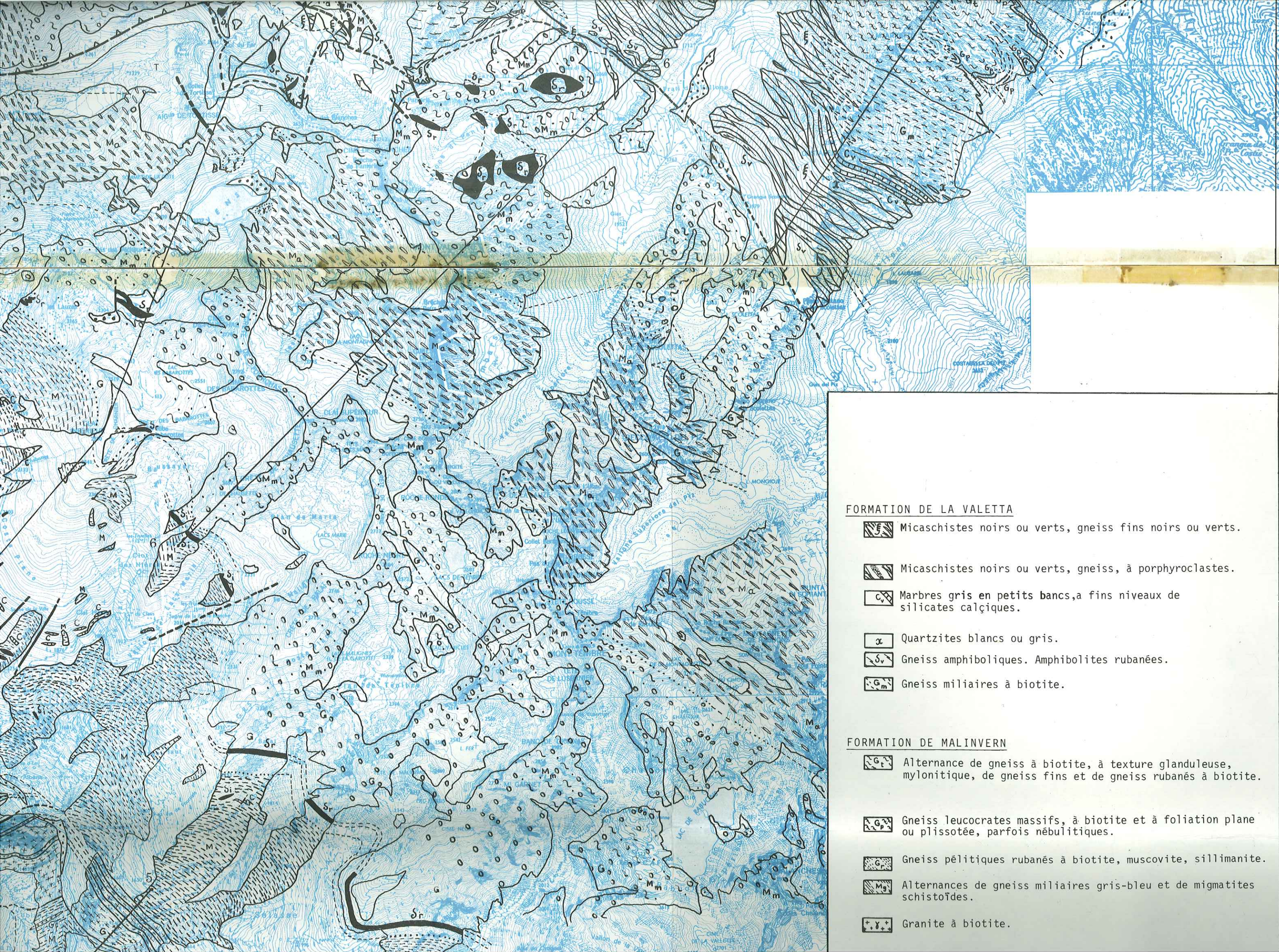


ECH. 1/25.000° 0 1 KM

LEGENDE

FORMATION D'ANELLE

-  Migmatites schistoïdes à biotite, muscovite, disthène, sillimanite. Structure stromatique, diktyonique, phlébitique.
-  Gneiss clairs massifs à biotite.
-  Gneiss clairs massifs à biotite, à foliation fine.
-  Amphibolites rubanées.



FORMATION DE LA VALETTE

-  Micaschistes noirs ou verts, gneiss fins noirs ou verts.
-  Micaschistes noirs ou verts, gneiss, à porphyroclastes.
-  Marbres gris en petits bancs, a fins niveaux de silicates calçiques.
-  Quartzites blancs ou gris.
-  Gneiss amphiboliques. Amphibolites rubanées.
-  Gneiss miliars à biotite.

FORMATION DE MALINVERN

-  Alternance de gneiss à biotite, à texture glanduleuse, mylonitique, de gneiss fins et de gneiss rubanés à biotite.
-  Gneiss leucocrates massifs, à biotite et à foliation plane ou plissotée, parfois nébulitiques.
-  Gneiss pélitiques rubanés à biotite, muscovite, sillimanite.
-  Alternances de gneiss miliars gris-bleu et de migmatites schistoïdes.
-  Granite à biotite.

ECH. 1/25.000°

0 1 KM

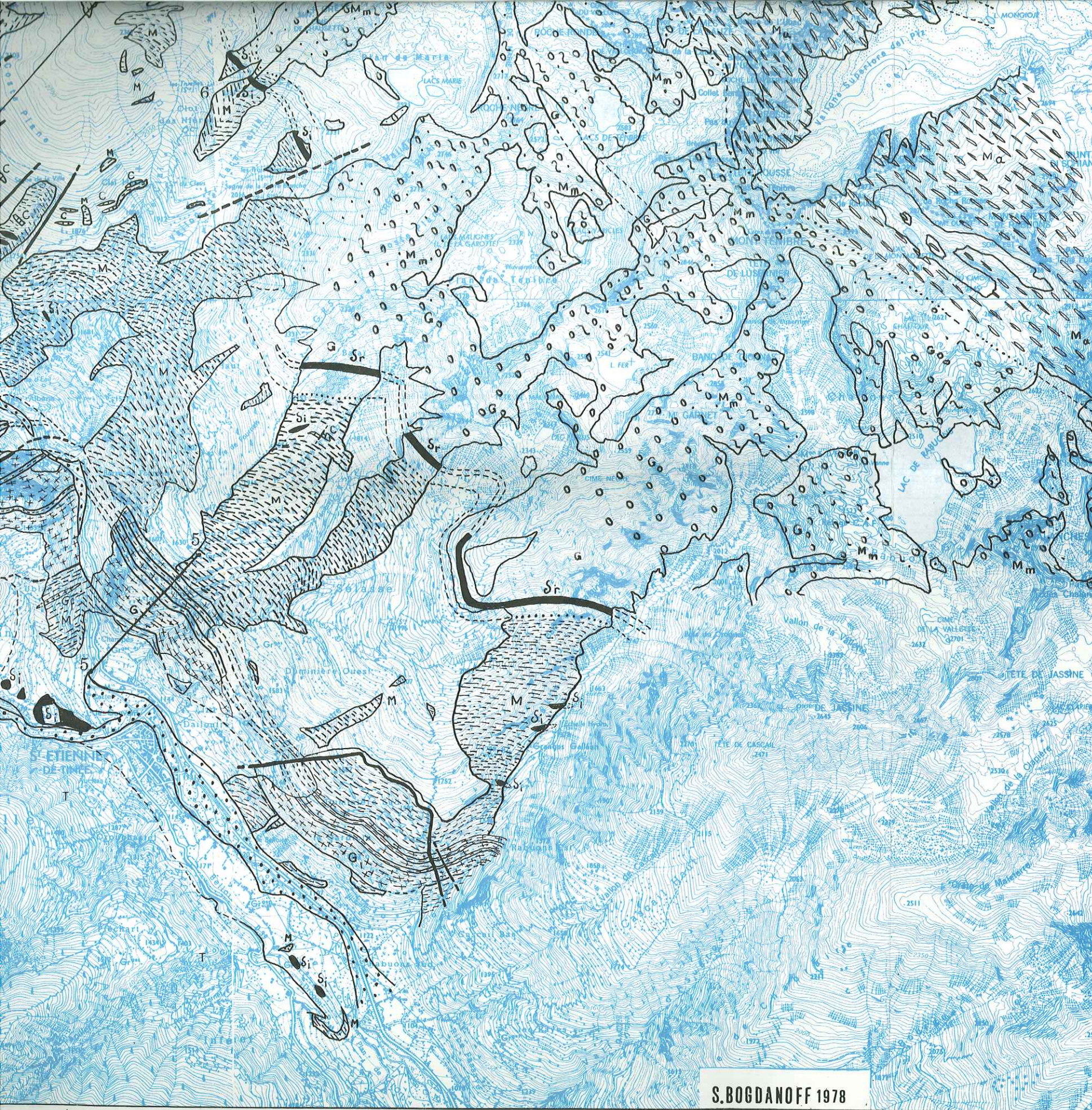
LEGENDE

FORMATION D'ANELLE

-  Migmatites schistoïdes à biotite, muscovite, disthène, sillimanite. Structure stromatique, diktyonique, phlébitique.
-  Gneiss clairs massifs à biotite.
-  Gneiss clairs massifs à biotite, à foliation fine.
-  Amphibolites rubanées.
-  Marbres à petits rubans de silicates calchiques.

FORMATION DE RABUONS

-  Gneiss gris foncé, pélitiques à muscovite, biotite, sillimanite.
-  Gneiss gris foncé, pélitiques, ocellés, à muscovite, biotite, sillimanite.
-  Migmatites massives à paléosome pélitique, à biotite, muscovite, sillimanite. Structure stromatique, ophtalmitique, phlébitique, stictolithique (o yeux. ~ veines. • porphyroclastes).
-  Stromatites-Agmatites.
-  Amphibolites massives ou rubanées.
-  Granite à biotite et sillimanite.



FORMATION DE LA VALETTA

-  Micaschistes noirs ou verts, gneiss fins noirs ou verts.
-  Micaschistes noirs ou verts, gneiss, à porphyroclastes.
-  Marbres gris en petits bancs, a fins niveaux de silicates calçiques.
-  Quartzites blancs ou gris.
-  Gneiss amphiboliques. Amphibolites rubanées.
-  Gneiss miliaires à biotite.

FORMATION DE MALINVERN

-  Alternance de gneiss à biotite, à texture glanduleuse, mylonitique, de gneiss fins et de gneiss rubanés à biotite.
-  Gneiss leucocrates massifs, à biotite et à foliation plane ou plissotée, parfois nébulitiques.
-  Gneiss pélitiques rubanés à biotite, muscovite, sillimanite.
-  Alternances de gneiss miliaires gris-bleu et de migmatites schistoïdes.
-  Granite à biotite.

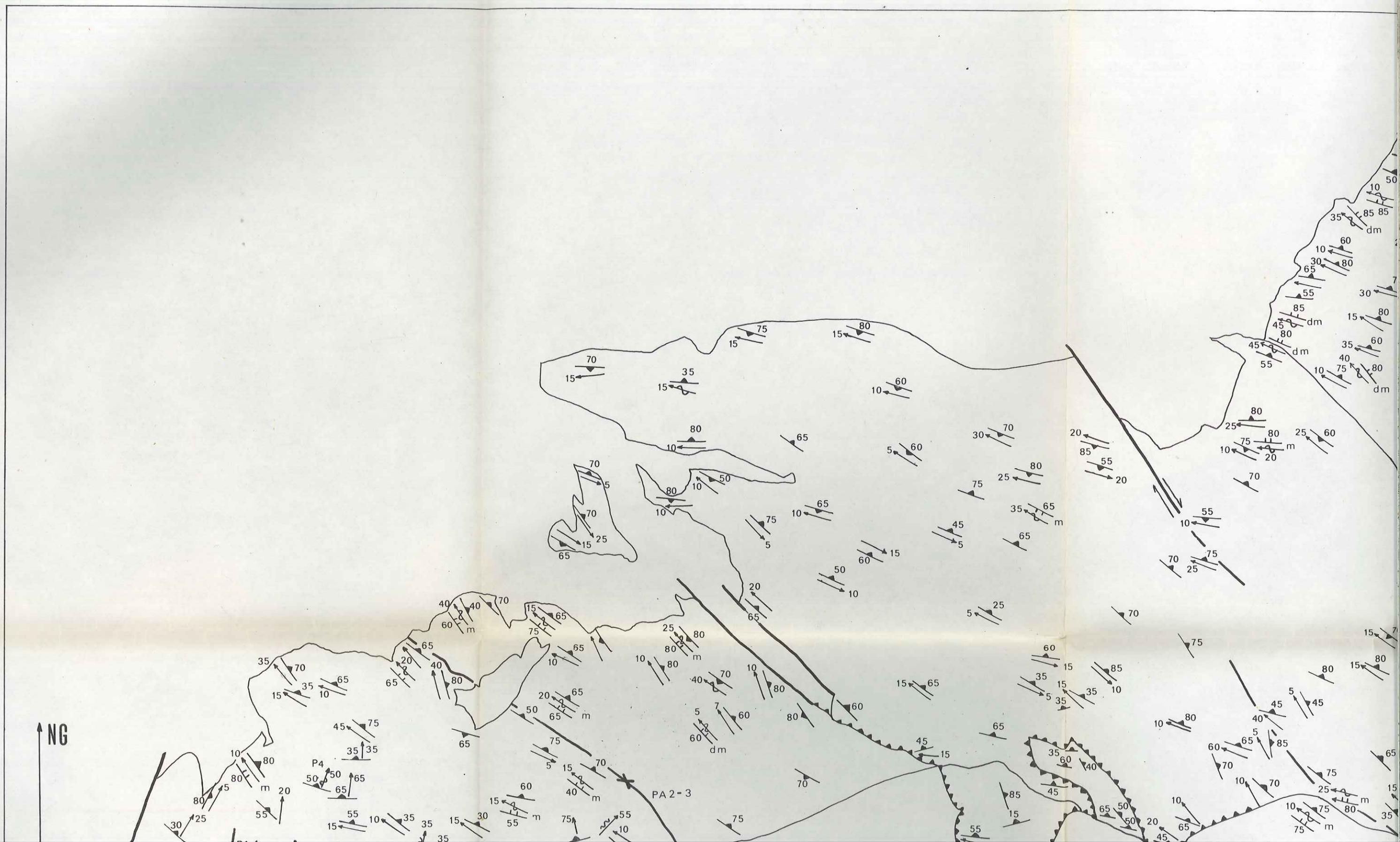
COUVERTURE

-  Roches sédimentaires d'âge secondaire, grès, pélites rouges ou vertes, calcaires gris attribués au Trias, Lias, etc...

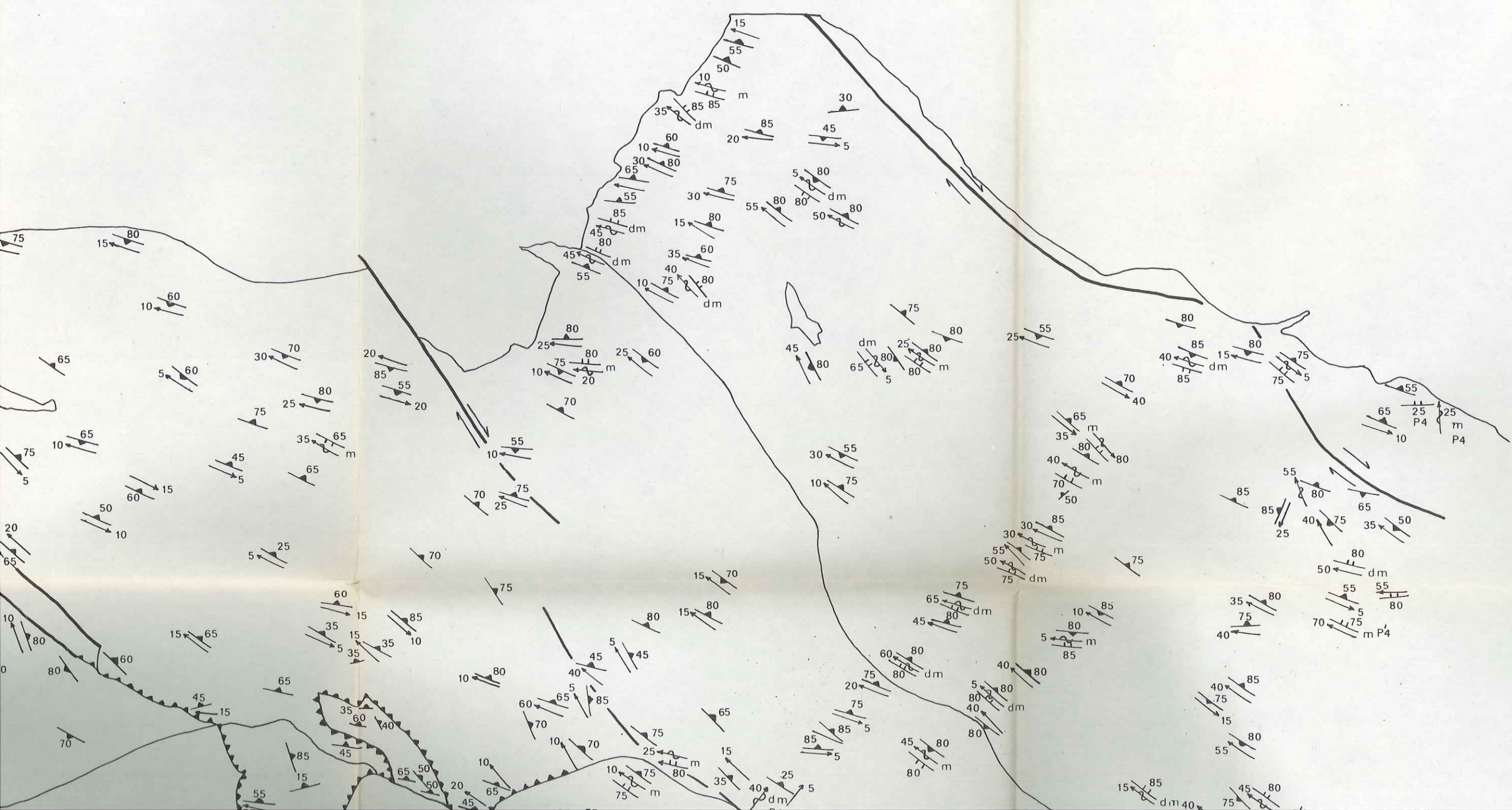
SIGNES CONVENTIONNELS

-  Terrasses.
-  Formations de pente.
-  Limites nettes : 1. vues - 2. supposées.
-  Passage progressif : 1. vu - 2. supposé.
-  Contacts anormaux faiblement inclinés.
-  Contacts anormaux : 1. vus - 2. supposés.

CARTE STRUCTURALE DU SOCLE DE L'ARGENTERA (EXTREMITE N-W).



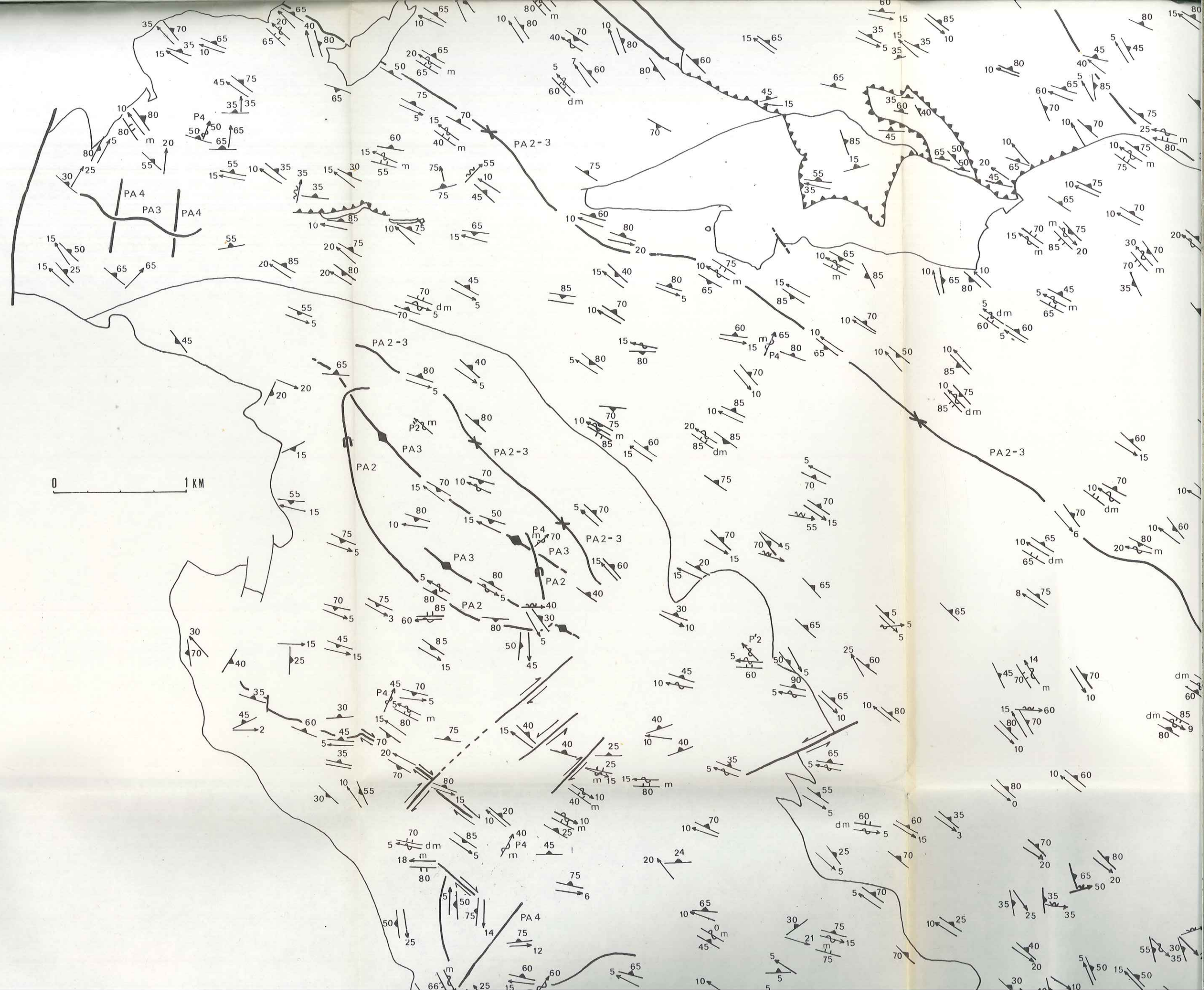
(EXTREMITE N-W).

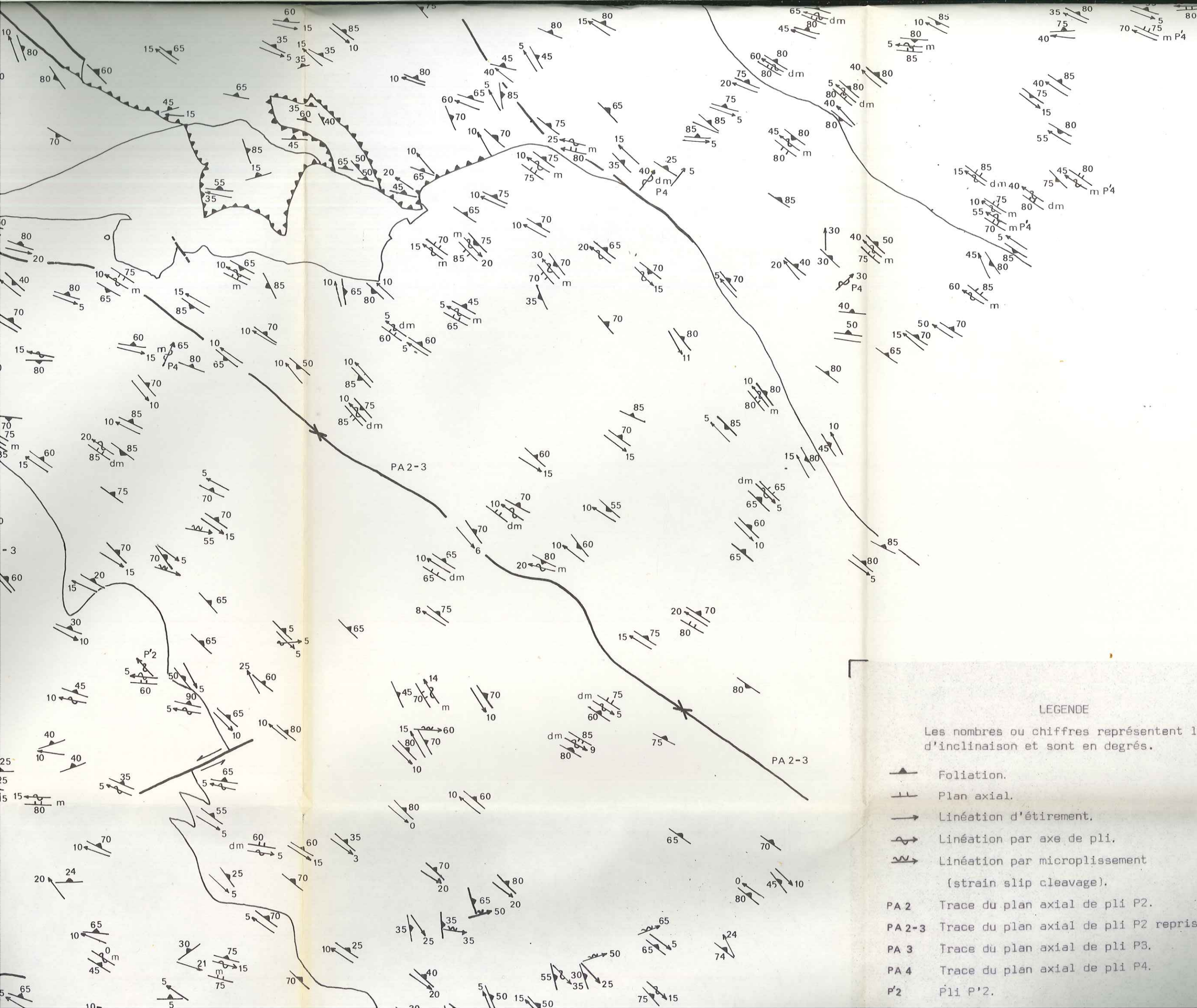


NG

ECH.1 25.000°

0 1 KM



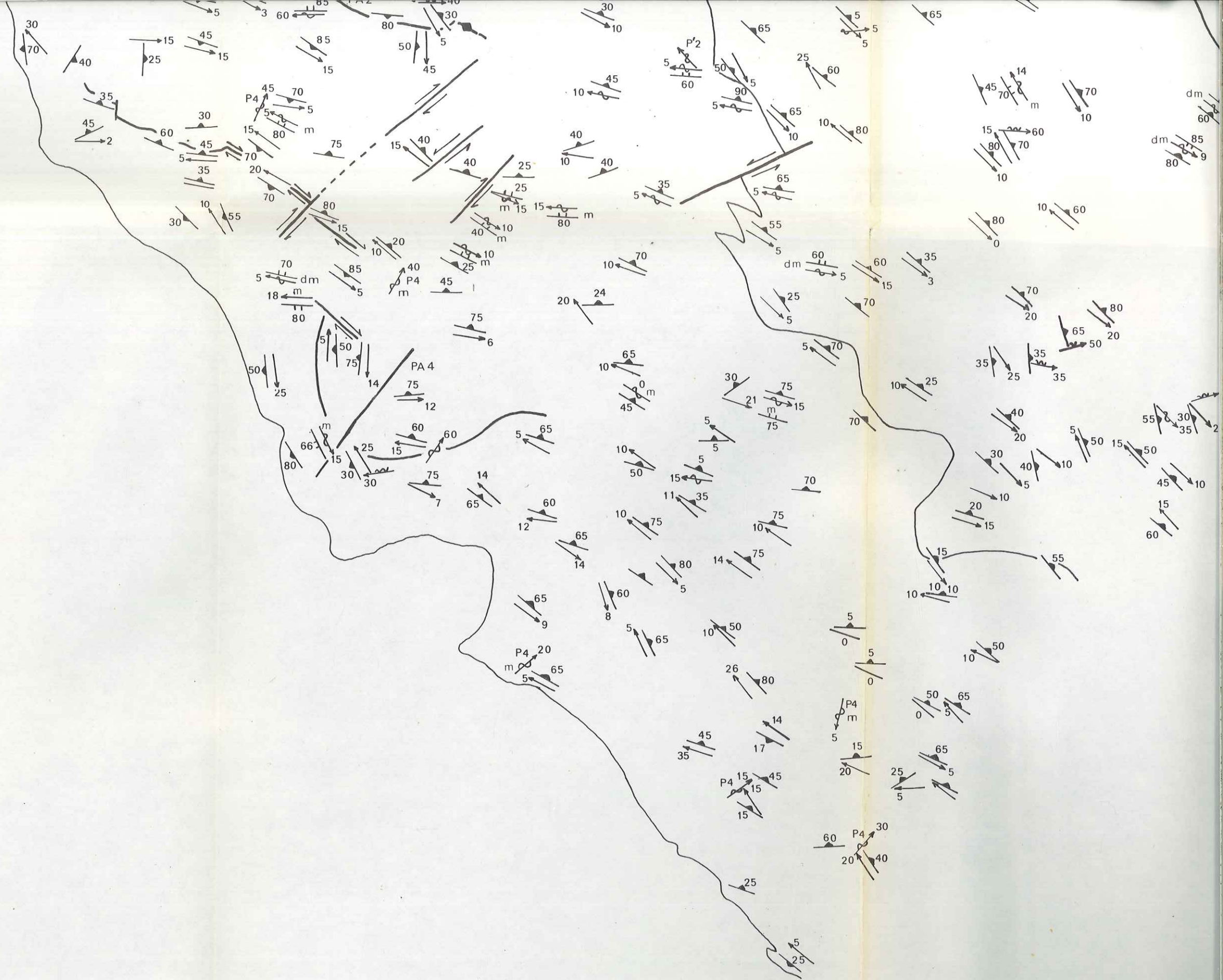


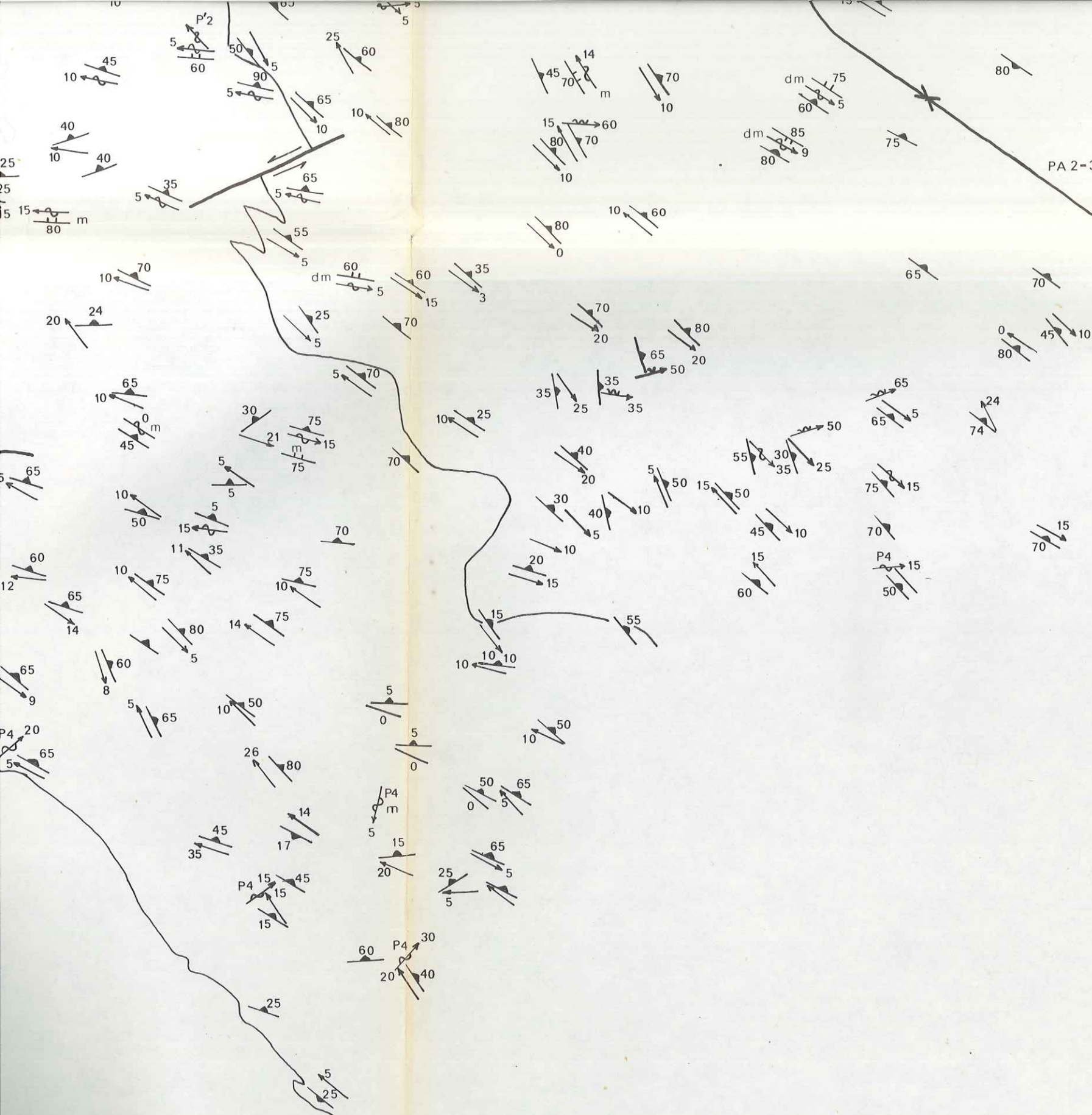
LEGENDE

Les nombres ou chiffres représentent les mesures d'inclinaison et sont en degrés.

- Foliation.
- Plan axial.
- Linéation d'étirement.
- Linéation par axe de pli.
- Linéation par microplissement (strain slip cleavage).

- PA 2 Trace du plan axial de pli P2.
- PA 2-3 Trace du plan axial de pli P2 repris par P3.
- PA 3 Trace du plan axial de pli P3.
- PA 4 Trace du plan axial de pli P4.
- P'2 Pli P'2.



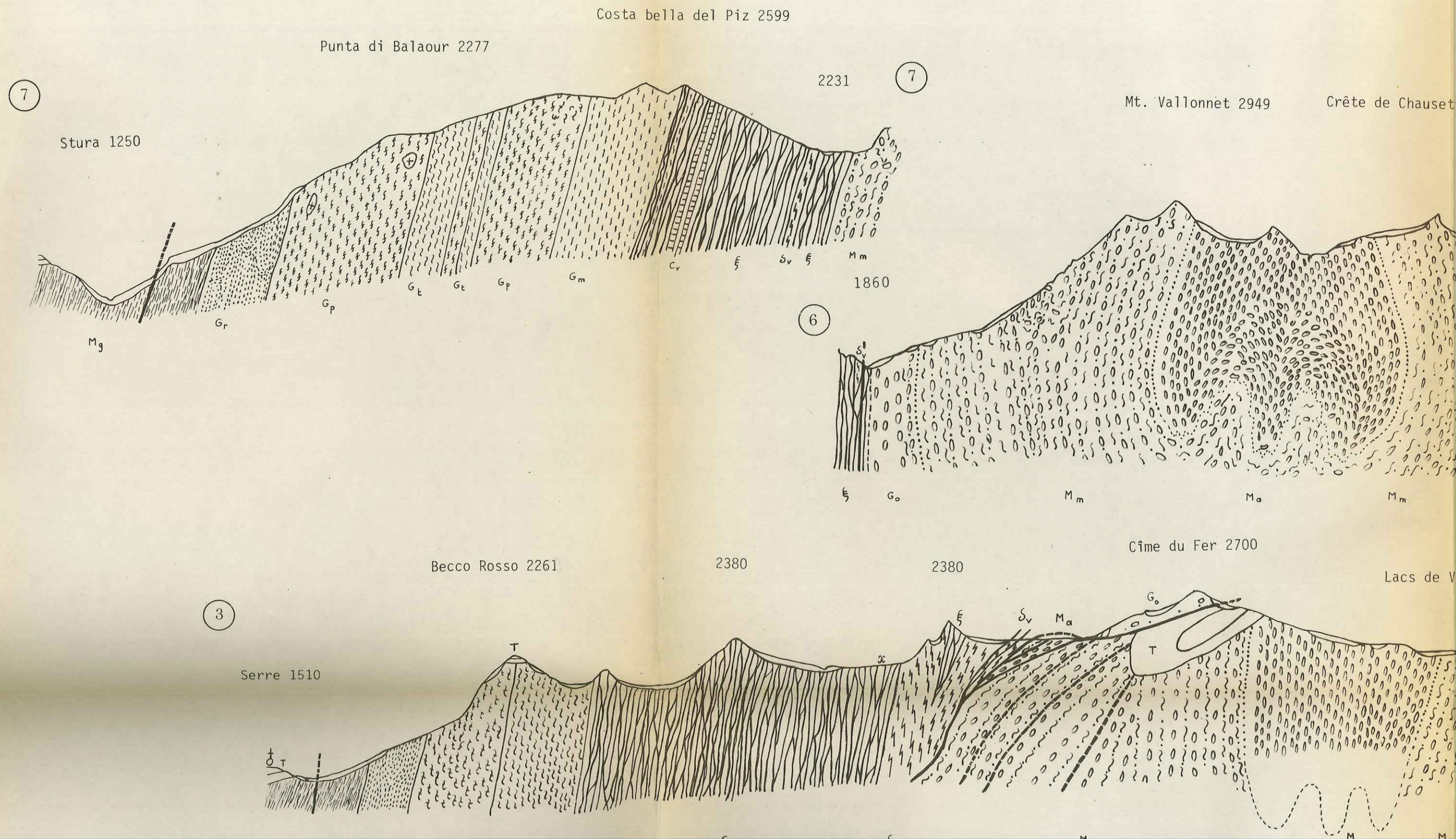


LEGENDE

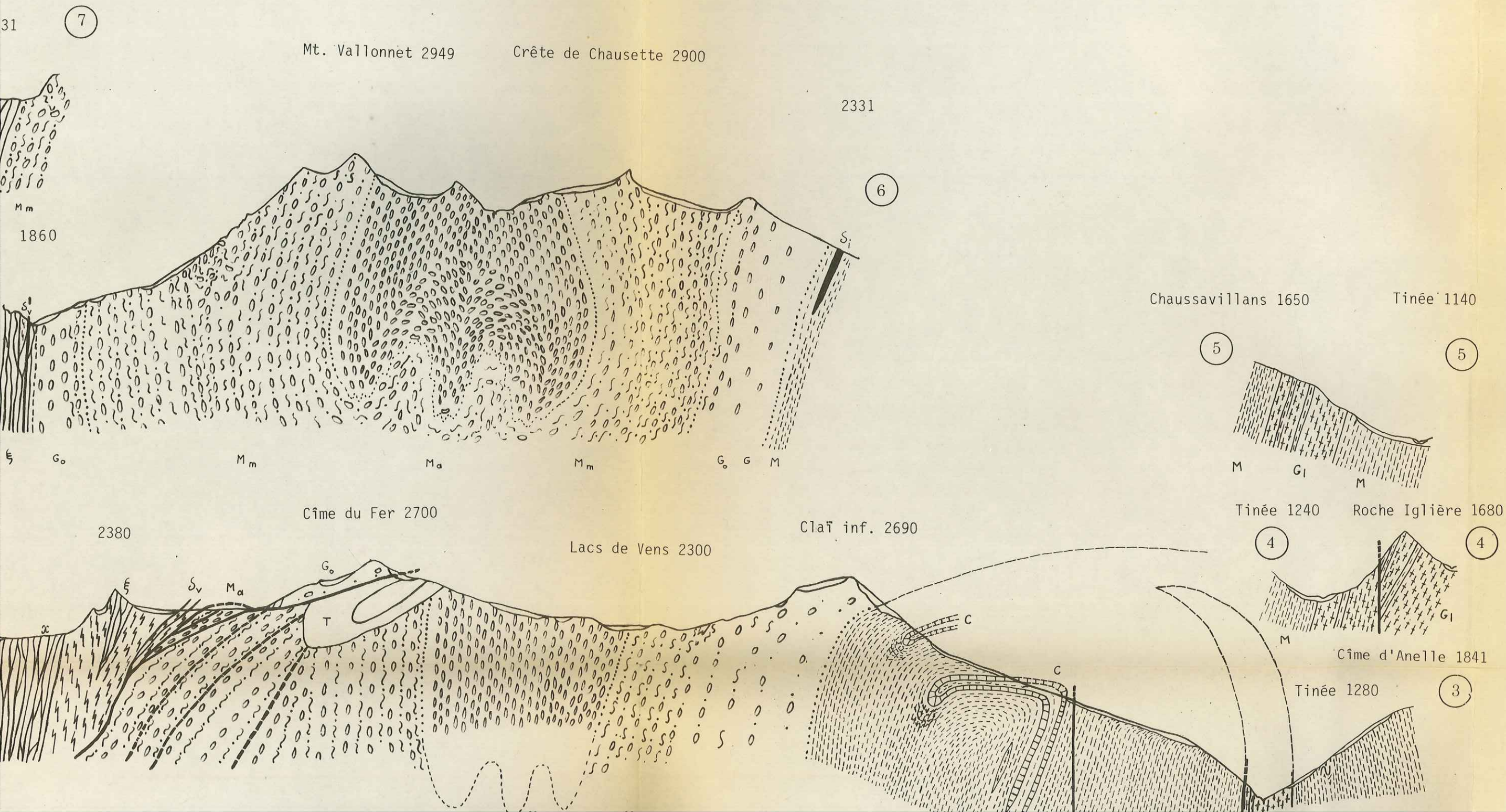
Les nombres ou chiffres représentent les mesures d'inclinaison et sont en degrés.

- Foliation.
- Plan axial.
- Linéation d'étirement.
- Linéation par axe de pli.
- Linéation par microplissement (strain slip cleavage).
- PA 2 Trace du plan axial de pli P2.
- PA 2-3 Trace du plan axial de pli P2 repris par P3.
- PA 3 Trace du plan axial de pli P3.
- PA 4 Trace du plan axial de pli P4.
- P'2 Pli P'2.
- P4 Plis P4.
- P'4 Plis P'4.
- Sans indication, plis P3.
- m Plis de dimension métrique.
- dm Plis de dimension décamétrique et plus.
- Sans indication : plis décimétriques à centimétriques.
- Trace de plan axial d'un antiforme.
- Trace de plan axial d'un synforme.
- Trace de plan axial d'un pli couché.
- Failles principales avec sens de décrochement s'il y a lieu.
- Plan de chevauchement.

COUPES DANS LE SOCLE DE L'ARGENTERA (EXTREMITE N-W)

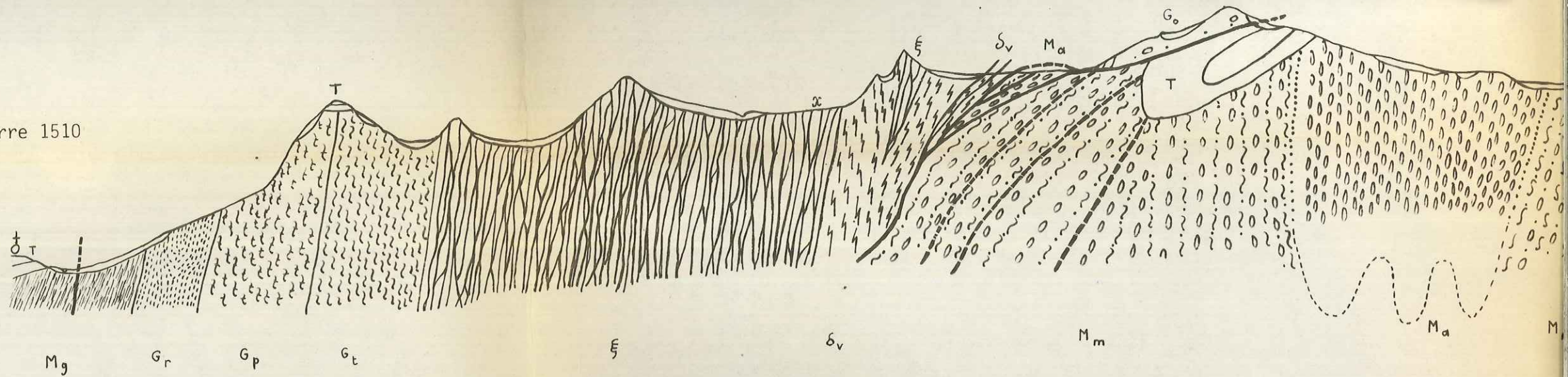


REMI TE N-W)



3

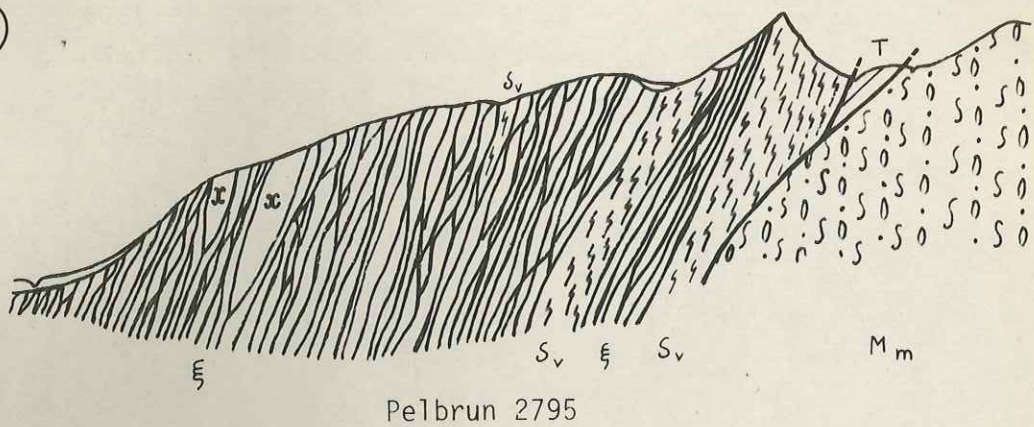
Serre 1510



Mt. Bal 2830 Tête des Mourres 2789

Rio di Ferrière 1980

2



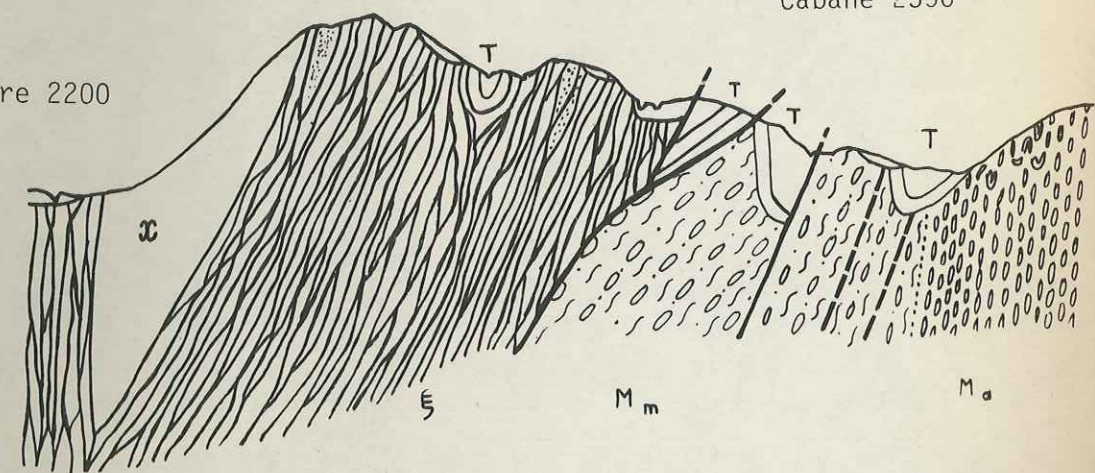
Pelbrun 2795

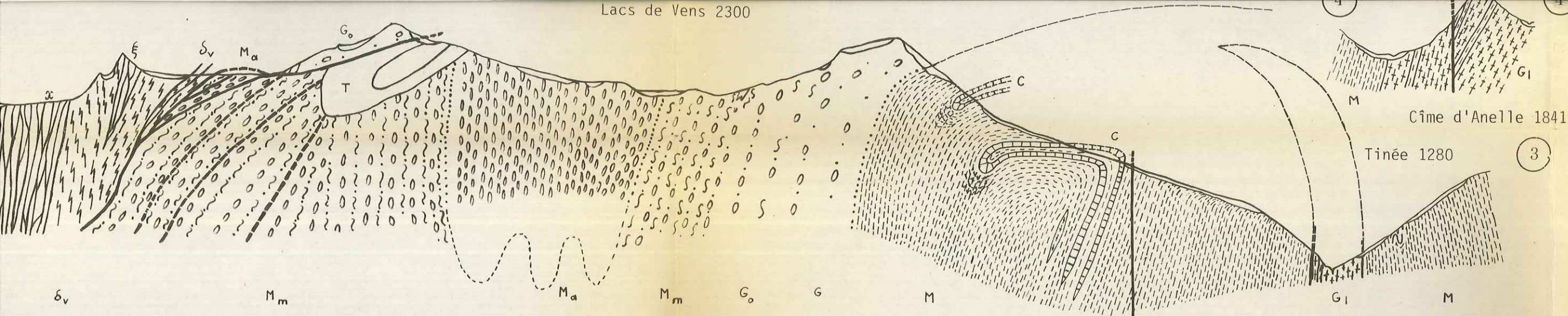
Vallon de la Cabane 2350

Terres Rouges

1

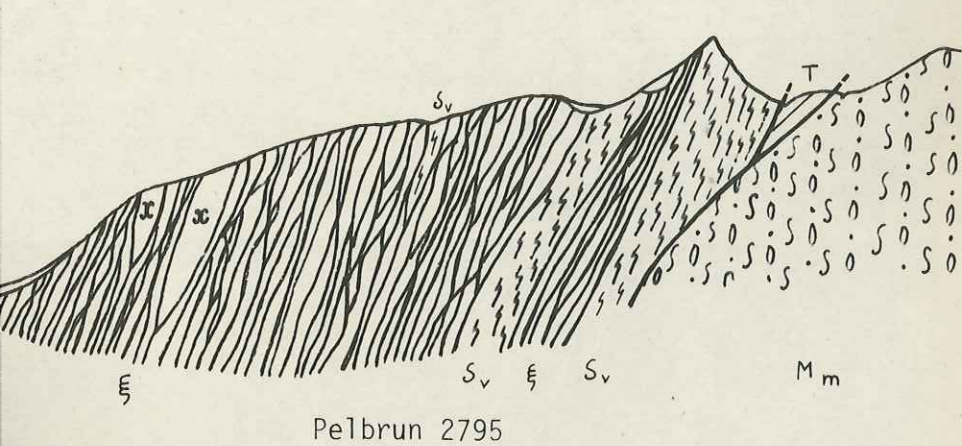
Rio di Ferrière 2200





Mt. Bal 2830 Tête des Mourres 2789

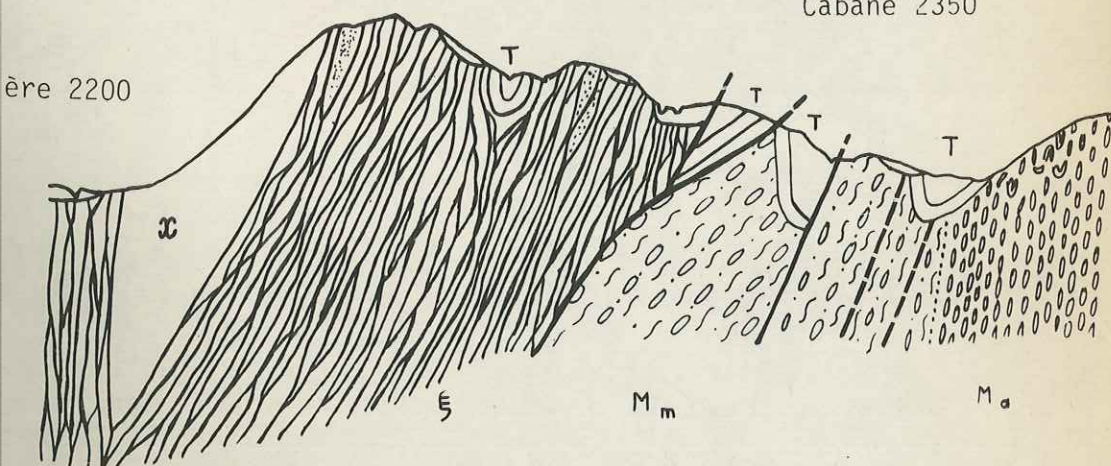
re 1980



Vallon de la Cabane 2350

Terres Rouges 2534

ère 2200



Echelle des longueurs et des hauteurs : 1/25 000°

Les figurés et indices sont identiques à ceux de la carte géologique.