

Marc DURAND, Robert MEYER et Guy AVRIL

LE TRIAS DETRITIQUE
DE PROVENCE
DU DOME DE BARROT
ET DU MERCANTOUR

Exemples de sédimentation continentale
en contexte anorogénique

LIVRET D'EXCURSION ASF
15 au 17 juin 1988

DES



ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

**LE TRIAS DETRITIQUE
DE PROVENCE
DU DOME DE BARROT
ET DU MERCANTOUR**

Exemples de sédimentation continentale
en contexte anorogénique

Une excursion patronnée par l'A.S.F. et dirigée par
Marc DURAND, Robert MEYER et Guy AVRIL

Les 15, 16 et 17 juin 1988

Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires
Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre
U.A. 147 : Géodynamique sédimentaire et Evolution Géobiologique.

Plusieurs objectifs ont présidé à la réalisation de ce livret-guide :

- Discuter des méthodes variées applicables à l'étude des sédiments détritiques terrigènes, et faire entrer des résultats partiels dans un modèle cohérent de sédimentologie intégrée.
- Proposer des caractéristiques précises, et par conséquent des critères d'identification, de séries déposées en contexte anorogénique.
- Définir la paléogéographie au début du Trias moyen (Anisien inférieur) d'une région qui sera par la suite soumise à une histoire tectono-sédimentaire complexe.

Attention au climat dans les Alpes du sud, qui est extrêmement changeant, parfois au cours de la même journée ; sur ces reliefs à la morphologie escarpée, les pluies importantes entraînent des chutes de pierres et même de blocs.

Dans le Sud des Alpes, le parcours d'excursion proposé est jalonné de petites bourgades, parfois très anciennes, et qui ont gardé une réelle authenticité régionale. Nous insisterons sur le chaleureux accueil que le géologue reçoit à Guillaumes, le "Village des bêtes heureuses", tant auprès de la Municipalité, du V.V.F., que de toute la population ; mention toute particulière doit être faite du Café-Restaurant-Hôtel "Renaissance", qui est un lieu de passage obligé.

Il n'est plus nécessaire de rappeler l'attrait de la Provence, et ses larges capacités hôtelières, mais sur la côte et dans les Alpes-maritimes, le géologue se retrouve, en certaines saisons, en compétition avec des foules de touristes. Les caves vinicoles, particulièrement nombreuses dans le Var, ne peuvent être négligées. Les classiques Côtes de Provence rosés, assez pâles, légers, secs, se boivent agréablement, dans leur jeunesse surtout, et présentent un excellent rapport qualité-prix. Les vins blancs, or pâle, secs, peuvent être remarquables, mais aussi médiocres, suivant les producteurs et les années : la dégustation s'impose avant tout achat. Enfin les vins rouges, de teinte grenat, dépassent quelquefois le cadre des vins courants, même en dehors des A.O.C. comme Bandol ; ceux de Gonfaron, où se situe un des arrêts de l'excursion présentée, en sont un exemple.

SOMMAIRE

I - LE TRIAS DETRITIQUE DANS LE BASSIN DU SUD-EST DE LA FRANCE	
A - INTRODUCTION	5
B - LA BORDURE OCCIDENTALE	6
C - LE DOMAINE ORIENTAL	
1. La série provençale	8
2. La série du Barrot-Mercantour	10
3. Les problèmes de datation	11
II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU TRIAS DETRITIQUE	
A - RAPPELS SUR LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT FLUVIATILES	
1. Réseaux fluviatiles	13
2. Cônes de déjection et cônes alluviaux	14
3. Types de chenaux et de barres fluviatiles	14
4. Séquences fluviatiles	19
5. Identification d'un dépôt de chenal	22
6. Traitement directionnel quantifié des litages obliques	24
7. Interprétation des faisceaux tabulaires	34
8. Interprétation des faisceaux arqués	34
9. Identification des divers types de chenaux	36
10. Identification d'un <i>terminal fan</i>	39
11. Identification des dépôts de <i>playa</i>	39
12. Phénomènes périodiques et phénomènes épisodiques	41
B - RELATIONS PETROGRAPHIE - MILIEU DE DEPOT	42
1. Maturité minéralogique	43
2. Maturité texturale	50
C - RECHERCHE DES ZONES D'APPORT ET DES DIRECTIONS DE TRANSPORT	
1. Utilisation de la nature des galets	56
2. Un paramètre scalaire : la taille des galets	58
3. Indicateurs vectoriels accessoires	61
4. Traitement des données vectorielles à l'échelle régionale	67
D - TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES	
1. Déformations précoces d'origine physique	68
2. Traces d'activité animale	77
3. Paléosols	82
4. Compaction	94
5. Altération post-orogénique et récente	95
III - SYNTHÈSE PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE	
A - PALEOGEOGRAPHIE	
1. Le sillon sud-provençal	97
2. Le domaine prébriançonnais	100
B - IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	103
IV - L'EXCURSION - PRESENTATION DES AFFLEUREMENTS	
Provence	106
Dôme de Barrot	120
Mercantour	126
BIBLIOGRAPHIE	131

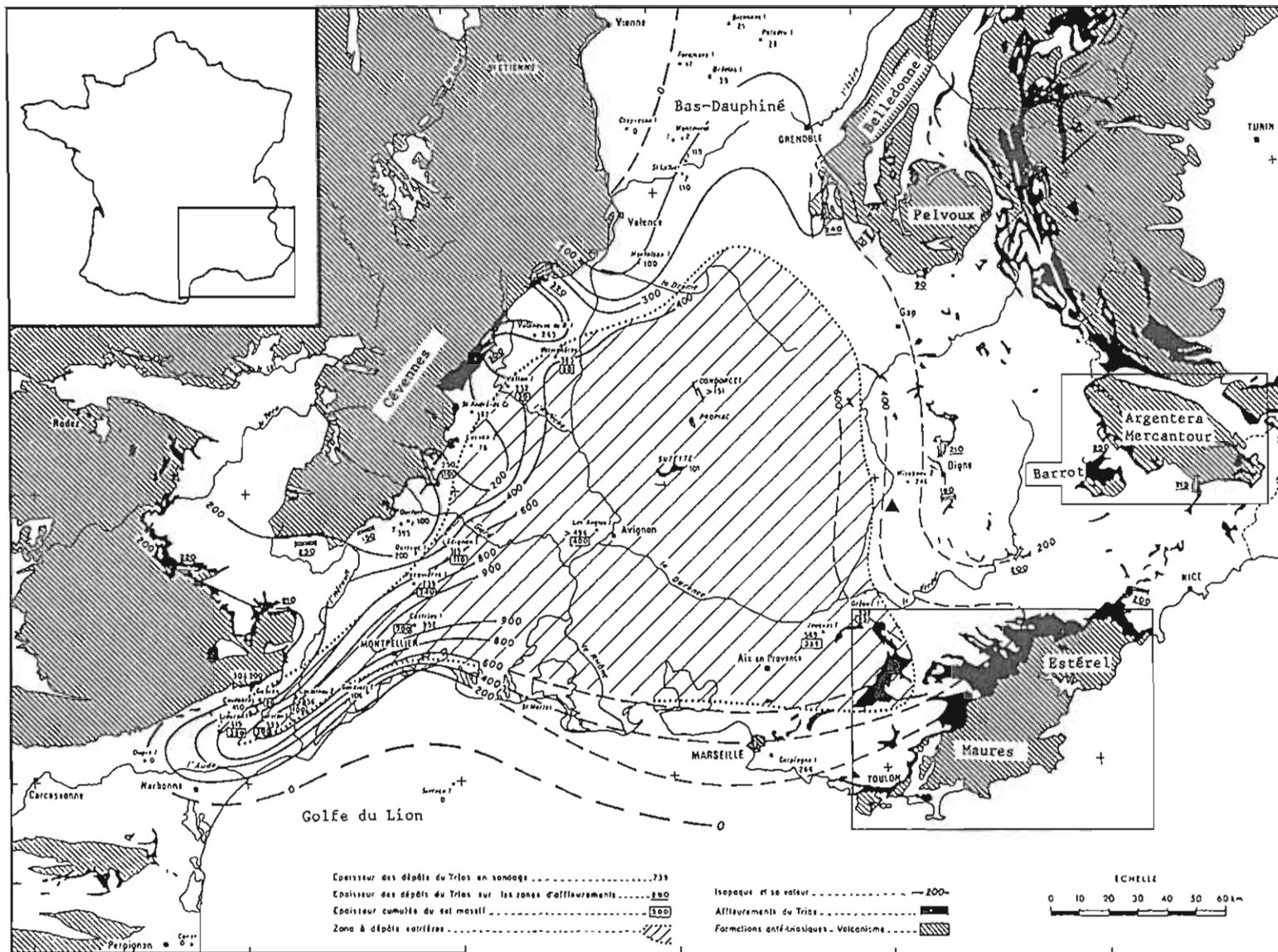


Fig. 1 - Le bassin triasique du Sud-Est de la France selon DUBOIS et UMBACH (1974).

▲ Forage "Les Mées 1" (1977)

- I -

LE TRIAS DETRITIQUE
DANS
LE BASSIN DU SUD-EST DE LA FRANCE

A - INTRODUCTION

Les affleurements triasiques de Provence et des enveloppes subalpines du Massif de l'Argentera-Mercantour semblent représenter, dans le cadre morphologique et structural actuel, la bordure orientale d'un vaste bassin sédimentaire s'étendant, vers l'Ouest, jusqu'au Massif Central.

Ce n'est pourtant que depuis une quinzaine d'années que les travaux d'exploration pétrolière ont effectivement permis de mettre en évidence l'individualisation, dès la période triasique, d'un grand Bassin du Sud-Est de la France, connu également sous le nom de Bassin pré-vocontien ou de Bassin subalpin (figure 1). Les évaporites paraissent constituer la part la plus importante de son remplissage, dont l'épaisseur maximale dépasse le millier de mètres.

Le schéma initialement proposé par Dubois et Umbach (1974) n'a pas été fondamentalement modifié par la synthèse la plus récente (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Ce bassin triasique, de forme grossièrement triangulaire, aurait été limité à l'Ouest par le faisceau de failles des Cévennes, à l'Est par un seuil permettant des communications avec la mer alpine, et au Sud par une hypothétique zone haute correspondant à l'actuel Golfe du Lion et son prolongement au large des Maures et de l'Estérel. Cependant, conçu d'abord comme un bassin dissymétrique, mais homogène, très subsident près de la bordure cévenole et languedocienne du Massif Central, puis se relevant progressivement vers le seuil du Bas-Dauphiné et les massifs cristallins des domaines alpin externe et provençal, il paraît actuellement avoir été plus cloisonné et plus complexe, comme le laissaient déjà prévoir les résultats du forage des Mées (1977), où la série triasique se réduit à 26 m.

En fait, ce bassin est encore très imparfaitement connu. On n'a en particulier aucune information sur la nature des dépôts de base dans toute la partie considérée comme centrale, aucun sondage n'ayant encore atteint le substratum entre le Rhône et la branche sub-méridienne du cours de la Durance. A l'Est de cette dernière, seuls six sondages ont traversé totalement la série triasique (Mirabeau 2, Les Mées 1, Gréoux 1, Jouques 1, Carpiagne 1 et Carcès 1), dont deux seulement (Jouques et Les Mées) sans perturbations tectoniques importantes.

De part et d'autre de la vaste zone aveugle centrale, les principaux dépôts détritiques terrigènes se répartissent de manières très différentes :

- A l'Ouest, les affleurements de la bordure ardéchoise et cévenole montrent une série essentiellement constituée de détritiques (grès et argilites), dont l'âge s'étend de l'Anisien moyen (Adloff, Doubinger et Taugourdeau, in Debrand-Passard *et al.*, 1984) jusqu'au Rhétien pour les termes les plus "transgressifs", et dont la puissance totale peut fréquemment dépasser 200 mètres. Les sondages proches indiquent que, très vite en direction du centre du bassin, ces faciès sont en grande partie remplacés par des dépôts évaporitiques. Les plus éloignés révèlent une série très épaisse (près de 1 000 mètres) où la halite prend une place prépondérante. Il faut remarquer cependant que ces derniers sondages restent localisés au Sud-Ouest, dans le "sillon languedocien", qui est généralement considéré comme une simple annexe du bassin principal.

- A l'Est au contraire, sur les principales zones affleurantes (Provence orientale et Barrot-Mercantour), les faciès détritiques sont localisés à la base de la série, sous forme d'une semelle continue et relativement uniforme, dont la puissance n'atteint que tout à fait exceptionnellement la centaine de mètres, et dont l'âge, traditionnellement réputé "verfézien", n'avait jamais été établi avec certitude jusqu'à ces dernières années. Cette région est également caractérisée par le développement d'au moins une plate-forme carbonatée (d'âge ladinien), encadrée par des ensembles évaporitiques correspondant au "Muschelkalk moyen" et au "Keuper". A la faveur de ces derniers, la tectonique postérieure (provençale et alpine) a presque systématiquement désolidarisé cette plate-forme de son substratum comme de sa couverture. L'importance des déplacements tangentiels étant encore discutée, c'est donc l'étude de la série détritique de base, appartenant au "tégument" resté solidaire du socle, qui est la plus à même de permettre la compréhension du fonctionnement initial du bassin.

B - LA BORDURE OCCIDENTALE

Bien que les séries triasiques de la bordure vivaro-cévenole du Massif central ne fassent pas l'objet de la présente excursion, il semble utile de rappeler ici quelques points généraux permettant des comparaisons avec les régions visitées et indispensables pour comprendre le cadre géodynamique ayant présidé à l'initiation du bassin. La plupart des nombreux travaux consacrés à ces séries ont été résumés dans la Synthèse du Sud-Est (Debrand-passard *et al.*, 1984), mais quelques analyses récentes sont venues modifier quelque peu les conceptions exposées à l'époque.

La quasi-permanence des apports détritiques serait entretenu, au moins en partie, par des déformations tectoniques. La densité des accidents synsédimentaires semble croître du Nord vers le Sud, où ils auraient commencé à fonctionner très tôt, en créant des minibassins marginaux, relativement isolés par des horsts étroits et peu élevés. La fin du Trias est marquée par la cicatrization de certains accidents, suivie dès le début du Lias, par le passage à un style tectonique nouveau, marqué par la formation d'un mosaïque de petits blocs basculés, qui caractérisent la phase de rifting préparant l'ouverture téthysienne dans la majeure partie du Sud-Est de la France.

Régionalement, le développement des grès permet de distinguer des faciès ardéchois, septentrionaux, caractérisés par l'importance des dépôts sableux, souvent grossiers ; ils passent vers le Sud, au niveau de la vallée du Chassezac, à des faciès gardois se distinguant par un plus grand développement des argiles et même des carbonates. Cette opposition traduit sans doute une plus grande altitude des reliefs bordiers dans le secteur nord.

Il est presque partout possible de distinguer deux ensembles superposés, séparés par une Barre carbonatée médiane, puissante de 9 mètres en moyenne, qui constitue un précieux repère de la base du Carnien. Le développement prépondérant de ce niveau carbonaté, par rapport à celui du Ladinien supérieur, constitue ici une originalité ; il n'apparaît ni en Espagne, ni dans le Bassin germanique et ses annexes, où la pulsation eustatique fugace correspondante est cependant sensible (Dolomie-limite de la Lettenkohle). Il traduit un taux de subsidence relativement élevé, mais homogène, sur toute la marge occidentale du Bassin du Sud-Est à cette époque.

Les travaux sédimentologiques récents ont montré la part prédominante de la dynamique fluviale dans la genèse des faciès gréseux, à tous les niveaux excepté le Rhétien. Un large spectre de paléoenvironnements locaux a pu être reconstitué, depuis des cônes alluviaux, d'extension limitée et affectés par une pédogenèse semi-aride, et des systèmes de chenaux en tresse, jusqu'à des systèmes distaux variés :

- L'ensemble inférieur, plus particulièrement étudié, présente une évolution assez cohérente sur toute la bordure du Massif Central, dans la mesure où le détritisme marque deux paroxysmes : l'un, généralisé au début de la sédimentation, à l'Anisien moyen, et l'autre, plus restreint, au Ladinien supérieur.

En Ardèche (Cula et Courcl, 1987), la corrélation du second épisode avec une phase climatique plus humide, connue par ailleurs, a été proposée. Pour chacun, les modalités de dégénérescence des systèmes fluviaux sous l'influence de l'avancée, axiale et latérale, d'une nappe d'eau peu profonde, lagunaire à marine, ont été analysées.

Dans le Gard (Perrissol, 1987) et l'Hérault (Lopez, 1987), seul un contrôle tectonique a été retenu pour expliquer l'évolution générale ; les faciès fins étant rapportés à des dépôts de cuvette endoréique (*playa*). Ces conclusions s'accordent cependant assez mal, d'une part avec l'arrivée très progressive du second épandage détritique, marquée par le développement d'un système de méandres dans le Lodévois (Durand, 1988), et d'autre part avec la présence de Myophories dans les niveaux sous-jacents. Le caractère endoréique du bassin est encore moins concevable si l'on envisage une éventuelle communication avec le Nord-Est de l'Espagne, où l'Anisien moyen est déjà franchement marin (Marzo et Calvet, 1985).

- Dans l'ensemble supérieur, le contrôle tectonique est en revanche indiscutable. Le développement, non seulement dans le domaine ardéchois, mais également plus au Nord, des grès fluviaux grossiers, peu évolués, interrompus par des niveaux à dolocrètes, semble bien lié à la "crise carnienne" mise en évidence par ailleurs, dans les Alpes occidentales.

C - LE DOMAINE ORIENTAL

L'extension relativement grande des affleurements triasiques dans ce domaine, évoquée par la figure 1, ne doit pas faire illusion. En Provence, les "arcs" de Barjols, de Carcès et du Villard, comme les plateaux de Flassans et de Fayence, ne montrent que des faciès carbonatés et argileux attribués au Trias moyen et supérieur ; il en est de même pour la zone plissée au Nord du Barrot. La plupart des "pointements" sporadiques, assez régulièrement répartis depuis la Provence jusqu'au Mercantour d'une part et au Pelvoux d'autre part, ne correspondent qu'à des faciès essentiellement sulfatés, remontés par diapirisme ou formant le semelle des principaux décollements de la couverture.

Les affleurements de la série détritique de base sont au contraire étroitement limités au contact des massifs paléozoïques : massifs toulonnais, Maures et Estérel-Tanneron en Provence, dôme du Barrot et Mercantour dans les Alpes méridionales. En dehors de ces deux zones principales, qui feront l'objet de cette excursion, seuls le petit dôme de Baries, au Nord de Digne, et plus accessoirement celui de Remollon (Chaussenoire), dans une position encore plus septentrionale, présentent une série gréseuse complète.

1 - LA SERIE PROVENCALE

De la banlieue nord-est de Toulon (La Farlède) jusqu'à Pennafort (au Nord du Muy), les affleurements du Trias détritique sont presque exclusivement localisés le long d'une bande très étroite, au pied de la grande *cuesta* dominant la dépression creusée dans les séries sédimentaires permienes des bassins de Cuers, du Luc et du Bas-Argens. Au Sud-Ouest, entre Sanary et Hyères, où la tectonique provençale a été particulièrement intense (le socle est engagé dans les mouvements tangentiels), les points d'observation sont plus dispersés, mais les rares coupes du littoral se prêtent particulièrement bien aux études sédimentologiques (Port-Issol à Sanary, Fabregas à La Seyne, La Garonne et Les Oursinières au Pradet). Plus à l'Est au contraire, les grès triasiques forment des placages, plus ou moins discontinus, sur le socle cristallin du Tanneron et son prolongement autour du synclinal de Cannes. Ce n'est qu'à leur toit que s'amorce la dépression dominée par les hauts plateaux mésozoïques. Le petit pointement de Terrubi, près de Brignoles, constitué, dans un contexte tectonique complexe, le seul jalon réapparaissant sous la couverture, vers le Nord-Ouest.

La puissance du Trias détritique peut atteindre 80 m dans la région de Toulon (72 m au sondage de Carpiagne près de Marseille). Elle se réduit progressivement vers le NE, jusqu'à une quarantaine de mètres dans la région de Grasse. Sa base est conventionnellement placée au niveau d'une discordance cartographique qui tronque différentes formations permienes, dont les plus récentes sont datées palynologiquement du Thuringien, et dont les plus anciennes peuvent être localement basculées par des mouvements intra-permiens (Baudemont, 1985). Elle finit par s'étendre, vers l'Est, sur le socle cristallin du Tanneron.

Dans cette série bariolée, comparée de longue date au *Buntsandstein* du NE de la France (Théobald, 1952), et dont l'origine continentale n'a jamais été mise en doute, trois formations d'importances très inégales ont été définies (Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Durand, 1988) :

Le Poudingue de Port-Issof

C'est dans la localité type, près de Sanary, qu'il est le plus développé : avec une épaisseur de l'ordre de 8 m et des galets atteignant une dizaine de centimètres. Il s'agit d'un conglomérat oligomictique, à éléments exclusivement siliceux : quartz filoniens blancs prédominants, rares phanites et quartzites. La plupart sont bien roulés, mais un grand nombre a subi secondairement un long façonnement éolien (facettes de néoformation) avant un bref remaniement fluvial. La fraction sableuse est généralement très mature. Il semble s'amenuiser très progressivement en direction du Nord-Est, mais on ne peut le suivre que de manière discontinue, car il n'est plus représenté sur les affleurements les plus proches du massif des Maures (Gonfaron, Vidauban). Il disparaît finalement sur le socle du Tanneron, au Nord du Lac de Saint Cassien (seuil du Reyran) ; on retrouve ensuite, au Sud de Grasse (Pégomas) un mince niveau conglomératique comparable, mais où dominent les quartz d'origine locale, de teinte grise.

Les Grès de Gonfaron

Cette formation, qui constitue l'essentiel de la série sud-provençale, présente des faciès beaucoup plus diversifiés. Leurs caractères communs résident dans l'immaturation des éléments et dans la présence de nombreux paléosols, souvent carbonatés et parfois silicifiés. Bien qu'à la base puisse prédominer le remaniement d'éléments éolisés antérieurement, très vite se manifestent des apports massifs de matériaux frais : feldspaths et quartz anguleux dans la fraction sableuse, et galets polycristallins, surtout autour du Tanneron.

De Cannes à Vidauban, la formation est uniformément gréseuse, avec cependant quelques passées conglomératiques riches en galets de rhyolites permienne relativement peu émoussés, dans le secteur oriental. Plus à l'Ouest, une subdivision tripartite s'impose, une zone moyenne silto-argileuse venant s'intercaler entre les grès inférieurs et les grès supérieurs. Ce faciès rouge apparaît à partir de la région du Luc, où il a parfois été rapporté au Permien (Cournot, 1966), pour prendre un développement maximal dans la région toulonnaise et jusqu'aux environs de Marseille (36 m au sondage de Carpiagne).

Les Grès en plaquettes de Solliès

Ces grès fins, souvent jaunâtres, en minces lentilles extrêmement étendues, séparées par des joints argileux verdâtres, apparaissent brutalement au-dessus des Grès de Gonfaron, parfois par l'intermédiaire d'un niveau stromatolitique. Ils se présentent sous le même faciès depuis la coupe type de Solliès-Ville (Caron, 1968) jusqu'au Nord du Tanneron (Saint Paul-en-Forêt), mais souvent avec une puissance moindre qu'en ces deux localités (5-6 m). Ils traduisent un changement radical des conditions de sédimentation et, par la présence de moulages de cubes de sel, les premières influences marines ; ce qui nous incite à placer cette formation à la base du Groupe du *Muschelkalk*.

2 - LA SERIE DU BARROT ET DU MERCANTOUR

Sur le dôme du Barrot, dont la structure est relativement simple, la puissance du Trias détritique se maintient sensiblement autour de 70 m. En bordure du Mercantour elle reste du même ordre de grandeur, bien que puissent intervenir des variations locales (de 50 à 90 m) ; il faut toutefois remarquer que l'intensité des plissements dans ce secteur (où la diagenèse est parfois poussée jusqu'à l'anchimétamorphisme, avec apparition d'une schistosité de fracture) en rend l'étude difficile, ce qui expliquerait les lacunes locales signalées dans la littérature (Corroy, 1963), dont l'origine primaire n'a pas été confirmée par les travaux récents.

Les faciès sont suffisamment comparables, dans ces deux régions, pour qu'une lithostratigraphie commune ait été proposée (Avril *et al.*, 1987) ; la série est ainsi subdivisée en quatre formations :

La Formation de Berthéou est étroitement localisée, en bordure occidentale du Barrot, dans une paléovallée ravinant différents niveaux de la Formation de Léouvé (Thuringien). Puissante d'une dizaine de mètres, elle est principalement composée de grès fins, bien classés, roses à gris.

La Formation des Roberts (15 à 35 m) apparaît généralement dans le paysage sous forme de falaises (vallées du Var et du Cians). Elle débute systématiquement par le "conglomérat de base" des anciens auteurs, à galets de quartz bien arrondis, qui repose indifféremment sur la formation précédente ou sur n'importe quel terme du Permien ou du socle. Le passage aux grès sus-jacents est tantôt extrêmement brutal, tantôt très progressif. Ces grès quartzitiques gris, souvent grossiers, qui constituent la masse principale, se présentent en bancs épais et réguliers, à stratifications obliques.

La Formation de Rimplas (12 à 35 m) est caractérisée par l'apparition des carbonates, sous forme d'imprégnations diffuses ou de concrétions, en relations plus ou moins directe avec des paléosols, et par une modification de l'architecture des dépôts. Les niveaux gréseux, lenticulaires, de granulométrie très variable et souvent brunâtres, sont relayés latéralement par des faciès argilo-silteux versicolores.

La Formation de Fromagine (20 à 40 m) est principalement constituée de siltites rouges, souvent finement litées. Vers la base, elles alternent avec des bancs gréseux fins, concolores ; au sommet, où peuvent apparaître quelques moulages de cubes de sel, la teinte devient jaunâtre parallèlement à la multiplication des lits dolomitiques. Le toit est marqué par un niveau de disharmonie tectonique sous les premières cargneules attribuées à l'*Anhydrit Gruppe*.

Le Trias détritique de base du Barrot et du Mercantour est classiquement interprété comme une série continentale et comparé, à ce titre, au Buntsandstein du Bassin germanique (Bordet, 1950 ; Corroy, 1963) ; des travaux sédimentologiques récents ont néanmoins tenté d'en démontrer l'origine marine : infra- à supra-tidale (Richards, 1981, 1983 et 1986).

3 - LES PROBLEMES DE DATATION

Les séries détritiques triasiques de Provence et des Alpes externes méridionales sont traditionnellement réputées "werféniennes", sur la base de simples comparaisons faciologiques ; la plupart des auteurs admettent toutefois que seule la partie terminale du Trias inférieur serait représentée (Ricour, 1962 ; Corroy, 1963 ; Gouvernet, 1963).

La palynologie s'étant révélée la méthode de choix pour établir des corrélations biochronologiques dans le Trias détritique, 50 échantillons apparemment favorables à la conservation de palynomorphes ont été collectés sur toute la hauteur de la série et sur l'ensemble des affleurements. Seuls quelques sites, localisés dans les derniers mètres des Grès de Gonfaron pour la Provence (La Farliède, Pégomas) et de la Formation de Rimplas pour le Dôme de Barrot, se sont montrés fertiles : les pollens, surtout bisaccates, prédominent largement sur les spores ; l'absence d'Acritarches et de Tasmanacées confirme le caractère continental du dépôt. Le tableau 1 récapitule les principales formes révélées par les deux prélèvements les plus riches.

	PROVENCE ORIENTALE (Coupe de Pégomas)	DOME DE BARROT (Coupe du Pont 826)
<i>Triadispora staplini</i>	+	+
<i>Triadispora falcata</i>	+	+
<i>Alisporites grauvogeli</i>	+	+
<i>Alisporites</i> sp.	+	+
<i>Microcacryhidites fastidioides</i>	+	+
<i>Microcacryhidites sittleri</i>	+	
<i>Pityosporites</i> sp.	+	
<i>Angustisulcites klausii</i>	+	
<i>Voltziaceasporites heteromorpha</i>	+	
<i>Illinites kosankei</i>	+	+
<i>Hexasaccites muelleri</i>	+	+

Tabl. 1 - Principaux types de pollen rencontrés dans le Trias détritique de la partie orientale du Bassin du Sud-Est. Nous remercions tout particulièrement Madame M.C. ADLOFF qui a eu la gentillesse d'effectuer ces déterminations.

Pour préliminaires qu'ils soient, ces résultats prouvent que la sédimentation détritique continentale, de type *Buntsandstein* s'est poursuivie au-delà du Trias inférieur (= Scythien), dans l'Anisien inférieur : présence de *Hexasaccites muelleri* (syn. *Stellapollenites thiergartii*) et *Illinites kosankei*, mais absence de *I. chitonoides*. Cette association est tout à fait comparable à celle qui caractérise les Grès à *Voltzia* et une partie du *Muschelkalk* inférieur du NE de la France (Adloff et Doubinger, 1977), et qui a été retrouvée dans le *Buntsandstein* du versant sud des Pyrénées catalanes (Broutin *et al.*, 1988) ; mais il faut signaler qu'aucune association aussi ancienne n'a été reconnue jusqu'à présent dans le reste du Bassin du Sud-Est. On remarquera aussi que la série détritique du Barrot-Mercantour n'est pas synchrone de la série quartzitique de la Zone briançonnaise, puisque celle-ci s'achève avant l'Anisien basal (calcaires à *Dadocrinus gracilis*), dont elle est séparée par un niveau évaporitique responsable du premier niveau de décollement de la couverture (Mégard-Galli et Baud, 1977).

Cette nouvelle datation remet en cause certaines conceptions stratigraphiques et tectoniques concernant la Provence. Vers Toulon, puis Draguignan, deux ensembles carbonatés triasiques superposés, isolés par trois niveaux de décollement, ont été mis en évidence au-dessus de la série gréseuse. Seul l'ensemble supérieur étant bien daté (Ladinien supérieur), il a été proposé de paralléliser l'autre avec le Muschelkalk inférieur carbonaté du Bassin germanique et du NE de l'Espagne ; les disharmonies tectoniques correspondraient ainsi aux dépôts évaporitiques du *Röt*, du *Mittlerer Muschelkalk* et du *Keuper* (Caron, 1968 et 1969 ; Gouvernet et al., 1971). Or le *Röt* salifère est maintenant bien daté du Trias inférieur terminal (Spathien sup.) : Kozur (1974), Doubinger et Bühmann (1981) ; il ne peut donc plus être invoqué pour expliquer le premier décollement de la série provençale, qui correspondrait déjà aux évaporites du Muschelkalk moyen, d'âge anisien supérieur (Kozur, 1974 ; Marzo et Calvet, 1985). Il semble donc que les anomalies "stratigraphiques" du Muschelkalk provençal ne puissent être expliquées que par la superposition de deux zones hétéropiques d'une plate-forme carbonatée unique, dans un contexte de "duplex" tectonique dont la possibilité théorique a été envisagée par Tempier (1987).

Quant aux premiers dépôts détritiques triasiques, il est douteux que des éléments paléontologiques permettent un jour leur datation, mais les données paléoclimatiques apportent un repère non négligeable. Le passage du Poudingue de Port-Issol (à galets éolisés) aux Grès de Confaron (à paléosols carbonatés) traduit la fin d'une période très aride, bien connue dans le Bassin germanique où elle caractérise le "Buntsandstein moyen" (Durand, 1972) ; son âge est encore assez mal cerné, mais elle coïnciderait à peu près avec le Scythien moyen (Doubinger, comm. orale). En Barrot-Mercantour, le début de la sédimentation généralisée serait plus tardif (Spathien inf. ?) : la rareté des galets éolisés, toujours nettement remaniés, et la présence de lentilles argileuses grises à empreintes végétales, dans le conglomérat de base de la Formation des Roberts, paraissent exclure une corrélation avec le Poudingue de Port-Issol (tableau 2).

TRIAS MOYEN	Anisien supérieur	CLIMAT	PROVENCE		Φ ₁	BARROT MERCANTOUR	
				Galets Sables Fines			Galets Sables Fines
	Anisien moyen ?	Semi-aride	Barre dolomitique ocre Argiles grises		Φ ₁	Formation de Fromagine	
	Anisien inférieur		Grès en plaquettes de Solliès	•			
	Scythien sup. ? (= Spathien)	Aride	Grès de Confaron	•	- ? -	Formation de Rimplas	• •
TRIAS INFÉRIEUR (= SCYTHIEN)	Scythien moyen		Poudingue de Port-Issol	•		Formation des Roberts Conglomérat de base	•
						Formation de Berthéou	•

Tabl. 2 - Stratigraphie des séries détritiques de base de la partie orientale du bassin du Sud-Est.

- II -

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU TRIAS DETRITIQUE

A - RAPPELS SUR LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT FLUVIATILES

I - RESEAUX FLUVIATILES

Les réseaux fluviaux collectent les sédiments sur les aires nourricières et les transportent vers des bassins endoréiques ou la mer ouverte. Si la subsidence est suffisante, les plaines alluviales deviennent des lieux d'accumulation des sédiments. Dans ce cas, les réseaux fluviaux deviennent des agents de dépôt.

La figure 2 schématise l'évolution d'un réseau fluvial depuis la zone proximale, au contact de l'aire nourricière, jusqu'à la zone distale où se fait normalement le maximum de dépôt. Les réseaux distributifs déposent les sédiments soit dans la mer, soit dans un lac, soit sur une *playa* (au sens géologique du terme, une *playa* est un lac temporaire dans un bassin endoréique).

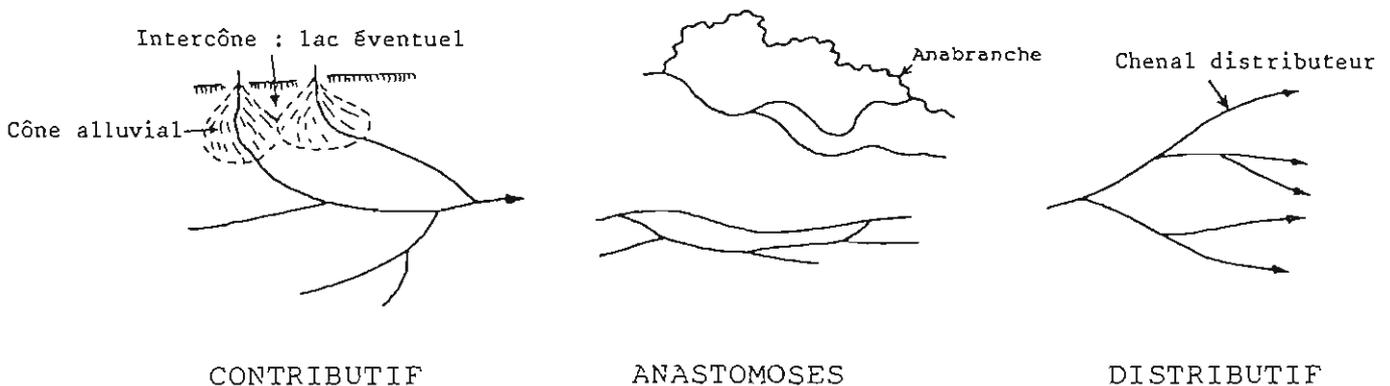


Fig. 2 - Principaux types de réseaux fluviaux (systèmes de chenaux majeurs).

Dans les réseaux anastomosés, les chenaux migrent relativement peu, étant séparés par des îles permanentes, souvent couvertes de végétation ; de ce fait, ils peuvent déposer des lithosomes sableux d'extension verticale relativement grande par rapport à leur largeur.

2 - CONES DE DEJECTION ET CONES ALLUVIAUX

Leur position dans les réseaux fluviaux est précisée sur la figure 2. Le sommet du cône est localisé au débouché d'une vallée étroite dans un bassin plus vaste, là où l'eau qui n'est plus encaissée entre les versants s'étale largement.

Le cône est constitué par une accumulation de sédiments qui s'élargit en éventail vers l'aval (Hérial, 1984). La mise en place d'un tel cône est liée à un contraste géomorphologique entre une région au relief accidenté et une région au relief relativement plat, ce qui revient à dire que cette mise en place n'est pas liée à un type particulier de climat. Il faut souligner que si le contraste géomorphologique peut traduire le jeu d'un accident tectonique, celui-ci n'est pas nécessaire. Enfin l'on associe le plus souvent aux cônes de déjection et alluviaux une notion de sédiments grossiers, conglomératiques, mais ceci n'est pas obligatoire et dépend uniquement de la nature des sédiments fournis par le cours d'eau.

La distinction entre cône de déjection et cône alluvial n'est pas toujours clairement faite dans la littérature géologique. On pourra retenir les définitions suivantes, qui traduisent des tendances dans les conditions de mise en place.

a) Cônes de déjection

Ils sont plutôt caractéristiques des climats semi-arides, où les écoulements sont typiquement intermittents. Les épandages boueux (*mud flow* ou *debris flow* suivant la nature des apports) peuvent y tenir une place importante, tout comme les dépôts criblés. Vers l'aval ils peuvent passer très brutalement à des dépôts de *sheet flood* et de *playa*. Les longues périodes de non dépôt laissent leur empreinte dans de tels cônes : dissection par de petits chenaux, encroûtement, transport par déflation éolienne, éolisation ...

b) Cônes alluviaux

Ils caractérisent des climats plus humides que les précédents, et peuvent donc correspondre à des écoulements pérennes. La surface, très faiblement pentée, du cône est parcourue de nombreux chenaux plus ou moins tressés, annonçant les réseaux fluviaux qui s'organisent vers l'aval.

3 - TYPES DE CHENAUX ET DE BARRES FLUVIALES

La morphologie des différents types de chenaux fluviaux (fig. 3) est étroitement liée aux processus de dépôt qui y interviennent et conditionne leur mode de migration. Les chenaux en tresse, divisés à l'étiage en chenaux mineurs isolant des îles temporaires, sont sujets à des divagations désordonnées. La plupart des chenaux simples sont capables de migrer latéralement de

manière continue sur une certaine distance ; l'amplitude de ce balayage est cependant limitée automatiquement dans le cas des chenaux méandriiformes. Quant aux chenaux droits, liés aux zones où la pente est pratiquement nulle, ils sont habituellement incapables d'affouiller leurs berges et ne peuvent donc se déplacer que de manière brutales (avulsion) lors d'une crue catastrophique.

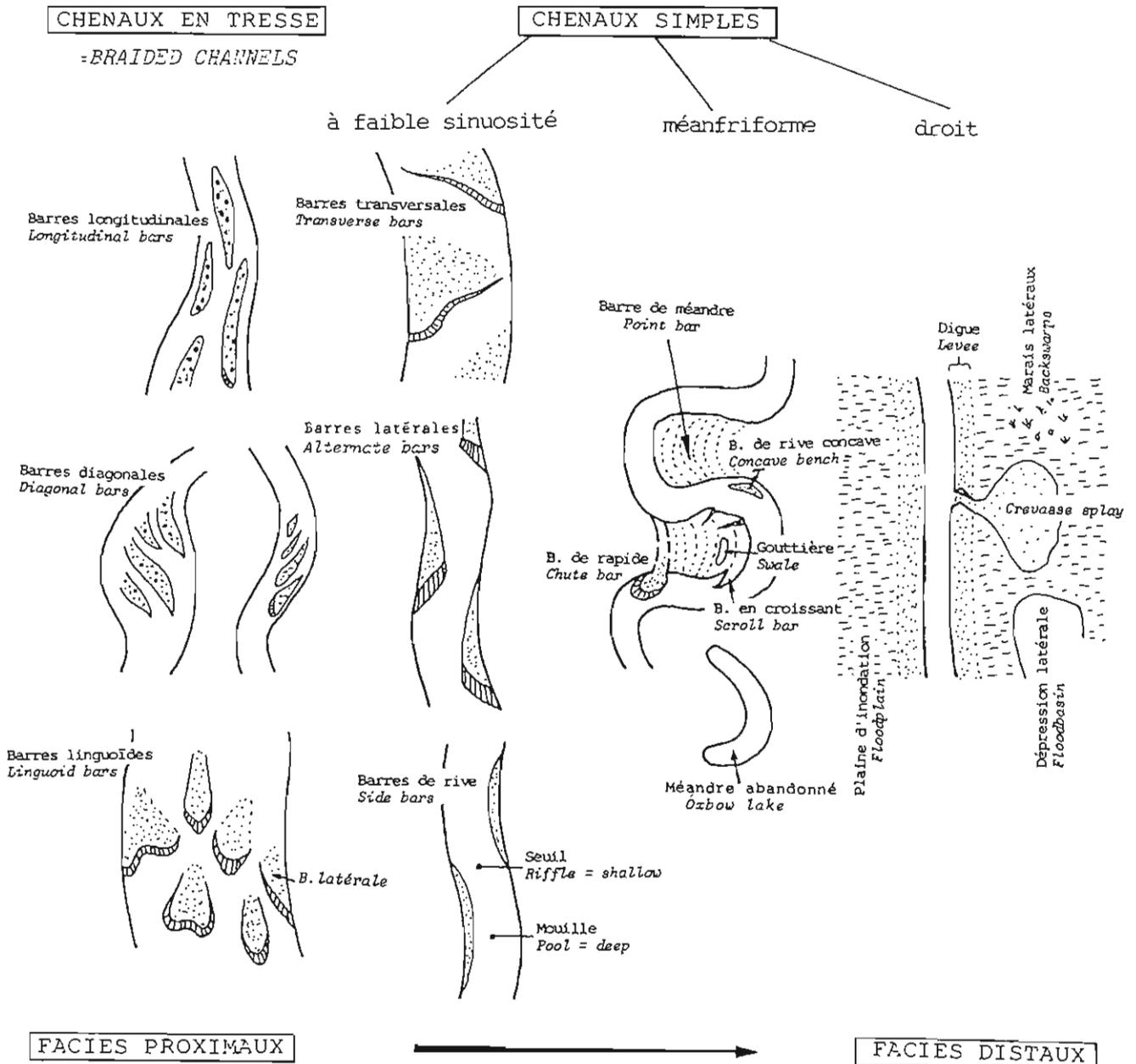


Fig. 3 - Principaux types de chenaux majeurs et de barres dans la zone de dépôt des systèmes fluviaux.

Les sédiments les plus grossiers se déposent essentiellement dans les chenaux et à proximité immédiate de ceux-ci sous forme de levées (cf. Plaziat, Freydet et Marec, 1987), alors que les sédiments argileux ou sableux peuvent, lors des crues, s'étaler largement sur la plaine inondable. Les sédiments se déposant dans les chenaux construisent des barres ou bancs qui prennent des aspects variés. Les divers types de barres fluviales ne sont pas recensés de la même façon par tous les auteurs. Il est toutefois possible d'en proposer une classification raisonnable reposant d'une part sur leur mode de croissance, d'autre part sur leur localisation dans les chenaux. La figure 4 schématise les facteurs conditionnant la morphologie des diverses barres : l'accrétion latérale (typique des *point bars*), l'aggradation (ou accrétion verticale), la progradation (feuilletts d'avalanche sur la face aval) et l'érosion. La figure 3 présente les principaux types de barres dans les chenaux où on les rencontre préférentiellement, depuis les zones proximales de dépôt jusqu'aux zones distales.

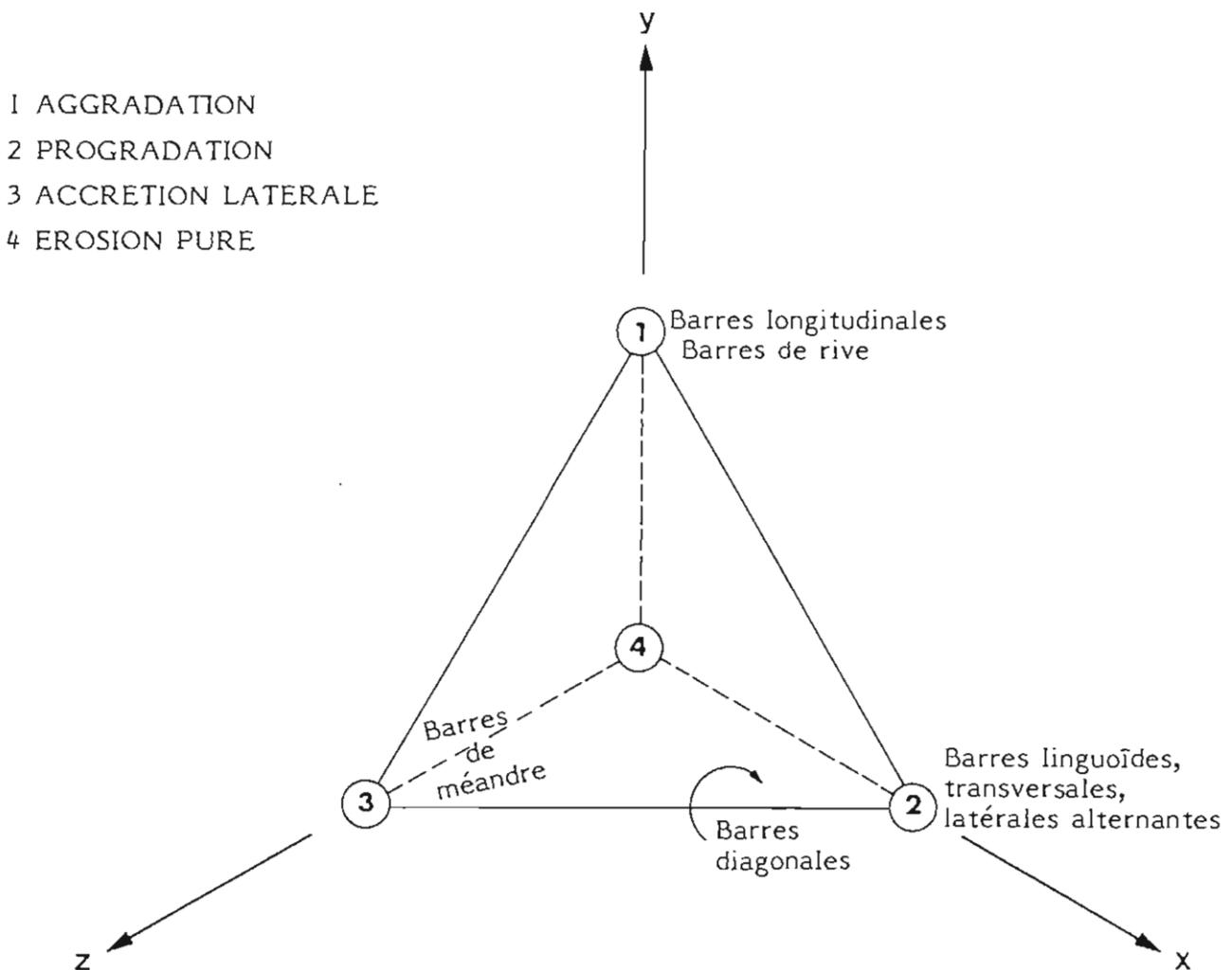


Fig. 4 - Classification génétique des barres fluviales, figurée sur un tétraèdre.

Les axes x, y et z sont les normes utilisées pour orienter les structures en fonction des modes de croissance.

Morphologie externe : La face 1.2.3 figure le dépôt pur, alors que le sommet 4 figure l'érosion pure.

Structure interne : Les barres élémentaires se situent aux sommets 1, 2 et 3, qui figurent les trois modes de croissance. Les barres composites s'écartent de ces sommets, mais restent sur la face 1.2.3. Les barres de méandre ne sont pas liées exclusivement à l'accrétion, d'où leur position dans le plan 1.2.3, légèrement décalée par rapport au pôle 3. Les barres diagonales, dont la genèse dépend aussi de l'érosion, se situent en arrière du plan 1.2.3.

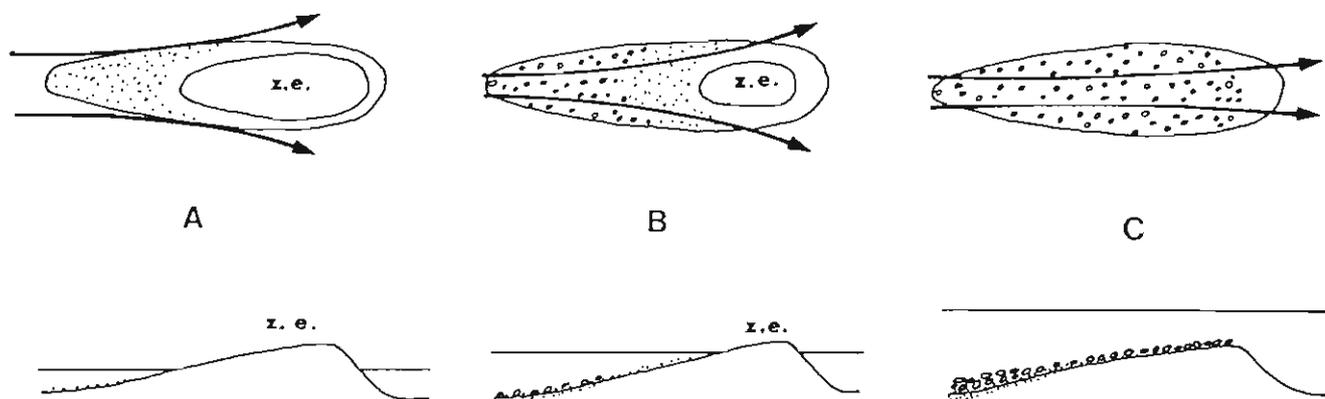


Fig. 5.- Genèse d'une séquence à dérive granocroissante sur une barre longitudinale (inspiré de Eynon et Walker, 1974). Les trois schémas du haut présentent la barre en plan, les trois schémas du bas la présentent en coupe. Les flèches indiquent les courants d'eau ; le cours d'eau subit des alternances crue - décrue (z.e. = zone émergée).

A - Au début de la remontée du niveau d'eau, le sommet de la barre est encore émergé, des sables se déposent sur la face amont.

B - La vitesse du courant croît avec la montée de l'eau, des galets se déposent sur la face amont de la barre.

C - Quand la barre est complètement immergée, les galets se déposent jusqu'à son sommet.

Les barres longitudinales sont communes dans les chenaux en tresse charriant des sédiments grossiers et mal classés. Leur croissance est à la fois longitudinale et latérale ; elles conduisent à des faisceaux de feuillets subhorizontaux frustes, à forte hétérogénéité granulométrique ; elles peuvent comporter latéralement des coins ou prismes sableux à feuillets obliques plans. On observe parfois des dépôts de barres longitudinales dans lesquelles la dérive est nettement négative : les galets sont de plus en plus gros et de plus en plus nombreux vers le haut. La figure 5 propose une explication du phénomène. Ce granoclassement inverse ne doit pas être confondu avec le pavage sommital, courant sur ce type de barre (mais aussi sur d'autres, dont les barres transversales). Ce pavage sommital est une couche mince de galets dont l'origine peut être interprétée de la façon suivante : lorsque le niveau d'eau commence à baisser après une crue, la vitesse peut rester pratiquement constante, ce qui entraîne un accroissement du régime d'écoulement et permet ainsi, très temporairement, le transport et le dépôt de gros éléments. Ces pavages, déposés par des courants violents, ne présentent pas de structures d'imbrication identifiables ; il se distinguent également des pavages résiduels par leur granulométrie disproportionnée par rapport à celle des galets conservés dans les dépôts sous-jacents.

Les barres de rive se développent le long des berges des chenaux à faible sinuosité essentiellement par aggradation (empilement de trains de rides successifs) et éventuellement par accrétion latérale.

Les barres de méandre apparaissent dans les chenaux à forte sinuosité ; elles se développent par accrétion latérale. Les barres de méandre élémentaires, c'est-à-dire constituées d'un seul faisceau de feuillets obliques plus ou moins sigmoïdes (*epsilon-cross stratification*, selon Allen, 1963), s'observent très rarement. Dans la majorité des cas les barres de méandre sont composites, faites d'un ensemble d'unités d'accrétion plus ou moins complexes séparées par des surfaces de réactivation. Allen (1964) a défini une séquence type, granoclassée positivement et à

tendance stratodécroissante : du matériel grossier, largement intraformationnel, est surmonté de structures traduisant une énergie globalement décroissante. Plus le régime du cours d'eau est irrégulier et plus sa charge est grossière, plus la structure du dépôt peut s'écarter de ce modèle.

Les barres transversales sont très courantes dans les faciès sablo-graveleux, beaucoup moins dans les faciès sableux ou conglomératiques. Leur largeur est proche de la largeur du chenal pour une hauteur n'excédant généralement pas quelques décimètres. Elles se développent en progradant vers l'aval, ce qui conduit à des faisceaux de feuillets obliques plans. Plusieurs trains de grandes rides progradant à la surface d'une barre transversale peuvent donner à celle-ci une structure interne composite.

Les barres linguoïdes croissent par progradation vers l'aval comme les barres transversales. Certaines résultent de l'évolution d'une barre longitudinale lors de son arrivée dans une zone plus profonde, où le courant est relativement ralenti. D'autres traduisent l'isolement d'un lobe le long d'une barre transversale devenue très sinuuse par suite de l'élargissement du chenal.

Les barres latérales parfois qualifiées d'alternantes, se forment dans des cours d'eau à faible sinuosité ; elles progradent vers l'aval en donnant des faisceaux de feuillets obliques plans (dits "tabulaires"). Elles se distinguent des barres de rive par leur mode de croissance, où la progradation joue le rôle essentiel.

Les barres diagonales sont caractéristiques des biefs relativement sinueux de certains chenaux en tresse. Elles peuvent être très complexes ; leur morphologie initiale résulte pour une grande part de phénomènes érosifs, et leur développement procède de phénomènes d'accrétion latérale, d'aggradation et de progradation intervenant dans des proportions variables.

L'identification de divers types de barres dans une série ancienne peut donc conduire à des reconstitutions paléogéographiques. Il faut cependant mentionner les nombreux facteurs susceptibles de bouleverser ces agencements :

- les grandes crues peuvent entraîner une restructuration de tout le réseau fluvial, avec destruction partielle des corps sédimentaires antérieurement déposés, les matériaux érodés servant à reconstruire d'autres structures.
- durant les périodes d'étiage, la lente érosion des grandes structures aura pour corollaire l'édification de structures de petite taille ;
- les très faibles taux de subsidence, qui sont courants durant le Trias, sont favorables au "cannibalisme" des grands corps sédimentaires qui se remanient alors de multiples fois. Si l'on met à part les chenaux droits, ce phénomène se produit quels que soient les types de chenaux. Il en résulte des formations sableuses (ou plus ou moins conglomératiques) extrêmement étendues, constituées presque exclusivement de dépôts de chenaux, les lithofaciès de plaine inondable ayant été éliminés au cours des divagations successives.

4 - SEQUENCES FLUVIATILES

a) Chenaux en tresse

Les séries fluviales anciennes ne se sont naturellement pas mises en place dans des paysages où les cours d'eau érodaient le substratum (zones nourricières ou de transit), mais au contraire dans des paysages en cours d'accrétion (zones de dépôt). Dans les séries anciennes, il semble que les faciès attribuables à des chenaux en tresse aient une importance volumétrique très grande. Miall (1977 et 1978) propose six types fondamentaux de séries sédimentaires engendrées par ces chenaux en tresse ; leurs principaux caractères sont résumés ci-dessous.

TYPE TROLLHEIM : dépôt proximal de cône alluvial, mal classé, grossier, les gros éléments flottant parfois dans une matrice fine. Les dépôts de chenaux dominant : ils sont parfois intercalés de *debris flows*, dont la puissance peut atteindre 3 m, et qui reposent sur une surface plane. Ceux-ci sont particulièrement abondants lorsque le climat est aride ou semi-aride avec de longues périodes sèches durant lesquelles l'altération mécanique génère un abondant matériel détritique. Le sommet des séquences présente parfois des dépôts sableux en cuillers et des faciès silto-argileux de décantation.

TYPE SCOTT : dépôts proximaux de cônes alluviaux où les galets dominent. Ceux-ci s'agencent en barres longitudinales entre lesquelles viennent éventuellement s'intercaler des dépôts de *debris flows*. Caractéristique des cônes alluviaux, ce type est cependant plus distal que le précédent. Le rapport moyen galets et graviers sur sables est supérieur à 90 %.

TYPE DONJEK : dépôts intermédiaires essentiellement sableux, parfois encore riches en galets, qui s'agencent en séquences granoclassées positivement.

TYPE SOUTH SASKATCHEWAN : dépôts prolongeant ceux de type précédent dans les zones les plus distales. Le rapport moyen des galets et graviers sur les sables tombe en dessous de 10 %. Le granoclassement positif des séquences y est habituel. Le dépôt est essentiellement dû à de grandes rides.

TYPE PLATTE : proches des précédents, ces dépôts sont essentiellement sableux. Ils ne présentent pas d'organisation nette en séquences. Les faciès de barres, dus à des rides de taille moyenne, y dominent.

TYPE BIJOU CREEK : dépôts proximaux de nature sableuse, se formant lorsque l'aire nourricière ne fournit pas de matériel grossier. Ce sont des dépôts de haute énergie liés à des crues très brutales et éphémères, par conséquent à des climats très contrastés.

Les types passés en revue ci-dessus doivent être vus comme de simples exemples ou un fil conducteur permettant d'aborder l'étude de séries continentales anciennes. Certaines mises en garde ont d'ailleurs été faites par l'auteur lui-même dès leur publication (Miall, 1978 et 1985). On notera en particulier les points suivants :

- les séries types sont définies sans qu'il soit précisé si les observations sont faites dans la zone de transit ou dans la zone de dépôt ;
- rien ne prouve que toutes les séries déposées par des chenaux en tresse puissent entrer dans le cadre défini ;
- les modèles proposés ne font qu'une très faible place aux sédiments déposés hors des chenaux ; ceux-ci tiennent pourtant dans certaines séries une importance volumétrique non négligeable, notamment lorsque la zone d'épandage est relativement large et/ou quand la subsidence est relativement forte ;
- depuis que ces modèles ont été proposés, ils ont parfois été utilisés de façon abusive. Il y a des convergences, et il est dangereux, voire impossible, de reconstituer toute une paléogéographie à partir d'une coupe de quelques dizaines de mètres de puissance. Deux exemples classiques du Trias du Nord-Est de la France sont significatifs à cet égard : le Conglomérat principal (comparable, à bien des égards, au Poudingue de Port-Issol) présente généralement des coupes de type "Scott", alors qu'il s'agit d'un dépôt plutôt distal ; ce caractère est encore plus marqué pour le Grès à Voltzia qui présente pourtant des coupes de type "Bijou Creek" (cf. Durand, 1978).

Compte tenu de toutes ces restrictions, le lecteur comprendra qu'il n'est possible d'entrer dans le cadre précédemment défini qu'après un patient travail de terrain : analyse des structures et des évolutions latérales.

b) Chenaux méandrisants

Le modèle de base, particulièrement développé par Allen (1964, 1982), à partir d'exemples fossiles, est la séquence de *point bar* essentiellement sableuse, grano- et stratodécroissante (fig. 6). Cette évolution est liée au mouvement hélicoïdal du courant qui, au niveau du fond, est ralenti au cours de sa remontée de la rive concave vers la rive convexe. Lors des crues, les éléments grossiers, souvent intraformationnels, restent localisés au fond du chenal, tandis que les sables se déposent sous forme de grandes rides, vers la base de la barre, passant à des petites rides dans les zones les plus élevées. Entre deux crues, l'essentiel de la sédimentation s'effectue par décantation des matériaux les plus fins. Les dépôts correspondant à deux crues successives seront donc limités par une surface de réactivation, dite d'accrétion latérale, mieux visible dans sa partie haute où, non érosive, elle est soulignée par un drapage de fines, que dans sa partie basse où, de plus en plus érosive, elle met en contact des faciès sableux identiques. La pente des surfaces de ce type dépasse rarement 15°, et elle est d'autant plus faible que le chenal est plus large. La migration progressive de la rive convexe induit la formation d'un grand faisceau de stratification oblique tabulaire, composite, dont l'épaisseur correspond sensiblement à la profondeur du chenal (*Epsilon cross stratification* au sens étendu).

De nombreux travaux sur des cours d'eau actuels à forte sinuosité montrent que la séquence précédente ne correspond qu'au cas où le chenal reste totalement immergé presque en permanence ; ce qui est caractéristique d'un régime régulier. Lorsque le régime est nettement irrégulier et lorsque les matériaux sont relativement grossiers, ce qui va normalement de pair, la

dérive séquentielle est plus ou moins gravement affectée, car une part, qui peut devenir prépondérante, de la croissance de la *point bar* s'effectue alors que certains niveaux du lit majeur sont émergés, et par des mécanismes autres que l'accrétion latérale. Il en résulte des séquences plus complexes, comme celle, illustrée par la figure 7, se développant plutôt dans la partie aval d'un méandre ; ici le point remarquable consiste en l'intercalation de faisceaux de progradation longitudinale (barres transversales) et de faisceaux de progradation centrifuge par rapport à l'axe d'écoulement (barres en croissant). Dans d'autres cas peuvent apparaître, isolément ou simultanément, des dépôts de chenaux et barres de rapide marquant une tendance temporaire à l'abandon du méandre (cf. fig. 3).

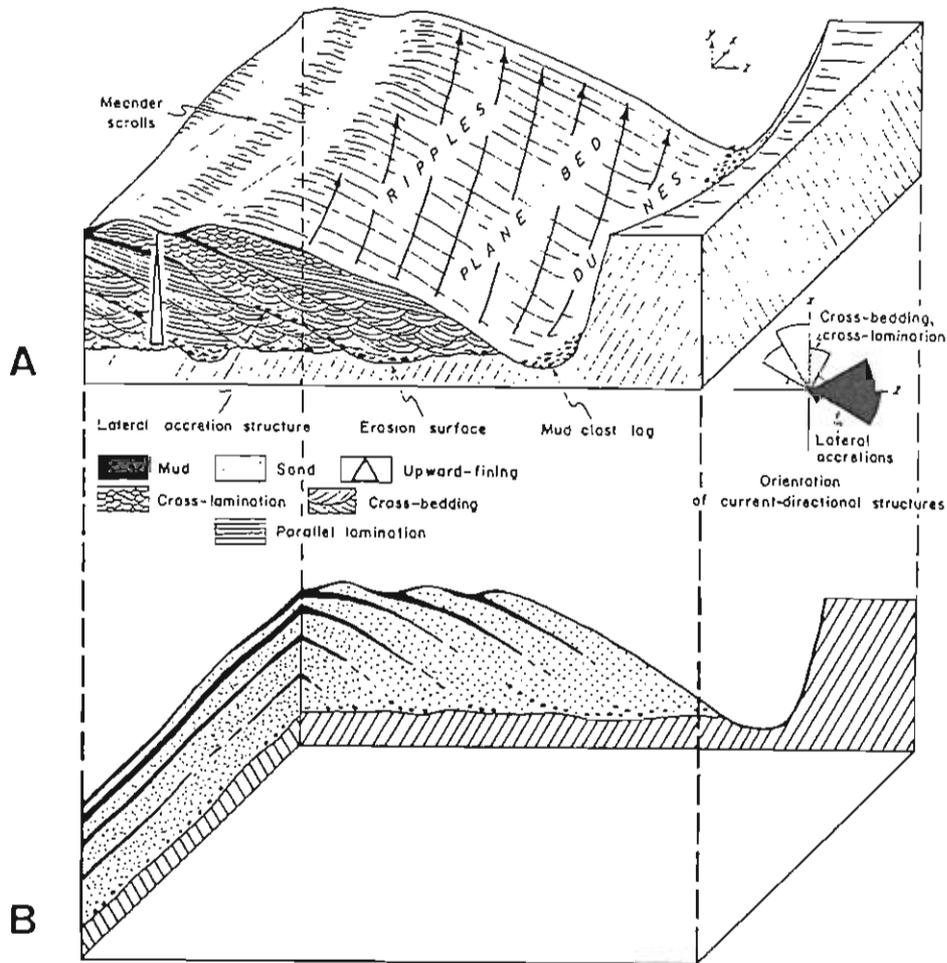


Fig. 6 - Structure d'une barre de méandre classique, formée par accrétion latérale seule (adapté de Allen, 1982).

A - La dérive grandécroissante s'accompagne d'une diminution de la taille des faisceaux à litage oblique arqués. On notera le diagramme-rose qui montre que les pendages des feuilletts sont, comme les éventuelles linéations de délit, pratiquement perpendiculaires aux pendages des surfaces d'accrétion latérale.

B - Dans de nombreux cas, les faciès sableux, qui constituent l'essentiel du remplissage, ne présentent pas de structure interne clairement exprimée. L'accrétion latérale ne peut alors être mise en évidence, sur une coupe transversale, que dans la partie supérieure du corps sédimentaire, où les drapages de fines ont été conservés. Sur une coupe longitudinale, le phénomène ne se traduit plus que par la stratodécroissance d'unités sableuses apparemment horizontales.

Il faut remarquer que, dans le Trias présenté ici, ce sont les faciès fins du sommet de telles séquences qui se sont montrés les plus favorables aux recherches palynologiques ; ceci tient à leur caractère polyphasé, mis en évidence par la multiplicité des alternances silto-argileuses.

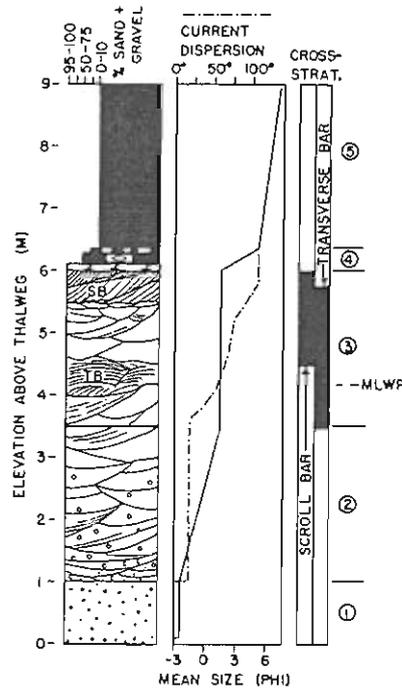


Fig. 7 - Séquence de "point bar" dans une rivière méandrique transportant des sédiments essentiellement sablo-graveleux (d'après Jackson, 1976).

- 1 - dépôt de fond de chenal
- 2 - dépôt inférieur de "point bar"
- 3 - dépôt supérieur de "point bar"
- 4 - dépôt de levée
- 5 - dépôt de plaine inondable
- MLWP - niveau d'étiage moyen

On notera plusieurs points :

- l'évolution dans les structures dominantes ; des barres transversales (TB) passant progressivement à des barres en croissant (SB) ;
- la dérive granulométrique globalement positive, mais avec de brusques discontinuités ;
- la dispersion des directions de courant, qui augmente considérablement vers le sommet du "point bar".

5 - IDENTIFICATION D'UN DEPOT DE CHENAL

Il en est de même pour les dépôts de chenaux que pour beaucoup d'autres dépôts sédimentaires : leur géométrie externe n'a généralement pas de rapport direct avec la morphologie instantanée des objets qui leur ont donné naissance. L'identification, dans une formation fossile, d'une structure en chenal (observée dans les trois dimensions de l'espace) implique que le dépôt ait eu lieu dans un chenal, mais beaucoup de dépôts anciens mis en place dans des chenaux ne présentent à l'affleurement aucune forme en chenal ; en effet, l'emboîtement des chenaux successifs oblitère les formes originelles (fig. 8). D'autre part, même lorsqu'une forme en chenal est apparemment conservée (lithosomes sableux "en ruban" de Friend *et al.*, 1979), une recherche minutieuse des cicatrices d'érosion, souvent jalonnées par des alignements d'intraclastes, permet généralement de mettre en évidence une histoire polyphasée plus ou moins complexe (fig. 9).

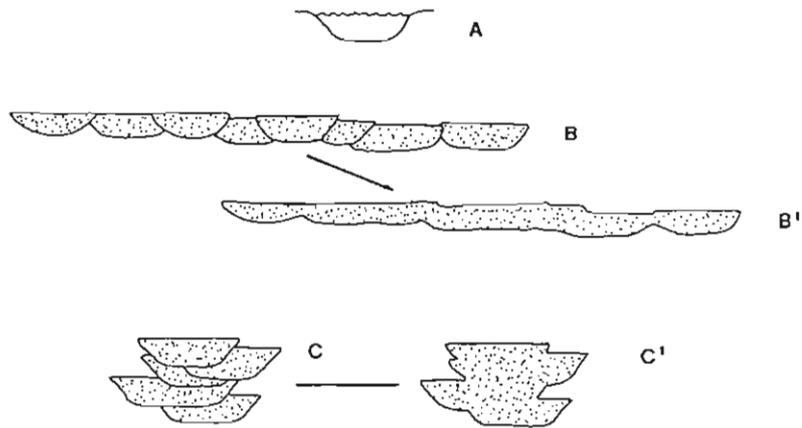


Fig. 8 – Mise en évidence du manque de relation existant entre la géométrie des corps sédimentaires (lithosomes) et celle des chenaux qui leur ont donné naissance (inspiré de Miall, 1985).

A – Vue du chenal en coupe transversale ; sa largeur est généralement de l'ordre de la dizaine ou de la centaine de mètres.

B – Dans un contexte peu subsident, la migration du chenal conduit à un lithosome de large extension latérale. Le caractère peu marqué des surfaces d'érosion interdit parfois de reconnaître les étapes de construction de l'ensemble et, sur le terrain, on n'observe alors qu'un banc plus ou moins continu (B').

C – Dans un contexte de forte subsidence, les migrations latérales du chenal peuvent être de faible amplitude, mais la géométrie du corps sédimentaire engendré (C') est, là aussi, très différente de la forme du chenal responsable.

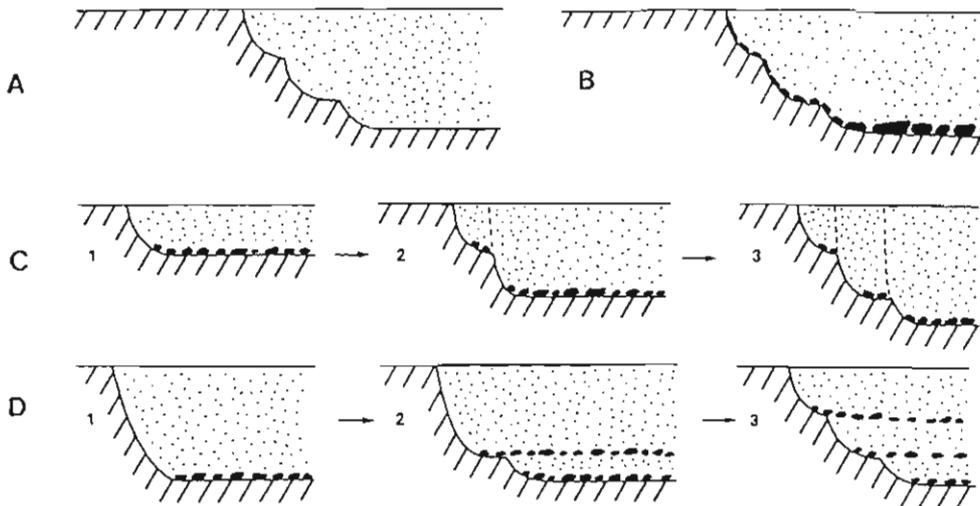


Fig. 9 – Différentes interprétations de la genèse d'un lithosome en ruban, à bord irrégulier (adapté de Collinson et Thompson, 1982).

A – Bordure du corps sableux vue en coupe transversale.

B – Le tapissage de la surface limite par un alignement d'intraclastes continu conduit à penser que, même si le chenal a été creusé de façon irrégulière, son remplissage s'est probablement effectué en une seule phase (type "monostorey").

C et D – Trois phases successives de creusement + remplissage peuvent être distinguées (type "multistorey"). Les facteurs conditionnant de telles évolutions sont nombreux et variés. Une des hypothèses envisageables consiste à dire que le cas C traduit une reprise d'érosion liée à une baisse du niveau de base (éventuellement tectonique), alors que le cas D traduit plutôt une évolution inverse. Remarquer que la surface érosive, formant l'enveloppe du lithosome, est composite ; à aucun moment le chenal responsable n'a présenté un tel profil.

Collinson et Thompson (1982) précisent les conditions nécessaires pour que les dépôts d'un chenal fossilisent les berges de celui-ci : le chenal doit se creuser, donc se former par érosion, dans un sédiment assez cohérent, il doit en outre se remplir sans migrer, donc dans un temps assez court. Ceci revient à dire que ce sont surtout les chenaux relativement éphémères qui laissent des formes chenalises dans les séries anciennes.

Une place à part doit cependant être réservée aux formes chenalises remplies de matériaux nettement plus fins que l'encaissant. Ces structures, qui traduisent une cessation relativement brutale de l'activité du chenal, en fossilisent remarquablement bien la géométrie. Elles sont classiquement interprétées comme le résultat de la rupture d'un méandre et, dans ce cas, permettent d'évaluer les dimensions des chenaux majeurs avec une bonne approximation ; dans le Trias du SE de la France, seuls quelques exemples sont connus : entre Barrot et Mercantour (coupe de St Sébastien), et surtout région de Lodève. Des structures d'abandon peuvent en outre apparaître sporadiquement dans des séries déposées par des cours d'eau non méandriformes ; il importe de préciser qu'elles ne correspondent alors, dans la grande majorité des cas, qu'à des bras latéraux accessoires.

6 - TRAITEMENT DIRECTIONNEL QUANTIFIÉ DES LITAGES OBLIQUES

Dans les séries fluviales anciennes, les stratifications obliques sont les structures directionnelles les plus abondantes. Elles sont donc largement utilisées par les géologues, à la fois pour déterminer les paléoenvironnements de dépôt et pour reconstituer les directions de transport (paléocourants) à l'échelle d'une région.

a) Pendages apparents et pendages réels des feuillets

Le terme " en arêtes de poisson" (*herringbone pattern*), très évocateur, caractérise des figures sédimentaires, apparaissant dans un plan vertical, sur lesquelles les feuillets obliques de deux faisceaux superposés ont des pendages apparents opposés. L'interprétation classique veut que ces figures caractérisent les milieux où les courants de dépôt changent de sens (courants bipolaires) et, partant de là, les attribue généralement à des structures intertidales ou subtidales. Il faut d'abord signaler que des inversions de sens des courants n'ont pas nécessairement une origine tidale, même en milieu marin (Mahmoudi *et al.* 1987), et qu'elles peuvent parfois intervenir, localement, en milieu fluvial dans des conditions diverses (Taylor *et al.*, 1971 ; Plaziat *et al.*, 1987 ; Alam *et al.*, 1985). On remarquera surtout qu'en milieu tidal, les circulations bipolaires sont loin d'être de règle en un lieu restreint donné, et lorsqu'elles existent, les courants de sens opposés sont généralement d'intensités trop inégales pour permettre la genèse de structures symétriques. En fait, la plupart des figures "en arêtes de poisson" peuvent être attribuées à des structures générées, dans des contextes variés, par des courants unipolaires, ainsi que le montrent les orientations des pendages réels des feuillets. La figure 10 en présente deux exemples, relativement fréquents en domaine fluvial.

Stets et Wurster (1977) ont d'ailleurs démontré que le traitement statistique direct des pendages apparents, dans les ensembles de faisceaux à litage oblique, ne pouvait donner qu'une idée très grossière de la direction des paléocourants, et seulement dans la mesure où la géométrie de base des structures en présence était déjà reconnue par d'autres méthodes. Nous avons donc retenu comme règle fondamentale de ne tenter des interprétations qu'à partir des pendages réels des feuillets.

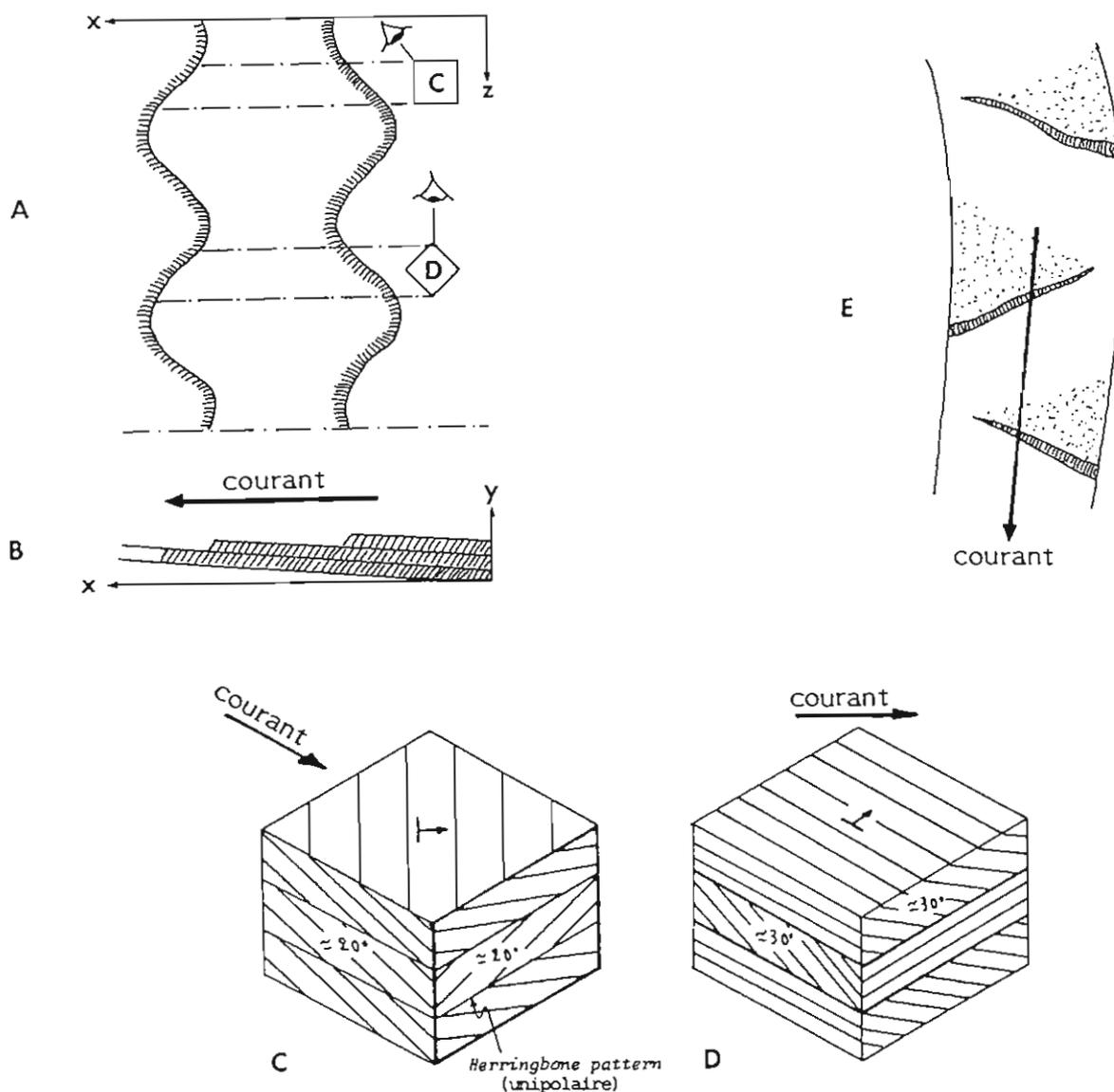


Fig. 10 - Différents aspects de faisceaux tabulaires à litage oblique groupés.

A - Grandes rides sinueuses en alternance de phase, vues en plan, dans le lit d'un cours d'eau.

B - Vue en coupe longitudinale des faisceaux construits par les rides sinueuses.

C et D - Blocs diagrammes (situés sur la fig. A) montrant les types de figures observées dans différents plans ; la face encadrée de noir sur le bloc C présente des figures "en arêtes de poisson".

E - Vue en plan d'un cours d'eau dans lequel la progradation de trois barres transversales, d'orientations différentes, conduit à des structures identiques à celles observées sur les blocs diagrammes C et D.

Sur le plan pratique, nous utilisons toujours, pour déterminer l'horizontale des surfaces étudiées, non pas le niveau à bulle de la boussole, mais un niveau de maçon. D'un emploi encore plus rapide, il est surtout plus précis car, par sa grande dimension, il est peu sensible aux irrégularités de détail. Posé sur une simple règle en alliage d'aluminium, il permet d'utiliser aisément les faces en surplomb, même très peu étendues et peu accessibles, qui sont souvent les seules conservées sur des affleurements anciens.

La restitution des pendages réels à partir de pendages apparents et à l'aide du canevas de Wulff n'a été tentée qu'en l'absence d'autre possibilité (en fait quartzitique par exemple), car cette technique convient mal aux faibles inclinaisons souvent rencontrées : des écarts atteignant 26° entre les résultats obtenus par 7 opérateurs différents ont été signalés dans la littérature. Il est indispensable d'autre part de pouvoir travailler à l'intersection même des plans d'observation : deux pendages apparents ne pouvant être correctement interprétés que s'ils appartiennent à la même surface de stratification et s'ils sont suffisamment proches pour que cette surface soit, dans le secteur mesuré, assimilable à un plan.

b) Mesures douteuses à éliminer

Si toutes les mesures doivent bien être prises en compte pour la reconstitution détaillée du paléoenvironnement, lorsque la direction générale d'écoulement est connue sur un affleurement donné, la recherche de cette direction nécessite une sélection des informations, afin d'éliminer le "bruit de fond" ; ce qui conduit à rejeter alors certaines mesures, sur des critères structuraux ou pétrographiques.

Feuillets faiblement pentés

Les feuillets de ce type doivent être considérés comme de mauvais indicateurs de paléocourant en fonction d'arguments à la fois géométriques et sédimentologiques.

D'une part, la détermination de leur orientation est généralement entachée d'une erreur, parfois importante, pour les deux raisons suivantes :

- la direction d'une surface dont le pendage n'atteint que quelques degrés ne peut être évaluée qu'à plusieurs degrés près, même si l'on utilise un niveau de maçon comme expliqué plus haut ;
- le léger basculement tectonique d'une série supposée horizontale, ou une légère erreur du redressement d'une série tectonisée, peut conduire à une direction s'écartant de plusieurs dizaines de degrés de la direction réelle au moment du dépôt, et surtout à une inversion de sens du pendage.

D'autre part, ce sont les feuillets les moins pentés qui ont le plus de chance de prendre, de façon primaire, dans des directions anormales, y compris vers l'amont. Si l'on n'envisage pour l'instant que les faisceaux de grande taille et de granulométrie moyenne, la grande majorité des feuillets pentés vers l'amont résulte d'un dépôt mouvant des irrégularités du fond ; le lit d'un cours d'eau ne présente en effet jamais un profil régulièrement penté vers l'aval, mais les contre-pentes atteignent rarement 10°. Dans le cas, très exceptionnel, de structures d'antidunes, où les feuillets sont d'ailleurs généralement peu marqués, les pendages restent du même ordre de grandeur.

Partant de cette analyse, pour la recherche de la direction générale d'écoulement correspondant à chaque affleurement, nous avons éliminé systématiquement tous les feuilletts dont les pendages, mesurés par rapport à la stratification principale, étaient inférieurs à 10°.

Faisceaux de stratification oblique de petite taille

Allen (1966), puis Miall (1974), ont justement attiré l'attention sur l'importance hiérarchique des différentes structures directionnelles. Plus on s'abaisse dans cette hiérarchie, plus la dispersion d'ensemble des mesures augmente. Et à chaque point d'observation, même si l'homogénéité de nombreux résultats reste le plus souvent forte, la valeur centrale correspondante a de plus en plus de chance de s'écarter de la direction cherchée, qui est avant tout celle des structures de premier ordre : chenaux et même, si possible, thalwegs (fig. 11).

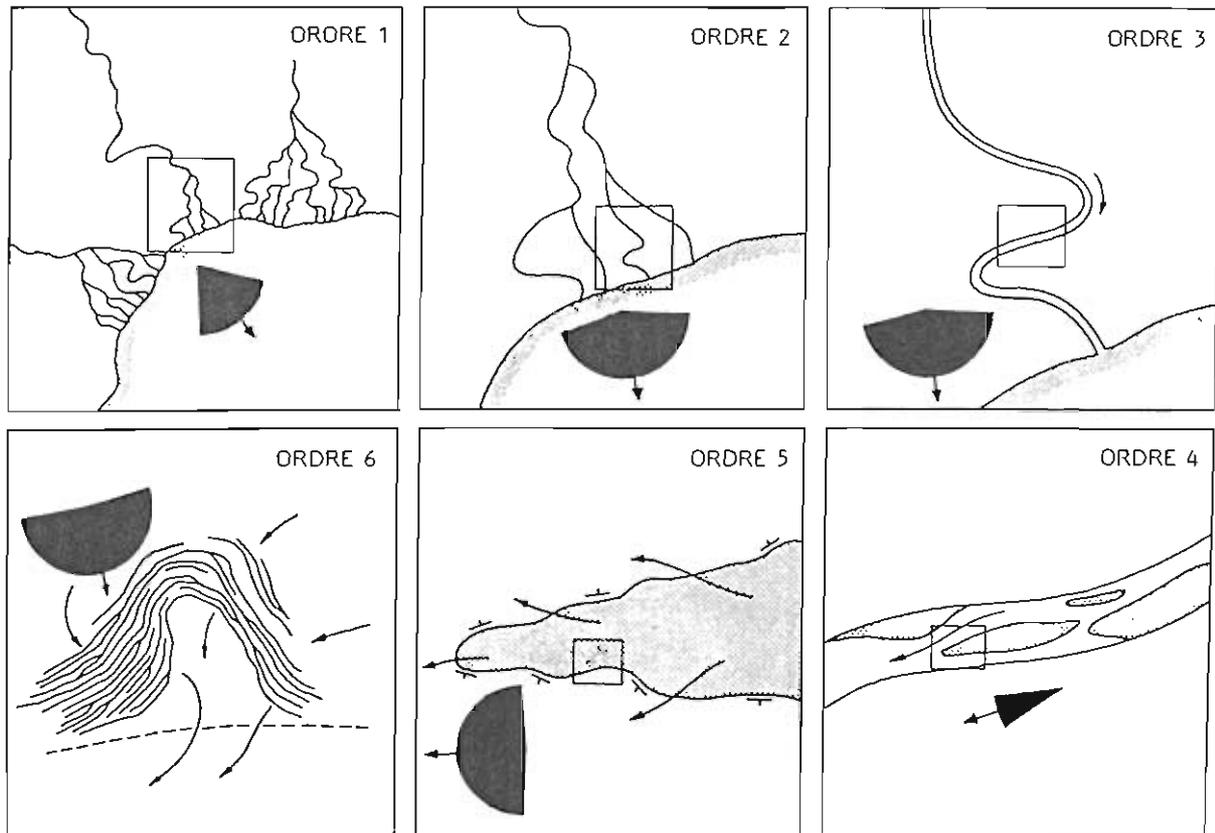


Fig. 11 - Variabilité des paléocourants en fonction de la hiérarchie des structures sédimentaires (d'après Miall, 1974).

Chaque diagramme de dispersion des courants traduit la variabilité directionnelle des structures d'ordre immédiatement inférieur, au sein de toute la surface représentée pour chaque ordre.

Pour obtenir la dispersion régionale réelle correspondant à cet ordre, il faut y ajouter les variabilités des structures d'ordres supérieurs.

Les petits cartouches délimitent les zones choisies pour illustrer les structures d'ordre immédiatement inférieur.

Des faisceaux de petite taille peuvent même être déposés par des courants locaux dits "de retour", comme on en rencontre assez fréquemment à la base des grandes barres de progradation (Boersma *et al.*, 1968) et sur certaines barres de méandre (Taylor *et al.*, 1971). Dans ces deux cas les pendages des feuillets sont bien contrôlés par le courant local, mais ils sont dirigés vers l'amont du cours d'eau.

Il est donc nécessaire de ne travailler qu'à partir des mesures provenant des feuillets accessibles dans les structures de grande taille : pour fixer les idées, on peut dire qu'une épaisseur d'ordre décimétrique est toujours préférable à celle d'ordre centimétrique.

Faciès à granulométrie anormalement fine

A l'étiage, il arrive que les matériaux en suspension se déposent en laminations parallèles venant draper les éléments préexistants de la topographie du fond (Beuf *et al.*, 1971), qu'il s'agisse de formes d'érosion ou de formes de dépôt. L'étendue de la surface affectée est très variable, allant par exemple des dimensions centimétriques d'un sillon entre *ripple-marks* aux dimensions hectométriques d'un chenal barré. Bien que ce type de stratification puisse présenter des pendages élevés (jusqu' 20-30° dans les *chute-fills* de l'Amite River décrits par McGowen et Garner, 1970), il est toujours facilement reconnaissable par une granulométrie nettement plus faible que celle de l'ensemble de la formation. C'est pourquoi l'orientation des feuillets dans les faciès argilo-silteux et les grès très fins à minces lamines ne peut être utilisée pour la reconstitution des paléocourants, même si ces faciès forment des niveaux épais et continus sur tout un affleurement.

L'origine des lits psammitiques, qui se rencontrent occasionnellement en région toulonnaise, dans les grès inférieurs de la Formation de Gonfaron, est un peu différente. En effet, le diastème érosif auquel ils sont souvent associés semble contemporain de leur formation. Dans ce faciès ne se formant que dans des flaques totalement isolées du cours actif, les pendages de feuillet ne peuvent donner aucune indication sur la direction des écoulements fluviaux ; et une éventuelle orientation préférentielle de ces pendages au sein de toute une formation renseignerait plutôt sur l'orientation des vents dominants.

Bases de faisceau

La confusion d'un diastème érosif, ou de toute limite de faisceau en général, avec une surface de délit entre feuillets d'un même faisceau, conduit normalement à prendre en compte des pendages à contre-courant, qui sont très fréquents à ces niveaux (*cf.* fig. 15 à 18). Une telle méprise n'est cependant pas toujours facile à éviter lorsque le sédiment est très homogène (trop bien ou très mal classé) ou fortement cimenté (faciès quartzitique), ce qui rend les limites de faisceaux beaucoup plus apparentes que les litages.

Il va de soi que les orientations des feuillets venant se mouler sur des surfaces de ce type, ou sur des obstacles (amas de débris végétaux ou d'intraclastes argileux) doivent également être considérées comme non significatives.

c) Problème d'identification des types de faisceau

Une méthode assez fréquemment utilisée par d'autres auteurs, afin de reconstituer une direction d'écoulement moyenne, consiste à déduire, dans un premier temps, une direction de paléocourant par faisceau de litages obliques. L'ensemble des données ainsi obtenues peut être ensuite traité par différentes méthodes statistiques permettant de dégager une valeur centrale.

Leurs principes d'interprétation étant très différents, il est fondamental, dans ce cas, de ne pas confondre, au départ, les deux types de structure : tabulaire et arqué. Les confusions éventuelles ne dépendent pas seulement des possibilités d'observer les stratifications en trois dimensions, mais aussi pour une grande part, des dimensions de l'affleurement par rapport à celles des faisceaux.

En ce qui concerne le premier point, il y a lieu de remarquer que les pendages apparents sur deux fronts de taille sensiblement perpendiculaires ne peuvent donner une image tridimensionnelle sans ambiguïté que si l'un d'eux est presque parallèle au courant de dépôt (Potter et Pettijohn, 1963). Communément il n'en est pas ainsi, ce qui entraîne, en cas de mauvaise interprétation, une erreur de l'ordre de 45° sur la direction du courant (fig. 12 B et C).

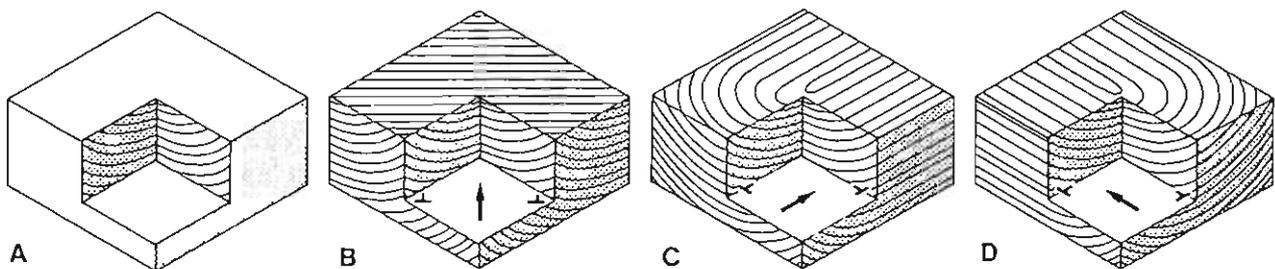


Fig. 12 - Représentation schématique de trois interprétations possibles pour un même affleurement (d'après Durand, 1978). La flèche indique l'orientation de paléocourant déduite dans chaque cas.

A - Pendages apparents sur un affleurement en dièdre.

B - Interprétation en faisceau à litage oblique tabulaire.

C et D - Interprétations en faisceau à litage oblique arqué. Remarquer que, si la mesure des pendages réels accessibles permet bien d'identifier la structure, elle reste insuffisante pour déterminer correctement la direction du paléocourant de dépôt.

Cette condition nécessaire n'est pas suffisante : les structures doivent en outre être largement exposées. Ainsi, sur un affleurement trop exigu, l'examen d'un faisceau de stratification oblique arquée, même interprété comme tel, peut laisser dans certains cas une large incertitude (jusqu'à 90°) sur l'orientation des paléocourants (fig. 12 C et D).

En revanche, la taille des affleurements influe sur la distinction entre stratifications obliques tabulaire et arquée (Pettijohn *et al.*, 1972). Lorsqu'on dispose de surfaces d'observation particulièrement étendues dans des faisceaux à base sensiblement horizontale, typiquement tabulaires à l'échelle habituelle, les traces horizontales des feuillets apparaissent très souvent arquées. Il semble bien en outre exister des formes de transition entre les deux termes extrêmes classiques.

Ce problème de discrimination constitue une des raisons majeures pour lesquelles nous préférons déterminer directement une direction générale d'écoulement à l'échelle de chaque station ; ce qui, dans le cas d'un affleurement de taille moyenne, nous place sensiblement au rang 4 dans la hiérarchie de Miall (*cf.* fig. 11).

d) Traitement des litages obliques en terrain horizontal

D'après des considérations purement théoriques sur la géométrie des différents types de structures sédimentaires d'origine fluviale, et sur le mode d'agencement de ces structures dans le lit des cours d'eau, il semble que la dispersion des azimuts de pendage de feuillet la plus faible qui puisse être rencontrée dans le remplissage d'un chenal rectiligne soit de l'ordre de 90° : cas de l'empilement exclusif de barres transversales rectilignes, dont la direction s'écarte toujours d'au moins 45° de la normale à la direction d'écoulement, tantôt vers la droite, tantôt vers la gauche (*cf.* fig. 10). C'est pourquoi n'ont été retenus a priori, dans cette étude, que les affleurements présentant une dispersion supérieure à cette valeur.

Wurster (1964) a constaté d'autre part que, dans le Grès à Roseaux (Keuper moyen) d'Allemagne occidentale, lorsqu'il multipliait les mesures de pendage de feuillet sur un même affleurement, la dispersion des azimuts atteignait rapidement une valeur limite très voisine de 180° , et que la bissectrice de cet angle plat suffisait à indiquer la direction locale des paléocourants, avec une précision supérieure à toute autre méthode tenant compte, plus ou moins directement, de la concentration des azimuts. Cette constatation rejoint en partie une remarque de Chayes, pour qui la direction donnée par l'axe médian du secteur de plus faible concentration serait dans beaucoup de cas le meilleur paramètre statistique. Une variabilité aussi faible, à l'échelle de l'affleurement, que celle montrée par le Grès à Roseaux semble relativement exceptionnelle, néanmoins la compilation d'un grand nombre de données bibliographiques montre que la méthode de la bissectrice de la dispersion maximale est applicable à beaucoup de formations fluviales (Durand, 1978).

Sur le plan pratique, les mesures faites sur chaque affleurement sont reportées directement, au fur et à mesure de leur récolte, sur un simple diagramme circulaire, ce qui permet de contrôler l'amplitude de la dispersion obtenue : si elle est trop faible, il faut poursuivre l'échantillonnage ; si elle est très forte, il est possible d'en déterminer la cause en traitant séparément chaque portion d'affleurement. De toute manière, il convient d'explorer le plus grand nombre de faisceaux possible, à raison d'une à trois mesures pour chacun d'eux ; en revanche, il est parfaitement inutile de multiplier les mesures au sein d'un même faisceau.

e) Traitement des litages obliques en terrain basculé

Lorsque les stratifications obliques ont subi, après leur dépôt, un basculement tectonique dépassant quelques degrés, la méthode proposée ci-dessus n'est plus applicable directement. En effet, à la différence des azimuts de structures linéaires, qui sont très peu affectés par les faibles pendages tectoniques (moins de 3° pour un pendage inférieur à 25°), les directions de structures planaires telles que les litages peuvent être modifiées très largement. Cet effet est particulièrement sensible sur les feuillets à pendage primaire très faible ; dans ce cas, un basculement tectonique trop faible pour être remarqué à l'affleurement en première observation, peut être décelé par une dispersion anormale des directions de feuillet.

Basculement connu

L'application en terrain basculé de la méthode de recherche des paléocourants dans une série subhorizontale ne pose guère de problème dans la mesure où l'orientation et la valeur du basculement sont parfaitement connues. Mais il est cette fois indispensable de ne plus négliger les feuillets faiblement pentés sur le terrain, et de travailler en projection stéréographique sur les pôles des feuillets (et non sur ceux des pendages). Après restitution de leur orientation initiale à l'aide du canevas de Wulff, les données seront traitées comme précédemment. En particulier les

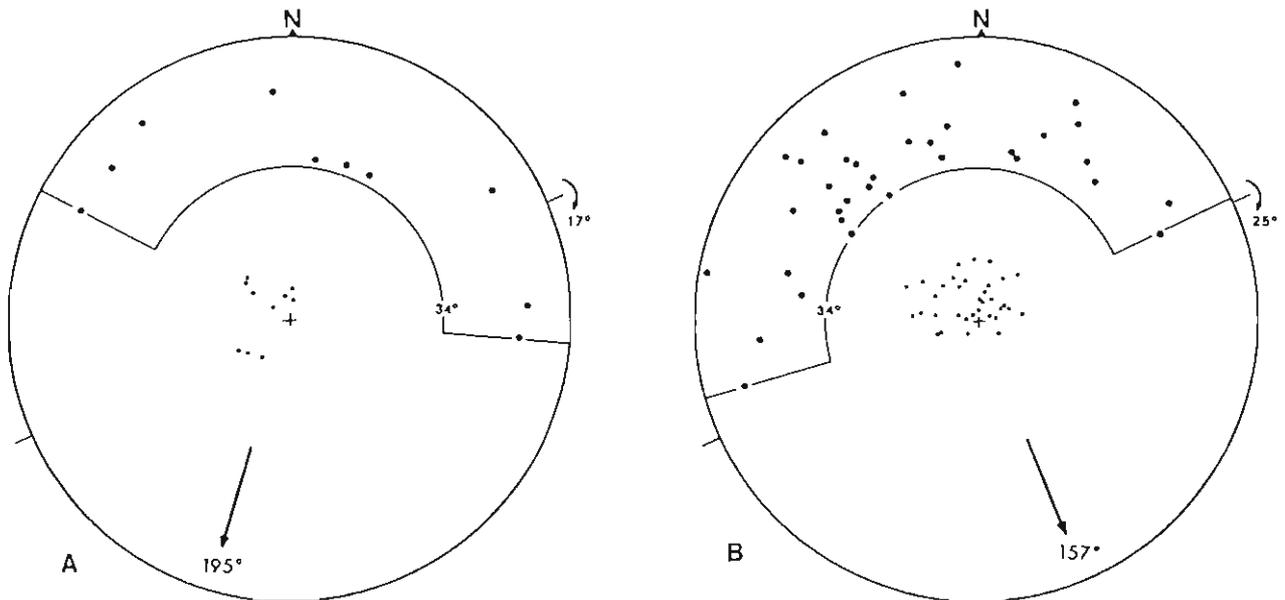


Fig. 13 - Exemples de reconstitution de l'orientation des paléocourants, par la méthode de la bissectrice de la dispersion maximale, dans une série dont le basculement tectonique a pu être déterminé.

A - Remplissage du grand chenal, marquant la base des Grès de Gonfaron supérieurs, le long de la D 67 près de Solliès-Ville.

B - Faisceaux tabulaires dans les grès de la Formation des Roberts, le long de la route de Villeplane.

Projections stéréographiques sur l'hémisphère supérieur. Les pôles de la partie centrale des diagrammes sont ceux des normales aux feuillets sédimentaires, dans leur attitude actuelle. Une rotation, correspondant à la valeur indiquée en marge (en sens inverse du pendage tectonique de la série), a permis de retrouver leur attitude initiale. Pour la clarté des figures, les pôles correspondants n'ont pas été reportés ; seuls sont figurés ici les pôles des lignes de plus grande pente, qui en ont été déduits. Les flèches indiquent l'orientation la plus probable des paléocourants de dépôt.

pendages inférieurs à 10° après restitution pourront ne pas être pris en compte. Même si la dispersion des directions mesurées sur le terrain paraît trop faible (cas de pendage tectonique fort et de même sens que les paléocourants) ou trop forte (cas de pendage tectonique faible en sens inverse des paléocourants), l'opération mérite d'être effectuée, car ce n'est qu'après basculement que la dispersion réelle lors du dépôt apparaîtra. La figure 13 présente deux exemples d'application de cette méthode.

Il est cependant souvent difficile d'évaluer le basculement : la cartographie structurale d'un niveau repère peut permettre la détermination du pendage moyen d'un secteur étudié, mais non nécessairement au niveau de l'affleurement lui-même. L'expérience montre que les meilleures surfaces de référence sont les joints plans à linéation de délit, en effet des joints à pendage primaire (jusqu'à 15°) peuvent occasionnellement présenter des linéations de délit, mais ces joints sont toujours arqués.

Basculement inconnu

Durand (1978) a développé en détail une méthode dont le principe est le suivant. Lors du dépôt, les pôles des feuillets sédimentaires se répartissent au sein d'un nuage, qui est le stéréogramme d'un demi-cône de révolution d'axe vertical, de rayon angulaire voisin de 32° (angle limite de dépôt) et limité par un plan normal au courant. Lors d'un basculement tectonique ultérieur, la seule modification consiste en un basculement équivalent du pôle de l'axe du cône, c'est à dire du pôle du plan horizontal de dépôt.

En pratique, il convient d'accumuler d'abord le maximum de mesures différentes, sans négliger les pendages faibles ou nuls. Une attention toute particulière doit être accordée aux mesures effectuées dans la partie supérieure des faisceaux dont les feuillets apparaissent très redressés par rapport à la stratification principale. Les pôles des feuillets seront ensuite reportés sur stéréogramme ; un figuré spécial est conseillé pour les mesures précédemment citées, car ce sont elles qui devront correspondre aux feuillets les plus pentés après restitution de l'attitude initiale.

Le nuage de points obtenu doit montrer un contour dissymétrique, avec un bord nettement convexe (tourné vers l'aval du courant si l'on utilise l'hémisphère supérieur) et un bord moins arqué, convexe ou concave, pouvant coïncider avec un arc de grand cercle du canevas de Wulff. Ce grand cercle est considéré comme le cyclogramme du plan normal au courant, et le pôle b, bissecteur de l'arc, comme celui du plan horizontal de dépôt. A titre de vérification, la projection d'une calotte sphérique de rayon 32° et centrée sur ce pôle devrait englober l'ensemble du nuage de points. La rotation nécessaire pour ramener le pôle b au centre du diagramme indique alors le sens et la valeur du basculement tectonique. La même rotation appliquée au pôle c du plan normal au courant, permet d'obtenir, sur le cercle fondamental, le pôle c1 du courant de dépôt.

On remarquera en conclusion que, si cette technique est bien adaptée pour des cours d'eau à sinuosité relativement faible, le nuage des pôles devient logiquement beaucoup plus difficile à circonscrire pour des dépôts de chenaux de forte sinuosité.

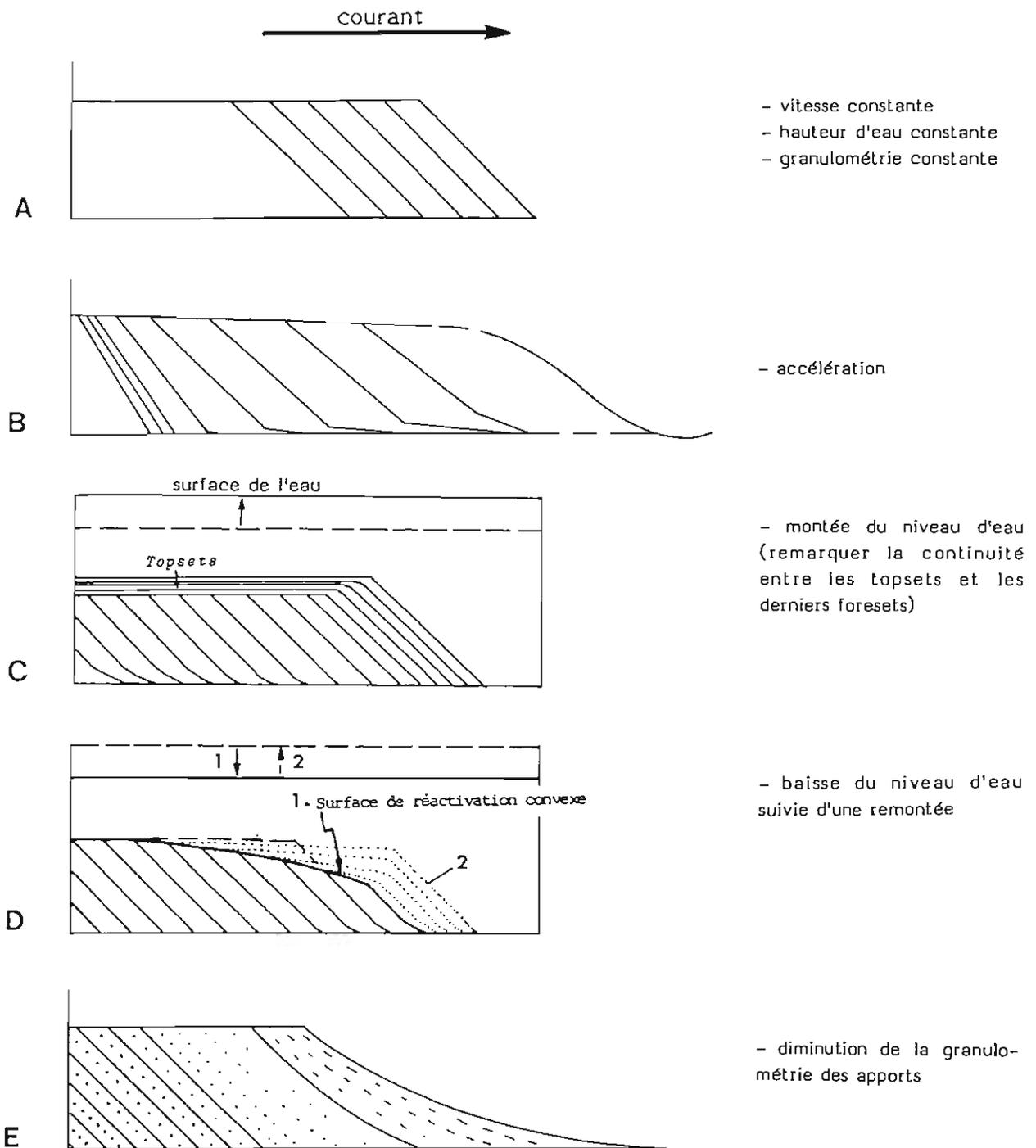


Fig. 14 - Evolution longitudinale d'un profil de progradation en fonction de celle des paramètres du cours d'eau. Les structures, de type 2 D, sont vues en coupe dans un plan vertical. Le schéma A est la référence ; les schémas B à E traduisent chacun les réponses à la variation d'un seul paramètre, les autres restant constants.

7 - INTERPRETATION DES FAISCEAUX TABULAIRES

L'analyse fine des faisceaux tabulaires apporte beaucoup d'informations sur le paléoenvironnement de dépôt et les conditions hydrodynamiques.

La direction des paléocourants locaux ayant déposé un faisceau à litage oblique tabulaire élémentaire est donnée directement par la moyenne géométrique des orientations des différents feuillets qui le composent. La valeur de l'angle maximal de dispersion contribue, avec les informations fournies par les structures de réactivation, à la distinction entre barres transversales et linguoïdes ; la comparaison de la valeur centrale avec la direction générale d'écoulement caractérisant l'affleurement permet une bonne discrimination entre barres transversales et barres en croissant (cf. fig. 7).

Beaucoup de faisceaux tabulaires de progradation résultent de la migration de formes de fond bidimensionnelles (2D), ainsi nommées parce qu'il suffit d'un seul plan (vertical, longitudinal) pour caractériser leur morphologie. L'évolution de quelques paramètres hydrodynamiques peut ainsi être reconstituée grâce aux modifications du profil en long (attention : cette évolution longitudinale est dite *lateral* par les auteurs anglo-saxons). La figure 14 présente quelques exemples très schématiques, faciles à interpréter, qui peuvent servir de guide.

8 - INTERPRETATION DES FAISCEAUX ARQUES

Les faisceaux arqués résultent de l'évolution de formes de fond tridimensionnelles (3D), qui ne peuvent être figurées que dans un espace à trois dimensions ; on parle fréquemment de structures en cuillers ou en auges (*trough cross-stratification*). Certains apparaissent normalement de manière isolée ; ils sont assez caractéristiques des cours d'eau à régime très irrégulier, où les barres sont largement émergées à l'étiage. Les faisceaux de ce type, d'extension horizontale habituellement plurimétrique, se forment en deux temps distincts, par le mécanisme dit de *scour-and-fill* : le creusement se faisant lors de la décrue et le remplissage au début de la crue suivant (fig. 15).

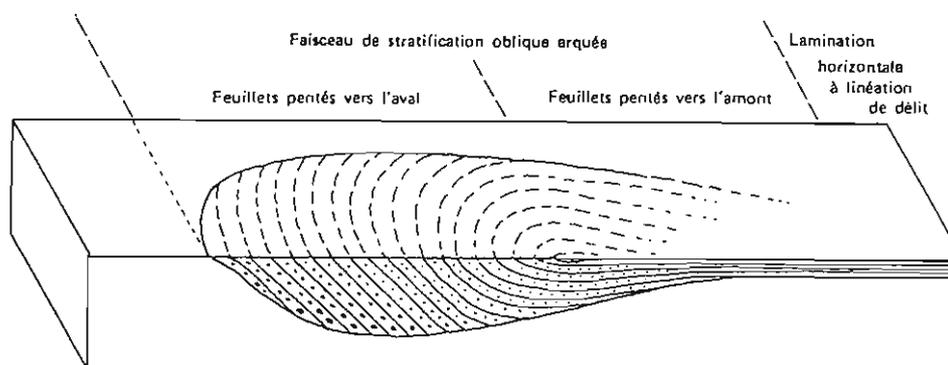


Fig. 15 - Faisceau arqué isolé, du type "scour-and-fill".

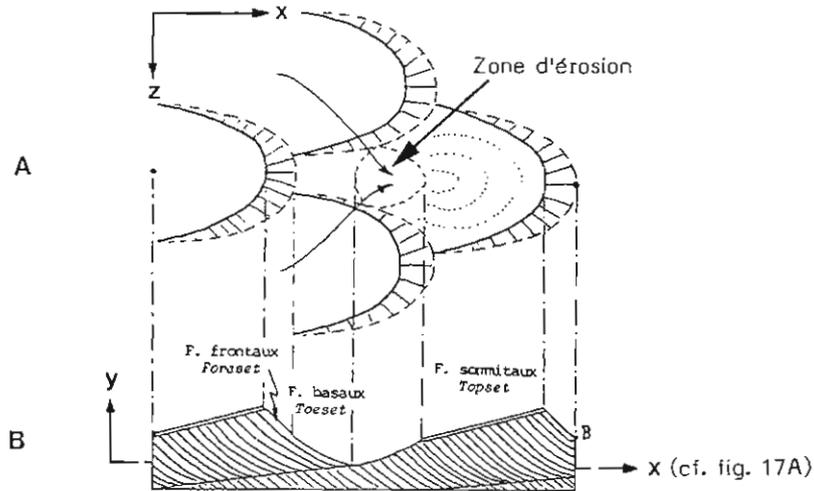


Fig. 16 - Genèse de certains faisceaux arqués groupés.

A - Rides linguoïdes vues en plan ; les flèches indiquent les directions d'écoulement des filets d'eau.
B - Vue en coupe : les faisceaux sont composés de feuillets basaux concaves vers l'aval ("rib-and-furrow") alors que la forme extérieure des rides (feuillets frontaux) est convexe vers l'aval.

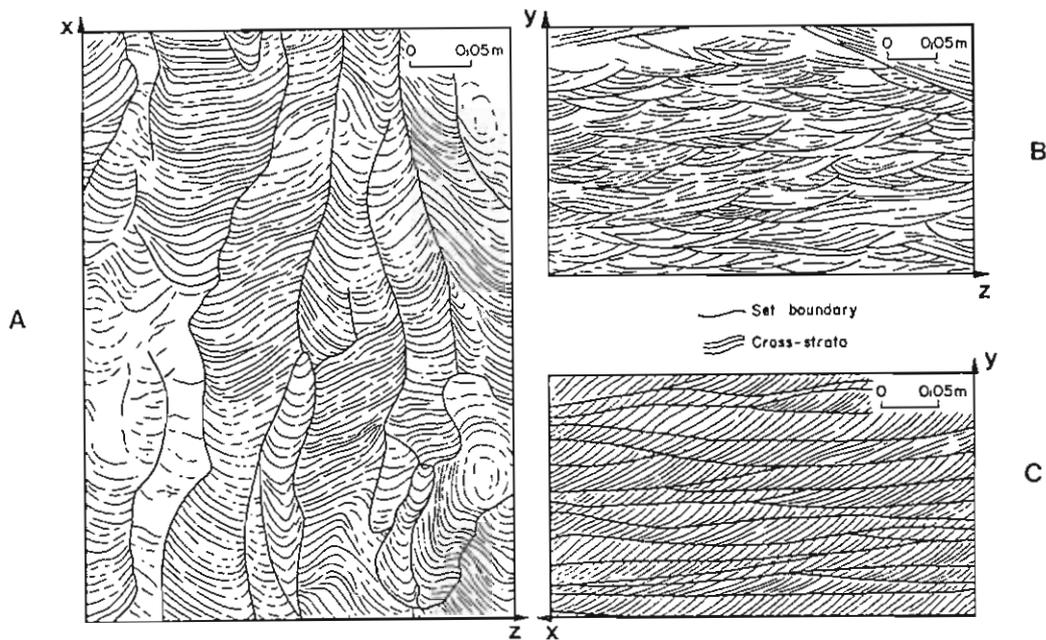


Fig. 17 - Faisceaux arqués de petite taille vus dans les trois plans de référence (d'après Allen, 1968). Dans ces exemples, l'échelle est centimétrique, mais des structures semblables s'observent à l'échelle métrique et parfois même décimétrique.

A - Vue en plan horizontal : "rib-and-furrow".
B - Vue dans un plan normal au courant : "festoon".
C - Vue dans un plan vertical parallèle au courant.

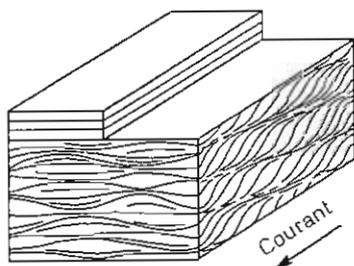


Fig. 18 - Kappa-cross-stratification (d'après Allen, 1963).

Beaucoup plus fréquents sont les faisceaux groupés, dus à la migration de trains de rides à crête discontinue. Ces derniers se forment à des échelles très variées ; ils sont généralement la conséquence de courants un peu plus violents que ceux dont résultent les faisceaux tabulaires d'amplitude comparable. Le terme de feston est parfois employé pour évoquer la figure, très caractéristique, qui apparaît sur une coupe verticale perpendiculaire à l'allongement des cuillers. La figure 16 précise les mécanismes de genèse de tels faisceaux groupés, alors que la figure 17 montre les figures sédimentaires observables dans trois plans de l'espace.

Les bases de faisceau sont toujours plutôt inclinées vers l'amont ; on parle parfois de rides chevauchantes ou de *ripple-drift*. Dans certaines structures de petite taille, ce caractère peut s'accroître, corrélativement à une disparition de la zone d'érosion précédant chaque ride, ce qui permet aux feuillets de passer en continuité d'un faisceau à l'autre (rides chevauchantes super-critiques de Hunter, 1977 b). Ce phénomène est lié à une intense retombée de matériaux en suspension. La migration de rides linguoïdes produit ainsi la *Kappa cross-stratification* (fig. 18), très commune dans les faciès fins du Trias de la région toulonnaise. Bien que les limites de faisceaux y soient (génétiquement) virtuelles, elles sont généralement beaucoup plus apparentes à l'affleurement que dans les structures classiques, dessinant des "faux litages" qui ne doivent évidemment pas être confondus avec des limites de feuillets lors de la recherche des paléocourants de dépôt.

9 - IDENTIFICATION DES DIVERS TYPES DE CHENAUX

L'interprétation complète d'un dépôt fluviatile exige une réponse aux questions suivantes :

- Les chenaux présentaient-ils une faible ou une forte sinuosité ?
- Dans le cas d'une faible sinuosité, étaient-ils simples ou en tresse ?
- Quelles étaient les dimensions de ces chenaux ?

Dans la majorité des cas, et en particulier celui des séries très peu subsidentes souvent rencontrées dans le Trias, il est très difficile de résoudre le dernier problème. En ce qui concerne les deux autres questions, il faut se garder des conclusions hâtives déduites de simples évolutions séquentielles, notamment d'ordre granulométrique, et de l'importance relative des faciès fins conservés au sein de la formation ; quelques éléments de réponse sont proposés ci-dessous.

a) Sinuosité des chenaux

Elle se déduit de la dispersion des mesures de paléocourants. Ceci ne peut se faire à l'échelle de l'affleurement, où la dispersion est essentiellement due à la forme même des structures sédimentaires. Il faut traiter toutes les mesures (1 par affleurement) réalisées dans une même région assez limitée ; à cette échelle "locale", qui correspond sensiblement au rang 3 dans la hiérarchie de Miall, la dispersion provient essentiellement de la géométrie des chenaux.

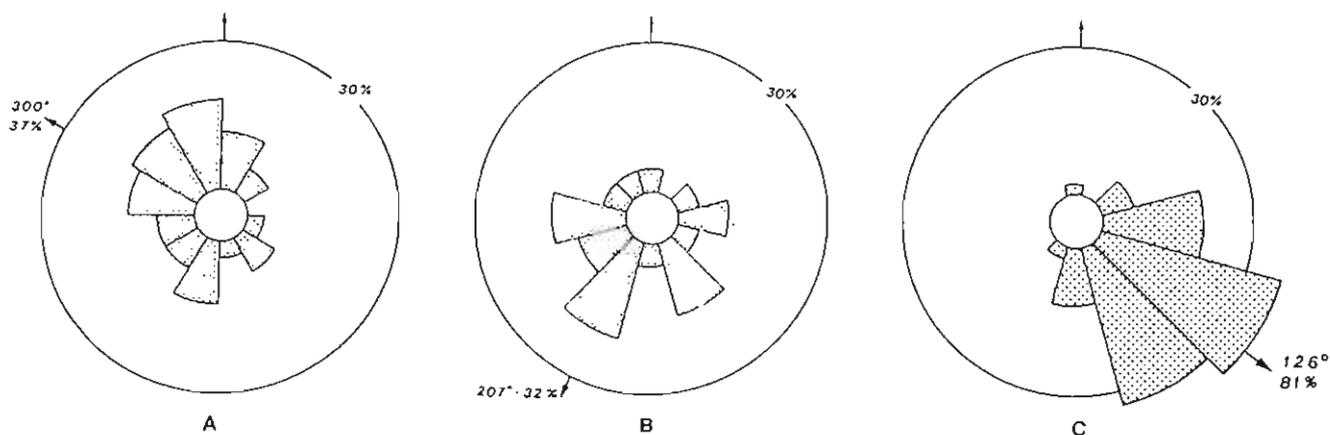


Fig. 19 - Exemples de dispersion des directions d'écoulement relatives à différents types de cours d'eau (d'après Durand, 1978). Les valeurs à l'extérieur des diagrammes correspondent à l'azimut et au module de la résultante vectorielle.

A - Rivière méandrisante actuelle d'Ecosse : orientations de 164 biefs répartis sur 7 km de vallée ; la direction de la résultante coïncide avec celle de la vallée.

B - Formation bathonienne du Yorkshire, dominée par les faciès de "point bar" : orientations des paléocourants moyens de 20 stations, d'environ 1 ha, réparties sur une longueur de 2,5 km.

C - Formation triasique du NE de la France (Grès à Voltzia), interprétée comme un dépôt de chenaux à faible sinuosité : orientations des paléocourants moyens de 50 affleurements répartis sur l'ensemble des Vosges du Sud.

En première approximation, les chenaux à faible sinuosité donnent des diagrammes de dispersion inférieurs à 180°, alors que les chenaux méandriformes (forte sinuosité) montrent une dispersion beaucoup plus grande (fig. 19). D'une façon plus précise, la valeur de la sinuosité peut se quantifier. Elle est caractérisée par la valeur du rapport : Longueur du chenal / Longueur de vallée correspondante. Il est possible d'en avoir une évaluation à partir de l'amplitude D (en degrés) des variations d'orientation du chenal (Miall, 1976) :

$$\text{Sinuosité} = 1 / (1 - (D / 252)^2),$$

ou à partir de la variance V (en radians) des différentes orientations du chenal (Ferguson, 1977) :

$$\text{Sinuosité} = 1 / (1 - V/2 + V^2/8 - V^3/48).$$

Bien que méandrement et sinuosité soient deux notions sensiblement différentes, la limite inférieure la plus couramment admise pour qu'un chenal soit qualifié de méandriforme est de 1,5.

b) Chenaux simples et chenaux en tresse

Il est parfois difficile d'opter pour l'une ou l'autre des deux solutions, mais des indices de terrain orientent l'interprétation.

- Les drapages argileux, d'épaisseur millimétrique ou centimétrique, qui moulent certaines barres fluviales, se mettent en place par décantation dans l'eau qui tend à stagner en fin de crue ; ils sont assez caractéristiques des chenaux simples, en effet dans les chenaux en tresse la baisse du niveau d'eau accompagnant la décrue se produit aisément et rapidement grâce aux bras multiples du cours d'eau.

- Lorsque les sédiments sont riches en galets, les chenaux en tresse sont favorables au dépôt de barres, longitudinales à linguoïdes, dont la partie amont montre une dérive verticale granocroissante (fig. 5) ; de telles barres sont facilement reconnaissables dans des séries anciennes (fig. 20).
- Les coins sableux (*sand wedges*), apparaissant en bordure de certaines barres conglomératiques (Rust, 1972) ou sableuses (Eriksson et Vos, 1979), se sont formés par lessivage du dos de ces barres, au cours de leur émerision ; ils sont caractéristiques des chenaux en tresse et leur géométrie permet de les identifier (fig. 21).

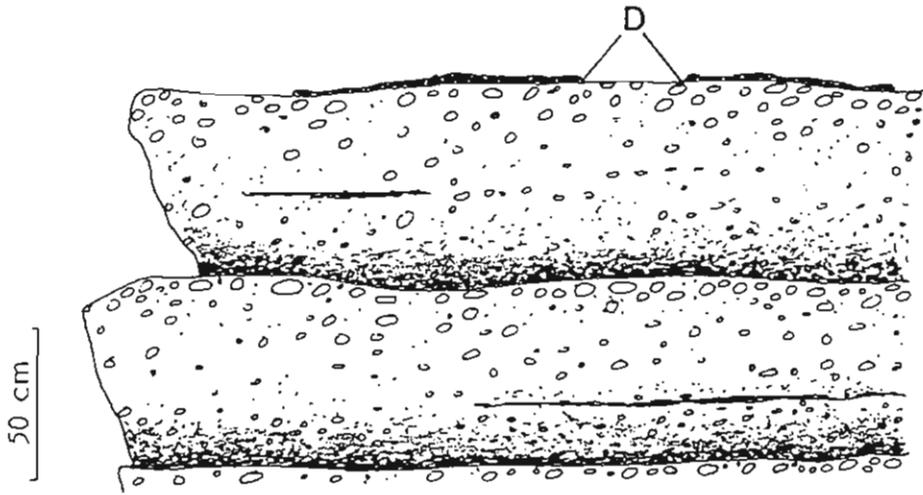


Fig. 20 - Dépôts de barre longitudinale dans le Poudingue de Port-Issol à Sanary ($x = 881,200$; $y = 3096,200$).

Sur cet affleurement, la série est fortement redressée ; elle a été remise dans son attitude initiale pour la clarté du propos. Les bancs qui composent le conglomérat présentent souvent, comme ici, un vague litage subhorizontal et une nette granocroissance verticale : la fraction sableuse prédomine à la base, alors que les galets sont plus gros et plus abondants vers le sommet. Le hiatus granulométrique au niveau des diastèmes majeurs (D) est particulièrement apparent lorsque l'érosion récente a dégagé le pavage sommital d'une barre, sur lequel reste plaquée une pellicule de dépôt fin, exclusivement gréseux. Vers l'aval de la barre, ces structures peuvent passer à des faisceaux tabulaires de progradation montrant une dérive granodécroissante, normale.

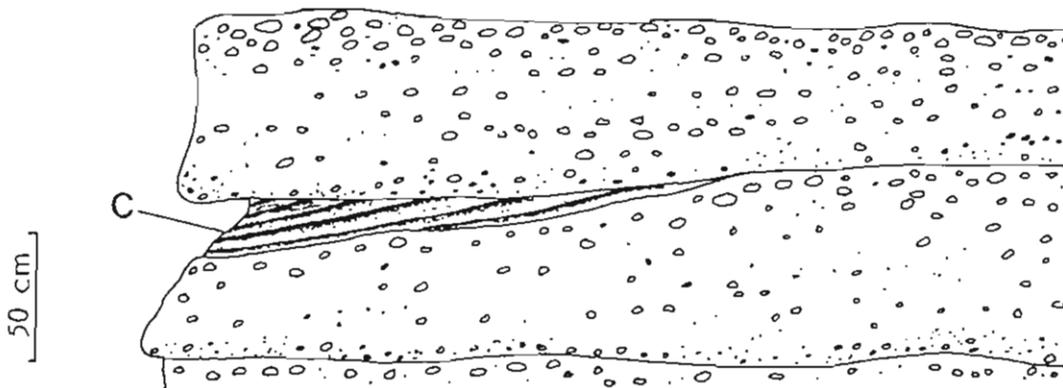


Fig. 21 - Coin sableux dans le Poudingue de Port-Issol (localisation identique à celle de l'exemple précédent).

Le coin sableux (C) correspond à un faisceau tabulaire, constitué de sables grossiers bien classés, dont les feuillets pendent dans une direction presque perpendiculaire à celle des faisceaux de progradation conglomératiques.

10 - IDENTIFICATION D'UN *TERMINAL FAN*

En climat humide, les cours d'eau déposent leurs derniers sédiments sous un plan d'eau (mer ou lac). En climat aride, il arrive par contre que les cours d'eau perdent leur eau par infiltration, au point de disparaître avant d'arriver à une zone immergée en permanence, même si la géométrie du bassin permet théoriquement un drainage externe. Les sédiments se déposent alors sous forme d'un *terminal fan* dont les caractéristiques sédimentologiques ont bien été précisées par Friend (1978) puis Parkash *et al.* (1983) :

- la limite supérieure des grands corps sédimentaires présente un bombement à grand rayon de courbure ;
- l'épaisseur de ces derniers tend globalement à décroître d'amont en aval ;
- la granulométrie des sables tend à diminuer rapidement vers l'aval, la proportion de silts augmentant corrélativement ;
- la tendance érosive des chenaux est toujours faible et même le plus souvent nulle ;
- l'épaisseur des grands faisceaux à litage oblique diminue statistiquement depuis l'amont, indiquant par là que la hauteur d'eau dans les chenaux décroissait progressivement ;
- les litages obliques de petite taille et les litages plans sont de plus en plus abondants vers l'aval.

La figure 56 présente une séquence élémentaire d'inondation, typique des faciès de *terminal fans* observés dans les Trias détritiques de Provence. Des dépôts comparables ont également été décrits récemment dans le "Muschelkalk moyen" de Catalogne (Castelltort et Marzo, 1987).

11 - IDENTIFICATION DES DÉPÔTS DE *PLAYA*

Sur ces grandes étendues plates, ne s'inondant que lors des crues, les lithotopes présentent une zonalité qui complète celle des *terminal fans* : ces cônes alluviaux se prolongent par des dépôts sableux, les *sandflats*, eux-mêmes suivis de dépôts surtout argileux, les *mudflats* (Hardie, Smoot et Eugster, 1978).

a) Les *sandflats*

On n'y identifie plus de chenaux et les dépôts de crue se répandent sous forme d'écoulements en nappe sur une étendue sableuse dont la topographie est pratiquement horizontale (pente bien inférieure à 1 ‰). Le sédiment est surtout sableux, se déposant sous forme de fines lamines horizontales ou de microstratifications obliques ; la très faible épaisseur de la tranche d'eau peut être à l'origine de courants de haut régime avec apparition d'antidunes. Les longues périodes sèches sont favorables à la remobilisation des sédiments par le vent (fig. 22), voire à des transformations plus ou moins pédologiques (encroûtements).

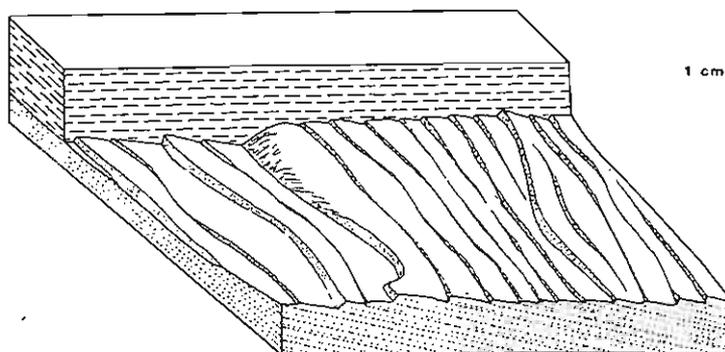


Fig. 22 - Indice de déflation dans les faciès de "playa" triasiques de la coupe de Sanary.

Cette micromorphologie résulte de l'érosion éolienne différentielle des feuillets d'un faisceau à litage oblique ; elle est fossilisée par des dépôts fins témoignant d'un hydrodynamisme très faible.

b) Les *mudflats*

Hardie *et al.* (1978) distinguent deux modes de mise en place de sédiments dans cette partie du paysage :

- L'écoulement en nappe qui a traversé la zone sableuse vient mourir dans la zone la plus basse de la *playa*, entraînant par traction les particules les plus fines, qui vont alors se déposer en une microséquence granoclassée positivement. Des fentes de dessiccation envahissent le drapage argileux sommital de telles séquences dès la disparition de l'eau. Elles seront facilement fossilisées par les sédiments qu'apporte la crue suivante.

- Lorsque la *playa* est transformée en un lac temporaire ; les dépôts, toujours fins, se font alors surtout par décantation. Les séquences peuvent être plus épaisses, et leurs éléments éventuellement remaniés par des vagues dues à l'action des vents. Là encore, les fentes de dessiccation peuvent se développer largement dès que revient la sécheresse, à condition toutefois que les eaux soient peu chargées en sels, comme ce fut sans doute le cas lors du dépôt de la Formation permienne du Cians, dans la région du Barrot.

Lorsque le chimisme des eaux le permet, le "centre" de la *playa* (zone topographiquement la plus basse) se couvre d'une épaisse croûte saline, constituée de minéraux de nature très variable, qui résulte principalement de l'évaporation de la masse d'eau stagnante. Bien que celle-ci soit très réduite sur les *mudflats*, où la tranche d'eau reste toujours faible, elle semble cependant y former un écran suffisamment imperméable pour inhiber toute remontée capillaire et isoler les boues gorgées de saumure sous-jacentes. Ce phénomène, complété par la dissolution inévitable des sels lors de la période d'inondation suivante, pourrait expliquer l'absence quasi-totale de traces d'évaporites dans les faciès les plus distaux, affleurant actuellement, de la série détritique triasique de Provence ; alors que l'étude pétrographique des encroûtements pédologiques, dans les zones périphériques, montre que les eaux étaient fortement chargées en sels.

12 - PHENOMENES PERIODIQUES ET PHENOMENES EPISODIQUES

Dans les séries intertidales ou subtidales, de grands faisceaux à litage oblique se caractérisent par la présence de surfaces de réactivation multiples, souvent soulignées d'un drapage argileux, tantôt simple, tantôt double. On appelle *bundle* l'ensemble de feuillets limité par deux surfaces de réactivation consécutives. L'étude de ces *bundles*, en particulier celle de leurs variations d'épaisseur a permis de retrouver, dans l'évolution des structures, la périodicité des phénomènes de marée : mouvements journaliers et lunaisons (Visser, 1980).

Dans son étude sur les grès triasiques du Dôme de Barrot, Richards (1986) considère que ces sédiments sont d'origine marine et utilise une approche voisine de la précédente. L'espacement des surfaces de réactivation, toujours sans drapage dans la série en question, lui permet de distinguer deux types de structures : dans l'un cette dimension est de l'ordre de 10 à 20 cm, et dans l'autre, plus rare, elle atteint 10 à 20 m. En s'appuyant sur les taux de transport habituellement rencontrés en milieu de *shelf*, pour des sédiments de même granulométrie, il attribue les structures du premier type aux lunaisons (alternances vives eaux - mortes eaux) et celles du second à un phénomène non précisé dont la périodicité se compterait en mois, voire en années. Une telle approche, dont un des aspects est présenté sur la figure 23, est des plus intéressantes pour la compréhension de la périodicité des phénomènes sédimentaires.

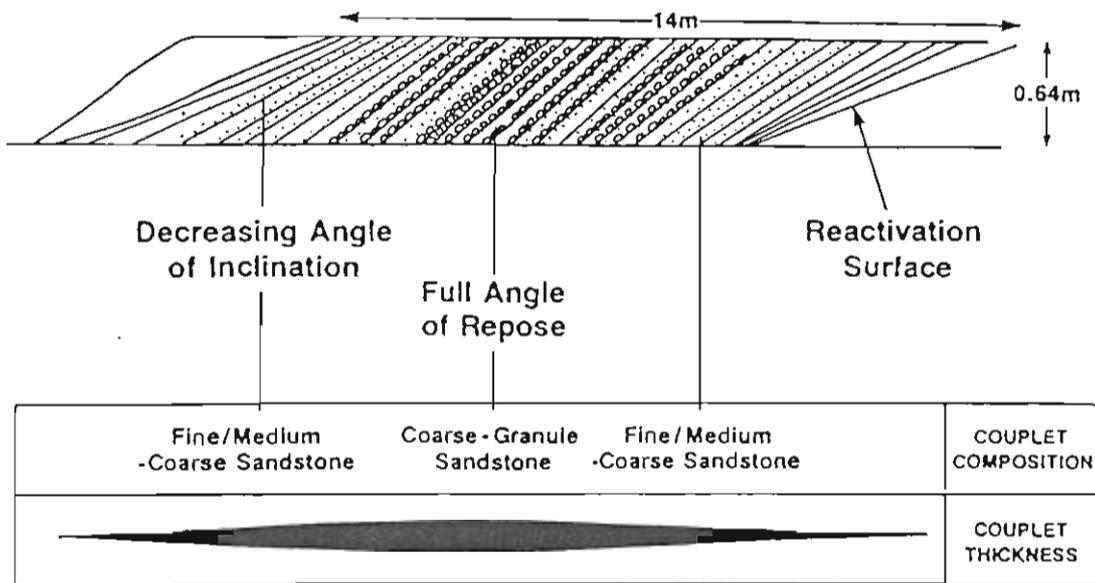


Fig. 23 - Evolution de la structure interne d'un faisceau de feuillets obliques entre deux surfaces de réactivation majeures (d'après Richards, 1986).

La cyclicité de ce profil de progradation se traduit par l'évolution de différents paramètres caractérisant les feuillets : pendage, granulométrie, épaisseur.

Il est toutefois important de remarquer que, si des phénomènes sédimentaires périodiques traduisent souvent des environnements de dépôt marins, des phénomènes épisodiques, normaux en milieu fluvial, peuvent conduire à des structures comparables. Ainsi, le profil de progradation de la figure 23 peut très bien correspondre à l'enregistrement d'un cycle de crue par une barre fluviale ; les variations de la composition et de l'épaisseur des feuillets traduisant respectivement les évolutions de la compétence et de la charge du cours d'eau, tandis que celles de leur pente serait directement corrélable avec les modifications de la granulométrie transportée et de l'épaisseur de la tranche d'eau (cf. fig. 14).

Il ne faut pas oublier d'autre part que, dans tous les milieux, le transport de matériaux sous forme de rides revêt un caractère typiquement périodique, même en régime constant, et qu'en conséquence, les surfaces de réactivation à faible espacement, mises en évidence par Richards, peuvent être interprétées comme le résultat de la migration d'un train de rides surimposé à la barre (Mc Cabe et Jones, 1977).

B - RELATIONS PETROGRAPHIE - MILIEU DE DEPOT

La nature pétrographique des roches sédimentaires est, dans l'état actuel de nos connaissances, facile à préciser. Il est par contre beaucoup plus délicat de déterminer les facteurs, ou l'interaction de facteurs, qui influent le plus sur cette nature pétrographique :

- la nature des roches mères ;
- les conditions d'altération, d'érosion et de transport ;
- les conditions régnant dans le milieu de dépôt ;
- les conditions de diagenèse.

La reconstitution de la chronologie des transformations successives exige que l'on parte de l'état final pour remonter chaque étape une à une. Cette étude peut être conduite à partir de deux concepts, qui ne sont d'ailleurs pas totalement indépendants :

- la maturité minéralogique ;
- la maturité texturale.

Il n'est pas question de détailler ici ces approches, qui ont été approfondies de longue date (voir par exemple Pettijohn, 1957). Seuls quelques repères et raisonnements adaptés à la série étudiée sont proposés.

I - MATURITE MINERALOGIQUE

a) Galets de roches endogènes

Dans une formation fluviale, la présence de galets de roches endogènes polyminérales, relativement altérables, implique, en ce qui concerne ces éléments, l'une au moins des deux conditions suivantes :

- un climat peu altérant, à la fois sur l'aire nourricière et dans la zone de transit ; ceci exclut en particulier les climats chauds et humides, très hydrolysants, mais aussi, dans le cas de roches grenues, les climats semi-arides, où la désagrégation mécanique est habituellement importante ;
- une zone nourricière assez proche ; à titre indicatif, en Provence, il est relativement aisé de retrouver, dans un rayon de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres, la provenance de la plupart des galets d'origine plutonique ou métamorphique présents, en faible proportion, dans la Formation des Grès de Gonfaron.

L'extrême rareté de telles roches parmi les éléments du Poudingue de Port-Issol en Provence, et du conglomérat de base de la Formation des Roberts en Barrot-Mercantour évoque plutôt une évolution relativement longue (avec recyclage) du stock sédimentaire.

Lorsque les galets d'une formation triasique se présentent actuellement sous un état friable, c'est qu'ils ont été altérés *in situ* ; la cause est à rechercher dans les transformations postérieures au dépôt, éventuellement diagénétiques, mais plus probablement liées aux altérations météoriques récentes.

b) Feldspaths

L'importance relative de ces minéraux par rapport au quartz est très variable dans les roches détritiques terrigènes ; c'est un bon indicateur de maturité. Dans l'hypothèse d'un stock détritique de "premier cycle", on peut admettre les conclusions préliminaires suivantes.

- Les grès exempts de feldspaths traduisent un climat chaud et humide (c'est la latéritisation) régnant soit sur l'aire nourricière, soit sur l'aire de dépôt, soit sur les deux.
- Les grès ne contenant que des feldspaths potassiques traduisent une altération ménagée et souvent une maturité acquise au cours d'un long transport ; c'est le cas dans lequel entre le plus souvent le Trias étudié.
- Les grès riches en feldspaths potassiques et en plagioclases, traduisent une faible altération, due le plus souvent à une érosion rapide et un transport assez court, donc à une proximité de l'aire nourricière, dans un contexte tectonique globalement actif.

Il faut toutefois remarquer que ces interprétations ne peuvent être "automatiques" : un climat très agressif agissant pendant un temps court donne le même résultat qu'un climat moins agressif agissant plus longtemps. Il est également nécessaire de prendre en compte la nature des roches mères (ce qui est particulièrement difficile lorsque l'on ignore l'origine des sédiments !) : les roches épimétamorphiques contiennent généralement peu de feldspaths, et certaines roches plutoniques ne contiennent pas de plagioclase. Il est évident, d'autre part, que tout recyclage, au cours duquel les roches détritiques deviennent elles-mêmes roches mères, tendra à éliminer les feldspaths.

c) Micas

Les muscovites sont moins altérables que les biotites. A condition d'avoir une idée de la roche mère, il est ainsi possible d'apprécier l'intensité de l'altération en jouant sur la présence, l'absence, et le degré de fraîcheur de ces minéraux.

Dans le Trias détritique, les micas sont peu abondants dans l'ensemble. Les muscovites sont assez fraîches, mais les biotites ont été altérées après leur dépôt : dans les faciès rouges, les oxydes de fer d'exsudation ont envahi les clivages et forment une auréole autour des grains. Dans les grès gris, elles paraissent moins altérées, par suite du lessivage des oxydes, mais leurs teintes verdâtres trahissent un degré d'oxydation élevé (cf. Durand, 1975).

d) Minéraux argileux

Il a été constaté de longue date (Millot, 1964) que ce sont les niveaux sédimentaires argileux compacts, peu poreux, qui sont le plus difficilement transformés par la diagenèse, et que c'est donc là que l'on a le plus de chances de mettre en évidence des minéraux argileux proches des minéraux déposés. Ceci reste vrai pour les gros intraclastes présentant les mêmes caractéristiques physiques. A l'opposé, les faciès grossiers, perméables, sont riches en argiles transformées diagénétiquement, et même souvent néoformées.

Dans le Trias détritique étudié, les cortèges argileux sont très monotones, en général uniquement constitués d'illite. L'interprétation peut se faire de la façon suivante.

- L'altération, aussi bien sur les aires nourricières que sur l'aire de sédimentation, était modérée et ne conduisait pas à la formation de kaolinite ; l'apparition de minéraux argileux de la forme T-O-T intervenait, soit par microdivision des micas, soit par néoformation.

- Les illites observées au MEB ont souvent un débit "en lattes" ; de tels minéraux n'auraient pu subir un transport sans être détruits, ce qui implique une évolution postérieure au dépôt.

- Certaines structures fossilisées dans la série traduisent d'importants phénomènes de gonflement-rétraction (cf. paragraphe sur les paléosols), qui ne peuvent apparaître que dans un sol riche en argiles gonflantes (smectites). Ces phénomènes prouvent donc que des argiles de ce type ont existé dans ces niveaux. Si on ne les retrouve plus aujourd'hui, c'est qu'elles ont été

transformées au cours d'une diagenèse, probablement liée à l'enfouissement, mais largement favorisée par la présence de feldspaths alcalins, qui sont susceptibles de fournir le potassium nécessaire à la fermeture des feuillets gonflants.

- Dans le même ordre d'idées, des accumulations d'argiles vertes caractérisent certains paléosols ; elles sont composées essentiellement d'illites ferrifères dont le rapport Fe^{3+} / Fe^{2+} est supérieur à 3 (Durand, 1975). Ces illites semblent s'être formées sur place : on ne les retrouve qu'en moindre proportion dans la fraction argileuse des dépôts sus-jacents, où elles pourraient bien être remaniées. La plupart des auteurs admettent que les illites ferriques proviennent de la transformation de smectites (Deconinck et Strasser, 1987), or les minéraux argileux qui ont le plus de chance de se néoformer dans les sols invoqués précédemment sont précisément des smectites ferrifères (Trauth *et al.*, 1967).

- Certains échantillons, prélevés à l'affleurement, contiennent, indépendamment du faciès, un peu de smectites ou d'interstratifiés gonflants ; compte tenu de ce qui est dit au paragraphe précédent, leur origine est plutôt à rechercher dans des altérations post-orogéniques récentes que dans les environnements de dépôt.

- La kaolinite, qui est parfois mise en évidence localement, apparaît toujours dans des faciès grossiers perméables, le plus souvent décolorés ; elle doit être vue comme le produit de circulations d'eaux météoriques tardives (Füchtbauer, 1974).

Les fractions argileuses illitiques du domaine alpin ont fait l'objet d'investigations physiques et chimiques complémentaires :

Caractérisation diffractométrique

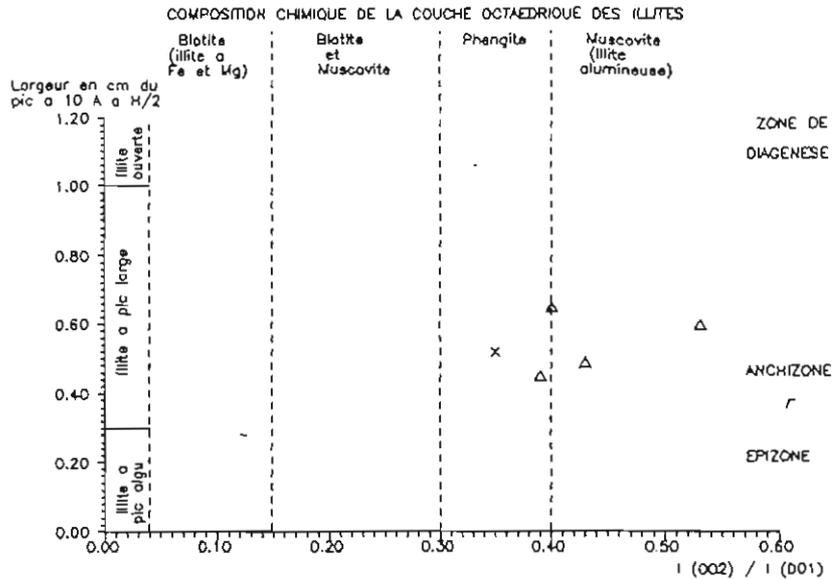
La composition chimique des illites, qui peut être approchée par les variations de différents paramètres cristallographiques mesurés par diffractométrie des RX, reflète assez bien les conditions, notamment de température et de pression, ayant régné lors de leur genèse. Leur cristallinité, bien que dépendant de nombreux facteurs, est souvent considérée comme un indice de leur évolution au cours de la diagenèse, puis du passage au métamorphisme. Esquevin (1969) a ainsi proposé un diagramme qui permet d'aborder les problèmes d'origines et de transformations post-sédimentaires des illites ; la figure 24 en montre un exemple d'application aux séries étudiées.

Teneur en bore

Dans les roches sédimentaires, on a constaté de longue date que la teneur en bore pouvait varier en fonction de la paléosalinité du milieu de genèse. En fait, le bore peut être associé à des minéraux détritiques (en particulier la tourmaline qui en contient beaucoup) mais il entre aussi en substitution dans les sites tétraédriques des illites, celles-ci pouvant être soit héritées, soit néoformées dans le dernier milieu de sédimentation (Harder, 1975). De ce fait le bore peut devenir un critère de paléosalinité, mais à la condition que ses teneurs soient mesurées sur les illites contenues dans la roche.

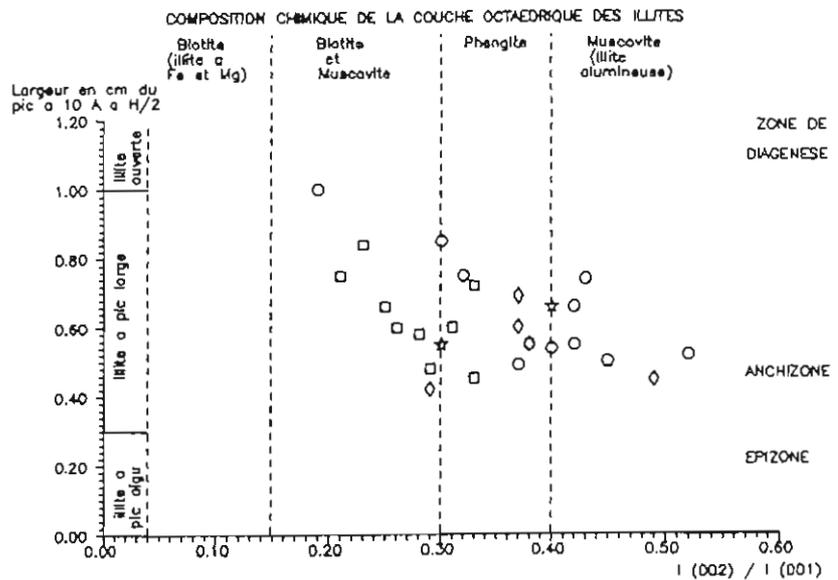
△ Argiles du Trias
 x Argiles du Stephanien

ARGILES DE BARLES

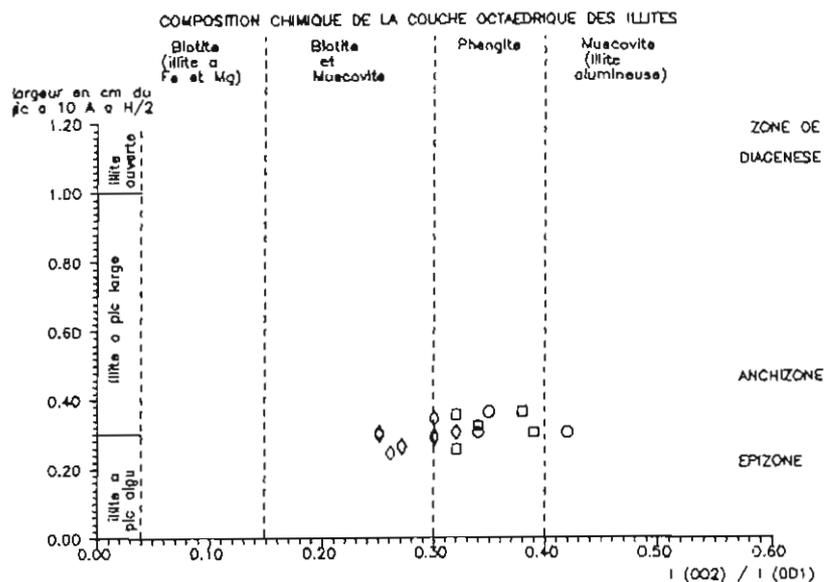


ARGILES DU BARROT

□ Formation de Fromagine
 ◇ Formation de Rimplas
 ○ Formation des Roberts
 ☆ Formation de Berthéou



ARGILES DU MERCANTOUR



Les valeurs habituellement mesurées sur cette fraction (Avril, à paraître) augmentent depuis les sédiments d'eau douce (moins de 200 ppm de B) jusqu'aux sédiments évaporitiques (de 400 à 3 000 ppm de B), les sédiments marins de salinité normale ayant des teneurs allant de 30 à 500 ppm. Malgré cette tendance générale, les teneurs en bore sont délicates à interpréter ; il est le plus souvent difficile de faire la part des argiles héritées (dans lesquelles le bore a pu être fixé de façon irréversible) et des argiles néoformées ; en outre des tendances évaporitiques peuvent apparaître dans des environnements continentaux ; elles concentreront les éventuelles arrivées de bore sans qu'il y ait aucune liaison avec la mer.

Une tentative a été faite (20 analyses) sur la fraction argileuse (illite) du Trias dans la région Barrot-Mercantour. Les résultats obtenus varient de 120 à 1 200 ppm de B ; curieusement, ce sont les faciès les plus grossiers de base (Formation des Roberts) qui sont les plus riches en bore. Plus que le milieu de dépôt, l'origine des matériaux doit être le facteur déterminant essentiellement ces teneurs ; on constate en particulier que la Formation des Roberts renferme quelques galets de tourmalinite. Il ne semble pas possible, dans ce cas, de pousser plus avant ces interprétations.

c) Carbonates

Le Trias étudié est pratiquement exempt de minéraux primaires susceptibles de libérer du calcium. Calcite et dolomite sont donc des minéraux qui n'ont qu'une très faible probabilité d'apparaître dans les environnements de dépôt. Leur mise en évidence est d'autant plus riche d'enseignements : leur présence implique une autre source de calcium (par exemple des apports de poussières carbonatées par le vent) et un environnement trop mal drainé pour permettre à ces minéraux solubles d'être mobilisés.

Dans le Trias, la dolomite est le carbonate dominant. La calcite, peu abondante, remplit les fissures et le centre de cavités géodiques sous forme de sparite. Elle se met en place après la fracturation tectonique et ne semble jouer aucun rôle dans les réactions entre minéraux.

Plus le milieu est réducteur (matière organique), plus les carbonates ont tendance à être ferrifères. Ici, ceux qui ont résisté à l'altération météorique récente ne le sont pratiquement jamais. Toutefois l'importance initiale des carbonates ferrifères est difficile à évaluer : on observe en effet des cristaux dont les faces de croissance et les clivages sont soulignés d'un liseré d'hématite, et le fer pourrait donc bien avoir été éliminé des carbonates au cours de recristallisations successives (Meyer, 1981) ; il est également possible que les oxydes de fer, présents dans la matrice, n'aient pas été dissous lors du remplacement de cette dernière par les carbonates.

Fig. 24 - Caractérisation des illites du Trias détritique dans le Sud des Alpes, selon Esquevin (1969). On constate d'abord un métamorphisme croissant depuis le dôme de Barles jusqu'au Mercantour, ce qui est normal dans le contexte alpin. On note par ailleurs des populations différentes selon les régions :

- à Barles, les illites sont alumineuses (dioctaédriques) ; la nature des illites du Stéphanien sous-jacent n'exclut pas le remaniement de cette formation par les grès du Trias ;
- autour du Barrot, les illites sont variées, ce qui permet d'envisager plusieurs origines ; on remarque en particulier une tendance trioctaédrique (Fe, Mg) plus marquée vers le sommet de la série (Formation de Fromagine) ;
- sur le Mercantour, c'est dans la Formation de Rimplas que les illites sont le moins alumineuses.

f) Sulfates

La précipitation de minéraux comme le gypse ou l'anhydrite traduit un environnement à tendance évaporitique, mais lorsque ces minéraux, très solubles, se déposent en faible quantité, ils ont de fortes chances de se redissoudre postérieurement et de disparaître. Des témoins peuvent cependant subsister.

- Dans le Trias détritico de Provence orientale (Pennafort, Bagnols-en-forêt) on observe parfois des concrétions pluricentimétriques de gypse orange préservées dans les faciès arkosiques ; même si l'on ne peut exclure totalement des migrations tardives depuis les formations susjacentes, ces concrétions pourraient traduire des tendances évaporitiques épisodiques dans le milieu de dépôt.

- On rencontre localement de l'anhydrite, en inclusions disposées en gerbes, dans des cristaux de quartz millimétriques, aux formes souvent complexes, qui se sont néoformés à la périphérie de cavités, centimétriques à décimétriques, résultant de la dissolution de nodules préexistants.

- Les pseudomorphoses de cristaux sont nombreuses, notamment dans les faciès silicifiés : formes hexagonales, trop abondantes parfois pour être de simples sections de rhombédres, qui pourraient correspondre à des sections de cristaux de gypse allongés suivant c ; cristaux lenticulaires dont la forme est généralement considérée comme caractéristique du gypse ; grandes sections rectangulaires dont la forme, tout comme les vestiges de clivages, permettent de voir là l'épigénie de cristaux d'anhydrite.

- Les *boxworks*, ou moulages négatifs de cristaux, sont nombreux dans certains faciès silicifiés, en particulier à la périphérie de cavités centimétriques qui auraient bien pu être emplies de minéraux évaporitiques relativement labiles. Beaucoup de ces moulages présentent une forme allongée de l'ordre du centimètre, des sections transversales rectangulaires de l'ordre du millimètre, des traces de clivages parallèles aux faces. Ces moulages semblent avoir été laissés par un minéral orthorhombique, voire quadratique, qui, compte tenu des observations précédentes, pourrait bien être l'anhydrite.

g) Chlorures

Les "pseudomorphoses" de cubes de halite sont classiques dans le Trias (fig. 39). Elles s'identifient à la base de plaquettes silto-gréseuses de couleur verte et sont tout à fait caractéristiques des premières influences marines dans la série, d'où l'intérêt de leur identification.

h) Silice secondaire

Certains paléosols, surtout en Provence, présentent des phénomènes de silicification. Dans les faciès à grain extrêmement fin, dont les teintes varient du blanc au vert ou au rouge (cornaline), seul le quartz apparaît en diffraction RX, mais sous le microscope optique, la silice secondaire prend des formes très différentes de celles des grains détritiques.

- Le quartz non fibreux, sous forme de petits cristaux engrenés ne mesurant souvent que quelques microns (microquartz), constitue parfois l'essentiel de la masse de la roche, en particulier lorsque la cornaline se présente sous forme d'horizons relativement épais et continus (coupe de La Joyeuse) ou de dômes surbaissés d'extension horizontale pluridécimétrique à métrique (coupe de Garron, cf. fig. 60). En revanche, dans les remplissages géodiques, la taille des cristaux dépasse couramment 100 μm .

- La calcédonite, parfois torsadée, remplit les fissures et les géodes en auréoles successives, souvent de type colloforme. Dans quelques cas on constate une polarité géotrope du dépôt siliceux ; force est alors d'imaginer un gel qui aurait migré sous l'action de la pesanteur. Cette variété minéralogique peut se présenter également sous forme d'enrobages isopaques autour des grains détritiques.

- La quartzine ne participe qu'occasionnellement au comblement des vides, en alternance avec la calcédonite. on la rencontre le plus souvent sous forme de sphérolites à bords diffus ou de faisceaux de fibres dont l'arrangement donne à la roche une texture tantôt feutrée, tantôt floconneuse. La lutécite ne se rencontre que rarement, en association avec la quartzine dont elle semble avoir le comportement. La quartzine et la lutécite ont été interprétées comme des produits de remplacement d'évaporites (Folk et Pittman, 1971). Si elles apparaissent bien souvent comme des produits d'un remplacement, celui-ci semble pouvoir affecter également des carbonates et des minéraux argileux (Durand et Meyer, 1982). Elles ne renseigneraient en fait que sur le chimisme des solutions, très probablement sulfatées, où la silice a précipité (Arbey, 1980).

Tous ces types se rencontrent également sous forme d'intraclastes, tantôt très anguleux, et donc transportés dans un état physique proche de l'actuel, tantôt paraissant avoir été transportés encore à l'état plastique

i) Oxydes de fer et couleur de la roche

Les teintes rouges dominent largement dans la série détritique provençale, et tout porte à croire qu'il en a été de même en Barrot-Mercantour (cf. paragraphe D-5). Elles peuvent être attribuées à l'hématite, qui est le seul oxyde de fer identifié dans le Trias par diffractométrie des RX. Dans les faciès gréseux, les cristallites d'hématite confèrent à la roche une teinte rouge lorsque leur taille est bien inférieure au micron. Ce minéral peut cristalliser en rosettes de plusieurs microns de diamètre ; il entraîne alors l'apparition de teintes mauves ou violettes (Durand, 1975). Ces dernières teintes sont assez caractéristiques des paléosols.

Les séries rouges ou *red beds* décrites dans la littérature géologique traduisent des environnements sédimentaires variés (Turner, 1980) ; ce sont en outre de mauvais indicateurs climatiques (Meyer, 1987). Pour que le fer contenu dans un sédiment s'oxyde et se maintienne à l'état oxydé durant l'enfouissement, le sédiment ne doit pas contenir de matière organique, soit parce que celle-ci n'existait pas dans le milieu de dépôt, soit parce qu'elle s'y est oxydée rapidement.

Les séries étudiées n'étaient cependant pas uniformément rouges. Quelques étendues d'eau calme, d'extension très restreinte mais relativement permanentes, constituaient des micro-environnements réducteurs, où sont parfois conservées des empreintes de végétaux terrestres, des spores et des pollens, au sein de niveaux argilo-silteux gris à noirâtre. Très rares en Provence (La Farlède près Solliès, Pégomas), ces faciès particuliers, toujours très subordonnés, prennent un développement maximal sur le dôme de Barrot, dans la Formation de Rimplas.

2 - MATURITE TEXTURALE

a) Morphologie des éléments

Formes caractéristiques dans les sables

De nombreux ouvrages traitent de la morphologie des grains de sable (voir par ex. Cailleux et Tricart, 1963). Seuls quelques points particuliers, relatifs aux quartz, vont être envisagés ci-dessous ; il est en effet primordial de ne comparer entre eux que des grains de même nature minéralogique.

Des grains très ronds, parfois même pratiquement sphériques, apparaissent en abondance dans les premiers niveaux triasiques. Cette forme caractéristique est celle de grains éolisés, c'est-à-dire façonnés au cours d'un transport par le vent. La reconstitution du paléoenvironnement de dépôt ne peut toutefois se faire sans la prise en compte des faits suivants :

- la présence de grains sphériques dans un sédiment n'implique pas nécessairement que ce dernier a été déposé par le vent, même si façonnement et sédimentation se sont succédés dans le même paysage ; de plus, les grains de ce type conservent généralement très bien leur morphologie à travers des remaniements successifs (à titre d'exemple, les quartz éolisés du Trias vosgien se reconnaissent encore très bien dans les dépôts fluvio-glaciaires quaternaires, puis dans les alluvions fluviales actuelles de Lorraine du Nord) ;

- inversement, les grains sphériques ne sont pas nécessairement présents dans les dépôts éoliens ; ce façonnement n'affecte en effet que des grains relativement grossiers (surtout autour de 500 μm), et seulement lorsque le transport éolien a été suffisamment long (il n'intervient pas normalement dans les dunes littorales et les édifices éoliens éphémères bordant certains cours d'eau).

En conséquence, les principaux types de dépôts éoliens ont été systématiquement recherchés dans les séries étudiées :

- dépôts dunaires, très bien classés, à feuillets de retombée et d'avalanche nettement différenciés (Hunter, 1977 a) ;
- dépôts "résiduels", souvent interdunaires, à texture franchement bimodale, dont le mode grossier est exclusivement constitué de grains subsphériques (Folk, 1968) ;
- dépôts subhorizontaux de "translation ascendante subcritique", dont les feuillets montrent un granoclassement négatif (Hunter, 1977 a) ; cette prospection restant, pour l'instant, totalement

infructueuse, il en ressort que les grains ronds observés se trouvent systématiquement à l'état remanié dans des dépôts fluviatiles.

Des grains esquilleux, à section souvent fusiforme, sont courants, voire abondants, dans certains niveaux triasiques, dits "zones violettes", qui sont subis l'influence d'une pédogenèse (Durand et Meyer, 1982). La recristallisation d'échardes volcaniques est à exclure : ils n'ont jamais la forme typique en Y. Bien que les phytolithes actuelles puissent avoir des formes et des tailles voisines de celles de ces esquilles, la présence de tels microfossiles n'a jamais été établie avec certitude dans ces niveaux du Trias. L'origine de ces quartz est à rechercher dans la corrosion et surtout l'éclatement des grains détritiques sous l'action de la pédoturbation.

Caractéristiques morphologiques des galets

La morphoscopie des galets, c'est-à-dire leur simple observation qualitative, permet souvent de reconnaître aisément les galets éolisés, dont les principaux types sont représentés sur la figure 25.

Les éléments trop gros pour être habituellement déplacés subissent une corrosion sous l'effet de la projection des particules les plus fines. Ils acquièrent alors des caractères morphologiques spécifiques : principalement apparition d'une ou plusieurs arêtes, plus ou moins sinueuses, à la face supérieure, et accessoirement formation de petites cupules, surtout à la face inférieure dont l'état de surface est toujours plus irrégulier (remarque que seule l'érosion éolienne est capable d'agir mécaniquement dans une dépression relativement profonde de la surface d'un galet).

Ces galets à facettes sont d'excellents indicateurs paléoclimatiques, car ils traduisent une très longue période d'aridité et résistent mal à un remaniement aquatique : les arêtes disparaissent très rapidement et leur émoussé permet d'évaluer assez bien l'importance du remaniement. Il est important de souligner que, si la forme à trois arêtes (*dreikanter*) est encore trop souvent considérée comme la plus typique, elle ne représente en fait qu'un cas relativement peu fréquent ; c'est même cette forme qui risque le plus d'entraîner des confusions avec certains galets peu usés dont la morphologie ne doit rien aux actions éoliennes (cf. fig. 26) ; en revanche, les galets dont la corrosion a mis en relief toutes les hétérogénéités (fig. 25 : f, h, q), d'apparence plus banale, sont beaucoup plus caractéristiques. La mise en évidence d'un façonnement éolien sur des galets non usés antérieurement est, par ailleurs, parfois délicate ; elle est au contraire toujours très aisée sur ceux qui avaient déjà acquis un émoussé élevé en milieu aquatique, comme c'est presque toujours le cas des galets de quartz dans le Poudingue de Port-Issol.

Les petits galets de quartz (maximum 3 cm de long) prennent, sur certains affleurements, une forme en "dragée" à sphéricité très élevée (fig. 25 : c, d) ; la même particularité, étudiée sur les quartzites de Trias vosgien, a pu être attribuée à un déplacement par roulement-saltation sous l'action de vents occasionnels très violents (Durand, 1982). Curieusement, sur d'autres affleurements, on peut rencontrer des galets à facettes jusqu'à des tailles très faibles, voisines du centimètre (fig. 25 : a, b) ; la présence de ces "miniatures" correspond peut-être à des stations abritées par des paléoreliefs, voire des champs de dunes.

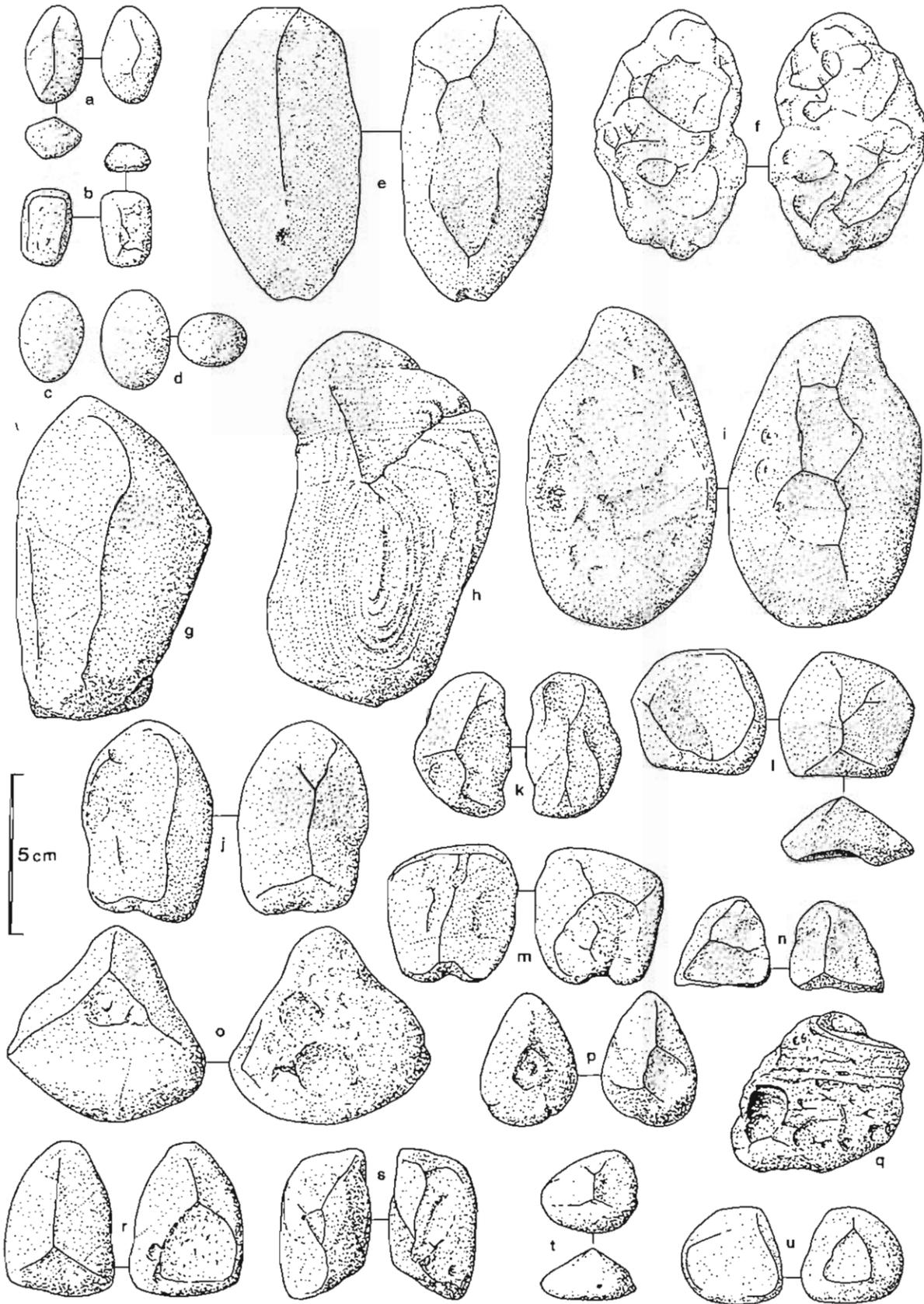


Fig. 25 - Principaux types de galets éolisés rencontrés dans le conglomérat de base du Trias provençal.

La plupart des galets sont des quartz filoniens, à l'exception de f (phtanite), h (quartzite) et q (rhyolite fluidale). Provenances : Solliès-Ville (e,h,o,p), Vidauban - La Garduère (f), Pennafort (i,t), Riou de Méault - La Tuilière (a,b) Saint Paul-en-Forêt (l,j,k,u), Nord du Lac de Saint Cassien (c,d), Pégomas (g,m,n,q,r,s).

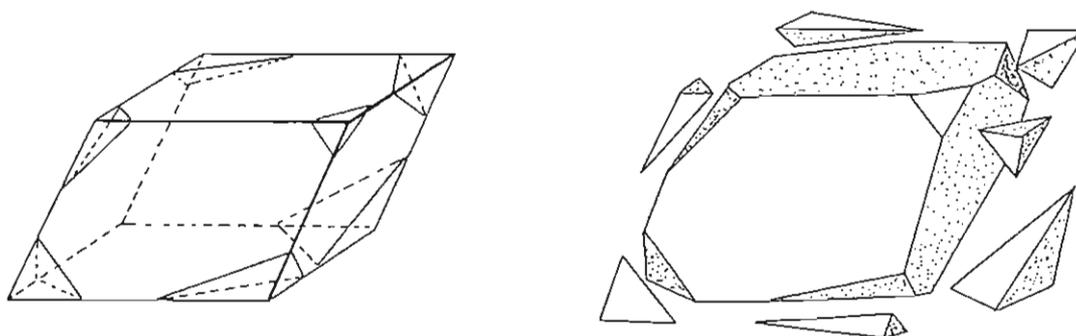


Fig. 26 - Genèse de certains galets tétraédriques dans les éboulis et alluvions fluviales de Great Salt Lake Valley, Utah (d'après Jones, 1953). La roche mère (quartzite), parcourue par trois familles de diaclases, se débite spontanément en blocs parallélépipédiques.

A - Bloc avec amorces de différents plans de fracture secondaires. Remarquer que deux faces présentent déjà un aspect en "dreikanter" (arêtes grasses), mais que les sommets correspondants sont symétriques par rapport au centre ; chez les dreikanter éoliens façonnés sur les deux faces, les sommets sont sensiblement opposés par rapport au plan de section principale.

B - Vue "éclatée" du bloc précédent, montrant les fragments tétraédriques résultant de l'abattage des sommets. Certains galets de rhyolite, dispersés dans les grès fluviaux triasiques, en bordure du Tanneron, pourraient bien avoir une telle origine.

La morphométrie est nécessaire pour l'interprétation du façonnement des galets dont l'aspect individuel n'est pas diagnostique. Elle permet une bonne différenciation des environnements aquatiques, de transport comme de dépôt, à condition toutefois que certaines précautions soient rigoureusement respectées :

- chaque échantillon (d'au moins 30 galets) doit être prélevé dans une même séquence élémentaire, afin de mettre en évidence les éventuels effets de classement par formes, caractéristiques des cordons littoraux ;
- les échantillons ne pourront être comparés que s'ils sont lithologiquement homogènes (seuls des quartz filoniens ont été étudiés ici) et ne correspondent qu'à une fraction granulométrique relativement étroite, identique pour tous.

Des méthodes diverses ont été proposées pour quantifier les variations morphologiques (Cailleux et Tricart, 1963). Nous retiendrons ici deux indices, aisément accessibles, dont la représentation conjuguée (fig. 27) donne des résultats intéressants :

- l'indice d'aplatissement : $A_p = \frac{L + l}{2 e} \times 100,$

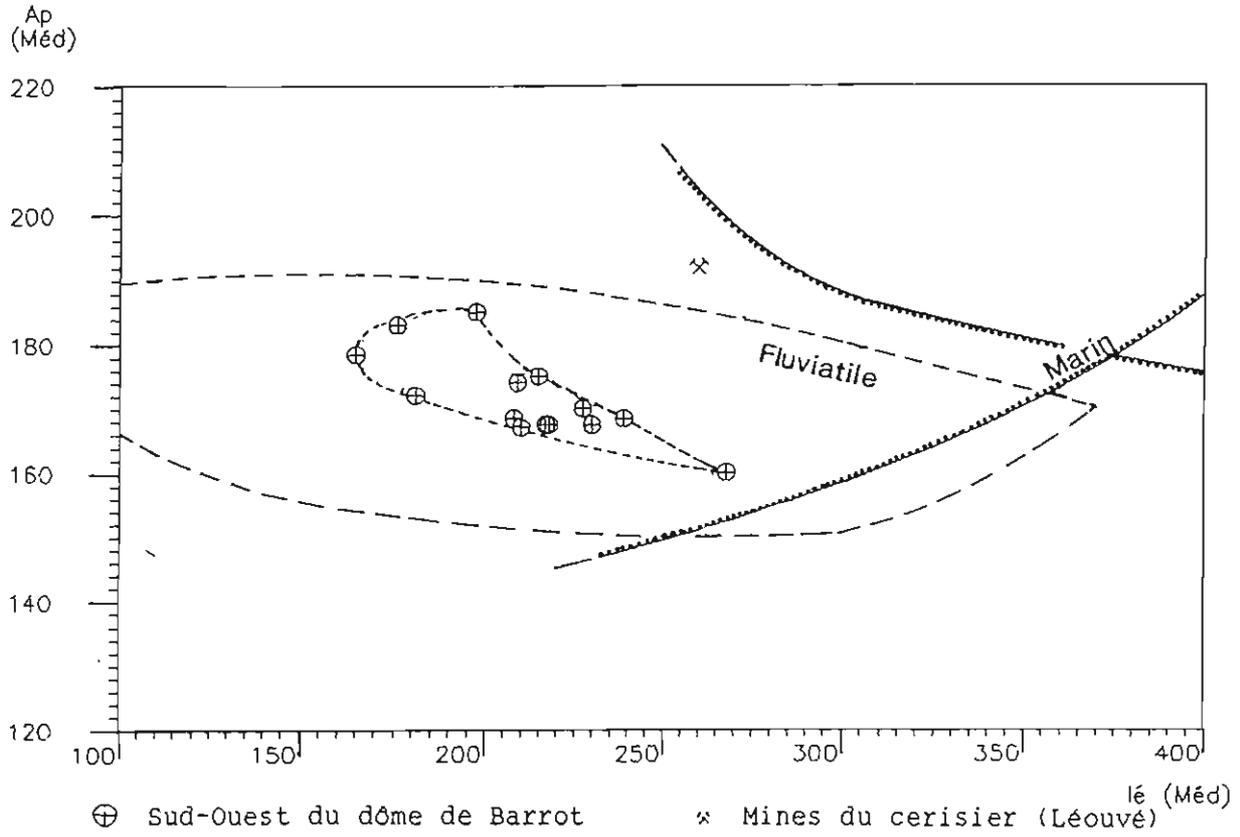
- l'indice d'émoissé : $I_e = \frac{2 r_1}{L} \times 1 000,$ où

L = longueur du galet (plus grande dimension),

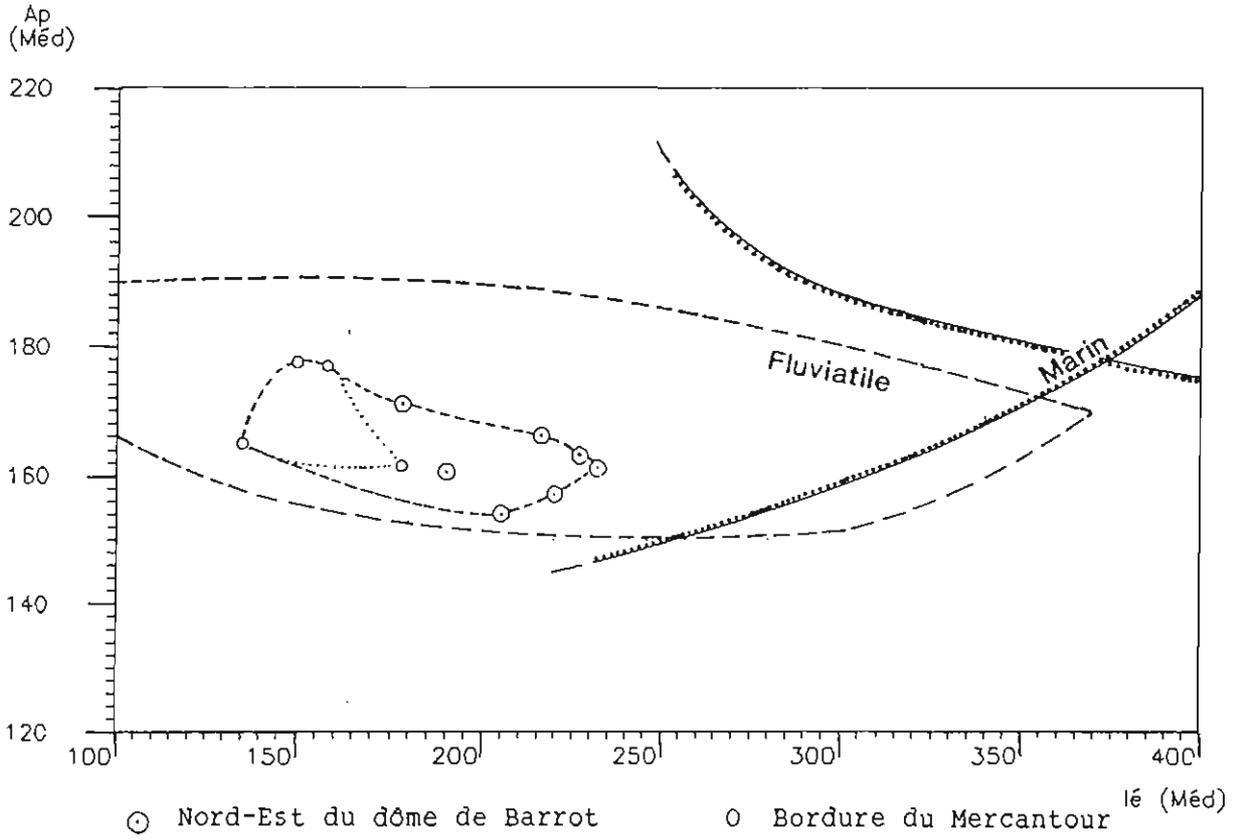
l = plus grande dimension orthogonale à L,

e = plus grande dimension orthogonale à L et l,

r₁ = plus petit rayon de courbure dans le plan de section principale (parallèle à L et l).



A - S U D O U E S T



B - N O R D E S T

Le premier caractérise plutôt la forme générale du galet, contrôlée essentiellement par le débit de la roche mère ; le second caractérise l'usure proprement dite, contrôlée par la durée du transport. Pour chacun, la valeur considérée comme représentative d'un échantillon est habituellement la médiane, obtenue à l'aide d'une courbe cumulative des fréquences des valeurs individuelles.

b) Etat de surface des éléments

En ce qui concerne les grains de sable, il faut souligner les grandes différences existant entre les observations possibles dans les environnements actuels et ce qui apparaît habituellement dans les formations anciennes qui ont subi un enfouissement, et par conséquent des transformations diagénétiques.

Il est très généralement illusoire de rechercher au microscope électronique, dans le Trias français, des grains de quartz luisants façonnés en milieu marin ou des grains mats façonnés par le vent. Ce sont presque toujours des transformations diagénétiques qui sont mises en évidence, par exemple des cupules de dissolution aux formes géométriques, ou des facettes cristallines de nourrissage. Une exception confirme la règle : dans les faciès dolomitiques de certaines "zones violettes", quelques grains de quartz, des ronds mats, ont conservé les marques de choc d'origine éolienne acquises antérieurement à leur dépôt (Durand et Meyer, 1982). Ces grains sont parfois entourés d'une auréole de dolosparite, souvent à tendance palissadique, exempte de grains détritiques; peut-être s'agissait-il d'un encroûtement qui aurait pu protéger chaque grain des actions extérieures. Cette protection pourrait également provenir de la présence, à la surface de certains grains détritiques, d'une couche moléculaire d'Al ou de Fe, acquise au cours des remaniements en milieu semi-aride (Wilding *et al.*, 1977).

Les galets peuvent également montrer, à leur surface, des marques de transformations diagénétiques ; en voici quelques témoins observés dans le Trias détritique.

- Les galets à surface polie, lisse, sont localement assez abondants. Compte tenu des éolisations citées plus haut, certains ont voulu attribuer cet aspect au "vernis du désert" bien connu dans les zones arides actuelles. En fait on constate qu'ici le phénomène est toujours lié à la présence d'une matrice riche en phyllites, et l'observation au MEB montre qu'il s'agit plus vraisemblablement d'un lustrage, d'origine essentiellement mécanique, dû à des rotations et déplacements intervenus lors de la compaction.

Fig. 27 - Caractérisation morphométrique des galets de quartz ($L = 3,5$ à 6 cm) dans le conglomérat de base de la Formation des Roberts.

Les indices d'aplatissement A_p sont représentés en fonction des indices d'émoussé I_e . Les nuages de points, peu dispersés, sont situés dans le domaine le plus caractéristique des milieux fluviaux (Tricart, 1953) ; la corrélation inverse des deux indices tend à confirmer cet environnement (Tricart et Vonfelt, 1955). Les indices d'émoussé indiquent un transport relativement long ; les faibles valeurs correspondent, non pas à des galets moins usés, mais à des galets ayant acquis, dans la zone de dépôt, un façonnement éolien avant leur dernier remaniement par l'eau. Les indices d'aplatissement révèlent la pluralité d'origine des matériaux : les galets sont anormalement plats au Sud du secteur (Léouvé) alors qu'ils sont très bombés au SE du Barrot et dans le Mercantour. On peut attribuer les deux nuages de points distincts des figures A et B à l'existence de deux voies de transport plus ou moins parallèles.

- Sur certains affleurements, les galets sont impressionnés : des cupules, de taille parfois centimétrique, se sont creusées aux points de contact entre galets. Comme dans le Trias du Pays basque, où il a parfois été interprété comme le résultat de chocs mutuels dans le milieu de dépôt (Gottis et Roger, 1965), le phénomène est typiquement post-sédimentaire et procède du mécanisme de pression-dissolution, sous l'effet des contraintes responsables de la tectonique cassante : la taille et la profondeur des cupules augmentent systématiquement à proximité des failles.

C - RECHERCHE DES ZONES D'APPORT ET DES DIRECTIONS DE TRANSPORT

L'analyse des litages obliques, présentée plus haut, constitue une technique de choix pour reconstituer les directions d'écoulement, mais ce n'est pas la seule. Dans le but d'exploiter au mieux le terrain, d'autres techniques ont été appliquées, qui sont présentées ci-dessous.

I - UTILISATION DE LA NATURE DES GALETS

La nature des galets constitue un bon critère, purement qualitatif, de leur provenance. Dans la mesure où affleurent actuellement des zones montrant des variétés lithologiques identiques, une direction de transport peut éventuellement en être déduite. Cette méthode doit cependant être utilisée avec beaucoup de précautions si l'on veut éviter un certain nombre de pièges.

La nature pétrographique doit d'abord être caractérisée avec grande précision. Un bon exemple est donné par les galets de roches rhyolitiques rencontrés dans le Trias de la bordure septentrionale du Tanneron. Sur certains affleurements de la région de Grasse prédominant, parmi les galets de ce type, des teintes verdâtres à noirâtres, alors que les rhyolites de l'Estérel apparaissent toujours rouges ou violacées. Ceci suggère une zone nourricière au droit des séries calco-alcalines de la Corse (relativement proche avant sa dérive cénozoïque), où les rhyolites vertes sont bien représentées. Cependant, l'analyse chimique de quelques galets triasiques, d'un état de fraîcheur remarquable, permet d'écarter totalement cette hypothèse (fig. 28) ; on ne connaît de rhyolites en place, ayant à la fois même teinte et même composition, ni en Provence ni en Corse, ce qui conduit à envisager une autre zone nourricière, dans une situation géographique probablement intermédiaire.

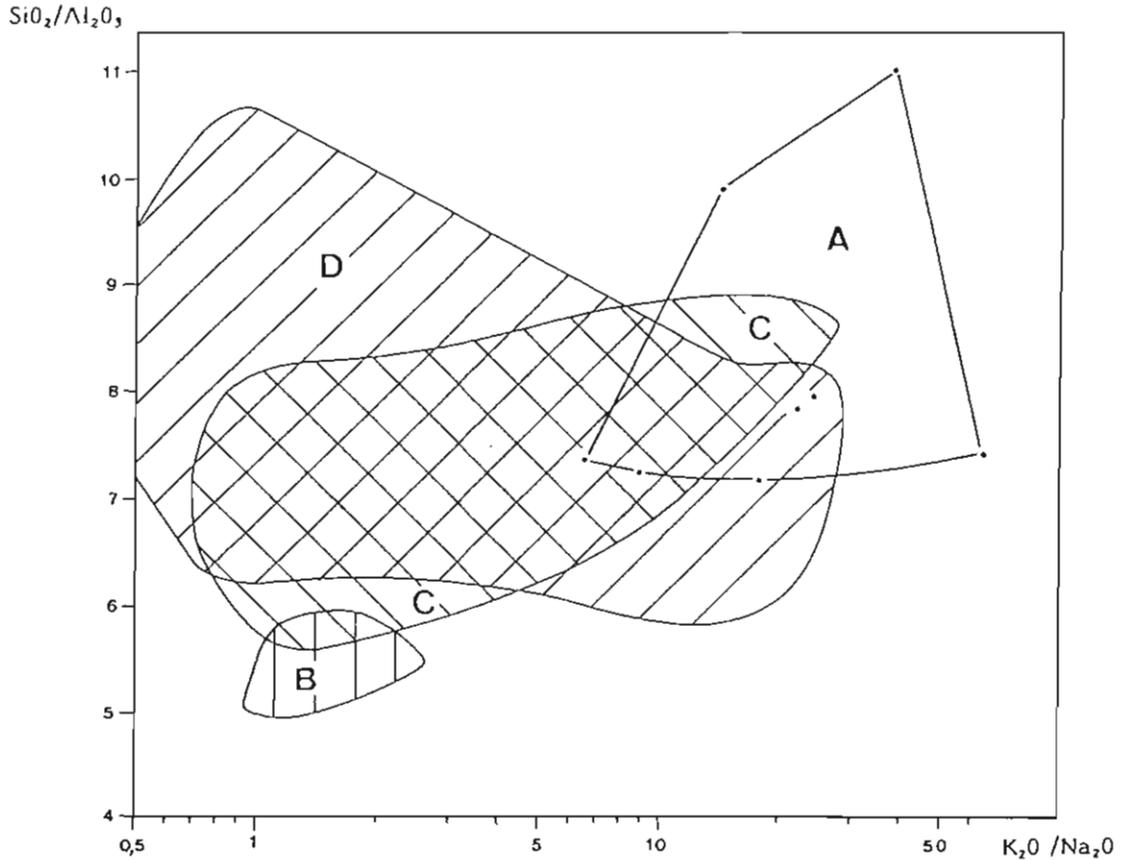


Fig. 28 - Comparaison géochimique de galets rhyolitiques (A) des grès triasiques de la région de Grasse (La Frayère), avec les rhyolites permienes de Corse (B : calco-alcalines, C : alcalines) et de l'Estérel (D).

A : analyses R. Montanari (Université Nancy I), B et C : données de Vellutini (1977), D : données de Bordet (1951).

Il est d'autre part indispensable de n'utiliser cette méthode qu'en complément des informations vectorielles obtenues à partir des litages obliques. A cette condition, elle peut rendre de grands services, notamment d'ordre structural. La série provençale en donne encore un excellent exemple. Les galets de phanite et de quartzite, toujours assez rares, se rencontrent depuis la région de Toulon jusqu'à la vallée du Riou de Méault (entre Pennafort et St Paul-en-Forêt) ; or la série épimétamorphique ayant pu fournir de tels galets n'affleure actuellement que dans le secteur d'Hyères. On pourrait donc être tenté d'imaginer un transport du SW vers le NE, c'est à dire dans un sens diamétralement opposé à celui des paléocourants réels. Néanmoins, la présence de ces galets au Nord du Tanneron implique, non seulement une prolongation des zones isopiques des Maures occidentales vers le NE, sous la couverture, mais également un décrochement dextre de l'accident majeur sub-méridien de Grimaud, sensiblement à la latitude de Grasse (cf. fig. 49). Il est intéressant de noter à ce sujet que de tels décrochements, d'âge stéphanien, sont déjà connus dans la chaîne pyrénéenne (Lucas, 1985).

2 - UN PARAMETRE SCALAIRE : LA TAILLE DES GALETS

Les paramètres scalaires, quantifiables par une valeur numérique, sont nombreux et variés : granulométrie, pourcentages en certains minéraux, ... Seule sera discutée ici l'utilisation des galets, qui a largement été exploitée dans le Trias détritique.

Il est d'observation courante que, le long d'un même cours d'eau, la granulométrie des alluvions tend généralement à décroître, assez régulièrement, de l'amont vers l'aval. En première approximation, la masse moyenne M des galets rencontrés en un point serait liée à la masse moyenne initiale M_0 des fragments disponibles dans la zone nourricière et à la distance de transport d selon la fonction exponentielle décroissante, dite "loi de Sternberg" :

$M = M_0 \cdot e^{-ad}$ où a est une constante caractéristique du cours d'eau considéré.

Plus qu'à une usure progressive des matériaux détritiques, le phénomène est surtout dû à des effets de triage, en relation assez étroite avec l'évolution du profil en long (Pettijohn, 1957). Quels que soient les mécanismes mis en jeu, une telle loi devrait permettre, dans un tronçon de vallée fossile, de retrouver le sens d'écoulement responsable du dépôt des alluvions, et même d'évaluer l'éloignement de la zone nourricière. Cette exploitation ne va pas cependant sans poser quelques problèmes.

a) Choix d'une méthode de mesure des galets

Toutes les méthodes sont statistiques, elles exigent par conséquent la prise en compte d'un grand nombre d'individus et ne peuvent donc s'appliquer à des formations ne contenant que quelques galets ; elles sont par contre bien adaptées aux conglomérats et aux grès conglomératiques. Si la détermination d'une granulométrie moyenne est relativement simple dans les formations sableuses, elle pose par contre des problèmes d'échantillonnage sérieux dans les formations grossières. Heureusement, dans beaucoup d'épandages fluviaux, une corrélation linéaire assez nette avec la taille maximale des galets peut être mise en évidence (Pettijohn, 1957), c'est pourquoi nous avons systématiquement substitué l'une à l'autre.

La méthode retenue pour déterminer le "plus gros galet moyen" sur un affleurement (Durand, 1978) est une adaptation de la méthode exposée par Cailleux et Tricart (1963). Cette adaptation est assez souple pour satisfaire aux conditions variées du terrain ; en voici le principe :

- sur l'affleurement, seule la plus grande dimension (L) des galets est mesurée, ce qui permet de prendre en compte des galets incomplètement dégagés, ou même simplement l'alvéole laissée, dans une matrice indurée, par le déchaussement du galet ; l'exploitation d'un mauvais affleurement ou d'un éboulis est ainsi possible ;
- on mesure la plus grande dimension des dix plus gros galets observés ; on range ces mesures par ordre décroissant et l'on retient comme caractéristique de l'affleurement la dimension L_5 du galet de rang 5, qui s'est avérée, dans les séries que nous avons étudiées, toujours remarquablement proche de la longueur moyenne.

Cette façon de faire à plusieurs avantages :

- elle permet d'éviter la prise en compte de "monstres" de très grande taille qui se rencontrent de loin en loin, et sont trop rares pour être représentatifs de la population ;
- elle atténue dans une certaine mesure l'influence de la taille de l'affleurement, car l'expérience montre en effet que la fréquence augmente extrêmement vite quand la taille des éléments diminue ;
- la validité du procédé est attestée par une bonne reproductibilité sur un affleurement donné, par les faibles différences obtenues entre affleurements peu éloignés, même d'extension sensiblement différente, et par la mise en évidence de variations progressives sans qu'il soit nécessaire de procéder à un lissage par moyennes mobiles.

b) Gradients régionaux de tailles de galets

La loi de Sternberg est adaptée à l'étude des dépôts de vallée, or les épandages détritiques anciens ne sont que très rarement localisés dans une vallée : leur géométrie globale est au moins bidimensionnelle. Non seulement l'allongement de l'ensemble sédimentaire lui-même ne reflète pas nécessairement la direction de transport (cas de nombreuses formations de piémont), mais l'allongement de la zone affleurante n'est le plus souvent que la conséquence d'une tectonique et d'une érosion postérieures au dépôt (fig. 49).

Il est cependant classiquement admis que les gradients d'évolution, matérialisés par les normales aux isogrades de la taille des galets, donnent une image assez fidèle de la dispersion des matériaux par les paléocourants (Potter et Pettijohn, 1963). En fait ce principe ne peut vraiment être retenu que pour les dépôts de piémont, caractéristiques des zones orogéniques en fin de tectonisation (c'est le contexte molassique) ou des bordures de fossé d'effondrement (c'est celui des *clastic wedges*). Dans de tels contextes, les éléments détritiques sont surtout piégés en position proximale dans le bassin, par suite de la forte subsidence se faisant sentir dès les marges (fig. 29 A). Les conglomérats correspondants sont ainsi généralement très puissants mais peu étendus.

L'analyse des conglomérats triasiques, aussi bien dans le Nord-Est que dans le Sud-Est de la France, met en évidence des caractères bien différents de ceux décrits ci-dessus. Les gradients d'évolution granulométrique présentent des intensités différents selon les directions : ils ne traduisent plus dans ce cas des directions de dispersion réelle des matériaux et ils résultent de l'interférence des différents stades d'évolution successifs du réseau hydrographique. Chacun de ces stades présente sa géométrie et ses caractéristiques propres. Les gradients généraux et les anomalies locales sont schématisées sur la fig. 29 B. Les caractéristiques de cette sédimentation, bien différentes des caractères molassiques, sont spécifiques d'un contexte géodynamique particulier : les zones stables, où peuvent se mettre en place des conglomérats très différents de ceux reconnus dans les zones mobiles (tabl. 3).

En conclusion, quelques points sont à retenir : il est relativement facile et rapide d'obtenir des données à partir de la méthode du "plus gros galet moyen" ; ces données sont fiables mais l'interprétation des gradients d'évolution à l'échelle régionale n'admet pas toujours de solution unique, particulièrement lorsque le contexte est atectonique. Il est donc indispensable de compléter cette approche scalaire par l'exploitation des données vectorielles.

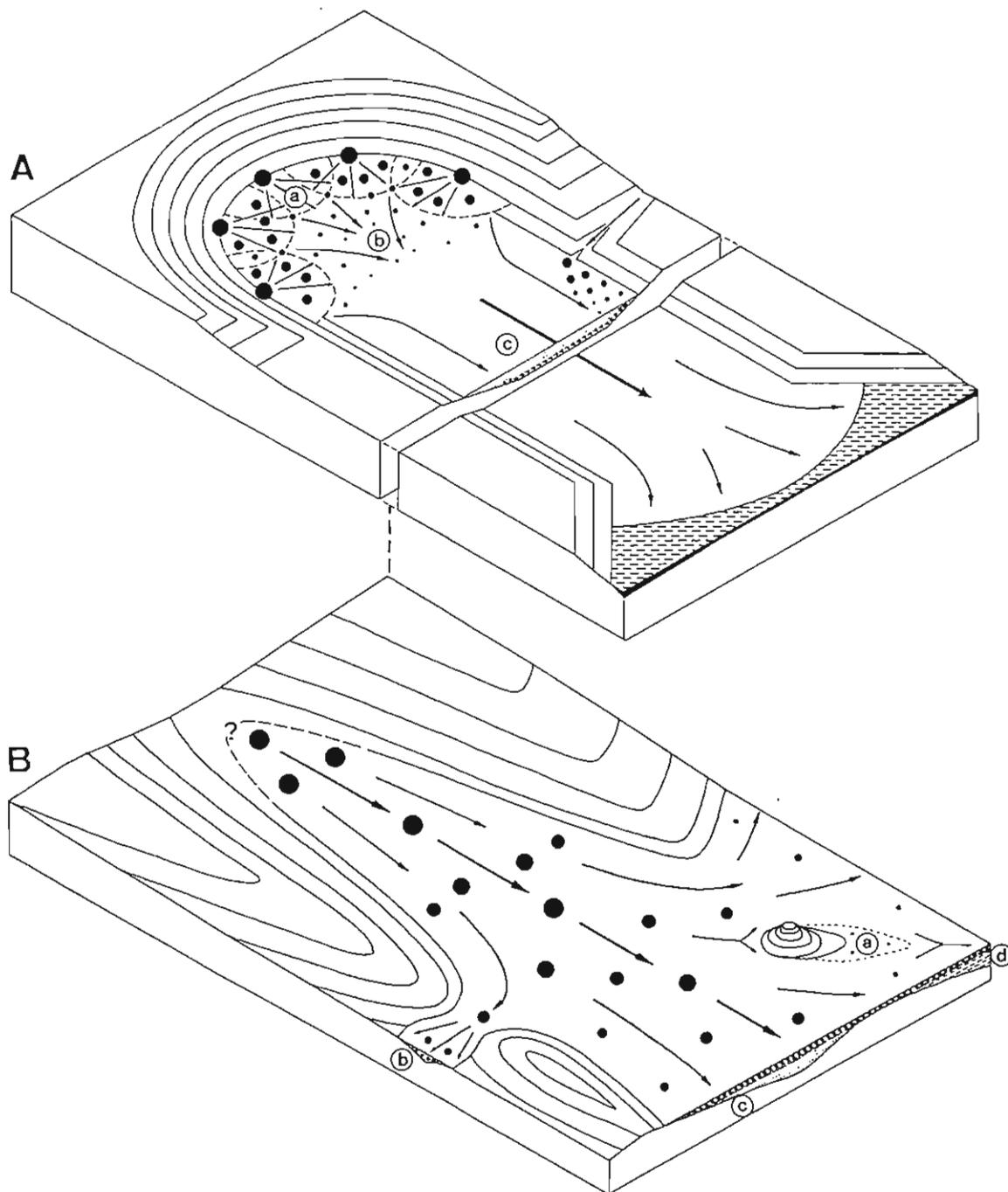


Fig. 29 - Localisation et évolution des conglomérats fluviaux dans deux types extrêmes de bassins (d'après Durand, 1978). Les flèches indiquent les directions d'écoulement. L'évolution de la taille des galets est matérialisée par celle des cercles noirs. Les échelles ne sont pas respectées.

A - Zone mobile : Aux systèmes d'écoulement radiaires de piémont (a) succèdent un système convergent (b), puis un système longitudinal (c). La taille des éléments décroît toujours depuis les marges vers le centre du bassin, même dans la zone c, par suite d'apports latéraux.

B - Zone intracratonique stable : Le remplissage se fait longitudinalement, par des courants parallèles aux marges (donc perpendiculaires à la plus grande pente de leur substratum). La taille des galets décroît beaucoup plus lentement d'amont en aval que de l'axe vers les marges du bassin. Dans ce contexte, des anomalies dans l'évolution horizontale de la taille des galets permettent de détecter des paléoreliefs locaux, par effet d'ombre (a) ou par effet de drain (b). La nappe conglomératique peut s'étaler sur des sables issus du même stock initial (c) ou appartenant à un bassin voisin (d).

	CONGLOMÉRATS DE ZONE MOBILE (<i>Clastic wedges</i> et Molasses)	CONGLOMÉRATS DE ZONE STABLE postérieurs à une pédiplanation
Puissance	Forte (de quelques dizaines, à plusieurs centaines, voire quelques milliers de mètres)	Faible (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres)
Extension horizontale	Faible perpendiculairement aux marges du bassin Parfois large parallèlement aux marges	Large dans toutes les directions (de l'ordre d'une centaine de kilomètres)
Position séquentielle	Généralement en base de mégaséquence	Toujours en sommet de mégaséquence
Péetrographie	Généralement polymictique Fraction sableuse immature	Toujours oligomictique (quartz, quartzite, etc...) Fraction sableuse mature à super-mature
Émoussé des phénoclastes	Faible (sauf si remaniements d'un cycle antérieur ; présence dans ce cas de <i>broken rounds</i>)	Très élevé (sauf si éolisation dans le bassin)
Contrôle des directions de paléocourants	Par la paléopente régionale	Par le <i>paleostrike</i> régional sur les marges Par la paléopente régionale dans le centre du bassin
Dispersion apparente des phénoclastes	Conforme au système de paléocourants	Non conforme au système de paléocourants

Tabl. 3 - Caractères distinctifs des conglomérats fluviaux de zone mobile et de zone stable (Durand, 1978).

3 - INDICATEURS VECTORIELS ACCESSOIRES

Sur certains affleurements de taille réduite, ou dans des faciès peu favorables (trop grossiers ou trop fins), il n'est pas toujours possible d'utiliser les indicateurs vectoriels principaux que constituent les litages obliques des faisceaux de grande taille. Des structures mineures permettent cependant, dans beaucoup de cas, d'obtenir de bonnes indications directionnelles ponctuelles.

a) Petites rides de courant

Des rides de petite taille sont fréquemment fossilisées dans des faciès relativement fins, comme ceux de la Formation de Fromagine, et plus particulièrement dans la région de St Etienne-de-Tinée. Toute interprétation exige la distinction entre rides de courant, induites par un écoulement unipolaire, et rides d'oscillation, induites par des vagues sous l'effet du vent, qui coexistent fréquemment au sein d'une même formation.

Les rides sont traditionnellement interprétées à partir de leur forme extérieure, principalement en fonction de leur caractère plus ou moins symétrique. Ce dernier critère est insuffisant, et un diagnostic correct ne peut souvent être avancé qu'à l'aide d'indices chiffrés (Collinson et Thompson, 1982). Néanmoins, certains caractères purement qualitatifs restent tout à fait discriminants : les formes linguïdes sont typiquement dues aux courants ; dans le cas des formes linéaires, les rides d'oscillation se caractérisent par la continuité des crêtes au niveau d'éventuelles bifurcations, alors que les rides de courant présentent systématiquement des jonctions ouvertes (Allen, 1968).

Les phénomènes de remaniement (de rides de courant par des vagues ou inversement) et les phénomènes d'interférences viennent souvent compliquer considérablement l'interprétation des trains de rides. Un cas extrême est représenté par les *interference ripple marks* décrits par Picard et High (1970) dans des cours d'eau à écoulement temporaire ; il s'agit de petites rides linéaires, allongées parallèlement au courant, et produites par la réfraction de vagues cinématiques sur les deux berges opposées, lorsque la tranche d'eau est très faible ; dans la région visitée les plus beaux cas peuvent être observés dans le lit actuel du Var, mais un exemple fossile a pu être identifié dans la Formation de Rimplas, au Vallon du Pous.

Il faut se méfier également de l'influence des contraintes tectoniques. Les indices de ridement et de symétrie en particulier, établis à partir des profils transversaux, et qui sont habituellement les plus utilisés, ne sont d'aucun secours dans les séries plissées, comme celles de la bordure du Mercantour, par suite des déformations résultant de glissements banc à banc.

Le meilleur critère d'identification de la genèse des rides reste finalement la structure interne ; en général elle n'est malheureusement guère identifiable sur le terrain et nécessite la confection de sections sciées. Les rides de courant montrent des feuilletts tous dirigés dans le même sens, parallèlement à la face (aval) de dépôt. Les trains de rides d'oscillation révèlent une structure beaucoup plus complexe, avec : des bases de faisceaux irrégulières, des faisceaux subdivisés en liasses de feuilletts plus ou moins sinueuses, et des feuilletts à pendages opposés, tantôt s'affrontant en formant des chevrons, tantôt passant en continuité sous une crête ou sous un sillon (Boersma, 1970).

b) Linéations de délit

Certains faisceaux de stratification horizontale, présentant une structure finement laminée parallèle à la surface basale, se débitent en dalles minces sur lesquelles se dessine une linéation discrète ; ils sont toujours bien classés et leur granulométrie va des sables très fins aux sables moyens. La linéation de délit (*parting lineation*), qui apparaît sur les plans séparatifs des feuilletts, est généralement matérialisée par de petites marches d'escalier, tournées alternativement dans un sens puis dans l'autre, et dont la hauteur correspond à une ou quelques couches de grains détritiques (fig. 30).

Cette structure permet d'identifier les lits plans de haut régime hydrodynamique ; il est d'autre part important de souligner que, par sa localisation interne au faisceau, elle indique la direction du courant responsable du dépôt, ce qui n'est pas toujours le cas de figures d'érosion fossilisées par la semelle du banc. Bien qu'elles ne permettent pas d'en déterminer le sens, les linéations de délit sont donc des indicateurs très précis de la direction des écoulements de haut régime, d'autant plus que les azimuts de telles structures linéaires sont très peu modifiés par les faibles basculements tectoniques (cf. paragraphe A 6 e).

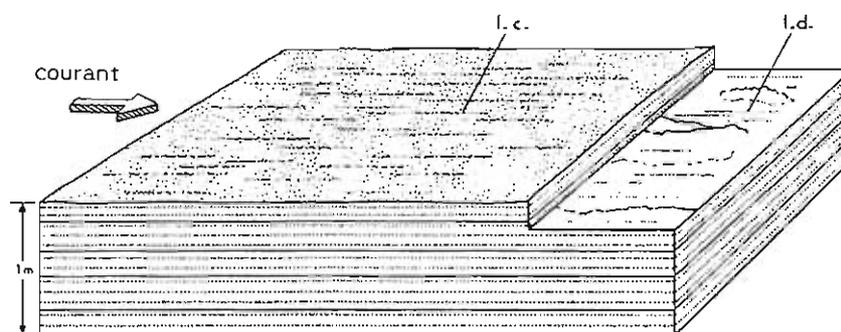


Fig. 30 – Stratification horizontale produite par un courant de haut régime (d'après Harms et coll., 1975). La face supérieure est couverte de linéations de courant (l.c.), qui sont à l'origine des linéations de léit (l.d.) observées sur les surfaces internes.

c) Structures d'érosion

Des structures de petite taille, formées par érosion d'un dépôt fin, cohérent mais non consolidé, se présentent occasionnellement, sous forme de moulages, à la base des bancs gréseux. Leur exploitation en tant que critères directionnels a été largement développée dans les séries de type flysch. Il ne semble toutefois pas inutile de préciser qu'elles se rencontrent également dans d'autres environnements, en particulier en milieu continental : non seulement dans les faciès de plaine inondable, mais aussi dans les remplissages de chenaux. Dans le Trias de Provence et des Alpes méridionales, la plupart des types de *scour marks* et de *tool marks* ont été utilisés comme indicateurs directionnels, chaque fois que possible.

Seule sera discutée ici une micromorphologie particulière, mise en évidence sur le Dôme de Barrot. Les conglomérats triasiques y reposent généralement sur les "schistes" rouges permien de la Formation du Cians, par l'intermédiaire d'une surface de discordance (cartographique) remarquablement aplanie dans l'ensemble, mais qui présente toujours les mêmes irrégularités de détail, plus ou moins nettes selon les points : il s'agit de sillons relativement étroits, grossièrement parallèles, mais légèrement sinueux et parfois bifurqués, et dont la profondeur peut atteindre 20 cm (fig. 31).

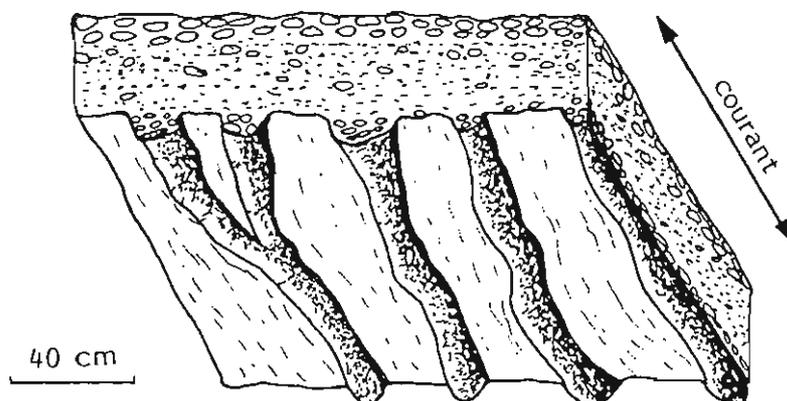


Fig. 31 – Cannelures d'érosion au contact du Trias sur le Permien du Barrot. Les cannelures sont grossièrement parallèles et les galets, qui les ont creusées, constituent la plus grande part de leur remplissage.

Certains ont voulu y voir de grandes rides à crête continue ou, lorsque leur forme était mal définie, des figures de charge. En fait, leur localisation sur une surface de discordance exclut une telle origine ; d'ailleurs l'observation de détail révèle parfois, à leur contact, de petits arrachements anguleux qui prouvent que les siltites permienes étaient déjà lithifiées, et même parcourues par une première famille de diaclases, lors des premiers dépôts triasiques. Dans la nature actuelle, des cannelures semblables peuvent se creuser aussi bien sous l'action des vagues, sur les estrans rocheux, que sous l'action des courants, dans le lit des torrents (Allen, 1982). Sur le Barrot, la corrélation remarquable entre leurs directions d'allongement et les paléocourants fluviaux déduits des litages obliques, dans les dépôts sus-jacents, plaide pour cette seconde solution (cf. fig. 51 et 52).

d) Orientation des fossiles végétaux

Des débris de bois sont souvent fossilisés dans les séries continentales ; ils peuvent être carbonisés ou remplacés par divers minéraux (silice, phosphates, ...), ou même par des sables détritiques qui envahissent la cavité laissée par leur putréfaction. Dans les régions visitées, ces vestiges restent cependant très rares en dehors de quelques coupes dans la Formation de Rimplas et, plus accessoirement, de la Formation de Fromagine.

L'orientation de ces débris, traitée statistiquement, devient un critère vectoriel. Les petits fragments s'orientent, en général, perpendiculairement au courant lors du dépôt, alors que les restes de grande taille s'orientent longitudinalement, l'amont étant alors indiqué par l'extrémité la plus basse, qui était la plus dense et a traîné sur le fond en provoquant l'immobilisation du bioclaste.

e) Disposition et orientation des galets

La plupart des dépôts conglomératiques fluviaux possèdent une "fabrique" relativement nette ; c'est-à-dire que les galets y présentent une orientation préférentielle de leurs trois axes principaux. Lorsqu'on a affaire à un sédiment meuble, il est souvent conseillé d'effectuer une étude statistique tridimensionnelle de tous les galets d'une station, à l'aide du canevas de Schmidt. Dans les formations fortement cimentées, comme celles qui sont étudiées ici, il est évident que cette technique est inapplicable. Il est alors préférable de choisir d'abord une surface aussi proche que possible de la stratification principale, où les galets sont partiellement dégagés mais non cassés, puis de procéder sélectivement et en deux temps :

- l'allongement des galets les plus oblongs, et celui des plus aplatis, permettent de déterminer la direction du paléocourant avec une bonne précision, même à l'aide d'un nombre réduit de mesures (une trentaine suffit parfois) ;

- l'inclinaison des galets les plus plats permet ensuite d'obtenir le sens du courant, avec un nombre de mesures encore plus réduit.

La localisation précise des stations de mesure, au sein des structures, est fondamentale pour l'interprétation. Les sites les plus favorables sont constitués par les minces niveaux à galets jointifs, déposés sur des plans sensiblement horizontaux (barres longitudinales par exemple). Les galets s'y sont immobilisés en se bloquant les uns derrière les autres, dans la position la plus stable : grand axe perpendiculaire au courant et plan de section principale incliné vers l'amont ; cette dernière disposition est appelée imbrication (fig. 32 A et B). Le phénomène de "blocage" peut intervenir même si les galets sont relativement équants, surtout lorsque leurs tailles sont très différentes ; il en résulte de petites accumulations (*clusters*), qui constituent également de bons indicateurs de paléocourants (fig. 32 D).

En revanche, dans les faisceaux de progradation, les galets ont tendance à se disposer parallèlement aux feuillettes, avec pour conséquence une inclinaison inverse de celle des galets imbriqués. C'est pourquoi il faut se méfier des unités conglomératiques épaisses où les litages ne sont pas apparents, et des galets, plus ou moins isolés, rencontrés dans la partie basale de faisceaux sableux.

Un autre critère directionnel peut apparaître lorsque des galets sont isolés dans des dépôts sableux au niveau d'un diastème sensiblement horizontal. Le phénomène est connu sous le nom de "galet cabré" ; sa genèse et son interprétation sont décrits sur la figure 32 C.

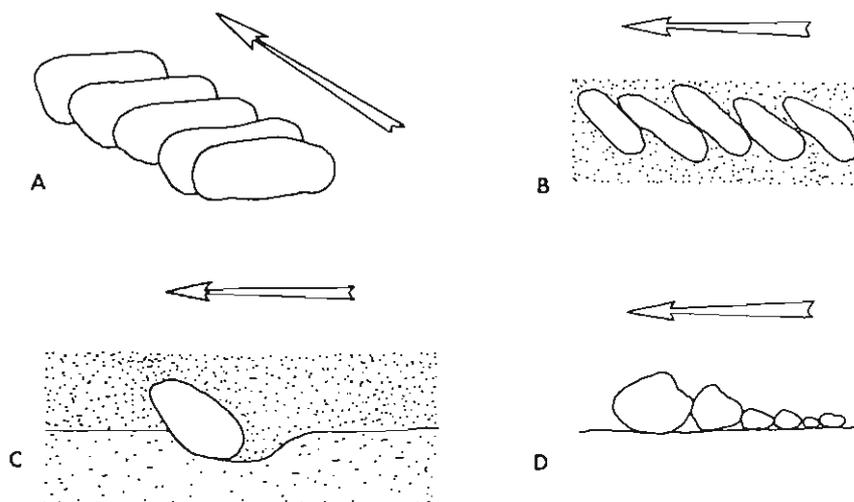
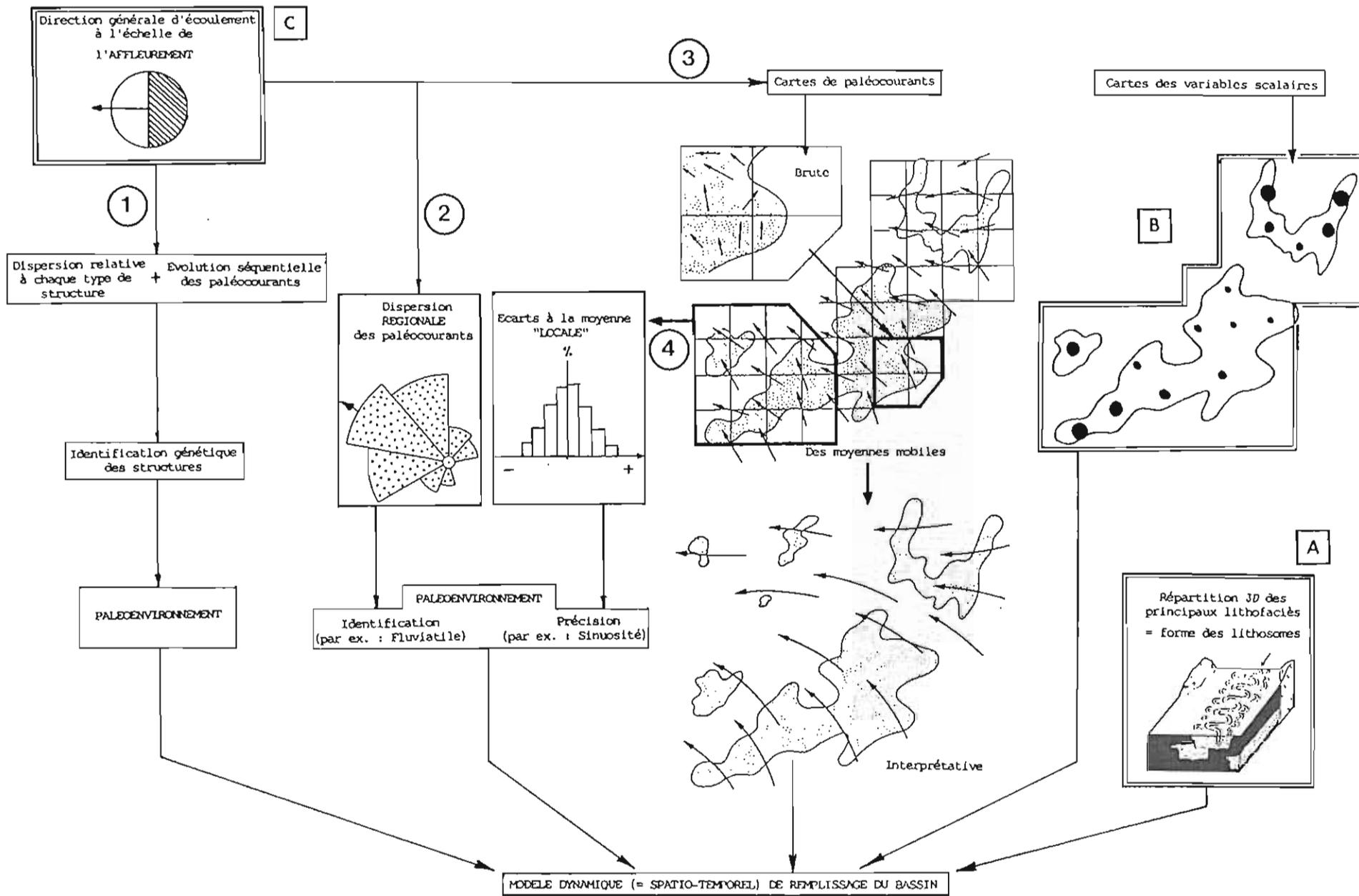


Fig. 32 - Exemples de galets dont l'orientation est utilisable comme paramètre vectoriel (les flèches indiquent le sens du courant).

A et B - Galets imbriqués vus dans l'espace (A) et en coupe verticale (B). Ce critère est utilisable même en faciès quartzitique, car les imbrications ne sont clairement apparentes que sur les coupes sensiblement parallèles au paléocourant (cas B).

C - Galet cabré. Un galet ne se déplace vers l'aval, sur un fond sableux, qu'en haut régime d'écoulement ; lorsque le courant est trop faible, le galet s'immobilise et une petite dépression en croissant se creuse à l'amont, dans laquelle celui-ci tend à glisser. L'origine de l'inclinaison du galet est indiquée par le fait qu'une partie de son contour est située sous le niveau moyen du diastème.

D - Exemple de "cluster". Remarquer que, là aussi, la structure ne peut être mise en évidence que lorsque la coupe est presque parallèle au paléocourant.



4 - TRAITEMENT DES DONNÉES DIRECTIONNELLES A L'ECHELLE REGIONALE

Lorsque le maximum de données locales a pu être accumulé, leur interprétation à l'échelle d'une région ou d'un bassin peut être envisagée ; deux principes doivent rester à l'esprit lors de ce travail :

- il existe des méthodes mathématiques qui permettent de s'affranchir des approximations subjectives faites "à vue de nez" ; compte tenu de la nature des données, les techniques de la statistique vectorielle seront toujours préférées à celles de la statistique linéaire ;
- il ne faut pas mélanger les données ; une interprétation correcte et suffisamment détaillée repose sur le traitement séparé, puis la comparaison, des informations fournies par chaque type de structure (cf. fig. 11).

Le premier principe trouve surtout son utilité pour l'interprétation synthétique des directions de paléocourants. Le lissage des directions se fait par l'emploi des moyennes mobiles. Ce procédé classique a été décrit, entre autres, par Potter et Pettijohn (1963), à partir d'une maille de sommation de surface constante. Il n'est plus guère applicable sous cette forme lorsque, comme en Provence ou en Barrot-Mercantour, la densité des points d'observation est très irrégulière : certaines flèches n'indiquent plus alors qu'une direction locale (1 mesure) alors que d'autres peuvent correspondre à la moyenne de nombreuses mesures ; mais il peut être avantageusement adapté par l'utilisation d'une maille d'effectif constant (Durand, 1978).

En guise de conclusion, un organigramme de reconstitution paléogéographique est proposé sur la figure 33 ; il fait largement appel aux données directionnelles et tente d'exploiter pratiquement toutes les analyses envisagées plus haut.

Fig. 33 - Les différentes étapes de la reconstitution paléogéographique du dépôt d'une série détritique continentale. Trois approches totalement distinctes sont prises en compte en vue d'aboutir à une synthèse cohérente.

A - La répartition spatiale des lithofaciès majeurs permet de reconstituer la forme des lithosomes, qui est contrôlée à la fois par le mode de migration des chenaux (continu ou discontinu, ordonné ou désordonné) et par le contexte géodynamique (taux de subsidence) ;

B - Les cartes de variables scalaires mettent en évidence des évolutions régionales et/ou des anomalies locales, qui permettent d'avancer des hypothèses sur les voies de transport.

C - Les directions générales d'écoulement établies pour chaque affleurement peuvent être exploitées selon diverses voies :

1 - leur comparaison avec les données analytiques obtenues en différents points de l'affleurement contribue à l'identification des diverses structures et de leur genèse, et donc à l'approche des environnements de dépôt ;

2 - l'allure de leur dispersion régionale confirme la reconnaissance du grand type de paléoenvironnement (un diagramme nettement unipolaire est un bon indice de milieu fluvial) ;

3 - les cartes de paléocourants, établies par des méthodes aussi peu subjectives que possible, conduisent à reconstituer les voies de transport régionales ;

4 - la dispersion des valeurs individuelles autour des moyennes "locales" permet de préciser la géométrie des chenaux (celle-ci ne peut être obtenue directement par la voie 2, où interfèrent les trois premiers niveaux d'organisation définis par Miall).

D - TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES

I - DEFORMATIONS PRECOCES D'ORIGINE PHYSIQUE

Dans les séries étudiées ici, certains niveaux, en particulier des alternances grésopélitiques, présentent des structures de déformation qui ont affecté le sédiment postérieurement à son dépôt. Ces perturbations se suivent sur un même niveau sédimentaire, sans affecter les voisins, et il est clair qu'elles se sont développées dans un sédiment meuble ; elles se sont par conséquent produites très peu de temps après le dépôt.

Une typologie de telles structures ne présente guère d'intérêt si elle n'est pas complétée par des arguments permettant d'en retrouver l'origine. L'accent va être mis ici sur des types génétiques relativement particuliers et courants dans le Trias de Sud-Est de la France : des séismites, des déformations localisées, probablement liées à la présence de végétaux, et des moulages de cubes de sel.

a) Séismites

Le terme "séimite" (Seilacher, 1969) a été créé pour qualifier des niveaux de roche présentant des structures de déformation précoces et attribuables à des chocs sismiques. De telles interprétations ont surtout gagné en crédibilité après des essais en laboratoire qui ont permis de réaliser des déformations tout-à-fait comparables à certaines observations de terrain (Weaver et Jeffcoat, 1978), et après la mise en évidence de structures identiques, parfaitement corrélées avec des séismes historiques, dans des dépôts subactuels (Sims, 1975).

Les mécanismes de formation invoqués sont toujours sensiblement les mêmes. Un sédiment cohérent, mais gorgé d'eau, peut se comporter brusquement comme un liquide ; lorsque cette transformation s'effectue sans apport de fluide, elle est habituellement qualifiée de liquéfaction (Allen, 1982) ; elle peut intervenir principalement sous l'effet d'un choc (on parle alors de thixotropie), celui-ci étant, en l'occurrence, un ébranlement sismique. Ce changement rhéologique autorise des mouvements différentiels des dépôts environnants, restés dans un état hydroplastique (Shrock, 1948) à quasi-solide (Elliott, 1965), sous l'effet conjugué des ondes sismiques et des différences de densité ; leur dislocation aboutit parfois à l'échappement des sédiments liquéfiés, qui perdent alors toute structure primaire.

Certains types de sédiments sont plus favorables que d'autres à l'enregistrement des déformations sismiques, par exemple les faciès silto-sableux, finement laminés et non bioturbés, alors qu'il n'y a guère de chance d'en trouver dans les faciès très grossiers ou dans les faciès argileux massifs, qui tendent à rester cohérents.

Les cas de niveaux interprétés comme des séismites fossiles se sont multipliés ces dernières années dans la littérature ; les structures reconnues y sont de types variés, en voici quelques exemples :

- Plissements, convolutes et lits contournés (Sims, 1973 ; Seilacher, 1984).
- Figures de charge ou *load-casts* (Sims, 1973).
- Pseudonodules (Macar et Antun, 1949), qui peuvent être vus comme l'aboutissement des deux types de déformation précédents.
- *Ball-and-pillow structures* (Weaver et Jellicoat, 1978), de taille métrique à décamétrique, mais dont la genèse est comparable à celle des pseudonodules.
- Fentes de dessiccation contournées (Hesse et Reading, 1978).
- Filons clastiques et volcans de boue (Hesse et Reading, 1978).
- Joints transversaux, en échelons ou sigmoïdes (Schwarz, 1975) et microfailles dessinant un *fault-grading* (Seilacher, 1969).

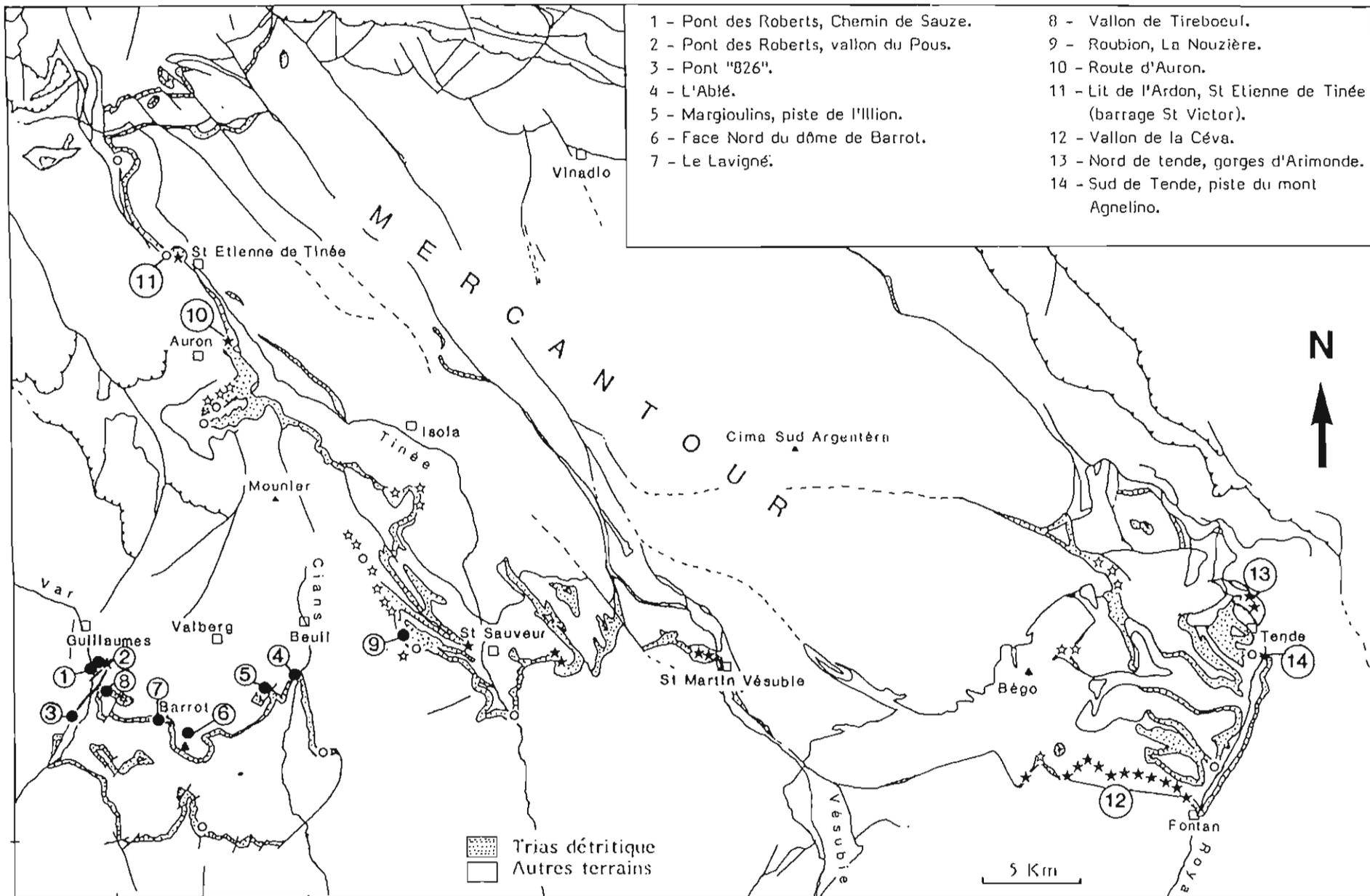
De l'analyse de nombreux travaux, il ressort que quelques critères de reconnaissance, d'ordre purement géométrique, sont particulièrement convaincants pour l'identification d'une séismite fossile :

- La faible épaisseur des sédiments affectés (quelques centimètres à quelques décimètres en général) contraste avec la très grande extension horizontale, passant souvent sans discontinuité d'un faisceau de stratification oblique au voisin, voire même d'un lithofaciès à un autre, ce qui s'accompagne habituellement d'un changement de style.

- Les déformations deviennent généralement de plus en plus intenses vers le sommet du profil. Seilacher (1969) a ainsi décrit la séquence suivante : réseau de microfailles normales et de joints antithétiques, devenant de plus en plus dense (*fault-graded zone*) et passant progressivement à une zone désorganisée, puis à une zone homogénéisée ; une évolution comparable peut s'observer dans le cas de structures souples, dont les longueurs d'onde décroissent vers le haut (cf. fig. 35). Ce phénomène est parfois lié à une plus grande richesse en eau des derniers sédiments déposés avant le choc, mais il résulte surtout d'un accroissement de la liberté de mouvement à l'approche de la surface.

- Toutes ces déformations sont presque toujours cachetées, à leur sommet, par des dépôts dont la structure primaire n'a subi aucune modification. Quant aux plans de fracture internes, ils sont souvent très discrets, car précocement cicatrisés alors que les dépôts n'étaient encore qu'à l'état quasi-solide.

- Lorsque les déversements des microplis sont globalement symétriques, ou lorsque les microfractures présentent des rejets qui se compensent, souvent dès l'échelle de l'affleurement, ou des traces de fonctionnement en distension suivie d'une compression, une origine sismique est des plus probable. En effet, les déformations produites par un séisme, dans un dépôt parfaitement horizontal, ne présentent en principe pas de polarité latérale (Allen, 1982). En revanche, la mise en



évidence d'une telle polarité ne constitue pas un critère négatif, puisque celle-ci peut apparaître, dans de vraies séismites, même sur des pentes très faibles (1/4 de degré selon Seilacher) ; elle traduit simplement l'existence d'une paléopente, mais il faut alors se souvenir que les structures observées (en particulier certains *slumps*) ne sont pas nécessairement induites par des chocs sismiques.

Dans le Trias détritique du Sud-Est de la France, les exemples de niveaux assimilables à des séismites sont nombreux. Plusieurs cas ont été reconnus en Provence : dans la Formation des Grès en plaquettes de Solliès (Solliès-Ville, Vidauban, St Paul-en-Forêt), et le phénomène devient commun en Barrot-Mercantour, comme le montre la figure 34. Quelques exemples typiques sont présentés sur les figures 35 et 37, ainsi que dans la description, de l'itinéraire d'excursion (fig. 71 et 74).

Signification géodynamique de ces séismites

La relative abondance des niveaux de séismites, notamment dans le Sud des Alpes, incite à ne pas les regarder comme de simples curiosités pétrographiques, mais comme des indicateurs du contexte géodynamique.

Il est évident qu'une séismite est un repère temps : l'enregistrement d'un séisme dans une région est une isochrone, et il est alors tentant d'essayer de l'utiliser comme repère pour faire des corrélations à l'échelle régionale. Une condition s'impose malgré tout, qui n'est pas toujours facile à satisfaire : lorsque les séismites sont multiples, il faut réussir à corréler le même niveau d'un affleurement à l'autre.

Un exemple intéressant apparaît dans la région considérée : il s'agit d'un doublet de séismites, distantes stratigraphiquement de 1 à 2 mètres suivant les affleurements, et assez spectaculaires dans la mesure où elles intéressent chacune de quelques décimètres à près de un mètre de sédiments. Ce doublet a été retrouvé vers le sommet de la Formation de Rimplas, pratiquement sur toute la bordure du Dôme de Barrot (fig. 34) ; ce sont les deux seuls niveaux perturbés reconnus dans cette formation, et tout porte à penser qu'ils sont corrélables. On notera toutefois qu'ils n'ont pu être identifiées sur tous les affleurements de la région, ce qui est normal si l'on songe que dans la paléogéographie continentale reconnue, la plasticité du sédiment variait largement d'un point à un autre, devenant trop faible dans certains cas pour enregistrer toute déformation. L'assimilation de ce doublet à un repère temps est des plus intéressante : il est situé de un à quelques mètres sous le passage Formation de Rimplas - Formation de Fromagine et l'on peut donc dire que cette coupure lithostratigraphique a une valeur chronostratigraphique, au moins dans la région du Barrot.

Fig. 34 - Localisation des points de reconnaissance de niveaux de séismites dans le Trias détritique des Alpes du Sud.

- doublet dans la Formation de Rimplas
- niveau unique dans la Formation de Rimplas
- * niveaux multiples (au moins 4) dans la Formation de Fromagine
- * quelques niveaux (1 à 3) dans la Formation de Fromagine.

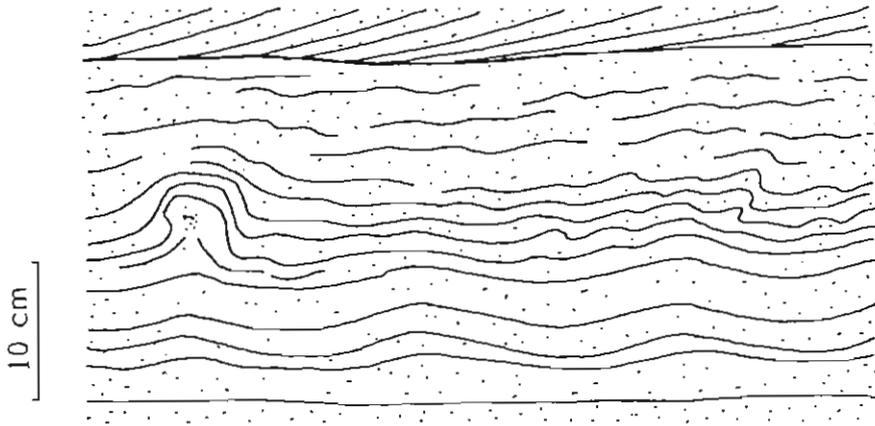


Fig. 35 - Détail d'un niveau convoluté au-dessus du Pont 826 (Gorges de Daluis). A la base, au-dessus de lits non déformés, apparaissent des ondulations de longueur d'onde très régulière. Vers le haut, elles deviennent rapidement irrégulières et de plus faible longueur d'onde. Aucune polarité latérale n'apparaît dans ce niveau perturbé, qui est surmonté d'un faisceau à litage oblique parfaitement préservé.

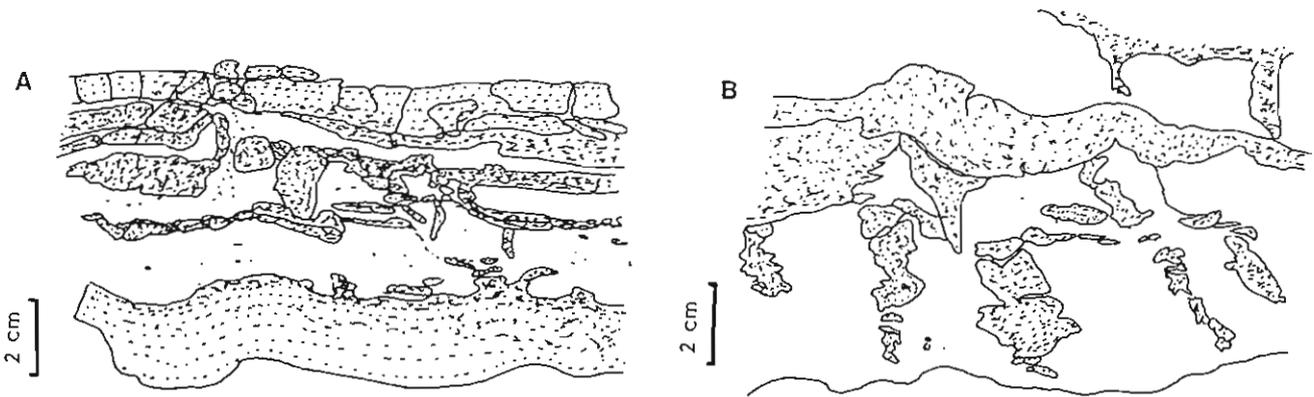


Fig. 36 - Exemples de niveaux perturbés de la Formation de Fromagine à Saint Etienne-de-Tinée.
A - Les déformations sont souples à la base, les niveaux gréseux s'enfonçant localement dans les silts sous-jacents ("load casts"); elles deviennent plus cassantes quelques centimètres plus haut, là où le sédiment devait être moins riche en eau (par suite d'une probable émergence) au moment de la déformation.
B - A la base d'un niveau gréseux, des structures plus ou moins verticales sont contournées et segmentées; elles peuvent s'interpréter comme le résultat de la déformation de fentes de dessiccation.

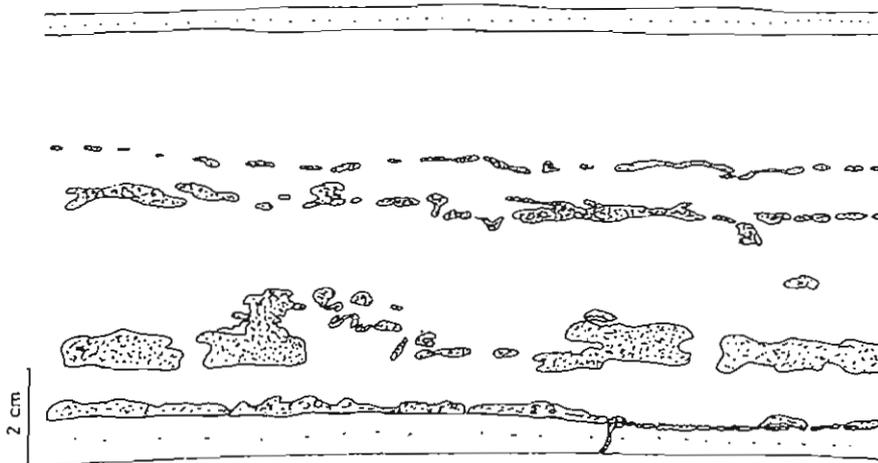


Fig. 37 - Niveau disloqué dans la Formation de Fromagine, au Vallon de la Céva. Entre deux niveaux non perturbés, les lits gréseux alternant avec un matériel plus fin sont segmentés; certaines formes contournées évoquent les pseudonodules.

Dans le Sud des Alpes, les séismites sont surtout caractéristiques du sommet de la Formation de Rimplas et de la base de la Formation de Fromagine. On peut penser qu'à cette époque se produisent les premiers soubresauts tectoniques qui vont être à l'origine de la structuration des bassins triasiques dans lesquels se déposeront les évaporites du "Muschelkalk moyen", et peut-être celles du "Keuper". Ils auraient précédé de peu les premières manifestations de volcanisme distensif connues en Provence, dans l'Arc de Barjols et la région de Méounes (Caron, 1969), ainsi qu'en Catalogne (Marzo et Calvet, 1985).

L'examen de la figure 34 permet en outre de saisir une évolution régionale. Dans le Barrot, les séismites sont nettes dans la Formation de Rimplas, alors qu'elles sont très discrètes dans la Formation de Fromagine. En allant vers le Mercantour, le doublet n'est plus nettement identifié, par contre les niveaux de séismites se multiplient dans la Formation de Fromagine. Deux hypothèses peuvent expliquer cette évolution, sans que l'on ait, dans l'état actuel de nos connaissances, le moyen d'opter pour l'une ou l'autre :

- si la limite lithostratigraphique Formation de Rimplas - Formation de Fromagine est isochrone à l'échelle du Barrot, elle devient hétérochrone à l'échelle de l'ensemble des Alpes méridionales ;
- la période durant laquelle les séismes sont nombreux n'est pas la même partout, les épices centres tendant à se déplacer d'Ouest en Est avec le temps ; cette dernière hypothèse paraît cependant la plus vraisemblable si l'on tient compte du fait que, dans les faciès carbonatés du Bassin briançonnais, c'est dans des dépôts attribués à l'Aniso-Ladinien que les séismites sont les plus développées (calcaires rubanés de la Formation de Champcella).

b) Déformations de litages obliques localisées

Dans les Trias de Provence, et uniquement semble-t-il sur les affleurements du littoral varois (Sanary, La Garonne, Les Oursinières), apparaissent sporadiquement des déformations qui, pour localisées qu'elles soient, n'en sont pas moins spectaculaires.

Au premier abord, les feuillets sableux y paraissent plissotés, sur quelques centimètres à quelques décimètres, ce qui évoque certaines structures de détail rencontrées dans les séismites. Le mode de gisement n'est cependant pas comparable : les structures en question peuvent se rencontrer de manière totalement isolée, au sein même d'un faisceau à litage parfaitement régulier par ailleurs, ou se présenter de manière groupée, mais toujours dans un secteur relativement limité (par exemple d'un seul côté dans une grande lentille sableuse) : il n'est jamais possible de suivre bien longtemps un niveau présentant ce type de déformation, même de proche en proche.

Bien que de petites antifformes, parfois un peu déversées, soient occasionnellement bien exprimées, le motif le plus fréquent présente en gros les mêmes caractéristiques sur tous les affleurements. Les feuillets sont fortement rebroussés vers le bas, de façon concentrique autour d'une forme plus ou moins cylindrique ; celle-ci est presque toujours matérialisée par une zone sableuse non ou mal structurée (fig. 38), mais il arrive (comme à La Garonne) qu'une cavité y soit restée ménagée.

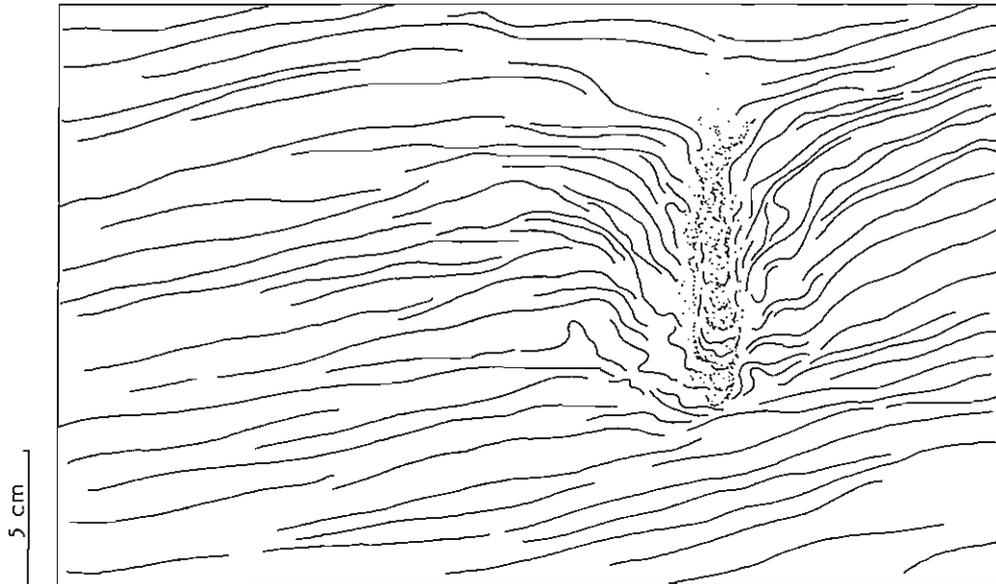


Fig. 38 - Reroussements concentriques géotropes des feuillets sédimentaires dans un dépôt de barre sableuse. Le Pradet, falaise des Oursinières (x = 899,950 ; y = 3094,200). Coupe perpendiculaire à la stratification principale.

Fig. 39 - Genèse des moulages de cubes de sel.

A - Les premiers cristaux se forment en surface de l'eau, sous l'effet de l'évaporation.

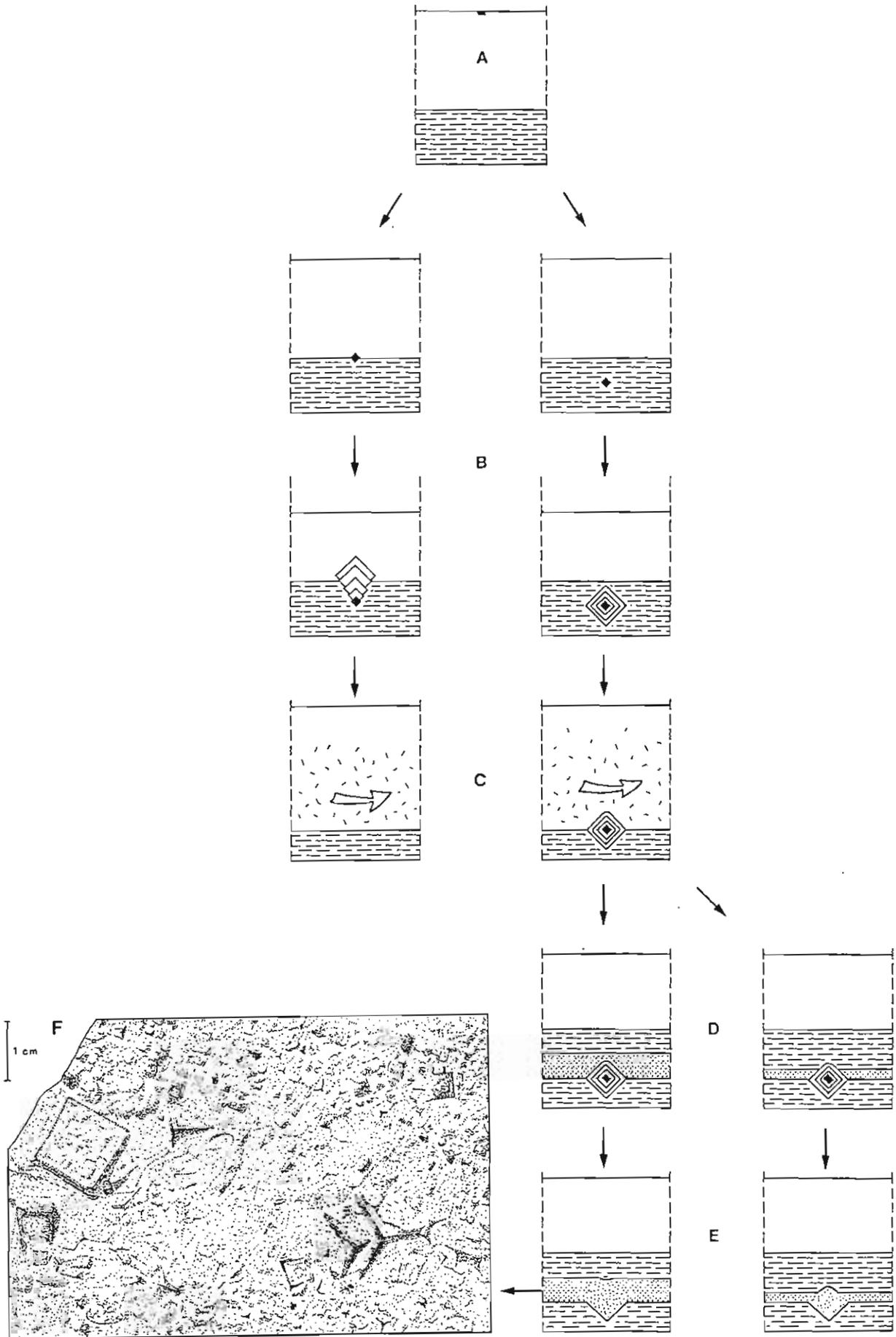
B - Ils tombent sur le fond lorsqu'ils ont atteint une masse critique. La suite des événements dépend des caractéristiques physiques du substrat. S'il est relativement ferme (colonne de gauche), le cristal se maintient à l'interface eau/sédiment et croît beaucoup plus vite au-dessus de celle-ci qu'en dessous, ce qui développe un édifice allongé verticalement et montrant une structure en chevrons. Si le substrat est une vase (colonne centrale), le cristal peut s'enfoncer plus ou moins profondément au-dessous de l'interface, et développe ensuite une forme cubique dont les faces, légèrement concaves, montrent un microrelief en gradins ("cubic hopper" de Gornitz et Schreiber, 1981).

C - Le dépôt d'une nouvelle séquence unitaire est précédé d'une phase d'érosion, correspondant à l'arrivée d'une crue fluviale, ou à des apports d'eau marine normale par une tempête. Pour un même niveau d'érosion, les édifices "en chevrons" sont aisément arrachés et entraînés, compte tenu de leur localisation superficielle et de leur forme, alors que les "trémies cubiques" peuvent être dégagées seulement en partie.

D - Lors du retour au calme, ces dernières sont de nouveau enfouies, d'abord par l'immobilisation des sables, puis par la décantation des argiles.

E - La halite est ensuite lentement dissoute par les eaux connées sous-saturées, ce qui permet au sable, resté hydroplastique, de venir remplacer progressivement les édifices cristallins. En général le terme sableux est suffisamment épais pour recouvrir totalement les cubes (colonne centrale) ; c'est pourquoi on n'en retrouve généralement pas trace à l'interface argile/sable, sauf sous forme d'une éventuelle petite dépression. Il arrive beaucoup plus rarement que le terme sableux soit trop mince (colonne de droite) ; les sables peuvent alors fluer également vers le haut, ce qui explique l'origine des plaques portant des moulages sur leurs deux faces.

F - Exemple prélevé dans la Formation des Grès en plaquettes de Solliès, près de la Chapelle de Pennafort. Remarque que seules les grandes trémies sont délicatement moulées, alors que les petits cristaux, plus superficiels, sont moins bien fossilisés : ils ont probablement été déplacés et partiellement dissous avant la dernière phase de dépôt.



L'examen détaillé des relations entre feuillets montre des troncatures, relais et surépaisseurs, qui plaident pour une origine synsédimentaire : la présence d'un obstacle sur un corps sableux en cours d'agradation peut en effet induire le dépôt de feuillets "côniques vers le bas", sous l'effet de courants changeants (cf. Allen, 1982).

Le remplissage sableux, et l'accentuation manifeste de la structure par affaissement, impliquent d'autre part une disparition très rapide de l'obstacle, ce qui pose un problème encore mal résolu. La forme de l'objet suggère fortement une origine végétale, mais la dégradation de tiges, atteignant quelques centimètres de diamètres, au cours même de la sédimentation environnante, paraît surprenante. Si l'on envisage le fait que ces structures semblent toujours liées à un contexte de *playa*, on peut avancer l'hypothèse du remaniement de fragments végétaux relativement ténus, mais recouverts d'un épais manchon de sels assez labiles, comme on en rencontre actuellement dans de tels environnements. Ceci pourrait expliquer l'absence de traces d'enracinement nettes à la base des structures à axe subvertical (fig. 38), et la présence (sur la coupe de Sanary) de petites structures d'affaissement comparables, mais à axe horizontal, au sein de lits plans de haut régime.

c) Moulages de cubes de sel

Des formes cubiques, connues sous le nom de "pseudomorphoses de sel gemme" (bien qu'il s'agisse en fait de moulages), ont été décrites de longue date, principalement à la base de certaines plaquettes gréseuses, dans des niveaux d'âges variés allant du Protérozoïque au Cénozoïque, et dans des régions très diverses du Globe. Elles sont très classiques dans le Trias, et plus particulièrement le Trias français ; dans toute la moitié orientale du Bassin du Sud-Est (Provence, Barrot-Mercantour, dômes de Barles et de Remollon), leur apparition dans les derniers mètres de la série détritique de base peut être considérée comme l'indice des premières influences marines.

Si peu d'auteurs ont émis des doutes sur la nature du minéral originel, les modalités précises de formation de ces moulages restent encore discutées (Plaziat et Desprairies, 1969 ; Courel et Demathieu, 1984), car elles n'ont encore jamais pu être étudiées dans la nature actuelle. Certaines hypothèses faisant intervenir une diagenèse plus ou moins tardive, il est évident que la résolution de ce problème a des implications importantes sur la signification paléo-environnementale que l'on peut accorder à ces structures.

Il serait hors de propos, dans le cadre de ce guide, de rentrer dans les détails de l'argumentation qui sera développée par ailleurs (Durand, à paraître), mais la figure 39 tente de résumer la succession des événements qui nous paraît la plus vraisemblable, dans l'état actuel des connaissances. Elle constitue une synthèse des différentes propositions rencontrées dans la littérature, tout en respectant des contraintes nouvelles, imposées à la fois par la géométrie précise des objets étudiés et par les données expérimentales.

2 - TRACES D'ACTIVITE ANIMALE

En l'absence de fossiles corporels, les traces d'activité animale ou ichnites constituent des éléments importants pour la reconstitution détaillée des milieux de dépôt, d'autant plus que, à la différence des premiers, elles ne sont pas sujettes aux phénomènes de remaniement, sauf dans quelques cas toujours parfaitement décelables.

La palichnologie des Vertébrés tétrapodes (Amphibiens et Reptiles au Trias) constitue une spécialité particulière, qui s'attache d'abord à retracer l'évolution des autopodes et permet donc essentiellement d'établir une biostratigraphie (cf. Demathieu, 1984). Celle des Invertébrés s'écarte en revanche beaucoup plus de la paléontologie classique : l'auteur des traces reste, dans la plupart des cas, totalement inconnu, ce qui pose des problèmes de nomenclature et d'interprétation complexes (cf. Ekdale *et al.*, 1984). En essayant de reconstituer le comportement des organismes, qui, dans une certaine mesure, traduit une réponse aux sollicitations du milieu ambiant, elle permet surtout une approche des paléoenvironnements, dont chacun peut être caractérisé par un ichnofaciès particulier (Seilacher, 1967).

a) Vertébrés

Les découvertes de traces de Tétrapodes sont beaucoup moins nombreuses dans le Trias détritique de la partie orientale du Bassin du Sud-Est que dans celui de sa bordure occidentale. Aux gisements signalés par Charles (1949) près de Solliès-ville, Bordet (1950) sur le Dôme de Barrot (fig. 40 A), Ellenberger (1965) à Sanary, G. Demathieu à Notre-Dame-de-Valcluse près de Grasse, puis F. Ballestra au Vallon de La Joyeuse, sont venus s'ajouter au cours de nos travaux ceux de Fabregas et La Garonne (fig. 40 E et D), des vallons de Berthéou (dans la Formation des Roberts) et du Pous (fig. 40 b), puis de St Etienne-de-Tinée (cf. fig. 40 C).

Ces traces, de types stégocéphaloïde, lacertoïde et chirothérioïde, sont relativement difficiles à étudier, dans la mesure où les pistes sont rares ou confuses ; la détermination d'empreintes isolées est toujours hasardeuse compte tenu des nombreux facteurs influençant leur morphologie : nature et qualité hydrique du substrat, vitesse de déplacement de l'animal, etc. Une révision est cependant en cours (G. Demathieu) et vise à situer chronologiquement ces associations par rapport aux autres gisements européens, à fins de comparaison avec les données palynostratigraphiques.

En ce qui concerne leur intérêt sédimentologique, ces traces se présentent normalement sous deux formes fondamentales : en épirelief concave à la surface des bancs (fig. 40 A et E) ou, plus souvent, en hyporelief convexe à la semelle des bancs ; dans ce dernier cas, il s'agit en fait de moulages naturels ou contre-empreintes. Elles ont ainsi volontiers été utilisées, dans d'autres régions, comme critère de polarité ; il faut cependant rester très prudent car on signale de plus en plus souvent des phénomènes d'inversion (épireliefs convexes par exemple : fig. 40 D) pour lesquels cinq explications différentes ont été proposées (Courel et Demathieu, 1984).

Les traces de pas ne s'impriment bien que dans un sédiment humide : parfois sous une faible tranche d'eau, mais, plus favorablement, en bordure d'une étendue d'eau, là où le sédiment maintient une certaine plasticité sans fluer ; leur conservation implique une consolidation assez rapide du substrat ; dans la plupart des cas, il semble que ce soit la dessiccation qui joue ici le rôle principal. L'étendue d'eau en question peut être aussi bien marine que continentale (fluviale ou lacustre) ; dans l'hypothèse marine, ce sont les milieux supra-tidaux qui sont les plus favorables à la conservation des empreintes, la dessiccation n'ayant guère le temps d'intervenir en milieu inter-tidal, mais il est bien évident qu'aucune trace de marche de Tétrapode ne peut s'être formée dans un milieu infra-tidal, comme celui qui a parfois été invoqué à propos de la Formation des Roberts.

b) Invertébrés

Certains lithofaciès du Trias détritique de Provence et surtout des Alpes méridionales sont relativement riches en traces d'Invertébrés. Les communautés sont parfois denses, mais toujours très peu diversifiées ; presque tous les types éthologiques sont néanmoins représentés, à l'exception des traces de pacage. Joint à l'association fréquente avec des traces de Tétrapodes, et à l'absence de traces exclusivement connues en milieu marin (comme *Thalassinoides*, si abondante dans les dépôts de même âge de la Zone briançonnaise), l'ensemble de ces caractères évoque fortement l'ichnofaciès à *Scoyenia* de Seilacher (1967), qui regroupe, de manière assez artificielle, toutes les ichnocoenoses de milieu non marin rencontrées dans les sédiments sableux et argileux de type *red beds*.

Il ne semble pas inutile de rappeler que, au moins pour les périodes post-paléozoïques, c'est, non pas dans les environnements franchement continentaux, mais dans les milieux saumâtres de type estuarien, que l'abondance et la diversité faunique sont habituellement minimales (Miller, 1984) ; ce qui pourrait expliquer la relative pauvreté en traces d'Invertébrés de la bordure opposée du Bassin du Sud-est, où des influences marines se font fréquemment sentir.

Bromley et Asgaard (1979) ont montré, dans le Trias supérieur du Groenland, qu'il était possible de caractériser différents environnements continentaux, depuis le milieu lacustre relativement profond jusqu'au milieu franchement exondé, à l'aide d'ichnocoenoses dont les éléments s'excluent plus ou moins mutuellement. Dans la région étudiée, deux des cinq types d'ichnocoenose définis par ces auteurs ont été identifiés, et il s'est avéré nécessaire d'en ajouter un nouveau, plus spécialement inféodé au domaine fluviale.

Ichnocoenoses à *Scoyenia*

Représentées occasionnellement en Provence (à Sanary dans les Grès inférieurs de Gonfaron), elles sont très fréquentes dans la Formation de Rimplas, aussi bien sur le Dôme de Barrot que dans le Mercantour. L'ichnogène monospécifique caractéristique (*Scoyenia gracilis*) correspond à des terriers cylindriques, rectilignes ou peu sinueux, apparaissant le plus souvent en hyporelief convexe, dont le diamètre varie de 4 à 12 mm ; ils ne sont pas ramifiés ; leur surface est finement striée longitudinalement et leur remplissage est constitué d'un empilement de ménisques à grain relativement grossier. Ces terriers, sensiblement horizontaux, sont souvent associés à des terriers verticaux (*Skolithos* sp. B de Bromley et Asgaard, 1979), de diamètre comparable, mais à remplissage moins organisé, qui pourraient correspondre à des traces de fuite.

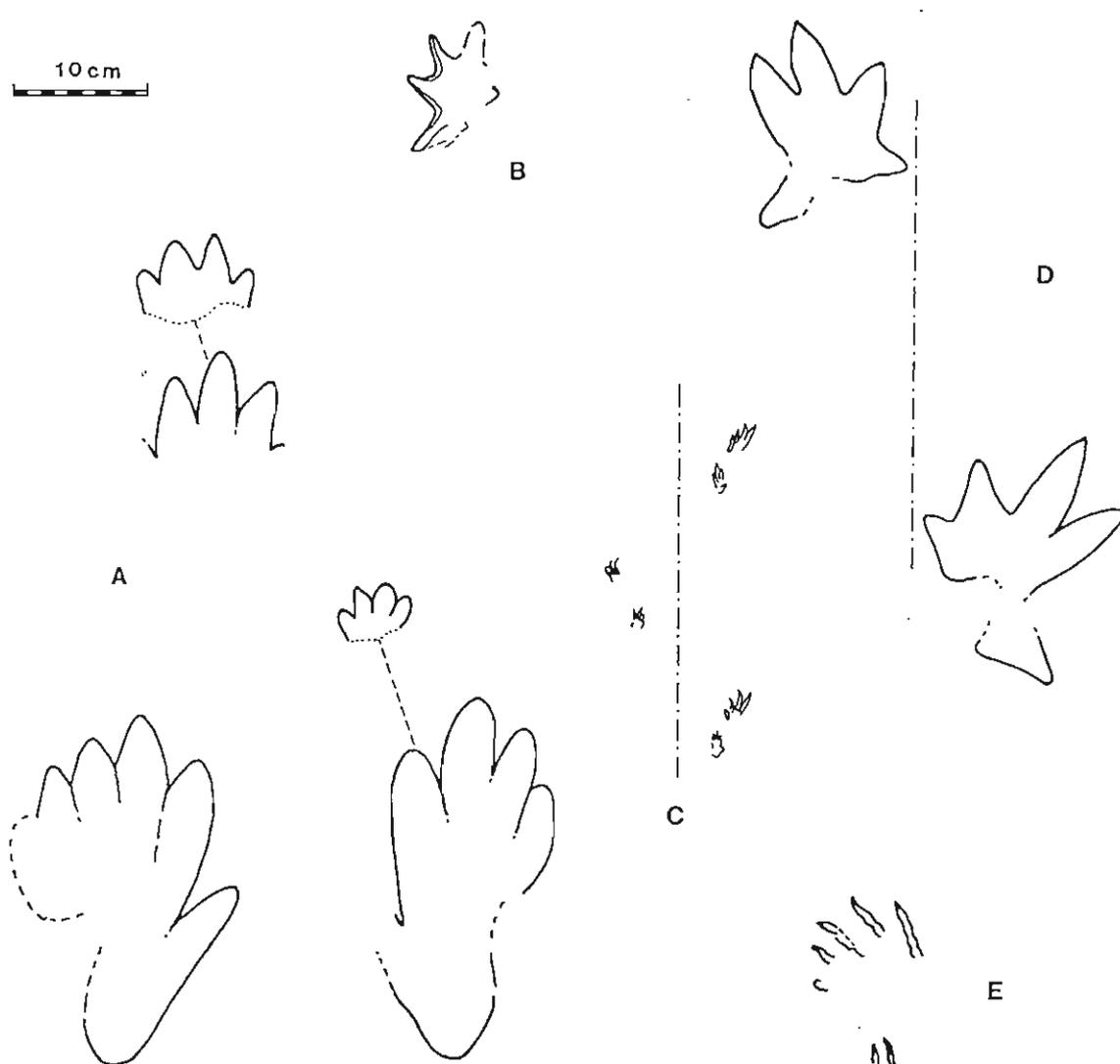


Fig. 40 - Quelques types de traces et de pistes de Tétrapodes rencontrées dans le Trias détritique de la partie orientale du Bassin du Sud-Est : Dôme de Barrot (A et B), Mercantour (C) et Provence (D et E). Toutes les figurations sont ramenées à la même échelle.

A - Traces chirothéroïdes de Tireboeuf (Nord des Gorges de Daluis), d'après Bordet (1950). Compte tenu de la localisation indiquée par l'auteur (comm. orale), ces empreintes proviendraient de la Formation de Rimplas.

B - Empreinte de main en hyporelief convexe, sous une dalle à *Scoyenia* du sommet de la Formation de Rimplas, au Vallon du Pous. L'empreinte du pied (non figurée), plus profonde, a sans doute constitué une niche écologique où se sont réfugiés des invertébrés aquatiques fouisseurs, qui l'ont rendue presque méconnaissable.

C - Piste de *Rhynchosauroïdes lutevensis* (d'après Demathieu, 1984). Ces traces lacertoïdes, qui ont été décrites dans la région de Lodève (Hérault), ressemblent beaucoup à celles qui peuvent être observées dans le lit de l'Ardon (St Etienne-de-Tinée), dans les faciès fins, violacés, de la Formation de Rimplas, où elles se chevauchent fréquemment.

D - Piste de Reptile bipède dans la partie sommitale des Grès de Gonfaron, sur la coupe de La Garonne. Ces traces se présentent en épirelief convexe (phénomène d'inversion), au sommet d'un banc relativement grossier et mal classé.

E - Couple pied et main partielle, en épirelief concave, sur une dalle à fentes de dessiccation, où se croisent plusieurs pistes mal conservées ; partie moyenne des Grès de Gonfaron dans les falaises de Fabregas, près de La Seyne.

Habituellement les terriers d'une même dalle ont en gros tous la même taille, ce qui implique à peu près le même âge pour leurs auteurs, mais on rencontre parfois des populations nettement bimodales (fig. 41).

Pendant près d'un siècle, les traces attribuables avec certitude au genre *Scoyenia* (souvent confondues avec des algues, voire des éponges) n'ont été décrites que dans des bassins permien continentaux d'Europe occidentale et d'Amérique du Nord ; depuis une dizaine d'années on en a retrouvé, dans des faciès comparables du Trias supérieur, au Groenland (Bromley et Asgaard, 1979), en Amérique du Nord (Hubert et Hyde, 1982) et, tout récemment, au Maroc (A. Tourani, comm. orale) ; elles sont signalées ici pour la première fois dans le Trias français.

Ces traces permettent d'aller beaucoup plus loin que la simple identification d'un paléo-environnement non marin ; elles caractérisent un substrat humide, mais couramment exondé, marquant la transition entre nappe d'eau permanente et terre ferme (Bromley et Asgaard, 1979 ; Frey *et al.*, 1984). Cette localisation est bien illustrée au Vallon du Pous, où un niveau à *Scoyenia* peut être suivi sur une dizaine de mètres entre une zone où sont conservées quelques traces de pas de Reptile et une zone où il disparaît progressivement au profit des moulages de rides d'oscillation.

Quant à l'organisme responsable des *Scoyenia*, ses affinités taxinomiques sont encore incertaines ; il s'agit très vraisemblablement d'un arthropode, et plutôt un crustacé qu'un insecte ou une larve d'insecte (Frey *et al.*, 1984), hypothèse que pourrait conforter la présence simultanée de *Scoyenia* et de restes corporels d'une écrevisse primitive (*Clytiopsis* ?) dans le Trias supérieur continental du bassin de Durham, en Caroline du Nord (Olsen, 1977, *in* Hubert et Hyde, 1982).

Ichnocoenoses à *Fuersichnus*

Reconnues uniquement dans la Formation de Fromagine, où elles sont très communes, surtout vers la base, ces associations (fig. 42) sont largement dominées par le genre *Fuersichnus* (Bromley et Asgaard, 1979). Il s'agit de terriers subhorizontaux, arqués en forme de J ou de U à branches non parallèles ; les formes isolées peuvent montrer une allure rétrusive, à traverses irrégulières ; dans certains cas quelques individus sont associés plus ou moins parallèlement entre eux, un peu comme les bananes dans un régime, ce qui donne une fausse impression de traverses rétrusives ; mais très souvent le sédiment est si profondément bioturbé que la structure devient très confuse.

La nature du sédiment (granulométrie et structures), comme l'association avec *Pelecypodichnus* (confirmée occasionnellement dans le Barrot) et des valves de Conchostracés, ont conduit Bromley et Asgaard à l'interprétation d'un milieu aquatique permanent, de type lacustre. La profondeur de l'eau ne devait cependant pas être bien grande, car certains niveaux peu bioturbés nous ont livré quelques traces de nage de Tétrapodes. L'association est très souvent monospécifique, mais il arrive localement, dans la série étudiée, qu'elle se complète par la présence de terriers linéaires à remplissage en ménisques, sans ornementation externe (*Muensteria* ou *Anchorichnus* ?) ; cette association (fig. 42 B) pourrait traduire une tendance à l'émersion temporaire.

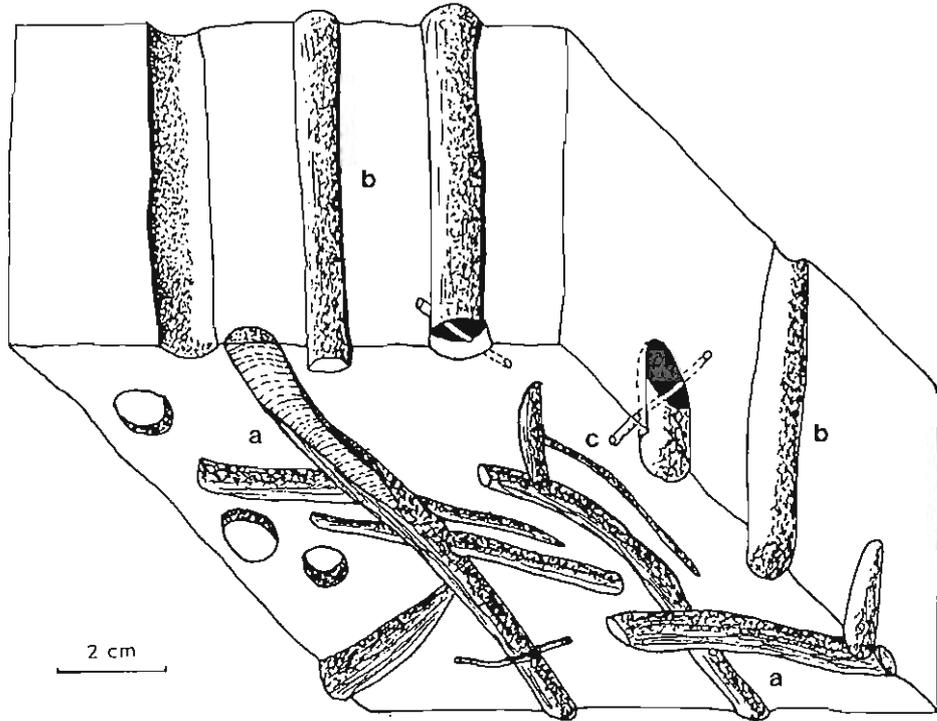


Fig. 41 - Ichnocoenose à *Scoyenia*

Outre les *Scoyenia* (a), on identifie ici des traces verticales (*Skolithos*) de même diamètre (b) et des terriers nettement plus petits (c), qui correspondent probablement à une autre génération. Dans quelques cas on peut observer des traces de pas de Reptile fossilisées au même niveau que les *Scoyenia*.

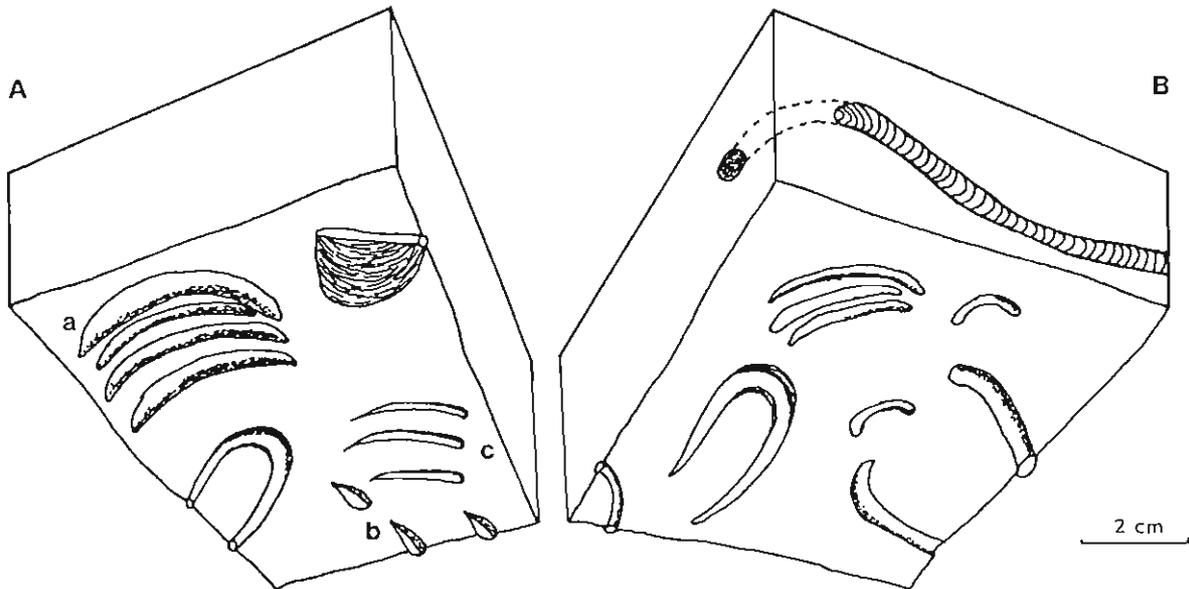


Fig. 42 - Ichnocoenoses à *Fuersichnus*.

A - Les seuls terriers sont des *Fuersichnus* ; les individus sont souvent accolés (a). Les *Pelecypodichnus* (b) et traces de nage de Tétrapode (c), bien qu'occasionnels, confirment que l'environnement devait être lacustre, mais peu profond.

B - Des terriers à remplissage en ménisques s'ajoutent aux *Fuersichnus* ; l'environnement devait être plutôt palustre.

Ichnocoenoses à "*Arenicoloides*"

Dans les Grès inférieurs de Gonfaron (Sanary) et la Formation des Roberts (Berthéou) sont parfois conservés, au toit des bancs gréseux, de nombreux sillons en arc de cercle de 7 à 8 cm de long, qui correspondent à des terriers en U légèrement incliné sur l'horizontale, de diamètre voisin du demi-centimètre, creusés dans les quelques lamines argileuses achevant la séquence élémentaire. L'attribution générique de ces traces pose un problème non résolu :

- La disposition subhorizontale les rapproche de *Rhizocorallium* Zenker, qui en diffère pourtant par la présence de traverses, généralement protrusives.
- Inversement, l'absence de traverses les rapproche d'*Arenicolites* Salter, qui en diffère cependant par une disposition typiquement verticale.
- C'est avec *Arenicoloides luniformis* Blanckenhorn 1916 que ces formes présentent le plus d'affinités, mais le genre en question est actuellement mis en synonymie par la plupart des spécialistes avec *Diplocraterion* Torell 1870 (= *Corophioides* Smith 1893), qui désigne des terriers en U vertical et à traverses (Pollard, 1981).

En conséquence nous proposons de désigner provisoirement les formes observées par la notation "*Arenicoloides*", qui nous semble moins ambiguë que "*Corophioides*", couramment utilisée dans le Bassin germanique pour désigner toutes les bases de terrier en U, que leur trace soit droite ou en croissant.

Les communautés sont toujours relativement denses, mais monospécifiques et constituées d'individus de même taille, et donc probablement de même âge. Elles se sont sans doute développées dans des flaques relativement isolées du cours principal, pendant une période d'étiage ; le caractère temporaire de ces dernières est attesté, à Berthéou, par la fossilisation de quelques traces de pas de Tétrapodes au toit du niveau argileux. Comme on remarque d'autre part une certaine analogie entre les dimensions des traces arquées et celles des rares *Rhizocorallium* indubitables livrés par la Formation de Rimplas, on peut se demander si les deux formes d'ichnites ne pourraient pas être produites par le même type d'organisme (vraisemblablement une larve d'Ephéméroptère : Chamberlain, 1975 ; Fürsich et Mayr, 1981), l'absence de traverses ne traduisant que l'arrêt prématuré de son développement.

3 - PALEOSOLS

La transformation des sédiments sous l'effet d'une pédogenèse est plus complexe que les phénomènes envisagés précédemment : elle se caractérise, non seulement par des modifications physiques, mais aussi par des transformations chimiques et minéralogiques, toutes ces évolutions étant dépendantes de, ou pour le moins associées à, l'activité biologique. Les pédogenèses sont des phénomènes relativement lents, variés, qui peuvent être polyphasés. Il est dès lors certain que l'analyse des paléosols est délicate à effectuer et à interpréter ; corrélativement les informations obtenues caractérisent de façon originale l'environnement paléogéographique.

a) Exemples de paléosols dans le Trias détritique

Il y a longtemps déjà que, dans le Trias à faciès germanique, ont été reconnus des niveaux à la structure et à la couleur particulière, qui ont été assimilés à des paléosols (voir bibliographie dans Ortlam, 1974). Ces horizons sont connus en français sous le nom de "zones violettes" (Perriaux, 1961), précisément parce que l'aspect le plus frappant, sur le terrain, est souvent leur couleur. L'étude de ces zones violettes a peu à peu permis d'y reconnaître plusieurs types de paléosols, particulièrement nombreux et variés dans le Sud-Est de la France.

Paléosols hydromorphes

Comme souvent en milieu continental, les sédiments du Trias détritique ont subi une rubéfaction dans le milieu de dépôt : le fer, libéré des phyllosilicates, s'est exprimé sous forme d'oxydes et d'hydroxydes, ce qui a conduit le sédiment à prendre une teinte brune qui a évolué vers un rouge assez uniforme au cours de la diagenèse.

Cette homogénéité dans la couleur disparaît au niveau d'horizons particuliers qui ont été soumis à une hydromorphie, c'est-à-dire à des périodes d'engorgement plus ou moins longues, durant lesquelles le fer était partiellement remobilisé et reprécipitait dans les faciès les mieux aérés. Ceci conduit au sein de la roche à une marmorisation : apparition de taches de couleur nuancées entre les rouges, les mauves, les bruns rouille et les gris. Deux cas peuvent être reconnus :

- les limites des différentes nuances sont nettes, planes, et se suivent bien latéralement ; il faut voir là l'effet des battements de la nappe phréatique dans l'environnement de dépôt ; on a ainsi un indice d'émersion, mais on peut aussi retrouver la position de l'horizontale à l'époque ;
- le sédiment a subi des décolorations suivant des traînées sinueuses plus ou moins verticales appelées "glosses" ; celles-ci se sont développées à partir de fentes de retrait ou de chenaux racinaires, dans un horizon soumis à une véritable évolution pédogénétique.

Ces dernières marmorisations sont typiques de paléosols ayant subi une évolution en milieu temporairement hydromorphe. Leur interprétation ne peut cependant se faire sans garder à l'esprit deux points importants :

- des marmorisations peuvent se développer tardivement dans l'histoire d'une roche, par exemple au Quaternaire ;
- les marmorisations pédologiques apparaissent facilement dans une plaine alluviale qui a tendance à s'engorger, surtout lorsque le sédiment de départ n'est pas carbonaté ; la mise en évidence de telles traces dans une série ancienne doit donc être appréciée à sa juste valeur : un phénomène courant, traduisant une émersion qui a pu ne pas excéder quelques dizaines d'années.

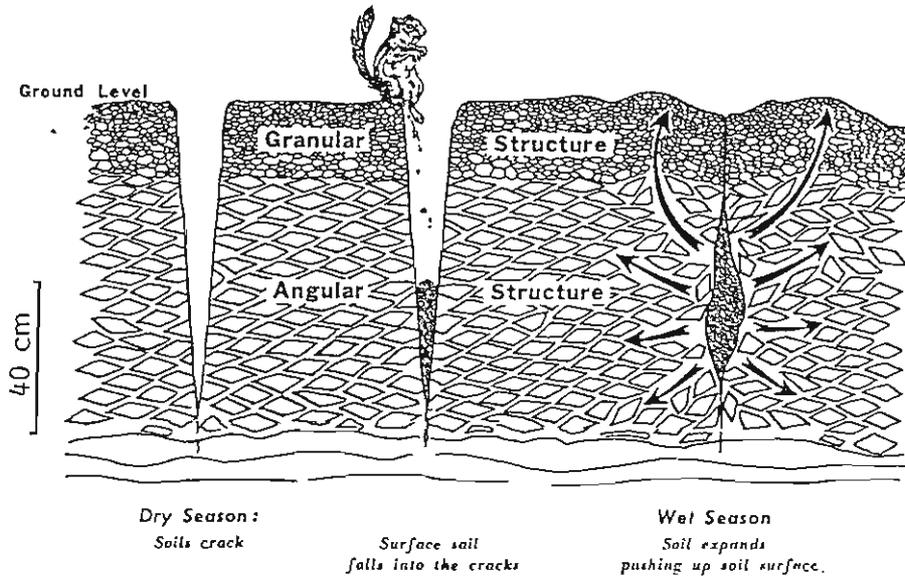


Fig. 43 - Schéma illustrant les cycles dessiccation - humidification dans les vertisols (adapté de Buol, Hole et McCracken, 1973). Lors des saisons sèches apparaissent des fentes de dessiccation dans lesquelles tombent des matériaux de surface. Lors des saisons humides, le gonflement des argiles crée des pressions qui engendrent, au sein du sol, de nombreuses surfaces de friction, généralement obliques, les slickensides, et onduleut la surface du sol en donnant un microrelief de type gilgai.

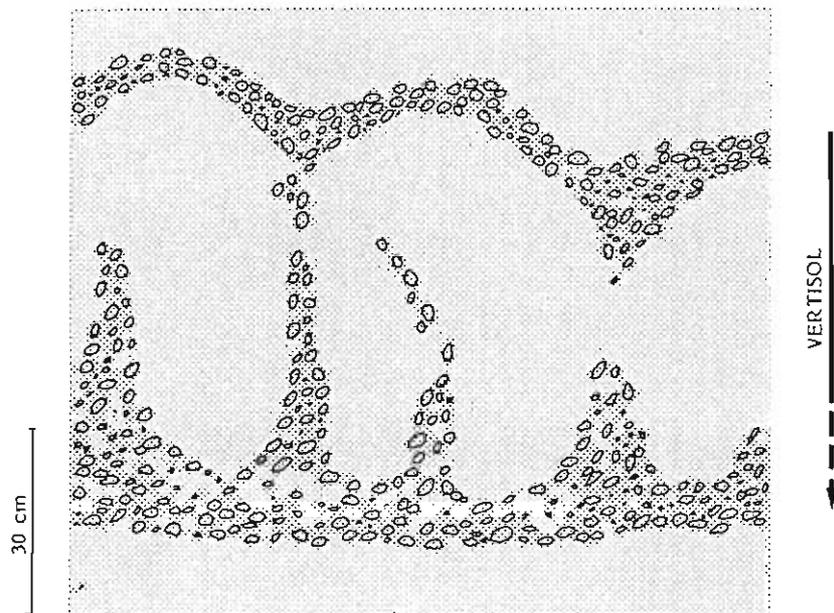


Fig. 44 - Profil attribuable à un paléovertilsol : Coupe de Solliès-Ville.

Deux niveaux sont riches en galets de quartz, noyés dans une abondante matrice gréso-argileuse. La forme générale de ces niveaux, aussi bien que la disposition des galets, parfois redressés à la verticale, attestent du brassage des faciès au sein du paléosol. Le profil semble avoir évolué sous un pavage sommital de galets, comme cela fut décrit dans le Désert Mojave en Californie (McFadden, Wells et Jercinovich, 1987) ; il est en effet impossible d'imaginer un mécanisme sédimentaire déposant un tel niveau onduleux postérieurement à l'évolution du paléosol. Le pavage de surface, d'abord plan, a pris peu à peu cet aspect lorsque les horizons sous-jacents se déformaient au cours de phases de dessiccation - humidification ; des galets de surface tombaient alors dans les fentes de dessiccation, tendant à s'accumuler à leur base. Il n'est pas impossible que les mouvements au sein du sol aient provoqué la remontée de certains galets du niveau inférieur dans le profil.

Paléovertisols

Un vertisol est un sol riche en argiles gonflantes, néoformées ou héritées. Il se forme sous climat relativement chaud et à xéricité contrastée. La teneur en matière organique y est régulière sur toute la hauteur du profil (qui peut dépasser 1 m), ce qui atteste de sa grande homogénéité. Ce caractère très typique est dû aux mouvements dits "vertiques", provoqués par les alternances de gonflement et de rétraction des minéraux argileux en fonction de la saison sèche et de la saison humide. Ce brassage des horizons est aussi à l'origine de microreliefs mamelonnés, en surface du sol, et appelés *gilgaï*. La figure 43 schématise l'évolution de la structure de ces vertisols.

La mise en évidence de vertisols fossilisés dans des séries anciennes est délicate pour diverses raisons : homogénéité des profils, instabilité des argiles gonflantes qui évoluent au cours de la diagenèse, confusion des *slickensides* (cf. fig. 43) avec des surfaces de friction d'origine tectonique ... Des tentatives d'assimilations ont toutefois été faites, notamment dans le Trias :

- Durand et Meyer (1982) interprètent les illites ferrifères (cf. paragraphe B1d) communes dans les zones violettes comme issues diagenétiquement de smectites de type beidellite-nontronite ; ils en déduisent l'existence probable de vertisols dans le Trias, puisque ces smectites en sont caractéristiques ;
- Martins et Pfefferkorn (1988) induisent la présence d'un vertisol dans le Trias inférieur d'Allemagne à partir d'observations micromorphologiques (fentes de rétraction et *slickensides*).

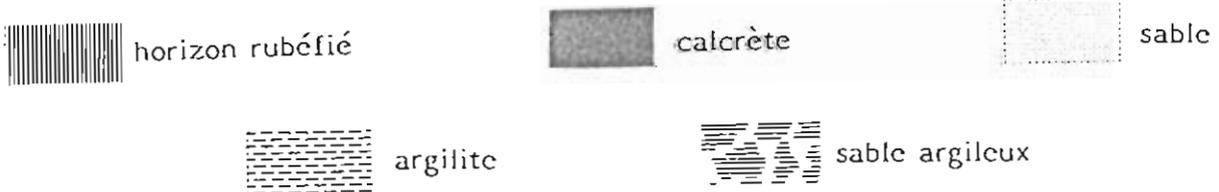
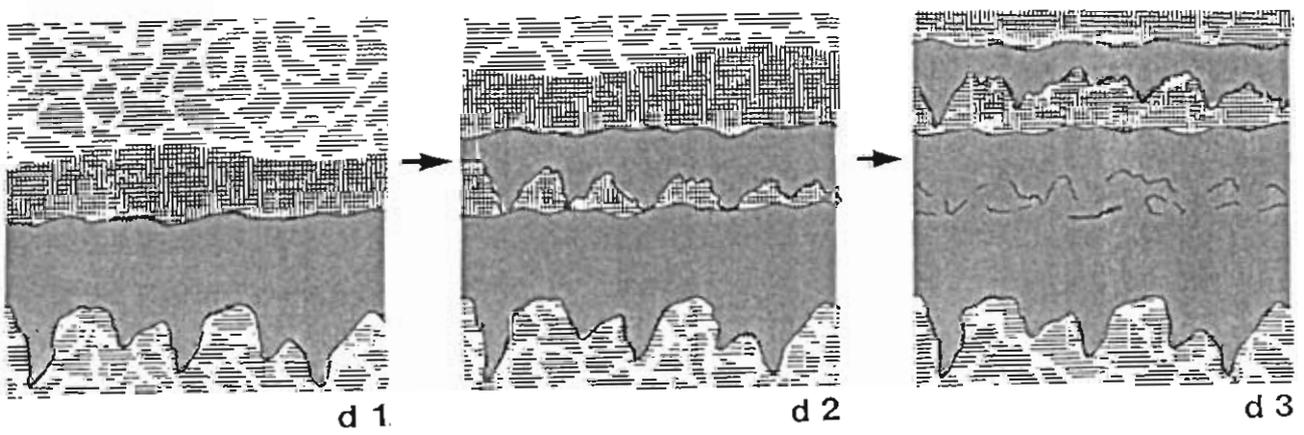
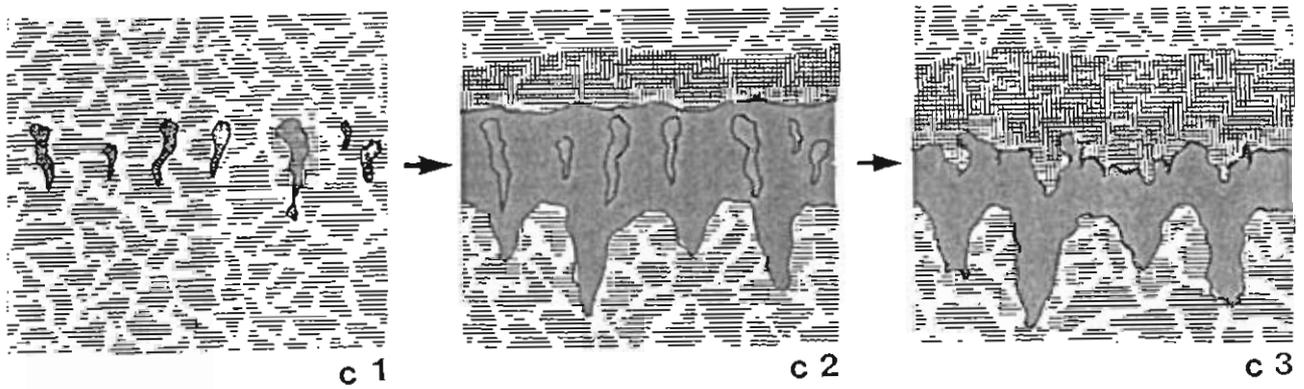
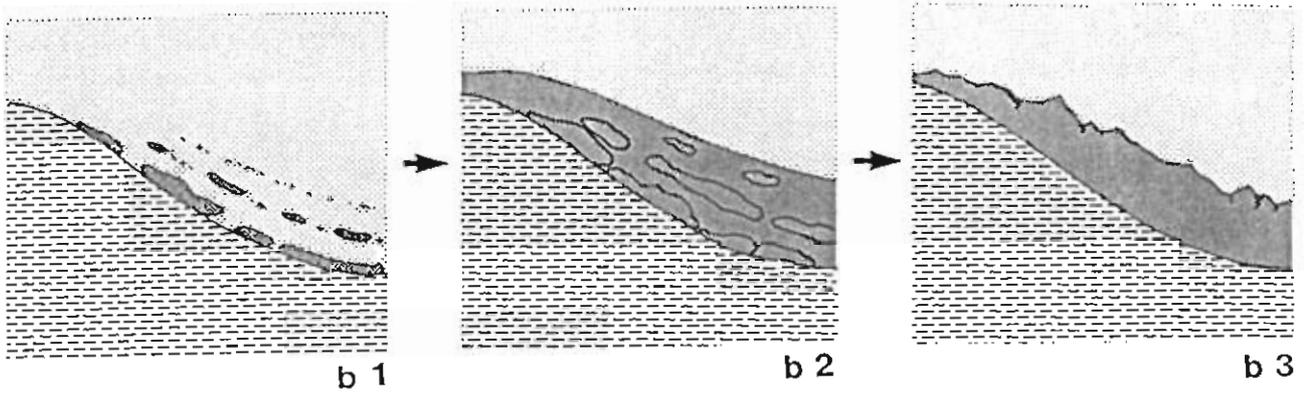
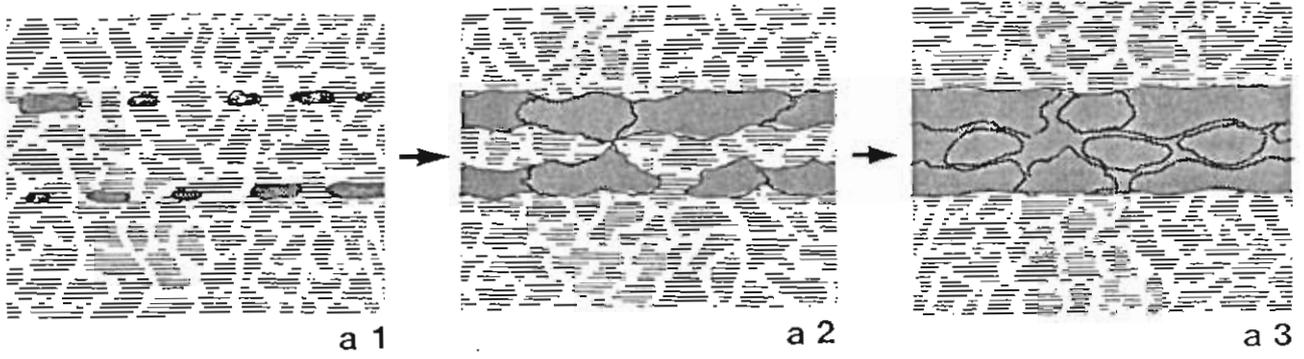
Dans le Trias détritique de Provence, des observations de terrain apportent des arguments en faveur de l'existence de vertisols, notamment des niveaux à fentes de dessiccation auxquelles sont associés des reliefs assimilables à du *gilgaï*. Des arguments décisifs ont été recueillis notamment sur un profil de Solliès-Ville, qui a bien enregistré les mouvements vertiques (fig. 44).

La mise en évidence de paléovertisols a des implications intéressantes :

- paléoclimatologie : les vertisols prouvent un climat contrasté, avec une saison très sèche, et une température moyenne relativement élevée (climat tropical moyennement sec) ;
- dynamique sédimentaire : les vertisols évoluent lentement, leur formation demande des milliers d'années ;
- géodynamique : on a la preuve que l'illite, qui est le seul minéral argileux actuellement présent dans cette série, est un minéral au moins partiellement diagenétique, provenant de la recristallisation de minéraux gonflants.

Encroûtements carbonatés

Parmi les encroûtements superficiels connus, aussi bien dans les paysages actuels que dans les séries anciennes, les encroûtements carbonatés sont les plus courants. Appelés *calcretes* ou *caliches*, ils se développent largement dans les régions à climat assez chaud et relativement sec (Méditerranéen à subdésertique).



Le mécanisme de "carbonatation" peut être une simple cimentation, notamment lorsque le carbonate se dépose dans les pores, au niveau de la zone de battement d'une nappe phréatique (fig. 45a), cela peut aussi être une épigénie, notamment lorsque l'encroûtement envahit un profil pédologique.

Dans les séries continentales anciennes, les encroûtements carbonatés peuvent être nombreux, mais leur identification est rendue délicate par les faits suivants :

- les recristallisations et les modifications diagénétiques, qui oblitèrent progressivement les microfaciès (Meyer, 1987) ;
- le polycyclisme, qui devient habituel lorsque les encroûtements se développent dans des paysages subissant une accretion sédimentaire progressive ; les profils sont alors complexes et ne peuvent plus être comparés aux profils actuels qu'après un patient décryptage (fig. 45 c et d).

Dans le Trias du Sud-Est de la France, les encroûtements carbonatés sont nombreux et ils prennent des aspects variés, notamment en Provence. L'analyse des diverses structures observées permet d'approcher les principaux mécanismes de formation, ce qu'essaie de schématiser la figure 46. Ces encroûtements ne sont pas calcaires mais dolomitiques, ce qui n'a rien de surprenant puisque le fait est habituel dans le Trias à faciès germanique (Durand et Meyer, 1982). La présence de ces encroûtements apporte des éléments d'interprétation paléogéographique :

- les sédiments de ce Trias ne contiennent pratiquement pas de minéraux primaires susceptibles de libérer du calcium ; des apports extérieurs sont donc nécessaires, il ont dû probablement se faire sous forme de poussières, ou de sables, de calcite ou de gypse, transportés par le vent ;
- le temps nécessaire à la formation de tels encroûtements est surtout fonction des carbonates disponibles dans le milieu ; compte tenu de ce qui est dit ci-dessus, on peut envisager ici des durées assez longues, se comptant en milliers d'années ;
- la fixation des carbonates sous cette forme implique un climat déficitaire en eau.

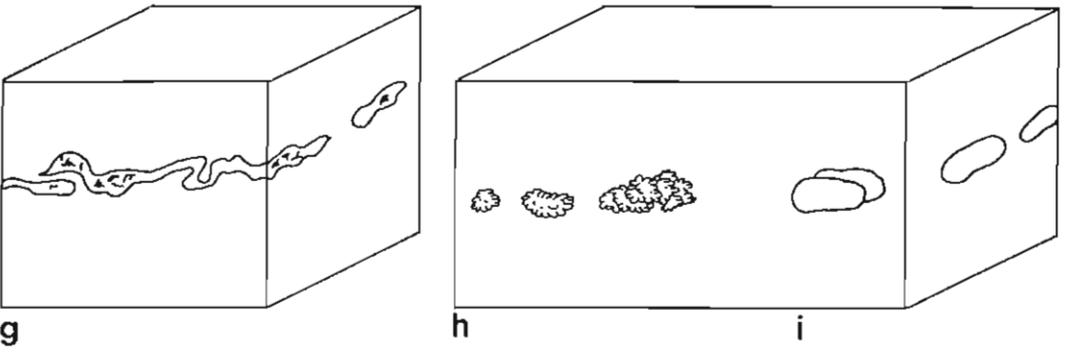
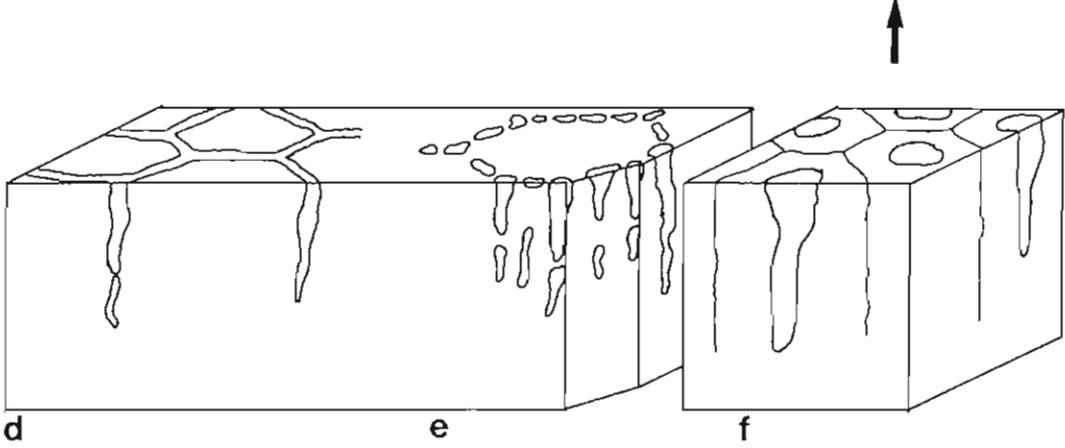
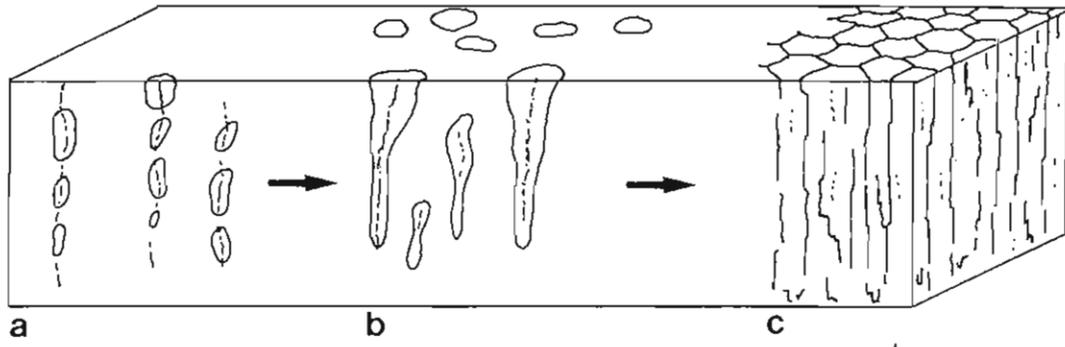
Fig. 45 - Types d'accumulation carbonatée dans un sédiment alluvial (d'après Meyer, 1987). Chaque schéma représente une hauteur d'environ 1 m.

a - Accumulations liées à des battements de nappes.

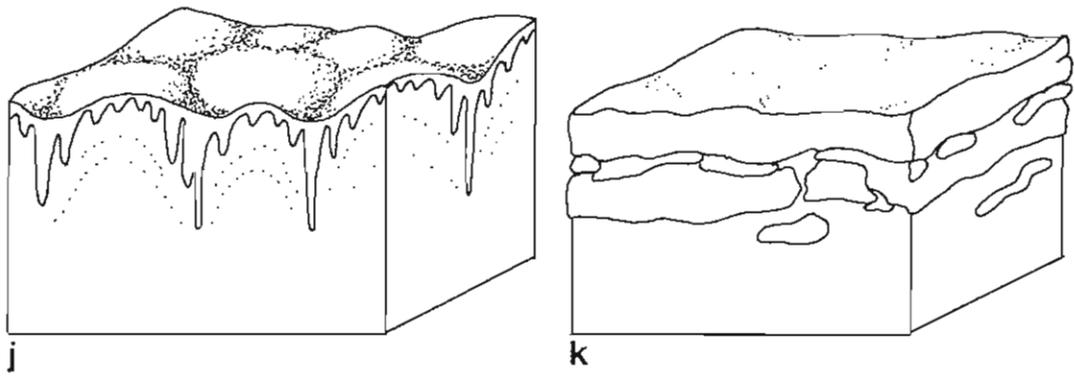
b - Une augmentation de perméabilité dans un sédiment de chenal entraîne l'apparition de concrétions qui suivent plus ou moins les litages obliques ; l'accumulation devient un véritable encroûtement en b2, encroûtement qui se dégrade à sa partie supérieure en b3, par suite de circulations d'eaux plus tardives.

c - Concrétionnements le long de conduits racinaires ; en c2 leur coalescence donne un véritable encroûtement sous un horizon Bt rubéfié ; en c3 la partie sommitale de l'encroûtement se dégrade ultérieurement, par suite d'un changement de régime hydrique.

d - Encroûtement pédologique surmonté d'un horizon rubéfié ; en d2 et d3 de petites arrivées successives de sédiments provoquent une élévation de la surface du sol et conduisent à un encroûtement dont l'épaisseur peut être considérable.



50 cm



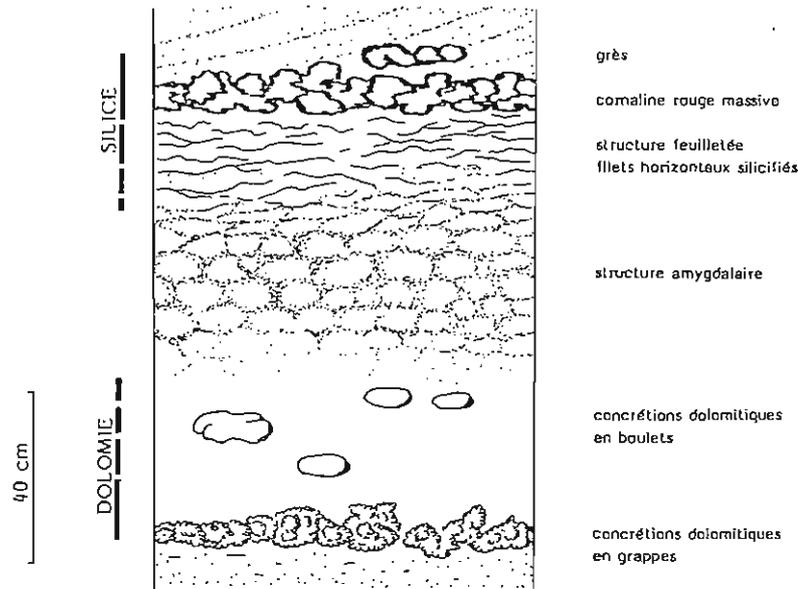


Fig. 47 – Séquence à carbonatation et silicification caractéristique du Trias détrititque de Provence. Le sédiment est gréseux ; la succession verticale des faciès concrétionnés est constante, à quelques nuances près : les concrétions dolomitiques en boulet ne surmontent pas toujours les concrétions en grappe, et la structure amygdalaire passe plus ou moins rapidement à la structure feuilletée par aplatissage des amygdales. La couleur, globalement verte en base de profil, passe aux rouges vers le sommet ; il semble que le fer, incorporé aux réseaux argileux à la base, ait été libéré par destruction des silicates vers le haut, et soit passé sous forme d'hématite. La silicification atteint son maximum en dessous et juste au-dessus du diastème au toit du profil : il est vraisemblable qu'elle a progressivement envahi des faciès sulfatés (l'étude pétrographique en témoigne) qui s'étaient concentrés en sommet de profil, et qui furent partiellement remaniés à la base de la séquence détrititque sus-jacente.

Fig. 46 – Divers aspects du concrétionnement carbonaté dans le Trias de Provence. L'échelle des phénomènes est variable.

- a et b – Chapelets de concrétions le long de conduits racinaires (a), qui évoluent avec le temps en manchons plus réguliers (b).
- c – La généralisation du phénomène précédent conduit à un horizon entièrement carbonaté à structure grossièrement prismatique.
- d – Les carbonates se déposent préférentiellement dans les fentes de dessiccation ; le phénomène est purement physico-chimique.
- e – Le concrétionnement est encore induit par les fentes de dessiccation, mais il se fait en chapelets verticaux le long de racines qui se sont préférentiellement développées dans les fentes.
- f – Les carbonates s'accumulent préférentiellement au coeur des polyèdres délimités par les fentes, probablement parce que ce sont les dernières zones à subir la dessiccation ; l'horizon devient colonnaire et peut évoluer vers une structure prismatique analogue à c.
- g – Concrétions dont l'aspect tourmenté prouve le caractère displacif ; des cavités internes plus ou moins cloisonnées laissent à penser que la dolomite n'est en fait qu'un minéral de remplacement, probablement d'un sulfate, et c'est ce précurseur sulfaté qui aurait en fait déplacé l'encaissant en cristallisant.
- h – Concrétions irrégulières "en grappes", dont la surface est couverte de granules.
- i – Concrétions en boulets isolés ou soudés ; ce sont probablement des différences dans la cinétique de croissance des concrétions qui conduisent vers le type h ou le type i.
- j – La surface de l'encroûtement présente typiquement des microreliefs de type gilgai ; ceux-ci n'ont pu se former que dans un sédiment meuble, et la genèse de l'ensemble est polyphasée : il y a tout d'abord une évolution verticale avec formation de grands polygones de dessiccation, eux-mêmes recoupés de fentes plus petites et moins profondes ; ultérieurement le vertisol est inondé de façon temporaire et les carbonates précipitent le long des fentes de retrait, comme le montrent les sections verticales.
- k – Croûte massive à structure essentiellement laminaire. De telles croûtes se rencontrent parfois dans le Sud des Alpes (Rimplas), et encore plus rarement en Provence, où l'on peut citer une croûte à structure stromatolitique, où il est possible d'identifier, sur lame mince, des algues rivulariacées (sommet des Grès de Gonfaron sur la coupe de Solliès-Ville).

Zones violettes silicifiées

Qu'il s'agisse d'encroûtements ou de simples concrétions, les faciès silicifiés sont assez particuliers et ne peuvent s'interpréter que par l'étude de leurs relations avec les faciès carbonatés et surtout sulfatés (fig. 47). Compte tenu de leur solubilité, les sulfates, dispersés au sein de roches poreuses, ont peu de chance de se trouver fossilisés. C'est le cas dans le Trias provençal, où seuls quelques affleurements présentent des cristaux de gypse, semblant être hérités "en l'état" des paléoenvironnements triasiques (Bagnols-en-Forêt). Les faciès silicifiés sont par contre courants, et ne semblent pas étrangers à des faciès sulfatés ayant existé dans le milieu de dépôt.

Les silicifications s'expriment macroscopiquement en cornaline rouge, blanche ou grise. Ce minéral à la cassure conchoïdale et luisante, parfois légèrement opalescent, est caractéristique. A l'affleurement, les silicifications se présentent sous des aspects extrêmement variés, et il est difficile d'y déceler une organisation en profil (cf. Durand et Meyer, 1982).

L'étude pétrographique des faciès silicifiés met en évidence une grande variété de structures, dont certaines présentent une organisation, classique dans des milieux divers, mais qui peut surprendre dans une roche entièrement siliceuse :

- cavités à remplissage géotrope d'éléments détritiques surmontés de quartz géodiques,
- structures fenestrées, souvent de type laminoïde,
- agrégats recouverts d'une enrobage pelliculaire, le tout ayant un aspect très voisin des structures pisolithiques assez courantes dans les encroûtements calcaires,
- formes noduleuses dont les limites sont nettes et dont l'assemblage est proche de ce qui est décrit dans les évaporites sous le nom de *chickenwire*.

L'origine évaporitique de ces dernières structures est étayée par la fréquence des textures en chevrons et feutrées, courantes dans les nodules sulfatés. D'autres plages, très finement treillisées, peuvent être interprétées comme le résultat de la silicification d'un plasma argileux. Au microscope optique, on peut d'ailleurs suivre sur la même lame mince la diminution progressive de la biréfringence des agrégats argileux au fur et à mesure qu'ils se silicifient ; la microsonde permet parallèlement de suivre la disparition de l'aluminium.

Les cristaux silicifiés sont communs également :

- formes losangiques, interprétables comme des sections de rhomboèdres, dont la taille varie de 20 à 100 μm ; elles peuvent être entièrement occupées par de la quartzine ou du microquartz en disposition radiaire, mais parfois aussi par des auréoles régulières qui semblent impliquer un dépôt dans un vide ;
- formes hexagonales mesurant environ 50 μm , qui pourraient avoir pour origine des sections de cristaux de gypse allongées selon c ;
- cristaux lenticulaires, qui abondent parfois, et qui sont généralement considérés comme caractéristiques du gypse ;
- sections rectangulaires de plusieurs millimètres, constituées d'un puzzle de quartz à extinction onduleuse ; la forme, aussi bien que les vestiges de clivages, permettent de voir là l'épigénie de cristaux d'anhydrite.

Enfin des *boxworks* sont préservés dans la silice. Les moulages négatifs de cristaux se sont révélés nombreux dans certains faciès silicifiés, en particulier à la périphérie de cavités centimétriques qui auraient bien pu être emplies de minéraux évaporitiques relativement labiles. Beaucoup de ces moulages présentent une forme allongée de l'ordre du centimètre, des sections transversales rectangulaires de l'ordre du millimètre, des traces de clivages parallèles aux faces. Ces moulages semblent avoir été laissés par un minéral orthorhombique, voire quadratique, qui, compte tenu des observations précédentes, pourrait bien être l'anhydrite.

Les accumulations siliceuses reconnues se rangent en plusieurs types :

- Sur certains affleurements, les zones violettes sont essentiellement dolomitiques. L'examen de tels affleurements montre la similitude de leur morphologie avec celle des croûtes calcaires récentes : chapelets de nodules, développement de concrétions le long de canaux racinaires, qui donnent à l'ensemble de la croûte une limite inférieure festonnée. L'origine pédologique de ces croûtes ne fait guère de doute. On y observe localement des passées silicifiées, petits nodules ou filonnets noyés au sein de la dolomie, et il semble que la silice précipitée ici soit un simple sous-produit de la dissolution des silicates remplacés par les carbonates.

- De petits filonnets plus ou moins anastomosés, ou des géodes silicifiées, apparaissent parfois dans des niveaux gréso-argileux, apparemment exempts de carbonates. Des inclusions dolomitiques et des *boxworks* d'anhydrite dans la silice indiquent que le milieu pouvait cependant être relativement concentré et basique. Le malaxage des faciès argileux, aussi bien que les variations de teinte, permettent d'interpréter également de tels profils comme des paléosols.

- Dans certains cas, la silicification peut devenir massive et parfois même constituer un silcrète épais. Le caractère dominant de ces faciès est l'absence de structures identifiables ; cela est peut-être en rapport avec les contraintes qui ont systématiquement laissé leurs traces dans la roche et sont à l'origine de la formation de surfaces de friction (*slickensides*) au sein de la matrice, de l'édification de larges intumescences accidentant la surface du silcrète (fig. 60) ou de la fracturation des galets. Le silcrète se serait formé en plusieurs temps : déformations souples à rapprocher des mécanismes observés dans les vertisols, fracturation d'éléments indurés dans des conditions plus sèches, et enfin épigénie des structures acquises par la silice.

Les évaporites, et en particulier les sulfates, semblent avoir joué un rôle important dans la genèse des silicifications du Trias détritique, même si elles ont pratiquement toutes disparu des roches observées à l'affleurement. On a là un mode de silicification superficiel en milieu basique qui pourrait bien être une alternative à la "voie acide" selon laquelle les silcrètes se forment dans des environnements lessivants (Durand et Meyer, 1982). Si l'on a pu avancer des durées très longues pour la formation des silcrètes (des centaines de milliers d'années), il est vraisemblable que la "voie basique" envisagée ici agit beaucoup plus rapidement ; les durées de formation doivent se compter en centaines ou en milliers d'années suivant le volume de silice accumulé.

b) Les paléosols dans la partie orientale du Bassin du Sud-Est

Evolution des paléosols à l'échelle régionale

Les exemples présentés ci-dessus montrent qu'un paléosol mis en évidence dans une formation sédimentaire prouve une émergence, à laquelle on peut attribuer une certaine durée, et il apporte aussi souvent une information de nature paléoclimatique. Les informations recueillies présenteront toutefois un intérêt beaucoup plus vaste si l'on identifie dans une formation sédimentaire de nombreux paléosols, de types variés, et présentant une répartition particulière, à la fois géographiquement et stratigraphiquement. Les paléosols sont en effet de bons révélateurs de l'équilibre, et des variations d'équilibre, entre la subsidence et la sédimentation.

De telles reconstitutions peuvent se faire assez facilement dans une série peu tectonisée, et affleurant en continu sur de vastes surfaces, par exemple en milieu désertique. Il faut bien convenir que si, dans la série étudiée, les paléosols sont assez nombreux, la tectonique et la végétation ne sont pas favorables à des observations en continu, et seuls quelques éléments régionaux ont pu être dégagés.

En Provence, la fréquence des paléosols est maximale dans la zone moyenne du bassin, par exemple vers Gonfaron. Ils deviennent de moins en moins nombreux et tendent à disparaître vers l'amont (à l'Est) ; leur densité diminue aussi nettement vers l'aval (à l'Ouest). L'absence de paléosols peut s'expliquer de diverses façons :

- La tectonique : une trop forte subsidence, et un taux de sédimentation élevé, ne laisse pas aux sols le temps de se développer ; à l'opposé, une très faible subsidence autorise le développement de nombreux sols, mais les faibles variations du niveau de base des cours d'eau imposent de fréquents remaniements lors des migrations de chenaux, et les sols sont détruits avant fossilisation.
- Le régime hydrique dans le sédiment : une nappe phréatique trop basse impose en surface une sécheresse trop grande pour qu'un sol puisse se développer ; à l'opposé, une nappe affleurante n'est pas non plus favorable au développement de la végétation et d'une pédogenèse.

Dans le Trias de Provence, la rareté relative des paléosols à l'amont semble s'expliquer par une trop grande fréquence des remaniements, et par un dessèchement rapide des dépôts : c'est d'ailleurs dans cette région qu'ont été identifiées des concrétions gypseuses qui pourraient s'être mises en place en base de profil lors de ces périodes de dessèchement. Vers l'aval, les périodes sèches doivent être entrecoupées de périodes d'inondation peu favorables à la pédogenèse, la trop grande charge minérale des eaux devant d'ailleurs exagérer ce caractère défavorable.

Dans les Alpes du Sud, les paléosols sont également courants, mais il ne semble pas possible d'apprécier une éventuelle zonalité géographique, surtout à cause des transformations diagénétiques et métamorphiques croissant depuis le Barrot jusqu'à l'Est du Mercantour. Les paléosols ont toutefois une répartition stratigraphique : ils sont localisés dans la Formation de

Rimplas, dont les chenaux fluviaux sont à forte sinuosité. Dans la Formation des Roberts sous-jacente, les remaniements sédimentaires sont probablement trop nombreux pour permettre la fossilisation de paléosols, alors que dans la Formation de Fromagine, les alternances sécheresse - inondation sont, probablement comme dans la région toulonnaise, peu propices au développement de sols.

Le remaniement des paléosols

La multiplicité des remaniements dans une plaine alluviale implique qu'une part non négligeable des paléosols soit remaniée de façon intraformationnelle. Le Trias du Sud-Est de la France n'échappe pas à la règle et deux faciès caractéristiques des paléosols se retrouvent très fréquemment sous forme d'intraclastes : des faciès argilo-silteux rouges à ciment carbonaté, et surtout des morceaux de croûte carbonatée apparaissant le plus souvent à l'état de petits galets, mais parfois aussi de blocs décimétriques ; les faciès silicifiés sont beaucoup moins bien représentés. La grande abondance de ces intraclastes sur certains affleurements incite à penser que les paléosols fossilisés ne représentent qu'une faible partie de ceux qui ont pu se former au Trias.

L'expérience montre que ce sont les formations et les régions les plus riches en paléosols qui contiennent aussi le plus d'intraclastes provenant de ces derniers, ce qui revient à dire que les remaniements sont essentiellement locaux. Dans une synthèse régionale, un affleurement riche en intraclastes paléopédologiques peut donc pratiquement être assimilé à un affleurement sur lequel se reconnaissent des paléosols.

Si l'on veut par contre procéder à l'investigation minutieuse d'un paléosol, à des analyses, il est important de ne pas confondre un profil en place avec un ensemble remanié. Il y a des cas où la distinction n'est pas immédiate ; quelques éléments d'identification des remaniements sont proposés ci-dessous :

- Les petits intraclastes carbonatés s'identifient facilement parce qu'ils sont très sensibles à l'altération météorique actuelle, qui leur donne des teintes jaunes ou brunes. Il n'y a aucun doute sur le remaniement lorsque ces petites taches soulignent les litages obliques, montrant que leur accumulation s'est faite en base de feuillet, avec une densité maximale vers le bas des faisceaux.
- Les intraclastes carbonatés sont également parfois remaniés dans des petits chenaux larges de quelques mètres, profonds de quelques décimètres, et dont la forme, nette et individualisée, prouve le caractère éphémère (cf. paragraphe A5). Les intraclastes constituent parfois la presque totalité du remplissage de tels chenaux.

Il faut garder à l'esprit que ces éléments remaniés peuvent à leur tour subir l'influence d'une pédogenèse, c'est particulièrement vrai pour les galets de croûte qui perdent parfois une partie de leurs carbonates, ceux-ci allant alimenter la formation de nouvelles concrétions.

Les paléosols comme repères stratigraphiques

La stratigraphie présente les difficultés que l'on sait dans les formations continentales, et il est dès lors tentant d'utiliser un paléosol reconnu à l'échelle régionale comme repère isochrone. Les exemples ne manquent pas :

- Buurman (1972) associe à la pénéplation du Condroz (Belgique) une dizaine de paléosols, qu'il considère comme des niveaux repères allant de l'Eocène à l'Actuel.
- En Périgord (Daugas et Meyer, 1982) et sur la bordure nord du Massif Central (Thiry et Turland, 1984), un paléosol est reconnu, qui a enregistré deux évolutions successives sous deux climats différents : une altération ferrallitique d'abord, puis un cuirassement siliceux ensuite. On peut estimer qu'elle traduit l'évolution des climats éocènes qui, de chauds et humides, deviennent ensuite chauds et secs. La probabilité de formation d'un tel profil polyphasé est bien plus faible que celle d'un paléosol unique ; sa valeur stratigraphique en est donc bien supérieure.

Dans le Trias, certains ont voulu utiliser de la même manière les zones violettes (Ortlam, 1974) ; il faut dire qu'on en retrouve depuis l'Allemagne jusqu'au Portugal, en passant par différentes régions françaises, et dans des séries dont l'âge s'échelonne du Trias inférieur au Trias supérieur. En l'absence d'observation continue, il est cependant très difficile d'identifier une zone violette particulière, car des faciès très différents peuvent apparaître horizontalement le long d'un même profil, sur quelques centaines, voire quelques dizaines de mètres ; inversement des faciès tout à fait identiques peuvent se répéter sur une même verticale, avec un espacement parfois très grand. C'est pourquoi il ne nous paraît pas possible d'attribuer une quelconque valeur stratigraphique aux paléosols rencontrés dans la région étudiée.

Une exception doit toutefois être envisagée pour le niveau à cornaline rouge séparant, à l'Est de St Paul-en-Forêt, le pavage basal à galets éolisés non remaniés, du reste de la série gréseuse à paléosols carbonatés. Par sa localisation entre des dépôts de climat franchement aride et de climat semi-aride, ce niveau évoque fortement la "Zone limite violette" (entre Buntsandstein moyen et supérieur), qui peut être suivie sur plusieurs centaines de kilomètres dans le Bassin germanique et ses annexes.

4 - COMPACTION

Dans les séries étudiées, une estimation du taux de compaction peut être faite dans les faciès présentant des repères à orientation sub-verticale. Les nombreux niveaux à fentes de dessiccation permettent ainsi un examen de la forme de ces fentes et de leur éventuel raccourcissement global par compaction.

Les faits ne semblent pas différer significativement de la Provence au Sud des Alpes, et le "dépliage" des fentes de dessiccation conduit à attribuer aux faciès où elles se trouvent des taux de compaction très faibles : pratiquement nul dans bien des cas et ne dépassant pas 25 % dans quelques rares niveaux. Les fentes de dessiccation se développent statistiquement dans les faciès les plus fins, a priori les plus compactables, on peut donc sans prendre de risque dire que l'ensemble du Trias détritique n'a subi qu'une très faible compaction. Ceci est d'ailleurs compréhensible : dans les paléoenvironnements envisagés, les sédiments perdent la plus grande partie de leur eau au fur et à mesure du dépôt, ils ne peuvent donc se compacter beaucoup lors de l'enfouissement.

5 - ALTERATION POST-OROGENIQUE ET RECENTE

Dissolution des carbonates

Les dolomies qui constituent les croûtes carbonatées résistent mal à l'altération météorique récente. Suivant l'intensité de cette altération, plusieurs cas sont reconnus.

- Les concrétions carbonatées, ou leurs galets remaniés, prennent une teinte ocre ou brune, due aux hydroxydes de fer qui cristallisent dans les microfissures, après que le fer ait été expulsé du réseau de la dolomite. Ces faciès sont souvent recoupés de filonnets tardifs de calcite résultant de l'altération météorique de la dolomite.
- Les concrétions, surtout les plus petites, disparaissent totalement par dissolution, laissant dans la roche un vide, le plus souvent tapissé d'une poudre brune (les hydroxydes de fer cités plus haut), parfois aussi de dépôts noirs (des oxydes de manganèse, lessivés des sols de surface et précipités préférentiellement au contact des concrétions carbonatées).

On notera le caractère particulier des affleurements situés sur le littoral Provençal ; les concrétions carbonatées soumises à l'action des vagues, même très épisodiquement, s'altèrent beaucoup moins vite que les faciès détritiques encaissants qui subissent une érosion mécanique ; finalement, les concrétions se détachent en relief sur les affleurements, à l'opposé de ce qui se passe à l'intérieur des terres.

Décoloration des faciès détritiques

En Provence, on observe des *red-beds* typiques : le fer, libéré des silicates dans l'environnement de dépôt, s'est oxydé et a donné de l'hématite durant la diagenèse ; ce minéral colore la roche en rouge, plus nettement dans les faciès fins, et cette couleur rouge s'est maintenue jusqu'à maintenant.

Dans le Sud des Alpes, la Formation des Roberts est toujours de teinte grise, la Formation de Rimplas n'est que rarement colorée en rouge ou mauve ; il faut arriver à la Formation de Fromagine pour voir la teinte rouge se généraliser. La couleur grise dominante de cette série fut

d'ailleurs proposée comme un argument en faveur d'une origine marine (Richards, 1986). Il apparaît en fait que la couleur rouge n'existe ici qu'au coeur des niveaux argileux les plus épais, compactés et imperméables ; les couleurs violacées dues à des cristallites d'oxydes de grande taille, sont par ailleurs souvent conservées dans les paléosols. Ces teintes vives, localisées, constituent de bons indices permettant de penser que le Trias détritique des Alpes du Sud fut, à l'origine, une série rouge. Postérieurement à l'orogénie alpine, l'altération sur ces reliefs jeunes fut importante ; le lessivage a éliminé les oxydes de fer des faciès grossiers, donnant à la roche une tinte grise. La couleur rouge n'a été préservée que dans les faciès les moins perméables.

Les altérites poudreuses

Dans le Sud des Alpes, et notamment sur le Dôme de Barrot, on identifie couramment, au sein du Trias détritique, des passées ou des poches sableuses décolorées, aux limites imprécises. Elles sont assez vastes, et le matériau y est assez meuble, pour que des carrières y soient parfois ouvertes. Il s'agit de toute évidence de faciès d'altération post-orogénique, dont la présence vient confirmer les hypothèses faites ci-dessus sur la décoloration de la série. Les mécanismes qui ont donné naissance à de tels faciès sont toutefois délicats à préciser, le phénomène pouvant être soumis à plusieurs contrôles :

- les accidents tectoniques qui jouent le rôle de drains et favorisent une désilicification des faciès gréseux ;
- la présence d'un ciment (carbonaté ?) précoce qui aurait inhibé le phénomène de quartzitisation.

- III -

SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE

A - PALEOGEOGRAPHIE

L'étude sédimentologique du Trias détritique affleurant dans la partie orientale du Bassin du Sud-Est conduit à y reconnaître deux aires de sédimentation continentale distinctes, dont l'individualité est surtout marquée par les directions de transport :

- un domaine méridional, ou sillon sud-provençal (Durand, 1988), dominé par des écoulements vers le Sud-Ouest ;
- un domaine septentrional, en contexte structural subalpin, mais qui, par ses caractères paléogéographiques, peut cependant être déjà qualifié de domaine pré-briançonnais (Durand, Avril et Meyer, 1988), puisqu'il est caractérisé par des écoulements vers le Sud-Est, en direction du bassin briançonnais ligure.

1 - LE SILLON SUD-PROVENCAL

Les principales directions d'écoulement, déduites des faisceaux à litage oblique de grande taille du Poudingue de Port-Issol et des Grès de gonfaron, se moulent assez fidèlement sur le contour actuel des massifs cristallins du Tanneron et des Maures (fig. 50). Cette disposition, et l'amenuisement systématique du Poudingue à l'approche des massifs en question, évoquent une sédimentation dans une vaste gouttière dont on ne connaîtrait que le flanc méridional.

Sa largeur peut être estimée à une quarantaine de kilomètres sur la transversale de Pignans, car la série détritique atteint encore 39 m au sondage de Carcès, où elle repose sur le Permien, alors que près de Tourves (Les Lauron), dans l'Arc de Barjols, le Muschelkalk moyen semble remanier directement le socle métamorphique local (Caron, 1970). La curieuse présence sur cet affleurement, de galets de quartz bien roulés, rappelant ainsi ceux du conglomérat de base triasique, mais s'en distinguant par l'absence de tout indice d'éolisation, pourrait s'expliquer par remaniement d'une formation sédimentaire carbonifère, dans le prolongement éventuel du petit bassin stéphanien des Playes près de Sanary.

Le Poudingue de Port-Issol résulte de l'accumulation de barres longitudinales (cf. fig. 20 et 21), dans les chenaux en tresse, très peu profonds, d'un large cours d'eau temporaire. L'évolution de la taille des galets aux affleurements (fig. 49) peut s'interpréter comme l'expression d'une nappe continue, s'étendant sur une longueur de l'ordre de 90 km, malgré sa très faible épaisseur ; elle montre que l'essentiel des matériaux provenait, non pas du Massif des Maures, mais

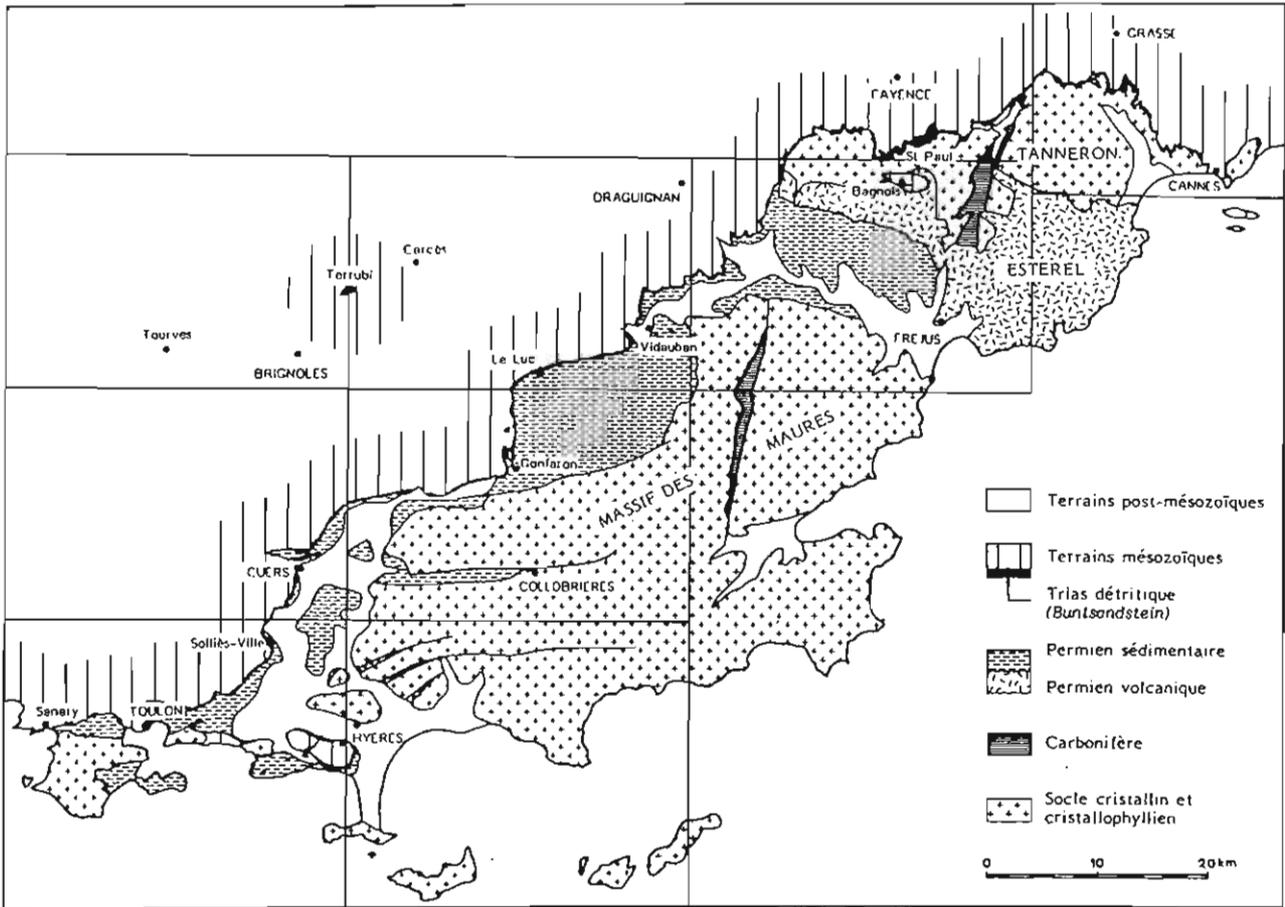
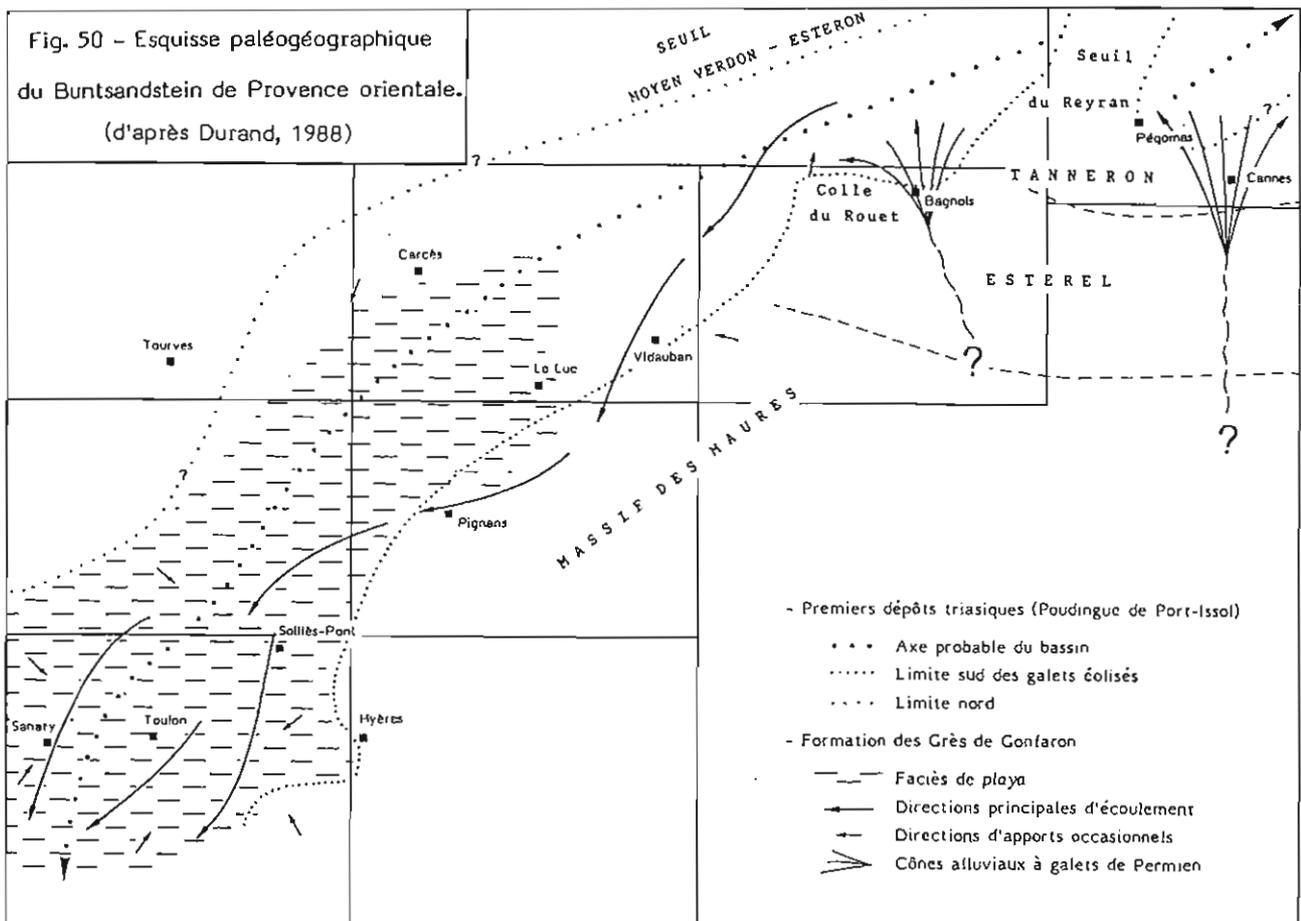
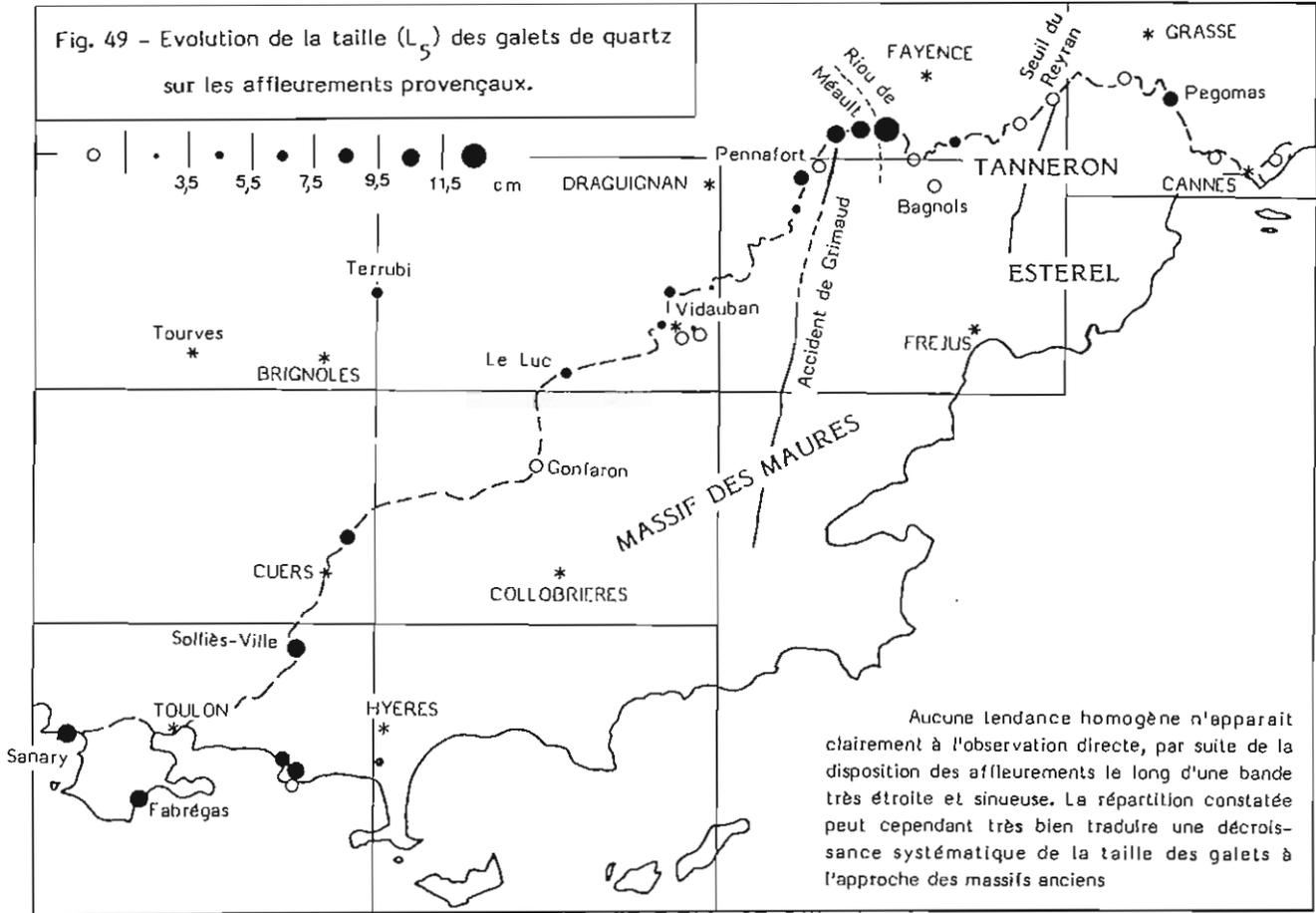


Fig. 48 - Esquisse géologique de la Provence permo-triasique.

plutôt du Seuil du Reyran, paléorelief hérité du Permien (Toutin, 1980), dont la série stéphanienne est riche en galets de quartz blanc, déjà fortement émoussés. Par tous ses caractères, ce Poudingue constitue un bon exemple de conglomérat de zone intracratonique stable (cf. paragraphe II C 2), comme le Conglomérat principal des Vosges, dont l'histoire est pourtant quelque peu différente (Durand, 1988) ; il peut encore être qualifié de "résiduel", dans la mesure où il résulte d'une suite d'épandages détritiques dont l'essentiel de la fraction sableuse a dû être entraîné par les eaux au Sud de la côte actuelle, et la fraction plus fine partiellement exportée par déflation.

Les Grès de Gonfaron traduisent l'arrivée de matériaux nouveaux, dans des conditions climatiques devenues semi-arides. La formation montre une nette évolution de l'amont vers l'aval :

- Le secteur amont correspond à un cône alluvial s'étalant au Nord du Tanneron occidental (fig. 50). Essentiellement gréseux, il ne comporte pratiquement pas de dépôts d'écoulement en nappe ou de coulée de débris. Par l'abondance des faisceaux de progradation, associés à des faisceaux arqués de grande taille inconnus dans le reste du bassin, il présente beaucoup d'analogie avec le *humid alluvial fan* de Mc Gowen et Groat (1971), malgré la présence de nodules carbonatés et gypseux. Cette apparente contradiction, jointe aux indices de forte sinuosité mis en évidence à sa partie supérieure, conduit à envisager son installation au débouché de la vallée étroite d'un cours d'eau assez important, venu sans doute, à travers l'Estérel, depuis le bloc corso-sarde (Durand, 1988).



- Le secteur aval est caractérisé par un faciès de *playa*, séparant les grès fluviatiles en deux masses. Les grès inférieurs présentent des chenaux larges et très peu profonds, à remplissage souvent monophasé où peuvent abonder les brèches de remaniement des faciès pédogénétiques. Dans la zone moyenne, les faciès fins de *playa* sont parfois envahis, surtout à l'Est et au Sud de Toulon, par des dépôts de *terminal fans* montrant une organisation séquentielle caractéristique (fig. 56) ; la multiplicité des directions d'apport, évoquant un bassin fermé de type *bolson*, implique la surrection temporaire d'un seuil méridional, qui serait responsable du passage au régime de *playa*. Les grès supérieurs marquent une reprise du transit longitudinal, pouvant se manifester localement par le creusement de chenaux relativement profonds (Solliès).

Les Grès en plaquettes de Solliès évoquent, par la prédominance des structures de rides d'oscillation et la présence de "pseudomorphoses" de sel, un milieu lagunaire, qui se serait installé à la faveur d'une cessation, généralisée et étonnamment rapide, des transits fluviatiles.

2 - LE DOMAINE PREBRIANCONNAIS

Dans la région de Cannes a été mis en évidence un dispositif sédimentaire à peu près symétrique de celui du Tanneron occidental (fig. 50), alimenté également par un cours d'eau d'origine méridionale assez lointaine (cf. fig. 28), mais les paléocourants montrent que ce système devait être tributaire d'un bassin différent et se rattacher ainsi au Domaine prébriançonnais. Cette dernière province paléogéographique est jalonnée, de l'aval vers l'amont, par les minuscules lambeaux tectoniques para-autochtones situés au Nord de Nice, les vastes affleurements de la périphérie du Dôme de Barrot et du Mercantour, ceux du Dôme de Barles, plus restreints, ceux des environs de Remollon et Clamensane, encore plus réduits, puis par la série détritique traversée sur 46 m par le sondage de Mirabeau 2 (fig. 53).

Sur le Barrot comme sur le Mercantour, les directions d'écoulement vers le Sud-Est se manifestent, de manière généralisée (fig. 51 et 52), dès le début de la sédimentation triasique, un peu plus tardif ici que dans les régions plus méridionales. Ceci infirme l'hypothèse de l'extension du "seuil vindélicien" jusqu'à ces deux massifs (Mégard-Galli et Baud, 1977), qui apparaissent en fait comme des dômes très tardifs. Bien que le vaste épandage détritique mis en évidence dans ces régions semble bien résulter du fonctionnement de plusieurs systèmes fluviatiles sub-parallèles, mais relativement distincts (fig. 51), il est possible de reconstituer à peu près partout la même évolution des paysages (Avril, thèse en préparation) :

La Formation de Berthéou s'est déposée à la faveur de l'incision locale d'une surface d'érosion remarquablement aplanie, dont le façonnement a dû commencer au Permien terminal. Il n'est pas exclu que le comblement de cette dépression, par un cours d'eau modeste et de faible compétence, se soit effectué au cours du Scythien moyen, alors que des éléments plus grossiers, "attardés" plus en amont, subissaient les effets de la corrasion éolienne.

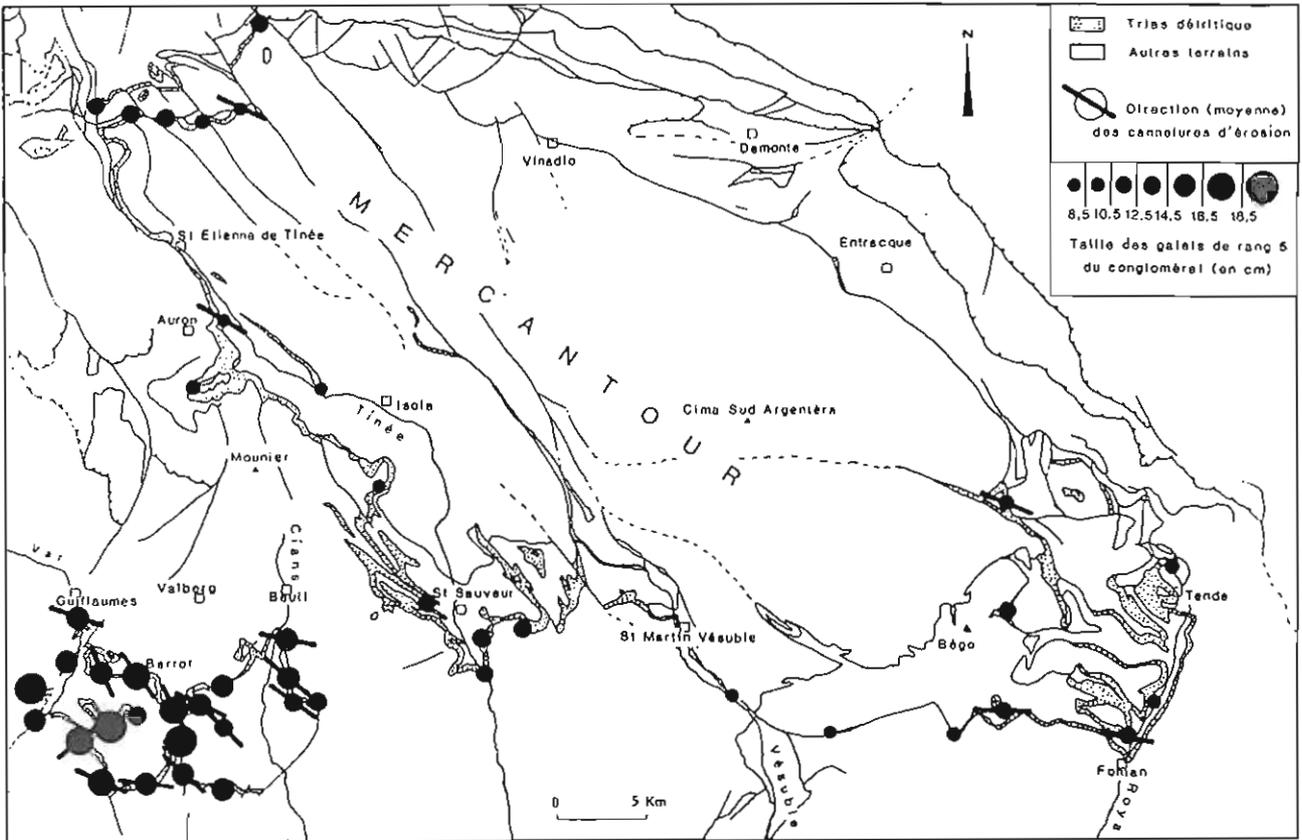


Fig. 51 - Indicateurs de paléocourant à la base et dans le conglomérat de la Formation des Roberts.

La nette différence de taille entre les galets du Barrot et ceux du Mercantour évoque la coalescence d'au moins deux systèmes fluviaux distincts, bien que sensiblement parallèles.

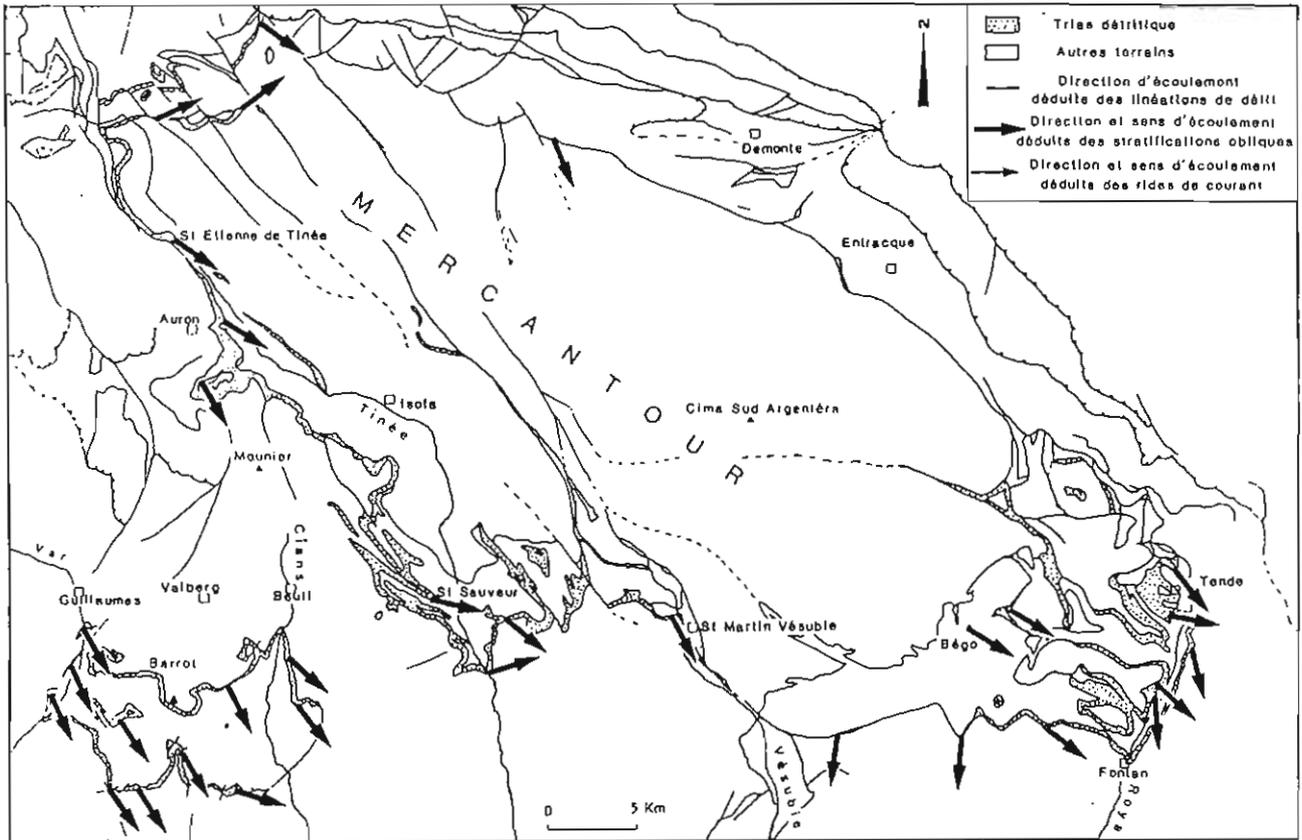


Fig. 52 - Paléocourants dans les faciès gréseux du Trias détritique en Barrot et Mercantour.

La Formation des Roberts traduit une modification profonde des conditions d'écoulement, sans doute liée, au moins en partie, à une évolution climatique. L'augmentation brusque du régime hydrodynamique permet d'abord un remanicement des matériaux grossiers résiduels, suivi de l'installation d'un réseau de chenaux en tresse, encombrés de barres d'abord longitudinales à linguoïdes puis essentiellement transversales, et qui divaguent sur l'ensemble de la plaine alluviale.

La Formation de Rimplas est marquée par une nette augmentation de la sinuosité des chenaux, toujours peu profonds, qui tendent ainsi à se stabiliser progressivement, laissant entre eux des zones longtemps émergées, soumises à une pédogenèse de type semi-aride. Le régime reste relativement irrégulier : aux périodes d'étiage, permettant l'installation d'ichnocoenoses à *Scoyenia* en bordure des nappes permanentes, succèdent des phases de débordement fugace, au cours desquelles s'étalent des épandages sableux à rides de courant. Vers la fin de cet épisode, les premières secousses sismiques, annonçant les structurations qui n'interviendront qu'à l'Anisien supérieur, laissent leur empreinte dans les sédiments.

La Formation de Fromagine montre une désorganisation totale des systèmes fluviaux. Sous l'influence probable d'une élévation du niveau de base, liée à la transgression de la mer du *Muschelkalk*, s'installent presque partout de vastes étangs permanents, très peu profonds, colonisés par les ichnocoenoses à *Fuersichnus*. L'écoulement très lent de ces nappes d'eau, entre des îles temporaires à lentes de dessiccation, paraît fortement dévié vers l'Est, peut être sous l'effet des vents. Finalement, l'apparition des premières "pseudomorphoses" de sel marque l'achèvement de l'histoire continentale permo-triasique de ce domaine.

Bien que la série du Barrot-Mercantour et l'essentiel de la série provençale (Grès de Gonfaron) soient à peu près synchrones, elles apparaissent sensiblement différentes. Alors que la première constitue une mégaséquence globalement positive, où les paléosols sont localisés dans la partie médiane, la seconde, riche en paléosols sur toute sa hauteur, montre une tendance cyclique. Une telle divergence d'évolution entre régions soumises au même climat peut d'abord être attribuée aux conditions d'alimentation : les écoulements étaient plus permanents, et au départ plus violents, dans le domaine prébriançonnais, ce qui implique une zone nourricière d'extension et d'altitude importantes (Durand *et al.*, 1988). Elle peut être attribuée d'autre part aux conditions de drainage : le niveau de base étant contrôlé par une certaine instabilité tectonique du domaine distal dans le cas du sillon provençal, et par une simple remontée eustatique dans l'autre cas.

Loin au Nord-Ouest du Barrot-Mercantour, l'orientation homogène des paléocourants (fig. 53) et l'évolution des faciès montrent que l'essentiel des matériaux provenait d'une zone située dans le prolongement méridional des massifs Belledonne-Taillefer, ce qui confirme l'existence du tronçon dauphinois de la dorsale dolphino-durancienne proposée par Baudrimont et Dubois (1977). D'autre part l'absence, au Barrot, de tout apport d'origine méridionale, malgré une nette composante nord des paléocourants sur le Tanneron, montre qu'il devait être séparé du sillon provençal par un relief peu élevé, jouant un simple rôle de barrière ; il s'agirait déjà du seuil Estéron - Moyen Verdon, dont l'activité s'est manifestée à maintes reprises tout au long de l'histoire post-triasique.

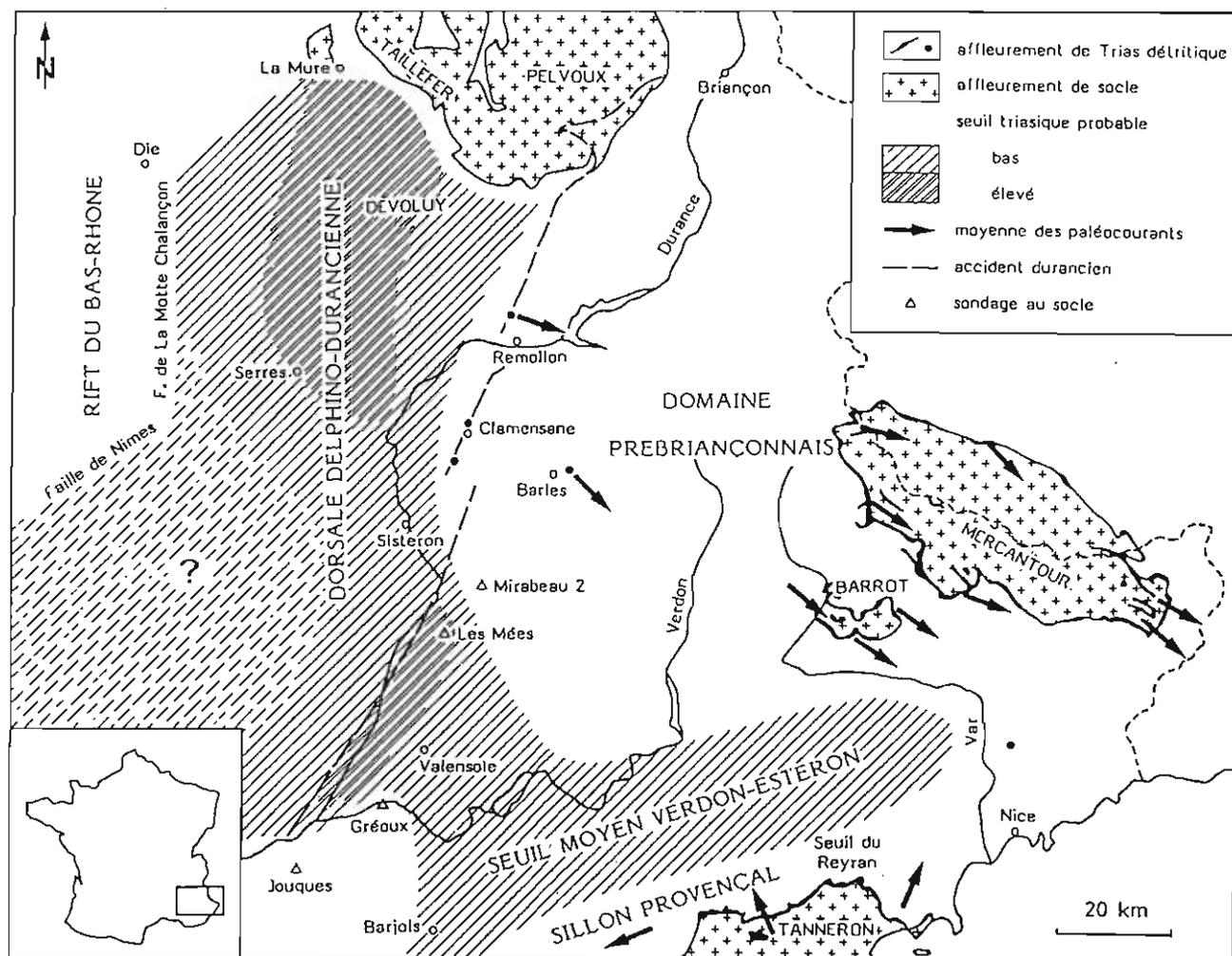


Fig. 53 - Paléogéographie de la partie orientale du Bassin du Sud-Est au début du Trias moyen (d'après Durand, Avril et Meyer, 1988).

B - IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Les résultats présentés ici montrent que le Bassin du Sud-Est ne peut plus, au moins au début de son histoire, être conçu comme un ensemble homogène. La sédimentation triasique a en effet commencé sur la "marge" orientale du bassin actuel : d'abord en Provence, très vraisemblablement dès le Scythien moyen, et un peu plus tard dans le Domaine pré-briançonnais, alors que dans sa partie considérée comme centrale, on ne peut affirmer pour l'instant qu'elle ait débuté avant l'Anisien moyen. De plus, les premiers épandages détritiques ne présentent pas, bien au contraire, la polarité "centripète" à laquelle on aurait pu s'attendre.

Après la phase de pédiplanation post-hercynienne, essentiellement éotriasique, la reprise de la sédimentation dans l'aire étudiée est nécessairement liée à une nouvelle structuration, mais l'influence des facteurs eustatiques et climatiques ne doit pas être négligée pour autant. Ce problème mérite d'être traité indépendamment pour chaque domaine paléogéographique (Durand, 1988) :

Dans le cas du Sillon sud-provençal, relativement restreint, l'apparition du seuil Estéron - Moyen Verdon au Nord, et les mouvements oscillants du domaine distal au Sud de Toulon, suggèrent un fonctionnement en régime de transtension dans un système de décrochements senestres N 80° E ; aucun argument microtectonique ne vient pourtant conforter cette hypothèse. Il est clair en revanche que ce sillon existait déjà avant la surrection de la principale zone nourricière, située au SE de l'Estérel : les caractères du conglomérat de base évoquent plutôt un dépôt dans une dépression paléotopographique, creusée par érosion différentielle du Permien détritique. La phase de creusement pourrait être ici liée aux périodes de très bas niveau marin marquant le passage Permien-Trias et au climat relativement humide caractérisant le début du Scythien. Remarquons d'autre part que l'orientation des paléocourants montre que l'absence du Trias sur la "zone haute méridionale" du Bassin du Sud-Est est bien due à une érosion ultérieure.

Le Domaine prébriançonnais constituait, vers le début du Trias moyen, une plaine alluviale sur une plate-forme stable : la marge occidentale de la Paléotéthys. La principale zone nourricière se situait sur le flanc oriental d'un bombement épeirogénique (Durand *et al.*, 1988) qui devait intéresser, au départ, toute la partie nord de l'actuel Bassin du Sud-Est. Il est difficile de dater la phase d'initiation de ce dôme, mais le remaniement de paléoregs alluviaux en base de série, permet de penser que, dès le Scythien moyen, le domaine prébriançonnais pouvait déjà être une zone de transit, alimentant ainsi la série quartzitique briançonnaise. Le déplacement ultérieur de l'aire de dépôt vers l'Ouest, et l'évolution séquentielle générale, seraient dus à la fois au recul des zones nourricières sous l'effet de l'érosion, et à l'avancée de la transgression anisienne.

La marge vivaro-cévenole peut être considérée, par la permanence du détritisme, comme la bordure d'un fossé d'effondrement : le rift du Bas-Rhône, qui se serait formé par distension à l'extrados du dôme précédemment invoqué. Il est particulièrement significatif à cet égard de constater que les premiers dépôts datés dans ce fossé sont sensiblement de même âge que ceux qui marquent la fin de la sédimentation détritique en périphérie du dôme.

La localisation du seuil permettant des communications entre Bassin du Sud-Est et mer alpine varie quelque peu selon les auteurs, mais on admet généralement que la zone la plus subsidente était limitée à l'Est par le jeu précoce du linéament durancien (fig. 53). Pourtant, s'il est clair que ce linéament a bien joué un rôle majeur au Lias, sensiblement symétrique de celui du faisceau cévenol, il n'en est pas de même au début du Trias moyen. L'accident majeur limitant, vers l'Est, le fossé triasique du Bas-Rhône pourrait donc être, pour le secteur nord, la faille N-S de Die - La Motte Chalançon, dont on sait qu'elle affecte profondément le socle, et qui se prolongerait vers le Sud par la faille de Nîmes, sensiblement parallèle au faisceau cévenol.

Il reste un domaine pour lequel la paléogéographie triasique demeure purement conjecturale, c'est celui situé au Sud de Sisteron, entre failles de la Durance et de Nîmes. Si le système de décrochements senestres envisagé plus haut a effectivement fonctionné, on pourrait s'attendre à retrouver un ou deux petits bassins disposés en échelons, parallèlement aux sillons languedocien et sud-provençal. C'est peut être l'un d'eux qu'a atteint, au SW du paléorelief des Mées, le sondage de Jouques où la série triasique, très différente de celle de la région toulonnaise, commence par 50 m de grès.

En conclusion, il apparaît clairement que les séries détritiques continentales triasiques du Bassin du Sud-Est ne peuvent en aucun cas être considérées comme d'éventuelles molasses hercyniennes tardives, mais que leur contexte géodynamique ne préfigure en rien, pour autant, les dispositifs tectono-sédimentaires liasiques qui aboutiront à l'ouverture mésozoïque de la Téthys ligurienne et marquent ainsi le début du cycle alpin.

- IV -

**L'EXCURSION
PRESENTATION DES AFFLEUREMENTS**

ARRET 1 - LA GARONNE

Quitter Toulon par l'autoroute urbaine (vers Hyères-Nice) et prendre la première sortie (Toulon-Est). Peu après le centre du Pradet, tourner à droite vers Les Oursinières.

A l'Ouest de la plage de La Garonne, le sentier littoral permet de recouper l'ensemble de la série détritique de base du Trias (environ 60 m), dans d'excellentes conditions d'observation : affleurements naturels, pendage presque vertical, absence de faille importante (fig. 55).

La base de cette série repose ici en accordance sur une formation permienne (Formation de Gigery) qui annonce déjà, par ses caractères sédimentologiques, certains faciès triasiques. A l'Est de la baie, en revanche, la discontinuité entre les deux systèmes s'exprime par une discordance cartographique nettement marquée. Le sommet de la série triasique est légèrement tronqué par le chevauchement, à vergence nord, de l'écaille de socle métamorphique du Pradet (Phyllades inférieures de Six-Fours), traversée par la route peu avant la plage.

Le "conglomérat de base"

Il ne dépasse guère 1 m de puissance, et les galets éolisés y sont rares. L'attribution de sa première séquence au Poudingue de Port-Issol où aux Grès de Gonfaron dépend de l'interprétation que l'on peut faire du mince encroûtement carbonaté tapissant la surface infra-triasique : résulte-t'il d'un processus superficiel, pédologique, ou d'une concentration *per descensum* ?

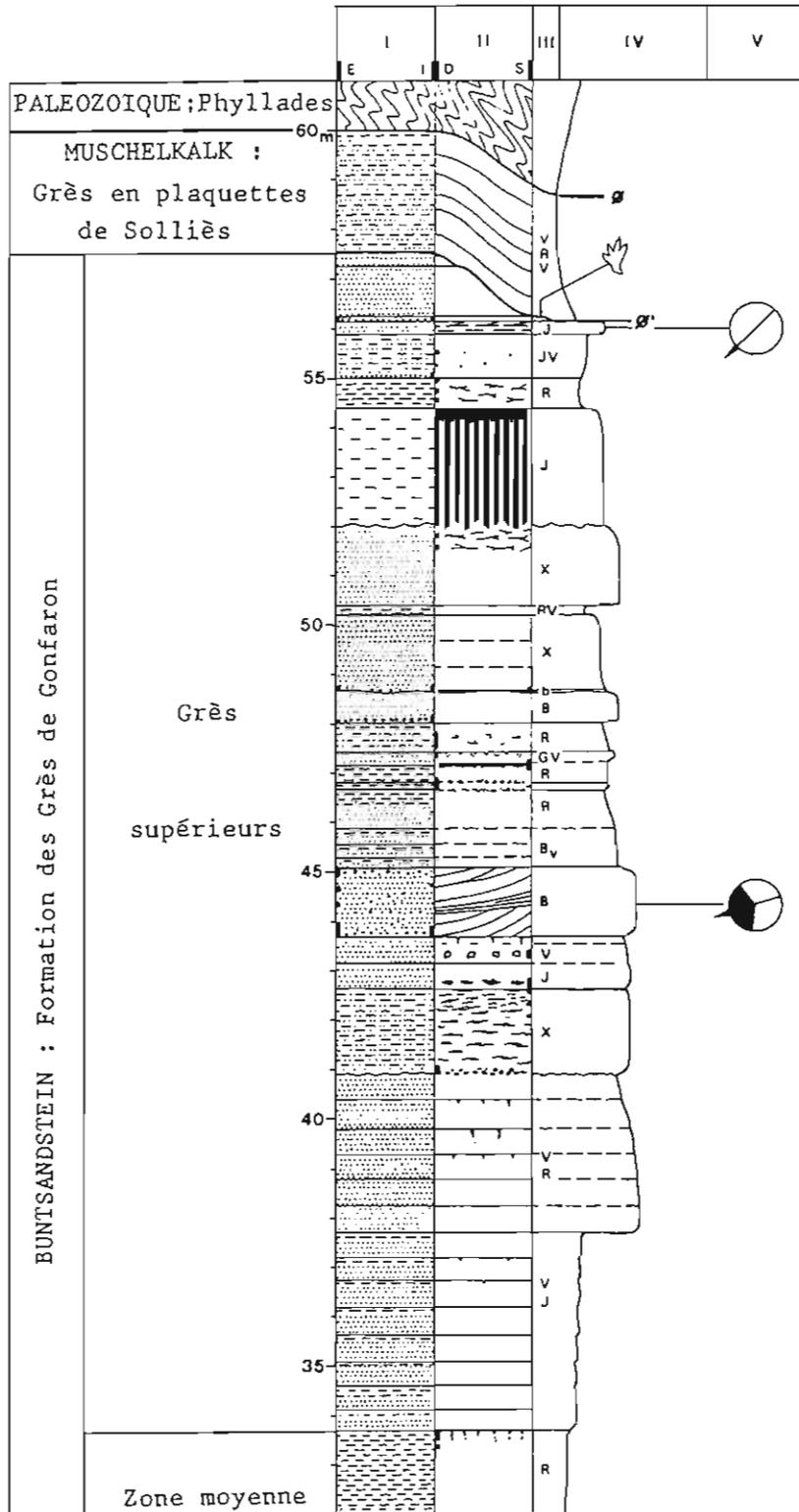
Au sommet du massif de la Colle Noire dominant l'Est de la baie, ce conglomérat, resté là subhorizontal, s'épaissit notablement (avec accroissement corrélatif de la taille des galets) avant de disparaître très rapidement vers le SE. C'est dans ce secteur, correspondant vraisemblablement au débouché d'une paléovallée, qu'il a donné lieu à la principale exploitation plumbo-cuprifère du Trias provençal : gisement dit du "Cap Garonne" (Guillemin, 1952). Bien qu'une origine primaire (détritique) des minéralisations ait été proposée, une remobilisation de type hydrothermal est très probable : silicifications et filonnets de dickite blanche dans le Permien au droit du gîte. Les anciennes mines sont en cours d'aménagement touristique.

La Formation des Grès de Gonfaron

Les grès inférieurs (7 m en incluant le conglomérat), souvent très grossiers, permettent de reconstituer un écoulement vers le SW, conformément à la direction générale mise en évidence dans le reste du bassin, y compris au niveau du Poudingue de Port-Issol à Sanary.

La zone moyenne (26 m), qui correspond habituellement dans la région toulonnaise à un faciès de *playa*, à dominante silto-argileuse, est ici envahie par de nombreuses séquences gréseuses qui peuvent être interprétées comme des dépôts de *terminal fans*, corrélatifs des périodes d'inondation temporaire de la *playa* (fig. 56). Les figures de base (assez rares) et surtout les structures internes montrent que les apports pouvaient provenir de directions très diverses, voire opposées, comme dans les bassins de type *bolson*. Ceci permet d'envisager une certaine mobilité tectonique de la partie distale du bassin, au Sud de la côte actuelle.

Les grès supérieurs (24 m), plus grossiers et où réapparaissent des galets exotiques, marquent le retour au système de drainage initial. Ils ont d'autre part été particulièrement affectés par les phénomènes superficiels liés à un contexte paléoclimatique semi-aride : la plupart des types de paléosols des figures 46 et 47 peuvent y être étudiés.



- I - DETRITIQUES : Argiles et silts Sables Galets: ■ E exotiques
■ I intraformationnels
- II - STRUCTURES : Faisceaux arqués Rides chevauchantes Lits plans
 Litages déformés Concrétions: ■ D dolomitiques
■ S siliceuses
 Fentes de dessiccation
- III - TEINTES : B blanchâtre, b brun, J jaune à orangé, V violacé, v vert, X bariolé
- IV - MORPHOLOGIE
- V - PALEOCOURANTS

Fig. 55 - Coupe du Trias gréseux à l'Ouest de la plage de La Garonne.

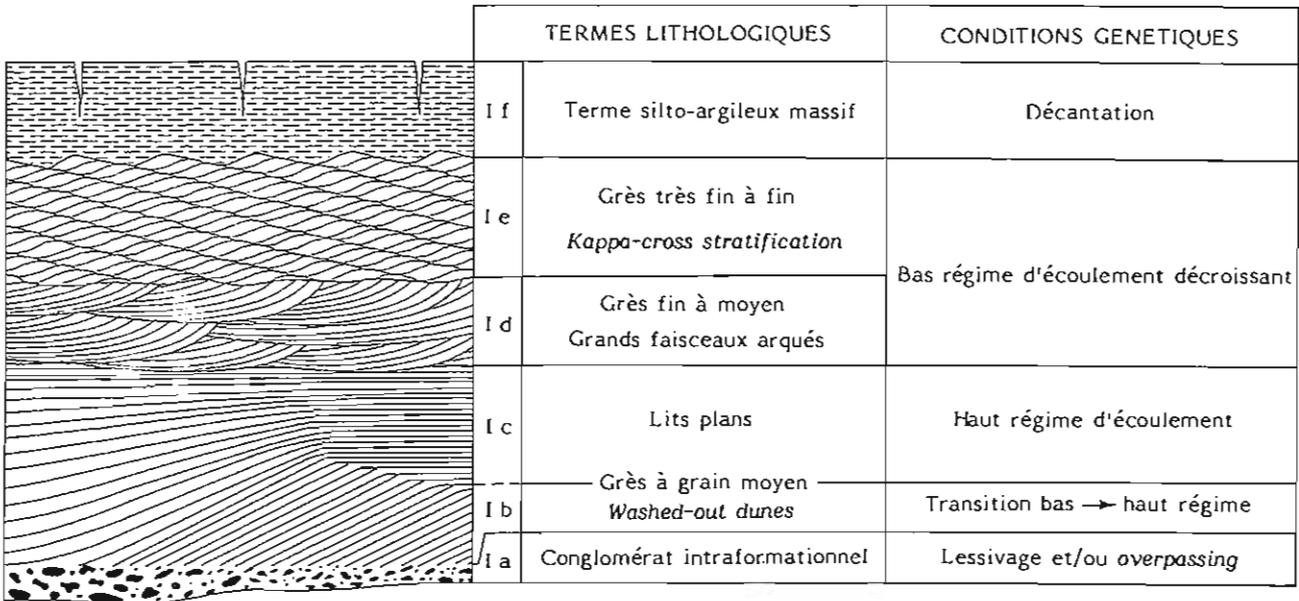


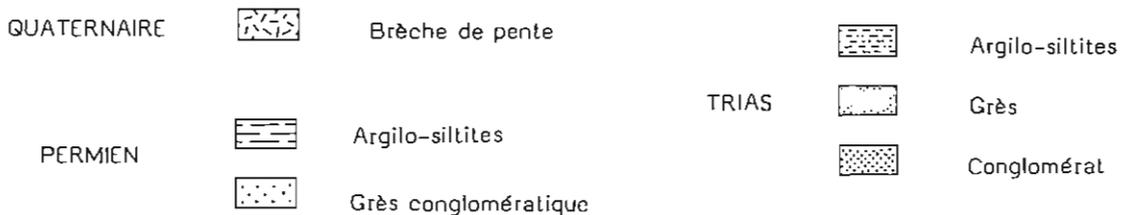
Fig. 56 - Séquence d'inundite idéale, d'après les dépôts de terminal fans de La Garonne.

D'une épaisseur de l'ordre de 1 m, cette séquence est typiquement granodécroissante. Le conglomérat intraformationnel est parfois autochtone (lessivage d'un paléosol sous-jacent) ; dans d'autres cas, il semble que des éléments allochtones soient venus s'immobiliser au pied de la dune lb, selon le mécanisme d'*overpassing* décrit par Allen (1983). L'intervalle lb-lc (bien visible à 16 m de la base de la coupe : fig. 55) a enregistré la montée en crue : destruction d'une mégaride 3D (*washed-out dune*) avec passage aux lits plans de haut régime. La suite de la séquence traduit un ralentissement progressif des écoulements. La *Kappa-cross stratification* (cf. p. 36) est caractéristique des écoulements fortement chargés en sédiments et/ou s'amortissant très rapidement.

Il est exceptionnel d'observer tous ces termes sur une même séquence. Les séquences inachevées, où manquaient originellement les termes sommitaux, indiquent une situation proximale au sein du "terminal fan" ; les séquences atténuées, où manquent les termes basaux, indiquent une situation distale ; les séquences condensées, où manque un terme intermédiaire (souvent ld), traduisent une chute très rapide du régime. Chacune peut être transformée en séquence tronquée, par érosion au cours d'une crue postérieure.

Fig. 57 - Relations géométriques entre Trias et Permien le long de la D67 entre La Farlède et Solliès-Ville.

A droite, le Trias repose sur des faciès fins permien ; ils surmontent la grande lentille grésoconglomératique (bien visible au centre du profil) dont on aperçoit le sommet entre les éboulis. A gauche, dans le coin effondré entre deux failles antithétiques, le Trias repose directement sur le faciès grossier. Il est possible que la faille F1 ait fonctionné entre le dépôt de la formation permienne présente et celui du Trias, mais aucune tectonique synsédimentaire triasique ne peut être mise en évidence : chaque banc (repéré par une lettre) se retrouve, identique à lui-même, de part et d'autre du faisceau d'accidents tectoniques, dont l'âge est probablement très tardif.



ARRET 2 - SOLLIES-VILLE

Depuis Le Pradet, aller vers La Garde (piton d'andésite jurassique). 3,5 km au-delà de cette bourgade vers le NE, on longe l'autoroute avant de la traverser pour atteindre La Farlède.

Bien que morcelée par un faisceau de failles W-E, la tranchée de la D 67, entre La Farlède et Solliès-Ville, permet de reconstituer une coupe complète de la série détritique de base du Trias (fig. 58). Cet arrêt offre également un large panorama sur la "dépression permienne", le massif des Maures et le bassin de Toulon.

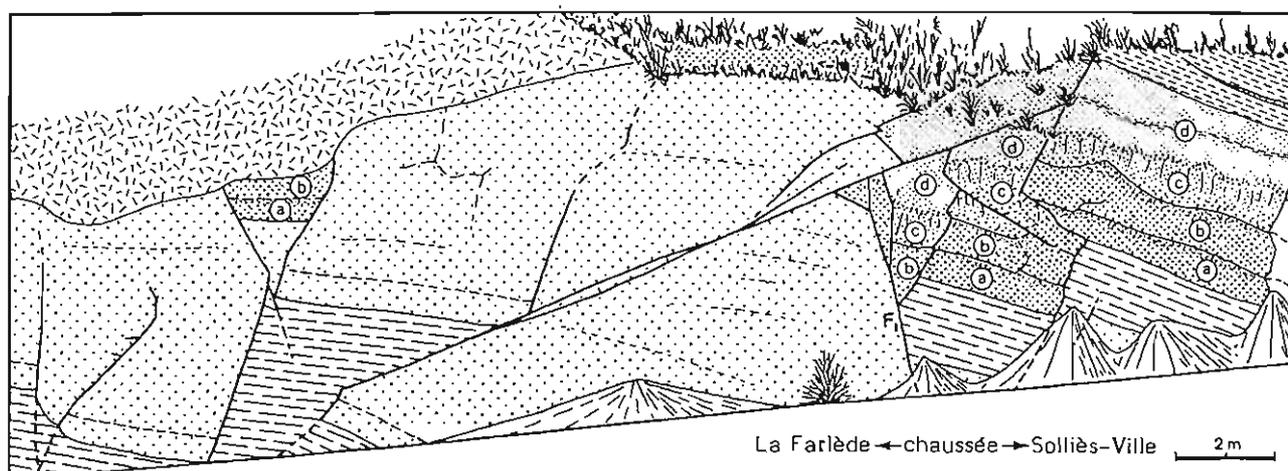
Le "conglomérat de base" comprend, ici, le Poudingue de Port-Issol proprement dit, à nombreux galets éolisés (quartz et rares phanites), ainsi que ses faciès de remaniement, alternant avec des paléosols (*gilgai* : cf. fig. 44), qui correspondent à la base de la Formation des Grès de Gonfaron. Localement, la disparition apparente de certains bancs de part et d'autre d'un plan de faille évoque une tectonique synsédimentaire. Cet aspect ne résulte en fait que de décrochements horizontaux tardifs (en partie inter-strates) affectant des corps sédimentaires lenticulaires, peut-être le long d'une paléofaille permienne (fig. 57).

Les Grès de Gonfaron se subdivisent, comme précédemment, en 3 unités informelles :

- Les grès inférieurs sont moins développés qu'à La Garonne.
- La zone pélitique moyenne, très puissante, ne comporte ici que quelques intercalations gréseuses sous forme de grands corps à section lenticulaire très aplatie.
- Les grès supérieurs marquent une recrudescence de l'activité sédimentaire. Ils montrent, en particulier, un profond chenal (structure très rare dans le Buntsandstein provençal), à remplissage arkosique et orienté N-S (fig. 13 A).

Les Grès en plaquette de Solliès (*locus typicus*), à rares "pseudomorphoses" de cubes de sel, indiquent, par leur grain nettement plus fin et leur stratonomie, des conditions de sédimentation tout à fait nouvelles, non fluviales. Quelques niveaux à convolutes, en particulier vers le sommet, très minces mais continus, méritent de retenir l'attention (séismites ?).

Le premier niveau de décollement de la couverture (masse chaotique de cargneules) n'intervient qu'au-dessus d'une petite barre dolomitique ocre (équivalent de la Dolomie à *M. orbicularis* de Lorraine ?), séparée des grès précédents par quelques mètres d'argiles grisâtres.



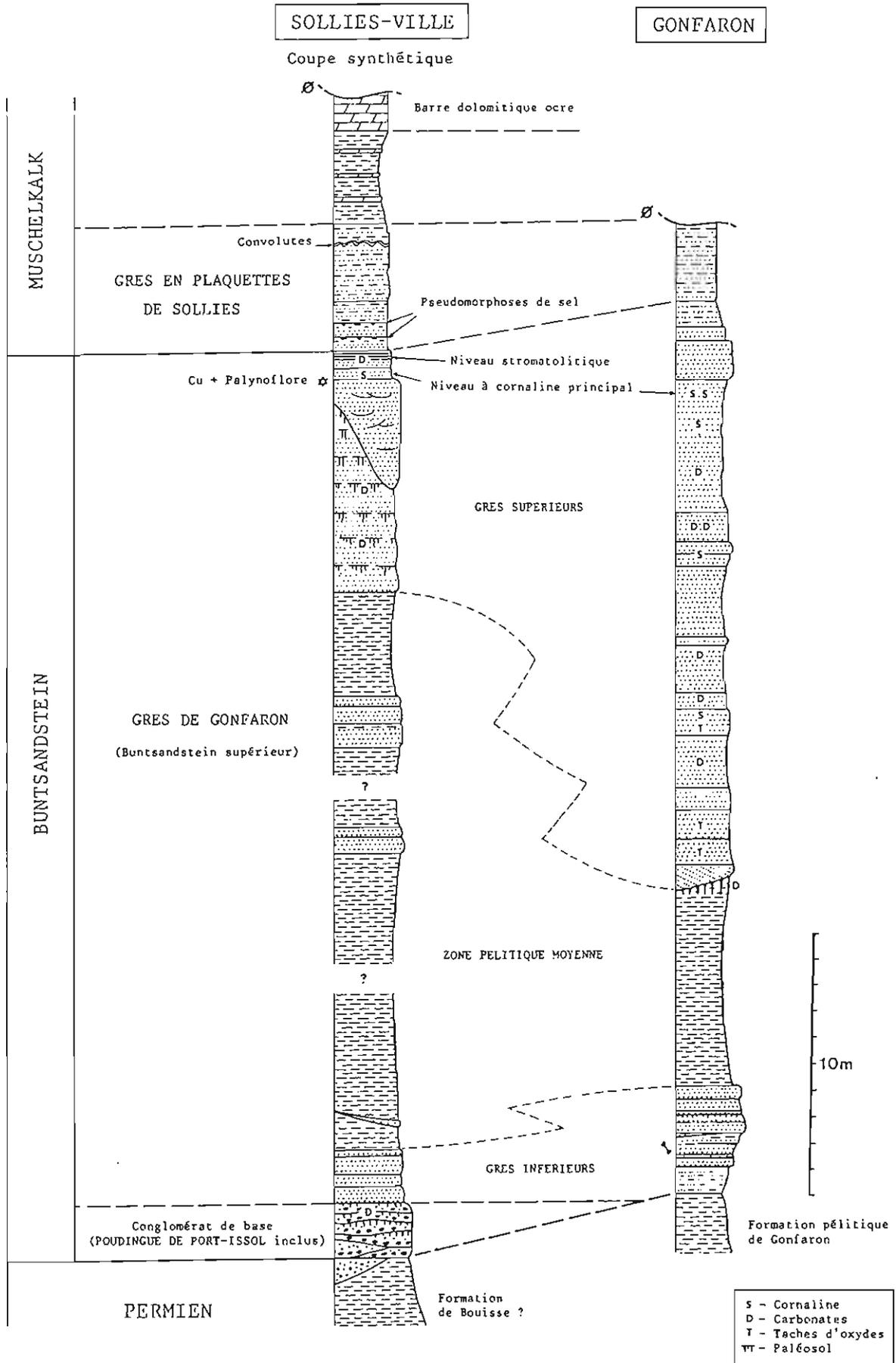


Fig. 58 - Comparaison des séries détritiques triasiques de Sollies-Ville et Gonfaron.

ARRET 3 - GONFARON

Faire demi-tour à l'entrée de Solliès-Ville (parkings), redescendre à La Farlède et tourner à gauche vers Solliès-Pont où l'on rejoint l'autoroute de Nice, qui longe la "dépression permienne" jusqu'à Gonfaron.

Aucun conglomérat ne marque ici la base de la série triasique ; ceci traduit la proximité de la bordure sud-est du bassin. D'autre part, la réduction de la zone pélitique moyenne (fig. 58) traduit une position moins distale parallèlement à l'axe du bassin.

Les grès inférieurs couronnent la petite butte-témoin portant la Chapelle Saint-Quinis. Ils reposent ici, en discordance très discrète mais perceptible, sur la "Formation pélitique" terminale du Permien. Le premier niveau triasique, enrichi en argiles remaniées du substratum, n'est identifiable que grâce à l'apparition de nombreux grains de quartz sphériques, millimétriques. Très vite apparaissent quelques paléosols peu évolués, à petites concrétions carbonatées. Quelques ossements de Vertébrés se rencontrent occasionnellement à ce niveau dans tout le secteur. Il y a quelques années, on pouvait observer, au sommet de la butte, des dalles à rides linguïdes (courant dirigé vers le SSW) et rides d'oscillation (allongées sensiblement E-W). La suite de la coupe, accessible à pied, apparaît en falaise de l'autre côté de la voie ferrée.

La zone pélitique moyenne, dont le faciès rappelle étonnamment celui du Permien sous-jacent, s'achève par un paléosol à longues (jusqu'à 1,5 m) concrétions carbonatées et "cloisons" gréseuses subverticales, jaunâtres à verdâtres. C'est pourquoi ce niveau, plus spectaculaire, a longtemps été considéré comme marquant le sommet du Permien.

Les grès supérieurs, très développés, montrent en particulier :

- un grand corps gréseux tabulaire, dont la base ravine le paléosol précédent de plus en plus profondément vers l'Ouest ; la plupart des feuilletts sont faiblement inclinés vers le Sud, alors que tous les autres indicateurs de paléocourant (linéations de délit, microfaisceaux arqués) sont orientés vers l'WSW ; il pourrait donc s'agir d'un dépôt de *point bar* ;
- de multiples paléosols, variés, plus ou moins riches en cornaline avec traces de sulfates ;
- une légère dérive granulométrique à tendance négative jusqu'au sommet de la coupe.

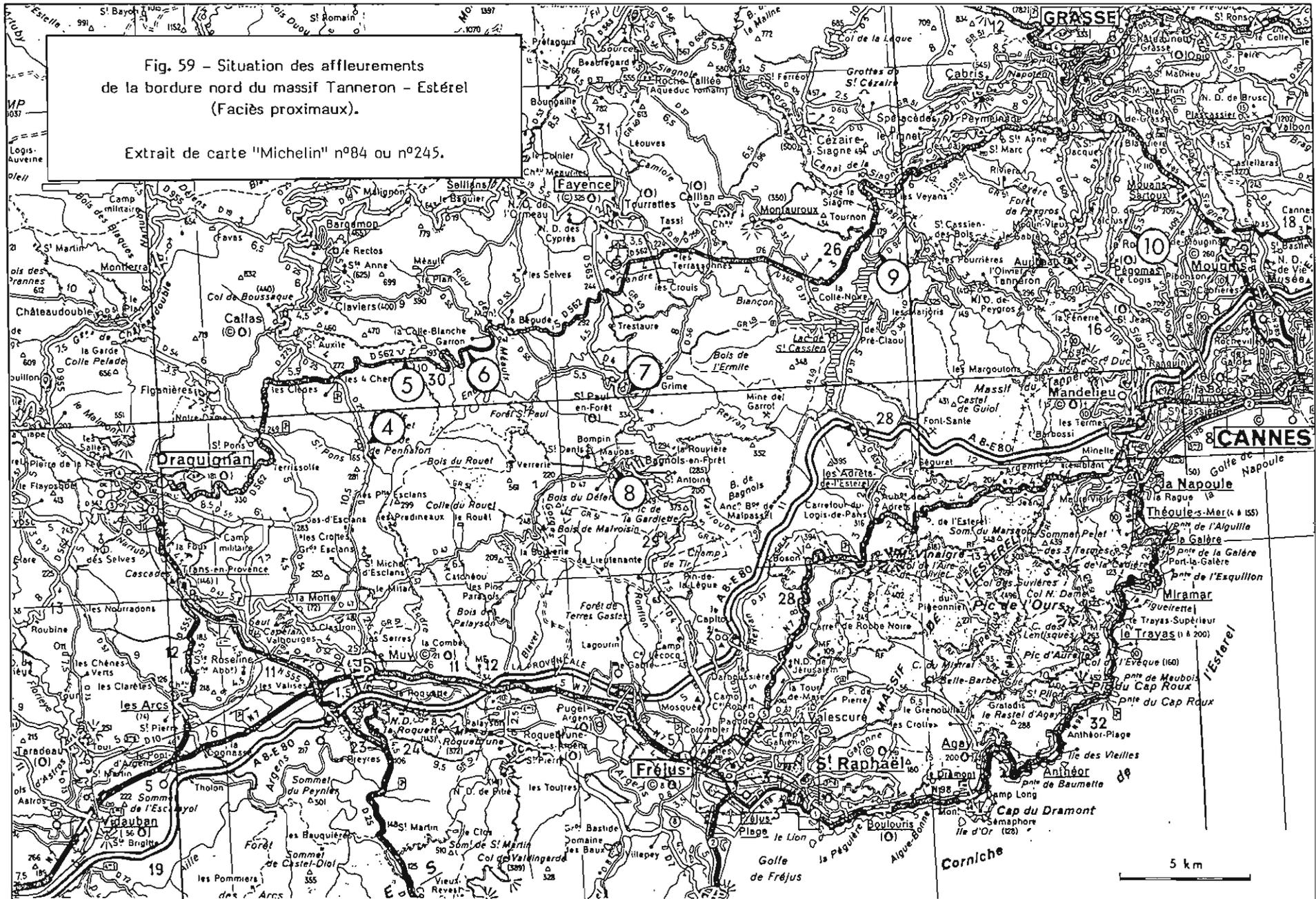
L'itinéraire rejoint ensuite la N 7 au Luc (anciennes exploitations cuprifères dans les Grès de Gonfaron) et continue à longer la "dépression permienne" jusqu'au Muy. En cours de route on peut remarquer :

- En arrivant à Vidauban, sur la droite, la butte-témoin de grès triasiques portant la Chapelle Ste Brigitte, puis, à la sortie de la ville, le massif de l'Escarayol, au SE duquel (La Garduère), un lambeau résiduel de Grès de Gonfaron repose en discordance angulaire (40°) sur la "Formation rouge inférieure" permienne. L'affleurement, spectaculaire, peut être aperçu depuis l'Autoroute de l'Estérel, mais n'est guère accessible qu'à partir du Pont d'Argens.
- Au Sud du Muy, la très pittoresque Montagne de Roquebrune : vaste cône de déjection permien, adossé au massif granitique du Plan de la Tour qui a beaucoup moins résisté aux altérations.

Du Muy à Pennafort, par la D 25 : Traversée du bassin permien du Bas-Argens, dominé au NE par l'imposant massif rhyolitique de la Colle du Rouet dont on longera l'extrémité occidentale (faisceau d'accidents sub-méridiens de Grimaud - Pennafort).

Fig. 59 - Situation des affleurements
de la bordure nord du massif Tanneron - Estérel
(Faciès proximaux).

Extrait de carte "Michelin" n°84 ou n°245.



ARRET 4 - PENNAFORT

Au Nord des gorges de Pennafort, ces affleurements (D 25 dans le vallon de la Garidelle) permettent de se rendre compte du rôle paléomorphologique joué par la rhyolite permienne A7, qui constitue l'essentiel du massif de la Colle du Rouet contourné par les paléocourants triasiques.

Près du km 30,7, au départ de la piste forestière, le Trias débute par des brèches monogéniques à éléments locaux, qui marquent le paléo-escarpement limitant ici le bassin. Plus haut, près du km 30,6, ce sont des grès fins qui reposent directement au toit de la rhyolite formant un paléorelief local.

A titre de comparaison, sur le versant sud de la butte cotée 281 (seulement 1,5 km plus au SSW), la série triasique du bassin, beaucoup plus épaisse, débute par une nappe de galets de quartz éolisés, relativement gros (L5 = 7 cm), associés à quelques lydiennes et rares quartzites d'origine septentrionale confirmant le prolongement des séries des Maures occidentales jusqu'au seuil Estéron - Moyen Verdon.

Le contraste morphologique entre paléorelief et bassin est cependant accentué, dans le paysage actuel, par le rejeu post-triasique d'une faille satellite de l'accident tardi-hercynien de Grimaud : le sommet de la série triasique (Grès en plaquettes de Solliès) affleure à proximité de la chapelle, une trentaine de mètres en contrebas.

ARRET 5 - LA JOYEUSE

Le long de la D 562, au Sud de la Colle Blanche, la série gréseuse est réputée réduite à 5 m environ (Ricour, 1962). Pourtant, en dessous de la grande carrière exploitant les calcaires du Muschelkalk supérieur, la tranchée de la route montre en fait, entre les km 54,7 et 54,9, quatre compartiments limités par des failles subméridiennes, qui montrent des faciès différents ; la puissance totale des grès affleurants peut ainsi être estimée à 25 m environ, et celle de la série à près de 40 m d'après l'analyse cartographique.

Le premier compartiment permet d'observer trois niveaux de silcrète blanchâtre. Le second montre un paléosol carbonaté colonnaire particulièrement typique.

La base de la série ne peut être observée qu'au-delà du km 55,1, au départ du second chemin d'accès aux carrières. Le Poudingue de Port-Issol (1 m) repose ici directement sur le socle métamorphique du Tanneron, profondément altéré dans l'état actuel ; des galets éolisés se rencontrent dès la base ; une dérive granocroissante est sensible jusqu'au pavage sommital (barre longitudinale) ; la taille des plus gros galets (L5 = 10 cm) est comparable à celle que l'on peut observer dans le domaine aval, mais uniquement dans l'axe du bassin. Les litages des grès surincombants indiquent des paléocourants anormaux (vers le NE) qui peuvent correspondre à des apports latéraux en provenance de la zone broyée prolongeant l'accident de Grimaud vers le Nord.

ARRET 6 - GARRON

Poursuivre la D 562 qui descend au fond de la vallée du Riou de Claviers (domaine de Garron), puis remonte sur le massif dioritique de Prignonet, dont on aperçoit différents stades d'altération dans les entailles de la route. Au Nord de Garron, dans le vallon de Roudier, des altérites infratriasiques ont été étudiées en détail par Chevalier (1984) ; il reste difficile de faire la part de ce qui revient aux paléoaltérations superficielles, antérieures au dépôt des grès triasiques, et de ce qui revient aux (paléo?) altérations sous couverture, peut-être polyphasées.

S'arrêter au sommet de la côte (parking en face du domaine de l'Eouvière) et redescendre à pied en direction de Garron. A une cinquantaine de mètres, sur la gauche, des grattages assez anciens ont dégagé partiellement une surface structurale au sein de la série détritique triasique, qui ne présente plus ici de zone pélitique moyenne ; elle permet d'observer une grande variété de types de silicification, en particulier au niveau de quelques intumescences subcirculaires, dont la plus grande atteint près de 2 m de diamètre (fig. 60).

Plus bas apparaissent, en coupe verticale, des paléosols carbonatés, dont les manchons racinaires sont bien dégagés par l'altération. On finit par atteindre le poudingue de base (visible dans le fossé), atrophique, mais dont les galets, presque exclusivement quartzeux, sont de plus grande taille qu'à l'affleurement précédent (L5 = 11,5 cm).

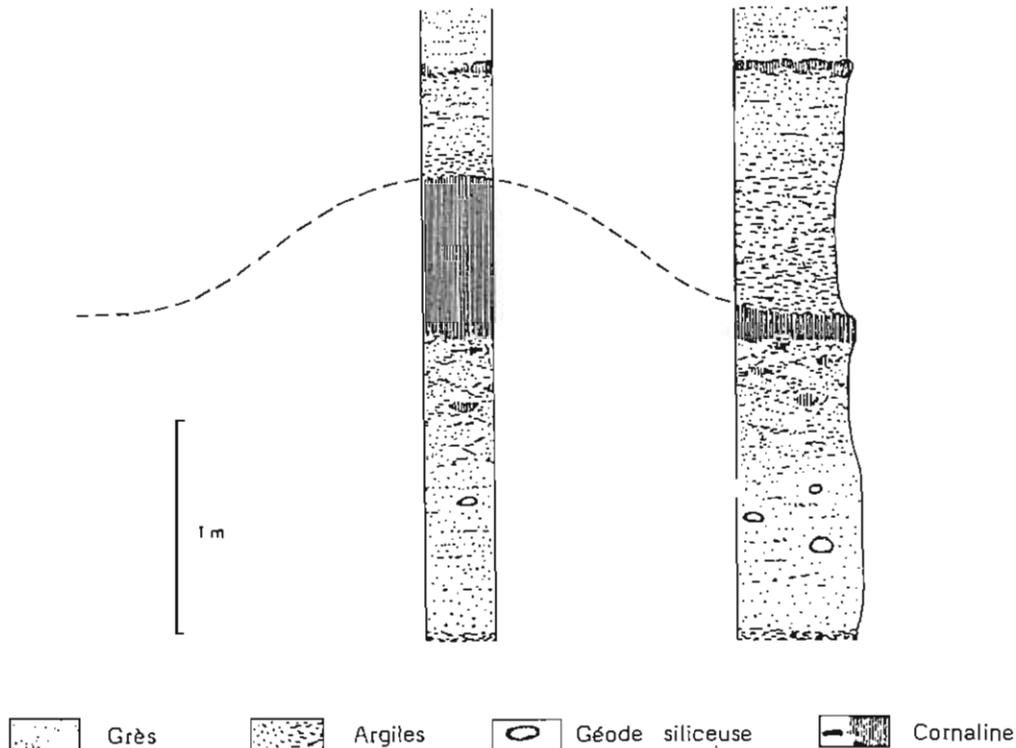


Fig. 60 - Exemple de "zone violette" silicifiée au sommet de la coupe de Garron.

A la base du profil, un grès arkosique mauve est parsemé de cavités géodiques tapissées de fins cristaux de quartz à inclusions d'anhydrite. Au-dessus, un grès argileux violacé renferme de nombreux nodules siliceux, mal délimités, de teinte voisine ; cet ensemble est scellé par un faciès silicifié massif dont l'épaisseur est très irrégulière : jusqu'à 70 cm au niveau d'intumescences subcirculaires qui semblent ennoyées par un faciès silteux bariolé ; une dernière récurrence siliceuse, rouge vif et d'aspect plus ou moins scoriacé, s'étale quelques décimètres plus haut.

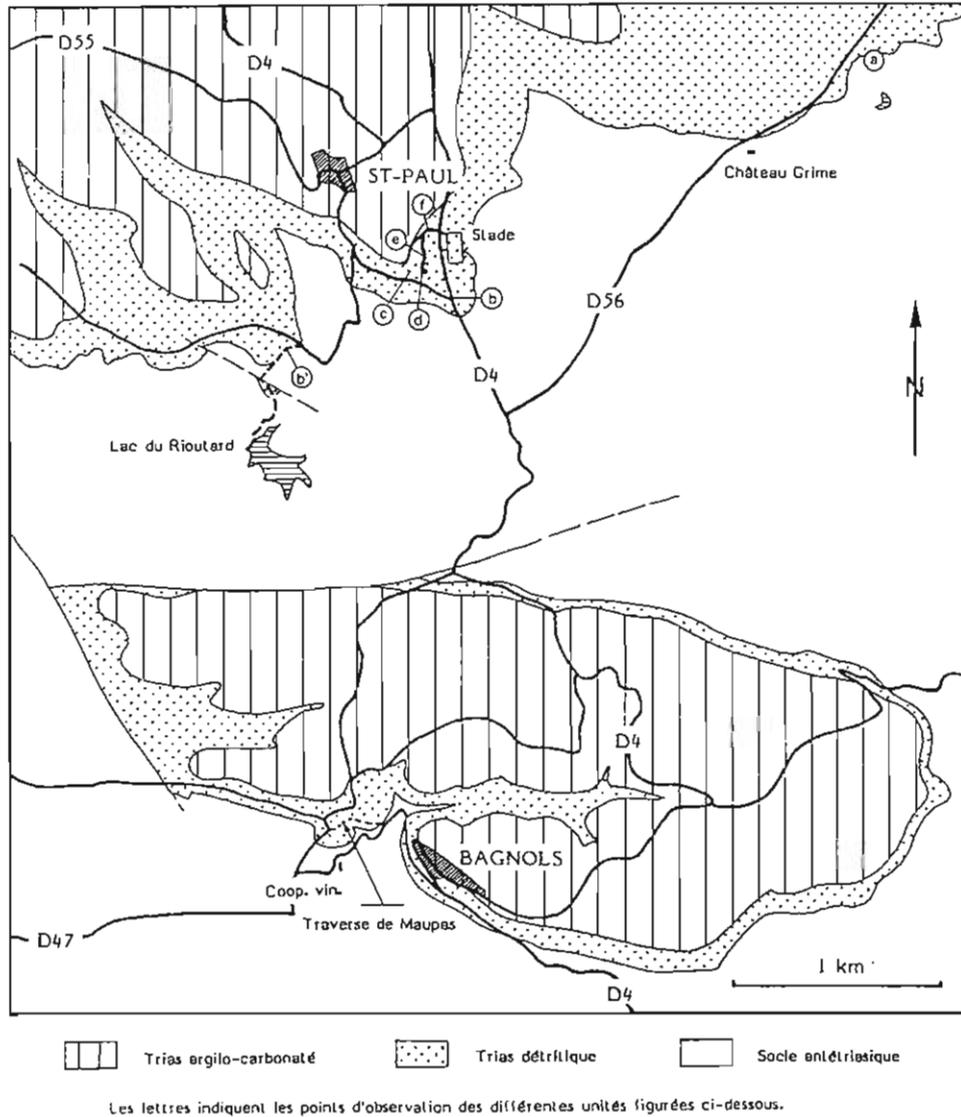


Fig. 61 - Localisation des affleurements de Saint Paul-en-Forêt (arrêt 7) et de Bagnols-en-Forêt (arrêt 8).

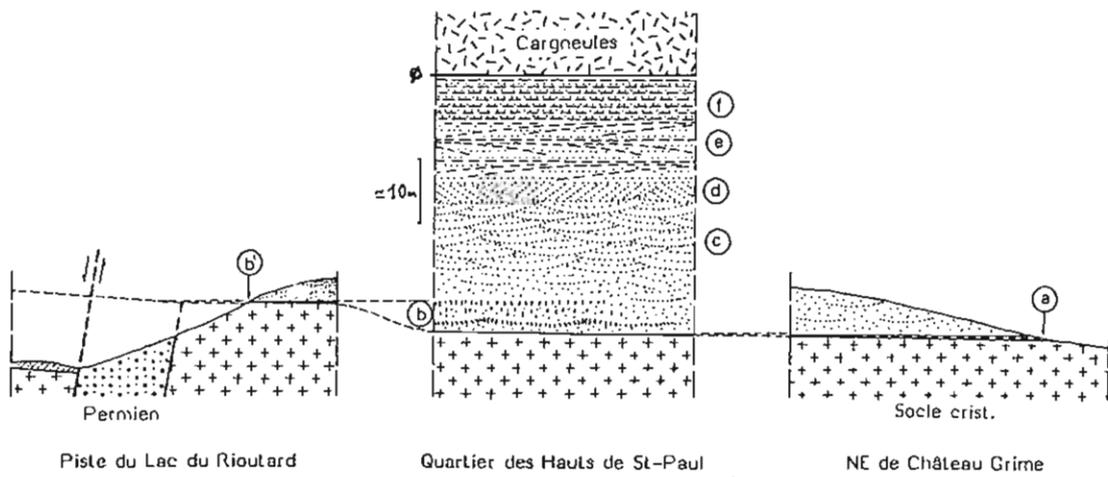


Fig. 62 - Evolution schématique de la série gréseuse triasique de Saint Paul-en-Forêt.

ARRET 7 - SAINT-PAUL-en-FORET

Dans le nouveau quartier des "Hauts de Saint-Paul", plusieurs coupes partielles permettent de reconstituer la série locale (fig. 62). De bas en haut :

- a - quelques petits galets de quartz éolisés, dispersés à la surface du socle gneissique : témoin le plus oriental du Poudingue de Port-Issol ; ils sont recouverts par un mince manteau argilo-gréseux bariolé, riche en cornaline rouge (fossés du stade et NE du Château Grime sur la D56) ;
- b - des grès jaune-verdâtre, plus ou moins conglomératiques (galets polygéniques), mal structurés, mais à stratification principale soulignée par des concrétions dolomitiques (stade et carrefour de la D4) ; vers le Sud, ces dernières se condensent pour ne constituer qu'une croûte mince (10 cm) au contact du socle, puis disparaissent (fig. 62 : piste du Rioutard) ;
- c - des grès jaunâtres, à galets rhyolitiques épars et peu émoussés, exclusivement constitués de grands faisceaux en auge à litage oblique (affleurements naturels près de la D4), indiquant un écoulement très constant vers le Nord (fig. 63) ;
- d - des grès plus grossiers, disposés en faisceaux tabulaires à feuillets fortement pentés : barres transversales (rond-point du "hameau") ;
- e - des séquences plurimétriques, allant des grès grossiers aux dépôts silto-argileux finement lités : dépôts de chenaux à forte sinuosité ("hameau") ;
- f - quelques mètres de grès fins en plaquettes, à "pseudomorphoses" de sel et niveaux convolutés, qui rappellent le sommet de la coupe de Solliès (voie d'accès au "hameau").

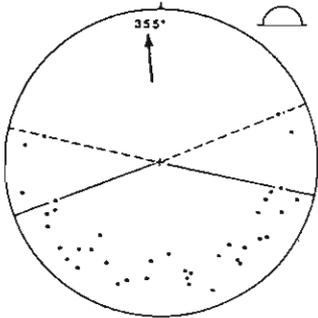


Fig. 63 - Stéréogramme des pendages de feuillets dans les grands faisceaux arqués en affleurement naturel au SE de St Paul.

La répartition des pendages, restitués ici dans leur attitude initiale, est caractéristique d'un champ de dunes hydrauliques (mégarides 3D).

ARRET 8 - BAGNOLS-en-FORET

La Traverse de Maupas donne une bonne coupe des grès bariolés à galets, plus ou moins dispersés, de rhyolites peu usés et de quartz à peine émoussés, qui constituent la totalité de la série détritique dans ce secteur très proximal de l'aire de dépôt. Ils se présentent surtout sous forme de grands faisceaux tabulaires, indiquant un écoulement vers le NW. Dans les arrachements récents, les nodules gypseux de teinte orangée ne sont pas rares ; ils peuvent atteindre une dizaine de centimètre vers la base de la série, en contrebas du chemin (propriété privée).

ARRET 9 - LAC de SAINT-CASSIEN

Les entailles de la D 94, au Nord du Lac, permettent de comparer la série détritique triasique à une série déposée dans un bassin intramontagneux à caractère molassique : le Stéphien du Bassin du Reyran, qui pourrait avoir constitué la principale source en galets de quartz du conglomérat de base triasique de la région occidentale. Le Carbonifère présente ici une alternance de grès et conglomérats jaunâtres avec des passées argilo-micacées grises. Les conglomérats, très

grossiers, sont polygéniques : gneiss, micaschistes, granites et quartz blancs déjà fortement émoussés. Les premiers dépôts triasiques, plutôt gréseux, en légère discordance angulaire, se distinguent par leur teinte rougeâtre, une plus grande dispersion des phénoclastes, et une plus forte proportion en galets de quartz, dont les plus petits présentent une morphologie en dragée caractéristique (cf. fig. 25 : c et d).

ARRET 10 - PEGOMAS

Le long de la D 209 vers Mouans-Sartoux, dans la vallée de la Mourachonne, le contact du Trias sur le socle gneissique est visible à l'entrée de la piste forestière des Maures. Il est marqué par la succession de 2 minces cordons de galets à morphologie éolienne parfaitement conservée (cf. fig. 25). Dans le premier dominant les quartz gris d'origine locale, alors que dans le second ce sont les rhyolites. Au-dessus succèdent des grès friables violacés, couronnés d'une première barre conglomératique ; les galets, à peine usés et non éolisés, sont presque exclusivement de nature rhyolitique, mais les faciès pétrographiques sont très variés. Une centaine de mètres plus loin, vers le sommet de la série qui affleure presque en continu, des intercalations argileuses, finement litées, dans des dépôts d'accrétion latérale (fig. 64), ont livré une palynoflore bien conservée d'âge Anisien inférieur.

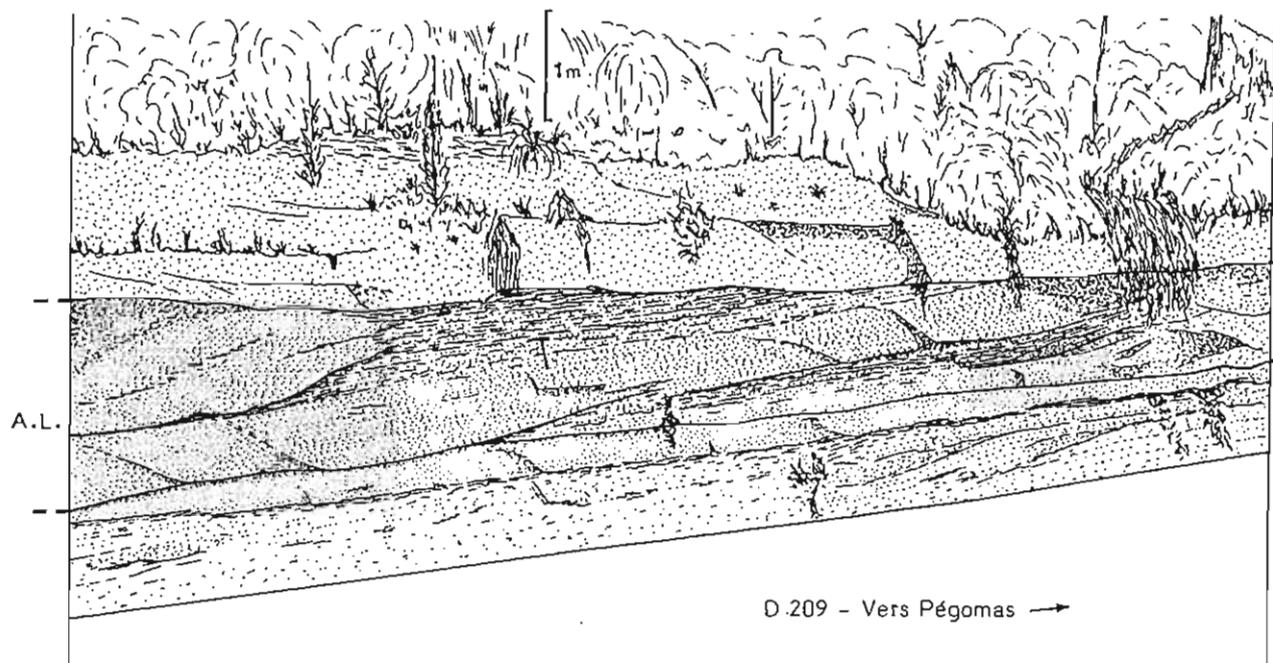


Fig. 64 - Dépôts d'accrétion latérale entre Pégomas et Mouans-Sartoux.

Ces dépôts de "point bar" (AL) sont limités, à leur base et leur sommet, par des épandages gréseux à stratification horizontale. Remarquer les relais entre faciès gréseux et faciès argilo-silteux.

Cet affleurement marque déjà la bordure du Domaine prébriançonnais, dont nous allons étudier les principaux affleurements (Dôme de Barrot et Mercantour) au cours de la seconde partie de l'excursion, après avoir remonté presque toute la vallée du Var.

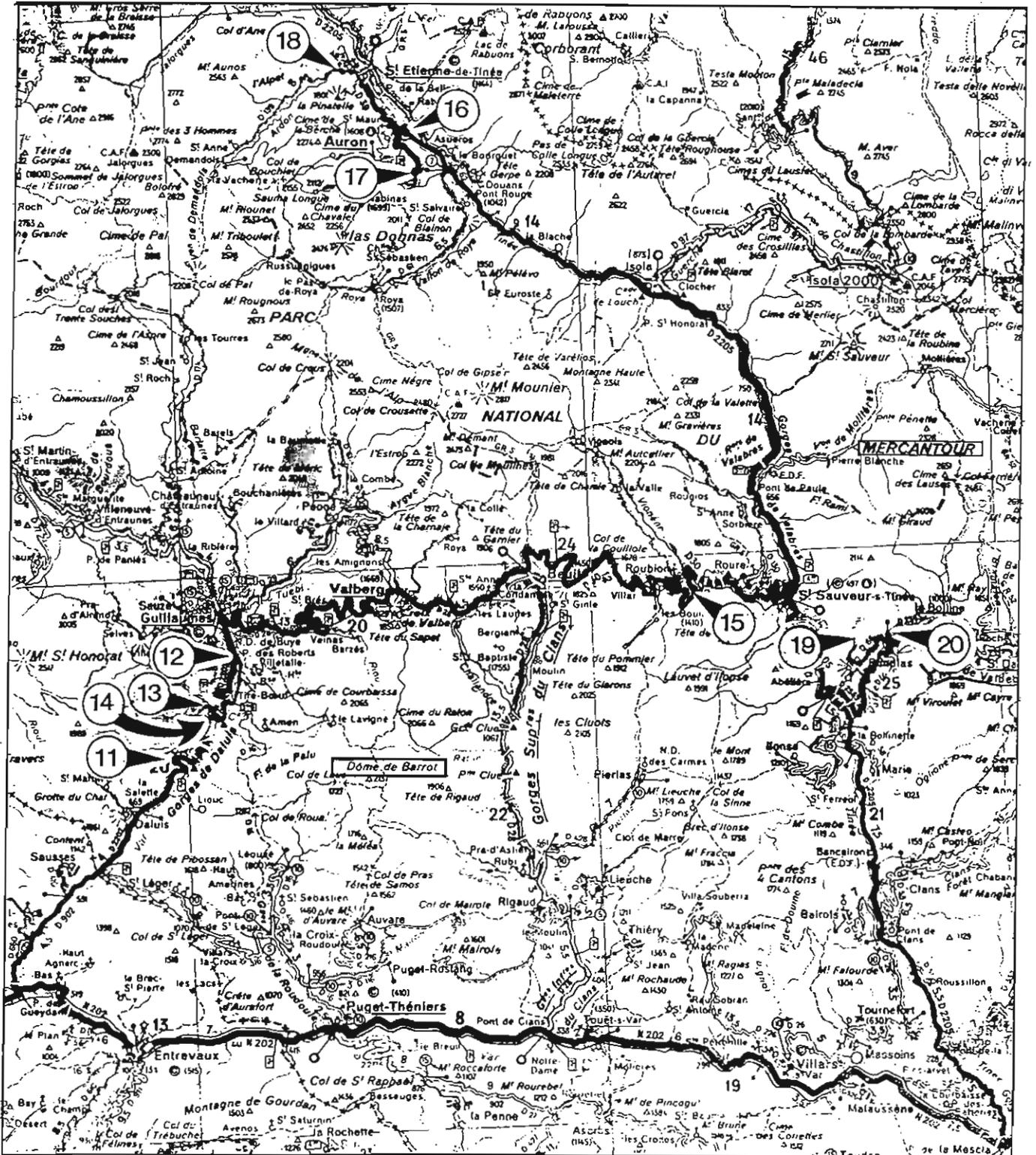


Fig. 65 - Localisation des affleurements sur le pourtour du dôme de Barrot et la bordure sud-ouest du Mercantour (d'après Carte Michelin n° 81) : Echelle 1/200 000. Les arrêts 11 à 14 sont visités durant la 2ème journée. Les arrêts 15 à 20 sont visités durant la troisième journée.

ARRET 11 - PONT DE BERTHEOU

Le principal affleurement est situé sur la rive droite d'un affluent du Var, le Berthéou. On y accède depuis le premier pont, dit "de Berthéou", rencontré (en venant du Sud) sur la D 2202 après qu'elle ait pénétré dans le Permien rouge. La Formation de Berthéou, intercalée entre le Permien et le Trias détritique grossier, n'a pratiquement été reconnue que là. Il s'agit d'un grès rose, fin, lité, qui affleure au fond du vallon. Elle est surmontée par la Formation des Roberts, riche en galets de quartz et contenant quelques gros galets de bois silicifié noir. Des blocs éboulés permettent de bonnes observations des structures de dépôt et de traces de bioturbation (ichnocoenose à "Arenicoloides" et traces de pas de petits vertébrés). De petits affleurements complémentaires existent dans tout ce vallon. On note une minéralisation (carbonates de Cu) dans les faciès les plus poreux.

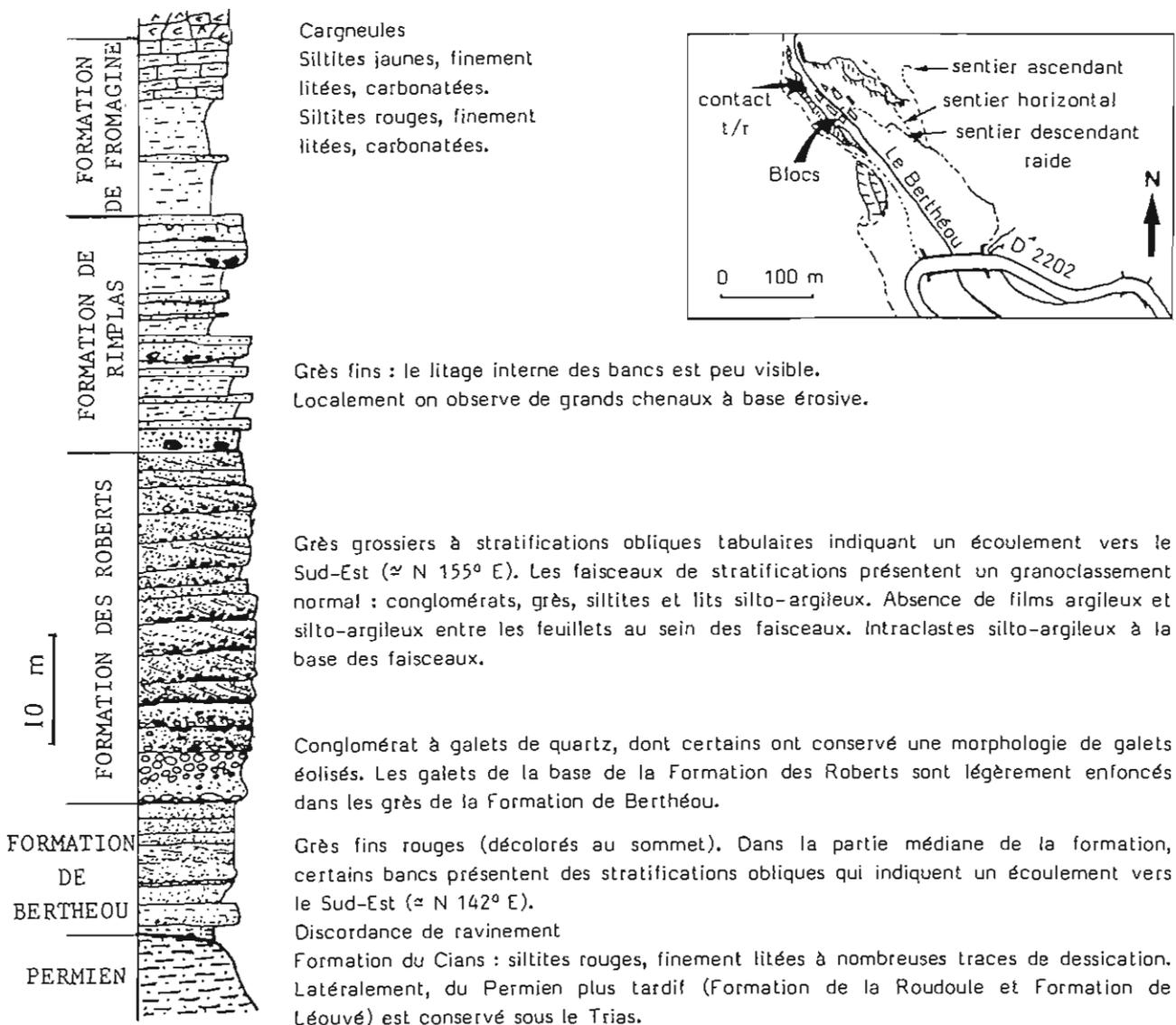


Fig. 66 - Coupe synthétique des affleurements du Pont de Berthéou.

ARRET 12 - PONT DES ROBERTS ET VALLON DU POUS

Une coupe pratiquement complète du Trias détritique (fig. 68) peut être reconstituée à partir de plusieurs affleurements, situés de part et d'autre du Pont des Roberts qui permet à la D 2202 de franchir le Var. Le contact érosif du Trias sur les schistes rouges permien est bien visible sur les deux rives du Var ; des cannelures d'érosion très nettes s'observent en rive droite, 300 m environ en aval du Pont. Les falaises claires qui encadrent le Pont, montrent surtout la Formation des Roberts : les faciès conglomératiques de base passent rapidement à des grès en faisceaux tabulaires à litage oblique, dus à la progradation de barres transversales ; l'orientation des affleurements permet de constater le caractère unipolaire des courants de dépôt, dirigés à peu près du NW vers le SE. Un sentier, juste en face du Pont permet de gravir par la droite la falaise de rive droite ; la Formation de Rimplas, affleurant au sommet, montre plusieurs niveaux à accumulations carbonatées (paléosols et niveaux de battement de nappe) et des bancs riches en intraclastes carbonatés ; l'altération météorique donne à ces faciès carbonatés une couleur brun sombre, ils sont parfois même dissous. La coupe peut être poursuivie dans le Vallon du Pous, petit torrent temporaire, qui se jette en rive gauche du Var à environ 40 m en amont du Pont des Roberts. Elle débute dans le lit du Var au sommet de la Formation des Roberts ; compte tenu du pendage, on monte très lentement dans la série en gravissant le Vallon. Dans les grès gris de la Formation de Rimplas, on identifie un grand faisceau fait de sous-faisceaux, initialement subhorizontaux, épais seulement de quelques cm et nettement stratodécroissants. La dispersion des courants de dépôt (fig. 67) tranche avec celle vue dans la Formation des Roberts. Noter aussi des faciès de décantation, sombres et riches en débris charbonneux, ainsi que plusieurs niveaux bioturbés (ichnocoenoses à *Scoyenia*, traces de pas de reptile). Un doublet de séismites apparaît vers le sommet de la formation ; le niveau supérieur est bien exposé sur des dalles usées par le torrent. Les faciès rouges de la formation de Fromagine apparaissent plus haut, relativement fins et finement lités ; on y reconnaît des rides et des fentes de dessiccation parfois fossilisées par des encroûtements algaires (par ex. sous la passerelle). Noter quelques petits niveaux convolutés, et quelques autres bioturbés (ichnocoenoses à *Fuersichnus*). On passe progressivement à des faciès plus carbonatés et plus jaunes, mais le contact avec le Muschelkalk est ici masqué.

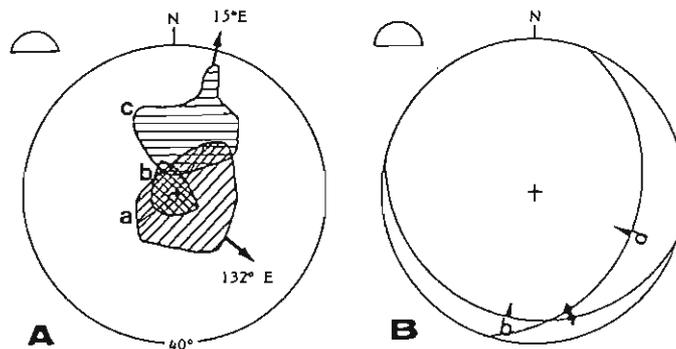


Fig. 67 - Paléocourants dans la Formation de Rimplas au Vallon du Pous.

A - Stéréogramme de l'attitude initiale des pôles de feuillets. Les lettres désignent les faisceaux (ou groupes de faisceaux) dans l'ordre stratigraphique. La dispersion globale des mesures est maximale. Au sein de chaque groupe, la dispersion des feuillets pentés à plus de 10° varie de 89° (c) à 204° (a). Les feuillets, peu dispersés et fortement pentés du faisceau c, évoquent une barre en croissant (Scroll bar), le bissectrice de leur dispersion maximale forme un angle de 117° avec la direction générale d'écoulement déduite du groupe de faisceaux a, sous-jacent. Le groupe de faisceaux b, stratodécroissant, marque l'abandon d'un chenal.

B - Exemples de divergence entre linéation de délit (◆) et ligne de plus grande pente du feuillet porteur (▲). Cet angle atteint 30° pour le feuillet b et 52° pour le feuillet d. Ces anomalies peuvent résulter de changements rapides des directions de courant et/ou de la forme tridimensionnelle des barres.

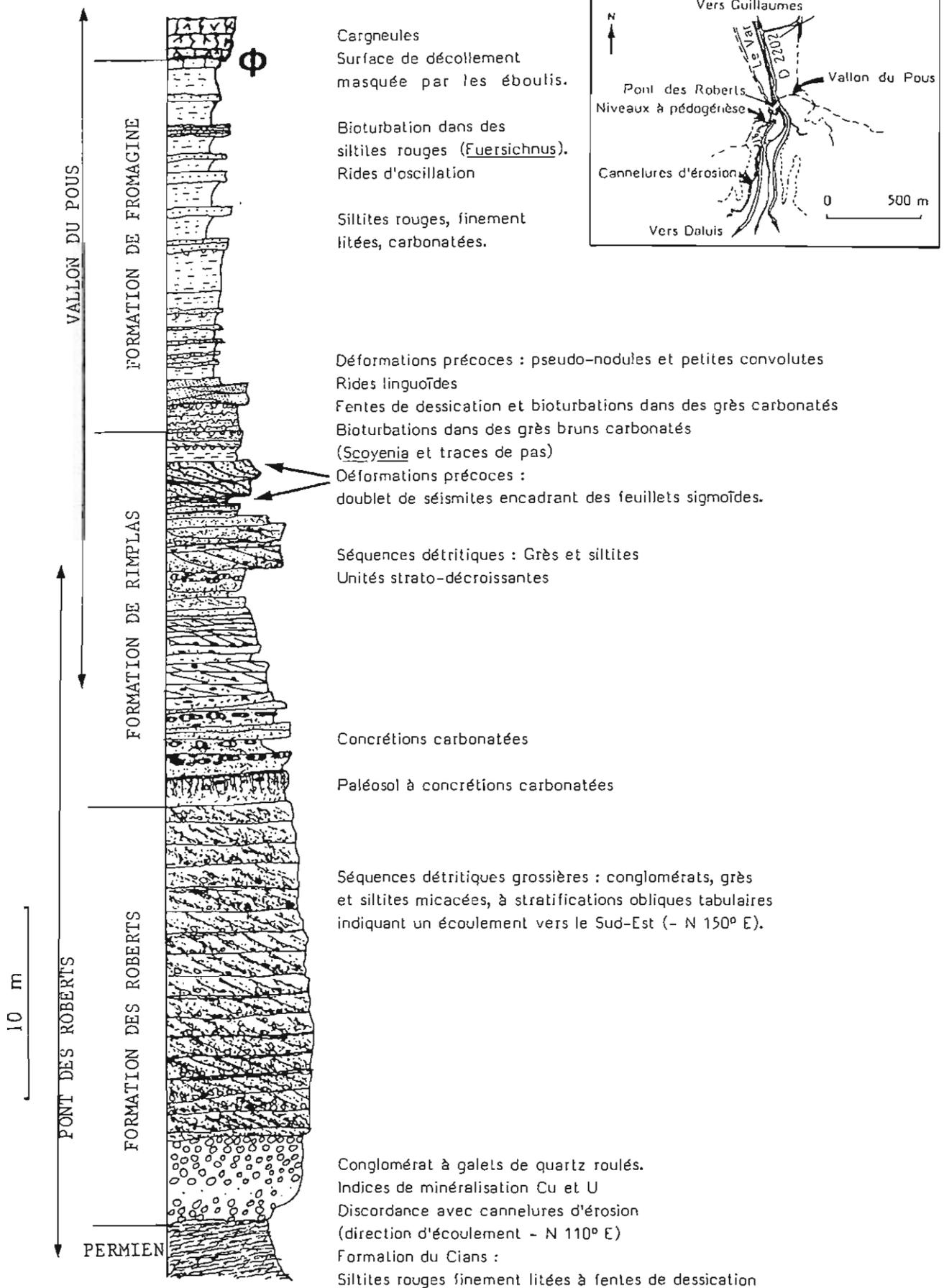
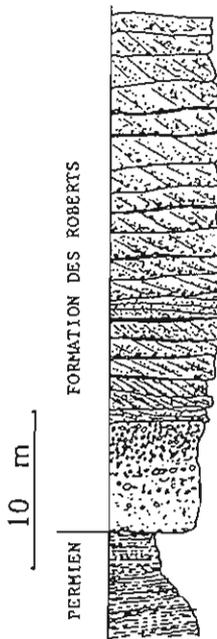


Fig. 68 - Coupe synthétique du Pont des Roberts et du Vallon du Pous.

ARRET 13 - ROUTE DE VILLEPLANE

Cette petite route (D 88) quitte la D 2202 dans les Gorges de Daluis. Elle monte en lacets dans le Permien rouge jusqu'à la falaise massive de grès triasiques blancs, qui constitue l'affleurement. Noter le contact érosif de la Formation des Roberts sur le Permien et les cannelures d'érosion visibles en longeant la falaise vers le Nord. Le conglomérat de base montre des dépôts de barre longitudinale à dérive granocroissante (fig. 70) ; il est surmonté de faisceaux tabulaires gréseux à litage oblique. Une fracturation tectonique, opposée à ce litage, donnerait parfois l'illusion de structures de type *herringbone*. Les directions d'écoulement déduites des litages obliques sont constantes (N 155° E). Depuis cet affleurement, on a un très beau point de vue plongeant sur les Gorges de Daluis.



Séquences détritiques grossières :
conglomérats, grès et siltites présentant des faisceaux de feuillets obliques tabulaires. Faisceaux fortement érosifs à la base de la série.

Conglomérat à galets de quartz roulés et à dérive granulométrique négative.

Discordance angulaire (inférieure à 5°) et cannelures d'érosion.

Formation du Cians : Siltites et argilites rouges (décolorées au sommet) à traces de dessiccation.

Fig. 69 - Coupe de l'affleurement de la route de Villeplane.

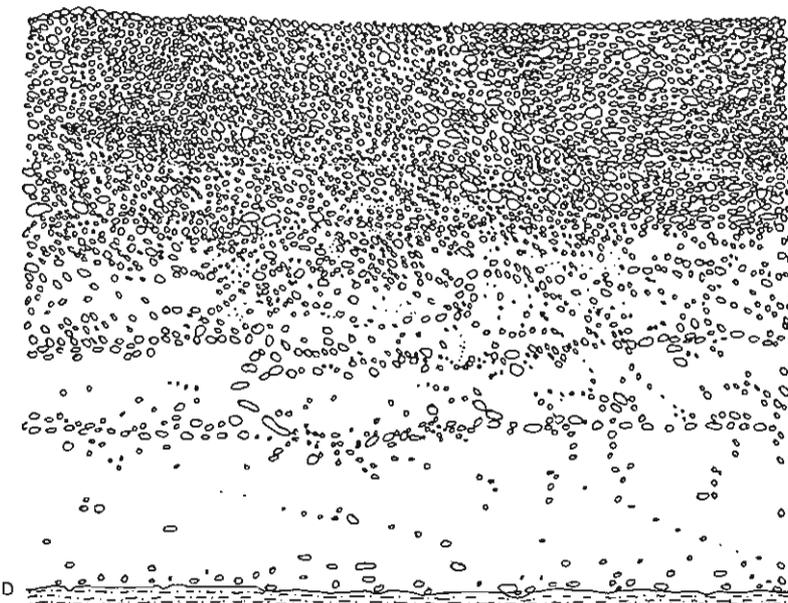
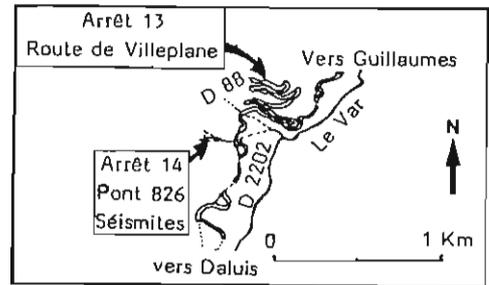


Fig. 70 - Dérive granulométrique négative des galets du conglomérat de base de la Formation des Roberts.

ARRET 14 - PONT DE LA COTE 826

Depuis le carrefour D 2202 - Route de Villeplane, descendre vers Daluis, traverser un tunnel et s'arrêter sur un petit parking à gauche, juste avant le pont et le second tunnel. Monter dans le ravin enjambé par le pont, jusqu'à rencontrer le Trias ; l'affleurement se poursuit sur le versant sud du ravin. La Formation de Rimplas présente des niveaux à concrétions carbonatées surtout alignées horizontalement, et évoquant des phénomènes de battement de nappe. Vers la cote 900, on identifie très bien le doublet de séismites reconnu dans toute la région (fig. 71). De fins niveaux sombres situés sous ce doublet ont livré des pollens d'âge Anisien inférieur. La Formation de Fromagine affleure ici de façon assez complète et, dans un ravin voisin, en allant vers l'amont du Var, il semble que l'on ait son passage stratigraphique aux cargneules du Muschelkalk, sans troncature tectonique. Quelques minéralisations (surtout Cu) semblent liées à la rencontre de deux failles subverticales (Faisceau du Touyet).

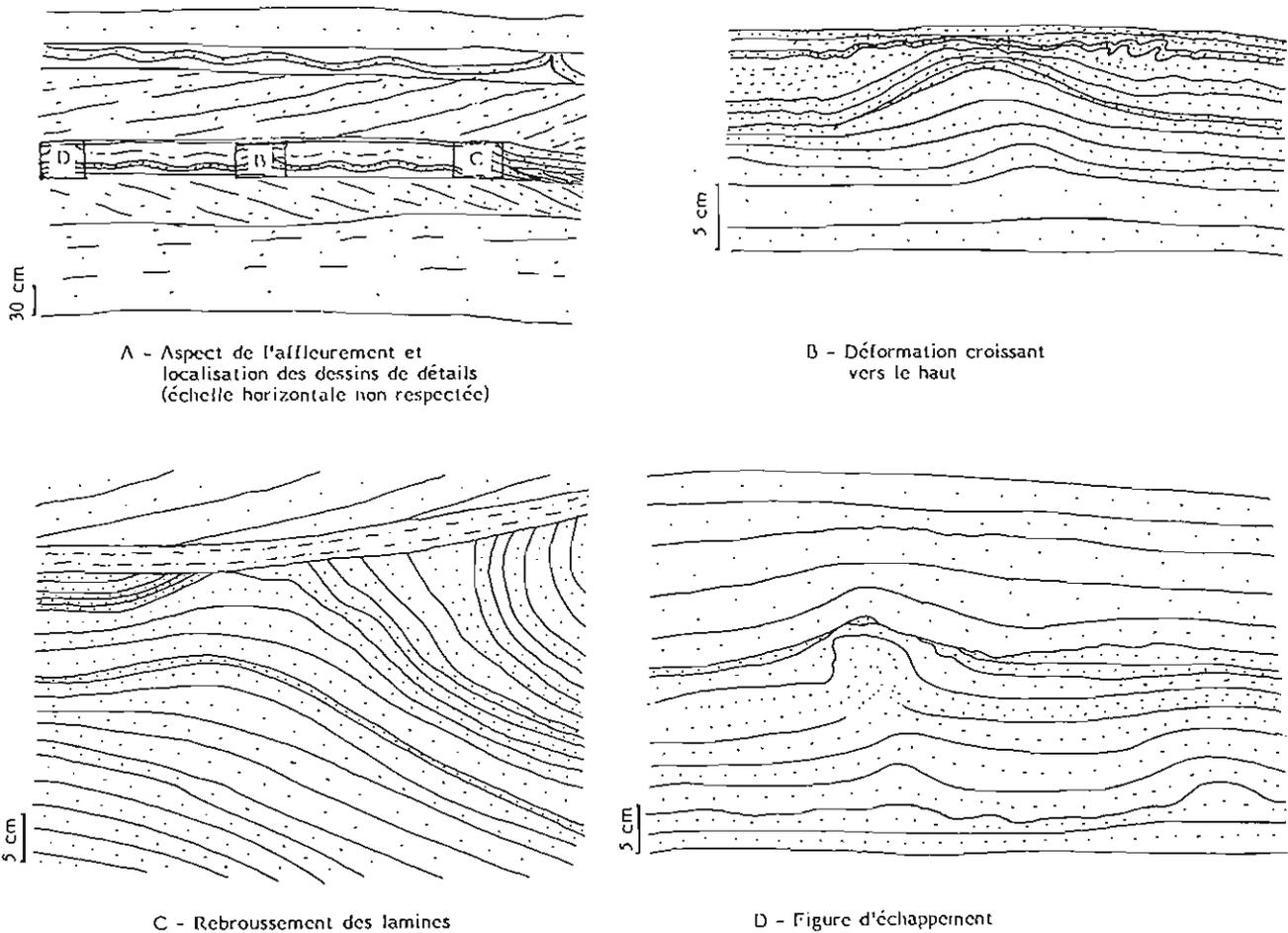


Fig. 71 - Doublet de séismites du pont de cote 826 (Arrêt n°14).

Au sommet de la Formation de Rimplas apparaissent deux niveaux convolutés distants sur cet affleurement de 1 m (1 à 2 m sur l'ensemble du dôme de Barrot). Le schéma A est une vue d'ensemble du doublet. Des détails du premier niveau convoluté sont dessinés en B, C et D.

ARRET 15 - ROUTE D 30, SAINT SEBASTIEN - LA NOUZIÈRE

Le long de la D 30, à l'Est de Roubion, le Trias affleure plusieurs fois, notamment dans les plis spectaculaires de la Vionène. Juste à l'Est du hameau de la Nouzière (2 maisons), on peut parcourir à pied la route entre un petit reposoir et une ancienne carrière exploitée pour du sable (300 m). En face du reposoir, la Formation de Rimplas montre une fois de plus le doublet de séismites, et aussi un grand chenal qui fut abandonné et comblé de matériel fin très rouge. Plus bas le long de la route, on retrouve ce même chenal ainsi que plusieurs niveaux de paléosols diversement évolués. A la petite carrière, on note d'une part des accumulations carbonatées pédologiques et leurs faciès de remaniement, d'autre part l'altération récente de certains niveaux gréseux qui peut conduire jusqu'à des faciès sableux.

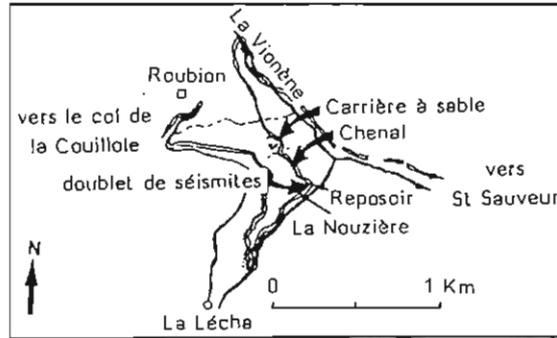


Fig. 72 - Localisation des affleurements de la D30, en dessous de Roubion.

ARRET 16 - SAINT-MAUR

En suivant la D 2205 vers le Nord, on passe sur la rive droite de la Tinée sur un pont récent. Un kilomètre plus loin à la sortie de 2 épingles à cheveux, un paléosol à concrétions carbonatées apparaît dans l'entaille de la route (fig. 73). De cet arrêt on a un bon point de vue sur l'imposant glissement de terrain de la Clapière qui affecte le versant est de la vallée de la Tinée (600 m de haut, 50 millions de m³, une vitesse qui a atteint 10 cm/jour en 1987).

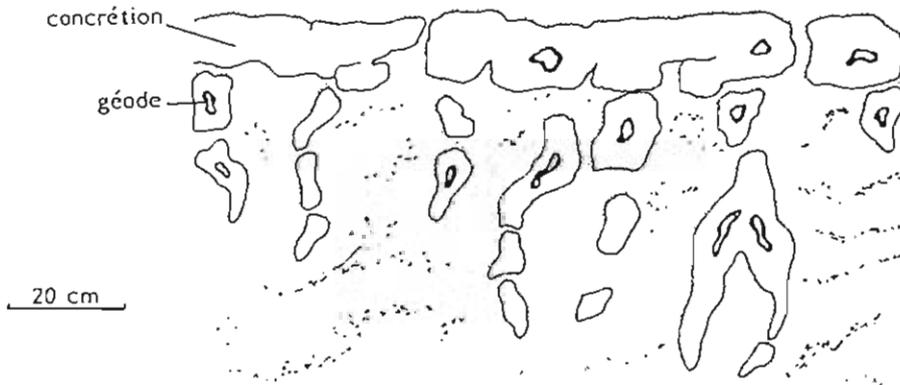


Fig. 73 - Paléosol à accumulation carbonatée (Saint-Maur).

Dans un horizon silto-argileux mauve qui se suit latéralement sur une dizaine de mètres, apparaissent des concrétions dolomitiques de couleur claire. L'agencement de l'ensemble est caractéristique d'un paléosol ; les concrétions verticales se sont vraisemblablement développées le long de chenaux racinaires. Des géodes apparaissent au cœur de certaines concrétions, elles sont plus ou moins remplies de calcite et de quartz ; il faut plutôt chercher leur origine dans le métamorphisme que dans la paléoaltération.

ARRET 17 - ROUTE D'AURON

La route d'Auron (D 39) recoupe plusieurs affleurements du Trias détrititque qui permettent de constater que les trois formations connues dans le Barrot existent ici aussi. Un affleurement montre le contact sur le Permien (Formation d'Auron). La Formation de Fromagine affleure particulièrement bien dans la dernière épingle à cheveux avant la station d'Auron (fig. 74).

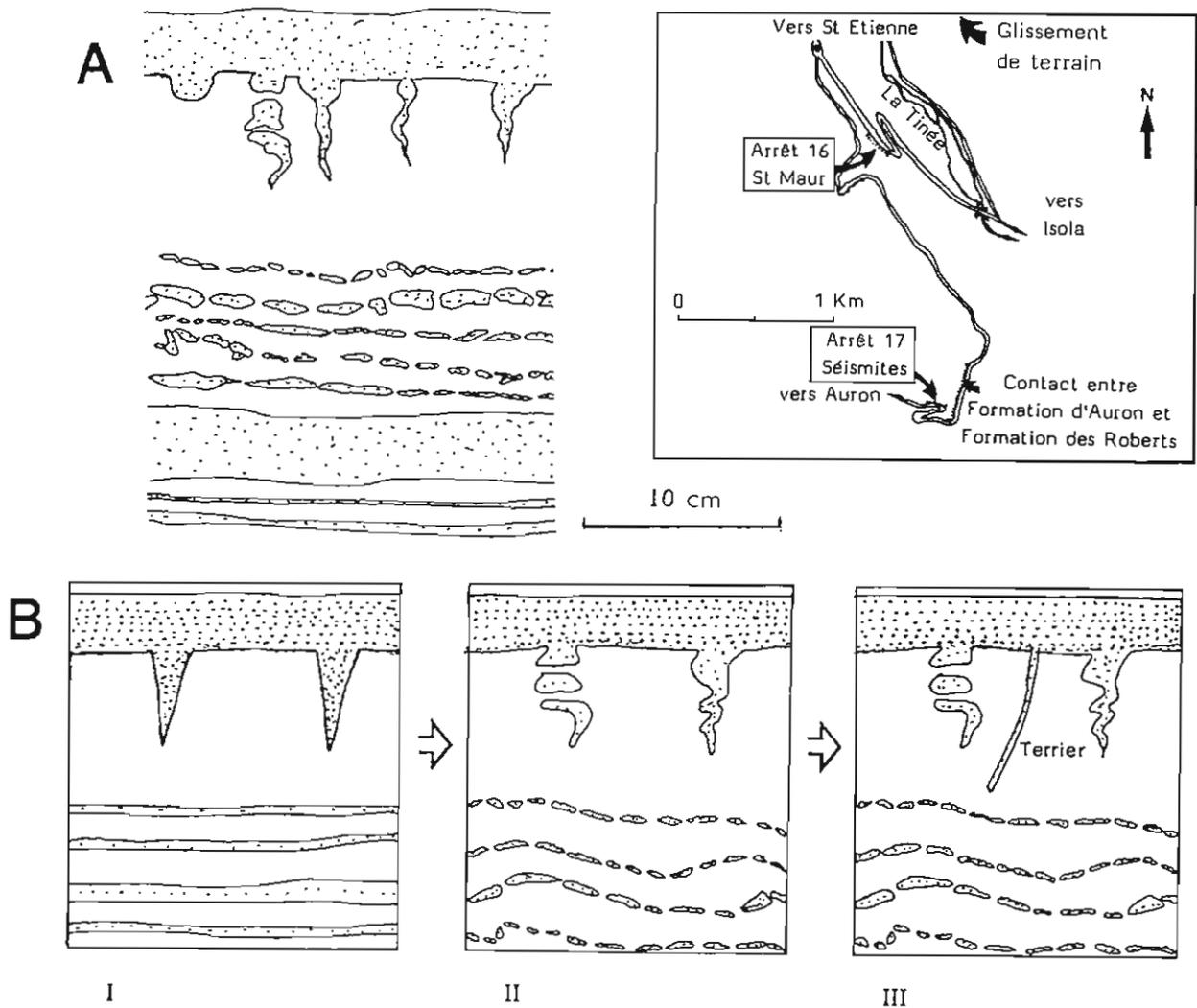


Fig. 74 - Séismite dans la Formation de Fromagine le long de la route d'Auron.

A - Ensemble d'un niveau perturbé, présentant des lits gréseux segmentés, surmontés de fentes de dessiccation segmentées.

B - Schémas présentant un modèle génétique du niveau précédent :

I - une période d'émergence voit apparaître des fentes de dessiccation dans un sédiment silto-argileux ; la remise en eau est suivie du dépôt d'un sable qui remplit les fentes de dessiccation ;

II - au moment des secousses induites par le séisme, le niveau sableux du sommet se désolidarise progressivement des niveaux fins sous-jacents, d'où le plissement et la segmentation des fentes de dessiccation ; la mise en évidence d'une segmentation est importante car elle évite de confondre ce phénomène avec le résultat de la compaction ;

III - dans de rares cas, on a pu observer des terriers non déformés recouper l'ensemble, ce qui atteste de la précocité des déformations.

ARRET 18 - SAINT-ETIENNE-DE-TINEE

A Saint-Etienne, prendre la piste du Demandols (D 139) et s'arrêter près du barrage à la sortie de la ville. L'affleurement, en falaise, se prolonge par des dalles dans le lit de l'Ardon. On retrouve les 3 formations du Trias détrique, mais les plissements ont entraîné des glissements banc à banc, et il n'est pas sûr que la série soit complète. La falaise permet d'observer de multiples surfaces couvertes de rides ; les rides de courant dominant dans la Formation de Rimplas, alors que celles d'oscillation sont plus abondantes dans la Formation de Fromagine. Noter aussi les nombreuses fentes de dessiccation et quelques niveaux bioturbés. Dans le lit de l'Ardon, on identifie des dépôts d'accrétion latérale, des niveaux de séismites et des pistes de petits vertébrés (*Rhynchosauroïdes*).

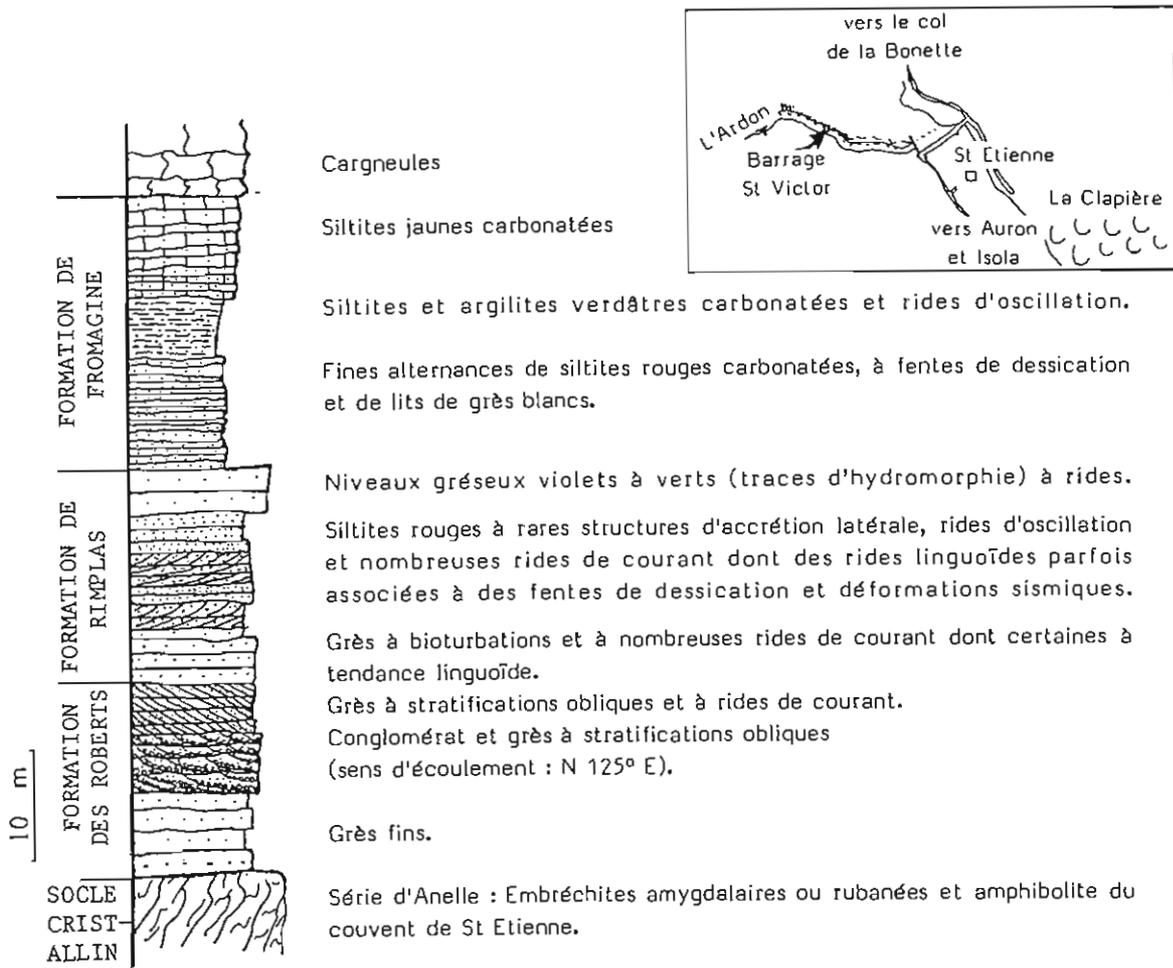


Fig. 75 - Coupe de l'affleurement du barrage St Victor près de St Etienne de Tinée.

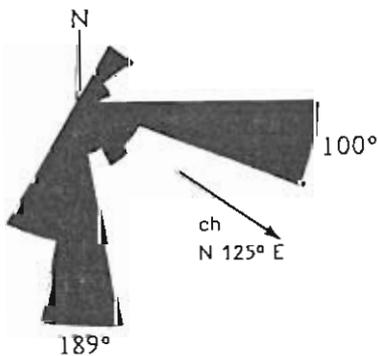


Fig. 76 - Rose des directions de courant déduites des rides (26 mesures) au barrage St Victor.

Les deux directions principales s'écartent de la direction locale d'écoulement déduite des litages obliques. Les débordements des chenaux permettent des inondations fugaces de la plaine alluviale, étalant des nappes sableuses à rides de courant de part et d'autre de ces chenaux. Un épisode de décantation fossilise ensuite les rides de courant.

ARRET 19 - GR 5 - RIMPLAS

On quitte le pittoresque village de Rimplas par le GR 5, vers le Nord. L'affleurement est à 600 m. Malgré l'importance de la tectonique et du métamorphisme, on peut penser que le Trias détritique est à peu près complet (fig. 77). La Formation des Roberts y est classique ; quelques galets de quartz ont gardé des traces d'éolisation. La Formation de Rimplas se caractérise ici par l'importance des paléosols ; en fait la formation est une succession de cyclothèmes sédimentopédogénétiques (fig. 78). Les séquences de dépôt ne présentent que rarement des structures sédimentaires visibles, mais elles sont pratiquement toutes affectées par la pédogenèse, à des degrés divers : marmorisations, concrétions carbonatées de taille pisolitique en base de profil, croûtes carbonatées plus ou moins continues en sommet de séquence. On a pu dans quelques cas identifier de petites concrétions siliceuses (cornaline) avec des traces de sulfates (pseudomorphoses ou *boxworks*). Les cimentations dolomitiques sont également assez systématiques dans les faciès grossiers de base de séquence, là où les eaux circulaient latéralement au-dessus d'un horizon relativement imperméable. Tous ces faciès carbonatés apparaissent aussi en nombreux remaniements intraformationnels. On note en particulier de petits chenaux, larges de quelques mètres, et essentiellement remplis de galets carbonatés de couleur brun sombre. Ce phénomène traduit l'importance des remaniements et du démantèlement des croûtes carbonatées dans la plaine alluviale. Vers le sommet de la Formation de Rimplas, les paléosols semblent moins abondants.

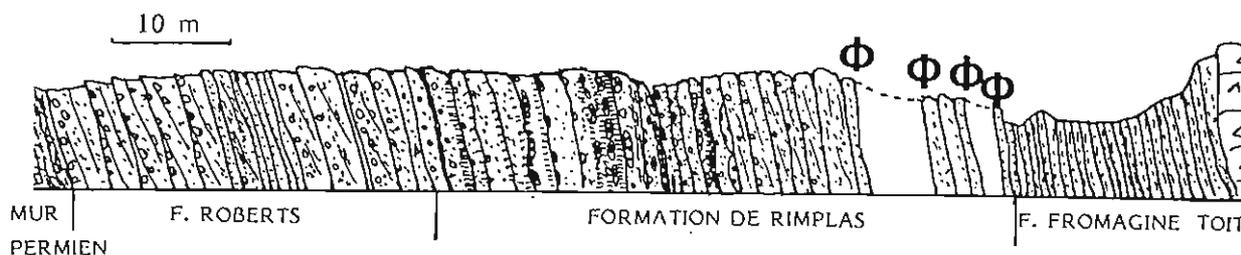
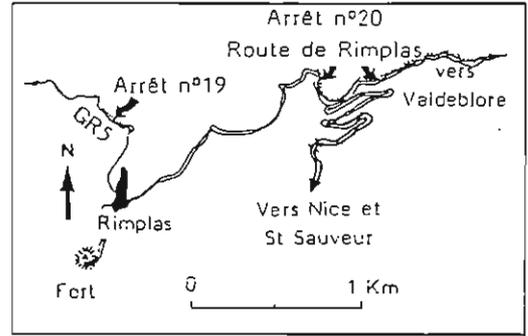
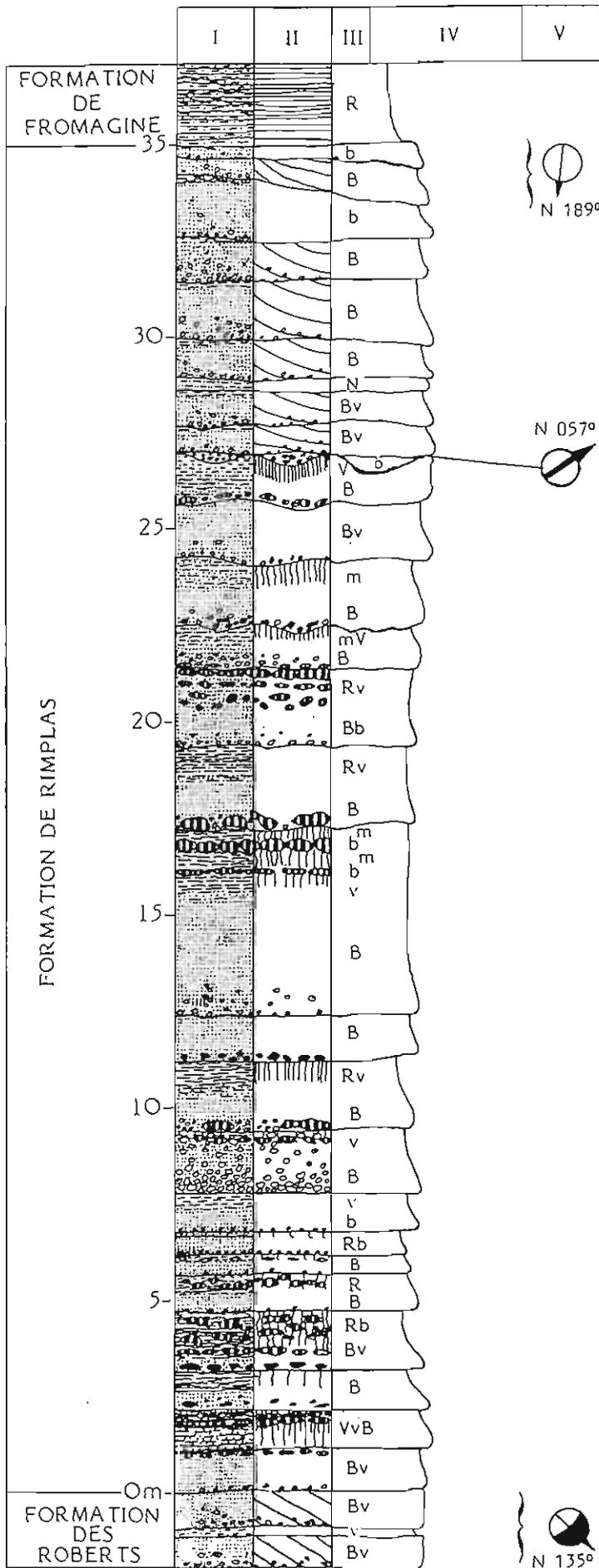


Fig. 77 - Affleurement sur le GR5 au Nord de Rimplas (Arrêt n°19).

ARRET 20 - ROUTE DE RIMPLAS - ROUTE DE VALDEBLORE

La seule route qui conduit à Rimplas (D 66), aussi bien que la D 2565 entre le carrefour avec la D 66 et celui avec la D 2205 dans la vallée de la Tinée, recourent de nombreuses fois le Trias détritique, et permettent ainsi d'observer divers faciès des trois formations de cette série. La Formation de Rimplas affleure bien le long de la D 66. On constate qu'à environ 1 km à vol d'oiseau de l'arrêt n° 19, les paléosols sont beaucoup moins nombreux, ce qui prouve la grande variabilité des faciès dans les formations alluviales. Près du carrefour D 66 - D 2565, la Formation de Fromagine affleure bien ; elle présente de multiples surfaces à rides et à fentes de dessiccation. Depuis le carrefour D 2205 - D 2565, en suivant la route de Valdeblore, on peut faire une coupe à peu près complète du Trias détritique.



I - CONSTITUANTS :

- Argiles et silts
- Sables
- Graviers et galets
- Concrétions dolomitiques
- Intraclastes dolomitiques

II - STRUCTURES :

- Faisceau tabulaire
- Paléosol hydromorphe bien développé
- Paléosol hydromorphe peu développé
- Dolocrète (Paléosol à accumulation dolomitique)

III - TEINTES

- B blanchâtre
- b brun
- m mauve
- N noir
- R rouge
- V violacé
- v vert

IV - MORPHOLOGIE

V - PALEOCOURANTS

- Paléocourants déduits de l'axe d'un chenal
- Paléocourants déduits des litages obliques

Fig. 78 - La Formation de Rimblas le long du GR5 à Rimplas : Séquences sédimento-pédogénétiques caractéristiques (Arrêt n°19).

BIBLIOGRAPHIE

- ADLOFF M.C. et DOUBINGER J. (1977) - Observations palynologiques dans le Muschelkalk inférieur du sondage de Mersch, Luxembourg. Publ. Serv. géol. Luxembourg, Bull. 8, pp. 37-53.
- ALAM M.M., CROOK K.A.W. et TAYLOR G. (1985) - Fluvial herring-bone cross-stratification in a modern tributary mouth bar, Coonamble, New South Wales, Australia. *Sedimentology*, 32, pp. 235-244.
- ALLEN J.R.L. (1963) - The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.
- ALLEN J.R.L. (1964) - Studies in fluvial sedimentation : Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, pp. 163-198.
- ALLEN J.R.L. (1966) - On bed forms and palaeocurrents. *Sedimentology*, 6, pp. 153-190.
- ALLEN J.R.L. (1968) - Currents Ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L. (1982) - Sedimentary structures : their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30. Elsevier, Amsterdam, 2 vol., 663 p.
- ALLEN J.R.L. (1983) - Gravel overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment : examples from the Lower Old Red Sandstone, southern Britain. *Sedimentology*, 30, pp. 285-294.
- ARBEY F. (1980) - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 4, pp. 309-365.
- AVRIL G., DURAND M., PERRIAUX J., TRAORE H. et USELLE J.P. (1987) - Sédimentologie du Permien et du Trias détritique du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes). *Mém. h.s. Géol. Alpine*, 13, pp. 69-80.
- BAUDEMONT D. (1985) - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). Thèse, Strasbourg, 204 p., 15 fig., 8 tabl.
- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, pp. 261-308.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971) - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara : sédimentation et discontinuités. *Evolution structurale d'un craton*. Technip, Paris, 464 p.
- BOERSMA J.R. (1970) - Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Thèse Univ. Utrecht, 65 p.
- BOERSMA J.R., MEENE E.A. Van de, et TJALSMA R.C. (1968) - Intricated cross-stratification due to interaction of a mega-ripple with its lee-side system of backflow ripple (upper-pointbar deposits, lower Rhine). *Sedimentology*, 11, pp. 147-162.
- BORDET P. (1950) - Le dôme permien de Barrot (Alpes Maritimes) et son auréole de terrains secondaires. Bull. Serv. Carte géol. France, 48, 228, pp. 51-89.
- BORDET P. (1951) - Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 207 p., 81 fig.
- BROMLEY R. et ASGAARD U. (1979) - Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, Amsterdam, 28, pp. 39-80.
- BROUTIN J., DOUBINGER J., GISBERT J. et SATTA-PASINI S. (1988) - Premières datations palynologiques dans le faciès Buntsandstein des Pyrénées catalanes espagnoles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, (2), pp. 159-163.
- BUOL S.W., HOLE F.D. et McCracken R.J. (1973) - Soil genesis and classification. Iowa State Univ. Press, Ames, 360 p.
- BUURMAN P. (1972) - Paleopedology and stratigraphy on the Condrosian peneplain (Belgium) with a reconstitution of a paleosol. Center for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, 67 p.
- CARON J.-P. (1968) - Mise en évidence du Muschelkalk inférieur dans la région toulonnaise (Var). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 266, (D), pp. 1699-1701.
- CARON J.-P. (1969) - Livret-guide de l'excursion sur le Trias de Provence : Ass. Géol. Sud-Est et Sect. Trias du Com. Mésozoïque méditerranéen. *Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille*, (c), 1, 19 p., 8 fig.
- CARON J.-P. (1970) - Episodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'Arc de Barjols (Var). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270, (D), pp. 1223-1226.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1963) - Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, 3 vol., 765 p.
- CASTELLTORT F.X. et MARZO M. (1987) - Facies analysis of a Middle Triassic terminal fan built by sand-bed ephemeral streams (Middle Muschelkalk ; Catalan Coastal Range, NE Spain). 8th IAS region. Meet. *Sedimentol.*, Tunis, abstr., pp. 139-140.
- CHAMBERLAIN C.K. (1975) - Recent lebensspuren in nonmarine aquatic environments. In : FREY R.W. (ed.), *The study of trace fossils*. Springer, Berlin, pp. 431-458.

- CHARLES R.P. (1949) - Note sur la présence de *Chirotherium* près de Solliès-Ville (Var). C.R. Séances Soc. Et. paléontol. palethnogr. Provence, Marseille, 2, pp. 10-12, 3 fig.
- CHEVALIER Y. (1984) - Altération météorique actuelle et paléoaltérations du socle provençal (France), évolution comparée des socles et des eaux de lessivage correspondantes. Thèse Sciences, Nice, 691 p., 258 tabl., 134 fig.
- COLLINSON J.D. et THOMPSON D.B. (1982) - Sedimentary structures. Allen et Unwin, London, 194 p.
- CORROY G. (1963) - Trias de Provence orientale. Mém. B.R.G.M., Paris, 15, pp. 177-186.
- COUREL L. et DEMATHIEU G. (1984) - Les inversions de relief dans les traces fossiles ; leur signification. 109e Congrès nat. Soc. sav., Dijon, sci., 1, pp. 373-383.
- COURNUT A. (1966) - Contribution à l'étude sédimentologique et métallogénique du Grès bigarré de la région du Luc-en-Provence (Var). Thèse 3e cycle, Univ. Nancy, 88 p., 10 fig. 8 tabl.
- CULA P. et COUREL L. (1987) - Les Grès inférieurs du Trias cévenol : systèmes sédimentaires fluviaux et laguno-marins. Mém. h.s. Géol. Alpine, Grenoble, 13, pp. 103-111.
- DAUGAS F. et MEYER R. (1982) - Les dépôts continentaux cénozoïques au Nord du Périgord. Place des faciès "sidérolithiques". C.R. Acad. Sci., Paris, 295, (2), pp. 493-496.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENHARDT M.-J. : coord. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Orléans, n° 125 et 126.
- DECONINCK J.-F. et STRASSER A. (1987) - Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 80, 3, pp. 753-772.
- DEMATHIEU G.R. (1984) - Une ichnofaune du Trias moyen du Bassin de Lodève (Hérault, France). *Ann. Paléontol.*, Paris, 70, 4, pp. 247-273.
- DOUBINGER J. et BÜHMANN D. (1981) - Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland) Palynologie und Tonmineralogie. *Z. deut. geol. Ges.*, Hannover, 132, pp. 421-449.
- DUBOIS P. et UMBACH P. (1974) - A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), 16, pp. 696-707.
- DURAND M. (1972) - Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. C.R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 5, pp. 214-215.
- DURAND M. (1975) - Nature des colorations violettes et vertes de certains grès triasiques. C.R. Acad. Sci., Paris, 280, (D), pp. 2737-2740.
- DURAND M. (1978) - Paléocourants et reconstitution paléogéographique - L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sci. Terre*, Nancy, 22, pp. 301-390.
- DURAND M. (1982) - Influence des vents de violence exceptionnelle sur le façonnement des galets du Conglomérat principal des Vosges gréseuses. *Coll. ASF : Evénements exceptionnels et sédimentologie*, Paris, rés. p. 13.
- DURAND M. (1988) - Le Trias détritique du "Bassin du Sud-Est" : Paléogéographie et environnements de dépôt. Mém. h.s. Géol. Alpine, Grenoble, 14, pp. 67-78.
- DURAND M., AVRIL G. et MEYER R. (1988) - Paléogéographie des premiers dépôts triasiques dans les Alpes externes méridionales : Importance de la Dorsale delphino-durancienne. C.R. Acad. Sci., Paris, 306, (2), pp. 557-560.
- DURAND M. et MEYER R. (1982) - Silicifications (silcrètes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 35, pp. 17-39.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. et PEMBERTON S.G. (1984) - Ichnology : trace fossils in sedimentology and stratigraphy. S.E.P.M. short Course Notes, Tulsa, 15, 317 p., 93 fig.
- ELLENBERGER P. (1965) - Découvertes de pistes de Vertébrés dans le Permien, le Trias, le Lias inférieur, aux abords de Toulon (Var) et d'Anduze (Gard). C.R. Acad. Sci., Paris, 260, pp. 5856-5859.
- ELLIOTT R.E. (1965) - A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters. *Sedimentology*, 5, pp. 193-209.
- ERIKSSON K.A. et VOS R.G. (1979) - A fluvial fan depositional model for middle Proterozoic red beds from the Waterberg Group, South Africa. *Precambrian Res.*, Amsterdam, 9, pp. 169-188.
- ESQUEVIN J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau*, 3, pp. 147-154.
- EYNON G. et WALKER R.G. (1974) - Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario : a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, pp. 43-70.
- FERGUSON R.L. (1977) - Meander sinuosity and direction variance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp. 212-214.
- FOLK R.L. (1968) - Bimodal supermature sandstones : Product of the desert floor. *Rep. 23e Internat. Geol. Congr.*, Prague, sect. 8, pp. 9-32.
- FOLK R.L. et PITTMAN J.S. (1971) - Length-slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, 41, pp. 1045-1058.

- FREY R.W., PEMBERTON S.G. et FAGERSTROM J.A. (1984) - Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Anchorichnus*. *J. Paleont.*, Tulsa, 58, pp. 511-528.
- FRIEND P. (1978) - Distinctive features of some ancient river systems. In : MIALL A.D. (ed.), *Fluvial sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, pp. 531-542.
- FRIEND P.F., SLATER M.J. et WILLIAMS R.C. (1979) - Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 39-46.
- FÜCHTBAUER H. (1974) - *Sedimentary Petrology, II : Sediments and Sedimentary Rocks 1*. Schweizebart'sche Verlag, Stuttgart, 2e éd., 463 p.
- FÜRSICH F.T. et MAYR H. (1981) - Non-marine *Rhizocorallium* (trace fossil) from the Upper Freshwater Molasse (Upper Miocene) of southern Germany. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart, 6, pp. 321-333.
- GORNITZ V.M. et SCHREIBER B.C. (1981) - Displacive halite hoppers from the Dead Sea : some implications for ancient evaporite deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 51, pp. 787-794.
- GOTTIS M. et ROGER Ph. (1965) - Rivages marins pyrénéens au Trias inférieur ? Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques sur l'emplacement du massif de la Rhune. *Act. Soc. linné.*, Bordeaux, 102, (B), 8, p. 1-8.
- GOVERNET Cl. (1963) - Trias de provence occidentale. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, 15, pp. 165-176.
- GOVERNET Cl., GUIEU G. et ROUSSET Cl. (1971) - Provence. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 229 p.
- GUILLEMIN C. (1952) - Etude minéralogique et métallogénique du gîte plombocuprifère du Cap Garonne (Var). *Bull. Soc. franç. Min. Crist.*, 75, pp. 70-160.
- HARDER H. (1975) - Contribution to the geochemistry of boron II : boron in sediments. In : WALKER C.T. (ed.), *Geochemistry of boron*. Dowden, Hutchinson et Ross, Stroudsburg, pp. 83-104.
- HARDIE L.A., SMOOT J.P. et EUGSTER H.P. (1978) - Saline lakes and their deposits : a sedimentological approach. In : MATTER A. et TUCKER M.E. (ed.), *Modern and ancient lake sediments*. IAS Spec. Publ., 2, pp. 7-41.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. et WALKER R.G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *S.E.P.M. short Course Notes*, Tulsa, 2, 161 p.
- HERAIL G. (1984) - Les cônes de déjection : formes et sédiments. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, pp. 135-150.
- HESSE R. et READING H.G. (1978) - Subaqueous clastic fissure eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian), Nova Scotia, Canada. In : MATTER A. et TUCKER M.E. (ed.), *Modern and ancient lake sediments*. IAS Spec. Publ., 2, pp. 241-257.
- HUBERT J.F. et HYDE M.G. (1982) - Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system : Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 29, pp. 457-474.
- HUNTER R.E. (1977a) - Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, pp. 361-387.
- HUNTER R.E. (1977b) - Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *J. Sedim. Petrol.*, 47, pp. 697-706.
- JACKSON R.G. (1976) - Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *J. Sedim. Petrol.*, 46, pp. 579-594.
- JONES D.J. (1953) - Tetrahedroid pebbles. *J. Sedim. Petrol.*, 23, pp. 196-201.
- KOZUR H. (1974) - Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. *Freiberger Forschungshefte*, Leipzig, C 280, 126 p.
- LUCAS Cl. (1985) - Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées : essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Sciences, Toulouse, 267 p., 106 fig.
- MACAR P. et ANTUN P. (1949) - Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Oesling. *Ann. soc. géol. Belg.*, 73-B, pp. 121-150.
- MAHMOUDI M., PURSER B.H. et PLAZIAT J.C. (1987) - Les carbonates marins peu profonds du Quaternaire de la côte est de la Tunisie. 8th IAS region. Meet. *Sedimentol.*, Tunis, Excur. Guidebook, pp. 129-172.
- MARTINS U.P. et PFEFFERKORN H.W. (1988) - Genetic interpretation of a Lower Triassic paleosol complex based on soil micromorphology. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, Amsterdam, 64, pp. 1-14.
- MARZO M. et CALVET F. (1985) - Guia de la excursión al Triásico de los Catalánides. II Coll. *Estrat. Paleogeogr. Permico y Triásico de España*, La Seu d'Urgell, 175 p., 32 fig.
- McCABE P.J. et JONES C.M. (1977) - Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. *J. Sedim. Petrol.*, 47, pp. 707-715.
- McFADDEN L.D., WELLS S.G. et JERCINOVICH M.J. (1987) - Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*, Boulder, 15, pp. 504-508.
- McGOWEN J.H. et GARNER L.E. (1970) - Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars : modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, pp. 77-111.
- McGOWEN J.H. et GROAT C.G. (1971) - Van Horn sandstone, West Texas : an alluvial fan model for mineral exploration. *Report of Invest.*, Bur. of Econ. Geol., Texas Univ. Austin, 72, 57 p.

- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977) - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. BRGM, Orléans, (2), IV, 3, pp. 233-250.
- MEYER R. (1981) - Rôle de la paléaltération, de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce aux cours de l'élaboration des séries continentales. Présentation d'exemples choisis dans quelques formations sédimentaires françaises. Thèse Sciences, Nancy, 229 p., 54 fig., 26 tabl.
- MEYER R. (1987) - Paléaltérites et paléosoils : l'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. Manuels et Méthodes 13, BRGM, Orléans, 163 p., 74 fig.
- MIALL A.D. (1974) - Paleocurrent analysis of alluvial sediments : a discussion of directional variance and vector magnitude. J. Sedim. Petrol., 44, pp. 1174-1185.
- MIALL A.D. (1976) Paleocurrent and palaeohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada. Sedimentology, 23, pp. 459-483.
- MIALL A.D. (1977) - A review of the braided river depositional environment. Earth Science Rev., Amsterdam, 13, pp. 1-62.
- MIALL A.D. (1978) - Lithofacies type and vertical profile models in braided river deposits : a summary. In : MIALL A.D. (ed.), Fluvial sedimentology. Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, pp. 597-604.
- MIALL A.D. (1985) - Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Rev., 22, pp. 261-308.
- MILLER M.F. (1984) - Distribution of biogenic structures in Paleozoic nonmarine and marine-margin sequences : an actualistic model. J. Paleont., Tulsa, 58, pp. 550-570.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- ORTLAM D. (1974) - Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. Geol. Rundschau, 63, pp. 850-884.
- PARKASH B., AWASTHI A.K. et GOHAIN K. (1983) - Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In : COLLINSON J.D. et LEWIN J. (ed.), Modern and ancient fluvial systems. IAS spec. Publ., 6, pp. 337-344.
- PERRIAUX J. (1961) - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 18, 236 p.
- PERRISSOL M. (1987) - Sédimentation continentale et marine sous contrôle tectonique : Le Trias de la bordure cévenole (Gard, France). Modèle local et considérations à l'échelle du bassin du Sud-Est. C.R. Acad. Sci., Paris, 304, (2), pp. 657-661.
- PETTIJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks. Harper et Row, New York., 2e éd., 718 p.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. et SIEVER R. (1972) - Sand and Sandstone. Springer, Berlin, 618 p.
- PICARD M.D. et HIGH L.R. (1970) - Interference ripple marks formed by ephemeral streams. J. Sedim. Petrol., 40, pp. 708-711.
- PLAZIAT J.-C. et DESPRAIRES A. (1969) - Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine : mode de formation et répartition paléogéographique. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 11, pp. 400-406.
- PLAZIAT J.-C., FREYTET P. et MAREC P. (1987) - Sédimentation molassique et paléopédogenèse en Languedoc. Publ. ASF, 3, 127 p., 92 fig.
- POLLARD J.E. (1981) - A comparison between the Triassic trace fossils of Cheshire and south Germany. Palaeontology, London, 24, pp. 555-588.
- POTTER P.E. et PETTIJOHN F.J. (1963) - Paleocurrents and basin analysis. Springer, Berlin, 296 p.
- RICHARDS M.T. (1981) - Transgressive and progradational shoreline sequences developed on a high relief unconformity : The Lower Trias, Western Alps. 2nd IAS region. Meet. Sedimentol., Bologna, Abtr. pp. 164-167.
- RICHARD M.T. (1983) - The sedimentology of the Lower Trias, Western Alps. Ph.D thesis, University of Wales, 340 p.
- RICHARD M.T. (1986) - Tidal bed form migration in shallow marine environments : evidence from the Lower Triassic, Western Alps, France. In : KNIGHT R.J. et McLEAN J.R. (ed.), Shelf sands and sandstones. Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem. 11, pp. 257-276.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Serv. Carte Géol. France, 471 p., 122 fig., 32 pl. h.t.
- RUST B.R. (1972) - Structure and process in a braided river. Sedimentology, 18, pp. 221-245.
- SCHWARTZ H.U. (1975) - Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). Contributions to Sedimentology 3, Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, 100 p.
- SEILACHER (1967) - Bathymetry of trace fossils. Marine Geology, Amsterdam, 5, pp. 413-428.
- SEILACHER (1969) - Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, 13, pp. 115-159.
- SEILACHER (1984) - Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. Marine Geology, Amsterdam, 55, pp. 1-12.
- SHROCK R.R. (1948) - Sequence in layered rocks. Mac Graw Hill, New York, 507 p.

- SIMS J.D. (1975) - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, Amsterdam, 29, pp. 141-152.
- STETS J. et WURSTER P. (1977) - Kann aus Anschnittlinearen von Schrägschichtungskörpern die Fließrichtung fotogeologisch direkt bestimmt werden ? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh*, Stuttgart, 7, pp. 433-446.
- TAYLOR G., CROOK K.A.W. et WOODYER K.D. (1971) - Upstream-dipping foreset cross-stratification : origin and implications for paleoslope analysis. *J. Sedim. Petrol*, 41, pp. 578-581.
- TEMPIER Cl. (1987) - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), 3, pp. 533-540.
- THEOBALD N. (1952) - Stratigraphie du Trias moyen dans le SW de l'Allemagne et le NE de la France. *Publ. Univ. de la Sarre*, Saarbrücken, 64 p., 14 fig.
- THIRY M. et TURLAND M. (1984) - Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassement siliceux dans le Sidérolithique du Nord du Massif Central (Bassin de Montluçon-Domerat). *Comm. Réunion RCP 706 : Paléoaaltérations et paysages associés*, Rés. 2 p.
- TOUTIN N. (1980) - Le Permien continental de la Provence orientale. *Thèse Sciences*, Nice, 2 vol., 594 p., 104 fig., 20 tabl., 81 ph.
- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J. et MILLOT G. (1967) - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, pp. 1577-1579.
- TRICART J. (1953) - Les alluvions anciennes de la Meuse sur la feuille de Stenay au 1/50 000e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 51, 235, pp. 1-5.
- TRICART J. et VONFELT J. (1955) - La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 8, pp. 105-118.
- TURNER P. (1980) - *Continental red beds*. Elsevier, Amsterdam, 561 p.
- VELLUTINI P. (1977) - Le magmatisme permien de Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. *Thèse Sciences*, Marseille III, 276 p.
- VISSER M.J. (1980) - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits : a preliminary note. *Geology*, Boulder, 8, pp. 543-546.
- WEAVER J.D. et JEFFCOAT R.E. (1978) - Carbonate ball and pillow structures. *Geol. Mag.*, London, 115, pp. 245-253.
- WILDING L.P., SMECK N.E. et DREES L.R. (1977) - Silica in soils : quartz, cristobalite, tridymite and opal. In : DIXON J.B. et WEED S.B. (ed.), *Minerals in soil environments*. *Soil Science Soc. Amer.*, Madison, pp. 471-552.
- WURSTER P. (1964) - *Geologie des Schilfsandsteins*. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 33, 140 p.

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

- n° 1 - 1er Congrès français de Sédimentologie.
19-20 novembre 1987. - Livre des résumés.
- n° 2 - L'Eventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
5-6 octobre 1985. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogenèses en Languedoc.
16-18 septembre 1987. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 4 - Passages Carbonates-Silicates.
15-16 juin 1987. - Livre des Communications.
- n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquence de dépôts.
3-4 juin 1988. - Livre des résumés.
- n° 6 - Le Trias détritique de Provence et du Dôme de Barrot.
15-17 juin 1988. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 7 - Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
10-11 octobre 1988. - Livre des résumés.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

**l'Association des Sédimentologistes Français
Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.**

Ce document a été imprimé par
PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt Légal : 2ème trimestre 1989



Livret d'excursion

LE TRIAS DETRITIQUE
DE PROVENCE
DU DOME DE BARROT
ET DU MERCANTOUR

Exemples de sédimentation
continentale en contexte anorogénique

15-17 juin 1988

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-05-6