

Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?

Autor(en): **Stampfli, Gérard M.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **86 (1993)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167234>

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.



Sto.

Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?

Par GÉRARD M. STAMPFLI ¹⁾

Mots clés: tectonique alpine, paléogéographie alpine, géodynamique alpine, structure profonde, rifting.

Key words: alpine structures, alpine paleogeography, alpine geodynamics, deep structures, rifting.

RÉSUMÉ

Des arguments d'ordre stratigraphique, paléogéographique et géophysique (sismique profonde et tomographie) permettent de proposer un nouvel assemblage des masses continentales du domaine alpin. Les Alpes sont regardées comme une zone de collision entre les plaques européenne, apulienne et ibérique. Le domaine briançonnais est considéré comme un terrain exotique ayant appartenu à la plaque ibérique. A partir du Jurassique supérieur, la péninsule briançonnaise va subir la même dérive que l'Espagne, sa séparation de l'Europe entraînant l'ouverture de l'océan valaisan à partir du Crétacé inférieur. Le Briançonnais sera chevauché sur une portion plus septentrionale de la marge européenne après avoir été séparé de la plaque ibérique à la hauteur de la Corse. Les arguments permettant de démontrer une duplication tectonique de la marge européenne dans les Alpes sont examinés, principalement sur la base de marqueurs géodynamiques associés aux phases de rifting du Jurassique inférieur et du Crétacé inférieur.

ABSTRACT

New reconstructions of the Western Alps from late Early Jurassic till early Tertiary are proposed. These reconstructions use deep lithospheric data gathered through recent seismic surveys and tomographic studies carried out in the Alps. The present day position, under the Po plain, of the southern limit of the European plate (fig. 1), allows to define the former geometry of the Briançonnais peninsula.

The Briançonnais domain is regarded as an exotic terrane formerly belonging to the European margin until Late Jurassic, then transported eastward during the drift of Iberia (fig. 5). Therefore, on a present day Western Alps cross section, a duplication of the European continental margin can be recognized (fig. 10).

Stratigraphic and sedimentological data along a zone linking the Pyrenean fracture zone to the Briançonnais, can be related to a rifting event starting in Oxfordian time. This event is responsible for the Late Jurassic till mid-Cretaceous drift of Iberia opening, first the northern Atlantic, then the Gulf of Biscay. Simultaneously, the drift of the Briançonnais will open the Valais ocean and close the Piemontese ocean. The resulting oblique collision zone between the Briançonnais and the Apulian margin generates HP/LT metamorphism starting in Early Cretaceous. The eastward drift of the Briançonnais peninsula will eventually bring it in front of a more northerly segment of the former European margin. The thrusting of the Briançonnais unto that margin takes place in early Tertiary (fig. 9), following the subduction of the Valais ocean.

The present nappe pile results not only from continent/continent frontal collision, but also from important lateral displacement of terranes, the most important one being the Briançonnais. The dilemma of "en échelon" oceanic domains in the Alps is an outcome of these translations. A solution is found when considering the opening of a Cretaceous Valais ocean across the European margin, running out eastward into the Piemontese ocean, where the drift is taken up along a former transform fault and compensated by subduction under the Apulian margin (fig. 8). In the Western Alps we are then dealing with two oceans, the Piemontese and the Valaisan and a duplicated European margin. In the Eastern Alps the single Piemontese ocean is cut by newly created oceanic crust. All these elements will be incorporated into the Penninic structural domain which does not represent a former unique paleogeographic area; it is a composite accretionary domain squeezed between Europe and Apulia.

¹⁾ Institut de Géologie et Paléontologie, BFSH 2, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne

A. Introduction

L'exotisme des Préalpes de Suisse Romande et du Chablais fut déjà relevé par Schardt en 1898. Dans son historique de la géologie des Préalpes, Masson (1976) montre combien le thème des terrains exotiques a dominé l'histoire de cette région. Le terme de «blocs exotiques» a lui aussi été introduit dans les mêmes Préalpes par Bachmann en 1863 (voir Masson 1976). Le concept d'exotisme défini par Schardt trouve sa solution dans le fait que les terrains envisagés se sont avérés être des nappes de décollement, l'exotisme découlant alors de la position structurale spéciale de ces terrains. Le concept moderne de «exotic terrane» s'applique plutôt aux marges actives et au processus d'accrétion ou de collage tectonique, l'exotisme vient alors du fait que ces terrains présentent une histoire géologique différente de celle des terrains avoisinants.

Nous allons voir comment le terrain exotique du Briançonnais et sa couverture décollée des Préalpes a été incorporé dans le prisme d'accrétion du Tsaté (Stampfli & Marthaler 1990) et comment il répond aussi bien au concept de Schardt qu'à celui de «exotic terrane».

Après une exposition brève du problème nous verrons comment les données géophysiques permettent de préciser les limites des plaques lithosphériques impliquées dans l'orogène alpin. Afin de pouvoir présenter les données qui ont amené au modèle, le concept de rifting sera revu rapidement, ce qui permettra de démontrer la duplication tectonique de la marge européenne sur la transversale alpine. Après cela le modèle d'évolution du domaine alpin entre le Jurassique inférieur et le Paléogène sera exposé. Le rifting du Jurassique terminal au Crétacé moyen des Pyrénées et du Valaisan seront ensuite comparés et l'évolution du domaine briançonnais sera reprise en détail.

B. Les Alpes dans le contexte de la tectonique des plaques

1. Duplication de la marge européenne

Le volume 69/2 de 1976 des «*Eclogae geologicae Helvetiae*», dédié à la géologie des Préalpes (colloque en l'honneur de H. Badoux), nous présente non seulement un historique de la géologie des Préalpes (Masson 1976), mais aussi des données nouvelles concernant des endroits clés de la géologie alpine touchant directement notre problème, comme la zone submédiane (Weidmann et al. 1976). L'article de R. Trümpy «du Pèlerin aux Pyrénées», du même symposium, concernant le problème d'une connection Alpes-Pyrénées, est directement lié au sujet qui nous intéresse ici, celui de l'exotisme du domaine briançonnais. Dans cet article concernant plus particulièrement la marge apulienne, Trümpy fait remarquer qu'un seul objet ne peut être à deux endroits à la fois et que dans le cas de la chaîne alpine, des translations importantes doivent être envisagées afin d'expliquer certaines «curiosités» paléogéographiques. En examinant les Alpes sur une transversale suisse, on peut se demander, cependant, si l'ancienne marge continentale européenne ne se trouve pas à deux endroits en même temps.

Dans notre récent article (Stampfli & Marthaler 1990), nous pensons avoir démontré le caractère indéniable d'épaulement de rift que le domaine briançonnais a joué pendant l'ouverture du domaine océanique liguro-piémontais (Téthys alpine). Cet épaulement joua le rôle de barrière entre ce domaine océanique et le bassin subbriançonnais. En

examinant le domaine sud-helvétique au sens large (ultra-helvétique d'un point de vue structural) et valaisan externe (pennique inférieur d'un point de vue structural), il semble bien que tous les éléments soient réunis, là aussi, pour faire de ces domaines un autre (ou la continuation du même) épaulement du rift liasique, liguro-piémontais. Spring et al. (1992) proposent un contexte synrift Lias-Dogger pour la série du Lebendun (épais conglomérat et série à blocs) où la série du Teggiolo et son socle d'Antigorio (Steck 1989, 1990) deviennent alors l'épaulement de ce rift. La série de Rosswald (Jeanbourquin & Burri 1989, 1991) plus interne et consistant aussi en séries chaotiques et conglomératiques, limitée au sud par le socle du Monte Leone, formerait un bloc basculé plus distal du même rift liasique. Dans le sud-Helvétique interne et les écaïlles sub et intra-Niesen (Badoux & Homewood 1978; Kindler 1988; comm. orale A. Lempicka, Lausanne), les résédiments dans le Dogger (conglomérats remaniant jusqu'à des éléments du socle cristallin), peuvent être corrélés avec l'érosion de ce même épaulement pendant la phase d'expansion thermique du rifting liguro-piémontais. La transgression de ce relief au Jurassique supérieur, qui présente une répartition uniforme de part et d'autre de l'épaulement, marque le début de la subsidence thermique de la marge continentale en formation. On a là une évolution fortement semblable à celle du Briançonnais, la différence étant le caractère de «marge flexurale» du Briançonnais (rampe prépiémontaise; fig. 7, 10, 11 & 12), alors que la marge sud-helvétique serait du type «marge à blocs» (Favre & Stampfli 1992).

Si l'on ajoute à cela la présence dans la zone submédiane (issue elle aussi du domaine pennique inférieur), de faciès qui s'apparentent à ceux du domaine piémontais, nous nous trouverions donc bien en présence de deux marges continentales du même âge actuellement sur une même transversale, l'une en position structurale pennique inférieur, l'autre pennique supérieur.

Cela est évidemment difficilement acceptable, sauf si l'on considère qu'il y ait eu des translations latérales importantes amenant à une duplication de la marge continentale européenne. L'autre possibilité est de dire que l'une des marges (la plus externe) appartient au rift Valaisan sensé occuper le domaine pennique inférieur. La zone submédiane, issue du Pennique inférieur, n'a cependant pas d'affinité valaisanne dans le sens «trilogie valaisanne» (Trümpy 1954; Burri 1958, 1967, 1979; Antoine 1971, Jeanbourquin & Burri 1991). La duplication de la marge semble donc être la solution à envisager et c'est ce point que nous allons essayer de démontrer.

2. Structures profondes et limites des plaques

Avant de développer les arguments géologiques de terrain brièvement exposés ci-dessus, il est nécessaire de partir de la situation actuelle et de considérer l'histoire des limites des plaques lithosphériques qui constituent le domaine Alpin au sens large.

Les limites des plaques impliquées dans l'orogène alpin font l'objet de recherches importantes depuis quelques années avec l'apport de techniques nouvelles d'investigation telles la sismique profonde (traverses ECORS-CROP, PNR 20 et EGT) et la tomographie sismique. Ces recherches ont permis de préciser la position du Moho aux abords de la chaîne, ainsi que certaines grandes structures à l'intérieur de celle-ci. Ces données ont permis d'affiner les modèles structuraux jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de kilomètres et de mettre en évidence la forme du poinçon adriatique (indenter fig. 1 à

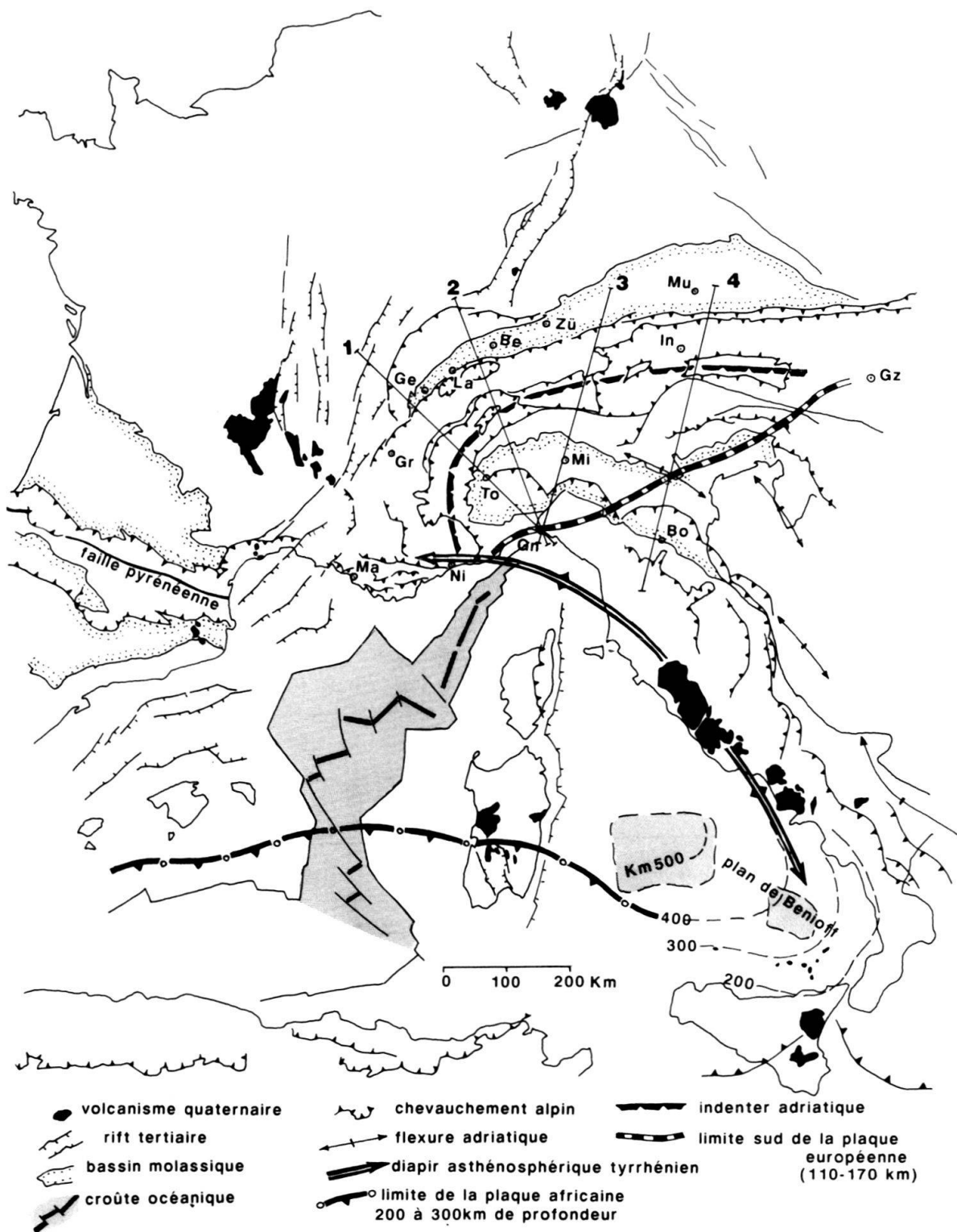


Fig. 1. Carte des principaux éléments géodynamiques de l'Europe et de la Méditerranée alpine. Les auteurs suivants ont été principalement consultés pour établir cette carte: Galson et Müller (1985); Royden et al. (1987); Boriani et al. (1989); Freeman et al. (1990); Roure et al. (1990a). Les données tomographiques (Spakman 1986a, 1986b & 1988) permettent de préciser la limite sud de la plaque européenne sous le chevauchement de l'indenter apulien, ainsi que la limite de la plaque africaine. Abréviations de noms de ville, voir figure 6.

Structural map of Alpine Europe and Mediterranean regions. Tomographic data allow to precise the southern limit of the European plate under the overthrust of the Adriatic indenter, as well as the limit of the African plate. Keys to the city names are found on figure 6.

3) et son effet de rabotage de la croûte européenne. Il est important de rappeler que ces données touchent principalement la structuration la plus récente de la chaîne et ne permettent pas d'apprécier de façon satisfaisante les déformations ductiles à l'origine de cette structure (Marchant et al. in press). Ces données permettent, cependant, de confirmer les grands traits de l'évolution structurale de la chaîne:

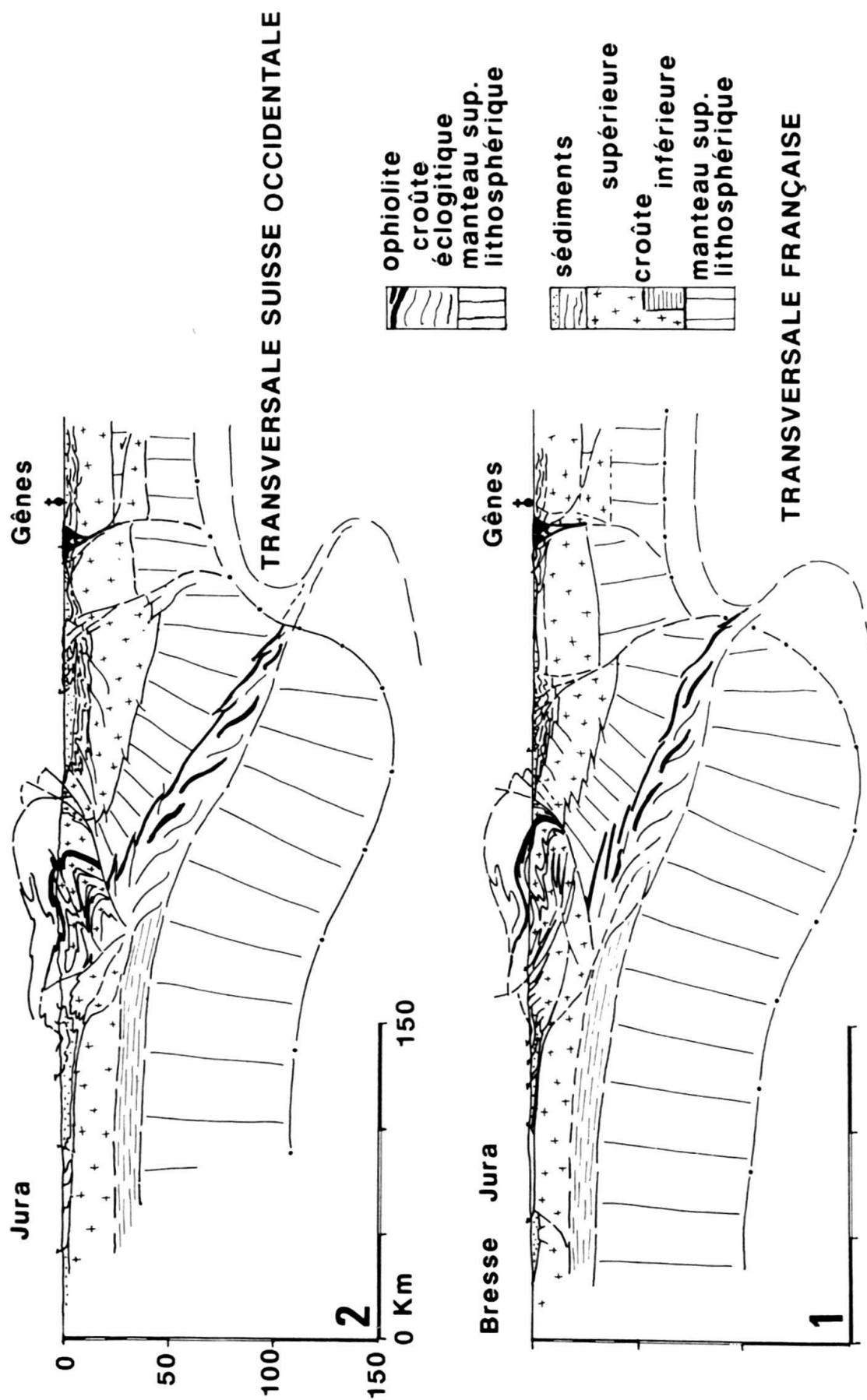
a – subduction de type B vers le Sud, ayant engendré les pro-charriages durant l'histoire précoce et paroxysmale de la chaîne; le matériel subducté (underplating) provoque la remontée d'unités enfouies préalablement à de grandes profondeurs. Un ensemble de matériel crustal (éclogitique) reste cependant coincé entre les deux plaques représentant les racines et patries du matériel ayant échappé à la subduction et que l'on retrouve dans les nappes. Les nappes (couvertures et socles) représentent alors un faible pourcentage de la croûte impliquée dans la collision, le reste du matériel étant resté en profondeur et en arrière.

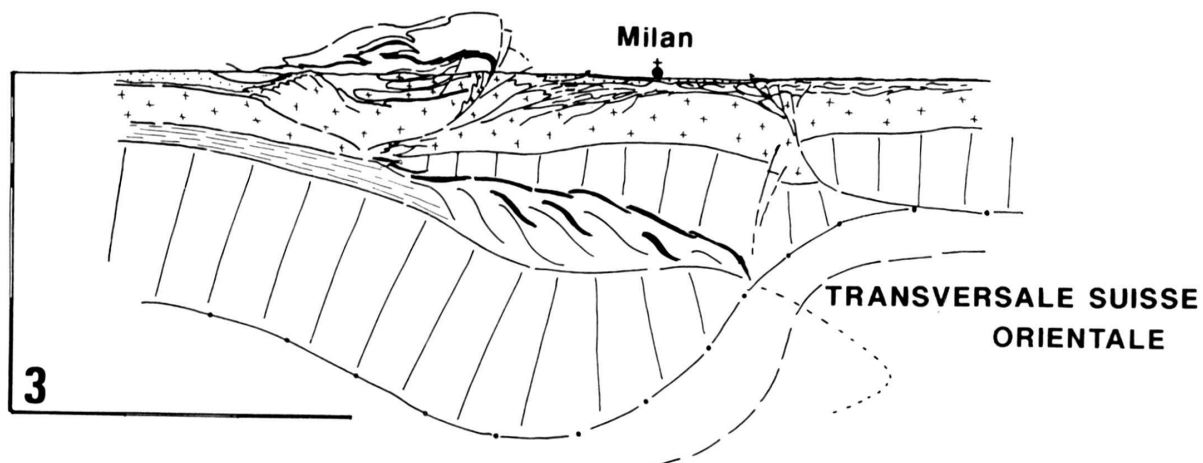
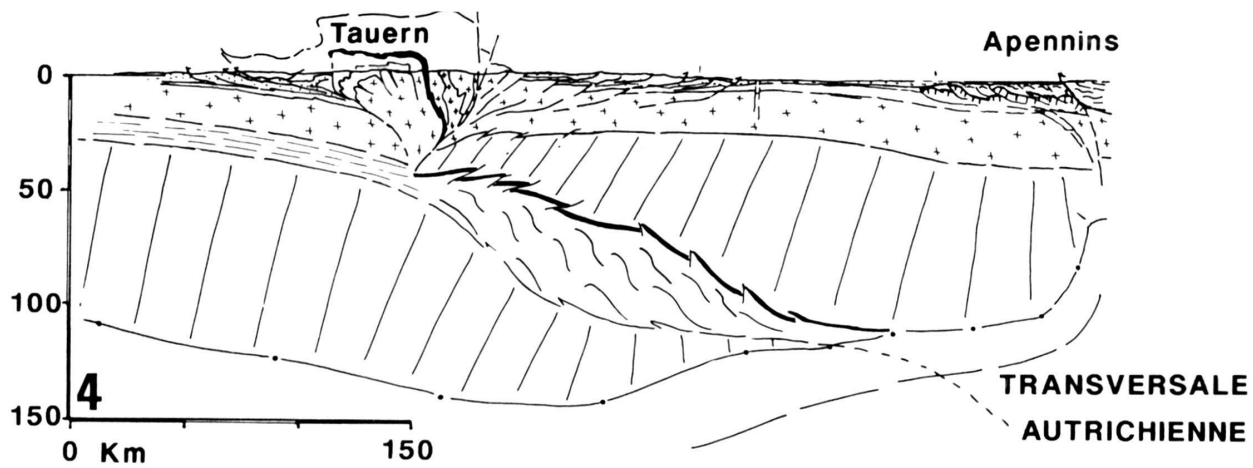
b – l'ensemble des nappes apparaît comme flottant au-dessus du poinçon de manteau supérieur (manteau lithosphérique) adriatique. Ce coin froid et rigide s'enfonce entre la croûte inférieure et supérieure européenne, créant une zone de subduction de type A et les rétro-charriages spectaculaires et si caractéristiques de la chaîne alpine, ceci pendant la phase paroxysmale et jusqu'à une période récente. Cette indentation s'accompagne de translations importantes et de mouvements d'échappement latéral affectant la plaque adriatique (Laubscher 1991) et l'empilement de nappes (Steck 1989, 1990; Vialon et al. 1989).

Fig. 2. Coupes lithosphériques des Alpes occidentales (situation sur la figure 1), modifiées d'après de nombreuses sources dont principalement: Debelmas et al. (1985), Escher et al. (1987), Buness et al. (1989), Letouzey (1990), Roure et al. (1990b), Heitzmann (1991), Marchant et al. (in press), pour la partie crustale. La base de la lithosphère est définie d'après les coupes tomographiques de Spakman (1986a), deux limites sont indiquées et démarquent une zone de transition possible entre lithosphère et asthénosphère. L'indentation du manteau supérieur apulien au niveau de la croûte européenne est claire et engendre le retro-charriage important de toute la chaîne alpine. La présence d'une quantité importante de matériel crustal non-obducté (croûte éclogitique) se base sur des considérations géophysiques permettant de fixer localement la base de la lithosphère apulienne et d'autre part sur la nécessité d'avoir des patries pour le matériel pris dans la chaîne alpine (voir les coupes balancées de Butler 1990). Les ophiolites ligures sont considérées comme reprises dans un décrochement crustal séparant la Ligurie des Apennins. *Lithospheric cross-section of the western Alps (location on figure 1). The two bottom lines correspond to a possible transition zone between lithosphere and asthenosphere. The Apulian upper mantle indentation into the European crust is clear and generates the large back-thrusting of the whole chain. Large volume of non obducted crustal and oceanic material is shown between the two plates (eclogitic crust) based on geophysical evidences as well as consideration on the necessity to find homelands for the material found in the nappes (see balanced cross sections from Butler 1990). The Ligurian ophiolites are considered as caught in a major transcurrent fault separating Liguria from the Apennines.*

Fig. 3. Coupes lithosphériques des Alpes centrales et orientales (situation sur la figure 1), modifiées principalement d'après les sources suivantes: Debelmas et al. (1985), Buness et al. (1989), Pfiffner (1990), Pfiffner et al. (1990), Cassano et al. (1990), Letouzey (1990), Roure et al. (1990b), Heitzman (1991), pour la partie crustale. La base de la lithosphère est définie d'après les coupes tomographiques de Spakman (1986a). Le diapir asthénosphérique tyrrhénien n'est pas présent au niveau de la suture profonde sur la transversale autrichienne. La terminaison en pointe de la plaque européenne sur cette transversale pourrait être une caractéristique qui aurait disparu sur les autres sections due à une assimilation asthénosphérique.

Lithospheric cross-sections of the eastern Alps (location on figure 1). On the Austrian section the Tyrrhenian asthenospheric diapir is absent at the level of the deep suture between Europe and Apulia. The tapering edge of the European plate is visible and could have been removed on the other sections due to asthenospheric assimilation.





Ce sont les données tomographiques sur l'Europe méridionale présentées par Spakman (1986a, 1986b, 1990) qui permettent de donner une échelle lithosphérique aux reconstructions (fig. 2 & 3). Il apparaît clairement, grâce à ces données, que la plaque européenne s'est enfoncée de plusieurs centaines de kilomètres sous la plaque adriatique. Les données tomographiques permettent de mettre en évidence plusieurs faits marquants de la structure profonde des régions alpines et méditerranéennes (fig. 1).

a – La limite sud de la plaque européenne peut être tracée sans trop d'ambiguïté de Gênes à Graz. C'est cette limite que nous allons utiliser dans nos reconstructions. Roeder (1989) propose une limite similaire basée sur des modèles de balance de masse.

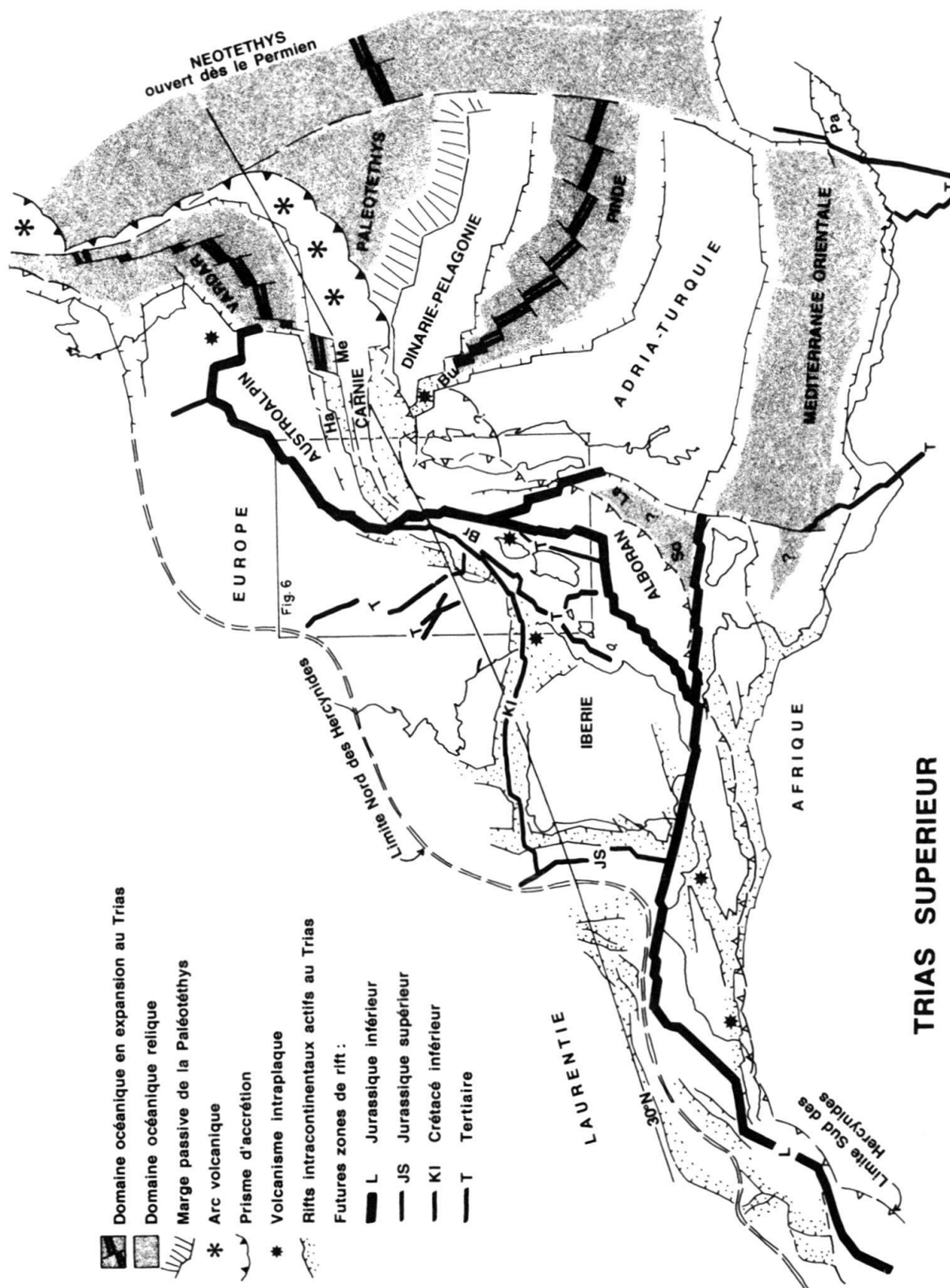
b – L'ouverture de la mer tyrrhénienne entre Corse-Sardaigne et Italie est la cause ou le résultant d'une remontée diapirique de l'asthénosphère de Nice vers la Calabre (fig. 1), cette remontée étant certainement responsable du volcanisme italien péninsulaire. On pourrait envisager que l'Apennin est une chaîne de montagne formée par glissement des masses sédimentaires sur le flanc Est de ce dôme (Castellarin & Vai 1991). L'Apennin n'est donc pas forcément une chaîne de collision de style alpin, mais plutôt une reprise de cette zone de collision par un phénomène de diapirisme mantellique (voir la discussion dans Mantovani et al. 1992).

c – La plaque africaine plonge vers le Nord jusqu'à de grandes profondeurs (500 km). Ceci est confirmé par le plan de Benioff mis en évidence par les tremblements de terre au Sud de la mer tyrrhénienne (fig. 1). La partie plongeante est en fait fracturée et il semble bien que ce soit le fragment oriental qui soit responsable de ces tremblements de terre. La partie occidentale représente une zone maintenant passive de subduction, impliquant la présence d'au moins 500 km de croûte océanique au Nord de l'Afrique, de l'Espagne à la Sicile. Ceci veut donc dire que la plaque apulienne n'était pas solidaire de l'Afrique mais en était séparée par un domaine océanique vraisemblablement mis en place pendant le Jurassique et/ou le Crétacé.

Un modèle à cinq plaques (Europe, Ibérie, Apulie, Alboran/Calabre, Afrique; fig. 4) où la plaque apulienne se déplacerait indépendamment de l'Afrique doit donc être envisagé. Une remontée relative vers le Nord de l'Apulie à partir du Crétacé inférieur (donc avant la rotation de l'Afrique vers le Nord), nécessaire pour expliquer les déformations des Alpes orientales dès cette époque, est alors envisageable (Flügel et al. 1987); à moins que toutes ces déformations éoalpines soient considérées comme liées à la subduction de l'océan piémontais suite à la dérive de l'Ibérie, solution déjà proposée par Frisch (1979). Nous allons voir que vraisemblablement les deux hypothèses sont valables.

Fig. 4. Configuration des plaques au Trias supérieur, modifié de Scotese (1987) et Stampfli et al. (1991). Br., péninsule briançonnaise. Le bassin Hallstatt-Meliata (Ha, Me) serait la continuation de l'océan du Vardar s'ouvrant en position de back-arc. Vers l'Ouest cette zone en extension pourrait se continuer dans la future limite nord de la plaque ibérique. Le bassin permo-triasique de Sosio-Lagonegro (So, La) est envisagé comme une prolongation de la Méditerranée orientale et/ou un bassin d'avant pays lié au front varisque. Pa, rift avorté de Palmyra.

Plate configuration at the Trias-Jurassic boundary. Br., Briançonnais peninsula. The Hallstatt-Meliata trough (Ha, Me) is seen as the continuation of the back-arc Vardar ocean. Westward, this extension zone could be situated on the future northern limit of the Iberian plate. The Permo-triassic Sosio-Lagonegro basin is regarded as a prolongation of the East-Mediterranean ocean and/or a foreland basin related to the Variscan orogenic front. Pa, aborted Palmyra rift.



C. Le rifting, marqueur géodynamique

1. Evolution type d'un rift donnant naissance à un océan

Nous avons déjà publié (Stampfli et Marthaler 1990; Stampfli et al. 1991; Favre et al. 1991 et Favre & Stampfli 1992) un modèle de rifting s'appuyant sur des données actualistes (Mer Rouge, Golfe de Suez) et des données plus anciennes (Maroc, Atlantique central, Alpes), modèles basés sur des observations de terrain et des données de sismiques de réflexion et de réfraction. Nous proposons l'évolution type suivante:

Phase de rifting principalement transtensive, durant de quelques Ma à quelques dizaines de Ma et pouvant déboucher sur un rift avorté/bassin intracontinental ou sur la formation d'un océan. Les contraintes sont à rechercher en dehors de la plaque lithosphérique impliquée. L'extension crustale peut-être localement importante et engendrer une basification de la croûte et une expansion thermique limitée suivie d'une contraction thermique et de la formation d'un bassin intracontinental.

Phase d'extension de type cisaillement simple impliquant toute la lithosphère, cette phase peut faire suite directement à la phase précédente ou bien elle est décalée dans le temps, cependant la phase transtensive peut être regardée comme un stade de préparation et d'affaiblissement de la lithosphère. Le cisaillement de toute la lithosphère va entraîner une décompression de l'asthénosphère et sa remontée.

L'expansion thermique de l'asthénosphère va engendrer une phase de cisaillement pur au niveau manteau lithosphérique et croûte inférieure et le soulèvement de toute la région impliquée, mais plus particulièrement des épaulements du rift. Au niveau de la croûte supérieure la déformation de type cisaillement simple asymétrique va persister. Les contraintes sont maintenant produites par le diapir asthénosphérique; d'un moteur externe (interaction des plaques) on passe à un moteur interne (diapir asthénosphérique). Le rifting amenant à l'océanisation est un phénomène relativement rapide, il faut 20 Ma pour engendrer le soulèvement thermique et le début de la mise en place du plancher océanique.

L'expansion océanique entraînera une contraction thermique de la zone de rifting qui s'éloigne du diapir asthénosphérique; cette subsidence thermique est importante dans les 20 Ma suivant le début de l'océanisation, puis elle décroît par la suite. On rentre alors dans un stade de marge passive mature où les épaulements du rift sont submergés et où les éventuels bassins frangeants (rim basin) se trouvent connectés à l'océan.

2. Rifting dans les Alpes

Voici des exemples des marqueurs géologiques correspondant à ces différents stades de rifting dans les Alpes et régions avoisinantes. Le lecteur est prié de se référer à Favre & Stampfli (1992) pour une revue détaillée de leur signification.

Le stade transtensif implique une vaste région et aura pour effet de réactiver d'anciennes fractures. L'ampleur de ce phénomène reste cependant limitée dans les Alpes où il se marque par l'instabilité de certains dépôts déjà à partir du Trias supérieur pour la phase d'ouverture Atlantique central, océan liguro-piémontais, et par le dépôt de nombreuses brèches ceci dès le début du Jurassique supérieur pour l'ouverture du système Atlantique Nord, Golfe de Gascogne, Valaisan.

La phase de rifting s.str. se marquera au départ aussi par la présence de brèches et dans le cas de marges à blocs basculés, l'ampleur de la fracturation entraînera la déposition de milliers de mètres de sédiments clastiques. Pour le rift liguro-piémontais ces brèches sont principalement abondantes dans le Lias inférieur à moyen. Pour le système Atlantique Nord, Golfe de Gascogne, Valaisan, ces brèches sont présentes pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

La phase de soulèvement thermique est l'événement majeur du rifting car cette fois, il ne s'agit pas seulement de créer des dépocentres, mais aussi des reliefs de l'ordre du millier de mètres ou plus. D'autre part cet événement touche l'ensemble du rift de façon synchrone, car c'est un phénomène à l'échelle mantellique. Ces soulèvements entraîneront l'érosion des séries pré-rift sur les épaulements, l'érosion atteindra généralement le socle, et le matériel de l'érosion se retrouvera non seulement dans le rift mais aussi dans les bassins frangeants (rim basin). Pour le système Alpes-Atlantique central, le paroxysme de cette phase se situe au Toarcien supérieur/Aalénien, entraînant la déposition de matériel clastique sur de vastes régions pendant le Lias supérieur et surtout le Dogger inférieur; il s'accompagne d'un métamorphisme régional et affecte aussi la répartition des faunes marines (endémisme croissant des faunes d'ammonites dans le Toarcien, Moutere & Elmi 1991). La phase d'expansion thermique du système Atlantique Nord-Gascogne-Valaisan, se marque par la vaste distribution de sédiments quartzeux à l'Albien surtout supérieur et au Cénomanién. A noter que dans les deux cas on est dans des phases transgressives qui devraient théoriquement ennoyer les reliefs et diminuer l'apport de sédiments clastiques.

La phase de subsidence thermique vera l'ennoisement progressif des épaulements et la diminution des apports clastiques. Ceci se produit à partir du Bathonien pour le domaine Atlantique central et liguro-piémontais, et à partir du Cénomano-Turonien pour le système Atlantique Nord-Gascogne-Valaisan.

Nous allons voir maintenant plus dans le détail comment ces événements peuvent être reconnus sur le terrain. Nous allons considérer tout d'abord et plus particulièrement les régions que nous proposons dans notre modèle en tant que marges continentales et qui n'étaient pas considérées comme telles auparavant, c'est à dire la région sud-helvétique s.l. (ultra-helvétique/ultra-dauphinoise) et le Pennique externe de la Tarentaise à l'Autriche, puis le domaine Gascogne, Pyrénées, Provence, Valaisan. Pour l'évolution de la marge Briançonnaise et de la marge Apulienne le lecteur voudra bien se référer aux publications suivantes et aux références qui s'y trouvent (Stampfli & Marthaler 1990 et Favre & Stampfli 1992).

D. Le modèle

1. Contraintes cinématiques

Nous appliquons ici (fig. 4, 6 à 9) les positions latitudinales pour la plaque apulienne proposées par Scotese (1987) donnant une position relativement plus septentrionale de cette plaque que celle présentée par Dercourt et al. (1985) et reprise par Fourcade et al. (1991) pour le Jurassique. Les raisons pour ce choix sont nombreuses et déjà explicitées dans Stampfli & Marthaler (1990) et Stampfli et al. (1991), elles se basent sur les propositions suivantes (fig. 4):

- la Méditerranée orientale (tout comme la Néotéthys orientale) est vraisemblablement un océan s'ouvrant déjà au Permien, il n'y a pas alors de nécessité à placer l'Apulie/Turquie dans une position méridionale pour fermer cet espace occupé par de la croûte océanique ancienne. Il n'existe aucune preuve de rifting jurassique ou crétacé dans la Méditerranée orientale.
- la largeur des marges continentales alpines et apuliennes peuvent être estimées assez précisément. Une position méridionale de l'Apulie laisse un espace important à combler vers le Nord et ceci est généralement fait en élargissant ces marges jusqu'à un millier de km, ce qui est contraire aux reconstructions palinspastiques aussi bien au niveau des couvertures sédimentaires qu'au niveau lithosphérique et aussi non conforme aux données actualistes (Favre & Stampfli 1992).
- Une grande partie du vide existant entre Gondwana et Laurasia devait être du plancher océanique soit paléotéthysien pas encore subducté, soit néotéthysien permien ou triasique (Pinde), ou encore, issu de back-arc (Vardar) le long de la marge active eurasiatique (Stampfli et al. 1991).

Il faut ajouter que nous sommes à la limite de l'application des méthodes paléomagnétiques, les déplacements que nous envisageons étant de l'ordre de 500 à 1000 km et souvent dans une direction latitudinale. La véritable discussion doit donc rester centrée sur des arguments avant tout géologiques.

2. *Un Briançonnais ibère ou provençal?*

Le domaine briançonnais trouve une prolongation toute naturelle en Corse (Amaudric du Chaffaut et al. 1984; Durand-Delga 1984). Maury & Ricou (1983) cependant proposent une autre solution en rapprochant le Briançonnais de la Provence, solution jugée invraisemblable par Trümpy (1988). Lorsque l'on rattache le Briançonnais à la Corse, on le fait après avoir refermé le Golfe du Lion (Burrus 1984). La limite nord du bloc corso-sarde est bien définie (fig. 1); connaissant les dimensions approximative du domaine briançonnais (400 à 600 km de long), il est alors possible de proposer des reconstructions de l'ensemble Sardaigne-Corse-Briançonnais comme celle de Trümpy (1976) qui est en fait assez proche des nôtres (fig. 4 & 5).

Avant l'ouverture oligocène du Golfe du Lion, l'ensemble Corse, Sardaigne, Baléares se rattache à l'Espagne et à la France comme proposé par Burrus (1984). Cependant, pour les reconstructions pré-crétacées, l'Ibérie devra être replacée dans sa position précédant sa rotation antihoraire. Cette rotation s'accompagne d'un déplacement relatif de l'Ibérie de près de 500 km vers l'Est. Une fois le Briançonnais rattaché à la Corse, la Corse à la Sardaigne et celle-ci à l'Espagne, le tout doit donc être déplacé de 500 km vers l'Ouest pour retrouver sa position originelle; ceci amène le Briançonnais au Sud de la Provence (fig. 4, 5 & 6) et pourrait expliquer les affinités de faciès déjà remarquées par les anciens auteurs et utilisées par Maury & Ricou (1983) dans leur hypothèse.

Cependant Trümpy (1988) fait remarquer les différences de faciès entre ces deux domaines au Crétacé (absence/présence d'Urgonien ou de Couches Rouges pour ne citer que les plus flagrantes) et met ainsi en évidence la nécessité d'un accident majeur venant couper en deux le «rim basin» Sud-Provence-Médianes (fig. 7). Cet accident pourrait être la fracture pyrénéenne permettant de faire glisser l'ensemble Ibérie-Briançonnais le long de la plaque européenne. La prolongation vers l'Est de cet accident jusqu'au Sud de la

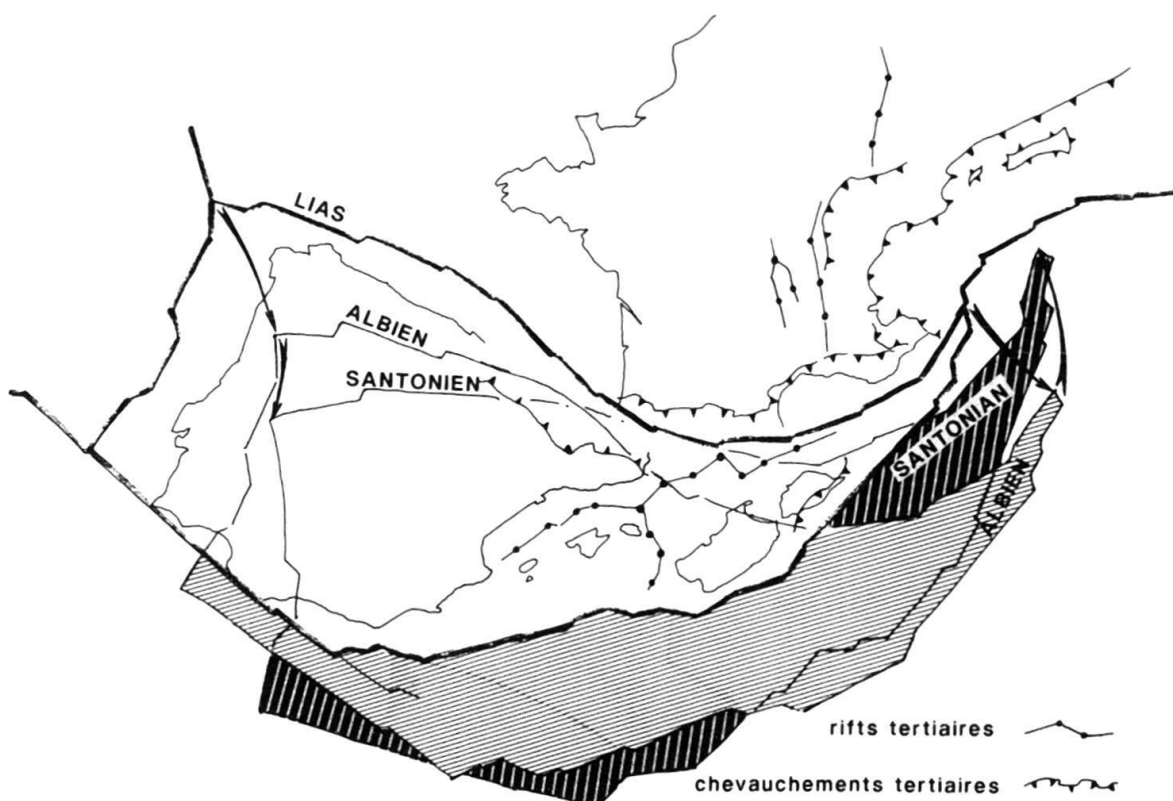


Fig. 5. Modèle de dérive de la plaque ibérique (Europe fixe) basé sur différentes sources (principalement Ziegler 1988, Srivastava et al. 1990, Mallod & Mauffret 1990, et Sibuet & Colette 1991; Srivastava & Verhoef 1992). Il faut admettre tout d'abord une translation de la plaque au Jurassique supérieur permettant une ouverture de l'Atlantique; ce n'est que plus tard que l'Ibérie commence sa rotation (vraisemblablement maximum à l'Apto-Albien; Moreau et al. 1992). Vers l'Est, au niveau de la péninsule briançonnaise, la situation est différente, il y a tout d'abord un écartement plus ou moins orthogonal entre la péninsule et l'Europe puis un rapprochement oblique pendant le Crétacé supérieur. Au niveau des Pyrénées l'écartement reste minimal (100 à 200 km) ne permettant pas la mise en place de plancher océanique (fig. 5).

Drifting model of the Iberian plate (Europe fixed). The drift must have started with an eastward translation during late Jurassic, allowing sea-floor spreading to start between Portugal and America. Later Iberia will rotate anti-clockwise (mainly during the Aptian-Albian). Eastward the Briançonnais peninsula drifts away from Europe first, then it will migrate northward during late Cretaceous. In the Pyrenees separation of the two plates is minimum (100 to 200 km), and no oceanic floor is emplaced.

Provence est généralement admise (Arthaud & Seguret 1981) les déformations pyrénéennes étant connues jusqu'au niveau des Maures (Tempier 1988). Ce que nous proposons de nouveau est de prolonger cet accident encore plus vers l'Est, jusque dans le rift Valaisan. La dérive de l'Ibérie (Kimméridgien à Campanien) aura donc pour effet d'ouvrir simultanément le Golfe de Gascogne et le rift valaisan (fig. 7, 8 & 9). La région pyrénéenne reste cependant une zone décrochante en transtension à océanisation restreinte.

3. Phase éoalpine et translation briançonnaise

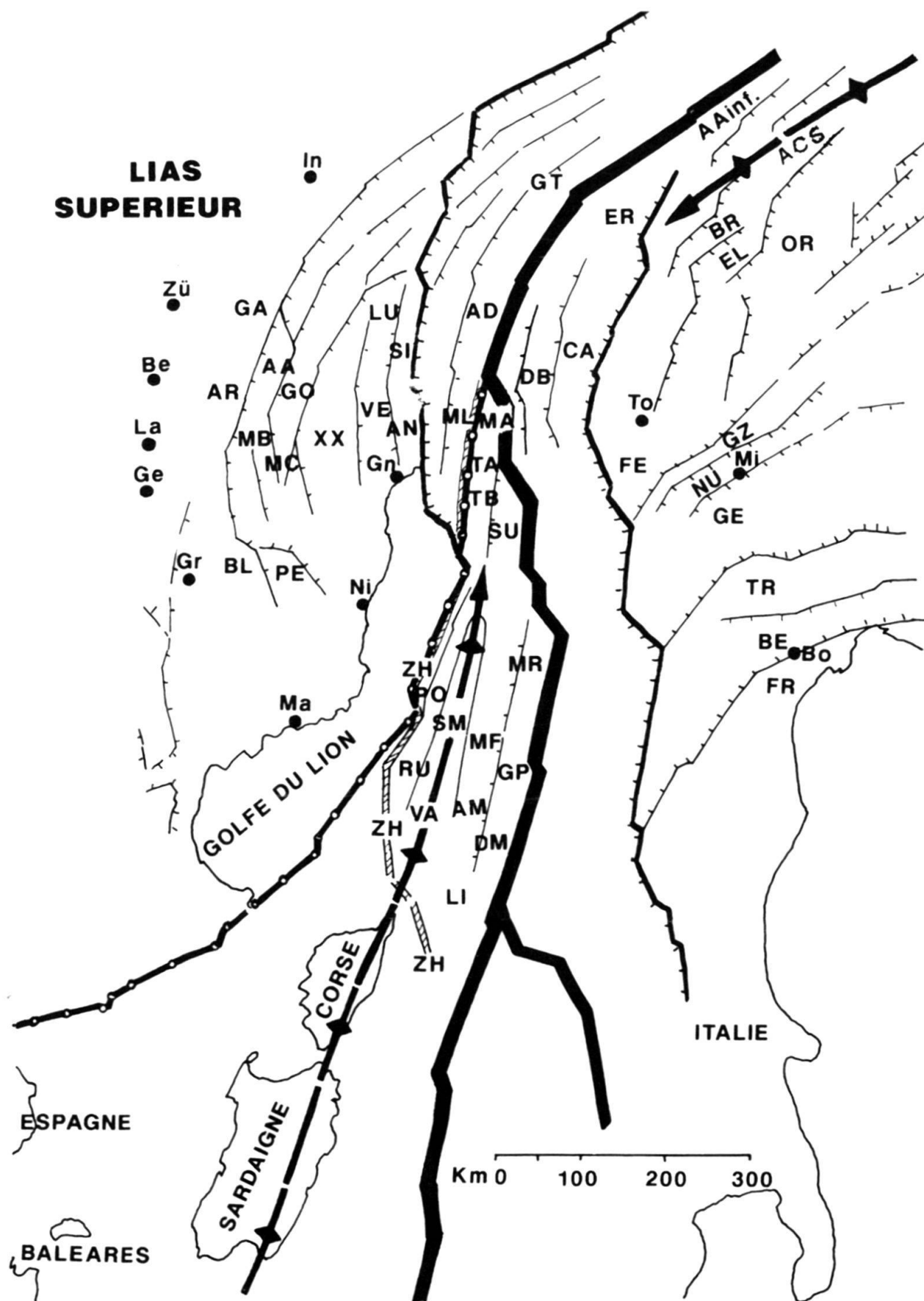
Suite à la translation/rotation de la plaque Ibérique, la péninsule briançonnaise viendra s'insérer dans le prisme d'accrétion du Tsaté-Avers (Stampfli & Marthaler 1990), cette masse continentale légère et rigide (amincie par deux phases successives de rifting,

fig. 10) restera dans une position structurale élevée et seulement une partie de sa bordure prépiémontaise sera subductée et affectée par la phase éoalpine de métamorphisme HP/BT (fig. 10, 11 & 12).

Cette phase a amené à bien des spéculations sur la position des unités affectées par ce métamorphisme (Pfeifer et al. 1989; Hunziker et al. 1989; Polino et al. 1990). Dans notre modèle de 1991 nous montrons comment l'on peut concilier ces diverses données tout en gardant un seul océan piémontais et à la place qui lui est structuralement due (Sartori 1987; Escher et al. 1987; Deville et al. 1992), c'est à dire entre le prisme du Tsaté («Schistes Lustrés» p.p.) et le Briançonnais. La bordure sud du Briançonnais, c'est à dire les unités bordant le rift téthysien (massifs internes, domaine prépiémontais), est affectée par ce métamorphisme à partir de l'Aptien (110 Ma), la bordure nord du promontoire apulien (Sesia) aussi, ou légèrement avant (120 Ma, Oberhänsli et al. 1985), ce métamorphisme continue jusque vers 80 à 70 Ma (Hunziker et al. 1989). A l'Aptien le Valaisan devrait être en pleine phase d'expansion océanique amenant la fermeture du Piémontais entre Briançonnais et Apulie (fig. 9). Cette fermeture est complexe et, comme le fait remarquer Trümpy à plusieurs reprises, il s'agit d'une collision oblique et qui plus est, entre trois plaques, l'Europe, l'Ibérie et l'Apulie (peut-être elle même séparée en deux, Flügel et al. 1987). Ce n'est donc pas une zone de subduction conventionnelle qui se développe entre ces trois plaques mais plutôt un corridor décrochant dextre de HP/BT (fig. 9, 10 & 11). Ceci semble être confirmé par les reliques de structures d'étirement observées dans les zones internes des Alpes (Steck 1990). Dans ce couloir, les unités sont charriées latéralement les unes sur les autres, les plus orientales gardant une position structurale haute (Margna, Briançonnais grison et nappe de la Brèche) alors que les unités occidentales seront soumises à l'éclogitisation grandissante vers le Sud (Massifs Internes). Le Prépiémontais du type Frilhorn et Cimes Blanches (Sartori 1987), lui aussi

Fig. 6. Modèle palinspastique des Alpes occidentales au Lias supérieur (voir la situation sur la figure 4). Le trait noir large représente la zone d'expansion océanique embryonnaire responsable du soulèvement thermique des épaulements. La marge flexurale briançonnaise passe vers le Nord à une marge à blocs, alors que de l'autre côté c'est la marge à blocs apulienne qui passe à une marge flexurale austroalpine (voir texte et figures 10 à 12). Le trait discontinu avec des o correspond à la future fracture entre plaque européenne et plaque ibérique. Les socles impliqués par la suite dans l'orogénèse alpine sont placés dans leur position palinspastique: AA, Aar; AA inf, austroalpin inférieur; ACS, Alpes Calcaires Septentrionales (Frank 1987); AD, Adula; AR, Aiguilles Rouges; AM, Ambin; AN, Antigorio; BE, Belluno; BL, Belledonne; BR, Bernina; CA, Canavese; DB, Dent-Blanche; DM, Dora Maira; EL, Ela; ER, Err; FE, Fenera; FR, Friuli; GA, Gastern; GE, Generoso; GP, Grand-Paradis; GO, Gothard; GT, gneiss des Tauern; GZ, Gozzano; LI, Briançonnais ligure; LU, Lucomagno; MA, Margna; MB, Mont-Blanc; MC, Mont Chétif; MF, Mont-Fort; ML, Monte Leone; MR, Mont-Rose; NU, Monte Nudo; OR, Ortler; PE, Pelvoux; PO, Pontis; RU, Ruitor; SI, Simano; SM, Siviez-Mischabel; SU, Suretta; TA, Tasna; TB, Tambo; TR, Trento; VA, Vanoise; VE, Verampio; XX, socle reconnu sur la sismique profonde, Marchant et al. (in press); ZH, Zone houillère. Les repaires géographiques sont les suivants; Be, Berne; Bo, Bologne; Ge, Genève; Gn, Gênes; Gr, Grenoble; Gz, Graz; In, Innsbruck; La, Lausanne; Ma, Marseille; Mi, Milan; Ni, Nice; To, Turin; Zü, Zürich.

Palinspastic model of western Alps in late early Jurassic (see location in figure 4). The broad black line indicates the incipient sea-floor spreading zone responsible for the rift shoulder uplift. The flexural Briançonnais margin passes northward into a tilted block margin, whilst on the other side of the future ocean the tilted block Apulian margin passes northward into a flexural Austroalpine margin (see text and figures 10 to 12). The line with o corresponds to the future fracture zone between the European and Iberic plate. Basements involved in the Alpine orogenesis are placed in their palinspastic location.



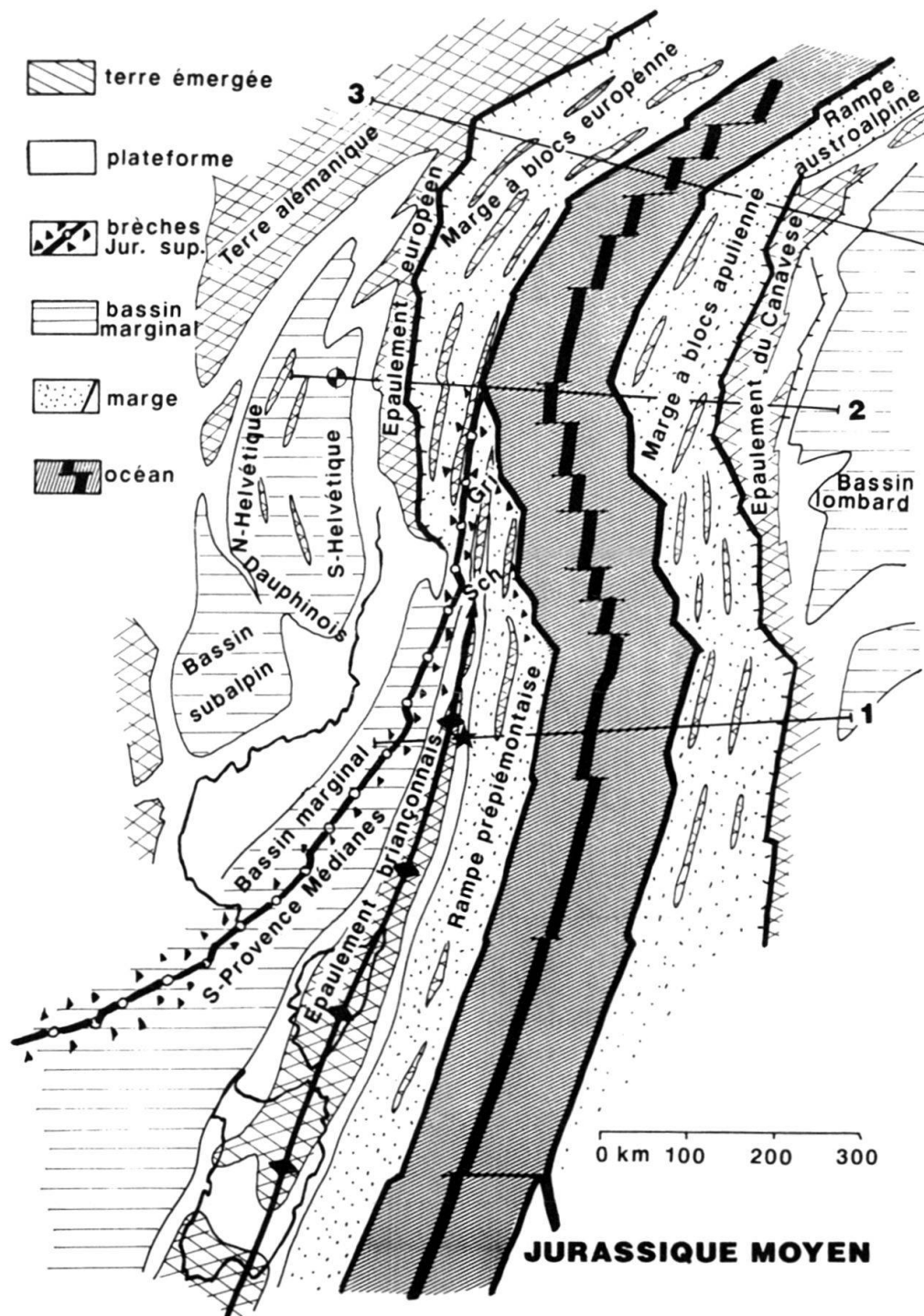


Fig. 7. Modèle palinspastique des Alpes occidentales au Jurassique moyen. L'océan piémontais commence son expansion, le soulèvement des épaulements est maximum et génère une quantité importante de sédiments qui se déposent dans les bassins marginaux (Helvétique-Dauphinois; Subalpin; Sud Provence-Médianes; Lombard). A la fin du Jurassique moyen la fracture Pyrénées-Valaisan devient active et engendre la formation de brèches. Gri, Falknis, Tasna, Sulzfluh; Sch, Schams.

Palinspastic model of the western Alps during the middle Jurassic. The Piemontese ocean is expanding and the rift shoulder uplift is at its peak, generating a large quantity of sediments deposited in the rim basins (Helvetic-Dauphinois, Subalpine; South Provence-Médianes, Lombardian). Towards the end of middle Jurassic, the Pyrenees-Valaisan fracture zone is activated generating breccias in surrounding regions.

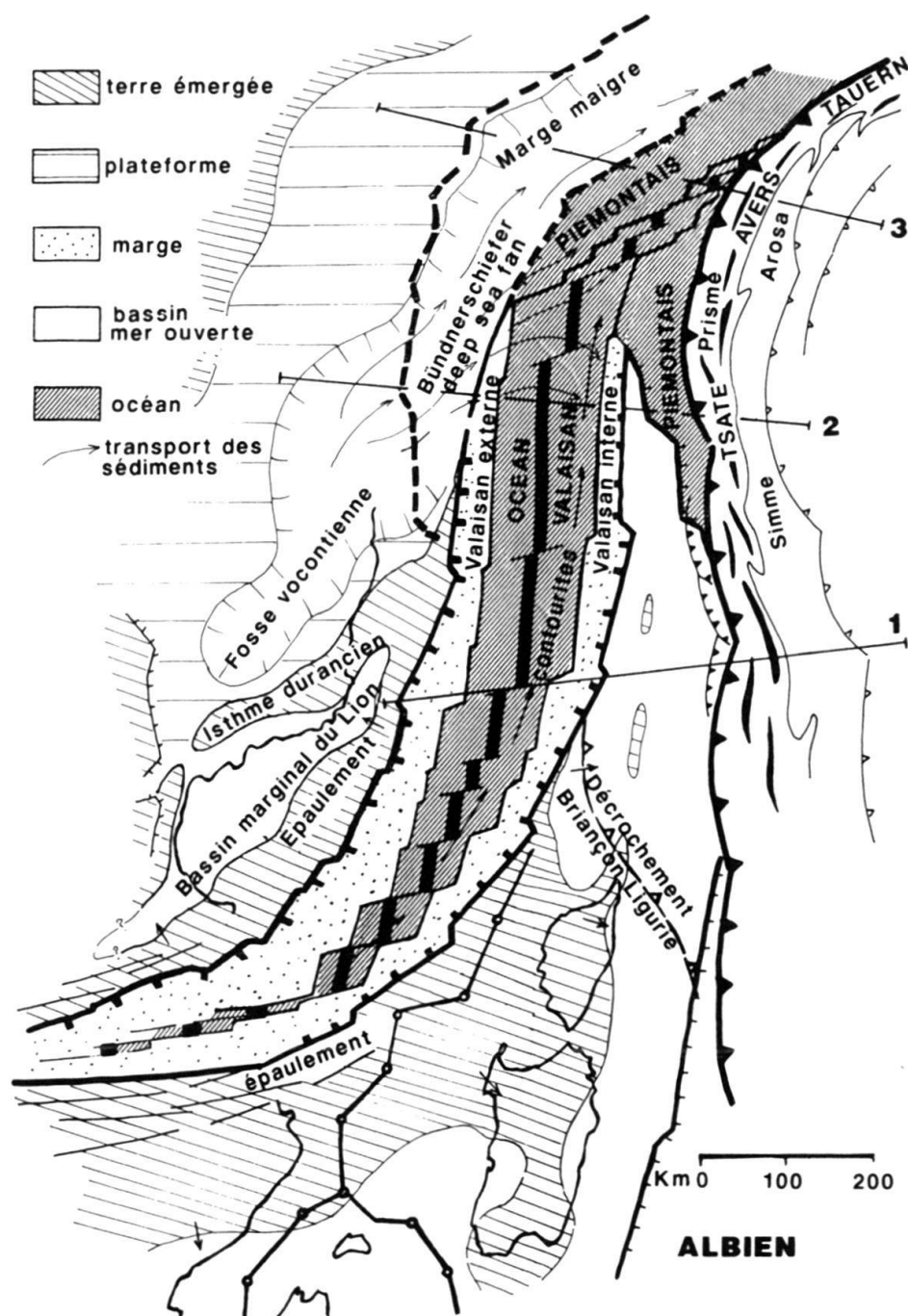


Fig. 8. Modèle palinspastique des Alpes occidentales à l'Albien. L'ouverture du Valaisan est déjà bien en cours et se fait aux dépens du Piémontais. Le bord nord du Valaisan se soulève (expansion thermique), le bassin subalpin se déforme et certaines régions émergent (isthme durancien). L'océan piémontais se referme aussi dans sa portion autrichienne. Un prisme d'accrétion (couloir décrochant) se forme le long de la marge apulienne où les premiers flyschs se déposent (Simme et Arosa). Des éléments prépiémontais de la marge Briançonnaise subissent un métamorphisme HB/BT.

Palinspastic model of the western Alps in the Albian. The opening of the Valaisan ocean is well under way and is done at the expenses of the Piemontese ocean. The northern border of the Valaisan is uplifted by thermal expansion, the Subalpine basin is deformed and locally uplifted (Durance high). The Piemontese ocean is also closing in its eastern branch. An accretionary prism (strike slip corridor) develops along the Apulian margin where the first flyschs are deposited (Simme, Arosa). Prepiemontese units of the Briançonnais margin are metamorphosed in HP/LT conditions.

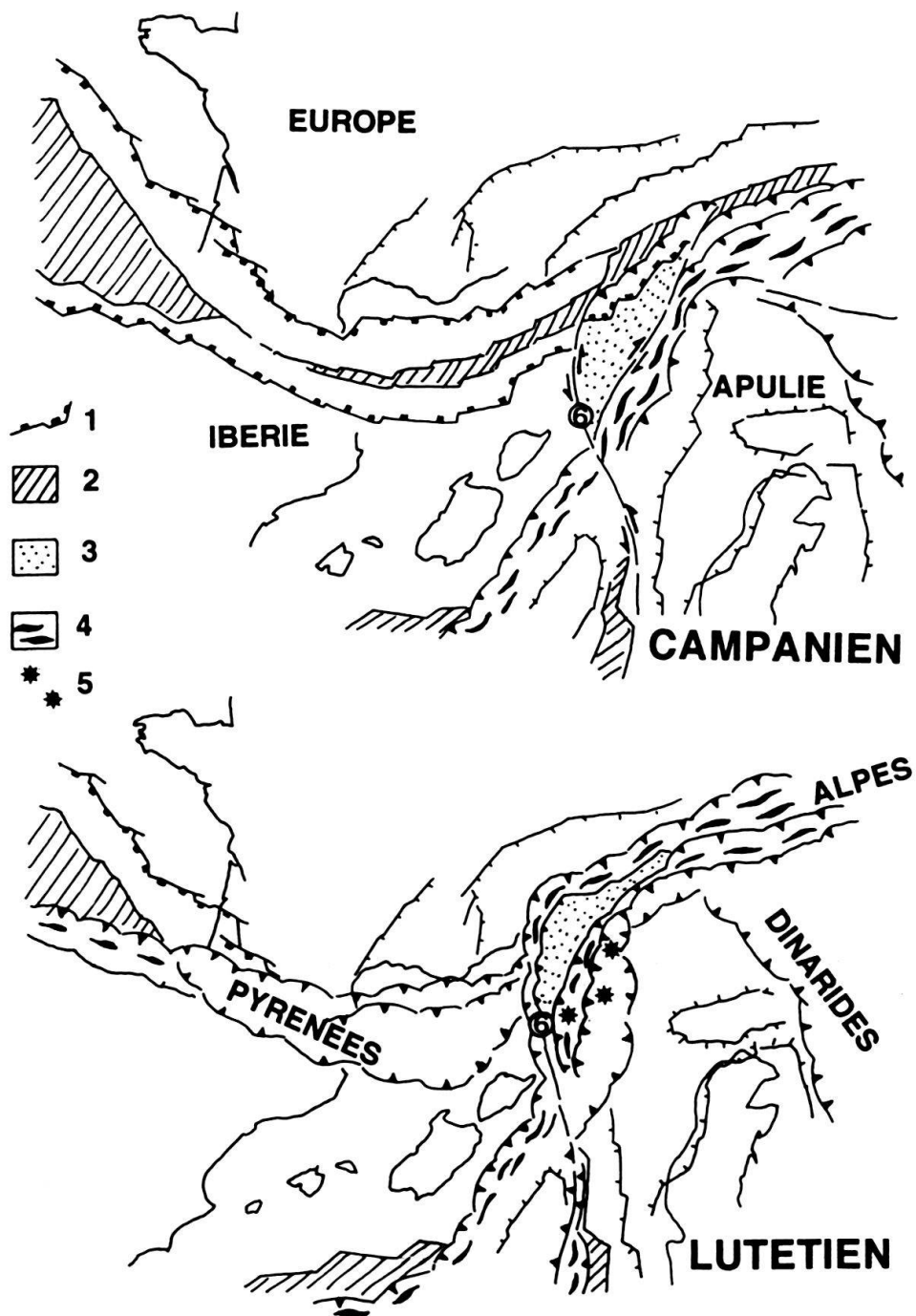


Fig. 9. Evolution de la zone de collision Europe-Ibérie-Apulie du Crétacé supérieur à l'Eocène. La remontée de l'Apulie vers le Nord entraîne avec elle la péninsule briançonnaise qui devient un «exotic terrane» pris dans le prisme d'accrétion piémontais. La subduction d'une large partie de l'océan valaisan entraîne la formation d'un arc volcanique embryonnaire. A l'Eocène la péninsule briançonnaise est complètement cisailée de l'Ibérie et obductée sur la marge européenne, la collision de l'Apulie avec l'Europe prend place. L'Ibérie subit une translation vers le NW créant ainsi les Pyrénées. 1-épaulements du rift Gascogne/Valaisan, 2- plancher océanique, 3- terrain exotique du Briançonnais, 4- prisme d'accrétion, 5- volcanisme, 6- décrochement Briançon/Ligurie.

Model of collision between Europe, Apulia and Iberia from late Cretaceous to Eocene. The northern drift of Apulia takes with it the Briançonnais peninsula which becomes an exotic terrane. The subduction of a large portion of the Valais ocean will induce an embryonic volcanic arc. During the Eocene the peninsula is completely severed from Iberia and obducted on the European margin. The NW drift of Iberia creates the Pyrenees. 1- rift shoulders of the Biscay/Valaisan rift system, 2- oceanic floor, 3- Briançonnais terrane, 4- accretionary prism, 5- volcanic arc, 6- Briançon/Liguria transform system.

incorporé à l'intérieur du prisme, semble avoir d'abord subi une mise en place par gravité dans le bassin océanique avant d'être repris dans la tectonique d'accrétion. On a là une situation classique où certaines unités sont subductées alors que d'autres qui leur sont proches latéralement ou verticalement subissent un «offscrap» et sont incorporées dans les parties plus supérieures du prisme.

Des écaillés de plancher océanique (Zermatt-Sass, Antrona; Pfeifer et al. 1989) seront insérées entre certaines unités apuliennes ou européennes, amenant certains auteurs à proposer des mini-continentes de type Margna, Mont-Rose ou Sesia comme explication de ces mélanges tectoniques à grande échelle (Polino et al. 1990). Aussi bien dans le Franciscan (Californie) que dans la partie d'âge jurassique à crétacé du prisme d'accrétion japonais, nous avons pu observer de tels mélanges à grande échelle avec des sauts de métamorphisme important entre chaque élément ou unité. Plus au Sud (Arnasco, Corse), le domaine prépiémontais semble avoir été affecté plus tardivement par les mouvements éoalpins, dû à la géométrie en coin de la péninsule briançonnaise. Le détritisme

Fig. 10. Evolution des marges continentales alpines entre le Jurassique moyen et le Paléocène: transversale 1 (voir situation sur les figures 7 & 8). La péninsule briançonnaise reste fixe (symbole ★), elle se détache de la marge européenne au Jurassique supérieur, l'océan valaisan s.str. (voir texte) s'ouvre au détriment de l'océan piémontais. La subduction de ce dernier forme le prisme d'accrétion Tsaté-Avers (couloir décrochant) dans lequel des conditions de HP/BT sont présentes dès le Crétacé inférieur. Une obduction du plancher océanique (ZS) sur la marge (MR) se fait à l'intérieur du prisme. Au Paléocène la subduction du Valaisan est suffisante pour induire un volcanisme de type arc. Les chiffres indiquent la durée des événements en millions d'années. BR, Brèche; CA, Canavese; DB, Dent-Blanche; IV, Ivree; MR, Mont-Rose; ZS, Zermatt-Saas.

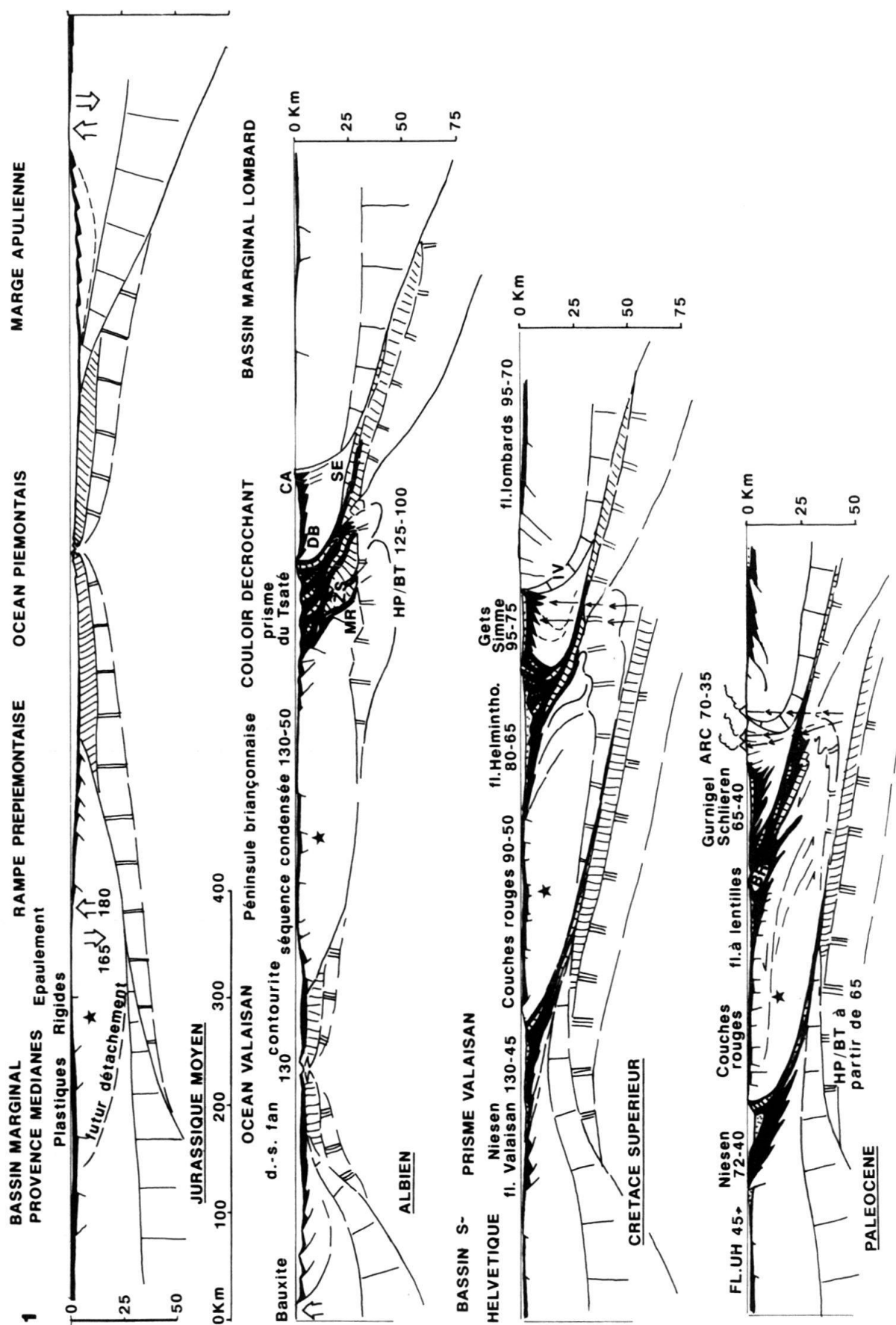
Middle Jurassic to late Cretaceous evolution of alpine continental margins. Cross-section 1 (location in figure 7 & 8). The Briançonnais peninsula is fixed (star symbol), it is drifting away from the European margin in late Jurassic, opening the Valaisan ocean s.str. (see text) and closing the Piemontese ocean in front of it. The subduction of the Piemontese creates the Tsaté Avers accretionary prism (strike-slip corridor) and is accompanied by HP/LT metamorphism since early Cretaceous. Oceanic floor obduction (ZS) unto the European margin (MR) occurs within the prism. Since the Paleocene the Valaisan subduction is large enough to induce arc volcanism. Figures relates to geological events in million of years.

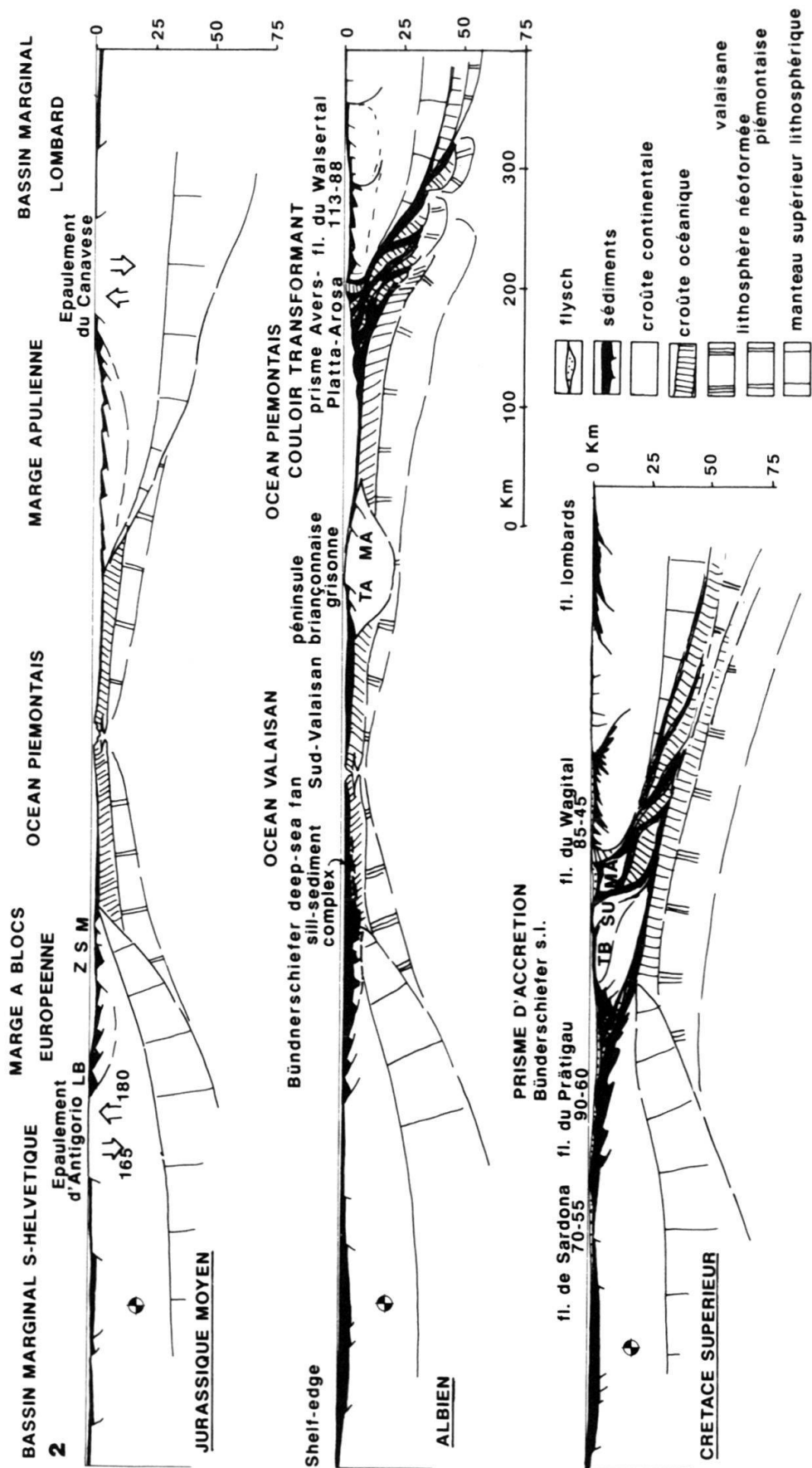
Fig. 11. Evolution des marges continentales alpines entre le Jurassique moyen et le Crétacé supérieur: transversale 2 (voir situation sur les figures 7 & 8). La marge helvétique reste fixe (symbole ⊕), à l'Albien l'océan valaisan s'ouvre en pied de marge européenne (sill-sediment complex), la péninsule briançonnaise dérive vers l'Est et apparaît dans la figure. Au Crétacé supérieur/Paléocène, la péninsule briançonnaise fait partie du prisme d'accrétion, elle est obduite sur la marge européenne. A l'intérieur du prisme (couloir décrochant) les unités se chevauchent latéralement et se trouvent occasionnellement séparées par des ophiolites (Margna). Les chiffres indiquent la durée des événements en millions d'années. LB, Lebedun; MA, Margna; TA, Tasna; ZSM, zone submédiane.

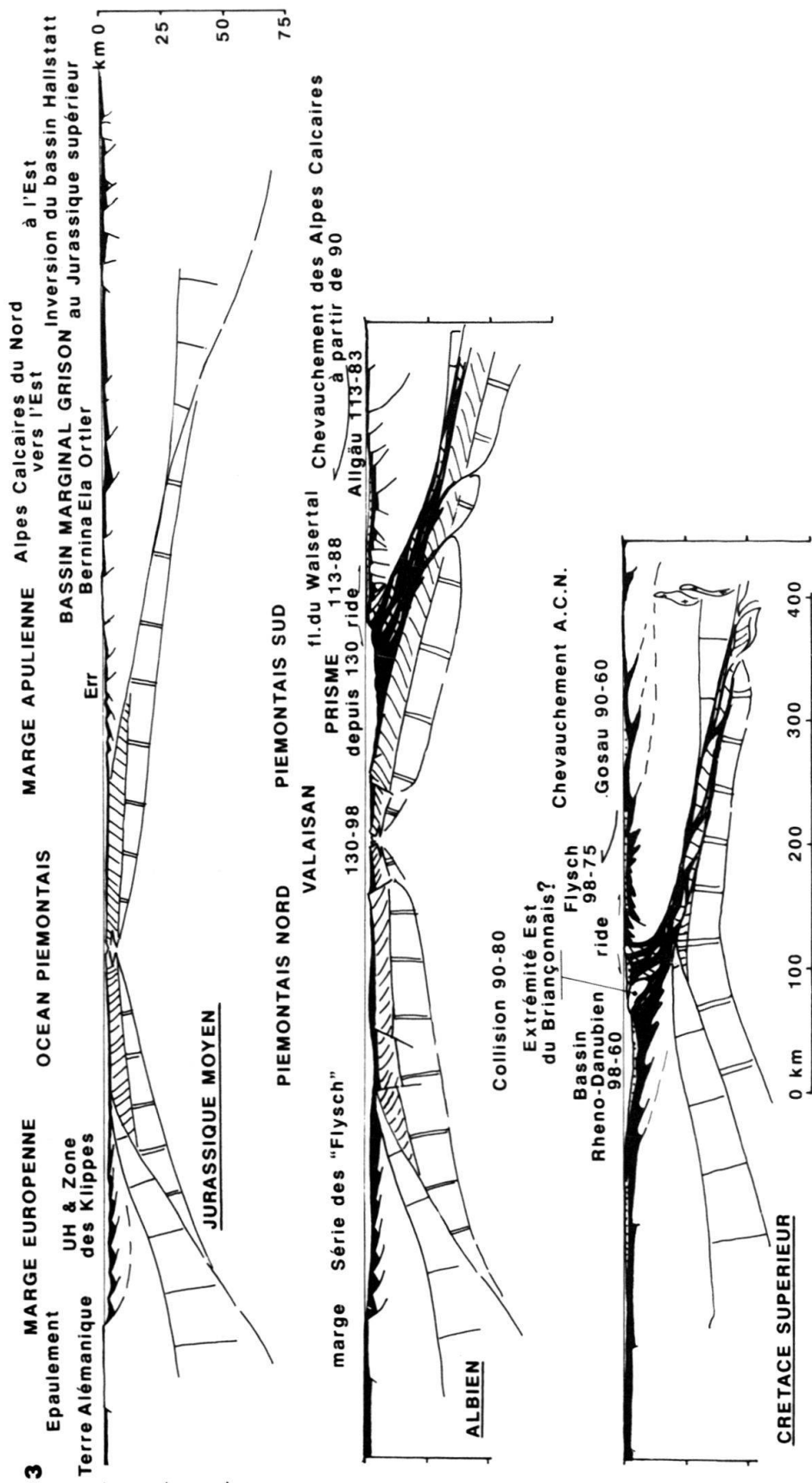
Middle Jurassic to late Cretaceous evolution of alpine continental margins. Cross-section 2 (location in figure 7 & 8). The Helvetic margin is fixed (cross symbol), the Valaisan ocean opens in the Albien within the foot of the European margin (sill-sediment complex), the Briançonnais peninsula drifts eastward and appears in the figure. In late Cretaceous/Paleocene, the Briançonnais peninsula is incorporated into the accretionary prism and then obducted unto the European margin. Within the prism (strike-slip corridor) lateral overthrusting of units takes place some of them being separated by ophiolitic material (Margna).

Fig. 12. Evolution des marges continentales alpines entre le Jurassique moyen et le Paléocène: transversale 3 (voir situation sur les figures 7 & 8).

Middle Jurassic to late Cretaceous evolution of alpine continental margins. Cross-section 3 (location in figure 7 & 8).







ophiolitique envahit, cependant, le bassin piémontais dès le Crétacé inférieur, devenant important au moment du dépôt des black-shales albiens (Bourbon et al. 1979).

Il n'est donc pas nécessaire de subduire une large portion du Briançonnais pour amener sa bordure méridionale à des conditions éclogitiques, ces conditions étant créées «along strike». Ceci veut dire que la masse principale du Briançonnais restera relativement peu affectée par ce qui se passe sur ses bords; la sédimentation continuera pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène (Couches rouges) sur cette épave prise entre deux zones mobiles, le prisme décrochant Tsaté-Avers au Sud et le prisme Valaisan-Bündnerschiefer au Nord.

Le mouvement de rotation important de l'Ibérie au Crétacé moyen à supérieur (fig. 5) va entraîner la fermeture graduelle du domaine océanique valaisan peut-être déjà à partir du Cénomano-Turonien, avec l'apparition de flysch typique. La collision continentale entre le Briançonnais et l'Europe se produit à partir du Crétacé terminal. A cette époque la marge Nord valaisanne s'inverse produisant le flysch du Niesen et autres flyschs similaires dans le Valaisan le plus externe (Ackermann 1986).

Sur la marge active apulienne le Cénomaniens marque le début d'un serrage plus important, impliquant tout le domaine austroalpin et la déposition de flysch des deux cotés de ce domaine (Simme, Gets, Arosa au Nord et flyschs Lombards au Sud). Le prisme du Tsaté-Avers devient de plus en plus tectonisé et sert de tampon entre le Briançonnais stable, où vont se déposer les Couches rouges, et les nappes austroalpines qui accélèrent leur cheminement vers le Nord (la remontée importante de l'Apulie vers le Nord s'effectue à partir du Campanien). La subduction du Valaisan permet cependant une certaine relaxation des contraintes du côté du prisme Tsaté-Avers à certaines périodes. Le dépôt du Flysch à helminthoïdes dans ce qui reste du corridor de collision correspondrait à une de ces périodes. D'autre part le bassin du Flysch à helminthoïdes devait s'ouvrir au Sud vers une région (entre la plaque apulienne et le domaine Sardaigne/Baléares) où la collision fut plus tardive (discordance majeure à l'Eocène moyen dans l'Apennin).

Il faudra attendre l'Eocène avant que le serrage final de tout cet édifice amène les nappes et flyschs austroalpins sur le Briançonnais, vraisemblablement suite à la fermeture complète du domaine Valaisan. Du Crétacé terminal à l'Eocène, la péninsule briançonnaise sera amputée de la plaque ibérique (décrochement Briançon-Ligurie ou décrochement subbriançonnais de Maury & Ricou 1983) et charriée sur le domaine valaisan externe (marge européenne) avant de subir une autre opération qui séparera les couvertures des socles (Sartori 1988). Finalement le domaine briançonnais occidental subira une tectonique d'échappement vers l'Ouest (France) et le Sud (Ligurie).

La subduction de l'océan valaisan (y compris une partie du Piémontais resté en position de pied de marge nord) se fait donc tardivement (Crétacé supérieur-Eocène), certainement de façon classique et non pas comme dans le corridor décrochant Tsaté-Avers. Des paragénèses HB/BT ont été trouvées dans l'Adula, la suture du Mesocco (Hunziker et al. 1989), les Bündnerschiefer (Goffé & Oberhänsli 1992) et le Valaisan s.str. (Fudral et Guillot 1988; Schürch 1987). Une datation à 65 Ma de cet événement (Schürch 1987) semble confirmer le modèle, cependant on peut s'attendre à une fermeture diachrone de cet océan (plus tardive à l'Est?).

Le volcanisme calco-alcalin transporté des flyschs helvétiques (Grès de Taveyanne, Eocène/Oligocène; Vuagnat 1983) et penniques (Gurnigel et du Schlieren du Paléocène;

Winkler 1983, 1984 et Winkler et al. 1985), permettrait de situer un début d'arc volcanique dans les environs du corridor piémontais suite à cette subduction. Les dykes andésitiques pré-Bergell du Piz Lizun (Nievergelt & Dietrich 1977) recoupent aussi les schistes lustrés du prisme d'Avers. Au Paléocène la distance entre la fosse valaisanne et le corridor piémontais devait être de l'ordre de 150 km (fig. 10), correspondant aux distances actuelles possible entre fosse et arc. La présence de dykes andésitiques du Crétacé supérieur/Paléocène dans Sesia (Dal Piaz et al. 1979) permettrait de situer plus précisément l'arc dans ce domaine à cette période. Rappelons que le massif de Sesia est alors en train de remonter rapidement et de se refroidir (Oberhänsli et al. 1985), ce qui veut aussi dire qu'il se trouve donc certainement plus avant qu'il ne l'était originalement et que du matériel a été subducté (underplated) sous cette zone pour la faire remonter. Ce matériel pourrait être composé principalement du Prisme Tsaté-Avers et d'éléments de l'océan piémontais.

E. Le Pennique inférieur, marge européenne?

1. La zone submédiane, du Piémontais dans le Pennique externe

Pour la marge sud-helvétique (structuralement les unités ultra-helvétiques et une partie du Pennique inférieur), nous proposons (fig. 6, 7 & 11) qu'au delà de la série du Lebendun, située en pied d'épaulement, se trouverait une suite de blocs basculés représentée par le Monte Leone et des séries de type Rosswald (et sa couverture flyschoides crétacé inf.?) et Fälbach qui lui sont associées. La zone de transition continent/océan serait représentée par la zone submédiane caractérisée par ses faciès pélagiques à affinité prépiémontaise.

L'article de Weidmann et al. (1976), «réhabilitation de la zone submédiane», a plutôt eu l'effet contraire de celui envisagé par les auteurs, à savoir que l'on n'en a pour ainsi dire plus reparlé par la suite. La présence dans ce wildflysch, ou wildgypse comme certains l'appellent, de faciès ne se rattachant ni au sud-Helvétique, ni au Briançonnais, ni au Valaisan, est cependant d'une importance insoupçonnée par de nombreux géologues alpins. Bien que les conditions d'affleurements ne soient pas très bonnes tout au long de cette zone et donc que les relations entre chaque unité ne soient pas connues, il n'en reste pas moins qu'une série virtuelle peut y être établie, série répondant à des critères sédimentologiques et géodynamiques cohérents de marge continentale distale.

La distension liasique s'y marque par la présence de résédiments triasiques (dolomie et quartzite) et par des brèches dans des calcaires à Gryphées ou à Involutines. Au Dogger, des calcaires noduleux rouges ou à filaments, parfois bréchiques, marquent l'approfondissement des conditions de dépôt ainsi qu'une certaine «starvation» caractéristique d'une marge à blocs (Favre et al. 1991, Favre & Stampfli 1992). La sédimentation pélagique se poursuit au Malm; les calcaires noduleux roses à ammonites, les calcaires micritiques et des radiolarites vertes marquent le passage au stade de marge passive avec une subsidence importante amenant les sédiments sous la CCD. Les résédiments restent importants, issus de l'épaulement du rift non encore recouvert par la mer formant des îlots entourés de plate-formes carbonatées. On a là une série jurassique plutôt typique du domaine prépiémontais (défini ici en tant que rampe continentale européenne, tout d'abord synrift puis située en pied de marge).

Le Crétacé inférieur voit se déposer des sédiments plus détritiques «flyschoides» (équivalents occidentaux des Bündnerschiefer crétacés) marquant vraisemblablement l'arrivée de matériel détritique depuis la plate-forme helvétique. Ces sédiments peuvent maintenant transiter directement par-dessus l'épaule, suite à la subsidence thermique de celui-ci. Les résédiments contiennent du matériel de socle ou de couverture, aussi sous forme de brèches, donc quelques reliefs de l'épaule ou de sommet de blocs basculés devaient subsister, impliquant un relief original important typique d'un environnement synrift.

A noter aussi la présence d'Albien sous faciès grès verts dans la zone submédiane. Les séries pélagiques montent jusque dans le Tertiaire et s'accompagnent toujours de faciès flysch, certains s'apparentant au flysch du Niesen. De même, dans le Lebendun, Spring et al. (1992) attribuent la série des calcschistes à une équivalent Niesen.

La zone submédiane n'a pas fait l'objet d'études ultérieures et surtout sa continuation vers l'Ouest n'a pas été étudiée. Cependant Rosset et al. (1976) décrivent à la limite occidentale du domaine Médianes (klippes des Annes et Sulens) la série de Roche Vieille qui présente un caractère «exotique» par rapport aux unités qui l'entourent. On y trouve des brèches, qui à un certain niveau, commencent à montrer des éléments de socle. Les calcaires pélagiques qui entourent ces brèches sont riches en radiolaires, leur âge s'étend du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Cette série est surmontée de conglomérats polygéniques remaniant une série allant du Crétacé supérieur jusqu'au socle, rappelant la série du Niesen. La série de Roche Vieille semble avoir une affinité submédiane (Kindler 1988). Cependant l'apparition d'éléments de socle à partir du Jurassique supérieur seulement tendrait à faire croire que ces brèches seraient liées plutôt à l'ouverture du Valaisan qu'à l'érosion de l'épaule du rift liasique, vu que dans ce dernier le socle devrait être à l'affleurement depuis déjà longtemps.

Le matériel détritique crétacé inférieur de la zone submédiane et de type Rosswald pourrait aussi être dérivé de reliefs en formation liés à l'ouverture du Valaisan. Les spilites de Trom de la zone submédiane en contact primaire avec des calcaires à Calpionelles, ainsi que les roches basiques du sommet de la série de Fälbach, seraient aussi à rattacher à l'événement valaisan. L'interprétation proposée par Kelts (1981) que certains Bündnerschiefer riches en roches basiques représenteraient un «sill-sediment complex» (Einsele 1985), confirmerait aussi l'ouverture en pied de marge de l'océan valaisan (fig. 11). Jeanbourquin & Burri (1991) proposent plutôt un âge jurassique inférieur pour les roches basiques de Fälbach les rattachant donc au rifting liasique. Cependant la présence de roches ultrabasiques pose un problème, un remaniement crétacé de ce matériel basique, éventuellement issu du démantèlement d'une partie de la croûte océanique piémontaise dans cette région (voir ci-dessous) pourrait être envisagé. L'autre possibilité serait de considérer la série de Fälbach en tant que complexe d'accrétion marquant la fermeture du Valaisan.

A noter aussi en Chablais dans une position structurale submédiane la présence d'écailles et blocs contenant du Carbonifère, comme celui de Taninges (Septfontaine & Wernli 1972, Weidmann 1972), Carbonifère que l'on peut rapprocher de celui de la Zone Houillère (voir ci-dessous).

2. *La cordillère Tarine, épaulement de rift*

Barbier (1948) définit cette zone haute afin d'expliquer la présence de resédimentations importantes à deux périodes:

- dans le Lias supérieur/Dogger, séries du Quermoz (Antoine & Barbier 1978) et du Niélard (Barbier 1948).
- au Crétacé supérieur/Eocène, pour les séries de flysch se rapportant au Niesen (Ackermann 1986)

Suite au travail de ce dernier auteur et au modèle proposé par Spring et al. (1992), il est tout à fait logique d'admettre que le flysch du Niesen est un flysch d'inversion des dépôts-centres type Lebendun, c'est à dire des séries syn-rift de la marge Européenne. L'épaulement et la partie interne du rim basin sud-helvétique (plus interne que l'U–H de type Wildhorn en Suisse) deviennent alors le lieu de dépôt des sédiments d'inversion. C'était déjà dans cette partie sud du rim basin helvétique que s'étaient déposés les resédiments de l'érosion de l'épaulement du rift liasique (Niélard, Quermoz, Sépey), d'où l'importance de cette région en tant que zone mobile et l'appellation de cordillère par Barbier. L'érosion de l'épaulement liasique est importante car elle atteint le socle granitique. Dans l'écaille intra-Niesen du Sépey, les épais conglomérats du Leyderry (Badoux & Homewood 1978) contiennent quelques galets de granite; ils reposent sur l'Aalénien des auteurs (c'est à dire le Toarcien supérieur) et sont recouverts par des grès et shales contenant une faune bathonienne. Comme dans toute la Téthys alpine et le côté marocain de l'Atlantique centrale et le Rif (Favre et al. 1991; Favre & Stampfli 1992), le Toarcien supérieur des rim-basins représente les premiers dépôts clastiques fins dus surtout à la resédimentation des produits de dissolution de la série pré-rift carbonatée des épaulements en émergence; puis il est suivi d'un Dogger plus riche en quartz, micas et conglomérats correspondant à l'érosion des séries plus anciennes non carbonatées comme les quartzites du Trias et le Permo-Carbonifère. A noter que dans bien des cas ces sédiments clastiques du Lias supérieur et Dogger inférieur sont les seuls témoins du rifting dans les rim-basins, les brèches du Lias inférieur à moyen étant souvent confinées à l'intérieur du rift.

Les unités plus internes d'Antoine & Barbier (1978) c'est à dire les unités de Haute Cour, des Etroits du Siaix et de Villette, ainsi que le substratum non ophiolitique des flysch de Tarentaise (Antoine 1971) appartiennent donc à cette marge et présentent effectivement une géométrie de blocs basculés, mis en évidence par des érosions et des discordances. Par la suite ces unités se retrouvent en position de marge valaisanne et l'on trouve le Crétacé supérieur (ou moyen?) directement sur le Lias ou le Trias, vraisemblablement après érosion du Jurassique moyen et supérieur lors d'une phase de soulèvement thermique au Crétacé inférieur.

3. *Zone houillère et cordillère tarine: un fil d'Ariane*

A noter dans ces séries valaisannes externes ou ultra-dauphinoises, la présence de Carbonifère et de Trias à affinité briançonnaise, bien qu'il y manque souvent le Trias supérieur et le Rhétien/Hettangien classique (Antoine 1971).

La zone houillère pourrait alors servir de fil d'Ariane pré-dérive (ZH, fig. 6): elle se trouve être briançonnaise à Briançon, subbriançonnaise en Bas-Valais, valaisanne en

Haut-Valais et «ultra-dauphinoise» en Tarentaise (unité de Salin et Moûtiers, Antoine 1971), valaisanne externe (pennique inférieur) dans la zone submédiane du Chablais.

L'épaulement de la cordillère Tarine sert, lui, de fil conducteur pour reconstruire la marge européenne jurassique; sur notre figure 7 il fait suite vers le Nord à l'épaulement briançonnais. La présence de Trias d'affinité briançonnaise dans les unités valaisannes externes (ultra-dauphinoises) de type Salins/Moûtiers et dans la zone submédiane viennent renforcer ce schéma, ainsi que les sédiments d'affinité prépiémontaise.

De même, d'après notre modèle, le Briançonnais des Grisons devrait en fait être d'origine prépiémontaise ou situé plutôt du côté océan de l'épaulement (syn-rift). Ce devrait être le cas principalement pour les unités plus internes (Tasna, ?Margna): la présence de radiolarites dans Margna, de schistes colorés dans Tasna et des calcaires à aptychus donnent un cachet prépiémontais ou de pied de marge à ces unités interprétées d'autre part comme austroalpines par certains (Gruner 1981). Ces faciès profonds du Malm peuvent donc être aussi regardés comme fil conducteur, les faciès prépiémontais grisons trouvant leur continuation dans ceux de la zone submédiane.

4. *La marge européenne en Suisse orientale et en Autriche*

Vers l'Est on devrait donc trouver des éléments de marge issue du rifting liasique dans une position pennique externe ou ultra-helvétique. A l'Est des nappes simplio-tessinoises, où malheureusement les séries sont très déformées et métamorphisées, on arrive dans le domaine des Bündnerschiefer. La situation, là non plus, n'est pas très claire, par manque de datation de ces sédiments. Les travaux en cours à Zürich (comm. orale Winkler, et Steinmann et al. 1992) montrent cependant que l'on pourrait avoir là deux séries à roches vertes, une liasique (Aul) et une du Crétacé moyen (Grava et Tomül). Si ceci se confirme, les séries Grava et Tomül représenteraient une expansion océanique du Crétacé moyen au sein de l'espace océanique piémontais (ou en pied de marge, série d'Aul) et séquent par rapport à celui-ci. Cette ouverture aurait, dans un premier temps, réactivé une transformante de l'océan piémontais; par rotation de l'ensemble Ibérie-Briançonnais on aurait obtenu la mise en place de plancher océanique ou tout du moins de roches volcaniques.

En continuant vers l'Autriche on trouve les séries données comme ultra-helvétiques de type Feuerstätt et les séries des klippen et le Flysch rhéno-danubien (Tollmann 1985). Le substratum de ces séries n'est pas connu. Les séries de Feuerstätt et de St. Veit (Ybbsitz), différentes l'une de l'autre mais issues de la marge nord, contiennent des radiolarites oxfordiennes surmontées de calcaires à Aptychus, leur donnant un cachet piémontais ou prépiémontais (océanique ou pied de marge). Ces séries se caractérisent par la présence d'une trilogie Tristel, Gault et flysch (Hesse 1974) déposée dans un sillon est-ouest, situé à certains moments sous la CCD, et qui finit par recevoir du matériel basique, peut-être ophiolitique, déjà à partir du Turonien pour la série de Feuerstätt (Tollmann 1985). Ce sillon doit donc être interprété comme une fosse de subduction de l'océan piémontais (Hesse 1974). La ride ultra-piénidique peut être envisagée en tant que ride tectonique du prisme d'accrétion autrichien dont la masse principale serait formée par les schistes du Tauern, riches en ophiolites, et équivalent oriental des schistes lustrés. L'«Ultrahelvétique» autrichien n'a donc rien d'Helvétique paléogéographiquement, sa

position structurale serait plutôt à corrélérer avec le Pennique inférieur, et surtout sa patrie paléogéographique est prépiémontaise à piémontaise.

F. Le rift pyrénéo-valaisan

1. La crise « lusitanienne » dans les Alpes, précurseur du rifting crétacé.

Le Lusitanien des anciens auteurs, introduit par Choffat au Portugal (voir Ruget-Perrot 1961), représente, au Portugal, un cycle sédimentaire marqué à sa base par une lacune, et parfois une discordance, entre des séries du Jurassique supérieur et leur substratum. Au minimum, la lacune représente l'Oxfordien inférieur (Mouterde et al. 1979), nous l'interprétons comme le résultat d'une phase précoce transtensive du rifting de l'Atlantique entre Ibérie et Amérique du Nord. Au Portugal, l'effondrement de bassins en demi-graben s'accroît au Kimméridgien (2500 m de Kimméridgien dans la partie sud du bassin lusitanien; Wilson 1979) et l'expansion océanique doit débiter à la limite Jurassique-Crétacé (Boillot et al. 1984, 1988; Srivastava et al. 1990). Cette phase transtensive affecte tout le futur domaine Atlantique Nord/Golfe de Gascogne. La présence de calcaire à calpionelles sur les blocs basculés de l'entrée de la Manche (Boillot et al. 1984, et références), marque un approfondissement généralisé de cette zone déjà au Jurassique supérieur. Une crise oxfordienne à kimméridgienne peut aussi être retrouvée tout au long de la future fracture Gascogne-Pyrénées marquée par la présence de brèches :

- brèches pyrénéennes (Peybernès 1976, Peybernès & Souquet 1984),
- brèche limite des Corbières (Peybernès & Souquet 1984),
- brèche polygénique à la limite Jurassique-Crétacé (Bandol, Provence; Tempier 1972),
- Argentera (Carraro et al. 1970),
- tout le domaine subbriançonnais (voir plus loin),

ou marquée par des soulèvements ou effondrements de régions stables auparavant :

- bord sud du bassin subalpin avec une régression importante à l'Oxfordien par rapport à la tendance subsidente du Jurassique moyen (Debrand-Passard & Courbouleix 1984).
- apport détritique (microbrèches, turbidites) dans l'Oxfordien inférieur de l'autochtone de l'Ubaye-Embrunais (comm. écrite de C. Tempier). Cette région sera affectée par une structuration apto-albienne.
- Wealdien cantabrique (Mangin & Rat 1962; Garcia-Mondéjar & Pujalte 1982; Sanchez de la Torre 1982)
- subsidence du bassin de Parentis (Boillot et al. 1984, Brunet 1984).

D'autre part l'extension de la faille pyrénéenne jusqu'au domaine alpin et des déformations pyrénéennes jusqu'au Sud de la Provence et des Alpes maritimes, est démontrée, entre autre, par Masse & Philip (1976), Artaud & Seguret (1981), Philip et al. (1987), Tempier (1987), Vegas (1988) et Guieu & Roussel (1990).

On peut donc penser que dès que la plaque ibérique commence à se séparer de l'Amérique du Nord, elle se sépare aussi de l'Europe, cette dernière ne se séparant de sa grande voisine qu'au Crétacé moyen (Boillot et al. 1984; Puigdefabregas & Souquet 1986). Les données paléomagnétiques récentes (Moreau et al. 1992) montrent qu'avant

130 Ma l'Ibérie et l'Afrique suivent une courbe de dérive similaire par rapport à une Eurasie fixe. Ceci implique une zone de fracture (limite de plaque) entre Ibérie et Europe permettant à la plaque ibérique de coulisser sur sa bordure nord le long de l'Europe.

Les reconstructions de Srivastava & Verhoef (1992) et Srivastava et al. (1990) donnent un déplacement sublatitudinal de 150 km de l'Ibérie par rapport à la France entre le Lias et le Kimméridgien. Une partie de cette extension serait due au rifting liasique qui avorte rapidement, l'autre partie au rifting du Jurassique supérieur qui aboutit à une ouverture océanique au Crétacé basal au large du Portugal (fig. 4). L'expansion océanique du Golfe de Gascogne se fait légèrement plus tard, à l'Aptien, suite à la rotation de la plaque ibérique dans un sens anti-horaire (entre 130 et 115 Ma, Moreau et al. 1992). Les mêmes reconstructions donnent un déplacement de 250 km par rapport à la France pour la période Kimméridgien-Aptien. L'ouverture minimale correspondante dans le Valaisan est de 200 km pour la période Oxfordien-Aptien, en utilisant les reconstructions de Malod & Mauffret (1990) et atteint 350 km avec celles de Sibuet & Colette (1991). La séparation Europe-Amérique se fait, elle, à l'Albien (Boillot et al. 1984).

Nous corrélons cette séparation entre Ibérie et Europe aux diverses brèches et discordances relevées ci-dessus et affectant aussi le domaine Valaisan et régions avoisinantes du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. La faille transtensive pyrénéenne devait donc se prolonger dans ce qui deviendra le Valaisan. Elle coupe la marge européenne et rejoint une transformante de l'océan liguro-piémontais afin de permettre à la plaque ibérique de se déplacer librement vers l'Est (fig. 5 & 8). L'océan valaisan devient alors une image symétrique du golfe de Gascogne. Il n'est pas impossible, vu la géométrie de cette plaque vers l'Est, que l'océanisation débute plus tôt dans le Valaisan que dans le golfe de Gascogne.

A noter aussi la fermeture (inversion) du bassin de Hallstatt (prolongation vers l'Ouest du Vardar; Channell et al. 1990; Stampfli et al. 1991) au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur (Frank 1987), c'est à dire au moment où la plaque ibérique commence sa dérive vers l'Est. Cette fermeture est aussi à mettre en parallèle avec la fermeture du Vardar plus à l'Est (fig. 4).

2. Implications géodynamiques

Un Valaisan s'ouvrant en demie boutonnière proposé par la plupart des auteurs, y compris nous-mêmes (Stampfli & Marthaler 1990), n'est pas compatible avec les données de la tectonique des plaques. D'autant moins que des restes de plancher océanique apparaissent au fond de cette boutonnière (Petit St-Bernard). Un Valaisan de type Golfe de Californie nécessite une faille de San Andreas le connectant à une autre limite de plaque. La faille de San Andreas est ici la fracture pyrénéenne devant passer au Sud de l'Argentera. Ce qui a induit la plupart des auteurs à proposer un valaisan en cul de sac vers l'Ouest, c'est que ce domaine disparaît effectivement dans cette direction à l'heure actuelle et qu'il semble aussi être aligné avec la fosse vocontienne. En fait il se termine dans un décrochement (décrochement Briançon-Ligurie de la figure 8), formant la zone subbriançonnaise franco-italienne (Maury & Ricou 1983). Ce décrochement d'âge crétacé supérieur à tertiaire inférieur prit place lorsque le domaine océanique valaisan était déjà complètement subducté, il ne faut donc pas s'attendre à retrouver des traces de ce domaine dans ce décrochement (voir ci-dessous).

3. Evolution des marges type Pyrénées

Après les fracturations du Jurassique supérieur, l'espace pyrénéen va se développer sous forme de bassins en pull-apart (Peybernès & Souquet 1984), où finalement l'extension sera suffisante pour amener un début d'océanisation marqué par l'intrusion de roches ultrabasiques et/ou leur dénudation par cisaillement simple et un métamorphisme se situant dans la fenêtre 115–80 Ma (Barrémo-Aptien à Campanien; Montigny et al. 1986; Goldberg et al. 1986). Dans les Pyrénées l'érosion due à l'expansion thermique est certainement maximale à l'Albien caractérisé par ses flyschs et brèches (Peybernès 1976). A partir du Cénomanién on assiste à une contraction thermique amenant à une submersion des bords du rift s'accroissant au Turonien (Peybernès 1976; Simo 1986). L'immersion rapide des épaulements s'explique par deux facteurs, le premier étant la montée eustatique importante du niveau marin à cette période, l'autre étant le fait que l'océanisation fut très locale dans le centre des pull-aparts.

L'érosion des épaulements des rifts créacés va engendrer une assez large distribution de matériel quartzeux et glauconieux dans le rift et dans les bassins frangeants (par exemple le bassin rhodanien, l'Ouest du bassin de Paris, avec là aussi discordance générale du Cénomanién, marquant le début de la contraction thermique).

En Provence, dans ce qui devient le rim-bassin nord du rift pyrénéo-valaisan, le changement de sédimentation intervient à l'Aptien. L'Albien de Provence du Sud se caractérise par des dépôts marins s'approfondissant vers le Sud et ayant enregistré des événements distensifs (Tempier, comm. écrite). L'expansion thermique entraîne la surrection des épaulements qui donnent, là aussi, les grès verts de l'Albien (en Provence du Nord et dans le bassin rhodanien), l'arrivée massive de sédiments détritiques dérivées du socle débute au Cénomanién supérieur. Cet événement est aussi certainement responsable, par effet de ridge-push, de la surrection de l'isthme durancien (Masse & Philip 1976), où la bauxitisation est d'âge cénomanién moyen (C. Tempier, comm. écrite). Dans les Pyrénées la fenêtre bauxite minimum se situe à l'Aptien, correspondant à la phase de rifting (Combes 1990). La subsidence devient beaucoup plus importante à partir du Turonien dans le bassin frangeant de sud-Provence (Philip et al. 1987) marquant le début de la subsidence thermique. A noter cependant l'importance de la sédimentation clastique pendant tout le Crétacé supérieur de cette région avec des apports venant de l'Est probablement issus de reliefs de l'épalement non encore érodés²). L'apport de clastiques cesse au Campanien marquant l'effacement des reliefs de l'épalement (C. Tempier, comm. écrite). L'inversion de cette marge provençale à partir du sommet du Crétacé se marque par l'isolement complet du bassin frangeant et l'apparition de conditions lacustres (Guieu et al. 1987; Guieu & Roussel 1990). A noter que cet événement est synchrone de la mise en place des flyschs type Niesen.

Dans l'ancien rim-bassin qui se trouvait à l'arrière de l'épalement corso-sarde, c'est à dire recouvrant la Sardaigne occidentale, la Catalogne, les Baléares, l'événement thermique albien supérieur se marque aussi très nettement. L'épalement pyrénéen est au Nord de ces régions et va fournir une grande quantité de matériel clastique (fig. 8). Il y

²) La récente découverte d'inversion tectonique dans les Pyrénées, déjà à partir du Turonien supérieur (J. Déramond, comm. orale), amène aussi à considérer ces sédiments (conglomérats de la Ciotat) comme preuve d'inversions similaires en Provence.

aura aussi un soulèvement régional entraînant une lacune plus ou moins importante du Crétacé inférieur :

- Catalogne, secteur de Llaberia, Salou et Tarragonne, l'Albien ou le Cénomaniens reposent parfois jusque sur le Lias (Robles 1982)
- Baléares, conditions littorales à l'Albien, malgré la tendance transgressive (Alvaro-Lopez et al. 1982)
- Sardaigne, en Nurra il y a une lacune plus ou moins importante du Crétacé inférieur avec dépôt de bauxite; des conglomérats de l'Albien supérieur transgressent parfois jusque sur le Trias (Carmignani et al. 1989)
- Corse, dans l'unité de Santa Lucia (Durand-Delga 1984), on note la présence du flysch cénomanien à lydiennes reposant sur les conglomérats de Tomboni (? Albien).

Tous ces événements érosifs se concentrent dans l'Albien supérieur et sont donc à mettre en parallèle avec ce qui se passe dans le rift pyrénéo-valaisan à cette période.

4. *Le Valaisan s.str., rift d'affinité pyrénéenne*

Le Valaisan s.str. (zone de Sion-Courmayeur) formé d'un substratum ophiolitique de type MORB (Keusen 1972; Dietrich & Oberhänsli 1975; Colombi 1989; Pfeiffer et al. 1989), le Versoyen, surmonté d'une série pélagique à intercalculations flyschoides, est connu en tant que trilogie valaisanne «Aroley-Marmontains-St. Christophe». Cette série est généralement considérée comme datant du Crétacé inférieur à supérieur sur la base d'Orbitolines, de radiolaires et de globotruncanidés (Antoine 1971). Ces derniers trouvés dans la série pré-flysch (pré-trilogie) posent un sérieux problème car ils rajeunissent tout l'édifice valaisan, cependant il s'agit de formes «fantômes» que l'on peut soit ignorer, soit reconsidérer du point de vue de leur position structurale, à savoir s'il s'agit bien d'une série pré-flysch ou d'une série située sous le flysch. Les radiolaires trouvés par Burri (1958) et en cours de révision, semblent bien être du Crétacé inférieur (com. orale P. Baumgartner, Lausanne), confirmant l'attribution au Gault des sédiments des Marmontains. Ce Gault repose sur les calcaires et micro-brèches de l'Aroley qui présentent des affinités certaines avec les couches de Tristel de Suisse orientale (Trümpy 1970). Les orbitolines ont été trouvées dans l'Aroley et dans la série pré-trilogie (Antoine 1971 et références). Sur la marge sud crétacée de cet océan valaisan, se trouvent des séries fortement disloquées de type Pierre Avoi, des Cols, de Salins (Antoine 1971), reposant sur un substratum continental de type subbriançonnais plus ou moins complet jusqu'au Lias. Ce substratum est recouvert de façon discordante, avec une érosion pouvant descendre jusqu'au socle, par des brèches ou autres sédiments clastiques attribuables au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur donc relativement similaires à ce que nous avons vu dans les Pyrénées.

L'événement de distension responsable du dépôt de ces brèches affecte une vaste surface, des brèches du Jurassique supérieur (souvent oxfordiennes ou kimméridgiennes) se retrouvant en dehors de la zone directement touchée par cette phase de rifting. C'est le cas des célèbres brèches du Télégraphe dans le domaine subbriançonnais (Barbier 1948) auxquelles on pourrait ajouter, en marge Nord, certaines séries comme celle de Roche Vieille et les brèches trouvées dans la zone submédiane, où la fracture valaisanne viendrait couper l'ancienne marge issue du rifting liasique. La zone de Fälbach (Jeanbour-

quin & Burri 1991) du Valais oriental se trouve aussi en position marge nord et présente des séries chaotiques et conglomératiques à rattacher au rifting liasique et/ou au rifting crétacé (voir ci-dessus).

Dans sa partie alpine la fracture Pyrénéo-Valaisanne va donc couper des zones de plus en plus internes, partant du subbriançonnais français pour sortir dans l'océan piémontais entre le Briançonnais des Grisons et la zone submédiane (fig. 6, 7 & 12). Le domaine briançonnais s.l. est affecté de façon assez générale par cet événement se marquant par des résédimentations importantes remaniant jusqu'à des éléments du socle. C'est le cas dans les sites suivants en partant des zones les plus internes:

- la Brèche supérieure du Jurassique supérieur de la Nappe de la Brèche (originellement en position synrift piémontais; brèche inférieure du Lias-Dogger). Dans toutes les autres séries prépiémontaises le Jurassique supérieur est pélagique et sans brèches, ce qui nous amène à proposer une position très orientale pour cette nappe, c'est à dire proche de la cassure valaisanne, la présence de Gault (Caron & Weidmann 1967) confirmerait cette position.
- les brèches des nappes briançonnaises de Suisse orientale (Schams, Schmid et al. 1990; Falknis, Tasna, Gruner 1981).
- les Klippes de Suisse orientale (Felber 1984) et les Préalpes Médiannes (subbriançonnais) où l'Oxfordien moyen repose en discordance jusque sur le Lias, c'est l'événement callovo-oxfordien de Septfontaine (1976; 1983).
- les unités subbriançonnaises faisant suite vers le S-O au domaine valaisan, comme les brèches du Télégraphes de l'unité du Pas du Roc (Barbier 1948; Barbier & Bloch 1962) ou l'unité du Cap (Ouest de Barcelonnette) avec des brèches à la base du Malm (comm. écrite de C. Tempier).

Il est important de distinguer cet événement transtensif en tant que marqueur de l'ouverture de la zone valaisanne et non pas en tant que réactivation de la distension liée au domaine liguro-piémontais. A l'Oxfordien, l'océan piémontais est déjà dans une phase de contraction thermique avancée sur ses bordures (déposition de radiolarites), donc, de marge passive, ne devant théoriquement pas être générateur de déformation importante (Favre & Stampfli 1992), toutes contraintes tectoniques pouvant être accomodées au niveau de la dorsale à la ligne.

Loup (1992) montre aussi que la subsidence du domaine helvétique engendrée suite au rifting liasique est perturbée par une phase d'extension au Jurassique supérieur et une phase de flexuration pendant le Crétacé inférieur.

L'expansion océanique va se marquer dans le Valaisan comme il se marque dans le domaine Gascogne-Pyrénées-Provence. L'épaulement sud cependant présente un plongement axial vers l'Est et il restera ennoyé dans sa partie suisse. Ceci s'explique par le fait que le domaine Briançonnais suisse devait se trouver à une profondeur approchant la CCD à la fin du Néocomien (Python-Dupasquier 1990), un soulèvement thermique de 1000 à 2000 m ne suffira pas à le faire sortir de l'eau. Ce domaine déjà fortement subsident en tant que marge continentale et aminci durant le rifting liasique et crétacé se caractérise par un taux de sédimentation très faible pendant le Crétacé inférieur, suite à son isolation en milieu océanique (Python-Dupasquier 1990). D'autre part le Briançonnais est tiré vers le bas par l'océan piémontais déjà largement engagé dans un phénomène de subduction (fig. 8, 10, 11 & 12). Vers l'Ouest on retrouve des séries subbriançonnaises

montrant des résédiments importants dans l'Albien supérieur et Cénomanién inférieur (Kerckhove 1969; Chenet 1979; Kerckhove & Lereus 1987) issus de l'érosion de l'épaulement :

- séries du Piolit avec des schistes noirs à blocs,
- les brèches de l'Argentièrre,
- les schistes farcis du Morgon,
- les schistes et brèches du Galibier.

Toutes ces brèches relativement synchrones remanient parfois des éléments du socle, leur attribution à du diapirisme n'est pas exclu (Kerckhove & Lereus 1987), mais celui-ci serait plutôt un résultat de la surrection des épaulements et des déséquilibres gravitaires qui s'en suivent. A noter aussi l'instabilité généralisée du domaine briançonnais pendant tout le Crétacé et le Paléogène (Chaulieu in press).

5. *Le fil d'Ariane des grès verts*

Nous avons vu que l'océan qui se referme au Crétacé au niveau de l'Autriche était bien l'océan piémontais. Cependant il est important de revenir sur la trilogie Tristel-Gault-Flysch présente en Suisse orientale et en Autriche, puisque cette trilogie peut être corrélée avec la trilogie valaisanne. Dans le Briançonnais des Grisons (Allemann 1957; Trümpy 1970; Hesse 1974; Schwizer 1984), le flysch type Saint-Christophe du sommet de la trilogie se trouve remplacé par les Couches rouges ou équivalent, en Autriche par un flysch schisto-gréseux suivi d'un flysch de type flysch à helminthoïdes (Hesse 1974). La différence entre ces domaines ne réside pas vraiment dans les sédiments, qui sont assez identiques, mais dans leur substratum :

a – dans le Valaisan celui-ci est principalement océanique et crétacé (et non liguro-piémontais), mais il peut aussi être la marge européenne (unité valaisanne externe) issue du rifting liasique et devenue néo-marge crétacée du Valaisan (Tarentaise et zone submédianne).

b – dans les Grisons, le substratum est la bordure nord-briançonnaise ou marge sud du Valaisan.

c – en Autriche, il s'agit de séries de type «prépiémontais», là aussi en position structurale pennique externe et reposant sur le pied de marge issu du rifting liasique.

Nous interprétons cela comme un alignement, pendant le Crétacé moyen, entre le rift valaisan et la fosse de subduction piémontaise autrichienne (fig. 8). Nous avons là un second fil d'Ariane post-dérive. L'océan liguro-piémontais étant pour ainsi dire bouché entre Briançonnais et Apulie, les connections océaniques se font via le système Valaisan-Pyrénées-Gascogne vers l'Atlantique. Les forts courants affectant cette zone étroite et profonde (Hesse 1974) y déposent des contourites (grès feldspatiques) de type Marmon-tains (Valaisan) ou ölquartzit (Briançonnais des Grisons, flysch autrichien). Dans ce contexte ces grès du «Gault» qui s'étendent de l'Autriche au Valaisan pourraient être liés génétiquement aux grès verts qui se trouvent sur les deux marges pyrénéennes sous forme de sédiments deltaïques et dans les flyschs de l'Albien supérieur pyrénéens (Peybernès 1976).

A noter que ces dépôts n'existent pas dans le domaine liguro-piémontais le long du Briançonnais où ils sont remplacés par des schistes noirs ou des dépôts condensés riches

en glauconie et phosphate; c'est aussi le cas dans le subbriançonnais des Médianes plastiques (dépôts pélagique carbonatés à siliceux).

G. Les limites de la plaque briançonnaise

1. Un océan crétacé dans un océan jurassique

Il y a une différence entre le valaisan s.str. «type Trilogie» et sa prolongation orientale «type Bündnerschiefer», qui représente un domaine plus vaste, sortant d'une suture nord-pennique (infra-Tambo) à ophiolites du Jurassique moyen (Mesocco, Chiavenna) de type piémontais entouré de Bündnerschiefer datés du Jurassique moyen (Pantić & Isler 1978). Cependant la plupart des Bündnerschiefer sont datés du Crétacé et contiennent des roches basiques. Nous avons déjà insisté plus haut sur le fait qu'au Nord de ce valaisan type Bündnerschiefer existait une marge continentale d'âge Jurassique (Monte Leone-Adula), et nous proposons que sur la transversale suisse orientale et autrichienne (fig. 8, 11 & 12), l'océan valaisan s'ouvre obliquement en milieu océanique piémontais; un océan crétacé dans un océan jurassique!

Le dilemme des océans alpins en relais (figurant sur la plupart des reconstructions) peut maintenant s'expliquer. Le valaisan s.str. est séparé des ophiolites piémontaises par le Briançonnais jusqu'au niveau de Brigue. Au delà et jusqu'à la fenêtre de l'Engadine, l'ouverture crétacée se fait au sein du Piémontais, nous avons des Bündnerschiefer à ophiolites crétacées (valaisannes) et jurassiques (piémontaises) en position pennique inférieure. Vers l'Est (Tauern) on retrouve les Bündnerschiefer à ophiolites (Höck & Miller 1987; Frisch et al. 1987) représentant la continuation du seul domaine piémontais (fig. 8). En Autriche, l'ouverture crétacée fut donc minimale ou nulle, il s'agit plutôt d'une réactivation d'une transformante de l'océan piémontais, pas forcément accompagnée de mise en place de plancher océanique; peut-être même y aura-t-il début de subduction intraocéanique dans le piémontais oriental alors qu'il y a ouverture vers l'Ouest.

La péninsule briançonnaise vient s'insérer dans le domaine oriental à partir du Crétacé moyen (fig. 8 & 9), définissant, par là-même, deux futures sutures ophiolitiques pennique et piémontaise. La translation de la péninsule Briançonnaise ouvre, au travers de la marge européenne, le Valaisan s.str. fermant devant elle le Piémontais s.str. Le Piémontais resté en pied de marge européenne (zone submédiane, Bündnerschiefer à ophiolites jurassiques, zone des flyschs et des klippen autrichiens) se trouvera pris par la suite dans la suture pennique inférieure (suture nord-pennique).

2. Le décrochement Briançon-Ligurie, ou comment le Briançonnais devient réellement exotique

Si la péninsule briançonnaise a été séparée de sa patrie Ibérique (Corso-Sarde) on devrait pouvoir retrouver des traces de cet événement. Cette séparation doit être effective à partir du Crétacé supérieur et s'accentuer dans le Tertiaire où cette zone se transformera en bord de plaque chevauchant sur la marge européenne pour venir former la partie occidentale de l'arc alpin. Cette zone de décrochement crétacée à paléocène se transformera par la suite en une zone de chevauchement et de formation de nappes (subbriançonnaises) difficile à distinguer des autres nappes (ultra-dauphinoises) dans le sens que toutes

ses nappes possèdent des flyschs généralement d'âge Eocène supérieur à Oligocène qui présentent des caractéristiques sédimentologiques assez similaires. Ceci amène certains géologues à considérer le terme subbriançonnais en tant que terme structurale englobant des éléments souvent disparates (pas toujours réellement briançonnais) de ce décrochement (Maury & Ricou 1983). D'autres considèrent le subbriançonnais en tant qu'élément paléogéographique, représentant la partie profonde du rim-basin Médianes (fig. 7) non impliqué dans ce décrochement. Les déformations crétacées devraient donc nous permettre de différencier ces deux domaines.

Dans la partie franco-italienne de l'arc alpin, nous trouvons en position « pennique externe » (subbriançonnaise) les séries suivantes, du Nord au Sud (fig. 12);

- les séries de Piolit avec leur Turonien gréseux (Kerckhove 1969),
- le flysch du Pelat et du Briançonnais externe du Sénonien et Paléocène (Kerckhove 1969; Blanc et al. 1987),
- les unités de Tende avec les séries à klippe et les flysch céno-mano-turonien (Lanteaume 1968),
- le flysch du Baiardo du Sénonien (Lanteaume 1968).

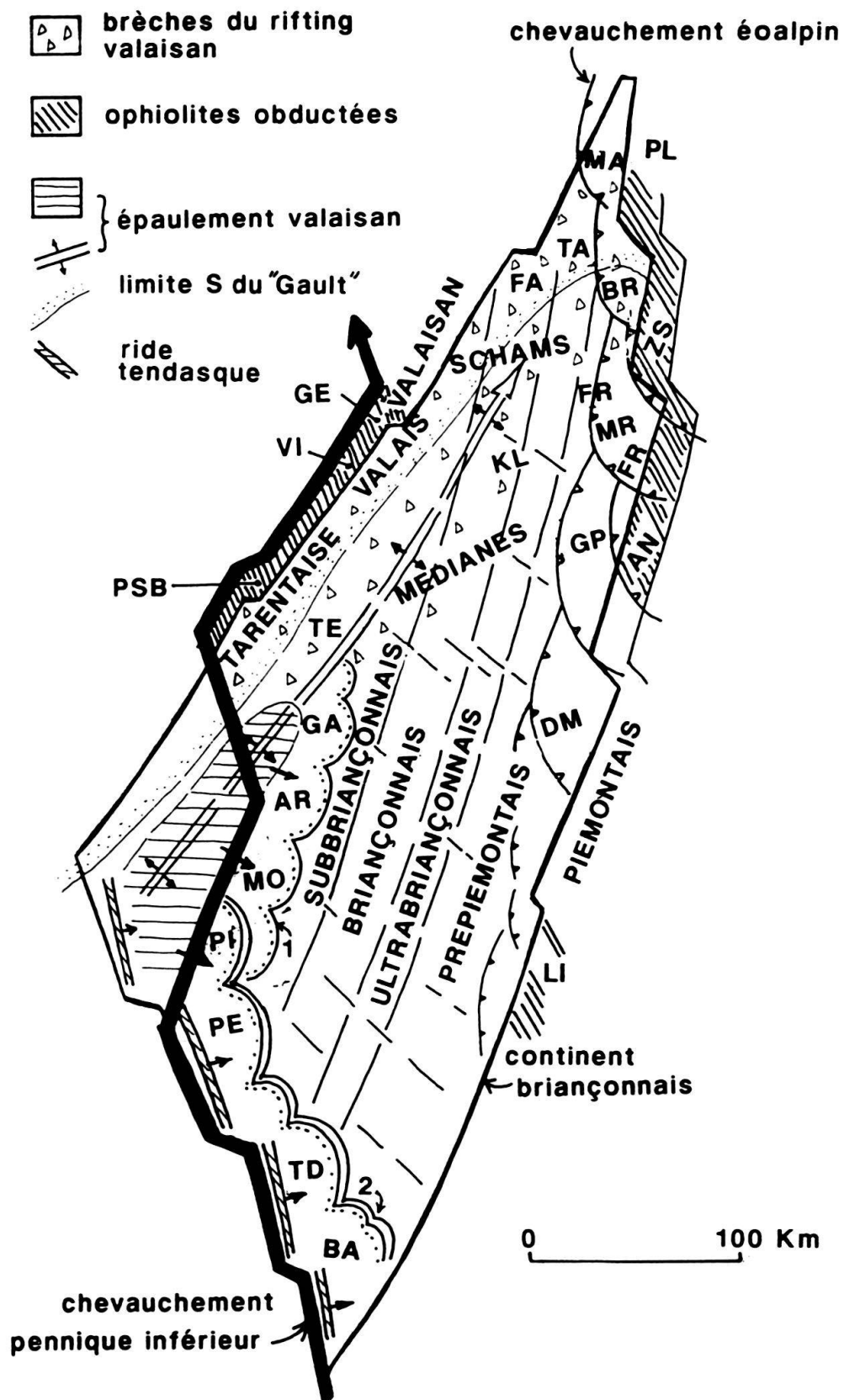
Ces unités remanient entre autres des éléments briançonnais dérivés de reliefs en formation déjà à partir du Turonien, c'est la ride tendasque de Lanteaume (1968), constituant le bord décrochant SW de la micro-plaque briançonnaise (fig. 13). On peut ajouter à ces données le volcanisme maastrichtien à paléocène de type intraplaque de l'unité briançonnaise ou prépiémontaise de la Grande Motte (Deville, in press) qui montre que la fracturation du Briançonnais s'est faite à l'échelle crustale. Chaulieu (in press) montre aussi le caractère extensionnel et flexural du Crétacé supérieur du Briançonnais franco-italien, où la réactivation des failles anciennes produit de nombreuses formations bréchiques.

Par la suite ces éléments briançonnais et les éléments de la marge européenne sous-jacente, vont être expulsés et subir de fortes rotations pour former l'arc alpins occidental (Vialon et al. 1989).

H. Sutures orogéniques et rifting

Le problème majeur touchant notre modèle est de démontrer que la chaîne pyrénéenne rejoignait la chaîne alpine et qu'un domaine océanique existait entre Corse et Provence.

Il est intéressant de remarquer, en relation avec ce problème, que les zones de sutures semblent jouer un rôle particulier dans la localisation de futures zone de rifting, c'est le cas de l'Atlantique Nord et Central et de la Téthys alpine s'ouvrant non loin de la suture hercynienne entre Europe et Gondwana. C'est le cas certainement aussi pour au moins une partie de l'ouverture du Golfe du Lion situé sur la suture pyrénéo-provençale et aussi pour l'ouverture de la mer Tyrrhénienne située sur la suture alpine. La Zone Houillère jouerait aussi le rôle de focalisation des fractures liées à l'ouverture du Valaisan et au décrochement Briançon-Ligurie. Dans la mesure où l'ouverture oligocène de la Méditerranée occidentale se crée à l'aplomb de la suture Pyrénées-Valaisan, on se trouve dans une situation où les évidences de collision auront disparu au fond du rift . . .



Le soulèvement thermique de la Corse et de la Sardaigne et des Maures-Estérel accompagnant le rifting oligocène a engendré une érosion importante des séries sédimentaires qui auraient pu avoir enregistré les déformations pyrénéennes. Cependant il n'est pas prouvé que le Massif des Maures-Estérel n'ait pas été déjà soulevé pendant la phase de déformation pyrénéenne et/ou alpine, la mer de l'Eocène moyen venant buter contre le flanc Est de l'Estérel.

Comme signalé auparavant les structures pyrénéennes se suivent jusqu'au massif des Maures (Tempier 1987) au-dessus duquel elles ont disparu par érosion à l'Oligocène suite au soulèvement thermique de l'épaule du rift du Golfe du Lion. On les retrouve aussi en Sardaigne du Nord-Ouest. Carmignani et al. (1989) relèvent la similitude de l'évolution tectono-sédimentaire du Paléogène Sarde et du bassin de Trespau au Sud des Pyrénées (Puigdefabregas & Souquet 1986), avec une phase paroxysmale pyrénéenne à l'Eocène moyen. Cette phase de l'Eocène moyen se retrouve dans l'Apennin du Nord où elle sépare les unités ligures déformées des unités épiliguriennes du néo-autochtone.

D'autre part l'espace séparant la Corse de la Provence dans une position pré-rift oligocène est assez large pour y faire passer une chaîne de type pyrénéen qui dans sa partie basque, par exemple, ne fait que quelques dizaines de kilomètres de large. Cette chaîne pyrénéenne au Sud des Alpes maritimes pourrait être la source des grès d'Annot, comme déjà proposé par Lanteaume (1968, page 93) «l'origine des accumulations de l'ensemble des Grès d'Annot était due à l'érosion de massifs cristallins et cristallophylliens émergés à l'époque dans le secteur compris entre les Maures-Estérel et la Corse». Ces grès débutent à l'Eocène supérieur et se terminent à l'Oligocène, ils sont peu profonds au Sud et prennent un caractère flysch typique vers le Nord.

Fig. 13. Principaux éléments de la plaque briançonnaise: Les lignes isopiques Subbriançonnais, Briançonnais, Ultrabriançonnais, Prépiémontais, Piémontais sont issues du rifting liasique. Le rifting jurassique supérieur à crétacé inférieur, définissant la limite nord de la plaque, engendre les brèches que l'on retrouve dans le valaisan interne (Tarentaise, Valais) et dans le Subbriançonnais et Briançonnais (TE, Télégraphe; Médianes; KL, Klippes de Suisse orientale; Schams; FA, Falknis, TA, Tasna). Les lignes isopiques du Lias/Dogger sont recoupées 1- par le rifting valaisan, 2- par le décrochement Briançon-Ligurie (ride tendasque). L'événement 1 va engendrer du détritisme terrigène (issue de l'érosion de l'épaulement crétacé; hachurés horizontal) qui se retrouve dans les unités subbriançonnaises: GA, Galibier; AR, Argentière; MO, Morgon; PI, Piolit. Et pour l'événement 2 dans les unités de: PI, Piolit; PE, Pelat; TD, Tende; BA, Baiardo. Les chevauchements éoalpines affectent les unités prépiémontaises et piémontaises suivantes: MA, Margna; BR, Brèche; FR, Frilhorn; MR, Mont-Rose; GP, Grand-Paradis; DM, Dora-Maira; ZS, Zermatt-Saas; AN, Antrona. Le chevauchement du Briançonnais sur la marge européenne emmène avec lui des unités océaniques du Valaisan: PSB, Petit Saint-Bernard; VI, Viège; GE, Geisspfad. Voir texte pour les références.

Main elements of Briançonnais microplate: the Briançonnais, Ultrabriançonnais, Prepiemontese and Piemontese isopic lines characterize the early Jurassic rifting phase. The late Jurassic, early Cretaceous rifting phase of the Valais trough, generates breccias found in the internal Valaisan domain (Tarentaise, Valais) and the Subbriançonnais and Briançonnais units (TE, Télégraphe; Médianes; KL, Klippes from East Switzerland; Schams; FA, Falknis, TA, Tasna). The Jurassic isopic lines are cut 1- by the Valaisan rifting, 2- by the Briançon-Liguria strike-slip fault (ride tendasque). Event 1 generates clastic deposits found in the following Subbriançonnais units: GA, Galibier; AR, Argentière; MO, Morgon; PI, Piolit; and for event 2 in the following units: PI, Piolit; PE, Pelat; TD, Tende; BA, Baiardo. The eoalpine thrusting affects the following Prepiemontese and Piemontese units: MA, Margna; BR, Brèche; FR, Frilhorn; MR, Mont-Rose; GP, Grand-Paradis; DM, Dora-Maira; ZS, Zermatt-Saas; AN, Antrona. The thrusting of the Briançonnais onto the European plate will be accompanied by the obduction of ophiolitic material from the Valaisan ocean: PSB, Petit Saint-Bernard; VI, Visp; GE, Geisspfad. References in the text.

Il resterait à entreprendre une étude détaillée et comparative des sédiments clastiques paléogènes de ces régions ainsi que de leur histoire métamorphique. Enfin nous sommes en train d'entreprendre une campagne de magnétostratigraphie dans les sédiments du Jurassique supérieur et Crétacé des Préalpes qui pourrait mettre en évidence une rotation de type ibérique de la péninsule briançonnaise.

I. Conclusions

Le domaine briançonnais est un terrain exotique ayant été séparé de la marge européenne par la dérive de la plaque ibérique au Crétacé. Le long de la bordure nord de cette plaque des domaines océaniques vont apparaître, le golfe de Gascogne à l'Ouest et le Valaisan à l'Est. La fracturation accompagnant l'ouverture de ces océans se marque par la présence de brèches et de discordances à partir de l'Oxfordien, moment où l'Ibérie commence à se détacher de l'Amérique.

La péninsule briançonnaise va venir s'insérer dans le domaine océanique piémontais préexistant, déterminant deux zones de sutures ophiolitiques dans les Alpes occidentales:

a – la zone de suture piémontaise est affectée par un métamorphisme HP/BT à partir du Crétacé inférieur et le bord oriental du Briançonnais est impliqué dans cette suture, on peut donc voir une relation directe entre l'ouverture du Valaisan et la fermeture du Piémontais. La suture piémontaise est une zone complexe de collision oblique où les unités continentales et océaniques sont imbriquées les unes dans les autres. Certains éléments «austro-alpins» généralement inférieurs séparés à l'heure actuelle de l'Apulie par des ophiolites (Sesia, Margna) doivent donc aussi être regardés comme exotique (à moindre degré que le Briançonnais) et résulteraient de cette imbrication à grande échelle.

b – la suture Valaisanne diffère dans sa partie occidentale (Valaisan s.str.) et sa partie orientale (Bündnerschiefer). A l'Ouest la suture comprend essentiellement des éléments de l'océan valaisan crétacé, à l'Est ces éléments crétacés sont dominés par des éléments d'océan et de pied de marge piémontais piégés au Nord de l'ouverture crétacée.

La subduction du Valaisan, du Crétacé supérieur à l'Oligocène basal, se fait de façon classique et non décrochante comme celle du Piémontais. Cette subduction sera donc accompagnée d'un volcanisme andésitique de type arc que l'on retrouve sous forme de résédiments dans certains flyschs et sous forme de dykes recoupant les zones internes et s'accompagne aussi de métamorphisme de haute pression. Les reconstructions proposées reposent sur plusieurs types d'observations, il y a tout d'abord celles effectuées sur le terrain par de nombreuses générations de géologues, puis les observations indirectes concernant la distribution des masses continentales en profondeur. La sismique profonde et la tomographie permettent de préciser ces structures profondes, cependant elles ne peuvent être comprises que si leur histoire antérieure est connue. Les conditions de départ, c'est à dire la période de rifting, jouent un grand rôle dans la compréhension du futur orogène. Pour connaître ces conditions de départ on doit pouvoir fixer les limites de plaques avec une certaine précision ce qui peut être obtenu grâce aux données géophysiques. Ainsi les données récentes de tomographie sismique apparaissent comme essentielles puisqu'elles permettent de fixer ces limites à un niveau lithosphérique et non seulement crustal, en admettant que l'érosion ou l'accrétion sublithosphérique ait été minimale depuis la collision.

D'autre part la géométrie des marges continentales, issues du rifting liguro-piémontais ou valaisan, permet d'expliquer la distribution non uniforme des empilements de nappes ainsi que leur nature; si une approche structurale cylindriste des Alpes conserve localement une certaine valeur, elle est à éviter lorsque l'on approche des problèmes paléogéographiques.

La géométrie des marges héritée d'un rifting de type cisaillement simple (Favre & Stampfli 1992) va forcément influencer la géométrie de la zone de collision:

a – le bord piémontais aminci du Briançonnais va être facilement subducté et subir un métamorphisme HP/BT. Cependant la masse principale de la péninsule briançonnaise dépourvue de racine lithosphérique restera en position structurale élevée.

b – le bord, lui aussi aminci, de la marge austroalpine est facilement obducté et forme des nappes de socles de grande envergure.

c – l'indenter adriatique est composé de matériel mantellique que l'on retrouve dans la zone d'Ivrée, l'indenter peut être envisagé comme directement dérivé de l'épaulement du rift apulien.

d – l'épaulement de la marge européenne va jouer le rôle de môle résistant lors des grands chevauchements alpins.

Enfin, les modèles présentés ici ne représentent certainement pas la solution finale d'un problème fort complexe, ils doivent être regardés plutôt comme un encouragement à appliquer une certaine méthodologie multidisciplinaire à ces problèmes. L'utilisation de marqueurs géodynamiques basés sur des modèles actualistes s'avère être un outil très précieux dans des régions complexes et déformées comme les Alpes.

Remerciements

Je tiens à remercier ici tous mes collègues lausannois et plus particulièrement M. Marthaler, M. Burri, M. Sartori, M. Septfontaine, A. Escher, H. Masson, A. Steck et R. Marchant dont la connaissance des Alpes m'a été indispensable pour mener à bien ce travail. R. Trümpy a bien voulu commenter la première version de ce manuscrit présentée en septembre 1991 au 7ème congrès des sociétés géologiques européennes, il fut aussi l'un des reviewers de la présente version et je le remercie vivement pour ses remarques judicieuses et constructives. C. Tempier a bien voulu relire le manuscrit et me faire part de ses dernières interprétations de la géologie provençale, il m'a aussi indiqué les endroits clés à visiter en Provence méridionale, je lui adresse mes remerciements les plus sincères. L'autre reviewer, R. Plancherel, a fait de judicieuses remarques concernant la présentation des arguments et je l'en remercie.

Contribution FNSRS no. 20-28943.90.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN, A. 1986: Le flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.* 79, 641–684.
- ALLEMANN, F. 1957: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. *Jb. hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein* 56, 1.244.
- ALVARO-LOPEZ, M., OLMO ZAMORRA, P. & RAMIREZ DEL POZO, J. 1982: Baleares. In: *el Cretacico de Espana*. Univ. Complutense Madrid, 633–655.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.C. & LEMOINE, M. 1984: Du Briançonnais à la Corse: modifications longitudinales d'une marge continentale passive de la Téthys ligure. *Mem. Soc. Geol. It.* 28, 269–283.
- ANTOINE, P. 1971: La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Thèse, Grenoble.

- ANTOINE, P. & BARBIER, R. 1978: Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). *Géol. Alpine* 54, 5–14.
- ARTHAUD, F. & SEGURET, M. 1981: Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. France* (7), XXIII, 1, 51–63.
- BADOUX, H. & HOMEWOOD, P. 1978: Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises). *Bull. soc. Vaud. sc. nat.* 74, 15–23.
- BARBIER, R. 1948: Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. – *Mém. Expl. Carte Géol. Fr.*, Paris.
- BARBIER, R., BLOCH, JP., DEBELMAS, J. & al. 1962: Problèmes paléogéographique et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In: *Livre à la mémoire du professeur P. FALLOT*, tome 1, *Soc. géol. France, mém. h. sér.*, Paris. 333–349.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 73, 114–660.
- BICHSEL, M. and HÄRING, M. O. 1981: Facies evolution of late Cretaceous flysch in Lombardy (Northern Italy). *Eclogae geol. Helv.* 74, 383–420.
- BLANC, C., PAIRIS, JL., KERCKHOVE, C. & PERRIAUX, J. 1987: La formation du flysch du Bachelard (Neocrétacé–Paléocène) dans l'unité du Pelat. *Géol. Alpine Mém. H-S.* 13, 273–282.
- BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B., 1984: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France – Masson, Paris.
- BOILLOT, G., GIRARDEAU, J. and KORNPROBST, J. 1988: Rifting of the Galicia margin; crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. – In: *Proc of the Ocean Drilling Program*, (Ed. by BOILLOT, G. & WINTERER, E. L.). *Scientific Results* 103, 741–756.
- BORIANI, A., BONAFEDE, M., PICCARDO, G. B. & VAI, G. B. 1989: The lithosphere in Italy. *Accademia Naz. dei Lincei*, Roma.
- BOURBON, M., CARO, JM., LEMOINE, M. & TRICART, P. 1979: Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) nouvelle interprétation et conséquences géodynamique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* 4, 180–182.
- BRUNET, M.-F. 1984: Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag.* 121, 421–428.
- BUNESS, H., GIESE, P., HIRN, A., NADIR, S. & SCARASCIA, S. 1989: Crustal structure derived from seismic refraction between the southern Alps and the Ligurian sea. – In: *EGT 6th workshop, data compilation and synoptic interpretation* (Ed. by FREEMAN, R. & MUELLER, S.). *European Science foundation*, Strasbourg, 165–168.
- BURRUS, J. 1984: Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology* 55, 247–269.
- BURRI, M. 1958: La zone de Sion-Courmayeur au nord du Rhône. *Mat. carte géol. Suisse* 105.
- 1967: Prolongation de la zone de Sion dans le haut Valais. *Eclogae geol. Helv.* 60, 614–617.
- 1979: Les formations valaisannes dans la région de Visp. *Eclogae geol. Helv.* 72, 789–802.
- BUTLER, R. W. H. 1990: Notes on crustal balancing along the Alpine segment of the EGT. – In: *The European geotraverse: integrative studies* (Ed. by FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, S.). *European Science foundation*, Strasbourg 263–276.
- CARMIGNANI, L., CHECHI A. & RICCI C. A. 1989: Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia. In: *The lithosphere in Italy, atti dei convegni lincei*. *Accad. Naz. dei Lincei*, Roma 60–92.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. 1967: Sur les flysch de la région des Gets (Haute Savoie). *Eclog. Geol. Helv.* 60, 357–398.
- CARRARO, G. V., DAL PIAZ, G. V., FRANCESCHETTI, B., MALARODA, R., STURANI, C. & ZANELLA, E. 1970: Note illustrative della carta geologica del massiccio dell Argentera ala scala 1:50000. *Mem. Soc. Geol. It.* 9, 557–663.
- CASSANO, E., ANELLI, L. & FICHERA, R. 1990: Geophysical data along the northern Italian sector of the European Geotraverse. *Tectonophysics* 176, 167–182.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. 1991: Crustal and lithospheric setting in the northern Apennines. *Terra abstracts*, 3, 246.
- CHANNELL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N. P. 1990: Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps. Evidence from paleomagnetism and facies analysis. *Geology* 18, 828–831.
- CHAULIEU, P. 1993: La sédimentation détritique sur la marge N-téthysienne témoin de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales. Thèse, Grenoble, in press.

- CHENET, PY. 1979: Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. *Géol. Alpine* 55, 45–74.
- COLOMBI, A. 1989: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. *Mém. géol. Lausanne* 4.
- COMBES, P.-J. 1990: Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta*, 4, 91–109.
- DAL PIAZ, G. V., VENTURELLI, G. & SCOLARI, A. 1979: Calcalkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal NW Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 32.
- DEBELMAS, J., ESCHER, A. & TRÜMPY, R. 1985: Profiles through the Western Alps. International Geodynamics Project, Final report W.G. 9, subgroup 1.
- DEBRAND-PASSARD, S. and COURBOULEIX, S. 1984: Synthèse géologique du S–E de la France. *Mém. B.R.G.M.* 126.
- DEVILLE, E. in press: Within-plate metavolcanic deposits of Maastrichtian-Paleocen age in the Grande Motte unit (French Alps, Vanoise): a first record in the western Alps and some implications. *Geodinamica acta*.
- DEVILLE, E., FUDRAL, S., LAGABRIELLE, Y., MARTHALER, M. & SARTORI, M. 1992: From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the schistes lustrés metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. of America. Bull.* 104, 127–139.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. 1975: Die Pillow-Laven des Vispertales. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55, 79–87.
- DURAND-DELGA, M., 1984: Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It.* 28, 285–329.
- EINSELE, G. 1985: Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: genesis and significance. *Geology* 13, 249–252.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. 1987: Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *R.a. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* 7.
- FAVRE, P., STAMPFLI, G. M. & WILDI, W. 1991: Jurassic sedimentary record and tectonic evolution of the North-western corner of Africa (Morocco). In: *Paleogeography and paleoceanography of Tethys*. (Ed. by J. E. T. CHANNEL, E. L. WINTERER, and L. F. JANSÁ). *Paleogeogr., Paleoecol., Paleoclim., spec. vol.* 87.
- FAVRE, P. & STAMPFLI, G. M. 1992: From rifting to passive margin: the example of the Red Sea, central Atlantic and Alpine Tethys. – In: *Proceedings geodynamic of rifting symposium, Glion, Switzerland* (Ed. by ZIEGLER, P.), *Tectonophysics*, 215, 69–97.
- FELBER, P. J. 1984: Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. *Diss. ETH*, 7506, Zürich.
- FLÜGEL, H., FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J. 1987: Implications on the Alpidic evolution of the eastern parts of the eastern Alps. In: *Geodynamics of the Eastern Alps* (Ed. by FLÜGEL, H. & FAUPL, P.). *Frank Deuticke, Vienna*, 407–414.
- FOURCADE, E., AZÉMA, J., CECCA, F., BONNEAU, M., PEYBERNÈS, B. & DERCOURT, J. 1991: Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnement de la Téthys au Tithonique supérieur. *Bull. soc. géol. France* 162-6, 1197–1208.
- FRANK, W. 1987: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: *Geodynamics of the eastern Alps*. (Ed. by FLÜGEL, H. & FAUPL, P.). *Frank Deuticke, Vienna* 379–406.
- FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, S. 1990: The European geotraverse: integrative studies. *European Science foundation, Strasbourg*.
- FRISCH, W. 1979: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60, 121–139.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. 1987: The upper Bündler Schiefer of the Hohe Tauern window – a key to understanding eoalpine orogenic processes in the eastern Alps. In: *Geodynamics of the eastern Alps*. (Ed. by FLÜGEL, H. & FAUPL, P.). *Frank Deuticke, Vienna*. 55–69.
- FUDRAL, S. & GUILLOT, P. L. 1988: Découverte de clastes à mariposite dans les conglomérats de la base du «flysch de Tarentaise», zone valaisanne, Savoie, France. *Conséquences. C. R. Acad. Sci. Paris*, 306-II, 911–914.
- GALSON, D. A. & MUELLER, S. 1985: EGT project, the southern segment. 2nd EGT workshop, *European Science foundation, Strasbourg*.
- GARCIA MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. 1982: Region Vasco-Cantabrica y Pireneo Navarro. In: *El Cretacico de Espana*, Univ. Complutense Madrid, 49–84.
- GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. 1992: Ferro- and magnetosiocarpholite in the Bündnerschiefer of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). *Eur. J. Mineral.* 4, 835–838.

- GOLDBERG, J. M., MALUSKI, H. & LEYRELOUP, A. F. 1986: Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism and static metamorphism in the North Pyrenean zone. *Tectonophysics* 129, 275–290.
- GRUNER, U. 1981: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. *Beiträge Geol. Karte Schweiz*, N. F. 154, Bern.
- GUIEU, G. & ROUSSEL, J. 1990: Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian provençal basin in the light of Pyrenean provençal orogeny. *Tectonics* 9, 1113–1142.
- GUIEU, G., PHILIP, J., DURAND, J.P., NURY, D. & REDONDO, C. 1987: Le détritisme du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique. *Géol. Alpine. Mém. H-S.* 13, 247–272.
- HEITZMANN, P. 1991: Tectonics and deep structure of the western and southern Swiss Alps, an excursion guide. *NFP 20 bull.*, 9.
- HESSE, R. 1974: Long-distance continuity of turbidites: possible evidence for an early Cretaceous trench abyssal plain in the East Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 859–870.
- HÖCK, V. & MILLER, CH. 1987: Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. In: *Geodynamics of the eastern Alps*. (Ed. by FLÜGEL H. & FAUPL P.). Frank Deuticke, Vienna 16–33.
- HUNZIKER, J. C. 1974: Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Institut. Geol. Min. Univ. Padova*, 31.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. 1989: Alpine evolution in the central and western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G.), *Geol. Soc. spec. publ.* 45, 352–367.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. 1989: La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon. *Rapport géologique du service hydrologique et géologique national*, 11.
- 1991: Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. *Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin du Valais. Eclogae geol. Helv.* 84, 463–481.
- KELTS, K. 1981: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. *Eclogae geol. Helv.* 74, 317–338.
- KERCKHOVE, C. 1969: La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. *Géol. Alpine* 45, 5–204.
- KERCKHOVE, C. & LEREUS, C. 1987: Le détritisme des black-shales crétacés du domaine subbriançonnais durancien nouvelles données tirées du massif du Morgon: un olistolite à matériel triasique issu d'une diapir synsédimentaire. *Géol. Alpine Mém. H-S.* 13, 235–245.
- KINDLER, P. 1988: *Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France)*. Thèse 6, Genève.
- KEUSEN, H. R. 1972: Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen). *Schweiz. mineral. petro. Mitt.* 52, 385–478.
- LANTEAUME, M. 1968: Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. carte géol. France*.
- LAUBSCHER, H. 1991: The arc of the Western Alps today. *Eclogae geol. Helv.* 84, 631–659.
- LETOUZEY, J. 1990: *Petroleum in mobile belts*. Technip, Paris.
- LOUP, B. 1992: Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin. Thèse Genève 2508.
- MALOD, J. A. & MAUFFRET, A. 1990: Iberian plate motion during the Mesozoic. *Tectonophysics* 184, 261–278.
- MANGIN, J. P. & RAT, P. 1962: L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon. In: *livre à la mémoire du professeur P. Fallot*, tome 1. *Soc. géol. France, mém. h. sér.*, Paris. 333–349.
- MANTOVANI, E., ALBARELLO, D., BABBUCCI, D. & TAMBURELLI C. 1992: Recent geodynamic evolution of the central Mediterranean region. *Dept. of Earth Sci. Siena*.
- MARCHANT, R., ESCHER, A., LEVATO, L., MASSON, H., STAMPFLI, G. M. & STECK, A. in press: An interpretation of deep seismic lines from the Penninic Alps of Valais (Switzerland). *Bull. soc. géol. France*.
- MASSE, J. P. & PHILIP, J. 1976: Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence: révision du concept d'isthme durancien. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* 2–18, 49–66.
- MASSON, H. 1976: Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae geol. Helv.*, 69, 527–575.
- MAURY, P. & RICOU, L. E. 1983: Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne externe des Alpes franco-italienne. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24, 3–22.
- MONTIGNY, R., AZAMBRE, B., ROSSY, M. & THUIZAT, R. 1986: K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics* 129, 257–273.

- MOREAU, M. G., CANÉROT, J. & MALOD, J.-A. 1992: Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain) suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bull. Soc. géol. France* 163, 393–402.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, CH. & TINTANT, H. 1979: Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra (UNL)* 5, Lisboa, 29–52.
- MOUTERDE, R. & ELM, S. 1991: Caractères différentiels des faunes d'ammonites du Toarcien des bordures de la Téthys. Signification paléogéographique. *Bull. soc. géol. France*, 162, 1185–1196.
- NIEVERGELT, P. & DIETRICH, V. 1977: Die andesitischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57, 267–280.
- OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J. C., MARTINOTTI, G. & STEN, W. B. 1985: Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitisation of Permian granitoids in the Sesia Lanzo zone, western Alps, Italy. *Chemical Geology* 52, 165–184.
- OLIVET, J.-L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J. M. 1984: Cinématique de l'Atlantique Nord et Central – Rapport scientifique, CNEXO, 54.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. 1978: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). *Eclogae geol. Helv.* 71, 447–465.
- PEYBERNÈS, B. 1976: Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Thèse, 696, Université Paul-Sabatier, Toulouse.
- PEYBERNÈS, B. & SOUQUET, P. 1984: Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Mag.* 121 (5), 397–405.
- PFEIFER, H. R., COLOMBI, A. & GANGUIN, J. 1989: Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 217–236.
- PFIFFNER, O. A. 1990: Crustal shortening of the Alps along the EGT profile. In: *The European geotraverse: integrative studies*. (Ed. by FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, S.). European Science foundation, Strasbourg. 255–262.
- PFIFFNER, O. A., FREI, W., VALASEK, P., STÄUBLE, M., LEVATO, L., DUBOIS, L., SCHMID, S. M. & SMITHSON, S. B. 1990: Crustal shortening in the alpine orogen: results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps, line NFP 20-East. *Tectonics*, 9, 1327–1355.
- PHILIP, J., MASSE, P. J.-L. & MACHHOUR, L. 1987: L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, 3, 541–550.
- POLINO, R., DALPIAZ, G. V. & GOSSO, G. 1990: Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary process for the Cretaceous orogeny of the Alps. – In: *Deep structure of the Alps*. (Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.). *Mém. Soc. géol. Fr.* 156; *Mém. Soc. géol. Suisse* 1; Vol. spec. Soc. It. 1, 345–367.
- PUIGDEFABREGAS, C. & SOUQUET, P. 1986: Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 173–203.
- PYTHON-DUPASQUIER, C. 1990: La formation de l'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes romandes. Thèse 978, Fribourg (Suisse).
- ROBLES, S. 1982: Catalanides. In: *el Cretacico de Espana*. Univ. Complutense Madrid, 199–272.
- ROEDER, D. 1989: South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, P., DIETRICH, D. & PARK, R. G.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 211–227.
- ROSSET, J., CHAROLLAIS, J., TOUMARKINE, M., MANIVIT, H., CHATEAUNEUF, J.-J. & SCHAUB, H. 1976: Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 69, 359–402.
- ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Eds.) 1990a: Deep structures of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr.* 156; *Mém. Soc. géol. Suisse* 1; Vol. spec. Soc. It. 1.
- ROURE, F., HOWELL, D. G., MÜLLER, C. & MORETTI, I. 1990b: Late Cenozoic complex of Sicily. *J. Struct. Geol.* 12, 259–266.
- ROYDEN, L., PATACCA, E. & SCANDONE, P. 1987: Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep basin evolution. *Geology* 15, 714–717.
- RUGET-PERROT, CH. 1961: Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage. *Serviços Geologicos de Portugal, Memoria* 7 (Nova Série), Lisbonne.
- SANCHEZ DE LA TORRE, I. 1982: Asturias-Leon. In: *el Cretacico de Espana*. Univ. Complutense Madrid, 25–48.
- SARTORI, M. 1987: Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt. *Eclogae geol. Helv.* 80, 789–814.
- SARTORI, M. 1988: L'unité du Barrhorn (zone Pennique, Valais, Suisse), un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. Thèse, *Mém. Géol. Lausanne* 4.

- SCHMID, S. M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). In: *Deep structures of the Alps* (Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse* 1; Vol. spec. Soc. It. 1, 263–288.
- SCHÜRCH, M. L. 1987: Les ophiolites de la zone du Versoyen, témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe; Province d'Aoste (Italie), Savoie (France). Thèse, Genève.
- SCHWIZER, B. 1984: Die Tristel Formation. Thèse, Berne.
- SIBUET, J.-C. & COLETTE, B. J. 1991: Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology* 19, 522–525.
- SCOTSESE, R. 1987: Atlas of Mesozoic and Cenozoic plate reconstruction. University of Texas, Technical report 90.
- SEPTFONTAINE, M. & WERNLI, R. 1972: Contribution à la géologie des environs de Taninges (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève* 25/1.
- SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, A. 1976: Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphique. *Eclogae geol. Helv.* 69, 425–460.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes Médiannes suisses et françaises: Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mem. Soc. Helv. Sci. Nat.* 97, 1–121.
- SIMO, A. 1986: Carbonate platform depositional sequences, upper Cretaceous, South-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics* 129, 205–231.
- SPAKMAN, W. 1986a: The upper mantle structure in the central European-Mediterranean region. 3rd EGT workshop, European Science Foundation, 215–222.
- 1986b: Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnbouw* 65, 145–153.
- 1990: Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova* 2, 542–553.
- SPRING, L., REYMOND, B., MASSON, H. & STECK, A. 1992: La nappe du Lebendun entre Alte Kaserne et le Val Cairasca (massif du Simplon); nouvelles observations et interprétations. *Eclogae geol. Helv.* 85, 85–104.
- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACS, L. C., OAKAY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. & MACNAB, R. 1990: Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* 184, 229–260.
- SRIVASTAVA, S. P. & VERHOEF, J. 1992: Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution. In: *Basins on the Atlantic Seaboard*. (Ed. by PARNELL, J.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 62, 397–420.
- STAMPFLI, G. M. 1991: Deep structure of the Alps, its consequence on plate reconstruction. 7th congress of the European Geological Societies; seismic and drillhole investigation of the European crust. Paris, sept. 1991.
- STAMPFLI, G. M., MARCOUX, J. & BAUD, A. 1991: Tethyan margin in space and time. In: *Paleogeography and Paleooceanography of Tethys*. (Ed. by CHANNEL, J. E. T., WINTERER, E. L. & JANSZ, L. F.). *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoclim., spec. vol.* 87.
- STAMPFLI, G. M. and MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in North-Western Alps, confrontation to actualistic models. *Geodynamica Acta* 4, 159–184.
- STECK, A. 1989: Le massif du Simplon – réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 27–45.
- 1990: Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes centrales. *Eclogae geol. Helv.* 83, 603–627.
- STEINMANN, M., STILLE, P. & WINKLER, W. 1992: Neodymium isotope as a stratigraphic working tool in Bündner-schiefer series. Alcapa meeting, Graz, Austria. *Terra Nova* 4, *Terra Abstracts* 2, 63–64.
- TEMPIER, C. 1972: Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme*, B, 4.
- 1987: Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 553–540.
- TOLLMANN, A. 1985: *Geologie von Österreich*. Band 2. Franz Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, R. 1954: La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae geol. Helv.* 47, 315–359.
- 1976: Du Pèlerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.* 69, 249–264.
- 1970: Aperçu général sur la géologie des Grisons. *C. R. S. S. Soc. géol. France* 9, 330–394.
- 1988: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 218, 93–109.
- VEGAS, R. 1988: Alpine and recent geodynamic evolution of Iberia: crustal implications. In: *The Iberian peninsula* (Ed. by BANDA, E. & MENDES-VICTOR, L. A.), 5th EGT workshop, European science foundation, Strasbourg, 77–89.

- VIALON, P., ROCHETTE, P. & MÉNARD, G. 1989: Indentation and rotation in the western Alpine arc. In: *Alpine Tectonics*. (Ed. by COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G.). Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 329–338.
- VUAGNAT, M. 1983: Les grès de Taveyannes et roches similaires: vestiges d'une activité magmatique tardi alpine. *Mem. Soc. geol. ital.* 26, 39–53.
- WEIDMANN, M. 1972: Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint Jean d'Aulph (Haute Savoie). *Géol. Alpine* 48, 229–246.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. 1976: Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des Préalpes. *Eclogae geol. Helv.* 69, 265–277.
- WILSON, R. C. L. 1979: A reconnaissance study of upper Jurassic sediments of the Lusitanian basin. *Ciências da Terra (UNL)* 5, Lisboa, 53–84.
- WINKLER, W. 1983: Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlierenfylsches (Zentral-schweiz). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 158.
- 1984: Paleocurrents and petrography of the Gurnigel-Schlieren flysch: a basin analysis. *Sed. Geol.* 40, 169–189.
- WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M. 1985: Bentonite im Gurnigel-Schlieren und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. *Eclogae geol. Helv.* 78, 545–564.
- ZIEGLER, P. A. 1988: Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Amer. Assoc. Petroleum geol. memoir* 43.

Manuscrit reçu le 25 avril 1992

Revision acceptée le 17 novembre 1992

