

Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône

Autor(en): **Mettraux, Monique / Mosar, Jon**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **82 (1989)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166387>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône

Par MONIQUE METTRAUX¹⁾ et JON MOSAR²⁾

Mots clefs: Préalpes Médiannes, Rhétien-Toarcien, paléotectonique, failles listriques en «escalier», bassins suspendus, analyse dynamique de failles.

RÉSUMÉ

L'étude de la nappe des Préalpes Médiannes romandes, en rive droite du Rhône, nous a permis de mettre en évidence l'évolution des paléocontraintes puis la dynamique du bassin sédimentaire, et ce, en conjuguant l'étude des faciès, de leur répartition et de leurs épaisseurs (surtout du Rhétien au Toarcien), ainsi que l'orientation et la dynamique des failles. Deux directions de paléo-failles autour de NNE-SSW et E-W prédominent. La morphologie du bassin de cette partie de la marge Nord-téthysienne (domaine briançonnais s.l.) est établie lors de la phase distensive du Rhétien au Toarcien par des mouvements sur des plans de failles listriques en «escalier» inclinés en gros au S-SE et au N-NW. Ces failles synsédimentaires provoquent une subsidence et un comblement différentiel qui se marquent par des hauts-fonds et des «bassins suspendus». L'extension à laquelle sont associées ces failles est probablement de direction NW-SE depuis le Lias, et se transforme en compression NW-SE à WNW-ESE dès le Crétacé supérieur-Tertiaire sous l'effet de la fermeture de la Téthys.

ABSTRACT

The Rhaetian and Toarcian sediments of the "Préalpes Médiannes romandes" nappe, in the Alpine front ranges of Western Switzerland, give good evidence for the dynamics and the evolution of the "Briançonnais" s.l. sedimentary basin.

In this paper we discuss the distribution and sedimentology of the facies as well as the dynamics of sedimentary faults. Two major directions of paleofaults can be measured: approximately NNE-SSW and E-W. Early Jurassic basin morphology, within this part of the passive margin of the northern Tethys, is the result of an extensional phase between the Rhaetian and Toarcian. Listric paleofaults dipping N-NW and S-SE controlled differential subsidence and basin infill and provoked rotated fault blocks forming highs and hangingwall basins. This NW-SE extensional regime appears to have changed, in the Cretaceous-Tertiary to a NW-SE to WNW-ESE compressive regime during closure of the Tethys.

Introduction

Le région étudiée forme la partie SW de la nappe des Préalpes Médiannes (Suisse romande), plus précisément des Médiannes Plastiques (LUGEON & GAGNEBIN 1941). Cette nappe de chevauchement d'origine pennique, forme l'ossature des unités préal-

¹⁾ Institute de Géologie, Univ. Fribourg, Pérolles, CH-1700 Fribourg, Suisse, adresse actuelle: Institut de Géologie, Univ. Louis Pasteur, 1, rue Blessig, 67 084 Strasbourg Cedex, France.

²⁾ Institut de Géologie, Univ. Neuchâtel, 11, rue E.-Argand, CH-2000 Neuchâtel, Suisse, adresse actuelle: Princeton Univ., Dep. of Geophysical & Geological Sciences, Guyot Hall, Princeton, New Jersey 08544 USA.

pinés (TRÜMPY 1980) (fig. 1). Elle est chevauchée dans cette région par les unités de la nappe Supérieure. La série stratigraphique étudiée ici va du Rhétien au Toarcien. Elle enregistre l'évolution de la marge continentale Nord-téthysienne. Son développement est étroitement lié à la phase distensive qui affecte ce domaine à cette époque. Cette «phase» distensive liasique a par ailleurs déjà été documentée grâce à l'étude de failles et veines conjugués et de paléokarsts, à Saint-Triphon et dans les rochers des Spillgerten (BAUD & MASSON 1975; GENGE, 1958), sans que ces auteurs précisent l'évolution de l'orientation des contraintes.

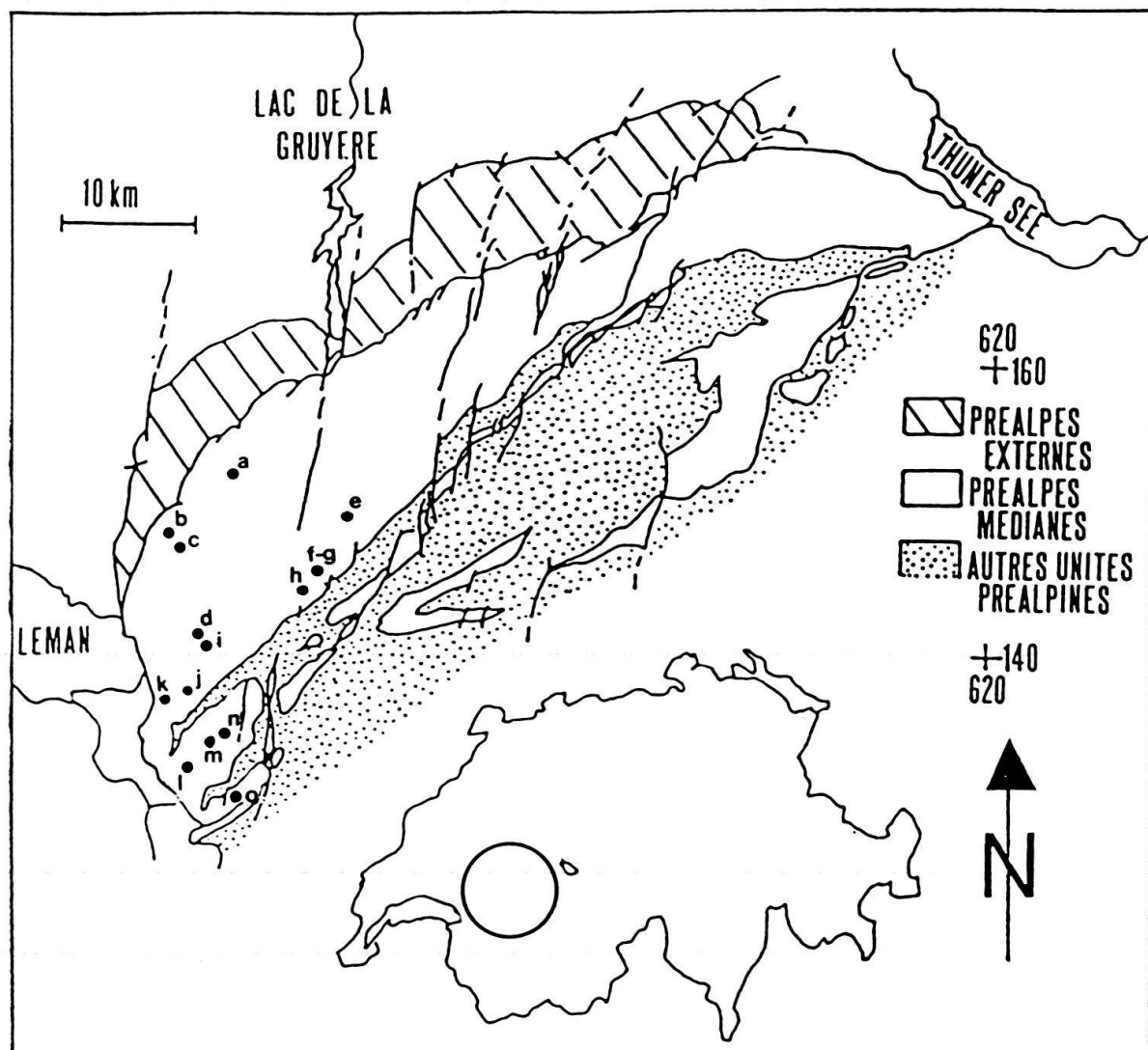


Fig. 1. Carte générale des Préalpes; localisation des sites étudiés.

- | | |
|---|--|
| a) Pétère (568.100/154.200) | i) Tinière-col de Chaude (141.150 à 300/565.000 à 500) |
| b) Agreblierai (Ecaille B) (562.280/149.300) | j) Malatraix (564.000/139.400) |
| c) Grande-Bonavau (Ecaille C) (563.100/149.200) | k) Villeneuve-Arvel (561.825/137.800) |
| d) Rochers-de-Naye (564.500/142.500) | l) Corbeyrier (563.000/133.000) |
| e) Vanil-Noir (578.000/153.000) | m) Plan-Falcon (565.275 à 566.000/135.225 à 136.000) |
| f) Drudzes (573.740/148.430) | n) Tours-d'Aï (566.500/135.825) |
| g) Gros Linsert (573.750/149.150) | o) Leysin-Grande-Eau (569.000/132.000) |
| h) Rossinière (571.310/145.850) | |

Le but de notre analyse est de mettre en évidence l'évolution des paléocontraintes et de proposer un modèle pour la dynamique du bassin sédimentaire. Des propositions antérieures ont été avancées d'abord par PETERHANS (1922) puis par BADOUX & MERCANTON (1962), alors que BAUD & SEPTFONTAINE (1980) invoquent des blocs rigides basculant. LEMOINE (1984) intègre la stratigraphie des Préalpes Médiannes (Trias-Tertiaire) dans un modèle de blocs basculés le long de failles listriques normales. Tous ces travaux sont basés, pour l'essentiel, sur des analyses stratigraphiques. Partant de voies d'analyses différentes (quantification de la déformation, J.M.; quantification de l'histoire sédimentaire, M.M.) mais sur les mêmes terrains, nous nous sommes rendus compte de la nécessité d'intégrer ces deux approches, pour mieux atteindre nos objectifs individuels. Ce travail comporte donc deux volets, l'un plutôt «structural», l'autre plutôt «sédimentaire», dont les philosophies et les méthodologies diffèrent quelque peu. Sans vouloir pas trop alourdir le texte, nous devons ainsi fournir pour chaque partie les éléments de base nécessaires à leurs développements thématiques.

1. Analyse tectonique

1.1 Géologie structurale régionale

1.1.1 Généralités

Dans le secteur pris en compte, soit l'extrémité SW de l'arc préalpin romand, la nappe des Médiannes Plastiques est formée, du front à l'arrière, par la succession de structures suivante (fig. 2 et fig 3): trois Ecailles imbriquées A, B et C (BADOUX 1965) dans la partie frontale; puis une suite de grands plis souvent faillés (failles chevauchantes) forment la masse principale (BADOUX 1965). Parmi ces plis, le synclinal de Corbeyrier, où des éléments de la nappe Supérieure se trouvent pincés, montre la structure la plus complexe. Enfin l'anticlinal des Tours-d'Aï forme la grande structure anticlinale la plus méridionale. Son flanc Nord qui fait suite au synclinal de Corbeyrier, est redressé et les horizons de Malm y sont fortement amincis. Cette réduction de l'épaisseur est attribuée par PLANCHEREL (1979) à une double origine sédimentaire et tectonique.

1.1.2 Plis à grande et petite échelle

Les plis développés dans la puissante barre de calcaires du Malm (environ 200 m) sont d'envergure hectométrique à kilométrique. Ces grands plis sont disposés en échelon et se relayent latéralement au niveau de terminaisons périclinales où le plongement axial peut atteindre 40° (fig. 4). L'anticlinal de la Tinière-Rossinière, décrit par PLANCHEREL & WEIDMANN (1972) et PLANCHEREL (1979), illustre parfaitement ces structures en relai fréquentes dans les Médiannes Plastiques (fig. 4.). La présence de cornieules au cœur de la structure est une caractéristique commune à la plupart des anticlinaux. Dans les Préalpes ces roches sont souvent associées à des chevauchements.

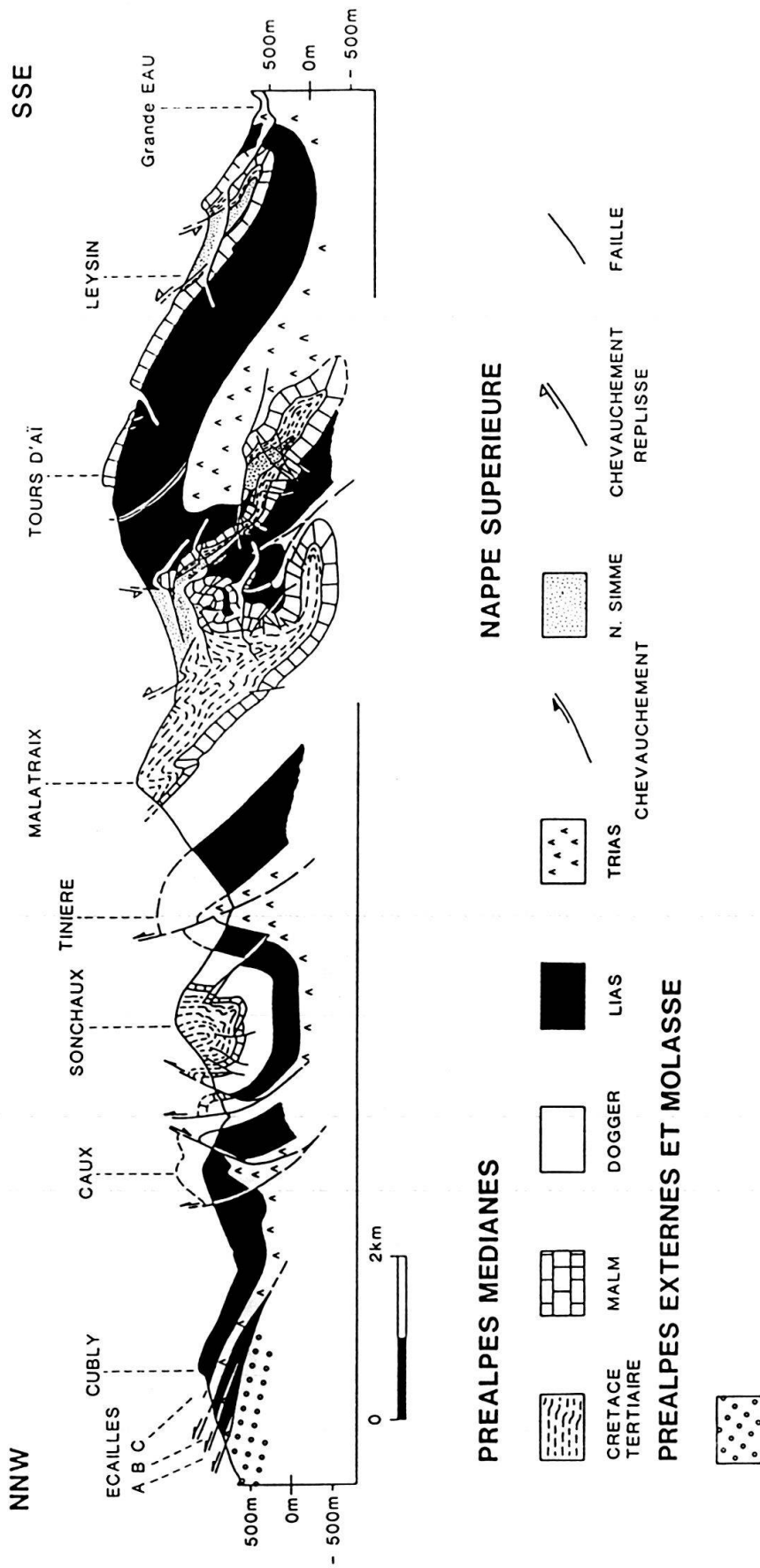


Fig. 2. Profil géologique simplifié dans les Médiannes Plastiques le long de la rive droite du Rhône (modifié d'après BADOUX 1965 & TRÜMPY 1960).

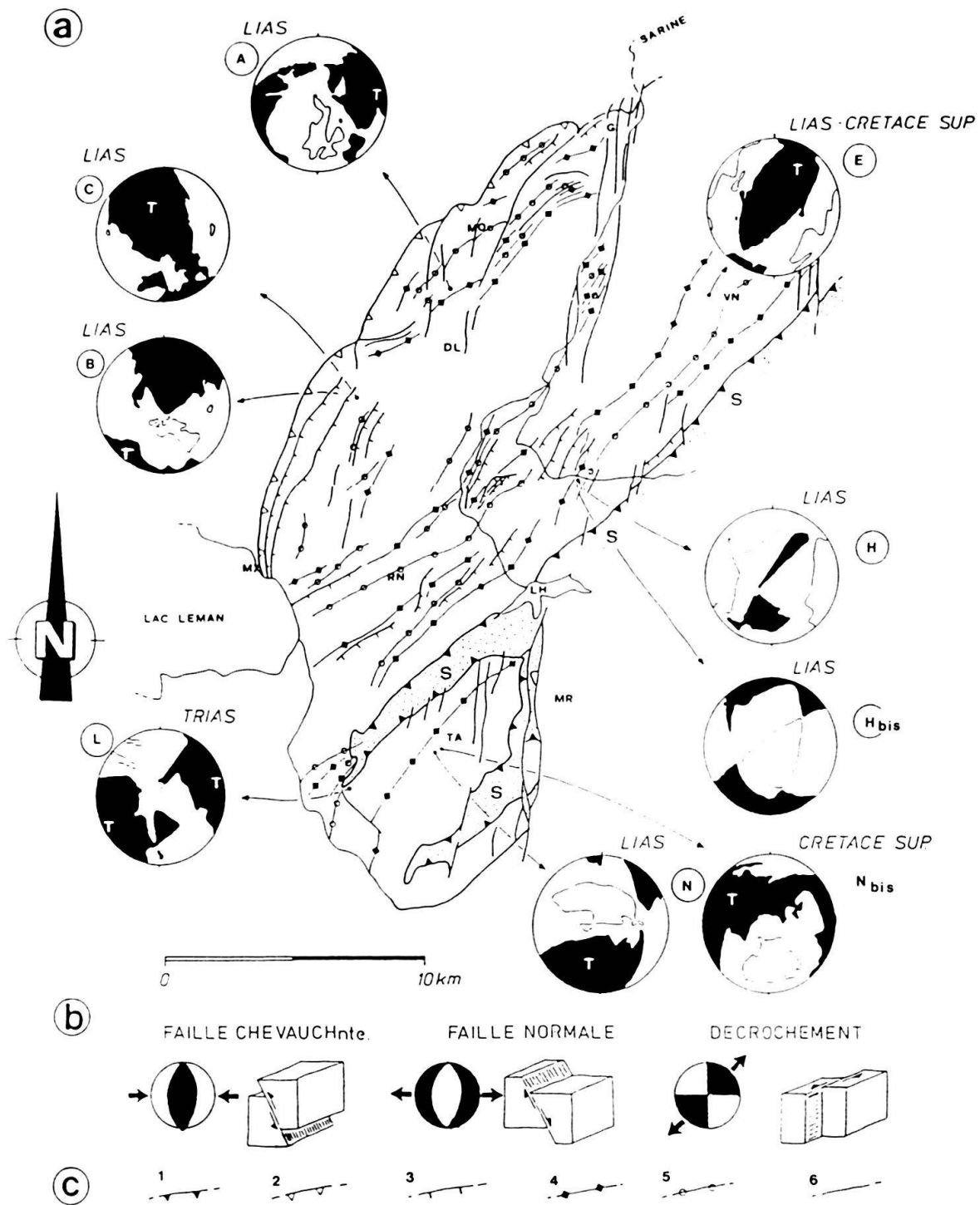


Fig. 3. a) Carte tectonique avec diagrammes simplifiés des analyses dynamiques de failles. L'âge des niveaux dans lesquelles ont été mesurées les failles est indiqué à côté des stéréogrammes. Le figuré en pointillé et désigné par la lettre S indique la Nappe supérieure. DL = Dent-de-Lys; G = Gruyère; MO = Moléson; MR = Mont-d'Or; MX = Montreux; RN = Rochers-de-Naye; TA = Tours-d'Ai; VN = Vanil-Noir. Les lettres des stéréogrammes correspondent aux localités indiquées sur la figure 1.

b) Modèles de trois cas simples de failles et leurs expressions sur un stéréogramme de densité simplifié obtenu par analyse dynamique de failles.

c) Légende des structures tectoniques: 1 = chevauchement basal de la Nappe supérieure; 2 = chevauchement basal des Préalpes Médiannes; 3 = chevauchements internes des Préalpes Médiannes; 4 = trace des surfaces axiales anticlinales; 5 = trace des surfaces axiales synclinales; 6 = failles.

Des plis métriques caractérisent les niveaux peu compétents à alternances de bancs marneux et calcaires du Crétacé-Tertiaire et du Dogger. C'est le cas par exemple du Crétacé supérieur à Sonchaux et Malatraix (fig. 2). Ces plis sont disharmoniques et de deuxième ordre par rapport à la structure majeure. Leur orientation est NE-SW avec des plongements axiaux jusqu'à 40° soit au NE, soit au SW (fig. 4). Dans les régions des Rochers-de-Naye et de Rossinière le plongement axial est surtout SW alors qu'au Vanil-Noir et au col de Chaude il se fait vers le NE. Ce changement du sens de plongement des axes de plis reflète, à une autre échelle, les structures en échelon décrites précédemment (MOSAR 1988a).

1.1.3 Failles

Plusieurs familles d'accidents cassants sont associées aux plis; ce sont essentiellement des failles normales et des failles inverses chevauchantes (fig. 4). Ces dernières affectent surtout les anticlinaux, entre autres l'anticlinal de la Tinière (fig. 2) et sont orientées parallèlement aux axes de plis. Latéralement ces chevauchements peuvent disparaître et être relayés par un pli (fig. 3 et 4). Un autre groupe d'accidents comporte les failles transverses obliques, voire perpendiculaires aux axes de plis. La succession de plusieurs failles normales peut considérablement accentuer le plongement axial régional d'un pli comme dans le cas de l'anticlinal au sud du Vanil-Noir (fig. 4). Dans d'autres cas la composante décrochante des failles transverses prévaut sur la composante normale ou inverse. Par exemple dans la région des Rochers-de-Naye, au lieu dit Naye-d'en-Haut, un ensemble de failles décrochantes dextres de direction N90 à N110, subverticales nous semble être à l'origine d'un changement de l'orientation de la stratification dans les niveaux du Néocomien d'une direction N40 vers une direction N160 (MOSAR 1988a, fig. 11B/8; voir aussi les décrochements sénestres, orientés N10, décrits par PLANCHEREL (1979).

1.1.4 Déformation interne

La déformation interne quantifiable de la roche reste très faible dans l'ensemble des Médiannes Plastiques (MOSAR 1988a, b) qui, de ce point de vue, portent ainsi très mal leur nom. Les analyses de déformation, faites par observations en lames minces de pellets déformés et du mâclage de la calcite, donnent des intensités de déformation très faibles. Il semble que l'essentiel de la déformation dans les Médiannes Plastiques s'accommode par des processus de dissolution-cristallisation difficiles à quantifier.

1.2 Analyse tectonique de failles

L'analyse du type de failles, leur orientation et leur dynamique nous a permis d'émettre des hypothèses sur l'évolution de la direction des contraintes depuis le Lias jusqu'au moment du plissement/chevauchement des Préalpes Médiannes. Nous avons distingué pour les besoins de cette étude deux types de failles: des failles dites «alpines» survenues pendant le plissement et chevauchement des Préalpes Médiannes. Ensuite des failles qu'on observe associées à des brèches polyphasées et des remplissages de fissures synsédimentaires indiquant une extension originelle. Failles et

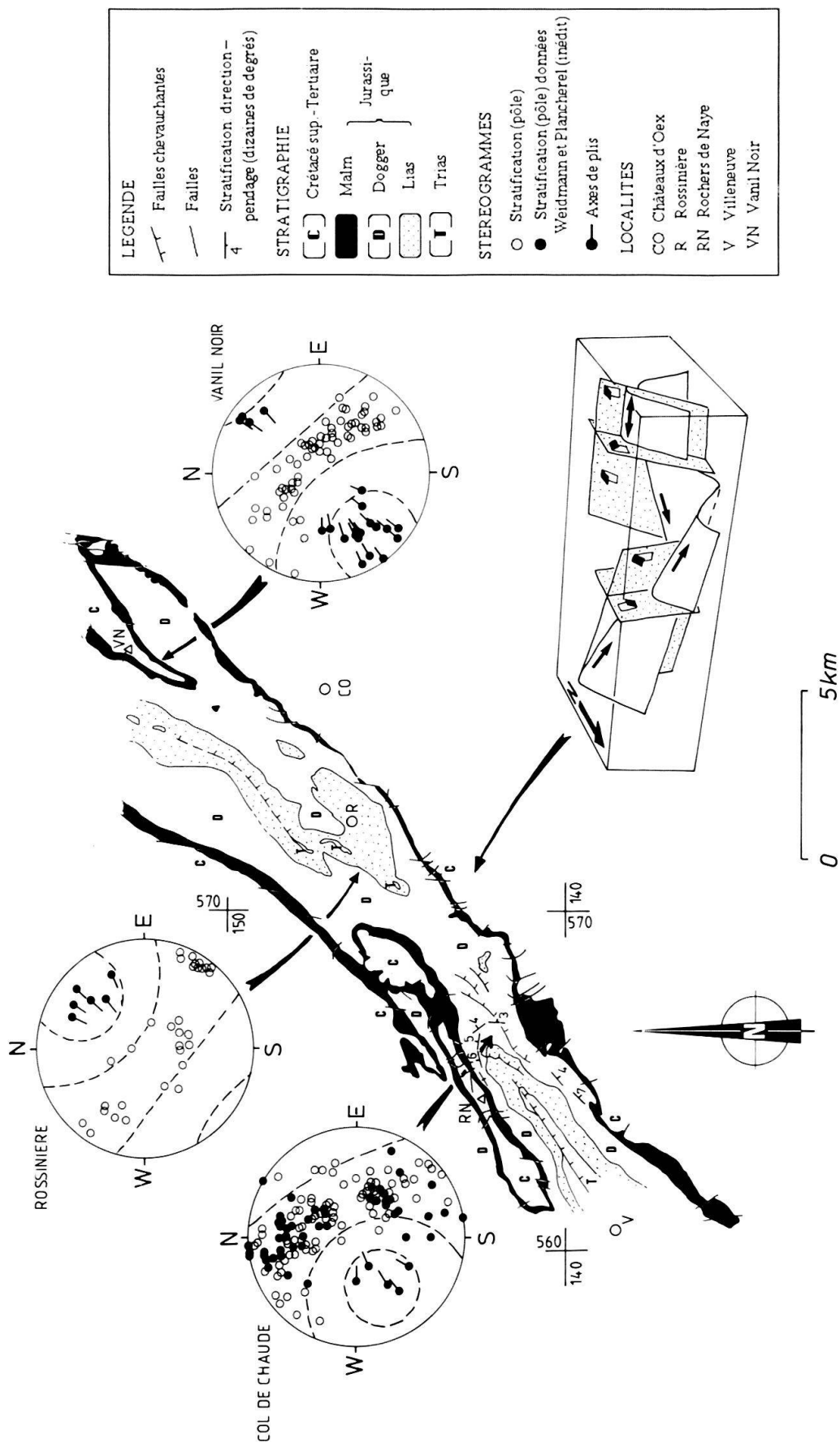
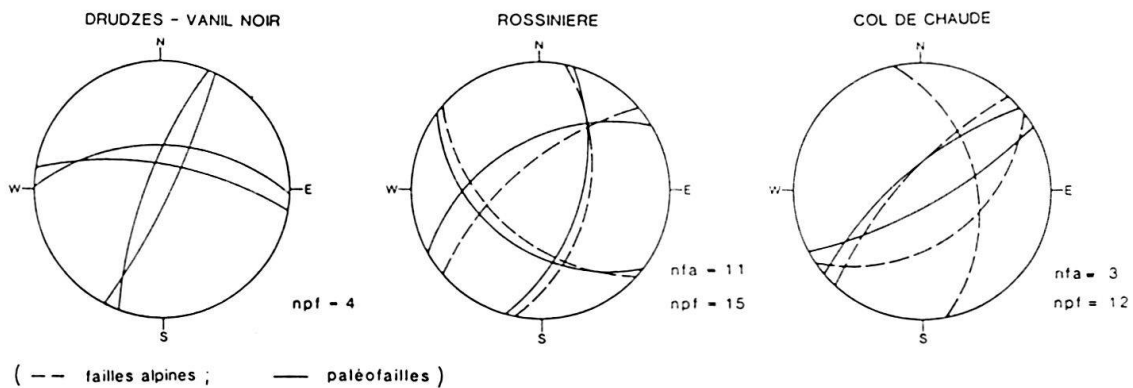


Fig. 4. Carte tectonique simplifiée avec bloc diagramme et stéréogrammes (canevas de Wulff, hémisphère sup.) (carte modifiée d'après BADOUX 1965; LOMBARD 1975; PLANCHEREL 1979 et MULLER & PLANCHEREL 1982).

brèches forment une structure sécante sur la roche encaissante, saine. Les failles sont interprétées ici comme des failles synsédimentaires associées à des phénomènes se déroulant sur des escarpements du bassin de sédimentation (fig. 9). Nous avons de ce fait choisi de les appeler ici «paléo-failles». Comme hypothèse de travail nous admettons que ces «paléo-failles» sont originellement en extension et que lors de la phase alpine de plissement elles sont reprises en compression. L'existence de paléo-failles listriques a pu être démontrée par l'analyse sédimentologique et cartographique (chap. 2), cependant, nous n'avons pas pu (jusqu'à présent) les mesurer directement. Les deux groupes de failles portent des stries de glissement, qui résultent des mouvements occasionnés lors de la «phase» alpine de plissement des Préalpes, sous la surcharge des unités supérieures des Préalpes (nappe Supérieure et nappe de la Brèche; CARON 1973; TRÜMPY 1980).

a) FAILLES ALPINES et PALEOFAILLES :



b) PALEOFAILLES en position originelle (basculées) :

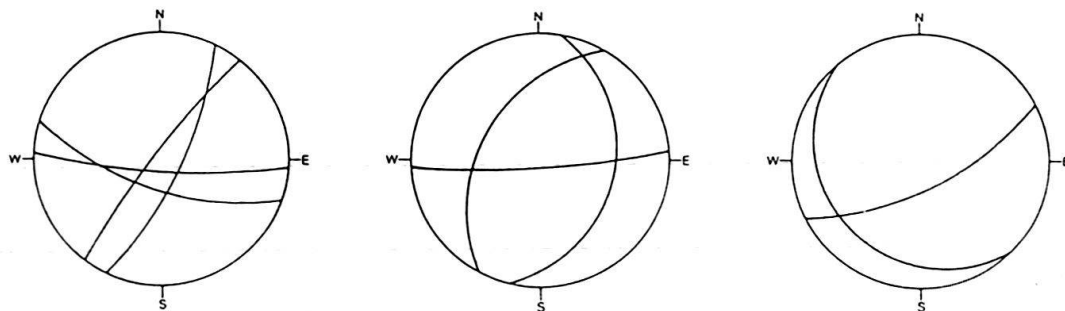


Fig. 5. Stéréogrammes de failles alpines et de paléo-failles (Canevas de Wulff, hémisphère supérieure). nfa = nombre de failles alpines; npl = nombre de paléo-failles.

1.2.1 Analyse directionnelle

L'orientation de diverses populations de failles a été déterminée dans les niveaux du Lias de trois localités différentes de l'anticlinal Tinière-Rossinière: Drudzes-Vanil-Noir, Rossinière et col de Chaude (fig. 1 et fig. 2). Les orientations préférentielles de

ces différents groupes ont été déterminées par des comptages statistiques (fig. 5). A Rossinière (fig. 7) les failles alpines sont orientées NNE-SSW, NE-SW et NW-SE. Au col de Chaude ce sont les directions N-S et NE-SW qui dominent (fig. 5a). Dans ces deux localités les «paléo-failles» sont parallèles aux failles alpines. Au Drudzes-Vanil-Noir deux directions de «paléo-failles» prévalent: NNE-SSW et E-W (fig. 5a).

Afin de retrouver les orientations originelles des «paléo-failles» nous avons basculé à l'horizontale successivement l'axe du pli régional et la stratification locale (orientation moyenne, l'axe du pli étant l'axe de rotation pour la stratification fig. 5b). On remarque que pour les trois localités deux directions prédominent: ENE-WSW à NE-SW et ENE-WSW à ESE-WNW. A l'exception d'un ensemble de failles NW-SE au col de Chaude, les paléo-failles sont généralement très redressées.

1.2.2 Analyse dynamique

La méthode d'analyse dynamique employée ici (PFIFFNER & BURKHARD 1987) utilise des failles portant des indicateurs du sens de mouvement (dans notre cas des stries de glissements). Elle associe à chaque couple faille/strie un dièdre de compression et un dièdre de tension. En analysant un certain nombre de ces couples, on arrive à déterminer des axes de tension et de compressions compatibles avec la plupart des données. Les résultats sont présentés sous forme de stéréogrammes de densités (tab. I). En plus des trois principaux cas de figures qui peuvent se présenter, à savoir (fig. 3b): 1. un système en faille inverse ou en chevauchement, 2. un système en faille normale et 3. un système en décrochement; on retrouve dans la nature fréquemment des combinaisons de ces trois possibilités. Si on connaît le plan de mouvement régional on peut déterminer le sens des mouvements associé à chaque système de failles. Nous avons reporté des versions simplifiées de ces stéréogrammes sur une carte tectonique simplifiée (fig. 3). Les domaines en extension – moins de 50% des axes de tensions – sont en noir (données complètes voir tableau I).

Failles alpines

Les mesures faites dans l'anticlinal au N du Vanil-Noir (fig. 3aE; données provenant des horizons du Lias jusqu'au Crétacé supérieur) indiquent un système en chevauchement avec une légère composante décrochante sénestre (voir aussi PLANCHEREL 1979), l'extension est parallèle aux axes des plis régionaux. Dans l'anticlinal de Pétère, au NW de la Dent-de-Lys, l'extension est au contraire fortement oblique à l'axe de pli régional (fig. 3aA). Le système de failles montre un mouvement décrochant sénestre. Dans les écailles externes B et C, au N de Montreux, les chevauchements sont orientés environ NNE-SSW et inclinés vers le SE. L'analyse dynamique des failles dans ces deux écailles révèle des mouvements chevauchants avec une forte composante décrochante sénestre (fig. 3aB et aC). A Rossinière au cœur de l'anticlinal, les failles alpines indiquent une compression perpendiculaire aux axes de plis, les mouvements sont chevauchants (fig. 3aH). Le flanc N redressé de l'anticlinal des Tours-d'Aï constitue un cas particulier. Le chevauchement de la nappe Supérieure, subvertical et orienté NE-SW, est contigu aux lentilles de Malm qui forment le flanc septentrional de l'anticlinal. Le système de failles, analysées dans la partie SW de cette structure (région de Corbey-

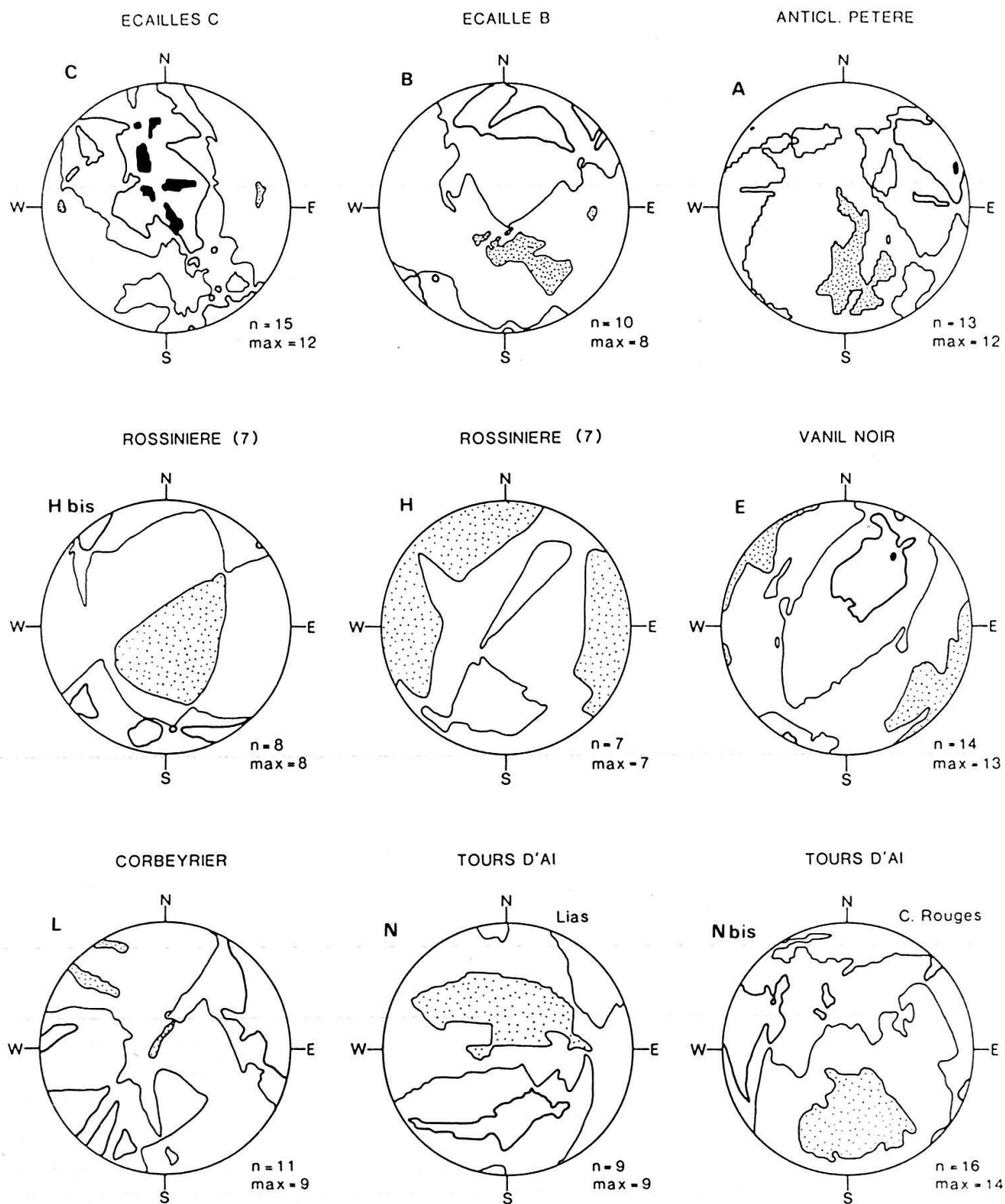


Tableau I. Analyse dynamique: stéréogrammes de densité en tension (Canevas de Schmidt-Lambert, hémisphère supérieur). Les diagrammes sont en Tension, les lignes d'isointensités sont à 25%, 50%, 75% et 90% du nombre «n» total des mesures. max. = le nombre maximum de mesures compatibles entre elles. Les lettres renvoient aux localités de la figure 1.

rier) indique un système en décrochement sénestre (fig. 3aL). Or comme on est dans un flanc Nord d'anticlinal, on aurait pu s'attendre par analogie aux autres anticlinaux dans les Médiannes Plastiques à un mouvement chevauchant. Une éventuelle relation avec des décrochements sénestres N10, décrits par PLANCHEREL (1979), n'est pas à exclure, mais nécessitera des investigations complémentaires.

«Paléo-failles» reprises par la déformation alpine

Dans le Lias de l'anticlinal Tinière-Rossinière, près de la localité de Rossinière (fig. 7), les «paléo-failles» indiquent un système en décrochement avec une compression subverticale (fig. 3aHbis). Cette situation diffère de celle observée sur les failles liées à la formation de cet anticlinal (fig. 3aH). En tenant compte des orientations locales des axes de plis et de la stratification, nous avons basculé les axes des contraintes dans une position où la stratification est horizontale. Après basculement la compression est subhorizontale de direction NW-SE. Dans notre hypothèse, où lors du plissement il y a permutation des axes de compression et d'extension, cela conduit à admettre qu'originellement il existait une extension NW-SE. Les stries se développeraieent dès les stades précoces du plissement-chevauchements (reprise en compression) des Médiannes Plastiques. L'ensemble du système de paléo-failles serait ensuite réorienté à un moment ultérieur du plissement, pour prendre sa position actuelle. On est donc amené à concevoir une histoire en plusieurs étapes continues du plissement (voir aussi MOSAR 1988a, b).

Cas particuliers

Une situation particulière a pu être mise en évidence aux Tours-d'Aï. En analysant des failles (alpines?) dans des niveaux du Lias et des Couches Rouges (Crétacé supérieur-Tertiaire), les deux au contact avec le Malm, dans deux localités très voisines, nous avons trouvé un angle de 90 degrés entre les deux directions d'extension (fig. 3aN et aNbis). Au Lias on a un système où la composante en décrochement prédomine avec une extension de direction NE-SW. Dans les Couches Rouges aussi la composante en décrochement prévaut, par contre l'extension est WNW-ESE. Cette différence de direction de contrainte dans des niveaux géographiquement très proches (de l'ordre de la centaine de mètres), nous fait penser qu'il pourrait s'agir là aussi de paléo-failles ou du moins du reflet d'une structuration originelle réactivée lors du plissement-chevauchement. Si tel est le cas, sachant que la stratification est ici inclinée vers le SE de 35° à 45° et toujours dans l'hypothèse d'une permutation des contraintes lors de la tectonique alpine, on est amené à admettre qu'au Lias (tout comme à Rossinière) on a eu une extension NW-SE, alors qu'au Crétacé supérieur-Tertiaire l'extension aurait été NNE-SSW. Ce changement de direction pourrait signaler le début de la fermeture du bassin de sédimentation téthysien (voir aussi le modèle de GUILLAUME 1986 qui propose une transpression avec cisaillement NE-SW sénestre lors du Crétacé supérieur-Tertiaire des Préalpes Médiannes).

En résumé l'analyse dynamique des failles «alpines» associées aux chevauchements et plis faillés des Médiannes Plastiques y met en évidence non seulement une composante chevauchante, mais aussi une composante décrochante sénestre. Il faut en tenir

compte dans les reconstitutions palinspastiques: il ne suffit pas de dérouler «cylindriquement» les plis, mais il y a lieu d'incorporer des déplacements coulissants. De plus il semble qu'il y a parallélisme entre les failles alpines et les paléo-failles. Cela pourrait être la conséquence d'une préstructuration paléotectonique. Les résultats obtenus par analyse dynamique des failles de la région des Tours-d'Aï tendent à confirmer cette proposition. Ensuite l'analyse dynamique des failles alpines révèle dans de nombreux cas l'existence d'une composante décrochante dans les chevauchements. Enfin, si on admet que l'ensemble des Préalpes Médiannes n'aurait pas subi de rotation pendant le transport depuis sa patrie jusqu'à sa position actuelle, on peut non seulement proposer une histoire de la dynamique du bassin de sédimentation, mais aussi de l'orientation des contraintes.

2. Analyse stratigraphique et évolution des faciès

Généralités

L'évolution des paléocontraintes et la dynamique du bassin sédimentaire sont mises en évidence à l'aide de cartes géologiques existantes et en dépliant les structures actuelles. Les relations stratigraphiques entre les différentes unités (du Rhétien ou Toarcien) sont présentées au moyen d'un profil déplié (fig. 6) établi sur la base des coupes géologiques de BADOUX (1965), dont nous reprenons les termes lithostratigraphiques. Les unités dessinées sur la coupe regroupent parfois plusieurs entités lithologiques.

Certains affleurements permettent une analyse ponctuelle, avec un inventaire de faciès plus particuliers (fig. 7), tels que des mégabrèches et des brèches polyphasées, des remplissages de paléokarst et des niveaux de pédogène siliceuse.

2.1 Les faciès, association de faciès et structures sédimentaires

Les faciès et associations de faciès (au sens de GRESSLY 1838 dans WEGMANN 1962–1963 & REAFING 1986) donnent des renseignements sur les mécanismes de dépôt agissant dans différents milieux. Il est important de connaître les milieux et les mécanismes de dépôt pour estimer les paléobathymétries nécessaires à la construction d'un profil déplié (fig. 6), et pour réaliser les courbes de subsidences (fig. 8).

– La première unité décrite est celle des Calcaires lumachelliques, oolithiques, Dolomies et Marnes (Rhétien) de la fig. 6. Cette unité est présente du front à l'arrière de la nappe de Préalpes Médiannes romandes. Plusieurs associations de faciès différentes la caractérisent. Une association composée de dolomicrites fréquemment parcourues de fentes de dessiccations (elles-mêmes remplis ultérieurement de matériel bioclastique) alterne avec des marnes gris foncé, des argilites noires et des marnes dolomitiques. D'autres associations (METTRAUX 1987) sont constituées d'alternances de marnes et de calcaires bioclastiques aux bases érosives et lamines granoclassées parallèles à légèrement obliques entrecroisées. L'épaisseur de cette unité varie: de 200 m à Plan Falcon (cœur anticlinal des Tours-d'Aï), elle ne mesure plus que 90 m dans la région d'Arvel (tab. II).

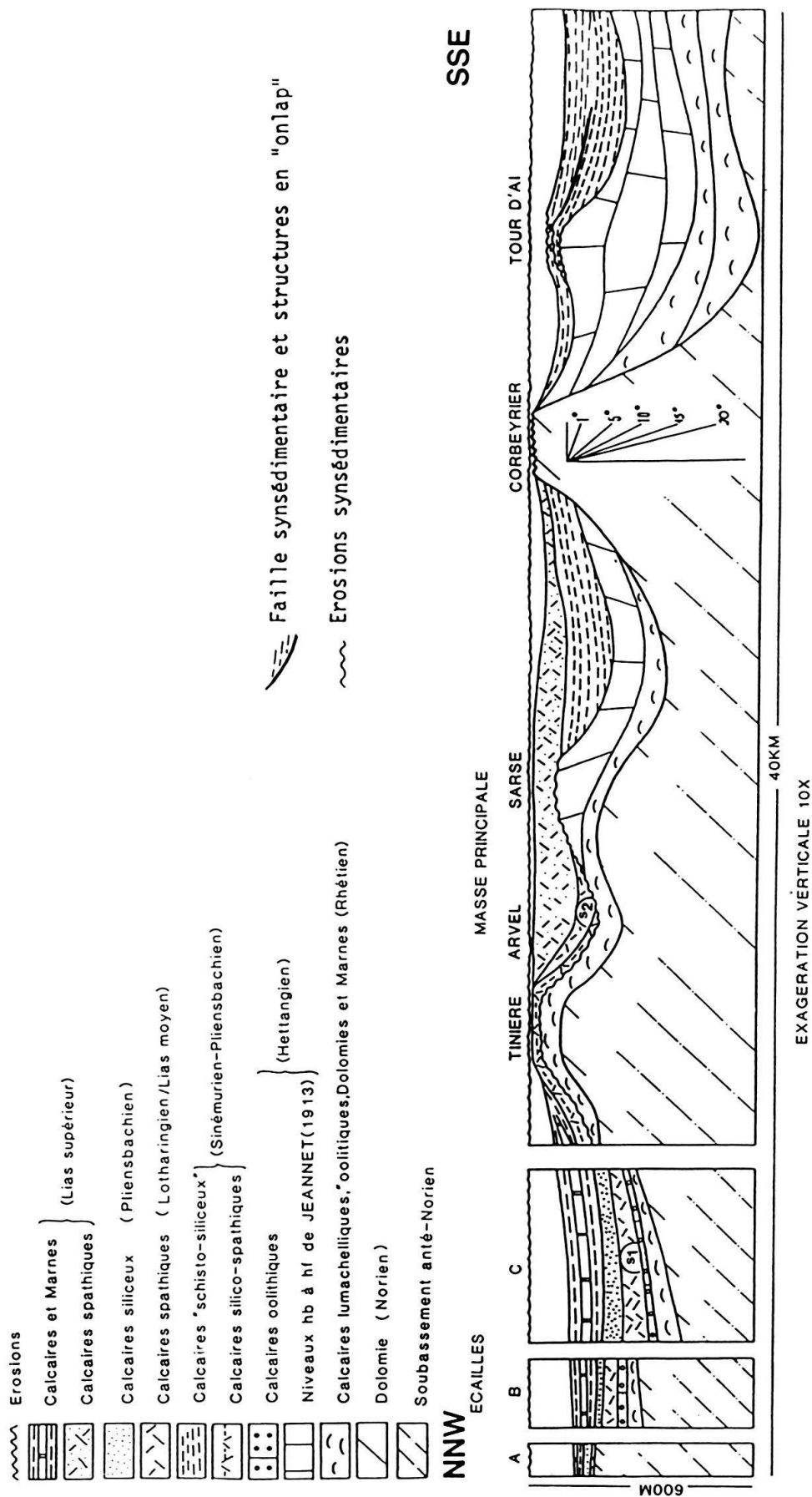


Fig. 6. Profil stratigraphique déplié dans les Médiannes Plastiques en rive droite du Rhône (données basées selon BADOUX 1965).

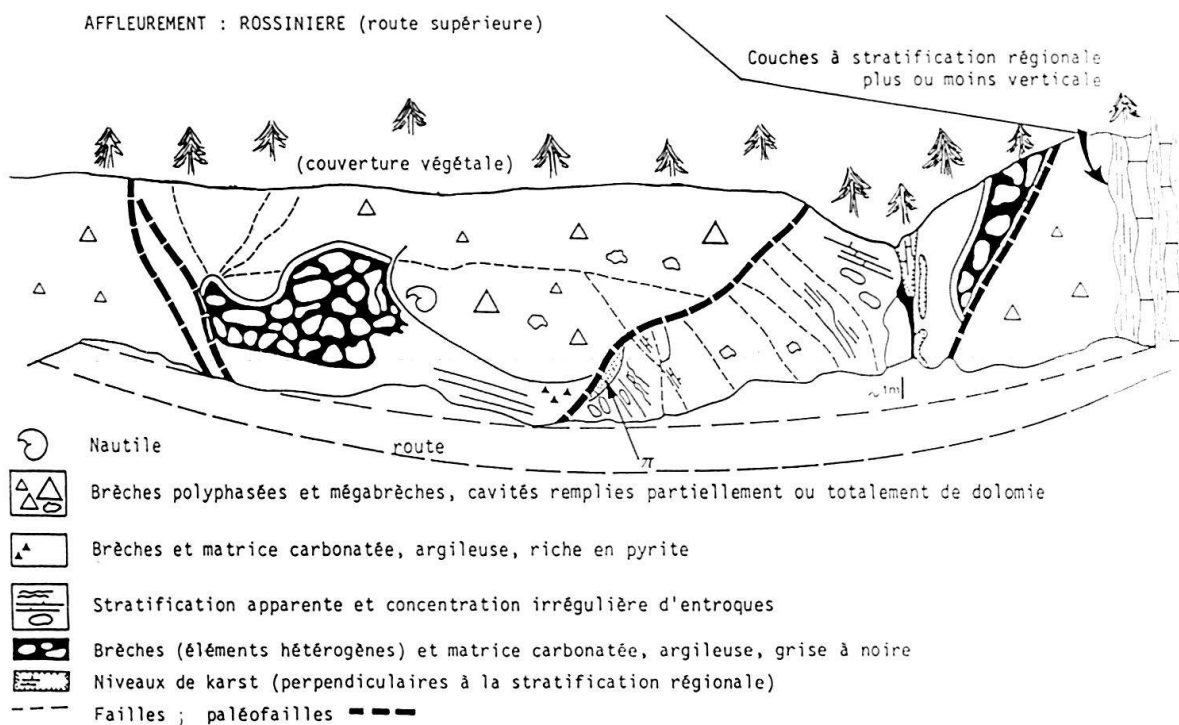


Fig. 7. Rossinière: dessin de l'affleurement avec les faciès particuliers de brèches et mégabrèches avec dyke neptunien (π sur le dessin) rempli de quartz imprégné de goethite, avec figure de slumps.

– L'Hettangien (fig. 6) est représenté par deux ensembles distincts: d'une part les niveaux hb à hf de JEANNET (1913), et d'autre part les Calcaires oolithiques (Formation oolithique, SPICHER 1966, p. 630).

- Les niveaux hb et hc de JEANNET (1913) représentent une sédimentation de type détritique terrigène encadrée par des séquences carbonatées. Le niveau hb est à dominance de marnes avec de petits niveaux de grès dont les bases contiennent de nombreux sillons d'érosion. La partie supérieure de cette séquence est composée d'une alternance de marnes et d'arénites ou de siltites à ciment carbonaté argileux, à bases érosives et lamines granoclassées se terminant par des rides de vagues (METTRAUX 1987). Les niveaux ont une épaisseur de 28 mètres à Plan Falcon, et sont également présents (quelques mètres) dans la Masse principale et dans les Ecailles B, C. Les niveaux hd et he de JEANNET (1913) sont assez homogènes; les calcaires bioclastiques, wackestones (DUNHAM 1962) à matrice micritique carbonatée alternent avec des marnes gris foncé. Dans la partie supérieure, les marnes disparaissent et les bancs de calcaires micritiques, bioclastiques se succèdent. Des nodules de silice de forme très irrégulières, disposés à la base, au sommet ou au milieu des bancs sont fréquents à partir des deux tiers de cette unité. Ils recoupent et masquent les structures sédimentaires primaires. L'épaisseur et la répartition de cet ensemble varie beaucoup. Totalement absent de la zone frontale, il n'apparaît dans la masse principale qu'à partir de la région Tinière-Rossinière (de manière discontinue). Il atteint son développement maximal (355 mètres) à Plan-Falcon (fig. 6).

	LEYSIN				PLAN FALCON				ARVEL				TINIÈRE				MASSE PRINCIPALE				AGE (MY)
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Unités (12)	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	- 42
Flysch	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	- 49
Couches Rouges	1.050	0.70	0.35	0.20	1.050	0.70	0.35	0.20	1.070	0.70	0.35	0.20	1.05	0.70	0.35	0.20	1.230	0.70	0.35	0.20	- 90
Complexe schisteux intermédiaire	1.050	0.70	0.35	0.10	1.050	0.70	0.35	0.10	1.090	0.70	0.35	0.10	1.08	0.75	0.35	0.20	1.300	0.75	0.35	0.30	-116
Néocomien	1.050	0.70	0.35	0.10	1.050	0.70	0.35	0.10	1.126	0.70	0.35	0.10	1.28	0.70	0.35	0.50	1.500	0.70	0.35	1.0	-131
MaIm	1.300	0.70	0.35	0.05	1.250	0.70	0.35	0.10	1.296	0.70	0.35	0.05	1.40	0.70	0.35	0.50	1.800	0.70	0.35	1.0	-152
"Dogger"	1.330	0.70	0.35	0.03	1.250	0.70	0.35	0.10	1.716	0.75	0.35	0.03	2.00	0.75	0.35	0.30	2.400	0.75	0.35	0.6	-179
"Toarcien"	1.330	0.75	0.35	0.07	1.250	0.70	0.35	0.07	1.800	0.70	0.35	0.02	2.05	0.70	0.35	0.01	2.500	0.75	0.35	0.20	-186
Pliensbachien	1.330	0.75	0.35	0.07	1.300	0.75	0.35	0.07	1.850	0.70	0.35	0.02	2.06	0.70	0.35	0.01	2.650	0.75	0.35	0.06	-194
Sinemurien	1.430	0.75	0.35	0.07	1.450	0.75	0.35	0.07	1.880	0.75	0.35	0.03	2.06	0.70	0.35	0.01	2.800	0.75	0.35	0.03	-201
Hettangien	1.580	0.70	0.35	0.04	1.805	0.70	0.35	0.04	1.882	0.70	0.35	0.03	2.08	0.70	0.35	0.01	2.830	0.70	0.35	0.02	-211
Rhétien	1.720	0.75	0.35	0.03	2.035	0.75	0.35	0.03	1.972	0.75	0.35	0.01	2.170	0.75	0.35	0.01	2.900	0.70	0.35	0.02	-215
Norien	1'840	0.70	0.35	0	2.135	0.70	0.35	0	2.072	0.7	0.35	0	2.270	0.75	0.35	0	2.990	0.70	0.35	0	-223

Tableau II. Valeurs utilisées pour la réalisation des courbes de subsidence, la surcharge maximale est estimée à 1 km (à partir des données de cristallinité de l'illite).

- 1) Epaisseur cumulée des unités lithologiques (en kilomètres)
- 2) Coefficient porosité/profondeur (données bibliographiques diverses)
- 3) Coefficient porosité de surface
- 4) Paléobathymétrie au sommet de l'unité (en kilomètre)

- Les Calcaires oolithiques (fig. 6) sont bien représentés dans les Ecailles B (Agreblierai) et C (Grande-Bonavau). Ce sont des Calcaires oolithiques roux à la base, recouverts de niveaux de micrites à gastéropodes et de Calcaires oolithiques gris clair. Ce sont généralement des packstones avec 70% d'éléments figurés (essentiellement des ooïdes) avec des ciments ménisques occasionnels. Dans les Ecailles frontales, l'épaisseur de cette unité varie de 0 à 30 m et est totalement absente à partir de la région d'Arvel.
- Les Couches de Heiti ou «Heitischichten» (SEPTFONTAINE 1983, p. 19–20) sont généralement formées d'une alternance de bancs de 10 à 20 centimètres de marnes calcaires et de calcaires argileux. Les structures sédimentaires primaires sont des laminations faiblement obliques, caractéristiques de la stratification oblique mamelonnée; les longueurs d'onde et amplitudes des dômes sont de 100 cm/10 cm. L'analyse de la matière organique donne des valeurs de carbone organique total de 0,29 à 0,97% pour les Tmax de 428° à 444 °C (METTRAUX 1988). Cette unité est datée du Sinémurien-Pliensbachien dans la région des Tours-d'Äi (JEANNET 1913; PETERHANS 1926; METTRAUX 1983). Ces couches de Heiti montrent également (cœur anticlinal des Tours-d'Äi: juste avant le sommet 2178,6 m) des structures en «onlap» cachetant des failles synsédimentaires. Elles sont développées surtout dans la région située au sud d'Arvel, avec une épaisseur maximale de 200 m aux Tours-d'Äi.
- Les Calcaires silico-spathiques (fig. 6) sont composés de bancs de calcaires spathiques de 20 à 30 centimètres d'épaisseur avec des joints ondulés renfermant de fins délits pélitiques. Les structures sédimentaires primaires visibles sont des bancs aux surfaces inférieures et supérieures «mamelonnées». La granulométrie varie d'une strate à l'autre, mais est assez homogène à l'intérieur d'un même banc (wackestone à débris d'entroques, de taille millimétrique). Cette unité est surtout présente dans la région Tinière-Rossinière et varie en épaisseur 0,30 voir 200 m (BADOUX 1965).
- Les Calcaires spathiques (fig. 6: S₁) présents dans les Ecailles B et C sont d'âge Sinémurien (SPICHER 1966; DOMMERMUES & MEISTER 1987 et travaux en cours). Ces calcarénites dont les éléments figurés (40 à 80%) sont composés de lithoclastes dolomitiques (2 à 5 mm), de débris d'échinodermes (1 à 5 mm) et de glauconie (1 à 2 mm). Les structures sédimentaires sont les mêmes pour toute cette unité et la stratification est de type oblique mamelonnée (GUILLOCHEAU 1983); les bancs sont toujours amalgamés et les lamines internes légèrement obliques entrecroisées. La granulométrie moyenne varie d'un banc à l'autre témoignant ainsi de la variation d'énergie liée au dépôt d'un paquet de sédiments. Cette unité est surtout développée dans la zone des écailles frontales. L'épaisseur maximale avoisine 50 mètres.
- Le Pliensbachien est représenté par différentes unités:
 - Les Calcaires siliceux («Formation siliceuse», SPICHER 1966, p. 652 ou «Formation des Brasses», SEPTFONTAINE 1983). Cet ensemble marque un enrichissement relatif en Marnes au détriment des bancs de Calcaires siliceux. Les structures sédimentaires primaires montrent aussi une stratification de type oblique mamelonnée. Les Marnes (centimétriques à la base de l'unité) deviennent dominantes au sommet. Le faciès est représenté au front de la nappe (Ecailles B et C), avec des variations d'épaisseur de 0 à 100 mètres.
 - Les Calcaires spathiques d'âge Pliensbachien (DOMMERMUES et al. travaux en cours) localisés dans la région d'Arvel (et dans la «zone anticlinale de la Tinière»)

comprennent en réalité quatre associations de faciès. Le faciès le plus commun (S_2) comprend des calcarénites bioclastiques avec des entroques, des lithoclastes dolomitiques et des grains de glauconie. Ces éléments figurés sont bien triés et ont un diamètre moyen de 500 μm . Les structures sédimentaires primaires sont de type HCS ou stratification oblique mamelonnée, avec des stratifications entrecroisées tabulaires de faible angle. Un faciès rare de brèches polyphasées et de mégabrèches (fig. 7) est localisé ponctuellement le long de l'axe anticlinal Tinière-Jaun-Stockhorn. Des poches et remplissages karstiques rouges (lamina-tions stromatolitiques ou matériel calcarénitique rouge (Rossinière-Drudzes) sont fréquemment associées à ces brèches. De même des remplissages de dykes neptuniens (fig. 7): Rossinière), composés de quartz imprégné de goethite sont localisés le long des failles visibles sur le terrain. Des croûtes siliceuses (Gros Linsert) très riches en fer (hématite) forment un autre faciès (METTRAUX 1988). Ces niveaux sont très semblables par leur structure «en choux-fleur» et leur minéralogie à des niveaux pédogénétiques décrits par THIRY (1978), FREYET & PLAZIAT (1982), SUMMERFIELD (1983). Localement (Drudzes-Gros Linsert), des calcaires bioclastiques se distinguent par leur contenu en phosphates (apatite).

L'épaisseur maximale de cet ensemble est de 90 mètres.

– Les Calcaires et Marnes du Lias supérieur (fig. 6) sont représentés par plusieurs faciès.

- L'extrême base d'une épaisseur de 0 (localement: Rossinière-Drudzes); 2 m (région d'Arvel) à une quinzaine de mètres (Ecailles B et C essentiellement), est caractérisée par deux faciès. Le premier faciès est composé (dans la région d'Arvel) de Calcaires argileux en alternance avec des Marnes, interrompus par des calcarénites occasionnelles (centimétriques, granoclassées, légèrement bioturbées). Cette unité lithologique contient de nombreux Bivalves (ASTARTE & PLEUROMYA) et de rares Bélemnites. Le second faciès (représenté dans les Ecailles) est composé de schistes bitumineux avec plus de 3% de carbone organique total (METTRAUX et al. 1986). Ce sont des Marnes argileuses laminées brunes à noires sans bioturbation. Certaines couches contiennent de très nombreuses ammonites du Toarcien inférieur (PUGIN 1985), et parfois des squelettes d'Ichthyosaure (WEIDMANN 1981). De rares niveaux de Calcaires siliceux à stratification oblique mamelonnée sont intercalés dans ces couches.
- Les Calcaires spathiques-siliceux du Lias supérieur forment une unité, très localisée, dans la région d'Arvel-Sarse (fig. 6) et dans la zone anticlinale Tinière-Jaun-Stockhorn. Il s'agit d'une succession monotone de bancs de Calcaires très finement spathiques-siliceux amalgamés. Ce sont des wackestones à packstones dont les éléments figurés sont des lithoclastes dolomitiques, des fragments d'échimodermes et de nombreux spicules de spongiaires de taille millimétrique. Les structures sédimentaires primaires sont de type stratification oblique mamelonnée. Vers la partie médiane (Arvel) des faisceaux de stratifications obliques diminuant latéralement d'épaisseur sont proches du type de stratification oblique tabulaire de barres de marées («bundles»). Cette unité, présente dans la région Tinière-Rossinière-Jaun, varie de 0 à 150 mètres d'épaisseur.

2.2 Interprétation des processus de dépôt – discussion des paléobathymétries

A l'aide des données précédemment décrites, l'interprétation des milieux de dépôt peut être discutée. Comme les séquences observées sont pour la plupart des séquences de tempêtes (METTRAUX 1987) la signification de ces dernières est d'abord envisagée. L'état actuel des connaissances montre que les séquences de tempêtes nous permettent de caractériser l'hydrodynamique des épandages, leur environnement et les paléobathymétries (AIGNER 1982; GUILLOCHEAU 1983).

- Les associations de faciès des Calcaires lumachelliques, oolithiques, Dolomies et Marnes du Rhétien, sont des dépôts de tempêtes en milieu supra- à infratidal, et permettent d'estimer une paléobathymétrie variant de 0 à une trentaine de mètres.

- Les associations de faciès à stratification oblique mamelonnée dominante se réalisent dans les «Couches de Heiti», dans les Calcaires spathiques, les Calcaires silico-spathiques et les Calcaires siliceux. La répartition spatiale de ces unités et l'estimation des profondeurs de dépôt pour chacune (de l'ordre de 20 à 30 m pour les Calcaires spathiques; légèrement plus profond, peut-être 40 mètres pour les Calcaires silico-spathiques et les Calcaires siliceux alors que les Couches de Heiti atteignent probablement 70 mètres) montrent que cette plate-forme est plus différenciée que dans le cas précédent, et que des hauts-fonds doivent séparer des zones plus déprimées (bassin de moyenne profondeur). Selon l'intensité des tempêtes (GUILLOCHEAU 1983) les séquences se situent de part et d'autre de la limite d'action des vagues, aussi les nombres indiqués ne sont pas absolus.

- Les faciès particuliers tels les brèches polyphasés et mégabrèches, les remplissages de fissures et les niveaux silicifiés sont liés à des cassures affectant localement une partie de cette plate-forme (fig. 9). La géométrie et l'intensité des mouvements pourront être véritablement interprétées (fig. 10) lorsque toutes les données (analyse structurale, cartographie) seront rassemblées.

2.3 Dynamique du bassin

A l'échelle du bassin la stratigraphie permet de déduire la chronologie des mouvements (fig. 6) mais ces derniers ont pu se poursuivre ultérieurement sans que les sédiments enregistrent de manière aussi marquée ces phénomènes. Les courbes de subsidence prises en plusieurs secteurs le long de cette coupe de la vallée du Rhône, permettent d'estimer plus précisément le déplacement des zones de subsidence au cours du temps. Pour établir les courbes de subsidence on tient compte de l'histoire postliassique, ce qui permet de mieux comprendre l'évolution de l'ensemble du bassin.

– Courbes de subsidence décompactées

La réalisation de ces courbes est effectuée grâce à un programme qui calcule l'épaisseur décompactée de chacune des unités. Le programme a été établi par ALLEN (in: HOMEWOOD et al. 1986) et adopté par R. Mayoraz (Univ. Fribourg). Les coefficients de porosités sont tirés de RICKEN (1987) pour les carbonates et de PERRIER & QUIBLIER (1974) pour les grès et les marnes. Pour chaque unité les données chiffrées sont:

- la profondeur de la base de l'unité (en kilomètres),
- la profondeur de son sommet (en kilomètres),

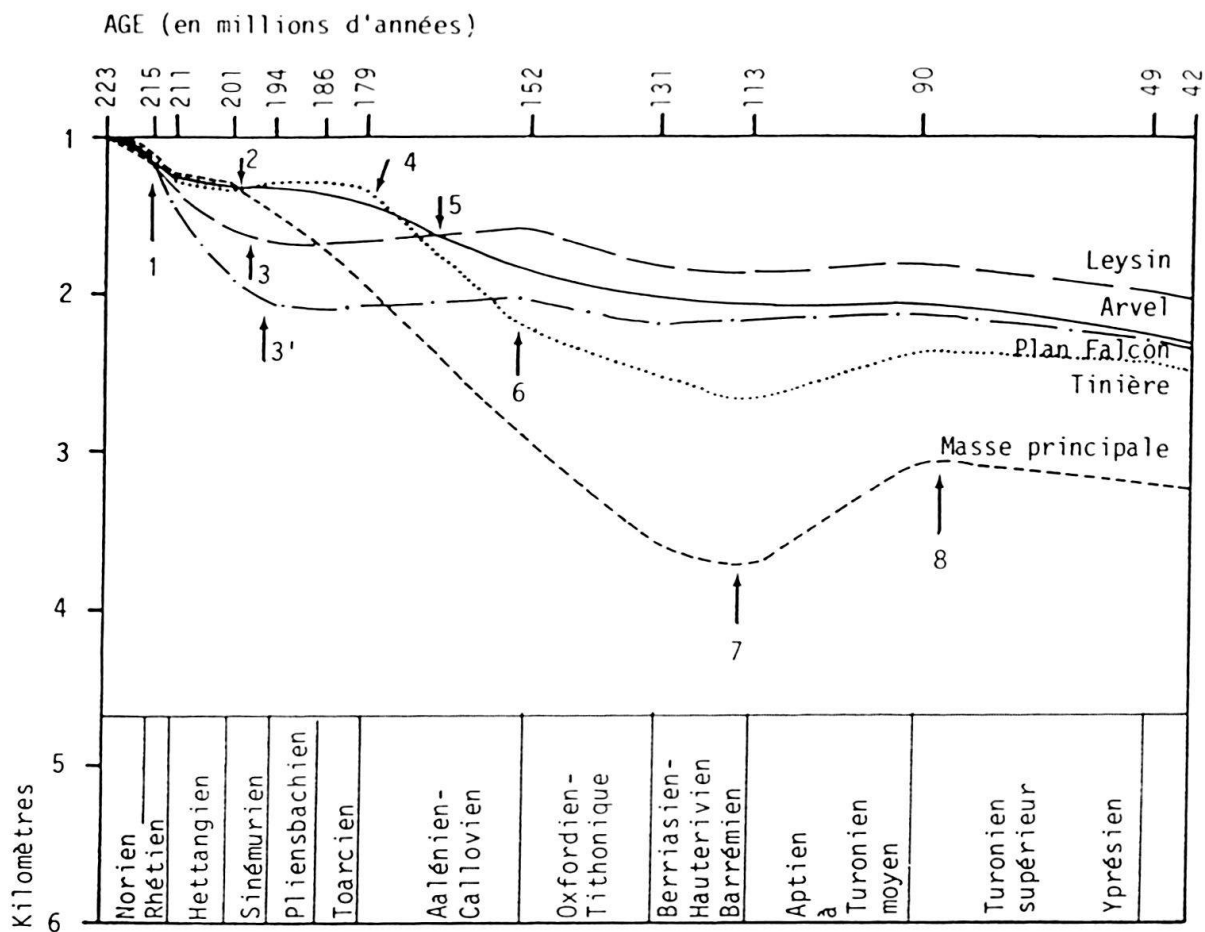


Fig. 8. Courbes de subsidences le long de la transversale dessinée dans la fig. 6 (voir explications dans le texte).

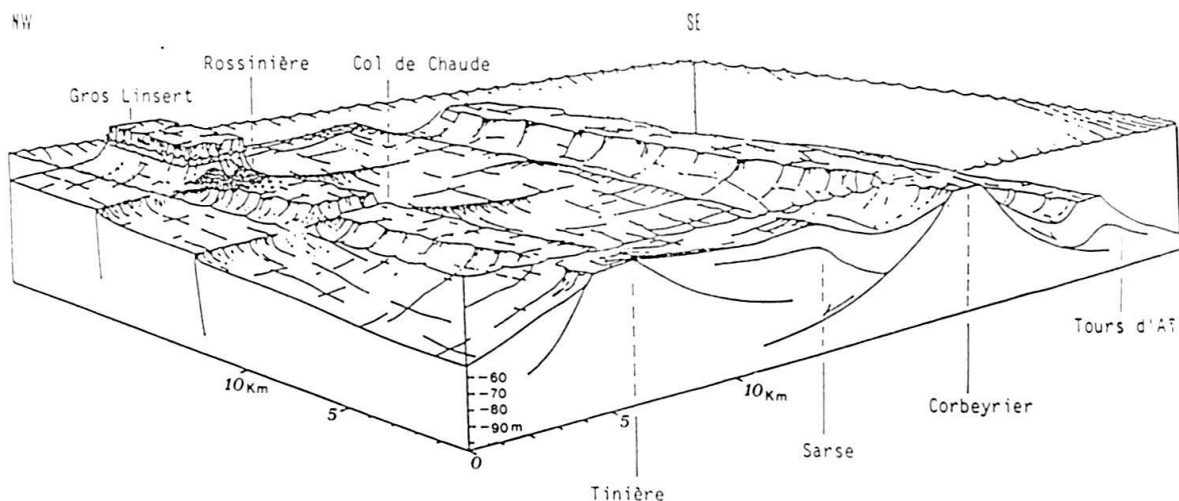


Fig. 9. Reconstitution du milieu de dépôt au Pliensbachien-Toarcien basal. Les milieux de dépôts sont différenciés. Des hauts-fonds émergents sont le site de pédogène siliceuse, ou de karst. Les hauts-fonds submergés et balayés par les tempêtes sont colonisés par les crinoïdes. Les débris de crinoïdes et les bancs carbonatés sont acheminés dans les bassins entre les hauts-fonds, par des courants de tempêtes. Des mégabrèches s'accumulent au pied des escarpements dont le relief est dû à des failles transverses aux lignes générales.

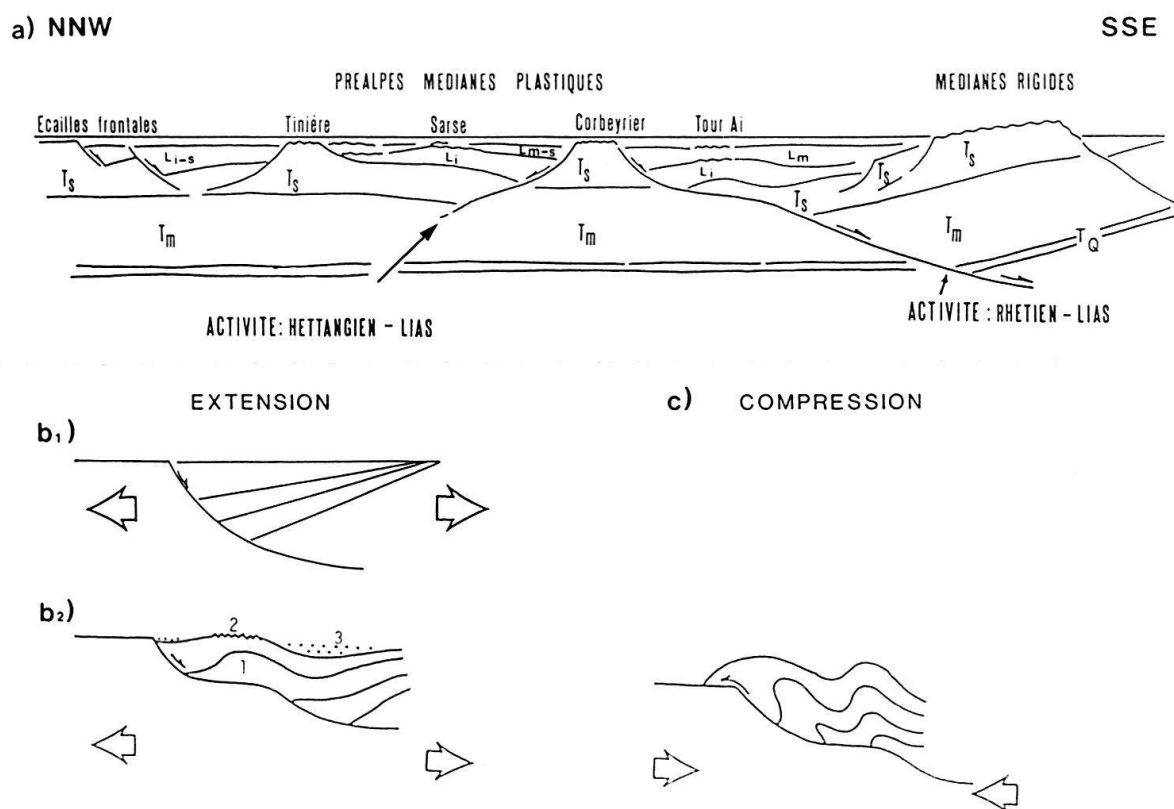


Fig. 10. Modèle (en coupe) du bassin de sédimentation des Préalpes Médianes en rive droite du Rhône au Lias.

a) Ls = Lias supérieur; Lm = Lias moyen; Li = Lias inférieur.

Ts = Trias supérieur; Tm = Trias moyen; Ti = Trias inférieur.

b) Modèles théoriques d'un système en extension selon LEMOINE (1984); GIBBS (1987) et McCLAY & ELLIS (1987)

b1): simple faille listrique; 2b): Faille en rampe et plat

1. Zone de surépaisseur de sédiments; 2. Zone de surélévation (antiforme), siège d'érosions synsédimentaires; 3. Création de bassins suspendus (structures en «onlap»).

c) Modèle théorique d'un système en compression avec décollement: au niveau des évaporites (lorsqu'il y en avait) lors de la compression – sans échelle.

- la porosité initiale de la roche,
- le coefficient de porosité-profondeur,
- le paléobathymétrie du sommet de l'unité.

Les valeurs de porosités utilisées (à partir de données dans la littérature) figurent dans le tableau II, de même que le coefficient de porosité-profondeur. Le calcul de la correction eustatique est basé sur les données de HAQ et al. (1986). La précision de cette correction est de plus ou moins 10 mètres. Pour obtenir une courbe de subsidence correcte, il est important de connaître la paléobathymétrie au moment du début de la subsidence. Le calcul tient compte de la correction eustatique également pour cette valeur. Les âges de la base et du sommet de l'unité sont donnés en millions d'années.

Il n'est pas possible de dessiner une seule courbe de subsidence pour tout le bassin, puisque celui-ci n'évolue pas de manière uniforme. Pour cette raison, cinq régions ont

été choisies: Leysin-Grand-Eau, Plan-Falcon, Arvel au sud de la Tinière; la Tinière, et la Masse principale au Nord.

La fig. 8 montrent qu'il y a une forte subsidence dès le Rhétien (première rupture de pente), subsidence qui est différentielle jusqu'au Toarcien (ruptures 2, 3, 3' et 4) en fonction des régions. Des ruptures plus générales sont mises en évidence au Callovo-Oxfordien, à l'Aptien et au Turonien Supérieur.

L'interprétation de ces courbes permet de confirmer le déplacement des zones de subsidence dans le temps (du Sud vers le Nord). Ceci est marqué (fig. 8) par le décalage des points de rupture 1 à 5 pour la période étudiée. La phase Callovo-Oxfordienne de SEPTFONTAINE (1983) coïncide avec la rupture 6 de la figure 8. Elle est suivie d'une subsidence continue du Dogger au Malm. Si les données paléobathymétriques du «Complexe Schisteux Intermédiaire» (DUPASQUIER, communication orale) se révèlent exactes, il y aurait une inversion marquée dès l'Aptien. Les données du Turonien Supérieur à l'Yprésien sont tirées de GUILLAUME (1986). Les Ecailles sont dépourvues de sédiments plus jeunes que le Lias, il n'est de ce fait pas possible d'établir des Courbes de subsidence pour celles-ci.

Ainsi la succession stratigraphique des Ecailles A, B et C constitue dans chaque cas un paquet de sédiments dont l'épaisseur diminue vers le Sud. Elle peut être interprétée comme une accumulation de sédiments sur un système de failles de croissance synsédimentaire (BRUN et al. 1985) sans mouvement «cassants», par opposition à des failles «cassantes» engendrant la formation de brèches. La masse principale, quand à elle, illustre un développement compatible avec des failles de croissance de «mur d'escalier» (GIBBS 1987, «down-stepping footwall»). Lors de l'extension liasique, l'excès de volume de sédiments accumulés grâce aux mouvements sur un «mur de faille» incliné aurait provoqué une «structure anticlinale de croissance» lors de son passage sur un replat (région des Tours-d'Aï, TANKARD & WELSINK 1987). Cette zone serait le siège d'une érosion sous-marine avec dépôts («onlaps») dans les zones adjacentes sans qu'il y ait besoin d'émersion. La disposition des zones de surépaisseurs (par ex. niveau «hb» à «hf» de l'Hettangien dans la région des Tours-d'Aï; fig. 6), le déplacement dans le temps des dépôts-centres (bassins suspendus ou «hangingwall basins») et l'âge des strates nous donnent des indications quant à la direction des mouvements sur des plans de failles listriques (du NW au SE). Les zones de surrection (antiforme: Tour-d'Aï, fig. 6 et fig. 10) sont le siège d'érosions synsédimentaires, alors que les sédiments reposent en «onlap» sur les failles actives.

Discussion et conclusion

Plutôt que d'invoquer des mouvements de bascule de «blocs rigides», comme le font BAUD & SEPTFONTAINE (1980), nous proposons d'envisager un mouvement plus «souple» (BADOUX & MERCANTON 1962) sur des plans de failles listriques en escalier (fig. 10a et b) provoquant une «subsidence différentielle» cf. JEANNET 1913; PETERHANS 1926). Cela permet de nuancer l'hypothèse de LEMOINE (1984) qui propose l'action de failles listriques simples au cours du mésozoïque. Ce même auteur incline toutes les failles de la région considérée ici vers le SE. Nos propres observations montrent que pour la période étudiée une première grande faille listrique, au sud de Corbeyrier, de

pendage SE et affectant probablement le socle prétriasique (cf. SARTORI 1987), était active du Rhétien jusqu'au Toarcien et probablement au-delà. Cet accident permettrait d'expliquer les particularités des sédiments déposés dans cette partie du bassin (sud de Corbeyrier jusqu'à la Grande Eau) (fig. 10a). Cette même faille expliquerait l'exondation des Préalpes Médiannes rigides et l'érosion du Trias supérieur. La faille qui affecte la région Tinière-Arvel, à pendage NW, serait active dès l'Hettangien. Depuis le Lias et probablement jusque dans le Dogger (MOSAR 1988a) voire le Malm il y a extension NW-SE avec des paléo-failles et paléo-pentes de direction NNE-SSW et E-W prédominantes.

Au Crétacé supérieur-Tertiaire l'extension est NNE-SSW et annonce probablement la fermeture du bassin dans un système en transpression (GUILLAUME 1986). Dès le début du plissement-chevauchement alpin des Préalpes Médiannes la compression devient NW-SE. Les anciens systèmes de failles sont réactivés, souvent avec une composante en décrochement sénestre (PLANCHEREL 1979 et ce travail). La reprise en compression des structures originellement en extension avec leurs particularités stratigraphiques permettraient d'expliquer l'anticlinal chevauchant des Tours-d'Aï (illustré dans la figure 10b).

Remerciements

Nous aimerions remercier tous ceux qui par leurs conseils et une lecture critique du manuscrit ont contribué à réaliser ce travail et tout particulièrement MM. Ch. Caron, P. Homewood, R. Plancherel, J.P. Schaer et M. Hoffert. Nous remercions également MM. M. Buri et P. Homewood, R. Plancherel et M. Weidmann qui ont eu l'amabilité de mettre à notre disposition leurs documents inédits, ainsi que O.A. Pfiffner et un lecteur anonyme pour une révision critique du manuscrit et A. Braun pour la dactylographie. Merci à R. Mayoraz pour l'adaptation des programmes de décompaction, et à L. Reggiani qui a perfectionné la fig. 9. L'un d'entre nous (J.M.) témoigne sa reconnaissance au FNRS (requête N° 2.686-0.82) pour son soutien financier.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER, T. 1982: Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Ed.): Cyclic and event stratification (p. 181-198). Springer Verlag Berlin, Heidelberg.
- BADOUX, H. 1965: Feuille Montreux 1264 et notice explicative, Atlas géol. Suisse au 1:25 000, avec notice Comm. géol. Suisse, Bâle.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médiannes du Chablais. *Eclog. Geol. Helv.* 55/1, 135-188.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine Briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.* 68/1, 131-145.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes Médiannes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BRUN, J.P., CHOUKROUNE, P. & FAUGÈRES, E. 1985: Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t.I, n° 1, 139-144.
- CARON, CH. 1973: Survol géologique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 62/2, 73-81.
- DOMMERGUES, J.L. & MEISTER, C. 1987: Succession des faunes d'ammonites au Langennegrat (Préalpes Médiannes; région de Thoune, Suisse): une série de référence dans le Sinémurien supérieur. *Geobios*, n° 20/3, 313-335.
- DUNHAM, R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 1, 108-121.

- FREYDET, P. & PLAZIAT, J.C. 1982: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis, Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contribution to Sedimentology, n°12 (B.H. Purser, Ed.) E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch., Stuttgart.
- GENGE, E. 1958: Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn. *Eclogae geol. Helv.* 51, 151–211.
- GIBBS, A. 1987: Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (Ed.): Continental extensional Tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. London, 28, 19–33.
- GRESSLY, A. 1983: Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouv. Mém. Soc. Rech. Sc. Nat. Neuchâtel*, II.
- GUILLAUME, M. 1986: Révision stratigraphique des Couches-Rouges de la nappe des Préalpes Médiannes romandes. Thèse doctorat, Univ. Fribourg n° 910, inédit.
- GUILLOCHEAU, F. 1983: Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen Ouest-armoricain. Thèse 3^e cycle Univ. Bretagne occidentale, Brest.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL P.R. 1987: The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science Washington DC* 235, 1156–1167.
- HOMEWOOD, P., ALLEN, P.A. & WILLIAMS G.D. 1986: Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. In: ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): Foreland basins. *Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ.* 8, 199–218.
- JEANNET, A. 1912–1913: Monographie géologique des Tours-d'Aï. 1. Stratigraphie de la nappe rhétienne, du Trias et du Lias des Préalpes Médiannes et de la zone interne. *Mat. carte géol. Suisse, N.L.* 34.
- LEMOINE, M. 1984: La marge occidentale de la Téthys ligurienne. In: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, G. BOILLOT, coord., Masson éd., Paris, 158–217.
- LOMBARD, A. 1975: Feuille Mosses, 64, Atlas géol. Suisse 1:25 000. *Comm. géol. Suisse.*
- LUGEON, M. & Gagnebin, E. 1941: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. lab. géol. minéral. géophys. Univ. Lausanne*, n° 72.
- MCCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. 1987: Analogue models of extensional fault geometries. In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (Ed.) Continental extensional tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London n° 28.
- METTRAUX, M. 1983: Etude géologique des Préalpes Médiannes dans la région des Tours-d'Aï. Travail de dipl. inédit, Univ. Fribourg.
- 1987: Séquences de tempêtes dans les Préalpes Médiannes (Suisse romande), du Rhétien au Toarcien. *Géol. alpine, Mém., h.s.*, n° 13, 157–165.
- 1989: Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes Médiannes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse de doctorat, Univ. Fribourg, inédit.
- METTRAUX, M., DUPASQUIER, C. & HOMEWOOD P. 1986: Conditions de dépôt et diagenèse précoce du Toarcien inférieur des Préalpes Médiannes romandes (Suisse) *Docum. Bur. Rech. géol. min.* n° 110, 231–237.
- MOSAR J. 1988a: Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, inédit.
- 1988b: Déformation interne dans les Préalpes Médiannes (Suisse). *Eclog. Geol. Helv.*, en prép.
- MULLER I. & PLANCHEREL R. 1982: Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil-Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 71/2, 102–132.
- PERRIER, R. & QUIBLIER, J. 1974: Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 58/3, 507–520.
- PETERHANS, E. 1926: Etude du Lias et des ganticlinaux de la nappe des «Préalpes Médiannes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* LXII/2.
- PIFFNER O.A., & BURKHARD M. 1987: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Ann. tectonicae* 1/1, 48–57.
- PLANCHEREL R. 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médiannes Plastiques entre Rhône et Arve. *Eclogae Geol. Helv.* 72/1, 145–214.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972: La zone anticlinale de la Tinière (Préalpes Médiannes vaudoises). *Eclogae Geol. Helv.* 65/1, 75–91.
- PUGIN, L. 1985: Le Toarcien inférieur au Creux-de-l'Ours. Rapport interne (inédit).
- READING, H.G. 1982: Sedimentary basins and global tectonics. *Proc. Geol. Assoc.* 93/4, 321–350.
- RICKEN, W. 1987: The Carbonate compaction law: a new tool. *Sedimentology* 34/4, 571–584.
- SARTORI, M. 1987: Blocs basculés en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, sér., II, 999–1005.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes Médiannes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. Soc. hel. Sci. nat.*, 97.
- SPICHER, J.P. 1966: Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns. *Eclogae Geol. Helv.* 58/2, 591–742.

- SUMMERFIELD, M.A. 1983: Silcrete as palaeoclimatic indicator: evidence from southern area. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 41, 65–79.
- TANKARD, A.J. & WELSINK, H.J. 1987: Extension tectonics and stratigraphy of Hibernia Oil Field, Grand Banks, Newfoundland. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 70, 1210–1232.
- THIRY, M. 1978: Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du Sud-Est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. *Bull. Rech. géol. mim., sect. I/1*, 19–46.
- TRÜMPY, R. 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, n° 6, 843–908.
- 1980: *Geology of Switzerland: a guide-book, part A*. Ed.: Schweiz. Geol. Kommission.
- WEGMANN, E. 1962–1963: L'exposé original de la notion des faciès par A. GRESSLY (1814–1865). *Sci. de la Terre (Nancy)*, t. IX/1, 85–119.
- WEIDMANN, M. 1981: Un Ichtyosaure dans le Lias supérieur des Préalpes Médiannes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/3, 165–170.

Manuscrit reçu le 3 mai 1988

Révision acceptée le 12 février 1989