

RÉUNION EXTRAORDINAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

De la marge océanique à la chaîne de collision dans les Alpes du Dauphiné

(4-8 septembre 1984)

COMPTE RENDU RÉDIGÉ PAR SIMON AMAUDRIC DU CHAFFAUT * et SERGE FUDRAL ** (SECRÉTAIRES)
D'APRÈS LES DOCUMENTS PRÉPARÉS PAR
JEAN-CLAUDE BARFETY ***, THIERRY DUMONT *, MAURICE GIDON *,
PIERRE TRICART **** et PIERRE VIALON *****

La réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Alpes du Dauphiné a eu lieu du 4 au 8 septembre 1984, sous la direction de M. GIDON, P. VIALON et P. TRICART ; la parfaite organisation matérielle en a été assurée par M. GIDON.

Le but de cette réunion était de montrer les rôles respectifs des deux grandes étapes successives de structuration de la chaîne : dispositifs dus à la paléotectonique distensive jurassique (étape de l'ouverture océanique) ; structures significatives des tectoniques compressives plus tardives (étapes de collision).

Dans cette optique, on a choisi de limiter les exemples à ceux que l'on peut rencontrer aux abords de la transversale du massif du Pelvoux, entre Grenoble et Briançon (fig. 1).

Les 4 et 5 septembre, la Société a visité un certain nombre de sites du domaine externe (zone dauphinoise) dans la région de Bourg d'Oisans. Le 6 septembre, elle a étudié le passage des zones externes aux zones internes au voisinage de la vallée de la Durance. Enfin, les 7 et 8 septembre ont été consacrés aux dispositifs structuraux du Briançonnais et de ses confins piémontais aux abords méridionaux de Briançon.

Le souhait des organisateurs était ainsi de montrer que la tectonique jurassique a laissé une empreinte dans certains cas étonnamment bien conservée, et que, d'autre part, on commence à mieux évaluer l'influence qu'elle a eue sur le développement des structures compressives ultérieures, sur cette transversale de la chaîne alpine.

Quatre courts articles réalisent une présentation thématique des problèmes abordés ainsi que des régions visitées au cours de l'excursion. La bibliographie a été rassemblée en fin de compte-rendu.

J. GOGUEL a été élu par acclamation président de la Réunion extraordinaire, tandis que S. AMAUDRIC du CHAFFAUT, assisté de S. FUDRAL, était désigné comme secrétaire.

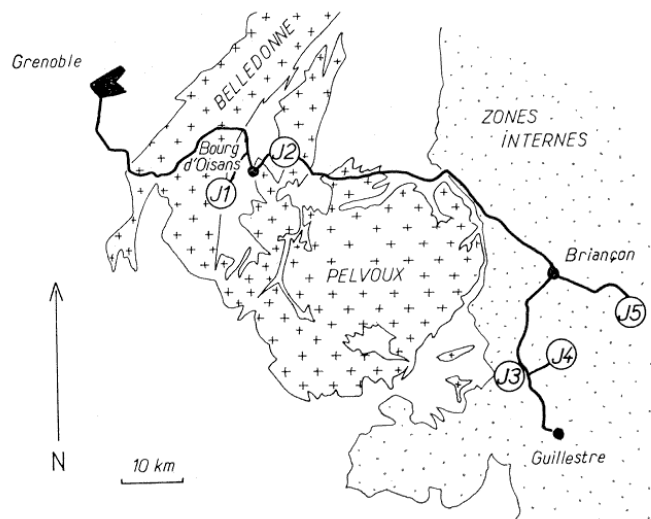


FIG. 1. — Localisation des itinéraires d'excursion.

FIG. 1. — Location of the field-trip itinerary. J1 to J5 : excursion days.

* Inst. Dolomieu, U.A. 69, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble cedex

** Dépt. Sciences de la Terre, Univ. Savoie, BP 1104, 73011 Chambéry cedex.

*** B.R.G.M., 18 rue du Gal Champon, 38100 Grenoble.

**** Dépt. Géologie, École Nationale d'Ingénieurs, 3038, Sfax, Tunisie.

***** I.R.I.G.M., Univ. Grenoble, BP 68, 38402 Saint-Martin-d'Hères cedex.

Note déposée le 12 décembre 1984 ; manuscrit définitif reçu le 2 juin 1985.

Liste des participants

AMAUDRIC du CHAFFAUT Simon, Univ. Grenoble ;
 BARFÉTY Jean-Claude, B.R.G.M., Grenoble ;
 BLUNAT Pierre, étudiant Thèse, Grenoble ;
 BOILLOT Gilbert, Station de Géodynamique, Villefranche-sur-Mer ;
 BON Ewoud, Leidschendam, Hollande ;
 BOULIN Jean, Univ. Marseille ;
 BROQUET Paul, Univ. Besançon ;
 CARON Christian, Univ. Fribourg ;
 CHAUVÉ Pierre, Univ. Besançon ;
 CLUZEL Dominique, Univ. Orléans ;
 DEBELMAS Jacques, Univ. Grenoble ;

DERCOURT Jean, Univ. Paris VI ;
 DOUDOUX Bernard, Univ. Chambéry ;
 FAURE Jean-Luc, étudiant Thèse, Montpellier ;
 FUDRAL Serge, Univ. Chambéry ;
 GIDON Maurice, Univ. Grenoble ;
 GOGUEL Jean, B.R.G.M., Paris ;
 GOUT Claude, étudiant thèse, Grenoble ;
 GRATIER Jean-Pierre, Univ. Grenoble ;
 KERCKHOVE Claude, Univ. Grenoble ;
 LE BOLOCH Yves, Soc. Fr. Expl. B.P., Courbevoie ;
 LEMOINE Marcel, C.N.R.S., Grenoble ;

MASCLE Georges, Univ. Grenoble ;
 MERCIER Daniel, E.N.S. Mines, Paris ;
 MICHEL NOËL Gérard, étudiant D.E.A., Grenoble ;
 OBERT Daniel, Univ. Paris ;
 RADIER Henri, S.N. Elf-Aquitaine, Paris ;
 RAOULT Jean-François, Univ. Lille I ;
 SURCIN Jacques, Eurafrep, Paris ;
 TABORIN Jean, Soc. Fr. Expl. B.P., Courbevoie ;
 TRICART Pierre, Univ. Sfax ;
 VIALON Pierre, Univ. Grenoble.

THÈME I

LES DISPOSITIFS DUS A LA PALÉOTECTONIQUE JURASSIQUE
DANS LA ZONE DAUPHINOISE AUX ABORDS DE BOURG-D'OISANS

par MAURICE GIDON et JEAN-CLAUDE BARFÉTY

Les recherches effectuées ces dix dernières années ont montré que le pourtour des massifs cristallins externes (et singulièrement celui du Pelvoux) comportait de nombreux exemples de dispositifs sédimentaires particuliers, manifestation dus à l'influence d'une activité tectonique pendant le dépôt des couches jurassiques.

A. — DONNÉES STRATIGRAPHIQUES.

1) *La succession stratigraphique habituelle.*

Si la série de la couverture des massifs cristallins dauphinois est classique dans ses grandes lignes (subdivision en un « Lias calcaire » et un « Lias schisteux »), le détail de la succession des termes lithologiques et de leur position chronostratigraphique ont cependant été grandement précisés à une date récente (fig. 2) : en particulier, l'application du terme de « Lias schisteux » peut être restreinte (par rapport à son acception ancienne) aux seules formations marno-calcaires du Domérien et du Toarcien et de l'Aalénien inférieur, car les schistes de l'Aalénien supérieur, argilitiques et pélitiques se séparent nettement de ceux, plus calcaires, du Lias. Par contre, les Terres Noires bathono-oxfordiennes restent difficiles à distinguer des schistes aaléniens ; leur mise en évidence, par datation paléontologique, en divers points de la région de Bourg-d'Oisans, est une découverte récente [Barféty et Gidon, 1982 ; Barféty et Gidon, 1983].

Les termes supérieurs, calcaires, de la succession jurassique ne sont connus que localement, au Grand Renaud (5 km au Sud de Bourg-d'Oisans) : le sommet de cette montagne est constitué par l'unique témoin de Néocomien connu dans la zone dauphinoise à l'Est de Belle-donne.

Les particularités sédimentaires qui peuvent être considérées comme témoignant d'une activité paléotectonique

se rapportent à trois types : les réductions de série, les inclusions de matériel détritique grossier ou l'apparition de faciès inhabituels [Gidon *et al.*, 1983].

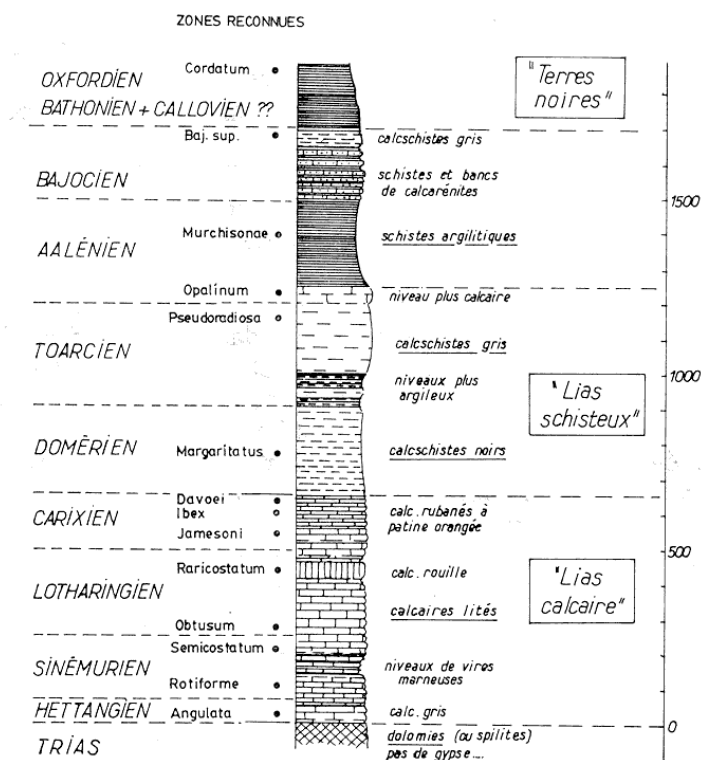


FIG. 2. — La série stratigraphique habituelle des environs de Bourg-d'Oisans (d'après les travaux de J. C. Barféty, R. Mousterde et M. Gidon).

Les points noirs en marge gauche de la colonne indiquent les niveaux datés paléontologiquement.

FIG. 2. — Usual stratigraphic series in the vicinity of Bourg-d'Oisans.

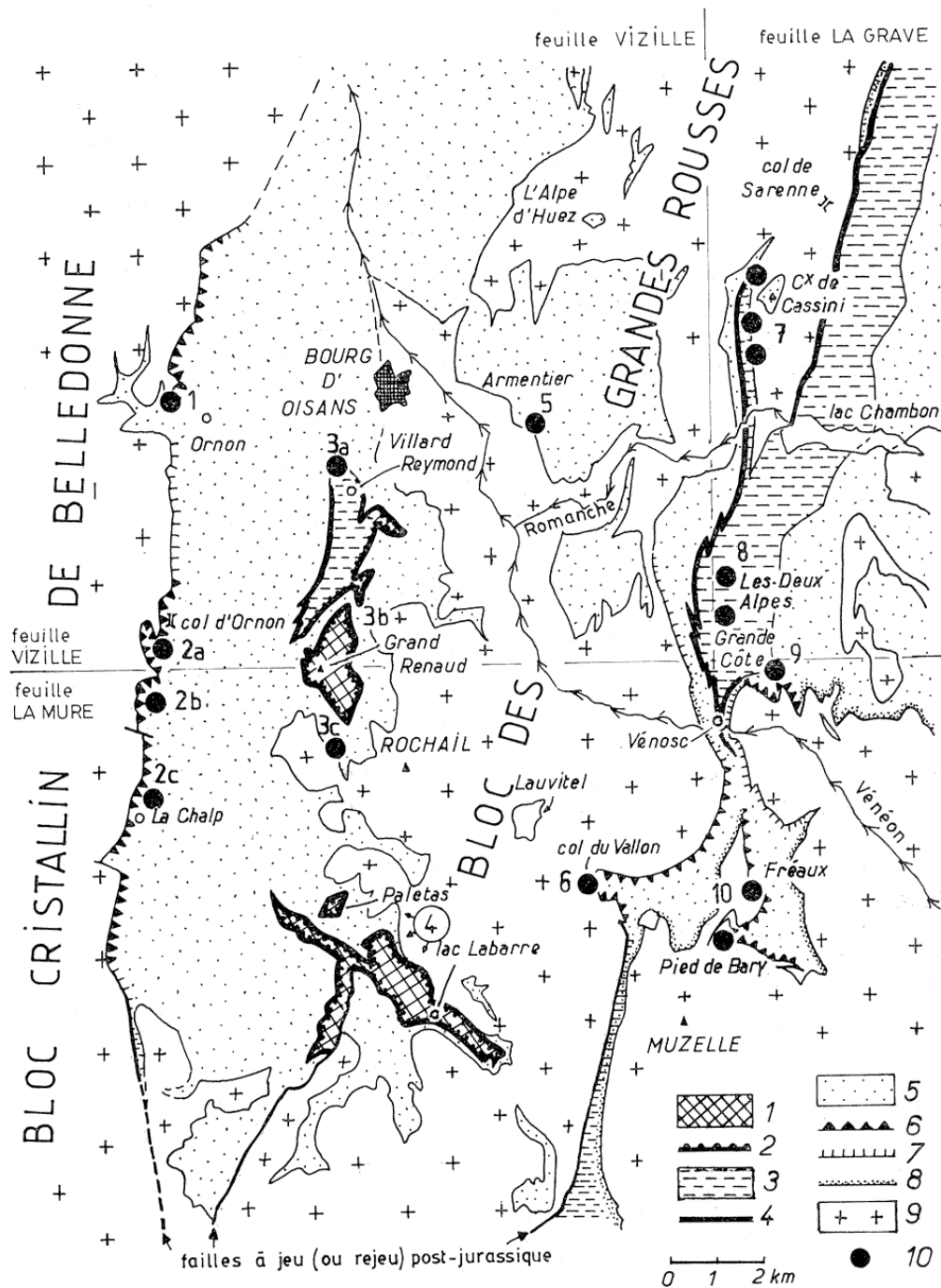


FIG. 3. — Carte schématique localisant les dispositifs liés à l'activité tectonique synsédimentaire jurassique reconnus aux environs de Bourg-d'Oisans.

A) *Légende des figurés* : 1 : Malm (y compris Néocomien et Terres Noires) ; 2 : transgression directe du Malm sur le Lias calcaire ou sur le socle cristallin (présence éventuelle du Dogger condensé) ; 3 : Dogger (en prédominance Aalénien) ; 4 : transgression directe du Dogger sur le Lias calcaire ou sur le socle cristallin ; 5 : Lias et Trias ; 6 : transgression directe du Lias supérieur sur le socle ; 7 : transgression du Lias inférieur sur le socle (absence de Trias) ; 8 : Lias calcaire réduit ; 9 : socle cristallin ; 10 : principaux points d'observation de perturbations sédimentaires par des apports détritiques sur paléopentes ou/et d'accidents synsédimentaires (voir détail ci-après).

B) *Particularités et références bibliographiques relatives aux diverses localités indiquées* (notées par des numéros sur la carte) : 1 : la Grenonière d'Ornon : olistolite de cristallin [description : Barféty *et al.*, 1979] ; 2 : Chantelouve : brèches et olistolites appuyés sur un miroir de paléofaille 2b et 2c sont visités par l'excursion [description détaillée : Barféty et Gidon, 1984] ; 3 : Massif du Grand-Renaud : 3a-synclinal anté-Dogger de Villard-Reymond ; 3b-discordance, en onlap, des Terres Noires et du Tithonique sur le Dogger ; 3c-failles liasiques du Lac du Vallon [contexte et description : Barféty et Gidon, 1983] ; 4 : abords du vallon de Confolens (Paletas, Lac Labarre) : discordance, en onlap, du Malm sur le socle cristallin ; faciès noduleux et encrinétiques passant latéralement aux Terres Noires [description : Barféty et Gidon, 1982 et 1983] ; 5 : Armentier : failles anté-liasiques (inédit) ; 6 : col du Vallon : olistolites et brèches [description : Barféty et Gidon, 1980] ; 7 : versant ouest de la Croix de Cassini : olistolites et filons clastiques dans le sommet du socle [description : Rudkiewicz et Vibert, 1982] ; 8 : pentes à l'Ouest des Deux Alpes : lentilles de brèches et olistolites dans le Lias schisteux (inédit ; indiqué en écailles tectoniques sur la carte au 1/50 000. La Grave) ; 9 : versant ouest de Tête Moute (la Grande Côte) : mégabrèches [description : Barféty et Gidon, 1980] ; 10 : rive ouest du vallon de Lanchâtra (Les Fréaux, Crête du Pied de Bary) : brèches et olistolites [description Barféty et Gidon, 1980].

FIG. 3. — Sketch-map locating the lies linked to the Jurassic synsedimentary tectonic activity, recognized in the vicinity of Bourg-d'Oisans.

2) *Les variations d'épaisseur et de constitution de la série aux abords de Bourg-d'Oisans.*

Au voisinage des actuels massifs cristallins, on constate fréquemment une réduction de la série ; celle-ci peut porter équitablement sur les différents termes ou se concentrer à des niveaux plus particuliers. Dans ce dernier cas, ce sont le plus souvent les termes inférieurs (Lias calcaire notamment) qui sont particulièrement minces, voire absents (fig. 3). La faible densité des datations paléontologiques ne permet que rarement de distinguer les éventuelles condensations des lacunes vraies.

3) *Les faciès inhabituels.*

En règle générale, les réductions de séries et les inclusions détritiques se produisent sans que les niveaux concernés montrent des modifications de faciès. Dans des cas relativement exceptionnels, la réduction de la série s'accompagne de l'apparition de faciès dont l'existence est localisée au pourtour des actuels massifs cristallins [Gidon *et al.*, 1983].

Trois faciès principaux ont été reconnus :

— les calcaires crinoïdiens, particulièrement développés au Domérien, peuvent se rencontrer dès le Lotharingien et jusqu'au Bajocien, voire à la base du Malm [Barfély et Gidon, 1983] ;

— les calcaires clairs, d'un aspect proche de ceux du Tithonique ; ils sont localisés dans le pourtour du massif de Rochail et se limitent (dans l'état actuel de nos connaissances) aux couches du Dogger terminal et du Malm [« Calcaires du Paletas », Barfély et Gidon, 1983] ;

— les calcaires noduleux sont surtout bien représentés aussi au pourtour du massif du Rochail ; ils passent latéralement à l'un et/ou à l'autre des deux faciès précédents [Barfély et Gidon, 1983 ; Gidon *et al.*, 1983].

4) *Les inclusions de matériel détritique.*

Présentes presque exclusivement dans les termes supérieurs au Lias calcaire (tout particulièrement dans le Toarcien et toujours à proximité étroite des actuels affleurements de cristallin, fig. 3), elles sont constituées d'éléments de taille variable allant des sables jusqu'aux *olistolites hectométriques*, voire même kilométriques [Barfély et Gidon, 1980 ; Gidon et Aprahamian, 1980 ; Barfély et Gidon, 1984].

Le matériel est variable et peut être constitué par du Lias calcaire, du Trias ou du cristallin. Dans plusieurs cas, l'organisation interne de ces inclusions permet de localiser la source du matériel, toujours située du côté des actuels massifs cristallins.

B. — ORGANISATION PALÉOTECTONIQUE (fig. 3).

L'étude de la répartition des divers types d'« anomalies sédimentaires » énumérées ci-dessus permet de mettre en

évidence l'existence de paléopentes synsédimentaires. La plupart d'entre elles sont disposées d'une façon qui indique que les reliefs jurassiques correspondraient à peu près aux massifs cristallins actuels.

Dans plusieurs cas, les dispositifs sédimentaires « anormaux » trahissent un basculement synsédimentaire, accompagné de soulèvement de la surface du socle. D'autres même sont en relation évidente avec des fractures du socle cristallin [Barfély *et al.*, 1979 ; Barfély et Gidon, 1980 ; Barfély et Gidon, 1984 ; Trift, 1983] : c'est alors le miroir de ces failles qui constitue la paléopente recouverte, en onlap, par la sédimentation ; les amas détritiques qui s'appuient sur ces miroirs fossilisés indiquent de plus, par leur répartition et leur organisation interne, que les matériaux provenaient de la lèvre supérieure de la faille. Un bel exemple a été étudié au Sud du Col d'Ornon.

On ne voit pas encore apparaître clairement dans le massif du Pelvoux quel est le canevas de l'organisation structurale paléotectonique correspondant aux basculements et aux jeux de faille ainsi mis en évidence ; par contre, plus à l'Ouest, dans le massif des Grandes Rousses et de part et d'autre de l'extrémité méridionale de la chaîne de Belledonne, l'organisation paléotectonique jurassique est assez claire [Lemoine *et al.*, 1981]. Elle montre deux demi-grabens, celui de Bourg-d'Oisans et celui de La Mure ; chacun, doté d'une pente douce inclinée vers l'Ouest, est limité, du côté occidental, par des abrupts de faille (à regard est). Cette disposition évoque remarquablement celle des « tilted-blocks » mis en évidence sur les marges océaniques actuelles. On peut ainsi reconnaître trois anciens blocs de socle, basculés au Jurassique et ramenés au jour par la surrection alpine : le bloc du « rameau externe » de Belledonne (Dôme de La Mure), celui du « rameau interne » de Belledonne (massif du Taillefer) et celui des Grandes-Rousses. Les dimensions, les inclinaisons des paléopentes et l'orientation de ces blocs vis-à-vis du domaine paléo-océanique téthysien sont bien en accord avec cette interprétation (fig. 4).

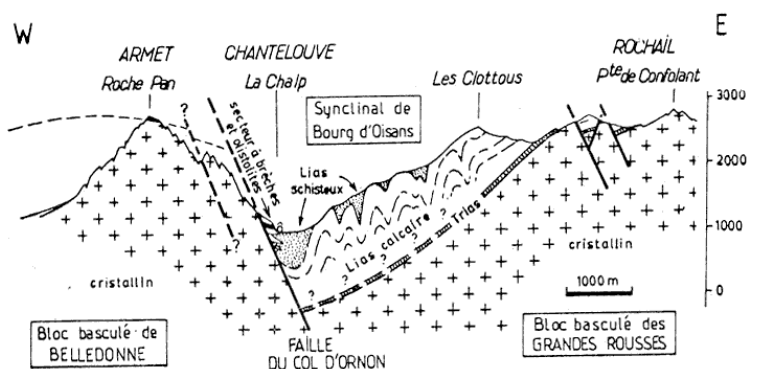


FIG. 4. — Structure schématique du « synclinal de Bourg-d'Oisans » à la latitude du Rochail (cf. fig. 3).

FIG. 4. — Section across the Chantelouve valley illustrating the general structural framework.

THÈME II

LA PALÉOTECTONIQUE MÉSOZOÏQUE DANS LES ZONES INTERNES
(ZONES BRIANÇONNAISE ET PIÉMONTAISE A LA LATITUDE DE BRIANÇON)

par MARCEL LEMOINE

Tout comme dans la zone externe dauphinoise, les recherches menées ces dernières années dans les zones internes des Alpes occidentales ont mis en évidence l'existence d'une tectonique synsédimentaire mésozoïque. Cette tectonique, le plus souvent en distension et/ou en décrochement (horsts, grabens et blocs basculés synsédimentaires), peut s'interpréter comme résultant de la naissance et de l'évolution d'une marge continentale et du petit « océan » adjacent, la Thétys ligure [Lemoine, 1984].

Rappelons que les zones subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise qui se succèdent d'Ouest en Est aux latitudes de Grenoble et de Briançon représentent à la fois des ensembles structuraux et des domaines paléogéographiques (la zone piémontaise ou des schistes lustrés regroupant des unités issues des domaines piémontais — marge continentale et ligure — océan) : les données de la stratigraphie et de la sédimentologie montrent que leur histoire mésozoïque peut s'inscrire schématiquement dans une évolution en quatre étapes : (1) pré-rifting (avec cependant des indices de distension) au Trias et jusque dans l'Hettangien ; (2) rifting (Lias-Dogger) ; (3) subsidence généralisée de la marge continentale passive (Dogger supérieur — Malm inférieur) ; expansion océanique débutant probablement à la même époque, se poursuivant

peut-être jusque vers le milieu du Crétacé ; (4) début de la fermeture océanique et réactivation tectonique de la marge passive (Crétacé supérieur), processus qui conduiront à la collision du Tertiaire.

Bien sûr, ce découpage en quatre étapes, assez rigide, demande à être nuancé sur plusieurs points..

En premier lieu, le début du rifting a été situé ici vers la limite Hettangien-Sinemurien, époque où se produit, aussi bien dans la zone externe que dans les zones internes, une importante phase de distension. Mais on pourrait aussi bien soutenir, au vu des événements distensifs enregistrés, que le rifting a débuté à l'Hettangien ou même au Trias supérieur. En fait, la principale justification de la limite est d'ordre sédimentaire : c'est au début du Sinémurien que cesse le régime uniforme des carbonates de plate-forme, et que les hauts fonds et bassins commencent véritablement à s'individualiser.

De même, l'âge du début de l'expansion océanique est sujet à controverses (du Trias supérieur-Lias au Malm !) suivant les critères utilisés (paléontologie stratigraphique, évolution tectono-sédimentaire, géochronologie isotopique). La fin du Dogger ou le début du Malm semble être l'époque la plus vraisemblable, compte-tenu surtout des données stratigraphiques (âge des premiers dépôts

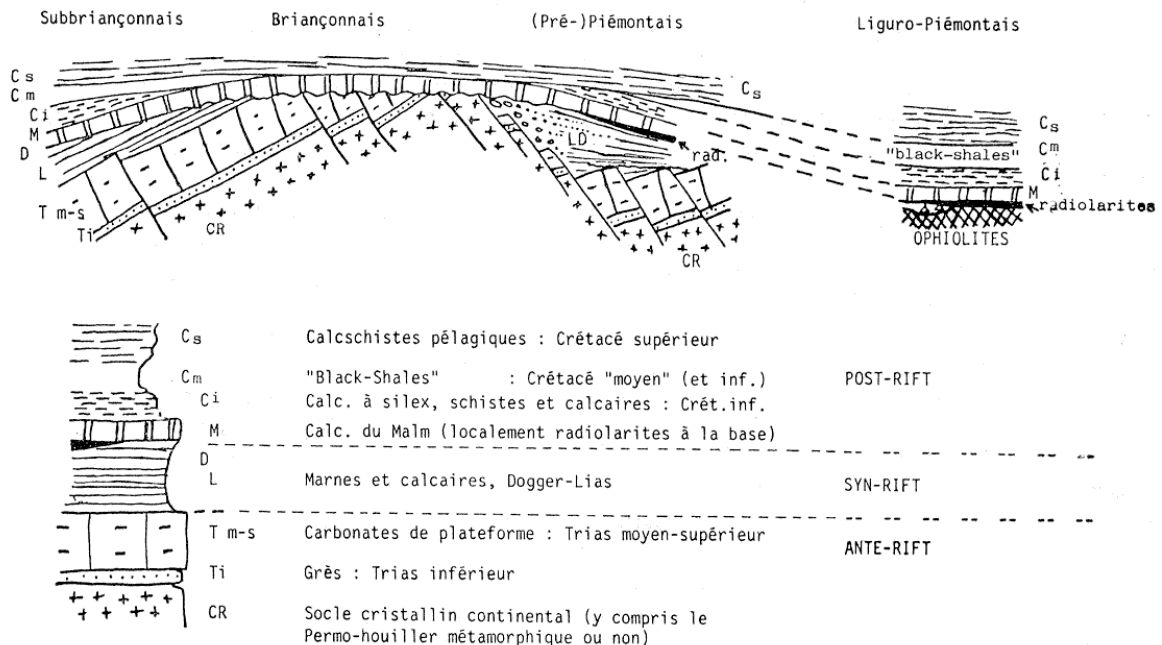


FIG. 5. — Schéma de la disposition relative des terrains mésozoïques et de leurs socles dans les zones internes (sans échelle).

FIG. 5. — Sketch-section showing the relationship between Mesozoic stratas and their basement in the internal zones (without scale).

pélagiques sur socle ophiolitique : ce sont les radiolarites « oxfordiennes ») et tectono-sédimentaires (âge des dépôts post-rift, discordants, et âge de la subsidence généralisée de la marge).

Enfin (mais ce problème sort du sujet traité ici), l'âge de la *fermeture de l'océan ligure* est bien difficile à préciser, surtout face à un élément nouveau dont les conséquences sont encore mal perçues (découverte de l'âge Crétacé supérieur d'une partie des « schistes lustrés »).

Le rifting du Lias-Dogger est une période cruciale, qui correspond à la *première structuration de la marge continentale*, aussi bien dans la zone externe dauphinoise que dans les zones internes. A cette époque, l'individualisation de horsts et grabens synsédimentaires résulte d'abord de considérations stratigraphiques et sédimentologiques. Dans les zones internes, l'événement marquant est le sou-

lèvement du domaine briançonnais ; ce dernier peut être interprété comme un méga-bloc basculé, lui-même découpé en blocs basculés plus petits (fig. 5) à diverses échelles. Les séries piémontaises du Lias-Dogger se seraient, dans cette hypothèse, déposées dans le graben ou demi-graben immédiatement voisin. Leur matériel détritique proviendrait des escarpements limitant à l'Est le demi-horst briançonnais.

Les données acquises à ce jour conduisent à envisager un rifting saccadé. Après des mouvements distensifs « pré-curseurs » au Trias supérieur et à l'Hettangien, une première phase de rifting se place, tant dans la zone externe que dans les zones internes vers la transition Hettangien-Sinémurien (naissance de blocs basculés). Une deuxième phase, ou plutôt un deuxième groupe de phases se situe entre Domérien et Aalénien-Bajocien, se traduisant par des olistolites, des brèches et des grès dans la série piémontaise.

THÈME III

LES DÉFORMATIONS ALPINES DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DES BLOCS DE SOCLE CRISTALLIN BASCULÉS DE BELLEDONNE, GRANDES-ROUSSES ET PELVOUX DANS LA RÉGION DE BOURG-D'OISANS

par PIERRE VIALON

En dépit des déformations alpines, essentiellement dues à une contraction E-W des bassins sédimentaires coincés entre les blocs de socle, l'organisation structurale régionale actuelle a étonnamment bien conservé le dispositif général résultant de la période d'extension de la marge téthysienne. On retrouve en effet, très aisément, la dissymétrie initiale des demi-grabens dans les limites des « synclinaux » intracristallins : faille abrupte sur le flanc ouest, pente plus douce du flanc oriental où la couverture repose sur la surface d'érosion anté-triasique du socle, faiblement inclinée (malgré les failles qui en accidentent la régularité) vers l'Ouest. Le synclinal complexe de Bourg-d'Oisans, entre la faille d'Ornon-Allemont à l'Ouest et le glacis des Grandes Rousses à l'Est, est à cet égard particulièrement exemplaire. Mais celui de Venosc-En Paris, entre la faille orientale des Rousses et la surface du socle pelvousien qui s'ennoie doucement vers le Nord et l'Ouest, ne l'est guère moins.

Cette part assez directe de l'héritage des basculements et failles synsédimentaires dans la structure régionale actuelle, a permis de dire que les déformations alpines qui se superposent à ce canevas étaient relativement mineures [Barfety et Gidon, 1983]. De fait, les raccourcissements mesurés sur les différentes structures du synclinal de Bourg-d'Oisans sont étroitement fonction de la place laissée disponible entre les blocs de socle et de leur géométrie : l'aplatissement E-W dépasse 70 % dans les

parties étroites du synclinal, c'est-à-dire dans les zones de basse altitude, donc plus profondes, où le synclinal se referme, et dans les régions où les blocs de socle constituent des coins, comme entre Rochail et Taillefer sur la transversale de la Malsanne, par exemple. Le même aplatissement n'atteint guère que 50 % dans les parties élargies (transversale de Bourg-d'Oisans et zones élevées en altitude où le synclinal s'ouvre). De même l'étirement corrélatif, par échappement vertical, est lui aussi étroitement dépendant de l'espace pincé entre les blocs de socle : extrêmement fort dans les parties resserrées du synclinal où les axes de plis individuels tendent à être verticalisés (Malsanne), l'étirement devient beaucoup plus modeste lorsque le synclinal est plus large et que les axes de plis demeurent subhorizontaux (La Paute-Villars Reculas). L'étirement vertical n'est cependant jamais inférieur à 200 % dans le synclinal de Bourg-d'Oisans [Gratier *et al.*, 1973].

Mais cette dépendance n'est pas toujours respectée. Même dans les secteurs où l'aplatissement se produit selon un plan subvertical marqué par une forte schistosité (dans les zones proches des failles occidentales limites de chaque demi-graben) la déformation est toujours très fortement hétérogène et sujette à d'intenses et rapides variations sur une même transversale. Dans ces régions (étudiées sur les affleurements de la route d'Oulles) les plis isoclinaux synschisteux droits à fort aplatissement E-W et échappement-étirement vertical montrent des

figures de déformation extrêmement variables d'une couche à l'autre, car les différentes hétérogénéités du matériau, initiales ou créées par la déformation même, ménagent des zones plus ou moins protégées [Gratier, 1979]. Grâce à cette variabilité de la déformation, il est possible d'en reconstituer l'évolution progressive. La flexion-glissement avec étirement axial horizontal N-S prédomine au début, sans doute dans des conditions PT assez modérées. L'aplatissement et la création de la schistosité progressent avec l'aggravation de ces conditions qui atteignent celles du début du métamorphisme ($T = 250^\circ$ à 350° C, d'autant plus élevée que le socle est plus proche et $P_f = 200$ à 250 MPa : estimations par les inclusions fluides des cristallisations syncinématiques dans les fentes [Bernard *et al.*, 1977] et par la cristallinité des illites). L'étirement ductile corrélatif (intenses boudinages) est alors vertical (échappement vers le haut le long du plan de faille bordière). Ultérieurement, les déformations s'effectuent à température progressivement plus basse (repères des fentes à cristaux tardives) et les glissements sur les anisotropies précoces et les ruptures remplacent la déformation ductile. Dans toute cette évolution, le régime de raccourcissement E-W et de déplacements avec échappement vertical est conservé identique [Pijollat *et al.*, 1981].

Les structures de la couverture (synclinaux de Bourg-d'Oisans et de Venosc-en-Paris) révèlent partout cette même suite évolutive. Elle doit correspondre à la fermeture et au serrage des bassins, avec blocage contre la faille bordière occidentale de chaque demi-graben. Ainsi cet accident, dont l'abrupt de faille normale initiale à regard vers l'Est a été conservé joue-t-il désormais le rôle de limite du massif de butée (= le bloc de socle soulevé immédiatement adjacent à l'Ouest) contre lequel viennent se télescoper les structures du « synclinal » en plis isoclinaux droits.

Cet aspect d'aplatissement pur, E-W, sur un plan sensiblement vertical, n'est conservé que dans la partie occidentale des synclinaux. Dans leur « flanc » oriental, où le glissement de socle est faiblement incliné vers l'Ouest (bien que plus ou moins accidenté par des failles), cet aplatissement est compliqué d'un basculement relativement tardif et d'un glissement vers l'Ouest. La schistosité régionale S_1 s'incline (pendage vers l'Est) et peut aller jusqu'à devenir horizontale; l'étirement devient donc lui-même horizontal E-W et l'ondulation des axes de plis (primitivement dans le plan S_1 vertical) est portée à décrire des sinuosités directionnelles où l'orientation E-W (transversale à l'allongement cartographique N-S des « synclinaux ») n'est pas exceptionnelle.

Cette organisation en plis transversaux et les structures annexes liées au transport vers l'Ouest ont été étudiées à Mizoën (J2) sur le revers oriental des Grandes Rousses. Dans le synclinal de Bourg-d'Oisans, le dispositif en plis couchés à axes transversaux peut être observé dans le panorama vers le Nord-Est de Bourg-d'Oisans (massif des Sures au-dessus des Rochers d'Armentier.)

Les déformations spécifiques à la limite socle-couverture du flanc oriental du synclinal de Bourg-d'Oisans (examinées sur la route d'Huez à Villars-Reculas (J1) indiquent déjà les effets du basculement (pendage vers

l'Est de la schistosité S_1) et ceux du mouvement de transport vers l'Ouest; ces derniers s'accroissent dans les zones plus orientales, et ce d'autant plus que l'on se rapproche des écaillages et charriages plus internes (région d'En-Paris).

Ce transport vers l'Ouest a été permis dans la région d'Huez par un mouvement relatif, d'une part à la limite socle-couverture et d'autre part dans les couches les plus ductiles, riches en fluides, dont le pendage est à peu près conforme à celui de la surface du socle sous-jacent. Il se traduit par l'existence d'une schistosité S_2 qui recoupe ou supprime la schistosité plus précoce S_1 (si toutefois cette dernière n'a pas acquis une position où le plan d'apla-

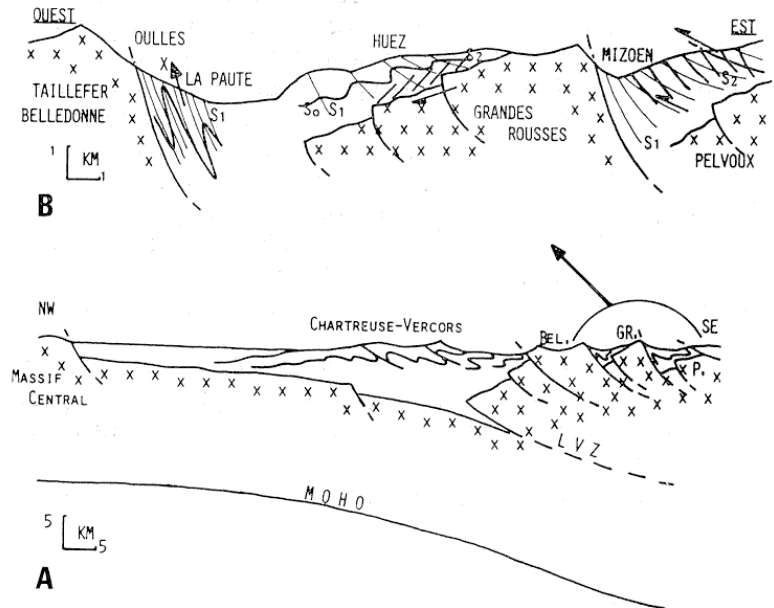


FIG. 6. — Rappports entre déformations du socle et déformations de sa couverture.

A (en bas) : coupe synthétique schématique des Alpes externes montrant l'abaissement de la limite socle/couverture au front des Massifs Cristallins externes, d'après les interprétations géophysiques [Ménard, 1979]. Les écaillages chevauchantes des massifs cristallins expliquent l'épaississement crustal des zones les plus internes. A leur front, leur couverture s'accumule en un bourrelet de poinçonnement, d'autant plus important lorsqu'il est bloqué contre un massif de butée limité par une faille à regard est (voir B), ancien abrupt d'un demi-graben d'extension conservé. En l'absence de massif de butée, les déformations par poinçonnement s'atténuent vers le NW. — BEL : massif de Belledonne; GR : massif des Grandes Rousses; P : massif du Pelvoux; LVZ : zone à faible vitesse sismique correspondant à la surface de chevauchement majeure très déformée; MOHO : situation de la discontinuité sismique de Mohorovicic.

B (en haut) : Détail de la coupe précédente pour la région de Bourg-d'Oisans, montrant schématiquement l'organisation des plis et des schistosités en fonction de la situation par rapport au socle cristallin. — S_0 : stratification; S_1 : schistosité 1; S_2 : schistosité 2; X : direction de l'étirement-transport sur S_1 . Les demi-flèches indiquent les mouvements relatifs du socle par rapport à sa couverture, ou de la couverture sur les plans de chevauchement et sur S_1 lors de l'avancée du « glaci » des Grandes Rousses vers l'Ouest.

FIG. 6. — Relationship between basement and cover deformations.

A (below) : composite sketch-section of the external Alps;
B (above) : detail of the section A in the area of Bourg-d'Oisans.

tissement tardif peut se confondre). S_2 a un pendage vers l'Ouest qui définit le sens relatif du déplacement du socle (vers l'Ouest) ; elle est très sporadique et apparaît seulement dans les matériaux où la concentration des fluides a permis le processus de dissolution-recristallisation. Par le jeu de ce dernier, les insolubles argileux ont été concentrés en de spectaculaires « litages tectoniques » (simulant une stratification).

Dans les régions plus orientales, où l'influence des chevauchements internes devient prépondérante (secteur de Mizoën-en Paris), le transport vers l'Ouest des zones hautes se traduit par un cisaillement sur le plan S_1 et sur les niveaux les plus ductiles. Ce régime explique la présence de la schistosité S_2 , plan axial de petits plis, à pendage vers l'Est comme S_1 , mais plus raide que celle-ci, ce qui confirme le sens du cisaillement. Cette disposition des figures de dissolution-recristallisation dans les niveaux restés riches en fluides, est due ici à l'importance accrue des transports vers l'Ouest. Ceux-ci sont attestés par la nette tendance à une transformation du matériau en tectonite linéaire de direction parallèle à celle du déplacement E-W (y compris les plis précoces). La différence avec le dispositif du secteur ouest (région d'Huez) s'explique aussi par la position de ces structures de Mizoën par rapport aux masses déplacées : éloignement du glaciaire de socle sous-jacent et recouvrement proche d'écaillles chevauchantes vers l'Ouest.

Comme il est courant, la fin de l'évolution structurale du secteur se réalise dans un matériau plus froid, plus induré et asséché. Dans le même régime de cisaillement, les figures obtenues sont des ruptures de second ordre en système de Riedel qui viennent prendre la suite de la déformation ductile.

Au total, à son échelle, la région de Bourg-d'Oisans offre un bon modèle où est représenté l'essentiel de l'évolution structurale alpine valable pour toute la zone externe dauphinoise à l'avant des chevauchements et nappes plus internes (fig. 6).

A partir du canevas de failles normales et de blocs basculés, hérité de la période d'extension de la marge téthysienne, le déplacement progressif vers le Nord Ouest des grandes unités de socle anté-triasique précoupées, réutilise en les réactivant en sens inverse, les failles normales initiales. Successivement d'Est en Ouest, les massifs de socle sont ainsi transportés en vastes écaillles chevauchantes, ce qui entraîne un épaissement crustal à leur niveau [Ménard, 1979]. La couverture qu'ils peuvent porter, se contracte au front des écaillles en un bourrelet de poinçonnement d'autant plus prononcé qu'il peut être bloqué contre un massif de butée. Ce cas se présente chaque fois qu'existe un bloc basculé avec un abrupt de faille à regard est limitant le demi-graben, suffisamment important (exemple du revers oriental de Belledonne). L'accumulation de la contraction se matérialise alors par un suraplatissement avec échappement vertical (expulsion vers le haut). Dans des niveaux plus élevés, ou en l'absence de massifs de butée, la couverture sollicitée par le déplacement des écaillles de socle tend à glisser vers l'avant-pays soit à l'interface socle-couverture, soit chaque fois qu'existe un niveau de faible résistance au cisaillement. Ces déplacements qui induisent des chevauchements et failles inverses de plus en plus modestes vers l'avant-pays occidental des Alpes s'amortissent là progressivement comme le bourrelet de poinçonnement au front de Belledonne.

THÈME IV

LA TECTONIQUE POLYPHASÉE DANS LES ZONES INTERNES ET SON PROLONGEMENT EN ZONE EXTERNE : CANEVAS POUR LA TRANSVERSALE SUD-PELVOUX

par PIERRE TRICART

On se propose de présenter, de la manière la plus synthétique, les traits majeurs de la tectogenèse des Alpes occidentales suivant une transversale zone externe - zones internes passant au Sud du Massif du Pelvoux, soit des régions de l'Embrunais et du Champsaur, à l'Ouest, au Queyras et aux vallées voisines, à l'Est. S'appuyant sur des données microtectoniques [Tricart, 1980] venant compléter les données stratigraphiques et mégastructurales classiques [Debelmas et Kerckhove, 1980], ce canevas accorde délibérément une place privilégiée aux événements synmétamorphiques.

Par ailleurs, le caractère à la fois polyphasé et cisailant des structures de toutes dimensions a imposé de com-

pléter les observations au niveau des contacts anormaux (en particulier les limites de « zones » tectoniques) par des observations à l'intérieur même des différentes unités structurales. Cette démarche explique que la synthèse présentée ici diffère sensiblement de celle qui vient d'être proposée par Ricou [1984] pour les mêmes régions.

a) *Enchaînement et évolution transverse des structures.*

Suivant cette transversale, l'analyse permet d'identifier quatre générations principales de structures synschisteuses, d'extensions inégales, reliables à quatre « phases » tectonométamorphiques majeures [Tricart, 1980 et 1984]. Les âges proposés (fig. 7) font référence aux données radio-

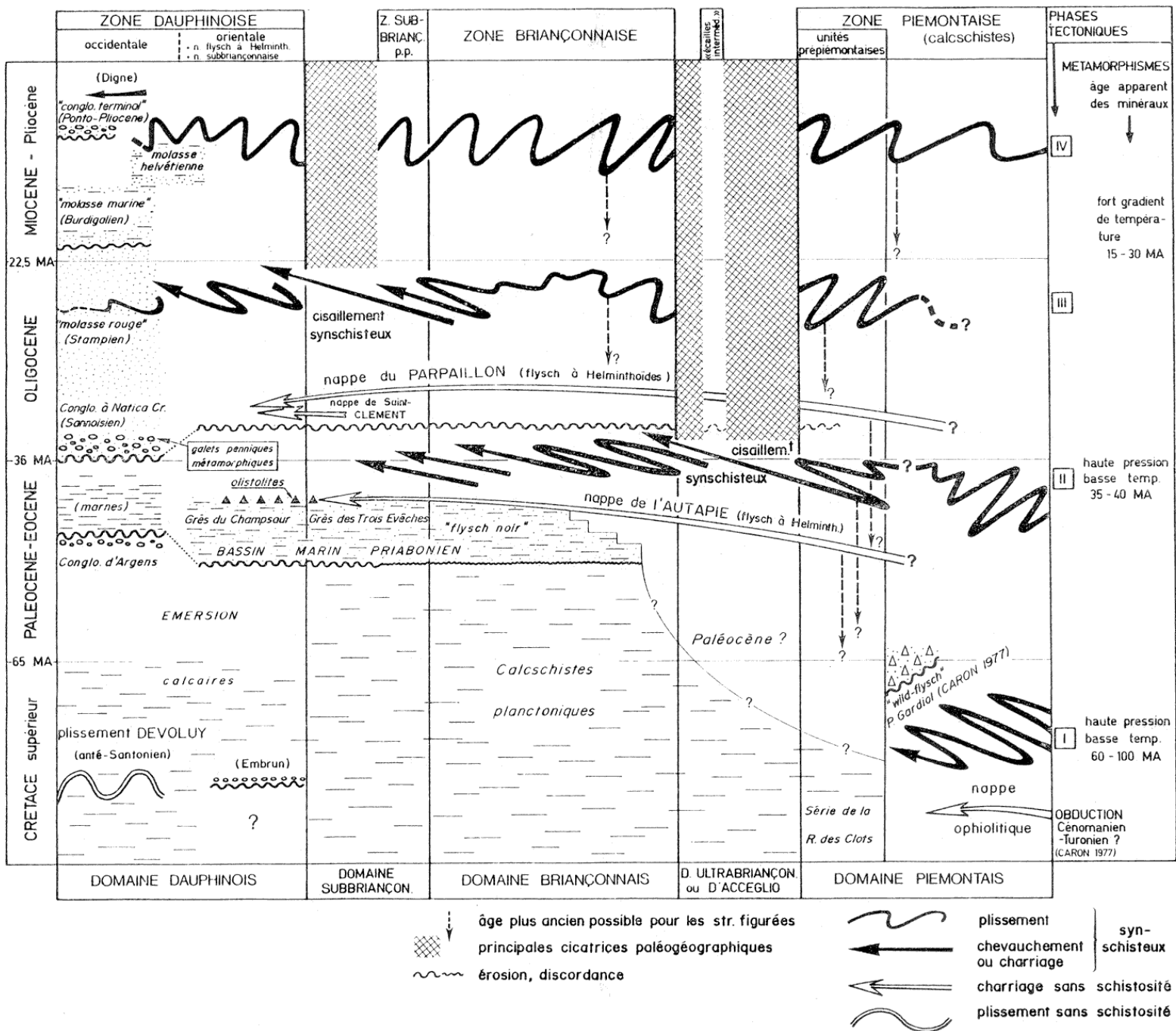


FIG. 7. — Éléments de datation des principaux événements tectogénétiques [d'après Tricart, 1980].

FIG. 7. — Data for dating the main tectogenetic events [after Tricart, 1980].

métriques (essentiellement dans la partie interne de l'arc alpin) et aux phénomènes sédimentaires, tels que détritisme et discordances (essentiellement dans les bassins périalpins externes).

— L'extension de la phase I [« éoalpine, Crétacé supérieur », Caron 1977] au sein de la zone piémontaise reste problématique. Elle doit pour le moins être minimisée à la suite de la récente découverte, dans cette zone (région du Queyras), de vastes unités comportant des dépôts argilo-calcaires ou marneux attribuables au Crétacé supérieur [Lemoine et al., 1984].

— La phase II voit le développement de plis couchés intrafoliaires et la mise en place de nappes dans pratiquement tout l'ensemble pennique (zones subbriançonnaise pro parte, briançonnaise et piémontaise). Fini-Éocène à l'Ouest, elle pourrait être progressivement plus ancienne [jusqu'à l'Éocène moyen : Liewig et al., 1981] vers l'Est, en zone piémontaise. Déformation et métamorphisme (haute-pression et basse température) sont globalement croissants vers l'Est [Saliot, 1978]. Les structures présentent initialement une disposition en éventail, à l'échelle de la chaîne, axée sur la zone piémontaise occidentale.

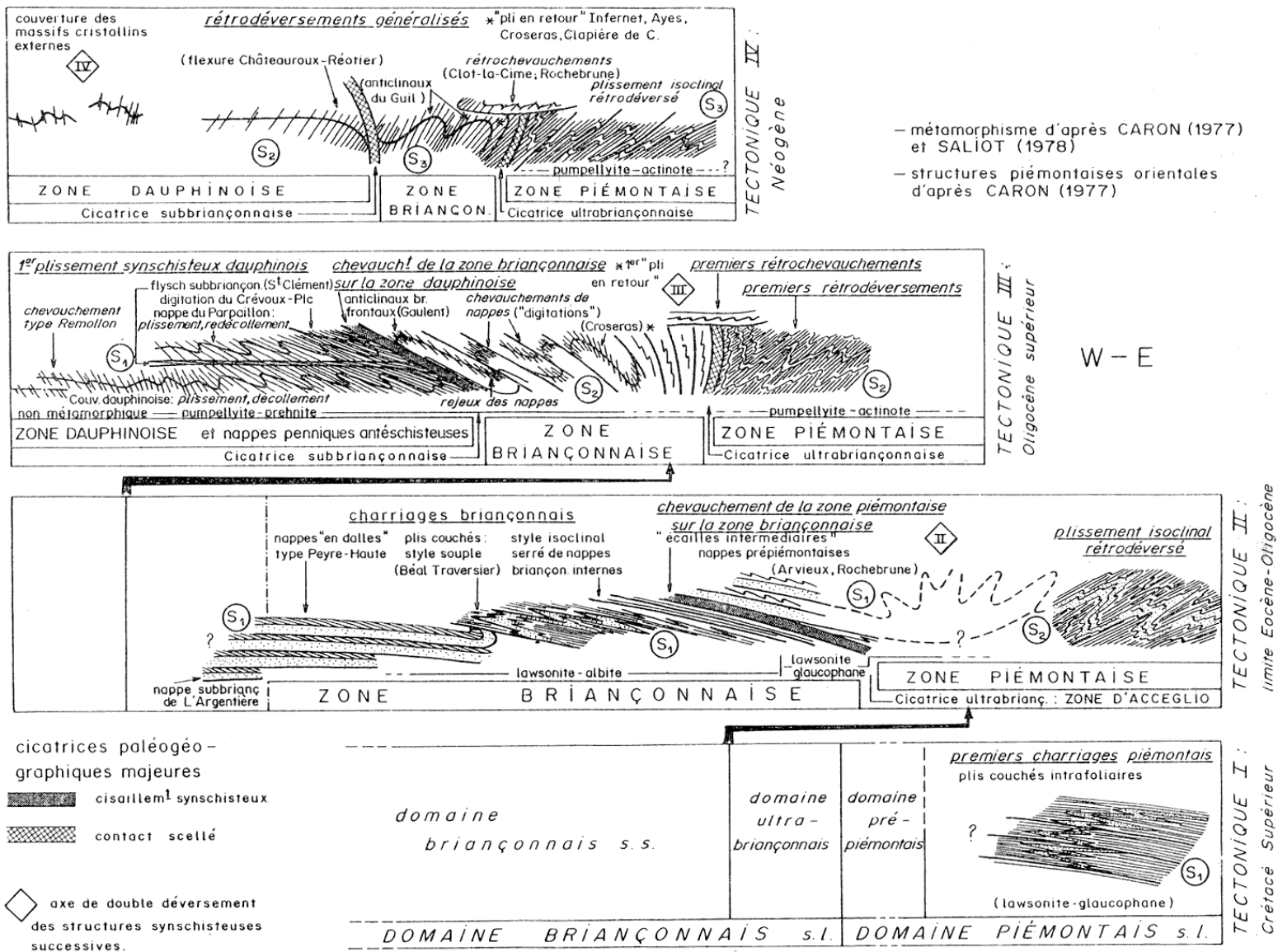


FIG. 8. — Enchaînement et relais des structures synschisteuses suivant la transversale sud-pelvousienne [d'après Tricart, 1980].

FIG. 8. — Main schistosity-associated tectogenesis, SE of Pelvoux [after Tricart, 1980].

Dans la branche ouest de cet éventail, le dispositif de premier ordre est le chevauchement de la zone piémontaise (déjà partiellement structurée) sur la zone briannonnaise, vraisemblablement à la faveur des *paléoaccidents bordiers du Briançonnais interne* (domaine d'Acceglio). Dans la branche est de l'éventail, apparaissent déjà les premiers rétrodéversements et rétrocharriages.

— La phase III, d'âge oligocène (probablement supérieur), affecte l'ensemble de la transversale, y compris le domaine dauphinois. Les structures sont là aussi disposées régionalement en éventail, mais axées maintenant sur la zone briannonnaise orientale. A l'Ouest, le dispositif de premier ordre est le chevauchement de la zone briannonnaise (déjà structurée à la fin de l'Éocène) sur la bordure orientale de la zone dauphinoise.

Ce chevauchement briannonnais frontal réutilise vraisemblablement l'un des couloirs de paléofractures qui

ont caractérisé le domaine subbriannonnais au Mésozoïque. Dans le même mouvement, la couverture dauphinoise orientale chevauche vers l'Ouest, de même que la nappe du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, déjà en place en avant de la zone briannonnaise. Dans le même cisaillement régional, la pile des nappes briannonnaises est reprise dans des plis couchés et chevauchements vers l'Ouest. Plus à l'Est, dans la branche interne, orientale, de l'éventail majeur de structures, les unités briannonnaises internes se renversent (« rétrodéversent») ou même chevauchent (« rétrochevauchent») vers l'Est les unités piémontaises, elles-mêmes affectées d'un plissement généralisé déversé vers l'Est. Comme pour la phase précédente, déformation et métamorphisme (à plus haut gradient de température) croissent régionalement vers l'Est.

— La phase IV (Mio-Pliocène) affecte elle aussi l'ensemble de la transversale en y développant un éventail

de structures ; celui-ci est axé sur les massifs cristallins externes [Tricart *et al.*, 1977]. Dans sa branche est, en zones dauphinoise orientale et briançonnaise, se développent des plis majeurs-mineurs à vergence est (*rétroréversion quasi-généralisée*), progressivement plus serrés vers l'Est. En zone piémontaise, dominant au contraire des rejeux en cisaillement vers l'Est des structures rétro-déversées antérieures (*accentuation des rétrochevauchements*).

Ces serrages symmétamorphiques alternent partiellement avec des mises en place gravitaires de *grandes nappes pelliculaires* en avant de l'édifice (principalement flyschs à Helminthoïdes).

D'un serrage au suivant, *le front de la schistosité progresse vers l'extérieur de l'arc* : un nouveau domaine paléogéographique est alors incorporé à la chaîne, tandis que les zones déjà structurées sont l'objet d'une reprise tectonique. Cela explique que la schistosité primitive dauphinoise

(S_1 régionale) correspond à une schistosité secondaire en zones internes ; de même la schistosité S_2 dauphinoise correspond à la S_3 briançonnaise (fig. 8).

D'un serrage au suivant *l'axe de double déversement des nouvelles structures migre lui aussi vers l'Ouest*. Les structures à vergence est, internes, apparues très tôt à l'Est, finissent par gagner toute la transversale au dernier stade de contraction. La structure actuelle en éventail de la chaîne résulte de la superposition de ces éventails successifs.

Au total, étape par étape, *l'édifice se segmente* (zones tectoniques classiques) suivant des accidents chevauchants de premier ordre, vraisemblablement hérités des paléofractures téthysiennes, bordières du domaine briançonnais ; susceptibles d'avoir bloqué temporairement, puis, surtout, d'avoir guidé la déformation, leur réactivation en compression peut expliquer la répartition et la géométrie des générations successives de structures, c'est-à-dire pour une part importante, les *modalités de la tectogenèse*.

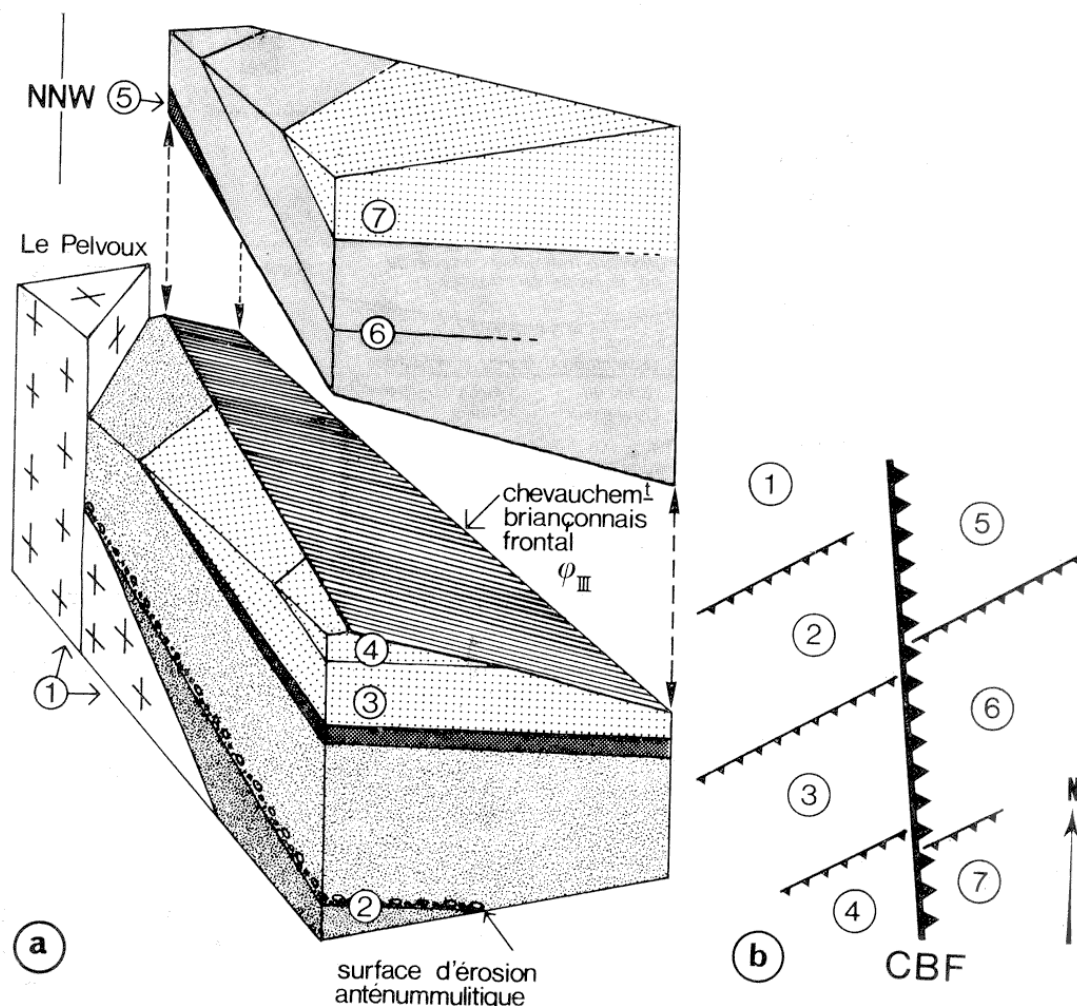


FIG. 9. — Lors de la phase III, le chevauchement briançonnais frontal recoupe une pile d'unités préalablement basculée vers le SSE.

a : bloc diagramme schématique des confins zone externe-zones internes au SE du Pelvoux. — b : esquisse cartographique correspondante.

1 : socle dauphinois ; 2 : couverture dauphinoise (Mésozoïque et Nummulitique) ; 3 et 4 : nappe du Parpaillon, corps principal et digitation de Crévoux-Pic ; 5 : nappe subbriançonnaise de l'Argentière-Vallouise ; 6 : nappes briançonnaises médio-occidentales ; 7 : lambeau de flysch à Helminthoïdes du synclinal de Guil'lestre. CBF : chevauchement briançonnais frontal. [d'après Tricart, 1980].

FIG. 9. — During phase III, the Briançonnais front thrusting intersected a tectonic units pile which have been previously tilted towards the SSE.

a : simplified block diagram at the border of the external and internal zones, SE of Pelvoux. — b : corresponding sketched map.

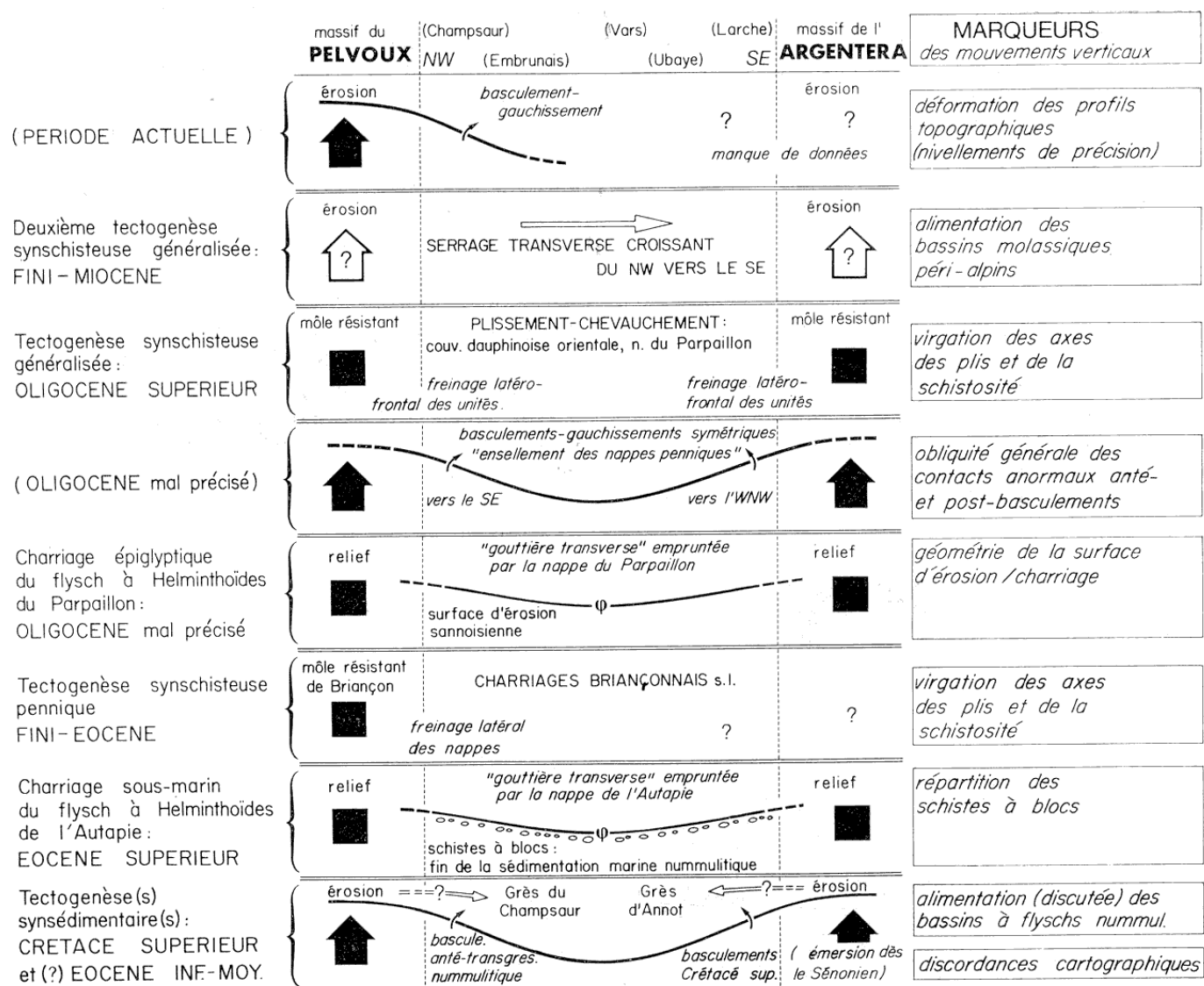


FIG. 10. — Interférence entre la surrection du Pelvoux et les plissements, chevauchements et charriages de couverture à son pied sud-est ; comparaison avec la région au Nord-Ouest de l'Argentera [d'après Tricart, 1982].

Les flèches verticales grasses indiquent un soulèvement des massifs ; les carrés indiquent que les massifs sont individualisés mais sans indice particulier de soulèvement.

FIG. 10. — Interference between the Pelvoux uplift and the foldings and thrustings of sedimentary cover, in its SE neighbourhood ; comparison with the region at the NW of Argentera [after Tricart, 1982].

b) Evolution longitudinale des structures.

Les coupes synthétiques précédentes ne rendent compte que très partiellement de l'évolution tectogénétique alpine : elles ne font en effet pas apparaître d'importantes variations, longitudinalement à la chaîne, qui ont caractérisé les générations successives de structures, synschisteuses ou non, et les édifices correspondants.

Dans toutes les zones (dauphinoise, briançonnaise et piémontaise), les structures synschisteuses développées à l'Éocène et/ou à l'Oligocène sont régionalement arquées (direction axiale des plis, azimut des schistosités). Seules sont relativement bien réglées les linéations d'étirement synschisteux matérialisant pratiquement la direction de transport relatif des nappes et chevauchements [Tricart, 1980 ; Malavieille *et al.*, 1984].

Ces virgations régionales évoquent un freinage latéral répété des unités suivant un accident correspondant à l'actuel SE Pelvoux, ou à son paléoprolongement oriental, en domaine interne [Tricart, 1982].

— Le dernier serrage synschisteux (Mio-Pliocène : rétro-déversements quasi-généralisés) développe des plis majeurs (plis de nappes), par ailleurs coniques, qui s'amenuisent vers le Nord et disparaissent à la latitude de l'Argentière. Ceci suppose le fonctionnement concomitant de *décrochements transverses* dans le socle dauphinois sous-jacent.

— Les nappes de glissement (flysch à Helminthoïdes) ne sont guère mises en place plus au Nord que leur limite septentrionale actuelle [reconstitution de « *gouttières transverses* » : Kerckhove, 1969].

— L'ensemble de la région au Sud Est du Pelvoux

actuel a été basculé vers le Sud ou le Sud Est, juste avant que la tectogenèse oligocène supérieur ne développe le chevauchement briançonnais frontal : ce chevauchement majeur, de même que ses répliques en zone briançonnaise, recoupe obliquement la pile des unités mises en place auparavant (flyschs à Helminthoïdes, nappes briançonnaises et subbriançonnaises : fig. 9). Ce paléobasculément n'est qu'un épisode de la *surrection du massif pelvovousien*, sensible dès les érosions qui ont précédé la transgression priabonienne en domaine dauphinois et encore active actuellement (fig. 10).

Au total, toutes ces variations, longitudinalement à la

chaîne, dans la géométrie des structures successives peuvent directement ou indirectement être attribuées au *rejeu d'accidents profonds transverses*, plus particulièrement les accidents anté-alpins de direction cévenole. L'accident au Sud Est du Pelvoux actuel en serait l'ultime expression [« hiatus sud-pelvovousien » : Vialon, 1974].

Cette réactivation de paléofractures transverses du socle anté-alpin aux différentes étapes de la compression alpine, vient en complément de la réactivation des paléofractures longitudinales pour rendre compte des particularités géométriques de l'édifice, et des modalités de sa mise en place.

Journée du 4 septembre (J1)

STRUCTURES PALÉOTECTONIQUES ET DÉFORMATIONS ALPINES A LA BORDURE OCCIDENTALE DU « SYNCLINAL DE BOURG D'OISANS »

(dir. M. Gidon et P. Vialon)

Itinéraire : voir la figure 11.

Lors du regroupement à la Paute (embranchement de la route du Col d'Ornon), M. GIDON présente le cadre sédimentaire et structural du « synclinal de Bourg d'Oisans » (fig. 3 et 4). Les couches du Sinémurien-Carixien dessinent là de spectaculaires plis synschisteux, à plans axiaux N-S et schistosité très redressée (fig. 6).

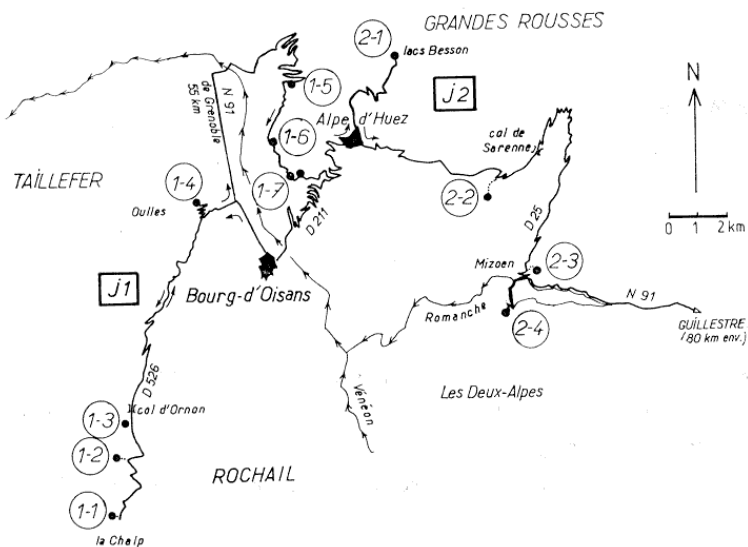


FIG. 11. — Itinéraire des jours 1 et 2. Localisation des arrêts.

FIG. 11. — Field-trip itinerary : first and second day. Location of the stops.

Localité 1-1 : La Chalpe de Chantelouve (quelques kilomètres au Sud du Col d'Ornon).

On se trouve là sur le flanc ouest de la dépression synclinale très dissymétrique de Bourg d'Oisans, à proximité immédiate de la faille du Col d'Ornon. Les termes inférieurs

de la série stratigraphique habituelle (Trias à Lias moyen) manquent ici. Contre la falaise de cristallin constituant un paléo-abrupt de faille, la série débute par le Lias supérieur argilo-calcaire (Domérien-Toarcien), incluant des brèches, blocs et olistolites parfois énormes de Trias (spilites et dolomies) et de Lias calcaire (fig. 12).

L'interprétation de ce dispositif comme résultant d'une paléofaille liasique fait l'unanimité ; la discussion porte d'une part sur la nature de la pellicule de brèche qui enduit

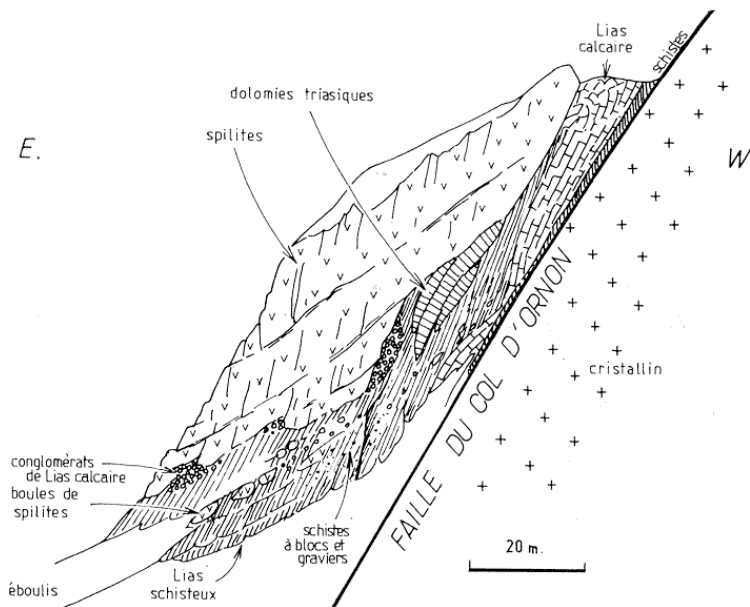


FIG. 12. — Coupe de La Chalpe de Chantelouve : olistolites dans le Lias supérieur. Dessin d'après photographie [d'après J.-C. Barfety et M. Gidon, 1984].

FIG. 12. — Section of La Chalpe de Chantelouve : olistolites in the Upper Lias.

le cristallin au voisinage du miroir de faille (brèche paléozoïque, brèche de friction ou brèche sédimentaire liasique ?), et d'autre part sur l'importance du rejeu alpin de cette faille (schistosité, rebroussement des couches liasiques) et le décollement éventuel de la couverture.

P. VIALON précise que, en examinant les schistes liasiques au voisinage des plus gros olistolites, on observe une schistosité mal organisée qui pourrait être induite par ces corps durs dans des matériaux argileux en cours de dépôt (paléoschistosité).

Localité 1-2 : Les Siaux de Chantelouve, pentes de Plan-Col (à 1,5 km au Nord de la précédente).

On se trouve là à peu près dans la même situation structurale, sur une faille satellite située à l'Ouest de la grande faille du Col d'Ornon, découpant un bloc intercalaire dans le socle cristallin. La coupe (fig. 13) montre à l'Est le

en dolomies triasiques. L'ensemble s'appuie à l'Ouest sur l'abrupt de la paléo-faille satellite.

M. VIALON évoque le problème de la déformation par reprise alpine. Cette déformation correspond essentiellement à une expulsion du matériel sédimentaire vers le haut par serrage entre les blocs crustaux ; les paléo-failles semblent avoir très peu rejoué : les stries observées indiquent presque toujours un mouvement en failles normales, parfois en décrochements, très rarement en failles inverses. Ces paléo-failles auraient joué le rôle de butoirs.

Localité 1-3 : Abords Sud du Col d'Ornon.

Les escarpements situés à l'Ouest, contre la faille du Col d'Ornon, montrent un autre bel exemple de brèches et mégabrèches chaotiques dans le Lias supérieur, avec des olistolites de spilites et de dolomies triasiques.

Après le déjeuner pris au Col d'Ornon, l'excursion

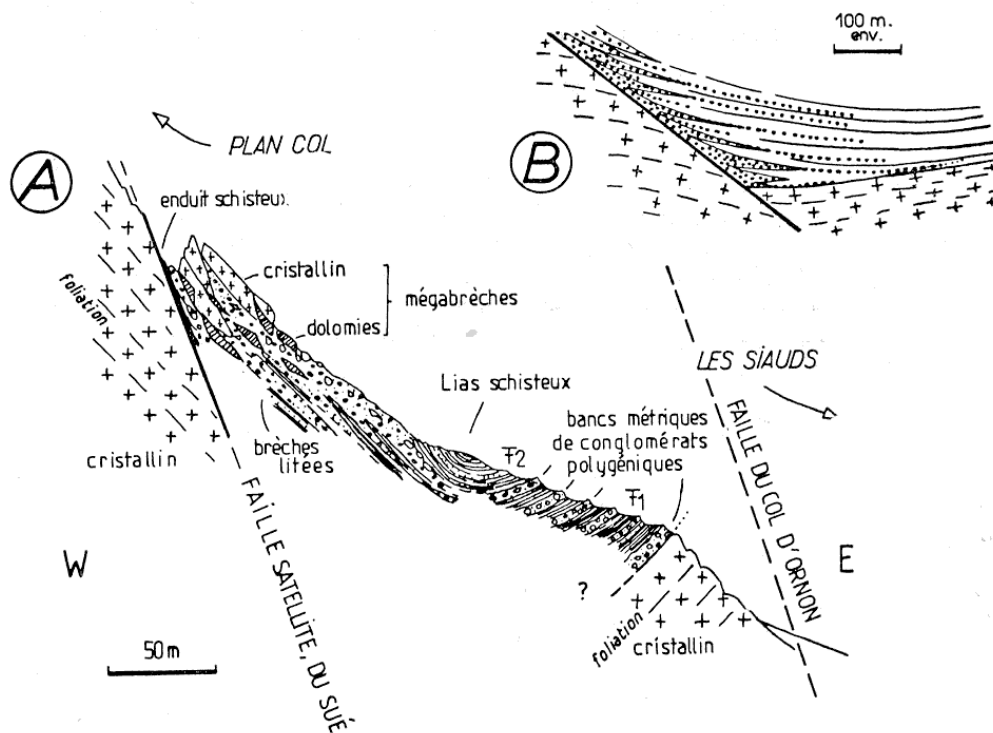


FIG. 13. — Coupe des pentes de Plan-Col, à l'Ouest du village des Siaux [extrait de J.-C. Barféty et M. Gidon, 1984].

A : Coupe synthétique (± points fossilifères). — B : Schéma interprétatif : les relations sédiments/cristallin avant déformations alpines.

FIG. 13. — *Plan-Col section, West of les Siaux.*

A : composite section. — B : reconstruction of the original relationship between sediments and crystalline basement, previously to Alpine deformation.

contact parfaitement stratigraphique du Lias sur le socle. Ce Lias supérieur (Toarcien supérieur daté par Ammonites) comporte dès la base, des niveaux détritiques grossiers ; en montant vers l'Ouest, on observe des coulées de blocs incluses dans la sédimentation calcschisteuse du Toarcien. Des slumpings, des filons sédimentaires des brèches dans les calcschistes sont des indices d'une sédimentation perturbée. Vers l'Ouest, ces niveaux passent latéralement à des brèches de pentes à mégablocs, ici riches en matériel cristallin et

redescend vers la vallée de la Romanche et s'engage sur une route difficile, taillée dans les calcaires liasiques, menant au village d'Oulles.

Localité 1-4 : 7^e lacet de la route d'Oulles.

1) *Déformations du Lias calcaire du « synclinal » de Bourg d'Oisans.* — On se trouve ici dans le flanc oriental de la structure synclinale du Col d'Ornon (fig. 6) ; les couches sont donc globalement disposées avec leur base à l'Est.

Il s'agit de calcaires du Lotharingien supérieur-Carixien, suivis vers l'Ouest de marnocalcaires du Domérien-Toarcien. Du fait de la dissymétrie sédimentaire entre les deux flancs de la dépression structurale de Bourg d'Oisans, on se trouve néanmoins à proximité de la faille du Col d'Ornon, dans une zone de plis droits, synschisteux, serrés contre cette faille.

Les affleurements montrent [Gratier et Vialon, 1979] :

- des structures d'aplatissement E-W : plans de schistosité parallèles à la faille, fentes sigmoïdes à quartz-calcite séparant des microlithons, ultérieurement boudinées dans l'aplatissement général ;
- des structures d'étirement vertical avec expulsion du matériau vers le haut : linéations d'étirement, fractures d'extension horizontales ;
- une grande hétérogénéité de la déformation, qui permet de reconstituer son évolution depuis les flexions initiales jusqu'aux glissements et ruptures tardifs.

P. VIALON précise les conditions de pression-température régnant lors de cette déformation : 250° C - 2 kb d'après les inclusions fluides, limite de l'épizone d'après la cristallinité de l'illite.

P. TRICART fait remarquer qu'il a observé dans les Terres noires de la région d'Embrun les mêmes fentes, antérieures au maximum de déformation. Toutes ces fentes correspondraient à l'injection de fluides dans les discontinuités avant et après chaque phase de déformation.

2) *Panorama — du côté Ouest, sur le prolongement septentrional de la faille du Col d'Ornon ; — du côté Est, sur le glacis du socle des Grandes Rousses.*

Après redescente sur la vallée de la Romanche, l'excursion s'engage ensuite dans la vallée de l'Eau d'Olle, ce qui permet de commenter le site de l'équipement hydro-électrique de Grand-Maison (*localité 1-5*), gagne Oz et, par une nouvelle route, le village de Villard-Reculas.

Localité 1-6 : environs de Villard-Reculas.

Le panorama sur la rive gauche de la vallée de Bourg d'Oisans permet de voir :

- le bloc Taillefer-Belledonne, limité à l'Est par l'abrupt rectiligne de la faille du Col d'Ornon et son prolongement nord ;
- le demi-graben de Bourg d'Oisans et son remplissage sédimentaire jurassique, dont la structure compliquée par des accidents synsédimentaires apparaît bien dans le massif du Grand Renaud et de Pré-Gentil (fig. 14) ;
- le glacis occidental du bloc des Grandes Rousses, accidenté de quelques marches d'escalier qui seront examinées le lendemain.

Localité 1-7 : route Villard-Reculas-Huez.

Sur le bord de la route, au-delà du village, on peut observer les déformations du Lias calcaire. On est ici proche de la limite socle/couverture, sur le glacis des Grandes Rousses faiblement incliné vers l'Ouest. On remarque :

- le basculement des structures précoces (S_1 à faible pendage E, fortement réfractée dans les bancs calcaires) ;
- l'apparition quand on se rapproche du socle d'une schistosité S_2 de dissolution-cristallisation, plus ou moins bien exprimée, à pendage ouest, responsable d'un litage tectonique. Cette double schistosité au voisinage du socle s'explique par un mouvement relatif socle/couverture (déplacement relatif de la couverture vers l'Est sous l'influence du mouvement de basculement du socle).

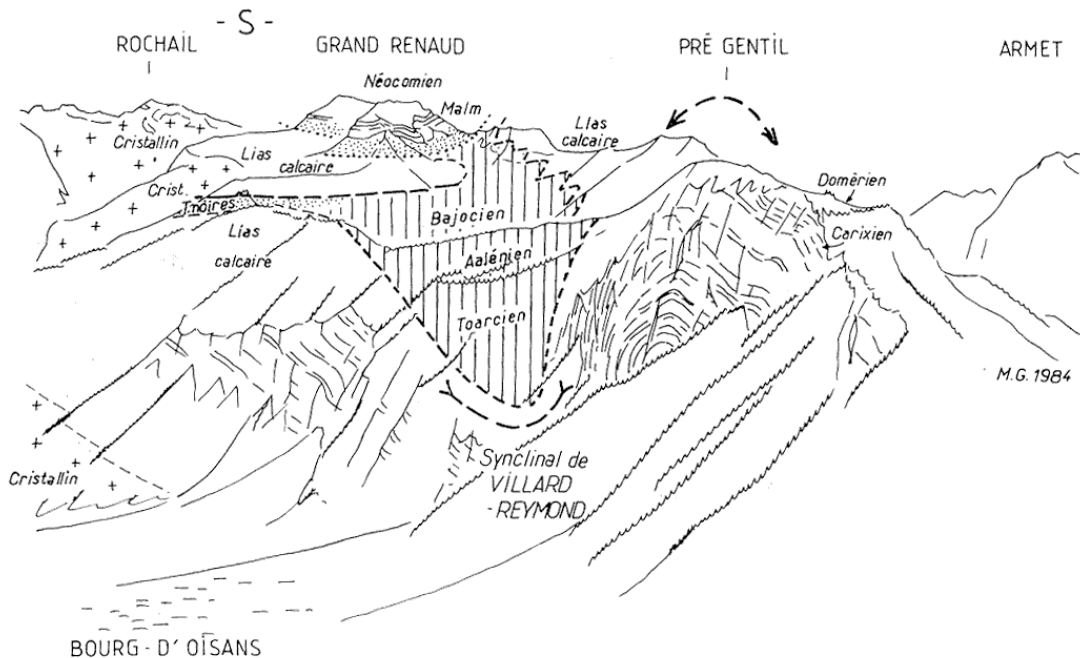


FIG. 14. — Panorama du demi-graben de Bourg-d'Oisans, montrant ses complications : discordance progressive, sur les flancs du synclinal de Villard-Reymond, des couches de son cœur (Lias sup.-Dogger) ; chevauchement alpin de la série du Grand Renaud, à Lias sup.-Dogger condensé, sur ce synclinal [voir J.-C. Barfèty et M. Gidon, 1983, Fig. 5, p. 10].

FIG. 14. — View on the half-graben of Bourg-d'Oisans.

Journée du 5 septembre (J2)

DÉFORMATIONS ALPINES ET STRUCTURES PALÉOTECTONIQUES SUR LES FLANCS EST ET OUEST DU MASSIF CRISTALLIN DES GRANDES ROUSSES

(Dir. M. Gidon et P. Vialon)

Itinéraire : voir la figure 11.

La journée entière se déroule sous ou dans des nuages bas qui interdiront malheureusement tout panorama. De Bourg d'Oisans à Huez, on franchit dès les premiers lacets de la D 211 le contact cristallin/Trias, souligné par des bancs de dolomies rouges. A partir de l'Alpe d'Huez, par la piste des lacs Besson, on suit la surface de la pénéplaine anté-triasique, mise à nu par l'érosion.

Localité 2-1 : Lacs Besson.

Dans ce secteur, des failles normales à regard ouest décalent le socle cristallin et sa couverture triasique ; leur rejet est de quelques dizaines de mètres. Plus au Sud, des failles de la même famille affectent de l'Hettangien et sont cachetées par les couches du Sinémurien, ce qui conduit à attribuer à ce réseau de failles normales un âge liasique inférieur.

J. DERCOURT est frappé par l'étonnante fraîcheur de ces abrupts de faille, eu égard à leur ancienneté : certains envisagent la possibilité de néotectonique.

G. MASCLE précise qu'il existe sur ces miroirs de failles plusieurs directions de stries, ce qui montre qu'elles ont joué à plusieurs reprises.

Après redescente sur l'Alpe d'Huez, les véhicules empruntent la route pastorale du Col de Sarenne, à flanc de pente du massif des Grandes Rousses. Elle suit d'abord la surface de la pénéplaine anté-triasique, puis pénètre dans le massif cristallin. L'excursion quitte les véhicules dans le vallon de Sarenne, au pied de la Croix de Cassini, pour atteindre à pied le Col de Grange Pellorce. A cet emplacement passe un nouvel accident longitudinal, le long duquel existent des indices d'une activité synsédimentaire jurassique.

Localité 2-2 : Col de Grange Pellorce, au pied ouest de la Croix de Cassini.

1) *Panorama vers le Sud* (fig. 15). Le panorama entrevu sur la bordure ouest du massif du Pelvoux (station des Deux Alpes et sommet de la Muzelle) montrerait par temps clair de multiples témoins d'une activité tectonique synsédimentaire au Jurassique (brèches et olistolites dans le Lias).

2) *Dispositions sédimentaires* au flanc ouest d'un horst jurassique recouvert à l'Aalénien.

— *Contexte structural* (fig. 3). L'accident du Col de Grange Pellorce se traduit par une bande de terrains sédi-

- S -

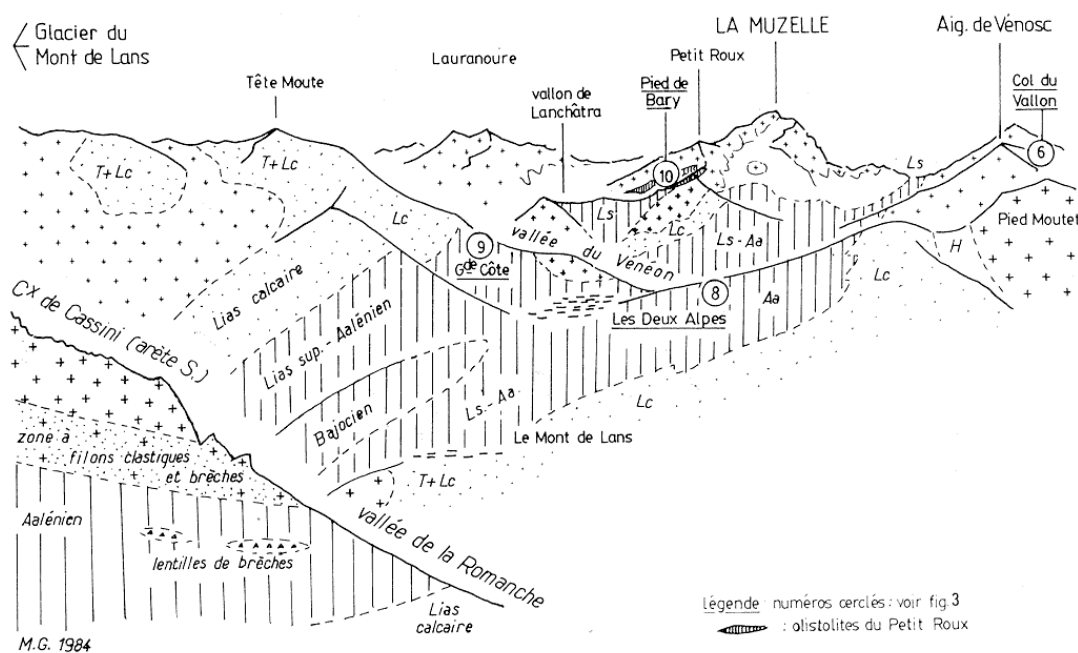


FIG. 15. — L'extrémité nord-ouest du massif du Pelvoux, vu du col de Grange Pellorce.

FIG. 15. — View on the Northwest extremity of the Pelvoux massif.

mentaires N-S qui s'engage dans le massif des Grandes Rousses en s'étranglant vers le Nord. Le bloc cristallin soulevé de la Croix de Cassini, coiffé d'un « chapeau » horizontal de Trias-Lias, s'ennoie vers le Sud sous l'Aalénien de la dépression structurale des Deux-Alpes (fig. 16).

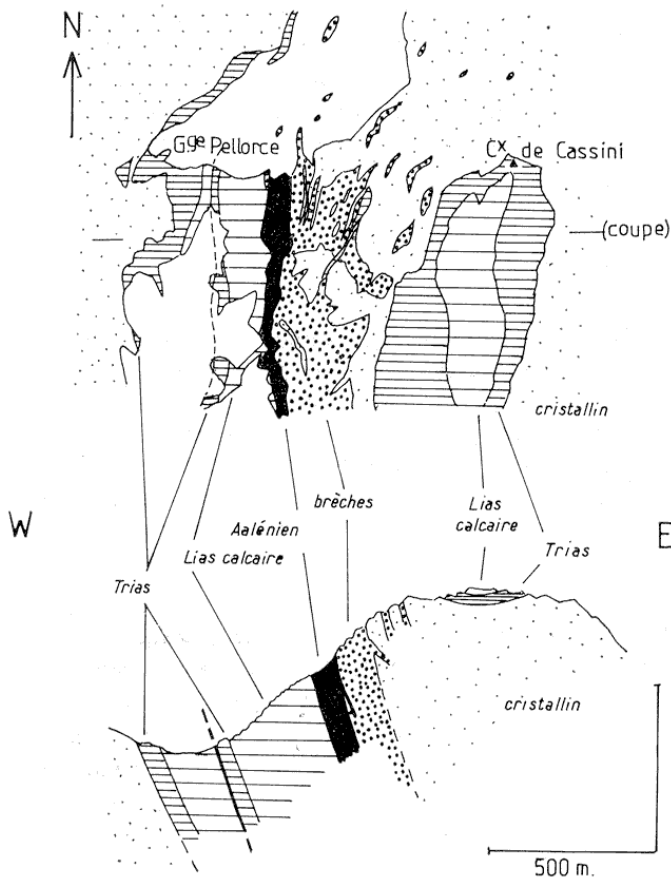


FIG. 16. — Structure de la Croix de Cassini (esquisse cartographique en haut, coupe en bas) [d'après J.-L. Rudkiewicz et C. Vibert, 1982].

FIG. 16. — Structure of the Croix-de-Cassini (sketch-map above, section below).

— *Affleurements.* En montant du col vers la Croix de Cassini, on recoupe l'Aalénien schisteux, qui se charge en niveaux de brèches à matériel calcaire et cristallin, passant à la « brèche de Cassini » ; plus à l'Est, le contact socle/couverture est progressif du fait de filons sédimentaires à remplissage carbonaté ou bréchique (« filons clastiques ») qui s'insinuent entre les blocs de cristallin. Cet ensemble plonge fortement vers l'Est ce qui pose le problème de la situation tectonique de cette bande sédimentaire, compte tenu du « chapeau » horizontal de la Croix de Cassini. S'il s'agit d'un anticlinal déversé à cœur de cristallin, il faut admettre que le socle a pu se déformer souplement.

J. GOGUEL affirme que le socle peut fort bien se comporter de manière cassante à grande échelle, mais souple dans les mégastructures.

P. VIALON souligne qu'il a observé une schistosité alpine dans ce socle cristallin.

Retour aux véhicules et trajet jusqu'au Col de Sarenne, d'où l'on aurait par beau temps un panorama sur la bordure orientale du massif des Grandes Rousses et le domaine dauphinois oriental. On y suit un liséré discontinu de Trias-Lias inférieur, l'Aalénien qui les recouvre venant parfois en contact direct avec le socle cristallin. Cette disposition est vraisemblablement d'origine paléotectonique (abrupt oriental, à regard est, du bloc basculé des Grandes Rousses), mais a pu être accentuée par les déformations alpines.

Du Col de Sarenne, on descend jusqu'à Clavans où est pris le déjeuner, puis à Mizoën, en pénétrant dans la couverture du rebord oriental des Grandes Rousses. Le vallon emprunté par la route est ouvert dans l'Aalénien, et dominé en rive gauche par les bancs plus calcaires du Bajocien. Un court trajet à pied sur sentier permet de rejoindre la route qui monte au plateau d'En Paris par Singuigneret.

Localité 2-3 : Route pastorale de Singuigneret. — Déformations des couches du Dogger.

— *Contexte structural.* Dans ce secteur se fait sentir l'influence des grands déplacements vers l'Ouest (écaillages du plateau d'En Paris, nappes internes), près de la zone de blocage correspondant à l'accident oriental des Grandes Rousses.

— *Etude des affleurements en bord de route :*

- plis précoces synschisteux (S_1 à peu près parallèle à S_0) entraînés par étirement-glisement en position transversale E-W. Cet étirement est matérialisé par une linéation d'étirement parallèle aux axes de plis, des charnières courbes et des fentes d'extension à quartz-calcite perpendiculaires. D'autres fentes plus précoces sont replissées et parallélisées à la direction d'étirement E-W ;

- reprise par des plis récents synschisteux (S_2 à fort pendage est, figures de dissolution-cristallisation) et des ruptures tardives impliquant un cisaillement sur l'anisotropie précoce S_1 , et un mouvement général vers l'Ouest, en faille inverse.

P. TRICART s'interroge sur les caractères de la déformation 1 (en constriction ?) et sur l'équivalence entre la déformation 2 et celle observée la veille (localité 1-7).

Après avoir franchi le barrage du Chambon, on s'engage sur la route du Mont-de-Lans.

Localité 2-4 : lacets de la route du Mont-de-Lans. — Déformations dans le Toarcien, contre la faille bordière des Grandes Rousses.

Cet arrêt complémentaire du précédent montre des exemples d'entraînement progressif par déplacement E-W des axes de plis précoces, avec des linéations liées : linéation d'intersection parallèle aux axes de plis, linéation de transport perpendiculaire. Du fait de cet étirement, la direction de la schistosité S_1 varie de N-S à E-W.

Le trajet du barrage du Chambon à Guillestre par le Col du Lautaret et Briançon permet malgré le temps médiocre quelques aperçus sur des panoramas géologiques classiques, présentés par J. DEBELMAS :

— de La Grave, vue sur les granites et les migmatites de la Meije (massif du Pelvoux), surmontant des schistes noirs liasiques ;

— entre La Grave et le Col du Lautaret, vue sur le synclinal dissymétrique de l'Alpe du Villard d'Arène, chevauché par le massif cristallin du Combeynot.

Ces deux panoramas introduisent une discussion sur la façon dont s'effectuent les raccourcissements dans les socles cristallins d'une part, dans leur couverture d'autre part : structures cisailantes kilométriques conduisant à des chevauchements de socle, « shear zones » au sein de la

couverture liasique... D'après J. DEBELMAS, ces modèles ne sont pas à exclure, mais il faut tenir compte du fait que, sous le cristallin de la Meije et du Combeynot, il existe une couverture de Trias-Lias en position renversée ;

— de Monétier-les-Bains, vue sur les écaillages intenses affectant la bordure orientale du massif du Pelvoux et sa couverture, dans laquelle apparaît un flysch priabonien (ancienne « zone ultra-dauphinoise »).

— de St Chaffrey, vue sur les éléments briançonnais (houiller et sa couverture, nappe de Peyre-Haute) et « ultra-briançonnais » de la « 4^e écaille » (sommet du Prorel).

Séance du 5 septembre à Guillestre

La séance est ouverte à 21 h 45. Le président, J. GOGUEL, propose d'organiser la discussion autour de deux thèmes :

— les problèmes de sédimentologie et paléogéographie liés au jeu des paléofractures observées, et aux grabens ou demi-grabens qui en résultent (localisation et interprétation des brèches) ; — les problèmes des déformations alpines de ces demi-grabens.

Sur le premier thème, M. LEMOINE engage la discussion en insistant sur la nécessité de différencier divers types de brèches, suivant leur mode de genèse et leur âge. Les mouvements le long des fractures génératrices ont-ils été continus ou saccadés ?

J. DERCOURT demande s'il faut envisager des paléofractures vivantes s'accompagnant d'une subsidence continue, ou plutôt des failles produisant par saccades brutales de grands escarpements, générateurs d'un tapis d'éboulis sous-marins.

M. LEMOINE donne un élément de réponse en précisant que plusieurs épisodes d'activité tectonique ont été identifiés au Lias, notamment à la limite Hettangien-Sinémurien et au Doméro-Toarcien. Il semble donc que l'on ait bien affaire à un jeu de failles par saccades brutales, séparées par des intervalles de calme (exemple : le Sinémurien), d'où des discordances par « onlap ».

M. GIDON rappelle que la mise en place de certaines brèches (brèches de Plan Col par ex.) procède d'un phénomène quasi-instantané, compte tenu des rapports entre brèche et encaissant.

Diverses questions sur le mécanisme de genèse des brèches sont ensuite posées : les paléofractures ont-elles joué à l'air libre, donnant lieu à une érosion aérienne (J.-F. RAOULT) ? Avait-on affaire à une falaise unique de 2 000 m de haut, ou à une morphologie plus complexe ? (J. DERCOURT)..

Pour M. GIDON, il n'y a pas d'argument de terrain sûr. Les gros blocs indiquent une mise en place par gravité ; le passage des brèches à des filons infiltrant le socle (Croix de Cassini) suggère un contexte sous-marin ; mais quels sont les modèles actuels connus de telles brèches sous-marines ?

G. BOILLOT rappelle l'existence sur certaines marges stables d'escarpements sous-marins actuels importants, observés directement, avec éboulis de pentes, karsts et formes de relief proches des formes subaériennes. Une tectonique vivante n'est donc pas toujours nécessaire pour engendrer des brèches sous-marines. De façon plus générale, tout ce qui a été vu lors de ces deux jours pourrait s'être formé aussi bien en milieu sous-marin qu'en milieu subaérien.

D'après G. MASCLE, les ordres de grandeur des escarpements sous-marins actuels et d'un escarpement liasique comme celui de la faille du Col d'Ornon sont les mêmes.

A titre de comparaison, M. LEMOINE évoque les brèches liasiques de la nappe de la Brèche, où l'on peut suivre le passage des très gros blocs à des brèches granuloclassées, puis à un flysch syn-rift.

G. BOILLOT évoque les brèches sous-marines syn-rift (Crétacé supérieur) de la marge de Galice (forage 398).

D. MERCIER ajoute que la morphologie sous-marine devait comporter une contrepente ; il a en effet observé dans les argiloschistes du Lias, en position distale par rapport aux brèches, des Bélemnites dont la pointe est dirigée vers l'escarpement de faille.

J. DERCOURT abonde dans ce sens, ayant pu mesurer en mer Égée combien la forme des bassins conditionnait la répartition des sédiments détritiques (pente raide à éboulis sous-marins, contrepente sans aucun bloc).

D. OBERT revient sur la question, déjà abordée sur le terrain, de la géométrie initiale des plans de failles. Il ressort des interventions de M. Gidon, J. Dercourt, M. Lemoine et P. Vialon que les paléofailles, et en particulier la faille du Col d'Ornon, n'ont été que modérément redressées lors des compressions alpines ; leur forte pente originelle serait compatible avec ce que l'on observe sur la stabilité des éboulis sur les pentes sous-marines actuelles.

J. DERCOURT demande enfin s'il existe des relations entre ces failles liasiques et les cheminées d'émission des spilites triasiques.

M. LEMOINE répond que, si on annule les effets des failles liasiques, le Trias des massifs cristallins externes montre une

remarquable uniformité et n'est affecté que par des petites failles syn-sédimentaires, de localisation différente des failles liasiques. Les rares filons d'alimentation connus pour les basaltes alcalins qui donneront les spilites ont bien une direction à peu près N-S, mais les distensions liasiques ne commenceront qu'après la fin des événements volcaniques.

J. GOGUEL introduit ensuite le *deuxième thème* de discussion.

P. VIALON rappelle la répartition de la déformation à l'intérieur des demi-grabens : déformation maximale contre la faille bordière qui joue le rôle de butoir, taux de contraction très fort dans le creux, moins fort sur les bords. Revenant sur une discussion amorcée sur le terrain, on aborde la question des raccourcissements comparés du socle et de la couverture. Plusieurs mécanismes sont évoqués : rejeu en failles inverses des failles listriques initiales, chevauchements de socle, décollements par glissement sur les divers plans de schistosité, comportement plastique

du socle. Il faut tenir compte du fait que le tégument est resté tranquillement adhérent au socle.

Pour P. TRICART, l'essentiel de la déformation s'est fait par cisaillement, sans beaucoup de raccourcissement E-W.

Enfin, il ne faut pas négliger la possibilité de coulissement le long des failles, évoquées par J. GOGUEL et confirmée par les observations de G. MASCLE (stries horizontales).

M. LEMOINE rappelle que le massif du Taillefer est découpé par des paléofailles transversales E-W en blocs basculés vers le Sud, ce qui correspond à une composante N-S de la distension. Les coulissements ont pu avoir lieu pendant le rifting et/ou pendant la compression alpine.

J. DERCOURT conclut cette discussion en marquant sa surprise de n'avoir pas vu lors de ces deux jours la chaîne de couverture typique à laquelle il s'attendait : en effet, en dépit des différences lithologiques, le socle participe à la déformation de la couverture.

La séance est levée à 23 h, après la présentation par P. Tricart du programme du lendemain.

Journée du 6 septembre (J3)

RELATIONS ENTRE ZONES INTERNES ET EXTERNES ; LE CHEVAUCHEMENT BRIANÇONNAIS FRONTAL

(Dir. P. Tricart)

Itinéraire : remontée vers le Nord de la vallée de la Durance (zone briançonnaise) jusqu'à l'Argentière (fenêtre de subbriançonnais), puis remontée vers l'Ouest du vallon du Fournel : on recoupe les unités briançonnaises occidentales qui chevauchent, par l'intermédiaire de l'unité subbriançonnaise de Vallouise, la marge orientale de la couverture dauphinoise, représentée par un flysch nummulitique (Grès du Champsaur).

Localité 3-1 : La Haute-Salce (terminus de la piste, alt. 1 600 m)

La « trilogie nummulitique » (calcaires à Nummulites priaboniens, avec conglomérats à la base ; schistes à Globi-

gérines priaboniens ; flysch gréseux) repose ici directement sur le cristallin du Pelvoux, qui affleure en boutonnière.

G. BOILLOT s'interroge sur les conditions de dépôt des calcaires à Nummulites : s'agit-il de sédiments réellement déposés en place, à faible profondeur (faciès à Algues, faunes d'eau peu profonde), ou redéposés à plus grande profondeur que ne l'indique leur faciès ? Y a-t-il eu réellement une émergence anté-nummulitique ?

M. GIDON rappelle qu'il existe localement à la base des calcaires des couches à Cérithes, indiquant un milieu de très faible profondeur.

C. KERCKHOVE fait remarquer que l'on assiste au cours de la sédimentation nummulitique à un approfondissement

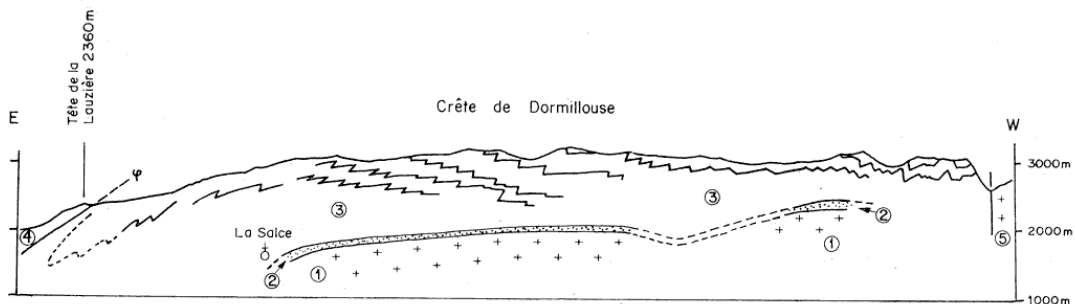


FIG. 17. — Le versant sud du vallon du Fournel (panorama reconstitué d'après photographies obliques : Plotto [1977]. On a rajouté le grand synclinal oriental, visible dans le versant opposé de la vallée.

1 : socle anté-alpin ; 2 : calcaires à Nummulites ; 3 : grès du Champsaur (seuls quelques bancs ont été figurés) ; 4 : unité subbriançonnaise de Vallouise ; 5 : bordure du massif du Pelvoux.

FIG. 17. — *Southern side of the Fournel valley [reconstructed from oblique views : Plotto, 1977].*

très rapide, puisqu'on passe de ces calcaires à Nummulites à des marnes à Globigérines (faciès de bassin), puis à un flysch gréseux probablement sédimenté au voisinage de la CCD : le taux de subsidence était donc très fort.

M. GIDON souligne que ces sédiments se sont mis en place sur une paléotopographie, héritée d'une tectonique anté-priabonienne : on a là un prolongement de la « chaîne arvinche ».

Cadre mégastructural. Le flysch gréseux est déformé par des plis en chevrons dont l'agencement indique qu'ils sont contemporains du chevauchement, à l'Est, de la zone briançonnaise. Ce sont les plis P₁ synchisteux régionaux (métamorphisme tout juste épizonal). Le toit du socle et les calcaires à Nummulites ne sont pas plissés : les Schistes à Globigérines représentent un niveau de dysharmonie majeure (fig. 17).

La coupe de l'ancienne ardoisière, faite à pied, permet d'apprécier comment on passe verticalement, en quelques dizaines de mètres, du socle anté-alpin, au comportement quasi-rigide, aux premiers bancs gréseux du flysch, vigoureusement plissés. Les contacts entre les différentes formations sont néanmoins restés remarquablement sédimentaires (fig. 18).

La partie inférieure des schistes à Globigérines présente des microstructures, essentiellement liées à S₁, qui caractérisent une zone de cisaillement ductile (« shear zone ») horizontal vers l'Ouest. Ce cisaillement est celui engendré par la translation vers l'Ouest du flysch au cours de son plissement.

On remarque en particulier dans S₁ une belle linéation E-W d'étirement, soulignée par des fibres de quartz et de calcite. P. Tricart en présente quelques aspects microscopiques à l'aide de photographies (fig. 19) : cette linéation matérialise pratiquement la direction de transport de la couverture décollée.

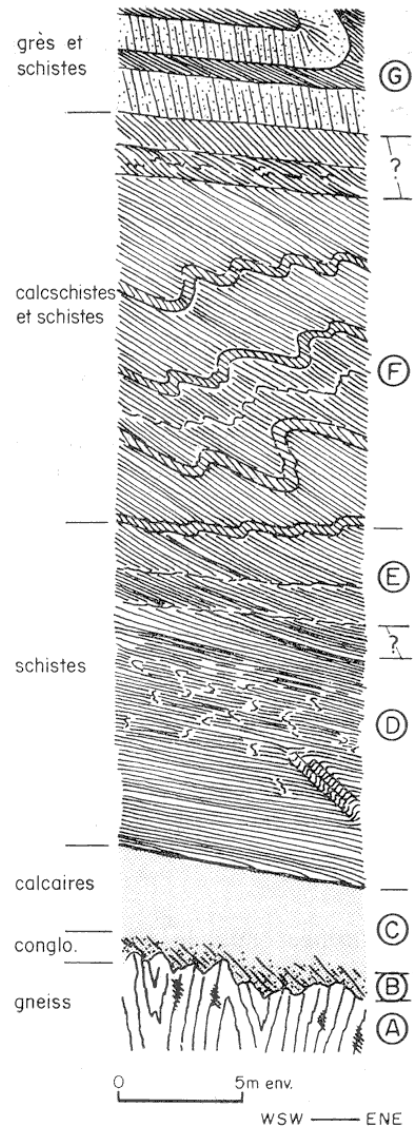
Interprétation générale. Les structures observées peuvent être replacées dans leur contexte alpin. En effet, en utilisant la S₁ régionale comme structure-guide, il apparaît qu'il faut attribuer à la même tectogenèse symmétamorphique majeure (phase III fig. 7 et 8) : — le chevauchement vers l'Ouest de la zone briançonnaise sur la couverture dauphinoise ; — le plissement généralisé de cette couverture, son décollement et son transport vers l'Ouest. Ce dispositif implique la plongée vers l'Est du socle dauphinois (plus ou moins dénudé tectoniquement) sous la pile des nappes briançonnaises.

Retour à l'Argentière ; depuis le quartier de la Bessée, un court trajet à pied mène à l'affleurement suivant.

Localité 3-2 : ravin des Rouyes (conduites forcées EDF).

— Plis dans l'unité subbriançonnaise de l'Argentière.

Cadre mégastructural : les terrains subbriançonnais apparaissent en demi-fenêtre, dans le prolongement oriental de l'unité de Vallouise, sous les unités briançonnaises chevauchantes vers l'Ouest (« chevauchement briançonnais frontal », déjà recoupé dans le vallon du Fournel.) La



	P1 més.	S1	L1b	L1a
E F G				
D				
C				
B				
A				

FIG. 18. — Évolution verticale des structures à la base des Grès du Champsaur (Haute-Salce : coupe de l'ardoisière).

A à G : étagement tectonique. D est une zone de cisaillement ductile. Dans le tableau, le bon développement d'un élément structural est figuré en noir, son faible développement en gris et son absence en blanc [d'après Tricart, 1980].

FIG. 18. — Vertical evolution of the structures at the base of Champsaur sandstones (Haute-Salce : Ardoisière section).

A to G : main tectonical behaviours. D is a shear zone. In the table, good development of a structure is in black, poor development in grey and absence in white.

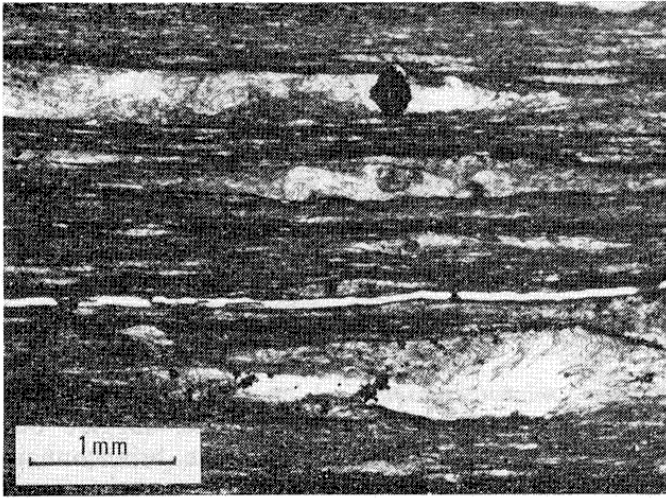
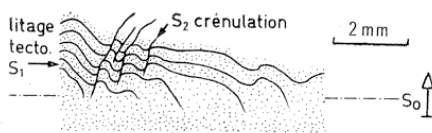
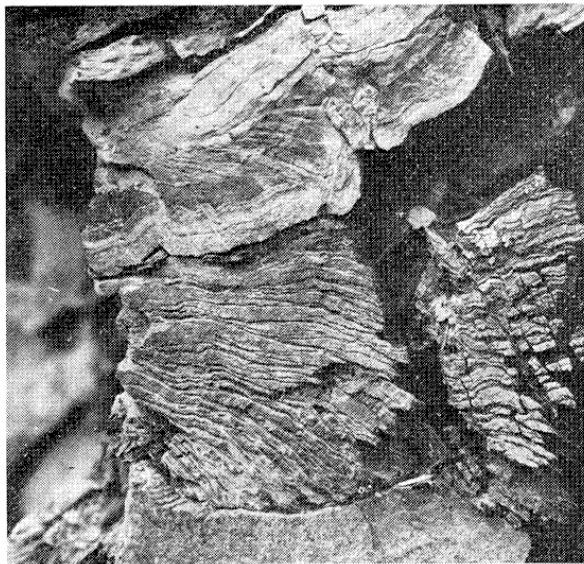


FIG. 19. — Aspect microscopique de la zone de cisaillement ductile à la base des Grès du Champsaur (niveau D, fig. 18).

Section normale à la schistosité S_1 et parallèle à la linéation d'étirement $L1''a''$. Celle-ci est matérialisée par des fibres de calcite et de quartz en position abritée (Globigérines et amas pyriteux). Elle figure pratiquement la direction de transport de la couverture décollée.

FIG. 19. — Microscopic aspect of the shear zone at the base of the Champsaur sandstones (level D, fig. 18).

Section normale to the schistosity S_1 and parallel to the stretching lineation $L1''a''$. This lineation is materialized by pressure shadows (Globigerines and pyrites) with calcite and quartz fibers. It quite represents the transport direction of the sedimentary cover.



b

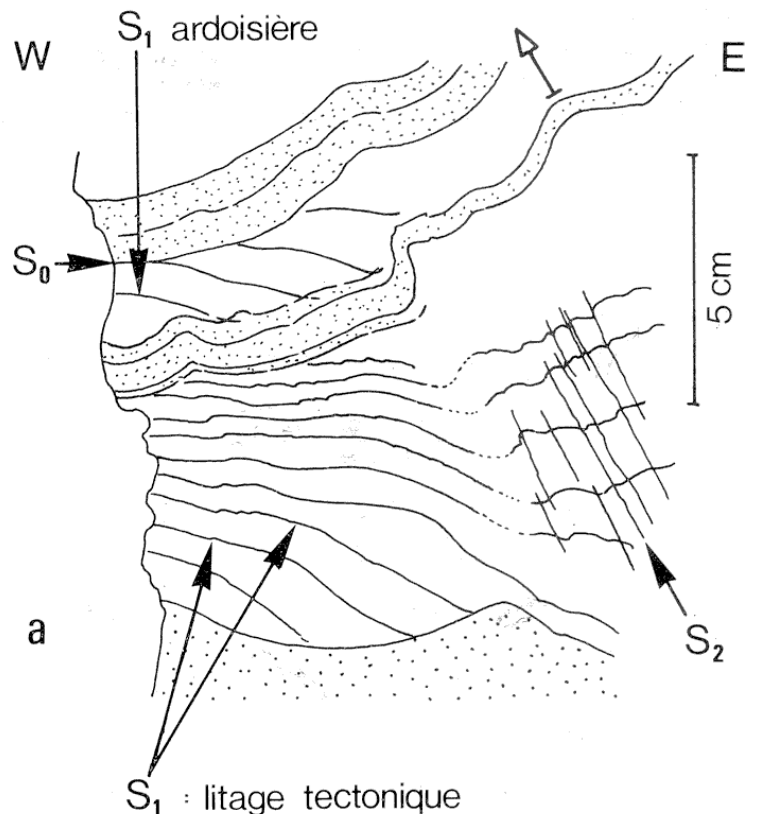


FIG. 20. — Structures liées à l'anticlinal de la Balmette (fenêtre subbriançonnaise de l'Argentière) : un pli P_2 majeur. a : superposition S_1/S_2 : aspect macroscopique. — b. *idem* : aspect microscopique [d'après Tricart, 1980].

FIG. 20. — Structures linked to the Balmette anticline (Subbriançonnais window of l'Argentière) : a major fold of second generation. a : S_1/S_2 intersection : macroscopic aspect. — b : *idem*, microscopic aspect. S_1 is a tectonic bedding.

structure de la demi-fenêtre est commandée par un anticlinal pluri-kilométrique déversé-couché vers l'Ouest [« anticlinal de la Balmette » : Debelmas, 1955]. Au-dessus, les nappes briançonnaises sont engagées dans des plis déversés ou couchés vers l'Ouest, cisailés suivant des surfaces de chevauchement qui sont des répliques du chevauchement briançonnais frontal. L'ensemble est haché par un faisceau de failles subméridiennes tardives [failles de la Durance : Debelmas, 1955].

Les plis du ravin des Rouyes ; ces plis mésoscopiques sont des plis mineurs associés à l'anticlinal de la Balmette, dans son flanc supérieur normal, juste sous le chevauchement briançonnais. Ils sont nés dans le même mouvement cisailant régional que les plis en chevrons des Grès du Champsaur vus à l'arrêt 3-1. Ils affectent les calcaires zonés du Malm-Néocomien et une brèche polygénique attribuée au Crétacé moyen. Ces plis déforiment une schistosité ardoisière (S_1 locale : fig. 20) et la linéation associée ; ils sont liés à une schistosité de type crénulation (S_2) : ce sont les plis P_2 locaux. Leur géométrie remarquable (dispersion axiale planaire, reprise sous un angle variable de la linéation primitive, dissymétrie de profil) traduit une déformation en cisaillement vers l'Ouest, conforme au contexte mégas-structural.

Conclusion. Dans l'unité subbriançonnaise de l'Argentière, les structures accompagnant le chevauchement vers

l'Ouest de la zone briançonnaise sont les structures 2 locales. Elles sont équivalentes des structures 1 dauphinoises vues à l'arrêt précédent (3-1).

Montée par la D 38 jusqu'aux environs du village de Champcella, où est pris le déjeuner. De là, montée par une difficile route forestière accrochée au flanc de la vallée de Freyssinières, jusqu'au Lauzet.

Localité 3-3 : Le Lauzet (ou cabane du Gourre), alt. 2 000m. — Vue panoramique sur la zone briançonnaise occidentale, ses relations avec la zone dauphinoise (socle et couverture) d'une part, avec la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes) d'autre part (cartes géologiques Guillestre et Orcières).

On se trouve là à un point triple entre ces trois ensembles :

— au Nord, la rive gauche de la vallée de Freyssinières montre une coupe semblable à celle vue le matin dans la vallée du Fournel. D'Est en Ouest se succèdent les unités briançonnaises frontales, une écaïlle subbriançonnaise (prolongement méridional de l'unité de Vallouise), la couverture dauphinoise (essentiellement constituée par les Grès du Champsaur), puis le socle dauphinois recouvert par un tégument triasique épargné par les érosions anté-nummulitiques. Il constitue la boutonnière de Dormillouse, visible au loin à l'Ouest-Nord-Ouest. A son toit se développe une zone de cisaillement ductile semblable à celle vue le matin à la Haute-Salce (arrêt 3-1) : P. Tricart en présente un échantillon témoin ;

— au Sud, le front de la zone briançonnaise (nappes de Roche-Charnière et de Champcella) se présente comme une pile d'anticlinaux kilométriques couchés et chevauchants

vers l'Ouest (l'Aiguillas, Tête de Gault, Barres des Treuils : fig. 21). Il chevauche à la fois la nappe du flysch à Helminthoïdes et les Grès du Champsaur ;

— le flysch à Helminthoïdes du Parpaillon est déformé dans des plis en chevrons couchés vers l'Ouest, dont le plus oriental est un grand pli d'entraînement sous le chevauchement briançonnais frontal (prolongement du pli de St Clément : fig. 21b). La nappe du Parpaillon repose sur les Grès du Champsaur par l'intermédiaire d'une écaïlle laminée de terrains subbriançonnais (Crête des Uvernaus).

Données microtectoniques. L'enchaînement des mégastuctures, bien visible dans le paysage, suggère que le chevauchement vers l'Ouest de la zone briançonnaise a été accompagné du plissement des nappes briançonnaises externes, mais aussi du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, redécollé à sa base, à l'image des Grès du Champsaur. L'identification de ces plis majeurs, de part et d'autre du chevauchement briançonnais frontal, est donc capitale (fig. 21).

Les anticlinaux du Briançonnais frontal enroulent une schistosité cristallophyllienne S_1 (fig. 22) et la forte linéation qui souligne son intersection avec la stratification. Leur plan axial est souligné par une schistosité de crénelation à pendage est variable, qui est la S_2 locale. Ces anticlinaux sont des plis P_2 , comme l'anticlinal de la Balmette vu à l'arrêt 3-2.

Les plis en chevrons du flysch à Helminthoïdes sont par contre des plis P_1 , associés au développement de la schistosité ardoisière régionale dans la nappe. Ils sont les stricts équivalents des plis en chevrons des Grès du Champ-

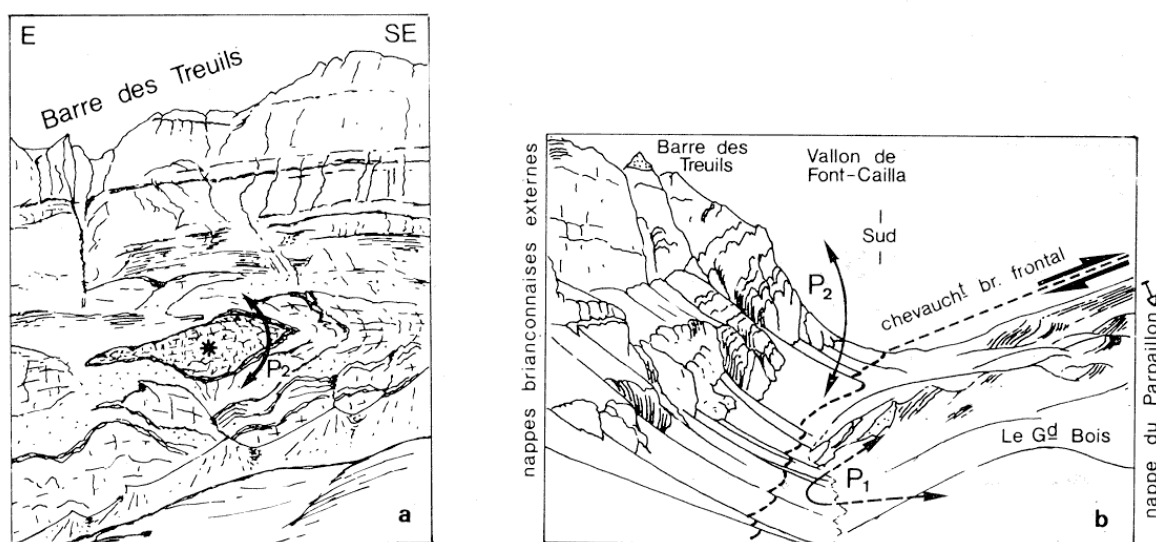


FIG. 21. — Le front de la zone briançonnaise chevauchant sur la nappe du Parpaillon (coupe de la Biaysse) [d'après Tricart, 1980].

a : Pli P_2 couché dans les calcschistes planctoniques briançonnais de la Barre des Treuils. — * : calcaires triasiques apparaissant en boutonnière au cœur du pli. Hauteur des falaises : 200-300 m. — b : Chevauchement du pli ci-dessus sur le synclinal oriental de la nappe du Parpaillon (P_1 local).

FIG. 21. — The front of the Briançonnais zone thrusting onto the Parpaillon nappe (Biaysse valley section).

a : recumbent fold of second generation in the Cretaceous Briançonnais calcschists of the Barre des Treuils. — * : Triassic limestones outcropping at the core of the fold. Cliff height : 200-300 m. — b : Thrusting of the above-mentioned fold onto the eastern syncline of the Parpaillon nappe (fold of first generation).

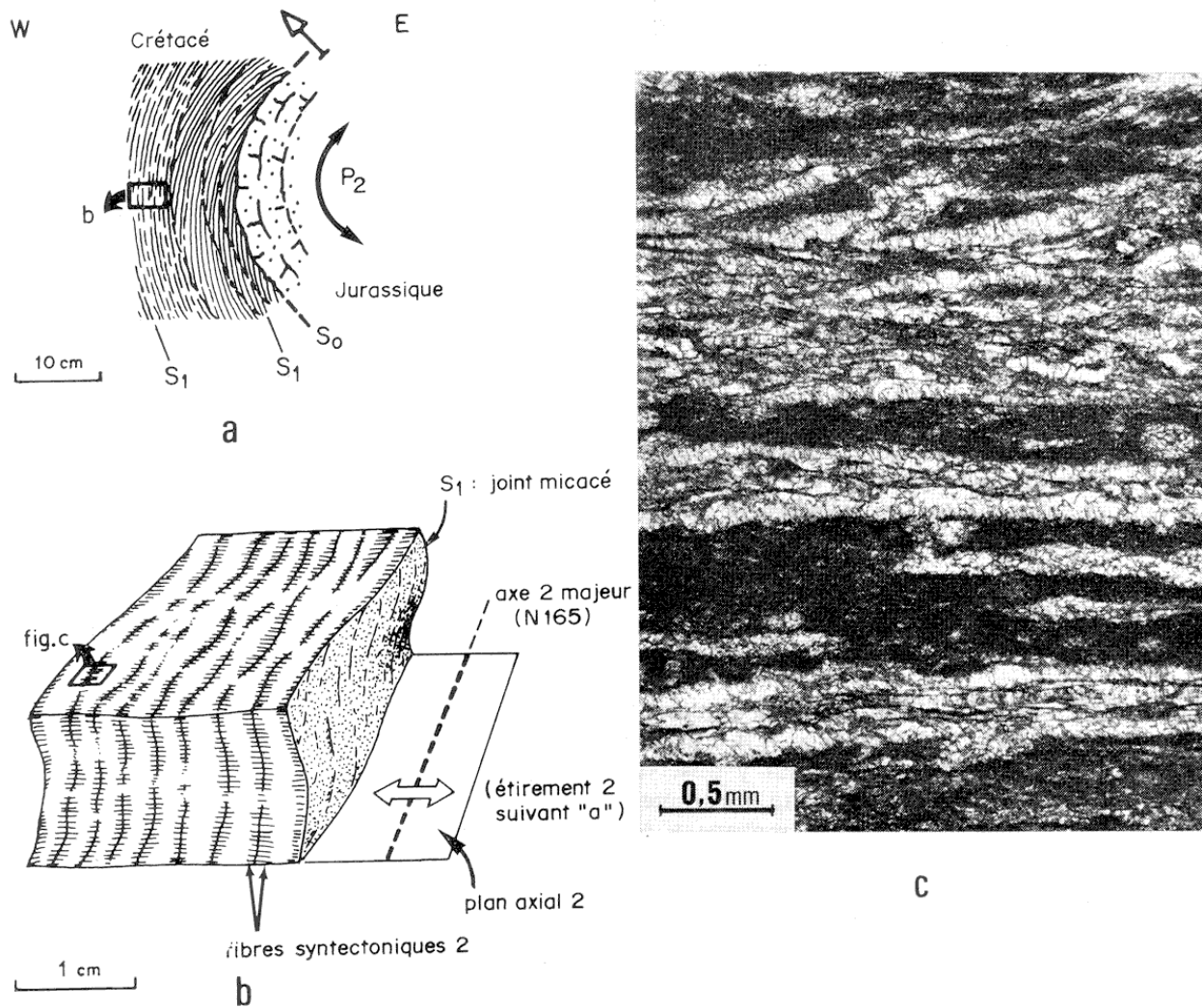


FIG. 22. — Les anticlinaux couchés au front de la zone briançonnaise (Aiguillas et Tête de Gaulent) sont des plis P_2 majeurs [d'après Tricart, 1980].

a : Coupe schématique montrant l'enroulement de S_1 . — b-c : Aspect microscopique : ouverture des joints S_1 avec fibrogenèse quartzocalcitique indiquant un étirement « a ».

FIG. 22. — The recumbent anticlines at the front of the Briançonnais zone (Aiguillas and Tête de Gaulent) are major folds of second generation. a : Diagrammatic section showing the folding of S_1 . — b and c : microscopic aspect. Opening between S_1 joints with development of calcite and quartz fibers, indicating an « a » stretching.

saur. Remarquons toutefois que, plus au Sud, Merle [1982] a identifié des plis et une schistosité antérieurs aux structures visibles ici et reliables au charriage primitif de la nappe par-dessus la zone briançonnaise.

Interprétation générale. Le chevauchement vers l'Ouest de la zone briançonnaise a été accompagné par le développement de plis et chevauchements synschisteux d'importance régionale :

— dans les unités briançonnaises occidentales et dans les écailles subbriançonnaises en position frontale, où ce sont des structures de deuxième génération ;

— dans la couverture dauphinoise et dans la nappe du Parpaillon où ce sont les structures primitives. C'est la phase III schématisée figure 7 et 8.

Le chevauchement de la zone briançonnaise représente donc non seulement la cicatrice du domaine subbriançonnais, mais aussi la cicatrice d'un domaine au sein duquel disparaissait vers l'Ouest la première déformation synmétamorphique briançonnaise (phase II fig. 7 et 8).

Ceci conduit à présenter l'ancien domaine subbriançonnais comme une zone remobilisée de manière privilégiée durant la tectogenèse alpine. Il est tentant de voir là une séquelle des fracturations téthysiennes (en distension et/ou coulissage) qui ont conduit à l'individualisation de ce domaine au Mésozoïque.

J. DEBELMAS soulève alors la question de la signification du domaine paléogéographique subbriançonnais. Pour lui, il ne s'agit pas d'une simple zone de fractures entre dauphinois et briançonnais.

M. LEMOINE précise à ce sujet qu'il existe dans le Briançonnais frontal des sédiments détritiques à matériel siliceux : existait-il à la frontière des domaines briançonnais et subbriançonnais un seuil soumis à une érosion profonde, sorte de symétrie de la zone d'Acceglio, aujourd'hui englouti sous les charriages ?

Après cette courte discussion, P. Tricart retrace les

grandes lignes de l'évolution structurale alpine sur cette transversale au Sud du Pelvoux (voir Thème IV).

Avant le retour sur Guillestre, un dernier arrêt en contrebas du village de Réotier (*localité 3-4*) donne un bon panorama sur le célèbre pli de St Clément, synclinal couché affectant le flysch à Helminthoïdes du Parpaillon et son complexe de base, partiellement déformé par des plis postérieurs rétrodéversés.

Séance du 6 septembre à Guillestre

Ouverte à 21 h 30, la séance est essentiellement consacrée à un exposé de G. BOILLOT, qui présente l'état des connaissances sur les marges passives actuelles. Cet exposé, illustré de diapositives, comporte deux volets :

— la présentation du modèle maintenant classique des blocs basculés, bien reconnaissables sur les profils sismiques par une morphologie et un remplissage sédimentaire caractéristiques ;

— à titre d'exemple, la présentation de la marge passive de Galice (dont fait partie le « banc de Galice »). Ce secteur revêt une importance particulière car on peut y observer le passage de la croûte continentale à la croûte océanique : dans le cadre du programme ODP, une campagne y est prévue en Avril-Juin 1985. La carte *Seabeam* réalisée par le Centre Océanologique de Bretagne révèle une marge maigre, accidentée d'escarpements de failles délimitant des blocs dont la largeur varie de 15 à 40 km. Au niveau de la « montagne 5 100 m », située en pied de marge, des affleurements de serpentinite ont été mis en évidence. Cette observation montre que vers la limite océan-continent, la croûte peut disparaître du fait de la distension, les sédiments reposant directement sur des serpentinites du manteau.

A la suite de cet exposé, M. LEMOINE tient à faire remarquer les étonnantes similitudes entre l'organisation générale de la marge de Galice telle que les profils sismiques permettent de la visualiser, et certaines paléostrutures alpines, telles que :

— l'organisation et les dimensions des blocs basculés sur la paléo-marge européenne, larges de 10-15 km (blocs dauphinois) à 50-60 km plus près de l'océan (Briançonnais, 100 km pour 2 blocs au moins) ;

— la marge des Alpes méridionales, qui présente une structure en blocs basculés à peine perturbée par la tectonique alpine ;

— le repos direct de sédiments sur des serpentinites en zone piémontaise, par l'intermédiaire d'ophicalcites.

J. DERCOURT note cependant l'exceptionnelle largeur de ces marges : de l'ordre de 350 km des Cévennes au Piémontais (ce qui est aussi la largeur de la marge gali-

cienne), 400 km du Frioul au Canavese, soit un rift large de près de 800 km.

La discussion porte ensuite sur le pendage des failles limitant les blocs basculés.

J. GOGUEL fait remarquer que la faille de Largentière, en Ardèche, présente une inclinaison de 60°, compatible avec celle des failles listriques dauphinoises et briançonnaises (60-65°).

D. CLUZEL demande quel mécanisme on peut invoquer pour expliquer de tels pendages : traction simple ou autre origine ?

Pour G. BOILLOT, ce problème capital n'est pas clairement résolu. L'hypothèse la plus souvent admise est celle de failles listriques passant à leur partie inférieure à une zone de cisaillement ductile (horizon S).

Somme toute, résume J. DERCOURT, c'est l'horizon S qui porte l'ensemble de la marge.

A une question de J. F. RAOULT concernant l'évolution de l'épaisseur des sédiments dans le contexte des blocs du banc de Galice, il est répondu que les sédiments syn et post-rift sont plus épais du côté de la côte où ils ont été piégés, à cause d'un horst médian qui a servi de barrage.

D. OBERT souligne les comportements différents des paléofailles lors de la compression alpine : les failles externes (Ornon) ont peu rejoué et ont gardé leur forte inclinaison initiale, alors que les failles internes (Briançonnais) ont rejoué en failles plates et plans de charriage. Il demande par ailleurs si des indices de décrochements ont pu être mis en évidence dans les fractures reconnues en mer. De tels indices n'ont pas été observés sur la marge de Galice décrite par G. Boillot.

La réunion s'achève à 22 h 45, après la présentation par M. Lemoine de la journée du lendemain : on y verra en domaine briançonnais d'anciens blocs basculés dont les crêtes ont été souvent profondément érodées, à la différence de ceux de Galice.

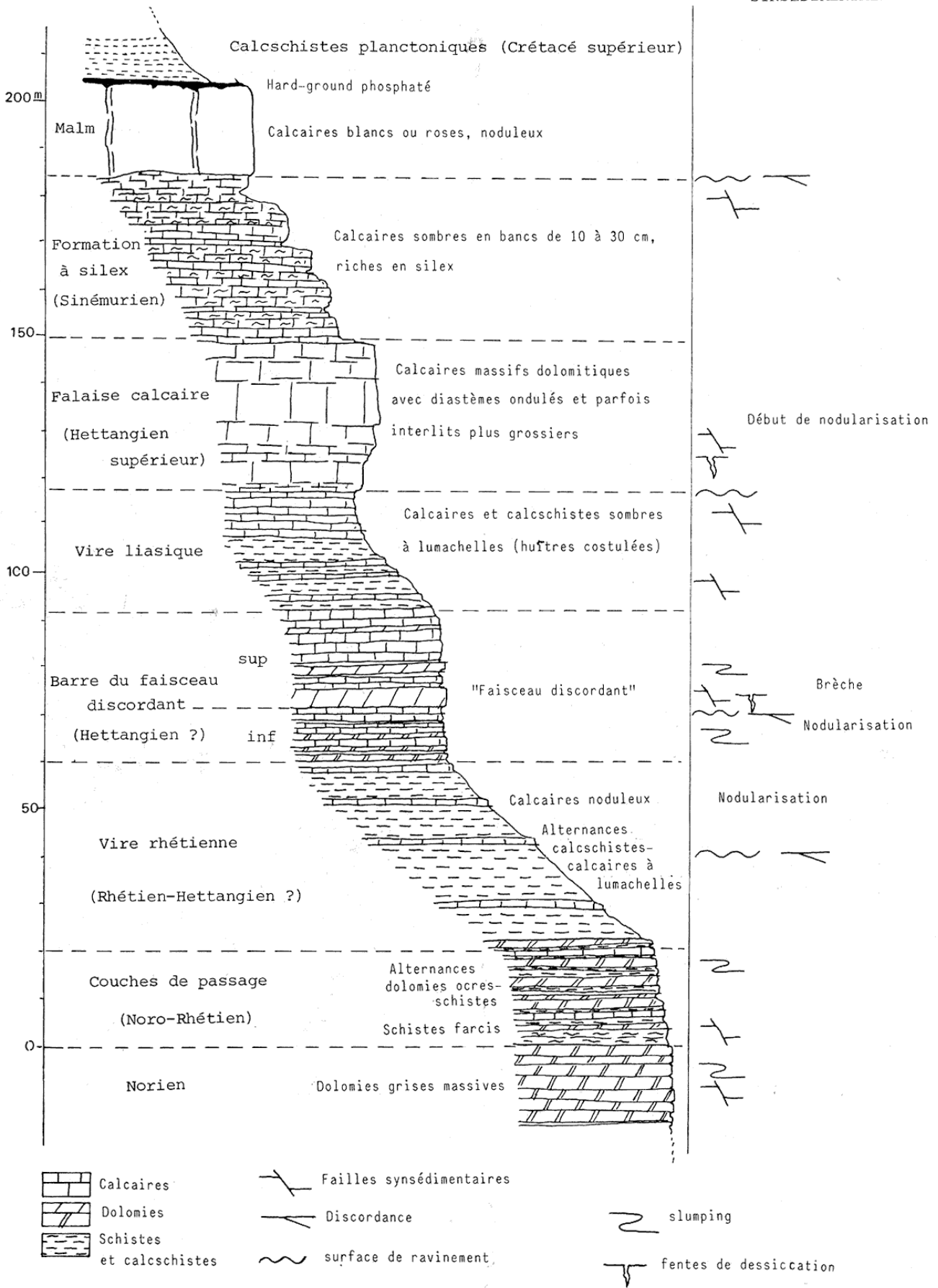


FIG. 23. — La succession stratigraphique supra-norienne de la nappe de Peyre-Haute. Principaux indices de tectonique synsédimentaire. [d'après Delorme et Richez, 1984, redessiné].

FIG. 23. — The supra-Norian stratigraphic succession, locally preserved within Peyre-Haute nappe.

Journée du 7 septembre (J4)
STRUCTURES DISTENSIVES TÉTHYSIENNES ET COMPRESSIVES ALPINES
DANS LA NAPPE BRIANÇONNAISE DE PEYRE-HAUTE

(Dir. P. Tricart)

La journée est consacrée à des exemples de structures dans la nappe de Peyre-Haute, unité briançonnaise médiane. Décollée au niveau du Carnien à évaporites, la série comporte une épaisse dalle de dolomies noriennes, surmontées localement de Rhétien-Lias inférieur (particularité pour la zone briançonnaise), puis une succession briançonnaise classique du Dogger ou Malm au flysch noir éocène.

Itinéraire : Trajet par la RN 94 jusqu'à la Roche de Rame, puis par une longue route forestière s'élevant en rive gauche de la Durance le long du vallon de Bouchouze jusqu'aux ruines du Giet (alt. 1 800 m). De là, excursion de la journée à pied, surtout hors-sentier, jusque vers 2 500 m d'altitude.

Localité 4-1 : Crête de l'Aste (la matinée).

Analyse du style tectonique original d'une nappe briançonnaise médiane [nappe « en dalles », Tricart, 1980] et des 3 générations de structures syn-schisteuses qui caractérisent l'ensemble de la zone briançonnaise.

La montée sur le flanc sud puis sur la crête elle-même permet de se familiariser avec les termes anté-Malm de la série stratigraphique (fig. 23), et d'observer en divers points les structures mésoscopiques syn-métamorphiques.

— *Les structures 1.* La mise en place vers l'Ouest des nappes briançonnaises (tectogenèse III, figure 7 et 8) a été ici accompagnée de cisaillements ductiles dans l'épaisseur des niveaux à lithologie favorable, avec développement d'une schistosité S_1 plus ou moins oblique sur S_0 , ou même d'un véritable litage tectonique, et de différentes linéations. Les processus de dissolution et fibrogenèse orientée sont importants. Le métamorphisme associé est de faciès albite-lawsonite. Les axes P_1 et S_1 , régionalement arqués, ont ici une direction NE-SW, la linéation de transport demeurant orientée E-W (fig. 24).

La nappe est restée à plat, seule sa bordure orientale est renversée.

— *Les structures 2.* Une S_2 de crénulation (fig. 25), plus ou moins pentée vers l'Est, et une linéation de ré-étirement E-W traduisent le rejeu en cisaillement horizontal vers l'Ouest des structures précédentes. Ces structures 2 (tectogenèse III) sont reliées aux anticlinaux couchés du briançonnais frontal décrits la veille (localité 3-3).

La nappe reste régionalement à plat et garde sa simplicité mégastructurale initiale, mises à part ses bordures Est (digitation de Maravoise) et Ouest (prolongement de la digitation du Puy des Aiguillons).

— *Les structures 3.* Une S_3 de crénulation bien développée ici, déversée ou couchée vers l'Est, ainsi que les marques d'un nouvel étirement E-W, traduisent un dernier cisaillement subhorizontal, cette fois en direction de l'Est.

Au Nord, la nappe reste tabulaire, tandis que vers le Sud elle est ployée en antiforme déjetée-déversée vers l'Est

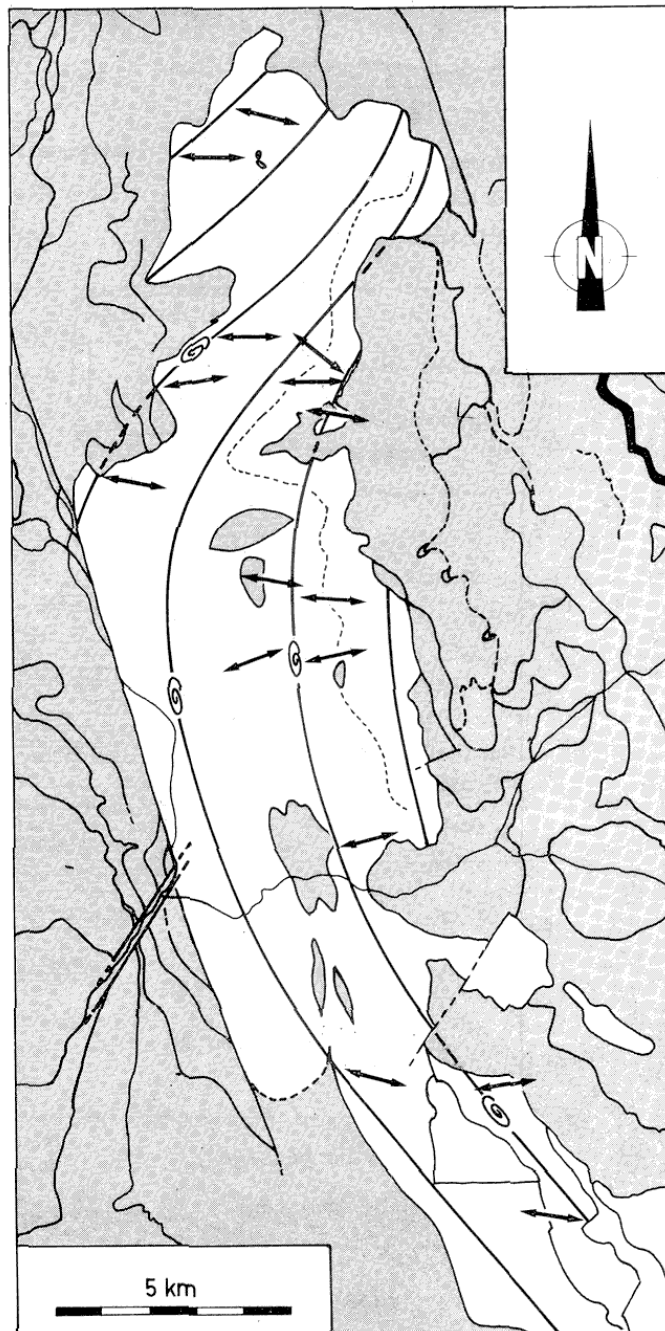


FIG. 24. — La virgation de la nappe briançonnaise de Peyre-Haute [d'après Tricart, 1980].

Les Ammonites étirées symbolisent les principaux gisements (calcaires du Malm). Les lignes courbes symbolisent la direction primitive de l'intersection S_1/S_0 dans les niveaux restés tabulaires. Les doubles flèches représentent la forte linéation d'étirement des calcschistes sommitaux, qui a valeur de linéation de transport des nappes.

FIG. 24. — *The virgation of Peyre-Haute Briançonnais nappe.*

Stretched Ammonites locate the main outcrops (Malm limestones). Curved lines symbolize the primitive general trend of the S_1/S_0 intersection, within tabular beds. Double arrows symbolize the strong stretching lineation in upper calcschists, which is quite the transport lineation of the nappes.

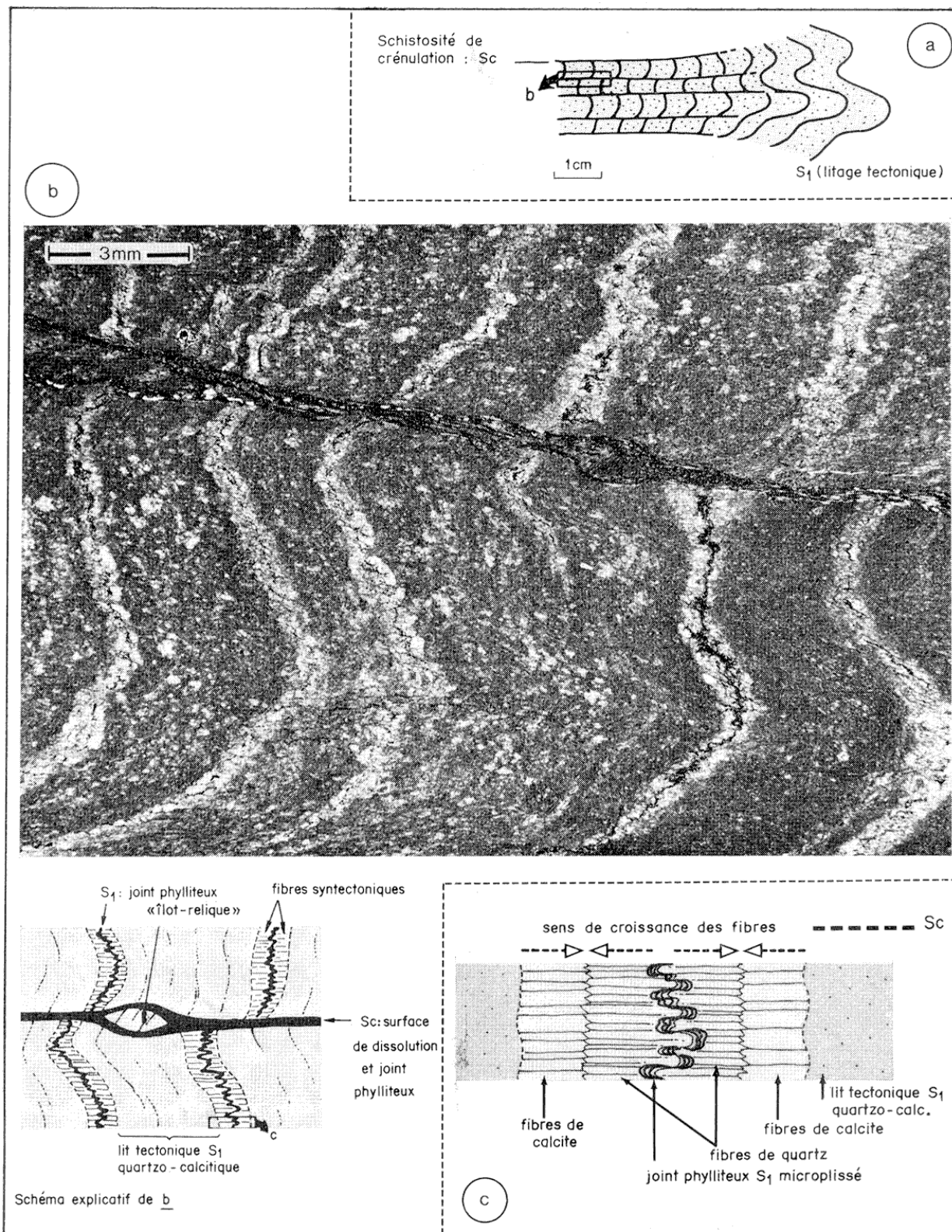


FIG. 25. — Genèse des schistosités de crénulation Briançonnaises par microplissement, dissolution et fibrogenèse quartzo-calcitique. Exemple des calcschistes crétaqués : schéma valable pour S₂ et S₃.

a : aspect macroscopique : développement des joints S_c par dissolution au niveau des flancs de microplis. — b et c : aspect microscopique et schémas interprétatifs. Entre les joints S_c, l'ouverture des joints S₁ est marquée par la cristallisation de quartz et calcite fibreux [extrait de Tricart, 1980].

FIG. 25. — Genesis of the Briançonnais strain slip cleavage by microfolding, dissolution and quartz-calcite fibers growth. Case of Cretaceous calcschists ; the schemas are valid for S₂ and S₃.

a : macroscopic aspect. Development of S_c joints by dissolution within microfolds limbs. — b and c : microscopic aspect and interpretative schema. Between S_c joints, the opening of S₁ joints is marked by the development of fibrous quartz and calcite.

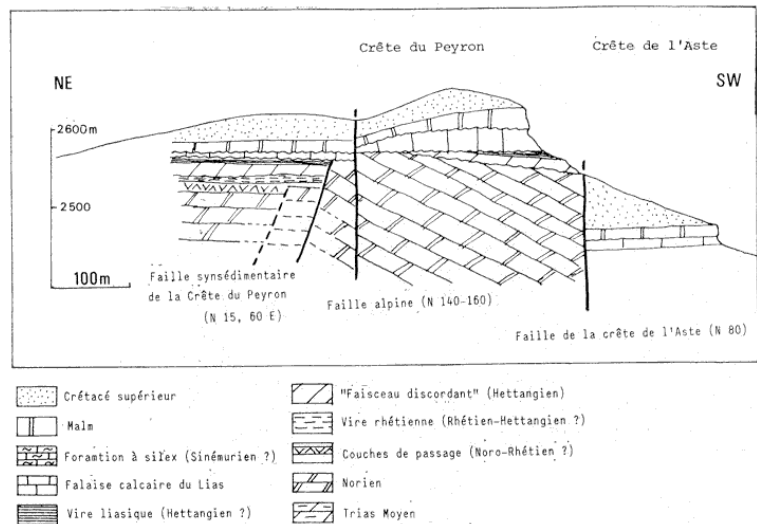


FIG. 26. — Coupe schématique dans le paléo-bloc basculé de la crête du Peyron (nappe briançonnaise de Peyre-Haute), [d'après Delorme et Richez, 1984, redessiné].

FIG. 26. — Diagrammatic cross-section in the paleo-tilted block of the Peyron crest (Briançonnais nappe of Peyre-Haute).

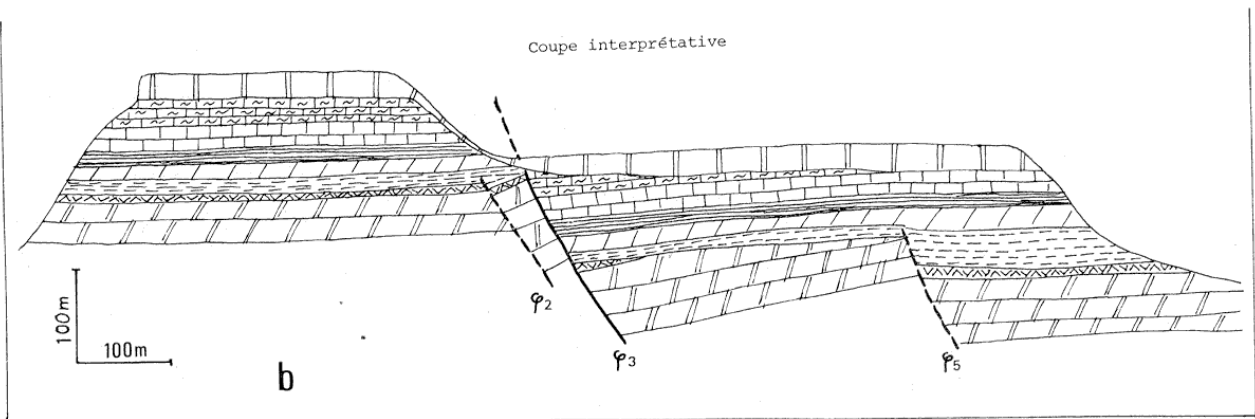
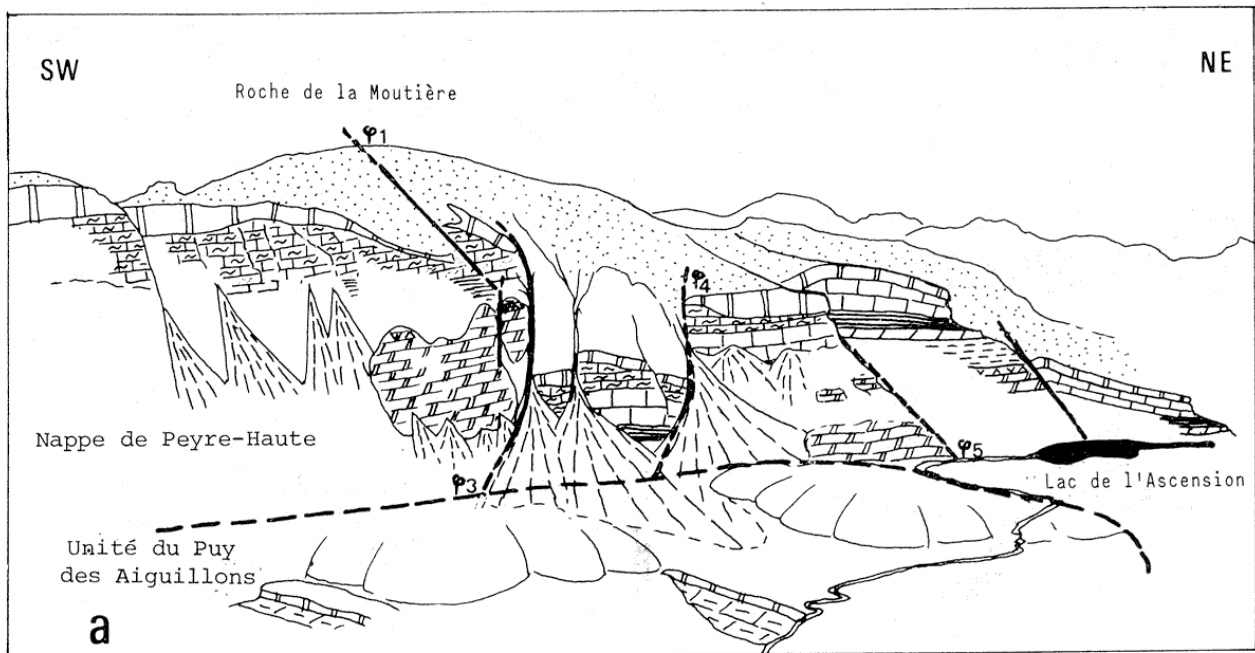
(anticlinal du Guil). En descendant vers l'Ouest dans l'édifice de nappes, les structures 3 sont moins développées tandis que les 2 deviennent dominantes : aussi ne les a-t-on pas observées la veille.

Localité 4-2 : Crête du Peyron. — Exemples de structures sédimentaires liées au rifting téthysien.

Les caractères de la déformation alpine dans cette nappe sont tels qu'il n'y a guère de découplage mécanique suivant les limites stratigraphiques : tous les contacts stratigraphiques ainsi que les structures synsédimentaires sont donc remarquablement préservés.

Ces structures se rapportent à deux périodes majeures de l'histoire téthysienne :

— *le début du rifting* (individualisation de la paléomarge continentale européenne). La crête du Peyron offre dans de bonnes conditions d'affleurement (sinon d'accès !) un exemple de bloc de Noro-Rhétien basculé de 30° vers l'Ouest, limité par une paléofaïlle normale pentée à 60°



vers l'Est (figure 26). L'ensemble est cacheté par le « Lias calcaire » (Hettangien-Sinémurien).

Immédiatement au Nord Ouest, sur l'autre versant du vallon de l'Ascension, on voit la même formation liasique concordante sur le Noro-Rhétien (fig. 27a).

— *La fin du rifting*. De la crête du Peyron, le panorama vers le Nord sur le massif Pic du Bonhomme-Roche de la Moutière (fig. 27a) montre en particulier :

- l'irrégularité de la surface de ravinement à la base des calcaires pélagiques du Malm, qui paraissent s'être localement déposés en minces placages sur de fortes pentes ;

- des paléofailles normales à regard Est ou Ouest, affectant les calcaires du Malm mais pas les calcschistes du Crétacé supérieur immédiatement sus-jacents (fig. 27b).

Par ailleurs, un affleurement vu sur la crête de l'Aste montre au toit du Malm tout un réseau de paléofractures mésoscopiques fossilisé par le hard-ground à la base des calcschistes créacés. Ce deuxième ensemble de paléostructures indique que sur la marge européenne persistait une activité tectonique distensive alors que, plus à l'Est, la branche ligure (ou liguro-piémontaise) de l'océan téthysien était déjà en pleine expansion.

Le retour au Giet se fait par l'itinéraire de montée ; au passage, au prix d'un détour, un petit groupe peut admirer de beaux polygones de dessiccation dans un banc calcaire situé vers le haut du « faisceau discordant » (Hettangien).

Séance du 7 septembre à Guillestre

La séance est ouverte à 21 h 30. Pour ouvrir la discussion, M. LEMOINE présente un schéma récapitulant la tectonique synsédimentaire dans le domaine briançonnais au début du Malm. Ce modèle comporte des blocs basculés à trois échelles différentes [de Graciansky *et al.*, 1979] :

- le domaine briançonnais dans son ensemble représente un méga-bloc basculé de 1^{er} ordre, dont le bord Est était surélevé et émergé ;

- il se subdivise en blocs de 2^e ordre, larges de 3 à 5-6 km, coïncidant maintenant avec les différentes unités tectoniques briançonnaises : les plans de chevauchement qui les séparent correspondent au rejeu des paléofailles normales qui délimitaient ces blocs de 2^e ordre ;

- chaque unité est à son tour découpée en petits blocs de 3^e ordre.

G. BOILLOT confirme qu'une telle structure existe sur les marges actuelles ; les blocs d'ordre 3 sont toutefois trop petits pour être apparents sur les profils sismiques réalisés avec les techniques actuelles.

Répondant à une question de J. TABORIN, M. LEMOINE précise que, d'après des études détaillées récentes, la marge apulo-adriatique (africaine) de l'océan ligure présente elle aussi une telle structure en blocs basculés (Alpes méridionales, Apennin).

La discussion porte ensuite sur les rapports entre structures jurassiques de marge passive et structures carbonifères.

J. GOGUEL fait remarquer que le dispositif de blocs basculés briançonnais coïncide avec la zone houillère carbonifère : les accidents principaux jurassiques ne seraient-ils pas dus au rejeu des failles tardi-hercyniennes limitant ce bassin houiller ?

M. LEMOINE montre que la zone briançonnaise déborde en fait la zone houillère puisque, à l'Est, la zone d'Acceglio qui constitue la partie orientale du méga-bloc briançonnais ne comporte pas de houiller.

D. MERCIER apporte un certain nombre de précisions sur la paléogéographie de cette zone houillère. Il a pu reconstituer les directions principales de courants (du SSE vers le NNW) et des dykes anté-verrucano (NNE). Il affirme enfin que le houiller est clairement engagé dans les structures alpines.

La réunion s'achève par une discussion sur l'importance de la tectonique post-rift (à partir du Jurassique supérieur). Il ressort de cette discussion que la structuration de la marge en blocs basculés est essentiellement d'âge anté-malm ; des brèches oxfordiennes dans certains secteurs marquent le dernier jeu des failles, durant la subsidence généralisée de la marge. Une nouvelle paléogéographie se dessine alors, qui sera scellée par le Crétacé supérieur.

C. CARON fait remarquer que les choses se passent différemment sur la transversale des Préalpes : il existe dans la nappe de la Brèche un continuum d'activité tectonique du Lias au Malm (brèche supérieure du Malm).

FIG. 27. — Le versant nord du vallon de l'Ascension. Structures synsédimentaires jurassiques conservées dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute.

a : (en haut) : panorama pris depuis la crête du Peyron [interprétation d'après Delorme et Richez, 1984]. — b : (en bas) : reconstitution des structures lors du dépôt des calcaires pélagiques du Malm [d'après Delorme et Richez, 1984, redessiné].

FIG. 27. — *The northern side of Ascension valley : Jurassic synsedimentary structures preserved within the Peyre-Haute nappe.*

a : (above) : panorama from the Peyron crest. — b : (below) : reconstruction of the structures (fig. 27a), during the deposition of Late Jurassic pelagic limestones.

Journée du 8 septembre (J5)

(Dir. P. Tricart et T. Dumont)

ÉTUDE DE LA STRUCTURE POLYTECTONIQUE DE LA NAPPE DE ROCHEBRUNE
APERÇU SUR LA SÉRIE DE « SCHISTES LUSTRÉS » DU LAC DES CORDES

Considérée comme « prépiémontaise » [Lemoine *et al.*, 1978], l'unité de Rochebrune surmonte, en position rétrocharriée, la partie frontale du complexe piémontais (série du lac des Cordes), près du contact avec la zone briançonnaise elle aussi rétrocharriée (fig. 28). Comme la nappe de Peyre-Haute vue la veille, la nappe de Rochebrune est

décollée à la base d'une puissante dalle de Norien dolomitique. La série montre un beau développement du Rhétien-Hettangien (fig. 29).

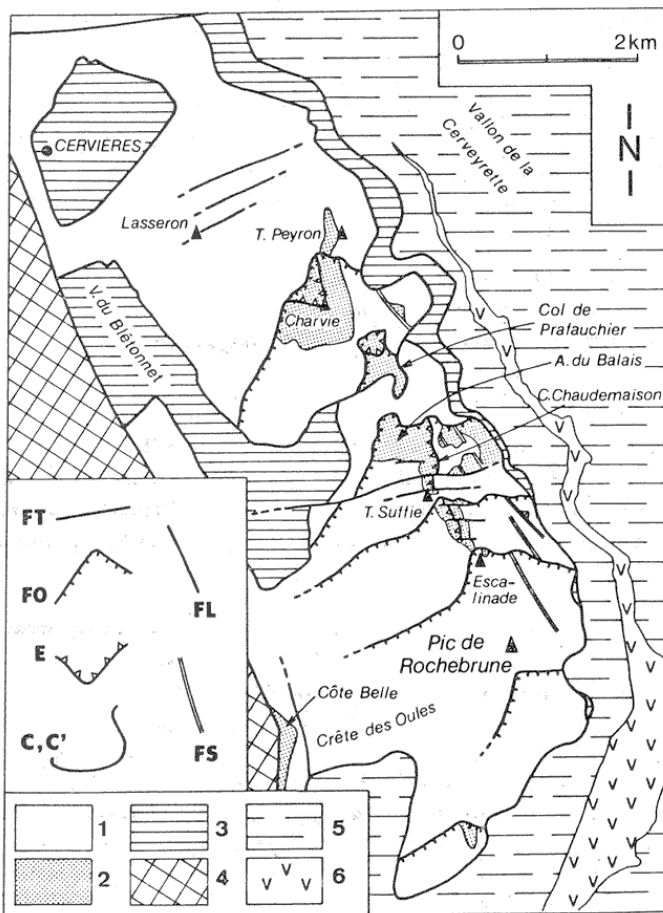


FIG. 28. — Schéma structural de l'unité de Rochebrune [d'après Tricart *et al.*, 1984].

Grands ensembles lithologiques : 1 et 2, respectivement, Norien et termes supra-Norien (Nappe de Rochebrune) ; 3 : écaillés à matériel prépiémontais, à la base de la nappe de Rochebrune ; 5 et 6 : respectivement, calcschistes et association marbres-ophiolites (complexe piémontais).

Contacts tectoniques : FT et FL : failles tardives respectivement transverses et longitudinales ; FO : failles obliques (normales, alpines) ; E : surfaces d'écaillage, au sommet de la nappe de Rochebrune ; FS : failles synsédimentaires (liasiques) ; C : contact de base de la nappe de Rochebrune localement dédoublé (C' : col de Pratauchier).

FIG. 28. — Structural sketch-map of Rochebrune unit.

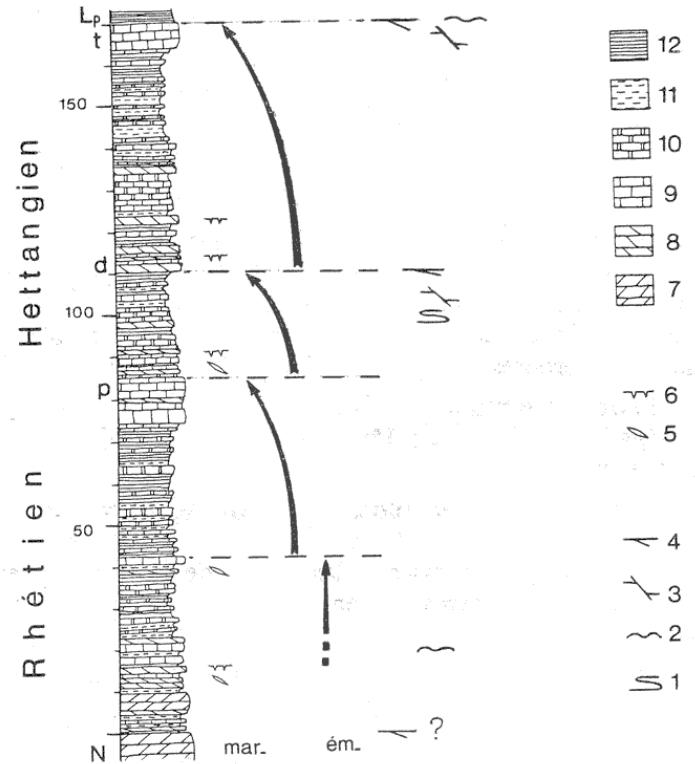


FIG. 29. — Caractéristiques principales de la formation Rhétien-Hettangien de l'unité de Rochebrune [d'après Dumont *et al.*, 1984].

N : Norien ; Lp : Lias « prépiémontais ». — p : faisceau à Polypiers ; d : faisceau discordant ; t : banc terminal ; marém. : tendances séquentielles, marine à émerse. — 1 : glissement synsédimentaire ; 2 : lacune, ravinement ; 3 : faille synsédimentaire ; 4 : discordance angulaire ; 5 : pseudomorphoses (gypse, anhydrite) ; 6 : fentes ou polygones de dessiccation ; 7 : dolomies à patine blanche ; 8 : dolomies à patine blanche ou jaune ; 9 : calcaires massifs ; 10 : calcaires nodularisés ; 11 : schistes noirs ; 12 : calcschistes.

FIG. 29. — Main features of the Rhaetian-Hettangian formation of Rochebrune unit.

Itinéraire : les véhicules gagnent par Briançon le village de Cervières, puis par la piste de la haute Cerveyrete le hameau des Fonts, terminus de la piste (alt. 2 040 m). De là, excursion de la journée à pied, d'abord par le sentier du Col de Péas, puis par le ravin des Coutiers.

Localité 5-1 : Est de la Turge de la Suffie (point coté 2 705). — Panorama sur le versant nord-est du chaînon de Rochebrune (fig. 30).

La simplicité apparente de la structure d'ensemble masque

Séance de clôture du 8 septembre à La Chalp

La séance est ouverte à 16 h 50.

S. FUDRAL ouvre la discussion en rappelant que, pour certains auteurs, l'unité de Rochebrune pourrait être d'origine « ultra-piémontaise ».

P. TRICART et M. LEMOINE opposent deux arguments à cette hypothèse :

— l'unité de Rochebrune a eu une histoire tectonique commune avec les unités briançonnaises ;

— dans le massif du Gran Roc, situé à moins de 10 km à l'Est, on observe une série Norien à Jurassique comparable à celle de Rochebrune, ployée en anticlinal et recouverte tectoniquement par les schistes lustrés piémontais à ophiolites (apparaissant donc en fenêtre).

J. F. RAOULT demande si, dans les unités interprétées comme d'anciens blocs basculés, il y a généralité des formations de brèches et olistolites à proximité des paléofailles.

M. LEMOINE précise que les paléofailles observables actuellement sont des accidents mineurs, à rejet modeste, ne s'accompagnant pas toujours de détritisme. Du fait de l'érosion liasique, il y a peu de dépôts de cet âge ; il existe cependant très probablement des brèches continentales liasiques dans certaines unités briançonnaises (c'est l'objet des recherches en cours de J. L. Faure) et certainement dans le piémontais externe (formation détritique rousse).

J. DEBELMAS souligne tout l'intérêt de la découverte récente d'une microfaune d'âge crétacé supérieur dans les calcschistes piémontais ; cette découverte aura des conséquences importantes pour l'interprétation des flyschs à Helminthoïdes.

J. DERCOURT approuve, en rappelant que pour réfléchir sur les rapports paléogéographiques entre ces deux formations, il sera nécessaire de posséder des datations précises, basées sur des déterminations d'espèces.

Pour G. BOILLOT, on peut cependant dès à présent modifier le modèle de prisme d'accrétion formé en avant de la plaque africaine, s'accompagnant d'un détritisme originaire de l'Apulie et alimentant les flyschs à Helminthoïdes. Les spécialistes de ces flyschs interviennent alors.

C. KERCKHOVE rappelle que dans le flysch de l'Embrunais, les mesures de directions de courants (du SW vers le NE) indiquent plutôt une origine européenne du détritisme.

C. CARON indique que dans les Préalpes du Chablais, si l'étude des directions de courants n'a pas été réalisée, on connaît des niveaux conglomératiques à matériel sud-alpin. Il semble donc que deux ou plusieurs bassins de

flysch à Helminthoïdes aient pu exister, avec des alimentations différentes : la discussion reste ouverte.

D. OBERT porte ensuite la discussion sur la question des rétrocharriages. Quelle signification attribuer à ces structures ? Marquent-elles une inversion de la polarité orogénique ?

Pour P. TRICART, elles affectent uniquement la partie superficielle de l'édifice. Il ne s'agirait pas pour lui, comme le suggère P. CHAUVE, de la phase ultime du serrage alpin, mais d'un ensemble de déformations superposées aux précédentes. Mais à quelles structures crustales sont-elles liées ?

D'après J. GOGUEL, il faut sans doute lier ces rétrocharriages aux écrasements verticaux profonds des racines de nappes.

Pour conclure, à la demande de J. TABORIN, M. LEMOINE dresse un bilan des analogies et des différences entre les marges passives actuelles et la paléomarge que l'on a pu étudier au cours de ces cinq jours d'excursion. Les analogies ont déjà été mises en valeur lors des précédentes journées. La principale différence, qui fait figure d'anomalie, réside dans le synchronisme du début du rifting (limite Hettangien-Sinémurien), de l'extérieur à l'intérieur de la marge alpine. Quant au synchronisme de la « break up unconformity » (début du Malm), est-il aussi net que le voudrait le modèle actuel ? Les recherches ultérieures devraient permettre la mise en évidence de certains diachronismes.

J. GOGUEL ne voit pas là un problème majeur, mais regrette que l'on veuille parfois comparer des structures d'échelles très différentes. Le soleil se couchant, il déclare close la séance de travail.

En tant que Président de la Société géologique de France, J. DERCOURT remercie tout d'abord les organisateurs et résume la réunion, en soulignant les trois grands thèmes qui lui ont paru essentiels :

1) la formation et la tectonisation synsédimentaires des fossés, aussi bien en zone externe qu'en pays de nappes où les paléostrucures conservées restent reconnaissables ;

2) le déchiffrement de trois phases claires de déformation à petite et à grande échelle, s'accompagnant d'une manière nouvelle d'interpréter les microstructures ;

3) la rénovation importante apportée à la connaissance des Schistes lustrés piémontais, dont on peut désormais déchiffrer la stratigraphie.

Références

- BARFÉTY J.-C. et GIDON M. (1980). — Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du Massif du Pelvoux (Région de Vénosc-Isère). *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, 1, 1980, p. 11-12.
- BARFÉTY J.-C. et GIDON M. (1982). — Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du Massif du Pelvoux. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 294, p. 1013-1016.
- BARFÉTY J.-C. et GIDON M. (1983). — La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg-d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géol. Alpine*, 59, p. 5-32.
- BARFÉTY J.-C. et GIDON M. (1984). — Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : le Lias du versant est du Massif du Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales). *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, 25, 4, p. 267-276.
- BARFÉTY J.-C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. (1979). — Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille de Col d'Ornon. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 289, p. 1207-1210.
- BERNARD D., GRATIER J. P. et PECHER A. (1977). — Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. Somm. Séan. Soc. géol. France*, 5, p. 284-288.
- CARON J. M. (1977). — Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. Géol., Mém.*, 48, 236 p.
- DEBELMAS J. (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Expl. Carte Géol. France*, 171 p.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980). — Les Alpes franco-italiennes. *Géol. alpine*, 56, p. 21-58.
- DELORME M. et RICHEZ M. (1984). — Tectonique distensive d'âge liasique dans le massif de Peyre-Haute. *Rapp. Trav. Option Ecole des Mines de Paris*, 113 p., dactyl.
- DUMONT T. (1983). — Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes Occidentales. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 250 p.
- DUMONT T. (1984). — Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais : enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. *Géol. alpine*, 60, p. 13-25.
- DUMONT T., LEMOINE M. et TRICART P. (1984 a). — Tectonique synsédimentaire triasico-liasique et rifting téthysien dans l'unité piémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 921-933.
- DUMONT T., LEMOINE M. et TRICART P. (1984 b). — Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligure : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au Sud-Est de Briançon). *C. R. Acad. Sci.*, II, 299, p. 1069-1072.
- GIDON M. et APRAHAMIAN J. (1980). — Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zone dauphinoise au SE de Grenoble). *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, 1, p. 22-23.
- GIDON M., BARFÉTY J. C., MOUTERDE R., LEMOINE M., BRAVARD C. et PAIRIS J. L. (1983). — Accidents stratigraphiques liés à une activité synsédimentaire dans la couverture des massifs cristallins externes des Alpes françaises au SE de Grenoble. 108^e Cong. nation. Soc. Sav., Grenoble, 5-9 avril 1983.
- GRACIANSKY DE P., BOURBON M., CHENET P. Y., CHARPAL DE D. et LEMOINE M. (1979). — Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes Occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXI, p. 663-674.
- GRATIER J. P. (1979). — Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique des roches et intensité de leur déformation. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXI, p. 95-104.
- GRATIER J. P., LEJEUNE B. et VERGNE J. L. (1973). — Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des Massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse Univ. Grenoble.
- GRATIER J. P. et VIALON P. (1979). — Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclogae Geol. Helv.*, 72, 2, p. 531-549.
- GRATIER J. P. et VIALON P. (1980). — Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, french Alps). *Tectonophysics*, 65, p. 151-180.
- KERCKHOVE C. (1969). — La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. alpine*, 45, 205 p.
- LEMOINE M. (1984). — La marge occidentale de la Téthys ligure et des Alpes Occidentales. In : les marges continentales en mer et à terre autour de la France, G. BOILLOT, Coord. Masson éd., Paris.
- LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978). — Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 286, p. 1237-1240.
- LEMOINE M. et al. (1984). — Découverte de restes de foraminifères planctoniques d'âge Crétacé supérieur dans les schistes lustrés piémontais du Queyras, conséquences géodynamiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 289, p. 727-732, 2 pl.
- LEMOINE M., GIDON M. et BARFÉTY J. C. (1981). — Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, 292, p. 917-920.
- LIEWIG N., CARON J. M. et CLAUER N. (1981). — Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, 78, p. 273-290.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. et MATTAUER M. (1984). — Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 895-906.
- MÉNARD G. (1979). — Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 178 p., 73 fig.
- MERLE O. (1982). — Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse Doct. Spécialité, Rennes, 147 p.
- PIJOLLAT B., GAY M., GRATIER J. P. et VIALON P. (1981). — Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, 23, 3, p. 195-201.
- PLOTTO P. (1977). — Structures et déformations des grès du Champ-saur au SE du massif du Pelvoux. Thèse Doct. Spécialité, Grenoble, 149 p.
- RICOU L.-E. (1984). — Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 861-874.
- RUDKIEWICZ J. L. et VIBERT C. (1982). — Tectogenèse synsédimentaire liasique sur la bordure des massifs cristallins externes des Grandes Rousses et du Taillefer (Alpes françaises). Mém. option, École des Mines de Paris, multigr. 127 p.
- SALOT P. (1978). — Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse sci., Paris, 183 p.
- TRICART P. (1980). — Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux ; Évolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse sci.*, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P. (1982). — Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, 23, 4, p. 289-300.

- TRICART P. (1984). — From passive margin to continental collision : A tectonic scenario for the Western Alps. *Amer. j. Sci.*, 284, p. 97-120.
- TRICART P., CARON J. M., GAY M. et VIALON P. (1977). — Relais de schistosité, structurés en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, p. 873-881.
- TRICART P., DUMONT T. et LEMOINE M. (1985). — Évolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, 26, 1, p. 3-17.
- TRIFT M. (1983). — Tectogenèse synsédimentaire liasique sur la bordure septentrionale du massif cristallin externe du Pelvoux (Plateau d'Emparis, Alpes françaises). Mém. option, École des Mines de Paris, multigr., 99 p.
- VIALON P. (1974). — Les déformations « synschisteuses » superposées en dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin. Conséquences paléostratigraphiques. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 54, p. 663-690.
-