

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 54 (1974)

Heft: 2-3: Alpidische Metamorphosen in den Alpen

Artikel: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans
l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2e
partie)

Autor: Dal Piaz, Giorgio V.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-42202>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 09.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique

(2e partie)

Par *Giorgio V. Dal Piaz* (Torino, Italie)*)

Avec une figure

Résumé

Entre les Alpes occidentales et la Calabre le bassin ophiolitique alpino-apenninique (liguro-piémontais s. l.) se montre essentiellement unique et non différencié entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, quoique sa structure soit subdivisée en une vaste zone océanique axiale, avec probablement quelques microcratons, et des secteurs marginaux à substratum de croûte continentale amincie (zone du Combin etc.). Sa différenciation est l'effet du métamorphisme alpin. Elle débute au Crétacé supérieur, quand se développe un cycle tectonique et métamorphique de subduction (phase éoalpine) qui implique la lithosphère océanique piémontaise s. l. et, localement (Alpes occidentales et peut-être Calabre), des portions des bordures continentales. Une grande partie de ces matériaux disparaît définitivement dans le manteau, contribuant au développement du magmatisme trachy-andésitique. Quelques fragments cependant, après avoir atteint une profondeur permettant le développement de paragenèses éoalpines de haute pression et basse température (éclogites, etc., dans des roches de la croûte océanique et continentale), remontent rapidement en surface, échappant au rétablissement de l'équilibre géothermique. Des fragments de la lithosphère océanique restent par contre à des niveaux superficiels, évitant ainsi le métamorphisme (unités ligures s. l.).

Après une brève période de calme orogénique relatif (au cours du Paléocène) se développe un deuxième cycle métamorphique, entre l'Eocène et l'Oligocène basal, qui se prolonge localement dans le Miocène. Il est postérieur à l'empilement des nappes et a des caractères variant entre le faciès amphibolite (cristallisation lépontine de l'Ossola-Tessin) et le faciès schistes verts. Il commence cependant encore avec des paragenèses de basse température, à glaucophane II \pm lawsonite II \pm albite dans la zone piémontaise s. l. D'après la littérature, il contiendrait aussi des paragenèses à jadéite-quartz dans la zone briançonnaise interne. Ce deuxième cycle métamorphique a été attribué dans l'Ossola-Tessin à la surcharge tectonique de l'édifice des nappes, ou à la remontée de

*) Adresse de l'Auteur: Prof. Dr. G. V. Dal Piaz, Institut de Géologie de l'Université de Turin et «Centro di studi sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali» du C.N.R. (Contrat 73.00690.66).

chaleur d'origine profonde et indépendante. Le schéma du géosynclinal des nappes appliqué au métamorphisme tertiaire dans les Alpes franco-italiennes et en Corse est peut-être possible, mais hypothétique. On devrait en effet supposer l'existence dans ces régions d'une nappe austro-alpine continue et d'épaisseur non inférieure à celle de la nappe de la Dent Blanche. En tout cas les paragenèses à jadéite-quartz de la zone Briançonnaise interne apparaissent inexplicables dans cette reconstitution, car elles exigeraient une surcharge lithosphérique localisée d'au moins 30 km et, en outre, son élimination rapide, puisqu'il n'existe pas d'évolution métamorphique vers un faciès amphibolique. Si elles étaient vraiment tertiaires, il n'y aurait pas d'autre possibilité que d'invoquer une deuxième phase, éocène, de subduction à caractères intracontinentaux, qui aurait son développement maximum dans la zone Briançonnaise interne.

Abstract

Between the Western Alps and Calabria the ophiolite-bearing Alpino-Appenninic basin (Liguro-Piemontais s. l.) between the upper-Jurassic and the lower-Cretaceous is for the most part uniform and undifferentiated. Nevertheless a large axial oceanic zone including several microcraton-like bodies can be distinguished from marginal sectors which have a substratum of thinned continental crust (Combin-zone etc.). The main differentiation of the Alpino-Appenninic basin occurred during the Alpine orogeny. Alpine metamorphism begins in the upper-Cretaceous and is associated with a subduction phase (eo-Alpine tectonic and metamorphic phase). The eo-Alpine metamorphic phase can be traced in the oceanic (Piemontais s. l.) lithosphere and locally (in the Western Alps and most likely in Calabria) in the continental margins. A great part of the affected material probably disappeared completely in the upper mantle, and gave rise to the widespread Tertiary trachyandesitic magmatism. Some fragments however reached an adequate depth initiating the high pressure low temperature eo-Alpine phase of metamorphism. (With eclogites, glaucophane schists etc. in the rocks of the oceanic as well as the continental crust.) As the rocks show no evidence of the temperatures possibly associated with this depth they must have been uplifted to a shallower position in the crust rather rapidly. Parts of the oceanic crust remained throughout this phase at shallower depth (units of Liguria s. l.) thus escaping metamorphism.

After a short period of relative orogenic calm during the Paleocene a second phase of metamorphism started between Eocene and lower Oligocene and probably lasted in some areas into the Miocene. This second metamorphic phase is post nappe formation and varies in grade between amphibolite facies (Lepontine crystallization of the Ossola Ticino region) and greenschist facies in the Western Alps. In the Piemont zone s. l. the Eocene/Oligocene phase of metamorphism also begins with parageneses which may indicate low temperature and relatively high pressure glaucophane II \pm lawsonite II \pm albite. According to the literature the second phase also includes the paragenesis of jadeite-quartz of the internal Briançonnais zone. In the Ossola-Ticino region the source of energy for the Lepontine metamorphism has been interpreted in two ways. According to the first, the metamorphism is the result of the burial of the nappes; the other interpretation requires an additional heat source below the nappe pile.

According to the "Géosynclinal des Nappes" hypothesis for a Tertiary high pressure metamorphic phase in the French-Italian Alps and in Corsica a continuous Austroalpine nappe has to be postulated throughout these regions with a thickness greater than that of the Dent Blanche nappe. An overburden of at least 30 km is required for the assemblage jadeite-quartz. This hypothetical cover would have had to be eroded extremely quickly as no trace of an evolution of the high pressure low temperature parageneses

towards amphibolite facies are found. If the paragenesis jadeite-quartz of the Briançonnais is really of Tertiary age a second phase of subduction has to be postulated, this time of intracontinental character, having its maximum development in the internal Briançonnais zone. Although this interpretation is plausible it is unlikely.

Dans un article précédent (G. V. DAL PIAZ, sous presse) ont été discutés les caractères paléostratigraphiques du bassin ophiolitique alpino-apenninique auquel se rattachent les unités allochtones ligures et piémontaises. Ce bassin a eu un caractère fondamentalement unitaire entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, quoiqu'il ait été diversement organisé et probablement en partie subdivisé par un arc insulaire ou par quelques microcratons intraocéaniques. Son évolution au cours de l'orogénèse alpine s'est faite de manière différenciée: une partie de la lithosphère océanique s'est déformée, mais a gardé intacts ses caractères lithologiques et paragenétiques primitifs (*unités ligures*), tandis qu'une autre partie s'est transformée profondément sous l'effet du métamorphisme orogénique (*unités piémontaises s.l. ou ensembles des Schistes lustrés*).

Le caractère polyphasé du métamorphisme alpin, déjà observé par G.B. DAL PIAZ (1928) dans des méta-ophiolites du val d'Aoste et décrit en détail par P. BEARTH (1959) et L. VAN DER PLAS (1959), a été confirmé dans toute la chaîne alpine, en Corse et en Calabre. Selon l'interprétation classique de F. ELLENBERGER (1958) il s'agirait d'un cycle métamorphique unique et continu, d'âge post-paléocène, conséquence de l'édification de la structure en nappes. Le métamorphisme alpin a commencé avec des caractères de haute pression et de basse température: paragenèses éclogitiques et à glaucophane \pm lawsonite dans des roches basiques (zone de Zermatt-Saas et son prolongement méridional); jadéite + quartz, etc., dans la croûte continentale pennique et austro-alpine. Ces paragenèses sont postérieures à la fois au métamorphisme hercynien et aux granitoïdes tardi-paléozoïques de la croûte continentale, aux transformations de type océanique qui ont affecté les ophiolites et à la sédimentation piémontaise du Malm-Crétacé inférieur. Elles sont aussi postérieures à une phase importante de déformation précoce, anté-éclogitique (G. V. DAL PIAZ et al., 1971; G. V. DAL PIAZ et al., 1972). D'un autre côté elles précèdent des paragenèses en faciès schistes verts ou amphibolite d'âge éocène-oligocène basal dont la culmination thermique remonte à 38 m. a. (E. JÄGER et al., 1967; E. JÄGER, 1970, 1973; J. C. HUNZIKER, 1970 et sous presse). Rappelons brièvement ces dernières paragenèses, car elles constituent un important repère chronologique: en effet elles se surimposent partout aux paragenèses de haute pression.

D'après E. NIGGLI (1970) les premières associations sont la conséquence directe de l'augmentation de pression produite par la surcharge lithosphérique des nappes, les secondes, dont les isogrades recoupent en discordance les limites

structurales des unités tectoniques superposées, dépendent du rétablissement progressif de l'équilibre géothermique. Le faciès amphibolite se limite à la région Ossola-Tessin où il est connu en tant que *crystallisation lépontine* (E. WENK, 1962, 1970; E. NIGGLI, 1970). Le faciès schistes verts est répandu entre le Mont Rose et la mer Ligure, en Corse et en Calabre. La transition entre les faciès métamorphiques s'effectue dans la région du Mont Rose (P. BEARTH, 1958).

Dans la partie interne des Alpes nord-occidentales la phase métamorphique en faciès schistes verts se termine avant le magmatisme trachy-andésitique de 30 m. a. environ (H. AHRENDT, 1972; B. SCHEURING et al., 1974; G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973). C'est ce qui ressort des rapports d'intersection entre les roches volcaniques et le métamorphisme de 38 m. a. dans la zone Sesia-Lanzo externe (ensemble des «gneiss minuti»), comme l'ont démontré G. V. DAL PIAZ et al. (1971). Une même limite chronologique semble s'appliquer dans la nappe de la Dent Blanche et dans la zone du Combin (G. V. DAL PIAZ et al., 1973). Les indications fournies par la molasse oligocène du Piémont vont dans le même sens.

Dans d'autres régions des Alpes occidentales et de l'Apennin le métamorphisme se poursuit jusqu'au Miocène, soit comme prolongement et période de refroidissement de la phase de 38 m. a., soit peut-être comme événement autonome (G. GIGLIA et F. RADICATI, 1970; E. JÄGER, 1973; J. BOCQUET, M. DELALOYE et al., sous presse; J. C. HUNZIKER, sous presse). En Calabre l'événement métamorphique en faciès schistes verts, qui est surimposé aux paragenèses de haute pression, se révèle comme étant d'âge éocène au moins en partie (S. BORSI et R. DUBOIS, 1968).

Des recherches radiométriques récentes sur les Alpes nord-occidentales internes et sur la Calabre permettent d'attribuer au Crétacé supérieur (*phase éoalpine*) des paragenèses en faciès surtout de haute pression et basse température dans la croûte continentale de la zone Sesia-Lanzo et dans la croûte océanique piémontaise et calabraise (G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973; J. C. HUNZIKER, 1971 et sous presse; J. BOCQUET, M. DELALOYE et al., sous presse; P. SCANDONE in P. PASSERINI et al., 1973). Elles ont été rapportées à un métamorphisme de subduction (G. V. DAL PIAZ et al., 1972).

Ces résultats concordent avec quelques indications antérieurement acquises: un mica blanc de 99 ± 18 m. a. dans Dora-Maira (Y. VIALETTE et P. VIALON, 1964) et quelques minéralisations permianes d'uranium dans la zone Briançonnaise méridionale, recristallisées à 97 ± 5 m. a. (G. FERRARA et al., 1952). Par ailleurs une importante phase tectonique du Crétacé supérieur est attestée par le flysch à Helminthoïdes.

Il ne s'agit pas là d'un épisode anormal et circonscrit. Une phase tectonique et métamorphique du Crétacé supérieur est largement prouvée dans les Alpes orientales par des données chronostratigraphiques (R. OBERHAUSER, 1964; E.

CLAR, 1965; A. TOLMANN, 1963; K. MÜLLER, 1973; etc.) et radiométriques (E. R. OXBURGH et al., 1966; K. SCHMIDT et al., 1967; D. S. MILLER et al., 1967; R. LAMBERT, 1970; R. A. CLIFF, 1971). Des arguments en faveur d'une phase tectonique et métamorphique crétacée dans l'Apennin ont été fournis par D. HACCARD et al. (1972), D. DIETRICH et P. SCANDONE (1972), P. PASSERINI et al. (1973). Il existe donc un événement du Crétacé supérieur d'extension régionale. Il s'insère dans un cadre plus vaste qui concerne de nombreux domaines ophiolitiques du globe (P. PASSERINI et al., 1973).

Le métamorphisme orogénique alpin n'est pas constitué de phases rapprochées, appartenant à un cycle unique, mais plutôt de deux épisodes autonomes, séparés par une période de calme orogénique relatif, d'âge paléocène (G. V. DAL PIAZ et al., 1972).

Dans le détail la situation est toutefois beaucoup plus compliquée qu'elle n'apparaît dans cette schématisation. Beaucoup d'aspects en sont encore tout à fait obscurs. Il faut souligner tout d'abord que les paragenèses de haute pression et basse température n'appartiennent pas toutes à la phase éoalpine : quelques-unes d'entre elles sont rattachées à l'épisode de 38 m. a. Les paragenèses à jadéite et quartz de quelques secteurs de la zone briançonnaise interne semblent post-paléocènes (R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1965) par suite de la présence d'une couverture sédimentaire bien datée comportant du Paléocène. J. C. HUNZIKER (sous presse) et J. BOCQUET, M. DELALOYE et al. (sous presse) ont montré l'existence dans le domaine piémontais d'amphiboles sodiques d'âges radiométriques divers, éoalpins et plus récents. Par ailleurs l'âge tertiaire de quelques amphiboles bleues des Alpes françaises découle des découvertes d'E. RAGUIN (1925), rappelées par F. ELLENBERGER (1958).

ALPES OCCIDENTALES

Dans les Alpes occidentales le métamorphisme de haute pression et basse température s'est développé dans les unités de provenance interne, océanique, de la zone piémontaise (zone de Zermatt-Saas s. l.) et dans une partie de la croûte sialique de chaque bordure continentale, pennique et austro-alpine. Les schistes lustrés de la zone du Combin s. l. (séries déposées au-dessus d'un substratum de croûte sialique amincie) y ont échappé : bien que du glaucophane apparaisse localement, ils n'ont pas subi les conditions du faciès écolitique.

Croûte continentale

Dans la zone Sesia-Lanzo centro-méridionale et dans les lambeaux du M. Emilius et du Glacier-Rafraÿ qui appartiennent à la nappe de la Dent Blanche s. l., le métamorphisme de haute pression est conservé intégralement ou à l'état de relique. Il est d'âge éoalpin (J. C. HUNZIKER, 1971 et sous presse ;

G. V. DAL PIAZ et al., 1972) et est caractérisé par le développement de jadéite en présence de quartz à partir du plagioclase des granitoïdes d'âge tardi-paléozoïque probable (G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973; R. COMPAGNONI et B. MAFFEO, 1973) et peut-être aussi à partir du feldspath potassique (M. Emilius). La composition de quelques pyroxènes sodiques a été rapportée par B. VELDE et J. R. KIENAST (1973). En même temps la sillimanite des paragneiss hercynotypes encaissants est remplacée par de fins agrégats polycristallins de disthène (G. V. DAL PIAZ et al., 1972). Cette altération caractéristique réapparaît aussi dans l'unité tectonique sus-jacente, la deuxième zone diorito-kinzigitique et son équivalent, la série de Valpelline (G. V. DAL PIAZ, 1971a; G. V. DAL PIAZ et al., 1971). Elle s'y accompagne de chloritoïde, mica blanc et grenat.

Les roches basiques de la zone Sesia-Lanzo et du M. Emilius (amphibolites et granulites dans les paragneiss, noyaux mafiques dans les granitoïdes) sont transformées en élogites et en glaucophanites. Dans la partie méridionale se trouve aussi de la lawsonite. Avec le développement d'une schistosité éoalpine de style pénétrant, on passe de la phase initiale statique, où beaucoup de minéraux et surtout des structures anté-alpines sont encore bien conservés, à la transformation complète des granitoïdes et des paragneiss en micaschistes à omphacite-grenat-quartz-phengite \pm glaucophane et chloritoïde (micaschistes élogitiques des auteurs). Le métamorphisme éoalpin évolue rapidement et irrégulièrement à mesure que diminue la pression et, probablement, que la température augmente d'une façon modérée (G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973). La jadéite et l'omphacite deviennent instables en présence de silice exprimée et sont remplacées par de l'albite, en coexistence parfois avec de l'aegyrine-augite (R. COMPAGNONI et B. MAFFEO, 1973). Il se développe en outre une amphibole bleu vert sur les bords du glaucophane, ainsi que des agrégats diablastiques d'albite et d'actinote à partir du pyroxène et des amphiboles sodiques. De l'épidote remplace la zoïsite et du sphène le rutile. Ces dernières transformations ont une distribution et une importance très irrégulières, même à l'échelle de l'affleurement. Des relations de surimpression indiquent qu'elles sont antérieures aux paragenèses de schistes verts de 38 m. a. et à la schistosité régionale associée.

Dans la croûte continentale pennique interne les paragenèses élogitiques rencontrées dans des roches basiques du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora-Maira, sont probablement éoalpines (G. V. DAL PIAZ, 1971a; R. WETZEL, 1972; R. COMPAGNONI et B. LOMBARDO, sous presse). Leur attribution au métamorphisme calédonien (A. MOTTANA, 1972) n'est pas plausible, à cause de leurs rapports avec l'intrusion des granites carbonifères et parce qu'elles se trouvent parfois en enclaves dans ces derniers. Des transformations de sillimanite anté-alpine en disthène et des paragenèses à chloritoïde-disthène dans les métagranites sont probablement du même âge, de même que des associations

à chloritoïde-phengite-grenat \pm disthène dans des paragneiss alumineux. Rappelons l'âge de 99 ± 18 m. a. fourni par un mica blanc provenant de mica-schistes leucocrates associés aux gneiss œillés de Dora-Maira (Y. VIALETTE et P. VIALON, 1964).

Par contre les paragenèses à jadéite-quartz qui se rencontrent dans quelques endroits de la zone Briançonnaise interne doivent être post-paléocènes si la couverture sédimentaire bien datée, qui se poursuit jusqu'au Paléocène, a toujours adhéré au socle antétriasique. La jadéite se substitue au feldspath potassique dans des roches éruptives permienes (zone d'Acceglio; R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1965), ou bien au plagioclase de grauwackes paléozoïques dans le massif d'Ambin (S. LORENZONI, 1965). D'autres gisements de jadéite ont été mentionnés par J. BOCQUET (1971), P. SALIOT (1973), J. BOCQUET, G. V. DAL PIAZ et al. (sous presse).

Croûte océanique

L'ensemble des Schistes lustrés piémontais montre des variations sensibles dans la distribution et les caractères du métamorphisme de haute pression et basse température. Le gradient général croît vers la bordure interne de la chaîne, mais il faut tenir compte de l'âge des minéraux. Les méta-ophiolites appartenant aux unités tectoniques de provenance piémontaise orientale, océanique (zone de Zermatt-Saas s. l.), ont, du côté interne (A), des paragenèses éclogitiques analogues à celles de la zone Sesia-Lanzo et, du côté externe (B), des paragenèses en facies schiste bleu (amphiboles bleues \pm lawsonite, etc.) (cf. G. V. DAL PIAZ, sous presse, fig. 3). On résume seulement ses caractères principaux puisqu'ils ont été décrits en détail par P. BEARTH (même volume).

A. Zone Zermatt-Saas s.l. interne

(Allalin, Zermatt, val d'Aoste, vallées de Lanzo, basse vallée de Suse, Orsiera-Rocciavré, M. Viso, groupe de Voltri)

Les éclogites ont une double origine: elles proviennent de coulées basaltiques sous-marines et d'intercalations de composition variée dans des ensembles gabbros-péridotites stratifiés (P. BEARTH, 1959, 1967, 1973; G. BORTOLAMI et G. V. DAL PIAZ, 1970; G. V. DAL PIAZ, 1971 b). L'omphacite est abondante non seulement dans les éclogites, mais aussi dans les métagabbros où elle remplace le pyroxène magmatique. C'est surtout dans les métagabbros qu'on peut reconnaître une déformation anté-éclogitique. Les relations paragenétiques de haute pression se montrent compliquées. La première association minérale est formée d'omphacite-grenat-rutile dans les éclogites, d'omphacite-zoïsite \pm grenat dans les métagabbros où un premier talc se rapporte probablement à des transformations anté-éclogitiques. Dans beaucoup de cas on distingue plusieurs générations de pyroxène sodique.

L'évolution métamorphique des écloğites se poursuit avec la blastèse d'un ou de plusieurs glaucophanes, accompagnés de chloritoïde, mica blanc \pm épidote. Les transformations indiquent une diminution de pression avec une augmentation modérée de la température (omphacite \rightarrow glaucophane \rightarrow amphibole bleu vert).

A ce stade de l'évolution métamorphique se rapportent probablement les paragenèses à grenat-chloritoïde-micas blancs \pm glaucophane dans les mica-schistes mésozoïques de la zone Zermatt-Saas s. l. De rares reliques de pyroxène sodique s'y rencontrent aussi.

Dans la zone à écloğites encore se trouvent des pseudomorphoses, probablement de lawsonite, en zoïsite et/ou épidote \pm mica blanc. Elles ont été signalées dans le Valais par N. FRY et W. S. FYFE (1971) et sont abondantes dans plusieurs régions des Alpes occidentales, surtout dans des glaucophanites \pm grenat et mica blanc. Elles apparaissent dans toute la région comprise entre le haut Valsesia et le Valtournanche, dans les vallées de Saint-Marcel, Clavalité, Lanzo, au M. Viso et dans le groupe de Voltri. Les pseudomorphoses se reconnaissent encore lorsque les glaucophanites ont été transformées en amphibolites à albite. Cette lawsonite se rattache probablement à une phase tardi- ou postécloğitique.

B. Zone Zermatt-Saas s.l. externe

(Queyras, etc.)

La lawsonite était, et est encore abondante dans les parties plus externes des unités ophiolitiques d'origine océanique, là où il n'y a pas trace d'écloğites. L'absence des écloğites y est probablement un phénomène originel. La lawsonite est associée avec des amphiboles bleues, parfois avec de l'albite ou des pyroxènes sodiques. On en trouve dans une bonne partie des Alpes franco-italiennes. Sa distribution est figurée par J. BOCQUET (1971), par P. SALIOT (1973) et dans la carte zonéographique d'Europe, feuille des Alpes (J. BOCQUET, G. V. DAL PIAZ et al., sous presse). D. M. STEEN (1972) signale dans des méta-ophiolites du Queyras des paragenèses à pyroxène sodique aegyrinique-lawsonite-albite-chlorite-sphène et une aragonite remplacée probable, ainsi que des associations à jadéite-aegyrine-albite \pm lawsonite et pumpellyite dans des méta-albitites. Ces paragenèses rappellent de près celles de Corse et de Calabre.

Une partie de ces paragenèses de haute pression (A et B) peuvent être chronologiquement situées, mais d'autres sont d'âge incertain. Il faut souligner que, tout comme il existe plusieurs générations d'amphibole bleue (J. C. HUNZIKER, sous presse; J. BOCQUET, M. DELALOYE et al., sous presse), il peut y avoir des lawsonites d'âges différentes.

Le glaucophane I se montre généralement postérieur à la jadéite et à l'omphacite, mais il peut coexister avec de l'aegyrine-augite et peut-être aussi

avec de la chloromélanite. Puisque dans certains cas il date de 80 m. a. environ, les *éclogites de la zone de Zermatt-Saas tout entière sont attribuables à la phase métamorphique éoalpine*. Les *éclogites analogues de la zone Sesia-Lanzo* en fournissent, par comparaison, une confirmation chronologique.

Par ailleurs certains glaucophanes des régions externes dépourvues d'*éclogites* sont aussi éoalpines (J. C. HUNZIKER, sous presse; J. BOCQUET, M. DELALOYE et al., sous presse). Bien que cette observation provienne seulement de quelques affleurements fragmentaires, la phase éoalpine de haute pression semble montrer dans la zone Zermatt-Saas s. l. un gradient augmentant de manière modérée depuis le côté externe de la chaîne vers le côté interne.

L'amphibole sodique montre aussi une nette zonéographie: c'est un glaucophane s. str. dans la partie interne de l'arc alpin (gastaldite dans la zone Sesia-Lanzo), surtout de la crossite dans la partie externe (J. BOCQUET, 1971 et 1974). La question chronologique reste ouverte car on ne dispose pas encore de suffisamment d'âges radiométriques.

En tout cas la partie océanique de la zone piémontaise a subi deux épisodes métamorphiques distincts et bien séparés: *le premier, éoalpin*, a produit surtout des paragenèses *éclogitiques* et un premier glaucophane; celui-ci dérive, comme dans la zone Sesia-Lanzo, de l'évolution des paragenèses *éclogitiques* (côté interne) ou bien en est indépendant, et est probablement associé à une lawsonite I \pm aegyrine-augite et peut-être de l'aragonite (côté externe). *Le second*, dont les caractères sont surtout du faciès schistes verts et dont la culmination thermique date de 38 m. a., a pu débiter par des paragenèses à amphiboles bleues \pm lawsonite II probable, généralement en association plus ou moins étroite avec de l'albite.

Un tableau récapitulatif du métamorphisme de haute pression et de nombreuses références bibliographiques se trouvent dans J. BOCQUET, G. V. DALPIAZ et al. (sous presse) et aussi dans P. BEARTH (même volume).

CORSE

La nappe des Schistes lustrés de Corse contient d'abondantes paragenèses à pyroxène sodique-glaucophane ou crossite-lawsonite et à albite-lawsonite dans des basaltes, des tuffites, des gabbros et des sédiments métamorphiques (pélites et radiolarites) (H. A. BROUWER et C. G. EGELER, 1952; TH. NETELBEEK, 1951; C. G. EGELER, 1956). Elles sont partiellement transformées en paragenèses du faciès schistes verts. On manque de points de repère chronologiques directs, mais l'existence de l'épisode métamorphique de 38 m. a. semble par comparaison tout à fait vraisemblable, et peut-être aussi celle de l'épisode éoalpin. La nappe représente une relique allochtone de la croûte océanique fragmentée et montre une certaine analogie avec la zone de Zermatt-Saas s. l. externe, la Calabre et l'île del Giglio.

CALABRE

Les caractéristiques pétrographiques de l'ensemble des Schistes lustrés individualisé en Calabre par D. DIETRICH et P. SCANDONE (1972) dans des complexes de type ligure, ont été exposées surtout par H. W. QUITZOW (1935), G. PICCARRETTA et G. ZIRPOLI (1969), R. DUBOIS (1970), C. HOFFMANN (1970), E. W. DE ROEVER (1972) et G. PICCARRETTA (1972). On distingue deux phases métamorphiques différentes: la première de haute pression et basse température (à pyroxène sodique-lawsonite; lawsonite-glaucophane \pm jadéite et aragonite remplacée probable; albite-lawsonite), la seconde en faciès schistes verts. Nous avons déjà rappelé que des données radiométriques montrent que leurs âges sont respectivement crétacé supérieur et post-paléocène. Par comparaison avec ce qu'on trouve dans les Alpes occidentales, on ne peut pas exclure que certains minéraux de haute pression pourraient se révéler de la deuxième période. L'épisode métamorphique éoalpin s'accompagne d'une phase de chevauchement d'âge crétacé d'après D. HACCARD et al. (1972), D. DIETRICH et P. SCANDONE (1972). Il faut souligner enfin qu'on trouve aussi de la lawsonite dans le cristallin des nappes calabraises (G. PICCARRETTA, comm. pers.): bien que les paragenèses soient différentes, on retrouve ici ce qui existe dans la deuxième zone diorito-kinzigitique et dans la série de Valpelline (G. V. DAL PIAZ, 1971 a; G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973).

ILE DEL GIGLIO ET CAP ARGENTARIO

Les séries détritiques triasiques du parautochtone de la zone toscane contiennent quelques intercalations de roches vertes et de paraschistes à paragenèses à lawsonite-amphibole sodique et en faciès schistes verts (S. FRANCHI, 1896; G. GOTTARDI, 1957; A. LAZZAROTTO et al., 1964; C. A. RICCI, 1968; F. BALDACCI et A. CERRINA, 1971). Résumons-en les traits caractéristiques, qui sont surtout tirés de C. A. RICCI (1968).

Au *promontoire del Franco* (île del Giglio) affleurent des metabasaltes et des métagabbros à lawsonite-crossite \pm albite. Les paraschistes comportent surtout des paragenèses à épidote-chlorite-albite-amphibole bleu vert \pm crossite.

Au *cap Argentario* les roches vertes sont constituées de métagabbros à crossite et de métadiabases à chlorite-épidote-actinote. Il s'y associe des paraschistes à quartz-albite-chlorite-mica blanc-épidote-actinote.

A ces deux endroits nous sommes en présence d'un métamorphisme polyphasé, avec des paragenèses initiales de haute pression et basse température. Celles-ci sont précédées par la substitution partielle du pyroxène primaire par une hornblende brune (S. FRANCHI, 1896), phénomène qui rappelle les transformations de type océanique.

D'après la littérature, les séries sédimentaires triasiques où sont emballées les roches vertes et les paraschistes, semblent montrer tout au plus les traces du faible métamorphisme miocène qui a laissé son empreinte sur les structures les plus profondes de la zone toscane (G. GIGLIA, 1967; G. GIGLIA et F. RADICATI, 1970). Dans l'état actuel des connaissances elles ne semblent en tout cas pas avoir subi les effets de l'événement métamorphique qui a produit les paragenèses à lawsonite-amphibole sodique dans les roches vertes intercalées.

L'âge, la position et la signification paléogéographique de ces affleurements sont controversés. S. FRANCHI (1896) en avait remarqué l'affinité piémontaise, affirmant l'étroite analogie des roches vertes de l'île del Giglio et du cap Argentario avec celles des Alpes occidentales (notamment les métagabbros de Pegli, Gênes). D'après G. GOTTARDI (1957), A. LAZZAROTTO et al. (1964) et C. A. RICCI (1968), on serait en présence d'ophiolites ligures, que l'on pourrait relier à celles de l'Apennin septentrional. Leur association avec le Verrucano toscan serait de nature tectonique. Les paraschistes associés aux roches vertes sont décrits comme étant des calcschistes par C. A. RICCI (1968) ou comme ayant été primitivement des calcaires à Palombini par G. GOTTARDI (1957). Si on accepte cette interprétation, il paraît cependant plus correct de parler d'affinités piémontaises s. l. que ligures.

F. BALDACCI et A. CERRINA (1971) se sont récemment montrés d'un avis différent. Ils considèrent les rapports entre le Verrucano et les intercalations de roches vertes et paraschistes comme de nature stratigraphique, quoique disloqués par des déformations ultérieures, et ils affirment que les metabasaltes sont les témoins d'un volcanisme triasique. Les gabbros correspondraient de leur côté à des olistholites de même âge. L'hypothèse laisse perplexe et, bien que possible, n'apparaît pas actuellement assez étayée. Elle n'est en effet acceptable que si on peut montrer dans les séries sédimentaires triasiques les traces du métamorphisme polyphasé qui a produit dans les roches vertes et dans les paraschistes des paragenèses d'abord à lawsonite-amphibole sodique, puis en faciès schistes verts.

Le problème reste ouvert, mais on souhaite une solution définitive, surtout pour les implications paléogéographiques et structurales qu'elle comportera. Dans l'hypothèse où les paraschistes et les roches vertes de l'île del Giglio et du cap Argentario s'avèreraient, comme nous le préférons¹⁾, d'appartenance

¹⁾ Il est difficile en effet de ne pas tenir compte de l'analogie qui existe du point de vue lithologique et structural avec les ophiolithes apenniniques, et du point de vue métamorphique avec les Schistes lustrés et les roches vertes alpines, de même que de la présence de hornblende brune remplaçant le pyroxène primaire des gabbros. Il s'y ajoute que l'hypothèse de F. BALDACCI et A. CERRINA (1971) suppose l'âge anté-Verrucano des gabbros et de la phase de lacération de la croûte continentale; il s'agit d'une éventualité théoriquement possible, mais en opposition avec les données, sans aucun doute encore très restreintes, exposées ailleurs (G. V. DAL PIAZ, sous presse).

piémontaise s. l., les relations entre la chaîne alpine et la chaîne apenninique dans la région liguro-tyrrhénienne se révéleraient bien plus compliquées que celles qui ont été schématisées par R. NARDI (1968) et E. ABBATE et al. (1970).

CONSIDÉRATIONS PÉTROLOGIQUES

La pétrologie expérimentale montre que le métamorphisme éoalpin est caractérisé, au moins en partie, par des pressions initiales très élevées. Dans la zone *Sesia-Lanzo* il se subdivise en trois phases principales qui se succèdent rapidement et sans solution de continuité: 1. paragenèses à jadéite-omphacite, zoïsite, quartz, grenat, phengite, rutile \pm glaucophane et chloritoïde; 2. clinozoïsite, grenat, phengite, glaucophane \pm amphibole bleu vert, albite, sphène, aegyrine-augite, chloritoïde; 3. épidote, mica blanc, amphibole bleu vert, albite, sphène \pm grenat (G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973; R. COMPAGNONI et B. MAFFEO, 1973). On peut supposer que les paragenèses éclogitiques correspondent à des conditions initiales de 300–400° C pour des pressions de 10 kb ou plus élevées.

Dans la *croûte océanique* les paragenèses éclogitiques sont aussi éoalpines, de même que probablement celles à glaucophane I \pm lawsonite I \pm pyroxènes sodiques \pm aragonite (?). On peut proposer des conditions génétiques analogues pour les premières (G. V. DAL PIAZ et al., 1972; P. BEARTH, même volume), de 200–400° C et 5–9 kb pour les secondes qui se retrouvent surtout en Queyras, en Corse et en Calabre (D. M. STEEN, 1972; E. W. DE ROEVER, 1972; etc.). Ces chiffres découlent aussi de la comparaison avec la Californie et l'Oregon, où des paragenèses analogues à celles du domaine alpino-apenninique sont attribuées à des pressions très élevées, pour une température variant depuis des valeurs très basses (jadéite-quartz-aragonite) jusqu'à 400 à 550° C (éclogites) (H. P. TAYLOR et R. G. COLEMAN, 1968; R. G. COLEMAN et M. A. LANPHERE, 1971; W. G. ERNST, 1971, 1972; E. D. GHENT et R. G. COLEMAN, 1973; etc.).

Des conditions génétiques sensiblement différentes ont été récemment avancées pour les paragenèses des métagabbros de la zone de Zermatt-Saas (G. A. CHINNER et J. E. DIXON, 1973; 500–700° C et 10–15 kb) et des micaschistes éclogitiques de la zone *Sesia-Lanzo* (B. VELDE et J. R. KIENAST, 1973; 600° C et 13 kb; 700° C et 10 kb). Ces températures ne semblent pas acceptables, surtout quand on considère l'épisode métamorphique éoalpin dans son contexte général. Pendant son évolution une diminution de température sensible et rapide avec celle des pressions ne semble pas concevable. Si on part des conditions thermiques proposées par ces auteurs, les phases métamorphiques finales auraient nécessairement dû atteindre le faciès amphibolite, ce qu'on

n'observe pas. Il est possible que quelques courbes d'équilibre utilisées par G. A. CHINNER et J. E. DIXON et par B. VELDE et J. R. KIENAST ne s'appliquent pas bien au milieu géologique, ou que certaines phases considérées comme étant en équilibre ne l'étaient pas en fait. Par comparaison avec ce qu'on voit dans le gabbro du Cervin et d'Arolla le talc est d'âge anté-éclogitique probable.

Les températures initiales de la phase éoalpine dans la zone Sesia-Lanzo et dans la zone piémontaise océanique étaient donc probablement faibles au moment du maximum des pressions. Il est difficile d'en faire une évaluation plus précise dans le domaine alpino-apenninique, car les données thermométriques sur les minéraux sont encore insuffisantes et celles dont on dispose se rapportent aux carbonates d'âge inconnu des Schistes lustrés (G. LIBORIO et A. MOTTANA, 1973). Malgré ces incertitudes les caractères pétrologiques du métamorphisme éoalpin de haute pression et basse température semblent définis avec une précision suffisante pour la discussion des problèmes structuraux à grande échelle qui lui sont liés. Ses conditions génétiques varient aussi bien d'une région à l'autre que dans le cadre d'une même unité structurale: c'est ce qu'indique la présence de gradients dirigés vers la géosuture (W. G. ERNST, 1971, 1973; G. V. DAL PIAZ et al., 1972; B. VELDE et J. R. KIENAST, 1973).

L'épisode métamorphique de 38 m. a. s'est déroulé dans des conditions de pression en général beaucoup plus faibles que la phase éoalpine. Une exception peut être constituée par les paragenèses à jadéite et quartz de la zone Briançonnaise interne (300° C et 10 kb; R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1965), qui rappellent de près les paragenèses éoalpines initiales de la zone Sesia-Lanzo centro-méridionale, mais que des arguments de stratigraphie placent après le Paléocène.

Le métamorphisme de haute pression et basse température a reçu diverses interprétations: l'hypothèse classique du géosynclinal de nappes (F. ELLENBERGER, 1958) et celles qui s'en sont inspirées ultérieurement; l'hypothèse de la surpression tectonique ou de fluides; l'hypothèse du métamorphisme de subduction.

GÉOSYNCLINAL DE NAPPES

Si on veut appliquer cette conception au développement des *paragenèses éclogitiques éoalpines* de la zone piémontaise interne, on doit admettre l'existence hypothétique d'une nappe de la Dent Blanche étendue en continuité depuis le val d'Aoste jusqu'à la mer Ligure. L'épaisseur requise, de l'ordre de 20 à 30 km, dépasse toute estimation compatible avec les données de fait. Accepter cette idée rendrait nécessaire l'érosion rapide de cette couverture tectonique afin d'éviter que la remontée des isogéothermes n'efface les para-

génèses éclogitiques. Toutefois il n'existe pas de molasse paléocène d'extension et de volume adéquats. Ces objections apparaissent encore plus valables pour l'ensemble zone Sesia-Lanzo-nappe de la Dent Blanche où la surcharge lithosphérique est très faible (deuxième zone diorito-kinzigitique) ou nulle (G. V. DAL PIAZ, 1971 a; G. V. DAL PIAZ et al., 1972).

Une autre difficulté enfin réside dans le fait que le gradient du métamorphisme éoalpin n'est pas lié à la charge tectonique de l'édifice des nappes. La distribution des paragenèses de haute pression n'est pas homogène sur une même coupe verticale de la chaîne, mais présente des sautes brusques, des lacunes et des inversions au passage d'une unité structurale à une autre: le métamorphisme éoalpin est antérieur à la formation de la structure actuelle en nappes superposées (G. V. DAL PIAZ et al., 1972; J. R. KIENAST, 1973).

Pour toutes ces raisons on ne peut pas partager l'hypothèse de F. ELLENBERGER: le géosynclinal des nappes ne semble pas un facteur du métamorphisme éoalpin de haute pression et basse température dans la zone piémontaise océanique et dans la bordure continentale austro-alpine.

Par contre cette conception semble pouvoir s'appliquer au *métamorphisme éocène-oligocène*, surtout dans l'Ossola-Tessin (E. NIGGLI, 1970), bien que certains auteurs rattachent la remontée de la chaleur à des processus profonds (E. WENK, 1962, 1970; H. P. LAUBSCHER, 1970). La surcharge lithosphérique considérable qui existe dans l'Ossola-Tessin aurait théoriquement pu permettre le développement des paragenèses lépontines initiales de pression élevée et de basse température. On pourrait avoir recours aussi à ce modèle pour justifier la genèse du métamorphisme de 38 m. a. (amphibole bleue II comprise) du domaine piémontais dans les Alpes franco-italiennes, L'amphibole sodique précède des blastèses en facies schistes verts et correspond à des conditions de température relativement basses et de pression qui ne devaient pas non plus atteindre des valeurs trop élevées. Mais reste ouvert le problème de la charge lithosphérique (nappe austro-alpine répandue dans toutes les Alpes occidentales?). Néanmoins les paragenèses à jadéite-quartz de la zone briançonnaise interne ne trouvent pas dans ce modèle hypothétique leur explication: elles exigent une surcharge disproportionnée (R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1965), qui se serait exercée pendant très peu de temps, car il n'y a pas de traces d'une remontée correspondante des isogéothermes.

SURPRESSION

L'hypothèse de la surpression tectonique ou de fluides a été appliquée à quelques ensembles ophiolitifères des Alpes occidentales et de l'Apennin par D. M. STEEN (1972) et par E. W. DE ROEVER (1972). La théorie a été critiquée d'une

manière générale par W. F. BRACE et al. (1972) et par W. G. ERNST (1973a) qui, sur la base d'arguments expérimentaux, réduisent la surpression possible à une valeur très faible, inférieure à 2 kb, ce qui ne suffit pas pour résoudre notre problème. Même si on préfère ne pas tenir compte de ces résultats expérimentaux dont on peut encore discuter la validité d'application à des phénomènes géologiques, d'autres arguments s'opposent à ce qu'une surpression tectonique, développée au niveau des plans de chevauchement au cours de la phase d'empilement des nappes, puisse être le facteur déterminant du métamorphisme éoalpin de haute pression et de basse température. Examinons-les brièvement :

1. Les paragenèses de haute pression sont souvent réparties d'une manière très homogène dans chaque unité structurale, dont l'épaisseur est parfois de quelques kilomètres (zone Sesia-Lanzo, zone de Zermatt-Saas s. l.). Il est vrai que dans certains cas elles se limitent à la zone de chevauchement – ou y sont plus répandues – (Austro-alpin p. p.), mais ce n'est pas la règle.
2. Le gradient de pression éoalpin, dirigé vers la géosuture, s'oppose aussi à cette hypothèse. Dans l'ensemble zone Sesia-Lanzo-nappe de la Dent Blanche (unité inférieure) on passe de paragenèses éclogitiques du côté interne à des paragenèses schistes verts, encore éoalpines, du côté externe (G. V. DAL PIAZ et al., 1972). La variation de la teneur en jadéite des pyroxènes sodiques (B. VELDE et J. R. KIENAST, 1973) confirme ce gradient.
3. Dans le domaine ophiolitifère plusieurs unités tectoniques ont des constituants lithologiques similaires; de plus l'épaisseur et l'amplitude des nappes ne sont pas très différentes. Si le métamorphisme de haute pression dans les ensembles piémontais était la conséquence d'une surpression tectonique liée à une phase de translation superficielle, on ne s'explique pas pourquoi un même processus dynamique n'a pas aussi développé les mêmes paragenèses caractéristiques dans les unités ligures.
4. Dans certaines régions des Alpes occidentales il y a des preuves que le métamorphisme éoalpin de haute pression et basse température a débuté dans des conditions statiques: c'est ce qu'indiquent l'excellente conservation de structures macro- et microscopiques, les pseudomorphoses du feldspath en jadéite (zone Sesia-Lanzo), du clinopyroxène magmatique en omphacite dans des métagabbros (zone de Zermatt-Saas s. l.) et des agrégats de disthène formés aux dépens de sillimanite hercynienne (G. V. DAL PIAZ et al., 1972). Ces transformations, qui ont en général eu lieu dans des conditions de P_{\max} et T_{\min} , ont précédé le développement de la schistosité régionale à laquelle s'associe l'évolution métamorphique ultérieure des éclogites (amphiboles sodiques, etc.).

MÉTAMORPHISME DE SUBDUCTION

Les interprétations structurales qui reprennent les conceptions classiques d'ARGAND ne sont pas acceptables pour expliquer tous les phénomènes orogéniques et en particulier le métamorphisme éoalpin, pas plus que ces modèles, soi-disant modernes, qui se bornent à proposer seulement d'importantes translations divergentes et convergentes à composante horizontale prédominante. Le métamorphisme de subduction semble la seule interprétation possible pour justifier les paragenèses éoalpines de haute pression et basse température dans quelques parties de la croûte océanique et dans la bordure continentale austro-alpine, ainsi que les paragenèses à jadéite-quartz de la zone briançonnaise interne (tertiaires d'après la littérature). Mais ce n'est pas là l'unique raison pour l'accepter, ne fût-ce que comme hypothèse de travail. La subduction justifie en effet de nombreux aspects sinon incompréhensibles du métamorphisme éoalpin, surtout la coexistence de pressions très élevées avec des températures qui, tout d'abord faibles, n'augmentent que peu au cours de l'évolution du métamorphisme, sans rejoindre le faciès amphibolite. Elle peut expliquer une remontée des isogéothermes dans des régions dépourvues d'une surcharge lithosphérique et est aussi en accord avec les relations entre le manteau supérieur et la croûte continentale telles que la géophysique les a mises en évidence, avec la répartition du magmatisme trachy-andésitique et avec la présence de gradients métamorphiques dirigés vers le côté interne de l'arc alpin.

Le métamorphisme de subduction trouve son fondement théorique dans la tectonique des plaques. Une discussion de ses aspects géothermiques se trouve dans E. R. OXBURGH et D. L. TURCOTTE (1971), M. N. TOKSÖZ et al. (1971) et W. G. ERNST (1973a). Il a été récemment invoqué pour les Alpes par E. R. OXBURGH et D. L. TURCOTTE (1968), J. C. HUNZIKER (1971 et sous presse), G. V. DAL PIAZ (1971a, 1971b), G. V. DAL PIAZ et al. (1971), W. G. ERNST (1971, 1973), G. V. DAL PIAZ et al. (1972), J. MARTINI (1972), A. NICOLAS et al. (1972). Les modèles cinématiques proposés sont différents et tous simplifiés, surtout en regard de l'extrême complexité de la chaîne. Ce ne sont cependant pas là des raisons suffisantes pour rejeter les conditions générales théoriques de l'hypothèse.

Les données pétrologiques réclament une profondeur de l'ordre de 30 à 40 km pour certaines paragenèses éclogitiques dans les éléments allochtones piémontais s. l. des Alpes occidentales, de la Corse et de la Calabre, ainsi que dans la zone Sesia-Lanzo. On peut cependant abaisser un peu ces chiffres en admettant le concours d'une surpression fluide, développée – il n'est pas mauvais de le souligner – dans un milieu de subduction, non pas en rapport avec le système ouvert de chevauchements superficiels. Une indication en ce sens est fournie par les veines de quartz à minéraux de haute pression (omphacite-

grenat-rutile-glaucophane) qui abondent dans la zone Sesia-Lanzo centro-méridionale et dans la zone Zermatt-Saas.

A côté du métamorphisme et de son gradient, il existe d'autres arguments qui suggèrent l'existence d'importants processus de subduction dans le bassin ophiolitique alpino-apenninique. Un volcanisme trachy-andésitique répandu et le plutonisme péri-adriatique (granodiorites, syénites-monzonites) indiquent qu'une bonne partie de la lithosphère océanique a disparu définitivement en subduction sous la plaque insubrique, en même temps que des lambeaux des marges continentales. Le volcanisme est surtout abondant dans la plaque insubrique, depuis les Alpes jusqu'à la Sicile (L. DEMARCO, 1958; L. OGNIBEN, 1969; G. PICCOLI, 1967; G. PICCOLI et al., 1971; J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1967; P. ELTER et al., 1969; F. BARBERI et al., 1971; G. V. DAL PIAZ et al., 1971; M. BOCCALETTI et al., 1971; H. AHRENDT, 1972; G. V. DAL PIAZ et al., 1972, 1973; B. SCHEURING et al., 1974), etc. On en trouve aussi les traces dans la zone piémontaise (G. V. DAL PIAZ et al., 1973; J. BOCQUET, G. V. DAL PIAZ et al., sous presse). Le retard par rapport à la subduction éoalpine avec lequel cet événement se manifeste peut être dû à plusieurs facteurs: notamment le fait que le processus de subduction peut se dérouler en profondeur d'une façon discontinue, le temps nécessaire pour que des conditions de fusion soient atteintes, et surtout la nécessité que soit rétabli un climat tectonique en nette distension.

La géophysique fournit de précieuses indications sur la disposition actuelle de la croûte continentale et du manteau supérieur (K. FUCHS et al., 1963; P. GIESE, 1968; P. GIESE et al., 1970; C. MORELLI, 1970; M. CHOUDHURI et al., 1971; S. MULLER et M. TALWANI, 1971; S. SCARASCIA et S. COLOMBI, 1971; etc.). Leurs relations complexes dans les Alpes occidentales indiquent que la déformation alpine ne se limite pas à la croûte continentale et qu'il existe une importante composante oblique dans la dynamique de l'orogène alpin, même à grande profondeur. Les coupes de P. GIESE et al. (1970) montrent ce qui reste de la zone de subduction et l'allure du plan de Benioff après les phases de contraction: le plan de Benioff limite le domaine d'existence du métamorphisme éoalpin de haute pression et est incliné vers la plaine du Pô. Il est probable que les phases de compression tertiaires ont accentué son pendage, mais peu plausible qu'elles en aient renversé le plongement.

L'existence de processus de subduction peut encore être indiquée par quelques phénomènes de fluidisation (au sens de REYNOLDS) signalés par R. SACCHI (1971) dans la zone d'Ivrée, dans l'hypothèse où la remontée de gaz dans des conditions explosives est en rapport avec la déshydratation éoalpine des sédiments océaniques en subduction sous la plaque insubrique.

Tous ces éléments montrent que la lithosphère océanique du bassin ophiolitique alpino-apenninique a subi une subduction sous la plaque continentale insubrique (H. P. LAUBSCHER, 1970; 1971; W. G. ERNST, 1971; G. V. DAL

PIAZ et al., 1972). Si on tient compte de l'âge radiométrique de quelques paragenèses de haute pression et du développement du flysch à Helminthoïdes, le processus peut être situé vers le Crétacé supérieur.

Quoiqu'une grande partie de la lithosphère océanique ait probablement disparu dans le manteau, (H. P. LAUBSCHER, 1971), quelques-uns de ses fragments sont conservés dans la cicatrice de la géosuture piémontaise et surtout dans des unités allochtones à direction alpine et apenninique. Quelques-unes montrent un métamorphisme orogénique, d'autres en sont dépourvues. Ce fait et la présence de paragenèses de haute pression et basse température également dans la croûte continentale posent de difficiles problèmes géodynamiques, en partie différents de ceux qui ont été diversement résolus dans d'autres domaines ophiolitiques (H. L. DAVIES, 1970; E. M. MOORES et F. J. VINE, 1971; J. F. DEWEY et J. M. BIRD, 1971; R. G. COLEMAN, 1971, 1972; etc.).

Un processus de subduction, avec disparition définitive en profondeur de tous les matériaux qui l'ont subi, ne justifierait pas la conservation des paragenèses éoalpines de haute pression et basse température. Celle-ci demande une remontée rapide de certains morceaux de la lithosphère océanique et des bordures continentales ayant subi la subduction, avant le rétablissement de l'équilibre géothermique. Ce processus, encore obscur pour l'essentiel, a été reconstitué de différentes manières. W. G. ERNST (1971) suppose une surrection isostatique régionale; G. V. DAL PIAZ et al. (1972) et J. C. HUNZIKER (sous presse) proposent des mouvements surtout obliques qui ont mené, dans des conditions de compression accentuée, à la collision des plaques continentales, à la remontée d'écaïlles du manteau sous-continentale (le « bec d'oiseau » de l'anomalie d'Ivrée), à l'obduction d'ophiolites déjà en facies métamorphique de haute pression et à une première phase de l'empilement des nappes. Un certain nombre d'éléments démontrent que la phase de remontée a bouleversé les isogrades du métamorphisme éoalpin et s'est déroulée, au moins dans certaines régions, avec de fortes composantes rotatoires. Enfin on peut envisager la possibilité que l'évolution de la phase métamorphique éoalpine se soit effectuée sous des régimes thermiques différents pour chaque région, en rapport non seulement avec les conditions physiques initiales, mais aussi avec des vitesses de remontée différentes.

Dans les Alpes H. P. LAUBSCHER (1970) et E. F. OXBURGH (1972) ont proposé des modèles cinématiques de grand intérêt. La paléogéographie et l'évolution structurale du bassin océanique piémontais et des plaques continentales opposées, telles que les a reconstituées H. P. LAUBSCHER, sont convaincantes sous plusieurs aspects essentiels. Une première « polarité » apenninique de certains ensembles ophiolitiques piémontais au Nord de la Doire Baltée se justifie par une superposition inversée par rapport à la paléogéographie du bassin ophiolitique (G. V. DAL PIAZ et al., 1972). L'hypothèse de deux phases distinctes de subduction (H. P. LAUBSCHER, 1970) permettrait de résoudre plusieurs pro-

blèmes, parmi lesquels celui du développement de paragenèses à jadéite-quartz d'âge post-paléocène à la marge interne de la zone briançonnaise, si elles s'avéraient en fait d'âge tertiaire.

Sous le nom de «flake tectonics», E. F. OXBURGH (1972) étend à la croûte continentale alpino-dinarique le modèle géométrique proposé par H. P. LAUBSCHER (1971) pour l'évolution structurale de la lithosphère océanique. Quelques petites modifications en permettraient l'application aux Alpes nord-occidentales: il faudrait supposer un plongement vers le Sud de la zone de Benioff et l'extension des processus de subduction partielle à la partie frontale de la bordure continentale austro-alpine, avant la collision avec la plaque européenne et la formation du «flake». Cette variante pourrait d'ailleurs aussi s'adapter aux Alpes orientales elle-mêmes, si on tient compte de l'important volcanisme vénitien et du métamorphisme de 90-65 m. a. d'une partie de l'Austro-alpin.

Dans le secteur liguro-tyrrhénien l'évolution structurale du bassin ophiolitique a été exposée d'une manière moderne par H. P. LAUBSCHER (1971) et par M. BOCCALETTI et al. (1971). D'après le premier, alors qu'une grande partie de la lithosphère océanique descendait sous la plaque continentale insubrique, un mince fragment s'en serait détaché et aurait chevauché vers l'Est, restant à un niveau superficiel. Les seconds proposent par contre deux phases distinctes de subduction: une première contraction océanique, avec subduction dirigée vers l'Est, aurait eu lieu entre l'Albien-Cénomaniens et l'Eocène, en même temps que les premiers plissements à polarité alpine. Dans un second temps la partie externe du bassin aurait été impliquée dans un deuxième processus de subduction plongeant en sens opposé, qui se serait poursuivi par la mise en place des unités ophiolitiques à polarité apenninique.

Ces deux modèles peuvent s'utiliser aussi pour interpréter le développement des paragenèses de haute pression et de basse température. En effet on peut supposer que quelques fragments de méta-ophiolites se sont détachés à des niveaux de pression adéquats de la zone de subduction éoalpine et ont subi une obduction avant que les paragenèses éclogitiques ou autres n'aient été effacées par le retour de l'équilibre géothermique. Le processus a des caractères convergents et semble localisable surtout dans une bande occidentale restreinte de la grande zone de Benioff où les processus de subduction commençaient probablement à s'estomper ou étaient depuis peu terminés.

La différenciation qui apparaît dans le bassin ophiolitique alpino-apenninique est un événement surimposé, lié à une distribution inégale de la phase tectonique et métamorphique éoalpine. Son secteur oriental, qui se retrouve partiellement dans les unités allochtones ligures, est constamment resté à des étages superficiels, c'est-à-dire dans un milieu de température très basse, qu'on le considère soit comme surtout autochtone, soit comme essentiellement allochtone déjà au Crétacé supérieur. La partie centro-occidentale de la lithosphère océanique a définitivement disparu en subduction et a participé au développement du

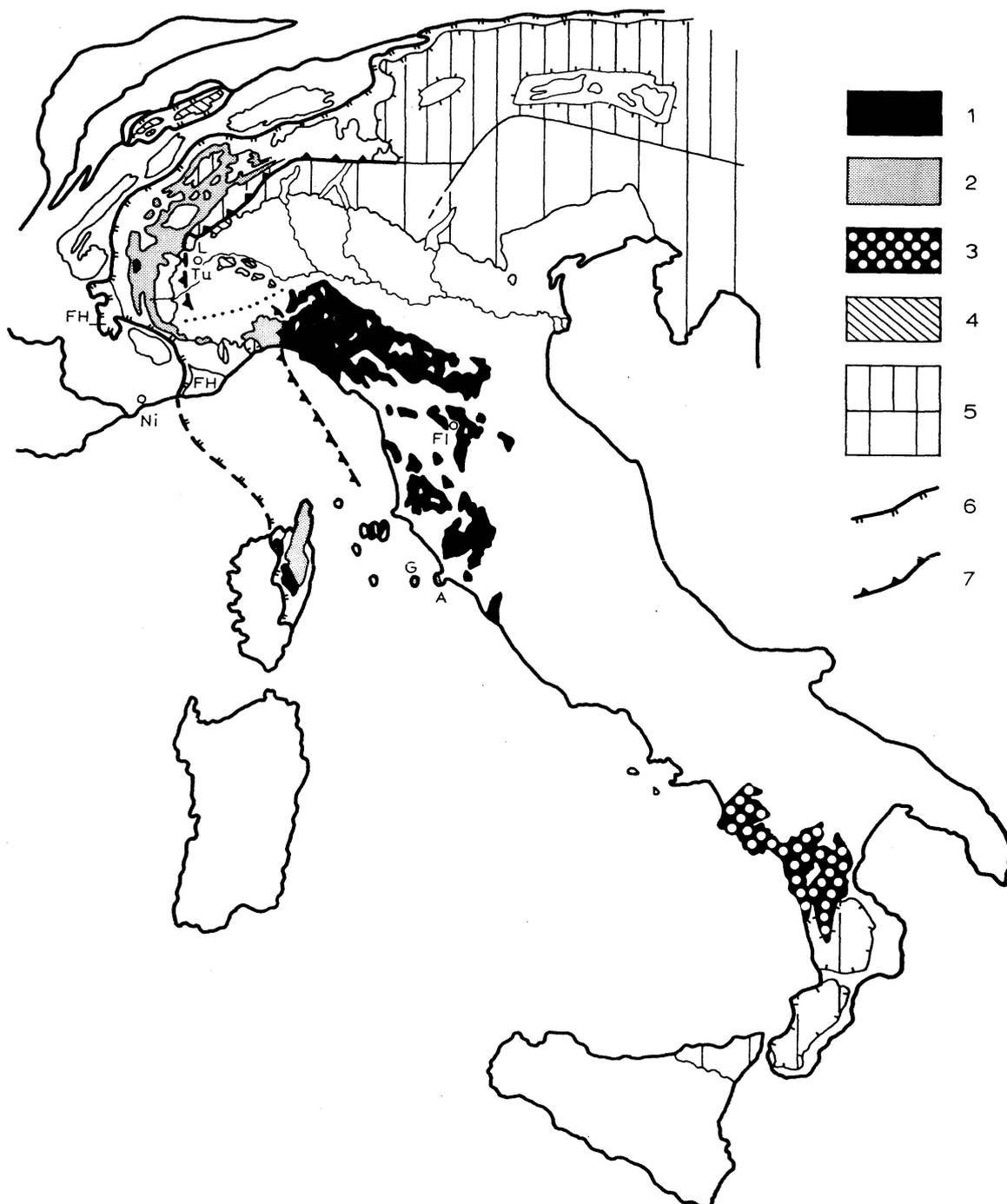


Fig. 1. *Distribution des ensembles ophiolitiques allochtones entre les Alpes occidentales et la Calabre*

- 1 Ensembles ophiolitiques ligures, en général dépourvus du métamorphisme orogénique alpin.
 - 2 Ensembles des Schistes lustrés à roches vertes piémontais et corses; calcschistes, métagabbros et metabasaltes à glaucophane-lawsonite emballés dans le Verrucano de la Série toscane (A: promontoire de l'Argentario; G: promontoire del Franco dans l'île del Giglio).
 - 3 Ensembles ophiolitiques en faciès métamorphique et non métamorphique de Calabre.
 - 4 Ensembles de type ligure externe, provenant de bassins à substratum continental (Monferrat, zone du Canavese, nappe de la Simme).
 - 5 Austro-alpin (lignes serrées); zone insubrique et nappes calabraises (lignes lâches).
 - 6 Front pennique.
 - 7 Limite interne du métamorphisme orogénique alpin = cicatrice du plan de Benioff de la phase éocalpine de subduction.
- FH Flysch à Helminthoïdes de San Remo et de l'Embrunais-Ubaye.
 L Lherzolites tectono-métamorphiques de Lanzo (écaille de manteau sous-continentale).

magmatisme trachy-andésitique. Quelques fragments de la zone de subduction sont remontés en surface; les paragenèses de haute pression et basse température s'y sont ainsi conservées. La bordure occidentale du bassin piémontais, avec son substratum de croûte continentale amincie, a échappé au processus de subduction, de même que les unités ligures. Elle a tout au plus pu être soumise à un faible métamorphisme éoalpin d'enfouissement provoqué par le flysch à Helminthoïdes ou par d'autres ensembles.

Après une période de calme orogénique relatif, l'évolution structurale des Alpes et de l'Apennin reprend avec les phases post-paléocènes. La mise en place des nappes s'y conclut et le deuxième épisode métamorphique s'y développe avec des caractères barroviens prédominants, quoiqu'il ait pu débiter avec des paragenèses à glaucophane II \pm lawsonite II \pm albite. Les paragenèses à jadéite-quartz de la zone Briançonnaise interne pourraient suggérer l'existence de nouveaux processus de subduction (quoique de type particulier), situés dans la plaque européenne, du côté externe par rapport à la cicatrice de la zone de Benioff éoalpine.

Remerciements. Je suis vivement reconnaissant à P. Bearth, J. Bocquet, J. C. Hunziker, P. Passerini, G. Piccarreta, P. Scandone et G. Zanzucchi, qui ont bien voulu relire et discuter ce texte.

Bibliographie

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P., SAGRI, M. et SESTINI, G. (1970): Development of the Northern Apennines Geosyncline. *Sed. Petrol.* 4.
- AHRENDT, H. (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.* 11.
- BALDACCI, F. et CERRINA FERRONI, A. (1971): Sul significato delle ofioliti metamorfiche nelle formazioni detritiche triassiche (Verrucano) in rapporto all'evoluzione embrionale della geosinclinale appenninica. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem.*, 78, 25-39.
- BARBERI, F., INNOCENTI, F. et RICCI, C. A. (1971): Il magmatismo nell'Appennino centro-settentrionale. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 27, 169-210.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *SMPM* 38, 363-373.
- (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *SMPM* 39, 267-286.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *SMPM* 42, 127-137.
- (1967): Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 132.
- (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. *SMPM* 53, 299-334.
- BOCCALETTI, M., ELTER, P. et GUAZZONE, G. (1971): Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature* 234, 108-111.

- BOCQUET, J. (1971): Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.* 64, 71–103.
- (1974): Blue amphiboles of the Western Alps. Chemistry and physical characters. *SMPM* 54, 425–448.
- BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., MARTINOTTI, G. et PECHER, A. (sous presse): Carte zonéographique d'Europe et notes explicatives, Alpes occidentales. Unesco, Paris, Leiden.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J. C. et KRUMMENACHER, D. (sous presse): K-Ar and Rb-Sr radiometric dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Petr. Min.*
- BORTOLAMI, G. et DAL PIAZ, G. V. (1970): Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (prov. Torino). *Mem. Soc. It. Sc. Nat.* 18, 125–169.
- BRACE, W. F., ERNST, W. G. et KALLBERG, R. W. (1970): An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 1325–1338.
- BROUWER, H. A. et EGELER, C. G. (1952): The glaucophane facies metamorphism in the Schistes lustrés nappe of Corsica. *Verh. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.* 48.
- CHINNER, G. A. et DIXON, J. E. (1973): Some high-pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais, Switzerland. *J. Petrol.* 14, 185–202.
- CHOUDHURI, A., GIESE, P. et VISENTINI, G. (1971): Crustal structure of the Alps. Some general features from explosion seismology. *Boll. Geof. teor. appl.* 13, 51–52 and 211–240.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURG, E. R. et WRIGHT, R. C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. *Jb. Geol. B.-A., Wien* 114.
- COLEMAN, R. G. (1971): Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76, 1212–1222.
- (1972): Blueschist metamorphism and plate tectonics. *Intern. Geol. Congr. Montreal* 2, 19–26.
- COLEMAN, R. G. et LANPHERE, M. A. (1971): Distribution and age of highgrade blueschist, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 2397–2412.
- COMPAGNONI, R. et MAFFEO, B. (1973): Jadeite-bearing metagranites l. s. and related rocks in the M. Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone – Western Italian Alps). *SMPM* 53, 355–378.
- COMPAGNONI, R. et LOMBARDO, B. (sous presse): The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*
- DAL PIAZ, G. V. (1928): Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* 7.
- DAL PIAZ, G. V. (1971a): Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. *Rend. Soc. It. Min. Petr.* 27, 437–477.
- (1971b): Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. *Boll. Ass. Mineraria Subalpina* 8, 365–388.
- (sous presse): Le métamorphisme alpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (I^{re} partie: considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. Geol. It.* 93.
- DAL PIAZ, G. V., GOSSO, G. et MARTINOTTI, G. (1971): La II Zona Diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la valle d'Ayas (Alpes occidentales). *Mem. Soc. Geol. It.* 10, 257–276.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. et MARTINOTTI, G. (1972): La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 433–460.

- (1973): Excursion to the Sesia-Zone of the Schweizerische Mineralogische-petrographische Gesellschaft, 30 Sept.—3 Oct. 1973. SMPM 53. 477–490.
- DAVIES, H. L. (1971): Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. Austral. Bur. Min. Res. Bull. 128.
- DEMARCO, L. (1958): Su alcuni filoni lamprofirici radioattivi del complesso Sesia-Lanzo. Studi Ricerche Div. Geomineraria CNR 1.
- DE ROEVER, E. W. (1972): Lawsonite-albite facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects. GUA 1, Thèse, Amsterdam.
- DEWEY, J. C. et BIRD, J. M. (1971): Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. J. Geophys. Res. 76, 3179–3206.
- DIETRICH, D. et SCANDONE, P. (1972): The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. Atti Acc. Pontaniana, Napoli 21.
- DUBOIS, R. (1970): Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. 12, 221–254.
- EGELER, C. G. (1956): The Alpine metamorphism in Corsica. Geol. en Mijn. 18, 115–118.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. expl. Carte géol. France.
- ELTER, P., GRATZIU, C., MARTINI, J., MICHELUCCI, M. et VUAGNAT, M. (1969): Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriagnacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suissees. C. R. Soc. Phys. His. Nat. Genève 4, 150–156.
- ERNST, W. G. (1971): Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contr. Min. Petrol. 34, 43–59.
- (1972): CO₂ – poor composition of the fluid attending Franciscan and Sangabawa low-grade metamorphism. Geoch. Cosmoch. Acta 36, 497–504.
- (1937a): Blueschist metamorphism and P-T regime in active subduction zones. Tectonophys. 17, 255–272.
- (1973b): Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 2053–2088.
- FERRARA, G., LEDENT, D. et STAUFFER, H. (1958): L'età delle mineralizzazioni uranifere nelle Alpi Occidentali. Studi Ricerche Div. Geomin. CNR I.
- FRANCHI, S. (1896): Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario. Boll. Soc. Geol. It. 15, 169–181.
- (1897): Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a lawsonite. Boll. Soc. Geol. It. 16, 73–76.
- FRY, N. et FYFE, W. S. (1971): On the significance of the eclogite facies in Alpine metamorphism. Verh. Geol. B.-A., 257–265.
- FUCHS, K., MÜLLER, S., PETERSCHMITT, E., ROTHE, J. P., STEIN, A. et STROBACH, K. (1963): Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionseismischen Messungen. Gerl. Beitr. Geophys. 72, 149–169.
- GALLI, M., BEZZI, A., PICCARDO, G., CORTESOGNO, L. et PEDEMONTE, L. M. (1972): Le ofioliti dell'Appennino ligure: un frammento di crosta-mantello «oceanici» dell'antica Tetide. Mem. Soc. Geol. It. 11, 467–502.
- GHEENT, E. D. et COLEMAN, R. G. (1973): Eclogites from Southwestern Oregon. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 2471–2488.
- GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. SMPM 48, 261–284.

- GIESE, P., GÜNTHER, K. et REUTTER, K. J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 120, 151–195.
- GIGLIA, G. (1967): Geologia dell'alta Versilia settentrionale (Tav. M. Altissimo). *Mem. Soc. Geol. It.* 6.
- GIGLIA, G. et RADICATI, F. (1970): K-Ar Age of Metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany). *Boll. Soc. Geol. It.* 89, 485–497.
- GOTTARDI, G. (1957): Su alcune rocce metamorfiche del Monte Argentario. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem.* 64, 88–119.
- GUITARD, G. et SALIOT, P. (1971): Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 94, 507–523.
- HACCARD, D., LORENZ, C. et GRANDJACQUET, C. (1972): Essai sur l'évolution tectono-génétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.* 11, 309–341.
- HOFFMAN, C. (1970): Die Glaukophangesteine, ihre stofflichen Äquivalente und Umwandlungsprodukte in Nordecalabrien (Südtalien). *Contr. Min. Petrol.* 27, 283–320.
- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 63, 151–161.
- (1971): Rb-Sr and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Abstracts ELOG 1, Ann. Soc. Géol. Belgique* 94, 116–117.
- (sous presse): Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*.
- JÄGER, E. (1970): Rb-Sr Systems in different degrees of metamorphism. *Eclogae Geol. Helv.* 63.
- (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.* 66, 11–21.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. et WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 134.
- KIENAST, J. R. (1973): Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés-ophiolites» du val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sc. Paris* 276 (D), 2621–2624.
- LAMBERT, R. St. J. (1970): A potassium-argon study of the margin of the Tauernfenster at Dollach, Austria. *Eclogae Geol. Helv.* 63, 197–205.
- LAUBSCHER, H. P. (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *SMPM* 50, 565–596.
- (1971): The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines, and its palinspastic implications. *Amer. J. Sci.* 271, 193–226.
- LAZZAROTTO, A., MAZZANTI, R. et MAZZONCINI, F. (1964): Geologia del Promontorio Argentario (Grosseto) e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio). *Boll. Soc. Geol. It.* 83, 1–124.
- LEFEVRE, R. et MICHARD, A. (1965): La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 88, 664–677.
- LIBORIO, G. et MOTTANA, A. (1973): I carbonati dei calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine. *Rend. Soc. It. Min. Petr.* 29, 43–80.
- LORENZONI, S. (1965): Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova* 25.
- MARTINI, J. (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *SMPM* 52, 257–275.

- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1967): Considérations sur le volcanisme postophiolitique dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundsch.* 57, 264–276.
- MOORES, E. M. et VINE, F. J. (1971): The Troodos Massif, Cyprus, and the other ophiolites as oceanic crust, evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*
- MORELLI, C. (1970): Physiography, Gravity and Magnetism of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geol. teor. appl.* 12, 275–309.
- MOTTANA, A. (1972): Eclogite occurrences in gneiss as indicators of a Caledonian high-pressure metamorphism in the Western Alps. *Intern. Geol. Congr. Montreal 2*, 35–41.
- MÜLLER, K. (1973): Das Randcenoman der nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. *Geol. Rundsch.* 62.
- MÜLLER, S. F. et TALWANI, M. (1971): A crustal section across the Eastern Alps based on gravity and seismic refraction data. *Pageoph.* 85, 226–239.
- NARDI, R. (1968): Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità delle Alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. It.* 7, 323–344.
- NETELBEEK, TH. A. F. (1951): Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza. *Geol. Inst. Med. Amsterdam* 182.
- NICOLAS, A. (1966): Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse, Nantes.
- (1969): Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). *SMPM* 49, 359–377.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J. L. et BOUDIER, F. (1972): Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolites de Lanzo (Alpes piémontaises) Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophys.* 14, 143–171.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16–26.
- ONBERHAUSER, R. (1964): Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit. *Verh. Geol. B.-A., Wien.*
- OGNIBEN, L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.* 8.
- ONBURGH, E. R. (1972): Flake tectonics and continental collision. *Nature* 239, 202–204.
- ONBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. et SIMONS, J. Q. (1966): K-Ar age studies across the south-east margin of the Tauern-Window, the Eastern Alps. *Verh. Geol. B.-A., Wien.*
- ONBURGH, R. E. et TURCOTTE, D. L. (1971): Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *J. Geophys. Res.* 76, 1315–1327.
- PASSERINI, P., GIANELLI, G., BORTOLOTTI, V. et ABBATE, E. (1973): Major structural events related to ophiolite emplacement in the Tethys belt. Symp. "Ophiolites in the Earth's crust", abstracts, Moscow.
- PICCARRETA, G. (1972): Presenza di lawsonite e di pumpellite negli schisti verdi affioranti tra il M. Reventino e Falerna (Calabria). *Periodico Miner.* 41, 153–161.
- PICCARRETA, G. et ZIRPOLI, G. (1969): Le rocce verdi del Monte Reventino (Calabria). *Boll. Soc. Geol. It.* 88, 469–488.
- PICCOLI, G. (1967): Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova* 26.
- PICCOLI, G., CETTO, C. et BROSEGHINI, E. (1971): Le formazioni vulcaniche terziarie del Trentino centrale e occidentale. *Studi trentini Sc. Nat.* 8, 119–135.
- VAN DER PLAS, L. (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). *Leidse Geol. Meded.* 24.

- QUITZOW, H. W. (1935): Diabas-Porphyrite und Glaucohangesteine in der Trias von Nordkalabrien. *Nach. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., N.F.* 1, 83–118.
- RAGUIN, E. (1925): Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacés dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Pâquier, près de la Grande Motte (Savoie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 726–728.
- RICCI, C. A. (1968): Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle Serie a facies toscana. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.* 75, 1–67.
- SACCHI, R. (1971): Fluidization phenomena in the southern Alps basement. *Boll. Soc. Geol. It.* 90, 271–281.
- SALLOT, P. (1973): Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sc. Paris, D 276*, 3081–3084.
- SCARASCIA, S. et COLOMBI, S. (1971): Interpretazione preliminare del profilo sismico a rifrazione profonda in Calabria. *Lab. Geofis. Litosfera CNR*, 1–35.
- SCHEURING, G. AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. et ZINGG, A. (sous presse): Palaeobotanical and geochronological evidence for the Alpine age of the metamorphism in the Sesia Zone. *Geol. Rundsch*, 1974.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. et GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges. *Ecolgae Geol. Helv.* 60, 529–536.
- STEEN, D. M. (1972): Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la haute Ubaye (Basses-Alpes, France). *Mém. Dépt. Minéral. Univ. Genève*.
- TAYLOR, H. P. et COLEMAN, R. G. (1968): O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 1727–1756.
- TOLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. Denticke, Wien.
- VELDE, B. et KIENAST, J. R. (1973): Zonéographie du métamorphisme de la zone Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises): étude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sc. Paris 276*, 1801–1804.
- VIALON, P. (1966): Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Thèse, *Trav. Lab. Géol. Grenoble, Mém.* 4.
- VIALETTE, Y. et VIALON, P. (1964): Etude géochronologique de quelques micas des formations du Massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand* 25, 91–99.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklase. *SMPM* 42, 139–152.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose in Lepontin. *Fortschr. Min.* 47, 34–51.
- WETZEL, R. (1972): Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone (Monte-Rosa-Decke). *SMPM* 52, 161–236.

Manuscrit reçu le 30 janvier 1974.