

I. LES CONNAISSANCES GÉOPHYSIQUES SUR LE SUD-EST DE LA FRANCE. IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

Cette introduction géophysique relative au SE de la France, de la bordure orientale du Massif Central à la plaine du Pô et du Jura-plaine de la Bresse à la côte méditerranéenne, a pour but de rassembler en un résumé synthétique les connaissances actuelles sur cette région et d'en suggérer quelques conséquences tectoniques.

A. GRAVIMÉTRIE ET STRUCTURE PROFONDE

Connu depuis plus de 25 ans, le champ de pesanteur des Alpes occidentales définit deux régions distinctes (voir fig. 1) : la région française où les anomalies de Bouguer décroissent régulièrement depuis la vallée du Rhône et la Provence (-20 à -40 mGal) lorsqu'on se rapproche des hauts sommets vers l'Est ou qu'on s'éloigne de la mer Méditerranée vers le Nord, le minimum atteignant -160 mGal dans la zone briançonnaise. Les anomalies isostatiques (modèle d'Airy, 30 km) y sont très faibles et voisines de zéro (± 20 mGal); le passage à la région italienne est marqué au contraire par une brusque augmentation du champ de pesanteur; les anomalies de Bouguer deviennent positives le long d'une bande arquée, bien que non uniforme, d'environ 200 km de longueur et de 15 km de largeur, s'étendant depuis la région de Cuneo jusqu'au lac Majeur. Cette anomalie positive connue sous le nom « d'anomalie d'Ivrea » a son axe situé en bordure de la dépression du Pô. Elle atteint son maximum (20-60 mGal) dans la partie centrale, à l'aplomb de la zone de Sesia-Lanzo. L'anomalie isostatique y est évidemment fortement positive (maximum de 150 mGal). Ces anomalies ainsi que leur gradient très élevé ont été interprétées comme la présence d'un matériau de forte densité ($3,2$ g/cm³) entre la surface et une profondeur de 20 km ou plus. Elles doivent être mises en relation avec l'abondance de roches vertes (péridotites, ...) en affleurement ou en profondeur. Cette configuration des anomalies gravimétriques des Alpes occidentales, avec des variations aussi importantes sur des distances relativement faibles, trouve aisément une explication lorsqu'on considère la structure profonde de la croûte et du manteau supérieur.

Depuis 1956, de nombreux sondages sismiques profonds ont été effectués dans les Alpes occidentales, que ce soit le

long de l'anomalie gravimétrique d'Ivrea, dans les massifs cristallins externes, ou sur la bordure de l'arc alpin, en direction de la vallée du Rhône ou de la mer Méditerranée. Dans de nombreux cas cependant, l'interprétation détaillée des observations a été rendue difficile par suite de l'influence de fortes variations latérales des vitesses, là où les profils sismiques coupaient transversalement les unités géologiques. Plus récemment, en 1975, la réalisation d'un sondage sismique profond plus serré, ALP 75, s'étendant depuis le massif des Bauges jusqu'à la Hongrie, et l'utilisation de méthodes d'interprétation bidimensionnelles permettaient de différencier la structure intracrustale sous les chaînes subalpines septentrionales et sous la partie interne de l'arc alpin. Une synthèse de tous ces résultats permet de diviser la structure profonde des Alpes occidentales en trois zones :

1. La zone d'Ivrea

C'est la partie interne de l'arc alpin caractérisée par une forte anomalie gravimétrique positive. Les profils sismiques réalisés dans l'axe de cette anomalie ont mis en évidence la présence d'un matériau de forte vitesse (7,3 km/s) vers 11 km de profondeur au Sud du corps d'Ivrea, mais vers 6 km seulement au NNW. La présence d'un tel matériau à des profondeurs si faibles a été interprété comme une remontée du manteau supérieur sous le bord oriental de la zone Sesia, ce manteau « anormal » pouvant être relié directement à la zone de transition croûte-manteau et le manteau supérieur sous la partie occidentale de la plaine du Pô. Vers l'ouest, le Moho, frontière entre la croûte et ce manteau anormal, plonge fortement jusque vers 25-30 km de profondeur (fig. 2). Une interprétation peut être proposée pour expliquer cette structure. Elle consiste à envisager la structure d'Ivrea comme la superposition de trois ensembles. Le premier, le plus élevé et le plus oriental, est une lame du manteau supérieur anormal appartenant à la lithosphère italienne ou sud-alpine, lame d'ailleurs elle-même écaillée et replissée par la suite (fig. 2 et 5). Cet ensemble chevauche vers le nord-ouest une unité du manteau supérieur qui s'enfoncé vers l'ouest et qui appartient à la marge amincie de la lithosphère européenne. Enfin, ce deuxième domaine chevauche vers l'ouest un panneau de croûte continentale : ce chevauchement est donc l'expression d'un clivage affectant la lithosphère européenne.

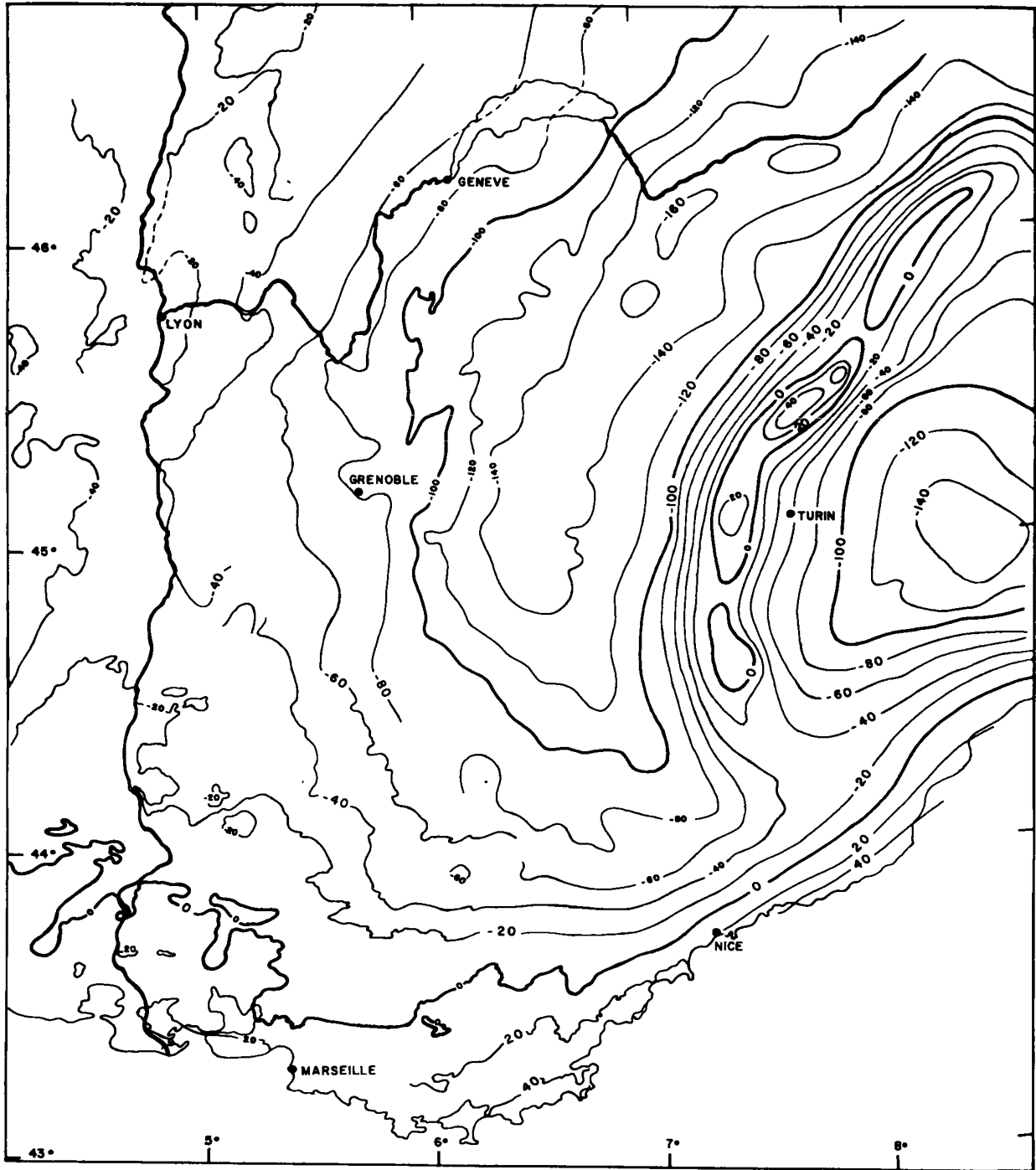


Fig. 1.
Carte gravimétrique de la région occidentale des Alpes (en milligals).

Gravimetric map of western Alpine region (in mGal).

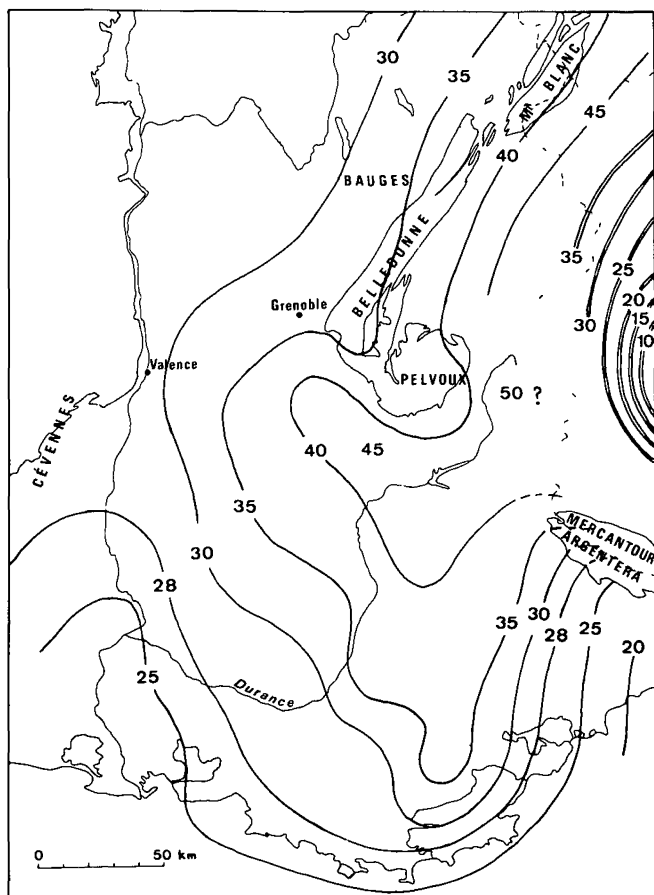


Fig. 2.

Carte de la profondeur de la surface de Mohorovicic dans les Alpes occidentales en (kilomètres). Les doubles traits correspondent au « Corps d'Ivrea » (voir coupe figure 5).

Map of depth of Mohorovicic surface in western Alps (in km). Double lines indicate the « Ivrea body » (see section Figure 5)

2. La zone du Briançonnais et les massifs cristallins externes

Ils sont caractérisés par une forte anomalie de Bouguer négative. La croûte qui surmonte un manteau supérieur normal est très épaisse bien que son épaisseur maximale (50 km ?) soit observée sous le Briançonnais central qui peut ainsi être considéré comme la racine occidentale des Alpes, et non sous les massifs les plus élevés. La profondeur du Moho est de 25, 35, 38, 40 km sous les massifs du Mercantour, de Belledonne, du Mont-Blanc et du Pelvoux, respectivement. Dans le domaine du NW, le Moho plonge fortement depuis une profondeur de 25 km sous la zone cristalline interne jusqu'à 38 km sous le massif de l'Aar. La courbure de la zone d'épais-

seur de croûte maximale est cependant différente de celle de l'arc briançonnais, au Nord et au Sud.

3. Vers l'Ouest et le Sud de l'Arc alpin occidental

Ici, la croûte s'amincit pour atteindre une épaisseur de 29 km sous la vallée du Rhône et de 26 km près de la côte méditerranéenne. Dans ces régions, la structure de la croûte est aussi caractérisée par des sédiments très épais, souvent plissés (8 à 10 km sous le Vercors, par exemple) et l'absence de zone à moindre vitesse dans la partie inférieure de la croûte supérieure, contrairement à ce qu'on observe plus à l'est sous l'axe des Alpes (fig. 3) où une zone à inversion de vitesse (vitesse de 5,7 km/s en moyenne) semble être bien développée entre 10 et 30 km de profondeur. La structure de la croûte inférieure n'est pas connue, mais la faible valeur (6,1 km/s) de la vitesse moyenne à l'intérieur de la croûte semble suggérer une croûte inférieure peu épaisse avec toutefois un épaississement sous la vallée du Rhône et la partie orientale du Massif Central. Des sondages sismiques profonds réalisés dans ces régions donnent des épaisseurs de la croûte identiques à celles déduites des profils alpins. Mais l'amincissement de la croûte au SE du Massif Central n'affecte que la croûte supérieure, la croûte inférieure gardant une épaisseur à peu près constante.

B. STRUCTURE DU SOCLE ANTÉ-TRIASIQUE ET CONSÉQUENCES TECTONIQUES

L'organisation des bassins de sédimentation et celle des structures superficielles d'origine tectonique, peuvent être partiellement définies grâce à la reconnaissance de l'épaisseur totale des sédiments (plissés ou non) qui recouvrent le socle dans le SE de la France. La couverture sédimentaire prise en compte ici est celle qui est postérieure au Trias. Le socle représente donc à la fois un substratum de roches cristallines (comparables à celles du Massif Central et qui affleurent par exemple dans les massifs cristallins externes : Mont-Blanc-Aiguilles Rouges, Belledonne, Pelvoux, Argentera-Mercantour) et les sédiments antérieurs au Trias (essentiellement Permo-Carbonifère) qui peuvent très probablement, au moins localement, s'y intercaler.

Une étude détaillée des anomalies de propagation des ondes sismiques P s'étant propagées dans la partie superficielle de la croûte et enregistrées le long de plusieurs profils dans le sud-est de la France a été faite en corrélation avec les données des forages profonds. Cette étude a permis de définir une carte isobathe du socle anté-triasique qui donne une idée générale de la forme du substratum des sédiments alpins. Plusieurs faits généraux peuvent en être déduits (fig. 4) :

— l'existence d'une fosse profonde de 6 à 8 km orientée NE-SW bordant au SE un plateau analogue au Massif Central

à partir de la région de Valence en direction du Mont Blanc, et qui prolonge les failles bordières du Massif Central (Cévennes).

— un assez fort enfoncement du socle depuis le bas-Dauphiné (2 km) en direction des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux avec une profondeur maximale de 8 km sous le Vercors, les sédiments étant pincés entre le socle de Belledonne et celui du Vercors.

— une nette distinction entre les domaines à socle peu profond ou affleurant, plus rapide et plus rigide (massifs cristallins externes, Maures, Estérel, Champsaur et Ubaye) et les domaines à socle profond, plus lent mais plus déformable (domaine vocontien, région de Castellane) qui sont séparés par une zone limite également NE-SW, laquelle aurait fonctionné à plusieurs reprises en zone de décrochement avec découpage du socle en amygdales lors du jeu de ces accidents qui prolongent les failles du Massif Central.

Parallèlement, la détermination de l'épaisseur de la partie cristalline de la croûte, c'est-à-dire depuis la surface du socle jusqu'au Moho, montre également l'existence d'un axe NE-

SW s'étendant depuis Valence jusqu'au Mont Blanc et séparant les massifs subalpins du Nord, où la croûte est plus mince, d'une zone située sous les massifs cristallins externes où la croûte est plus épaisse d'une dizaine de kilomètres.

Ces données peuvent être interprétées en les comparant aux caractères de la sédimentation mésozoïque. Le caractère de plate-forme des dépôts situés au NW de la fosse Valence-Mont Blanc s'oppose à celui du bassin, de même orientation NE-SW qui est au Sud. Mais il faut distinguer là des zones à socle rigide et des zones à socle plus déformable. Dans celles-ci, la subsidence a été la plus active. Le canevas alpin, au moment de la création des bassins, devait être conditionné par des comportements différents du socle : zones hautes relatives à socle rigide-rapide et zones en subsidence plus forte à socle déformable-lent.

Ultérieurement, lors des déformations alpines, les limites entre bassins très subsidents et zones hautes (préalablement faillées ou non lors de la période d'expansion) ont été probablement les lignes de départ de chevauchements. L'épaississement brutal de la croûte sous les massifs cristallins externes

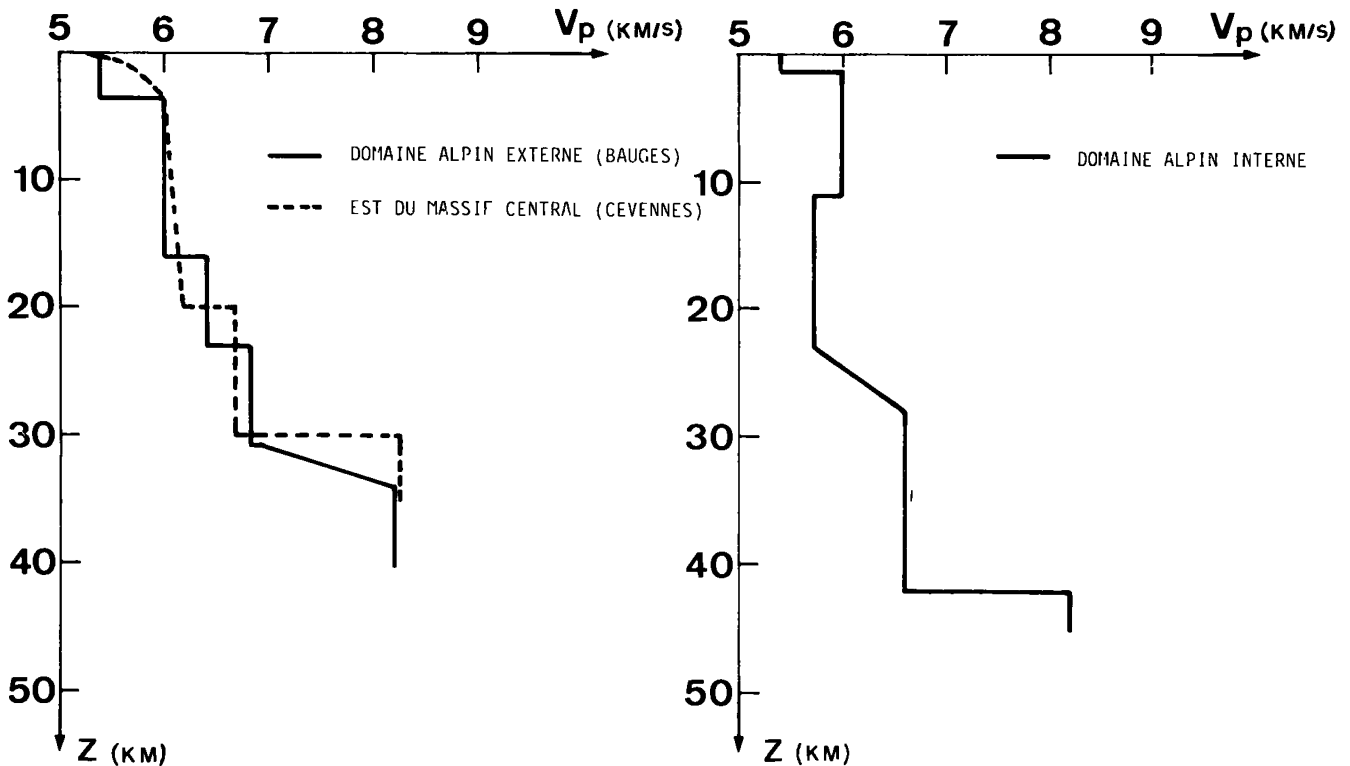


Fig. 3.

Lois de vitesse comparées des ondes P dans le domaine alpin proprement dit (au SE d'une ligne Valence-Mont Blanc) et sous les Cévennes ou le domaine alpin externe (Bauges).

Comparative velocity of P waves in the Alpine domain in strict sense (SE of Valence-Mont Blanc line) and under Cévennes or outer Alpine domain (Bauges).

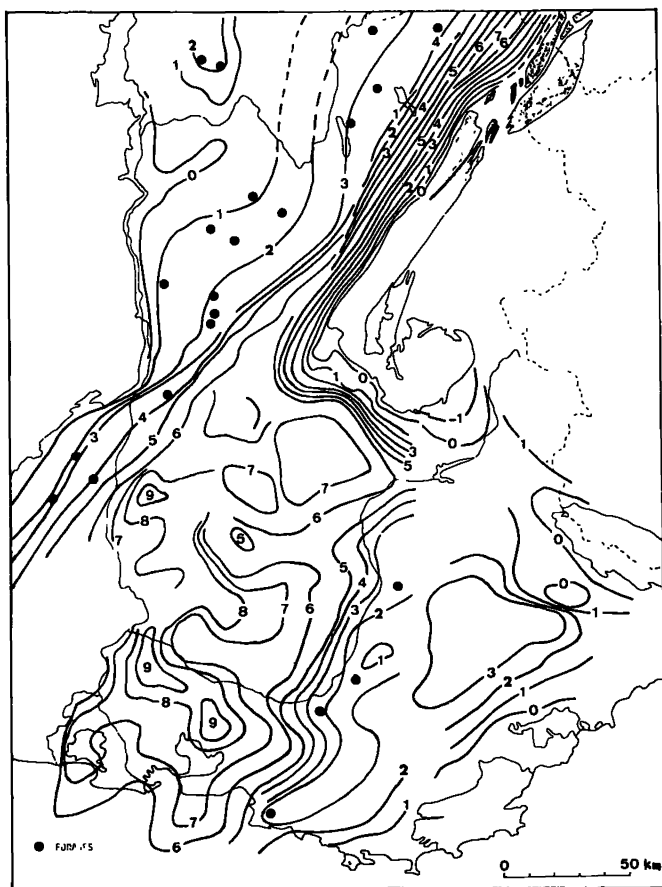


Fig. 4.

Profondeur (en km) du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. Les points indiquent les forages ayant atteint la base du Trias (d'après G. Ménard, 1979).

Depth (in km) of Pre-Triassic basement in SE of France. The points indicate drillings which reached the Triassic base (according to G. Menard, 1979).

suggère que ces chevauchements sont profonds et se prolongent loin dans le domaine alpin. Des écaillages, où le socle cristallin chevauche vers le NW des portions de sa couverture, peuvent fournir l'explication de cette surépaisseur de croûte. Cette interprétation tient compte également d'une déformation interne non négligeable du socle et du découplage de celui-ci en deux niveaux sur une surface située environ à 10-12 km de profondeur.

En effet, l'interprétation des données de la partie occidentale du profil ALP 75 intéressant une zone s'étendant des Bauges jusqu'au massif du Mont-Blanc, a montré que la structure de la croûte était totalement différente sous les chaînes subalpines septentrionales où la limite entre la croûte supérieure et inférieure est, avec de forts pendages, très irrégulière

alors que le Moho ne présente pas le même caractère, et sous la partie plus interne de l'arc (domaine pennique) où une stratification n'apparaît pas clairement bien qu'une zone de transition à fort gradient de vitesse située entre 20 et 30 km de profondeur semble différencier la partie supérieure et inférieure de la croûte. Mais les deux domaines se différencient également par la présence d'une zone à moindre vitesse entre 11 et 23 km de profondeur, sous la partie interne de l'arc seulement. L'existence d'une telle zone rendue possible par la fusion partielle de la croûte supérieure « granitique » ou par des phénomènes de superplasticité et d'hydratation, permet d'envisager un chevauchement crustal des chaînes subalpines qui se ferait de manière quasi-plastique.

Le clivage profond ainsi mis en évidence peut être comparé à un niveau de décollement à l'intérieur du socle « granitique ». C'est sur cette discontinuité que glisserait l'horizon supérieur, avec une évolution, dans les parties frontales (au NW), en « faille listrique » remontant vers la surface à la suite de blocages. Au niveau du contact socle-couverture, ce chevauchement peut aisément se poursuivre par un nouveau décollement, plus superficiel, qui peut à son tour évoluer, vers le haut et vers l'avant, avec les mêmes modalités. Ainsi chevauchements internes et profonds seraient anciens, et se poursuivraient en des temps plus récents par des homologues plus externes, les relais étant assurés à différents niveaux possibles de décollement dans la couverture (horizons argileux ou marneux de la série) (1).

Cette interprétation est retenue sur une transversale passant par Belledonne (fig. 5). La discontinuité profonde (zone à moindre vitesse des domaines alpins) permettrait une transla-

1. Cette évolution est comparable à celle qui est décrite au front oriental des Montagnes Rocheuses canadiennes. Les décollements à la limite socle couverture, ou à chaque niveau « faible », et sur lesquels s'initient les glissements, sont les « flats ». Vers l'avant, le glissement se poursuit en failles inverses concaves vers le haut et en chevauchements : ce sont les « rampes frontales » ou les failles listriques. Les chevauchements s'amortissent latéralement soit par des plis courbes soit par des « rampes latérales », orientées sensiblement comme la direction de transport, mais à déversement apparent plus ou moins oblique par rapport à celle-ci.

Dans les Alpes occidentales, où le mouvement se fait vers le NW, les rampes frontales correspondraient à la façade NW de l'arc (alignement Belledonne-Mont Blanc), les rampes latérales à celles du SW (alignement Pelvoux-Argentera-Mercantour). Le clivage initial (flat) serait situé à l'intérieur du socle cristallin antéalpin où une zone à moindre vitesse sismique serait le niveau de découplage entre deux horizons. La translation vers le NW s'accompagnerait d'une rotation antihoraire, accordée à l'arcature de la chaîne à l'Ouest du bassin du Pô.

Sur le terrain, la rotation se traduit par une contraction plus importante des couvertures face au Mont Blanc que plus au Sud, face à Belledonne et par la présence de décrochements qui rattrapent la translation différentielle. Sur la façade SW, cela se traduit par des déversements vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Ainsi, la courbure des structures à l'extrémité sud de Belledonne apparaît comme l'ébauche d'une déformation dont un stade plus évolué est représenté par l'arc plus interne (plus ancien) du Briançonnais.

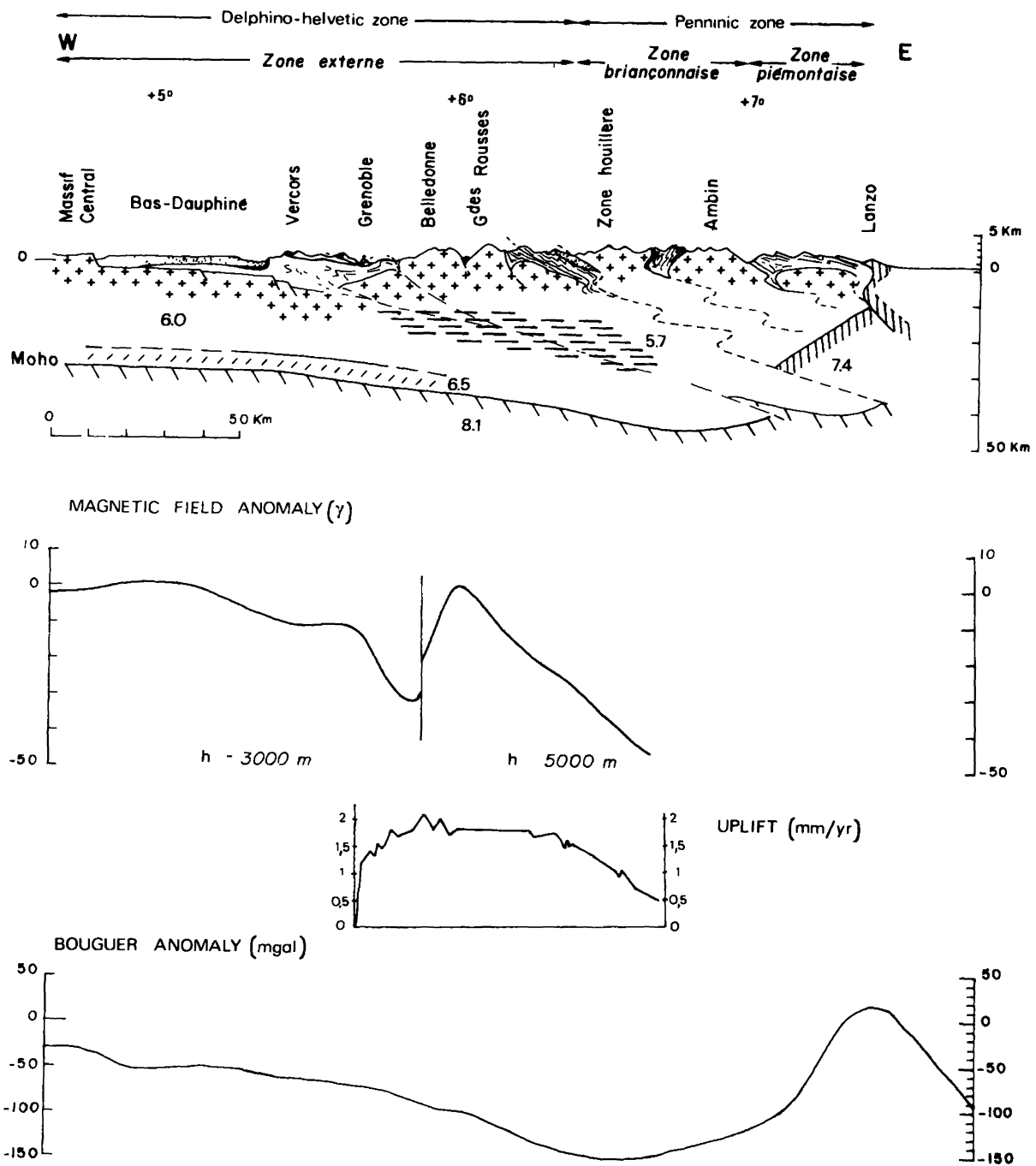


Fig. 5.

Coupe synthétique E-W du domaine alpin à la latitude de Grenoble, des zones penniques au Massif Central. En regard de la coupe géologique interprétative, sont figurées les interprétations sismiques, les anomalies gravimétriques et magnétiques et les vitesses de surrection actuelle mises en évidence par les nivellements comparatifs (d'après G. Ménard, 1979 et F. Thouvenot, en cours).

Comprehensive E-W section of Alpine domain at latitude of Grenoble from Pennine zones to the Massif Central. With the interpretative geological section appear seismic interpretations, gravity and magnetic anomalies and present speeds of uplift as shown by comparative surveys (according to G. Ménard, 1979 and F. Thouvenot, in progress).

tion vers le NW. A la suite du blocage sur la frontière NE-SW Mont Blanc-Valence, du domaine nord-alpin (sans zone à moindre vitesse sismique et à sédimentation de plateforme), le déplacement s'échappe en faille listrique entraînant le chevauchement du cristallin sur sa couverture. Il s'ensuit des décollements dans la couverture à chaque niveau favorable et les chevauchements et failles inverses des chaînes subalpines, de plus en plus récents et superficiels que l'on va plus loin vers le NW ou l'Ouest.

Les glissements sur les accidents profonds et sur les chevauchements successifs paraissent persister actuellement. Les nivellements comparatifs récemment effectués indiquent une surrection des massifs Belledonne-Mont Blanc à une vitesse de l'ordre de 1,5 mm par an, ce qui est comparable aux données rassemblées en Suisse et en Autriche. Cette remontée est asymétrique (fig. 5) par rapport à l'axe de la chaîne. Il semble donc possible de ne pas rechercher la cause de ce mouvement dans un simple réajustement isostatique mais dans la poursuite des chevauchements. Les mouvements verticaux positifs représenteraient alors la composante de la translation horizontale des massifs cristallins et de ses conséquences sur l'avant-pays.

Quant à la sismicité historique et actuelle, outre les alignements relativement bien définis des basses vallées du Rhône et de la Durance ainsi que celui de l'arc piémontais en bordure de la vallée du Pô, on remarquera l'existence d'une bande de sismicité large de 70 km orientée NE-SW et limitée au Sud par une ligne reliant Grenoble au Mont Blanc, la totalité des séismes se produisant dans les quinze premiers kilomètres de la croûte. Les calculs de solutions focales et l'analyse cinématique des déformations néogènes des chaînes subalpines et du Jura semblent indiquer une rotation de l'axe de compression maximale qui suivrait plus ou moins la courbure de l'arc des Alpes occidentales (fig. 6).

Parmi les données géophysiques compatibles avec ces interprétations, une contribution intéressante est apportée par les études paléomagnétiques. Celles-ci permettent en effet de rendre compte de la rotation qui affecte les masses de socle de l'arc alpin. Les mesures effectuées dans le Permien et le Trias (spilites) au voisinage du socle des massifs externes, ou dans le Houiller briançonnais indiquent qu'une zone comprise entre Belledonne et le Sud du Pelvoux a subi une rotation antihoraire de 50 à 90° par rapport à l'Europe stable dont on retrouve les directions paléomagnétiques au Nord de Belledonne et dans le Mercantour ou l'Esterel.

Dans cette conception, les failles du socle anté-alpin, et particulièrement la zone frontière SW-NE Valence-Mont Blanc, sont réactivées à partir du Crétacé par le déplacement de la péninsule ibérique et du craton corso-sarde : elles viennent déterminer une « zone transformante » continentale à mouvement senestre. Ultérieurement (au Miocène), la rotation accentuée de la Corse et de la Sardaigne (ainsi que de la péninsule italienne) accuse la forme arquée des Alpes occidentales et les déversements et serrages vers le Nord et le NW (voir note infrapaginale p. 273). La sismicité actuelle reflète apparemment ce dernier mouvement de rotation centré sur la plaine du Pô (fig. 7).

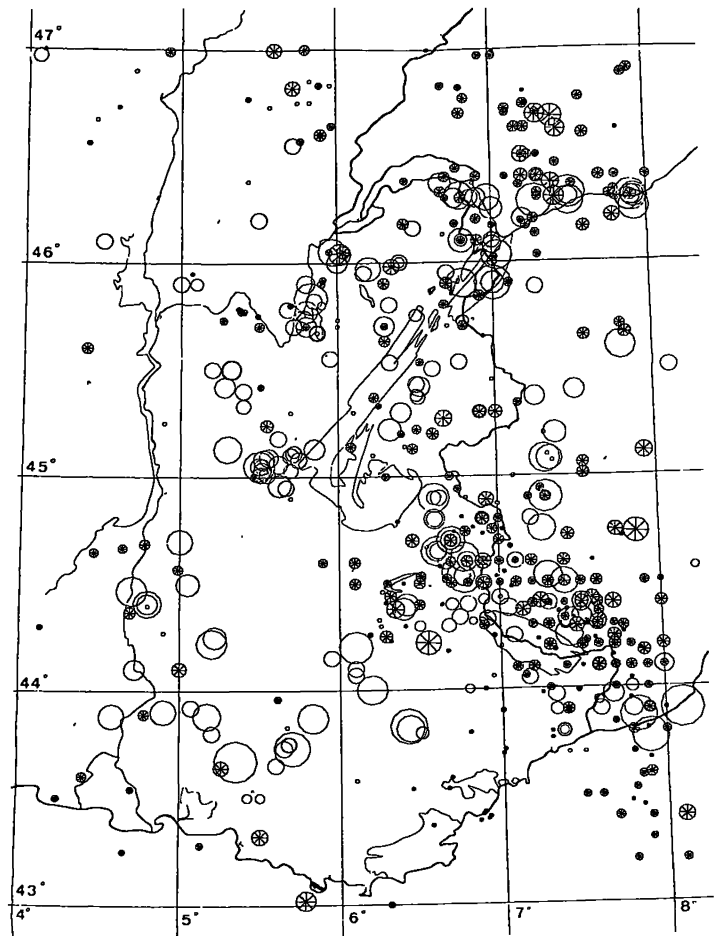


Fig. 6.

Carte de la sismicité historique (avant 1970 : ronds blancs) et actuelle récente (1970-1977 : ronds avec croix) de la région alpine (d'après J. Frechet, 1978).

Historical seismicity map (before 1970 : white circles) and recent contemporary (1970-1977; circles with crosses) of Alpine region (according to J. Frechet, 1978).

En conclusion, il faut souligner que différentes approches ont permis de mettre en évidence, dans le domaine alpin occidental, une zone « mobile » de direction NE-SW centrée sur le massif du Pelvoux. Prolongement probable des structures des Cévennes, situées en bordure du domaine alpin au Sud du Massif Central, cette zone a pu être interprétée comme « une zone transformante continentale senestre ». Elle apparaît comme un élément majeur du substratum alpin du SE de la France. Il s'agit en effet d'une zone qui limite des croûtes de types différents et au niveau de laquelle viennent se développer les chevauchements de socle après avoir guidé en grande partie la sédimentation du domaine alpin externe.

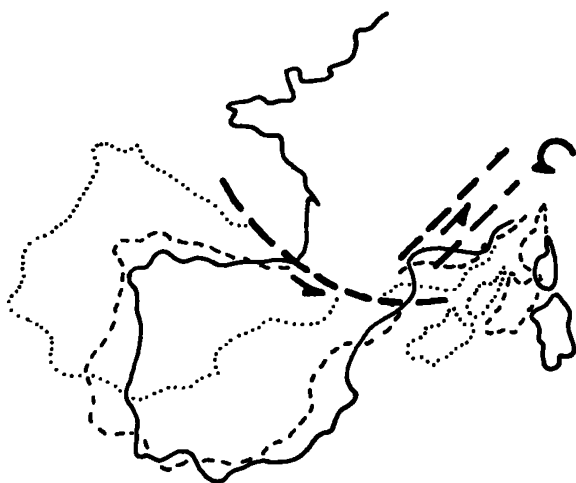


Fig. 7.

Schéma indiquant les positions successives de l'Espagne et du craton Corso-sarde depuis le début du Secondaire (pointillés) jusqu'à l'Actuel (trait continu), par rapport au continent nord-européen supposé stable. Les directions suivant lesquelles s'effectuent les glissements sont indiquées par un tireté fort, la rotation italienne tardive est notée à l'Est de l'Arc alpin, centrée sur le bassin du Pô, (d'après M. Westphal et al., 1978).

Sketch showing successive positions of Spain and Corso-Sardinian craton from the beginning of Secondary (dots) up to the present (continuous line) in relation to the supposedly stable North European continent. The directions along which the displacements took place are indicated by dashes. Late Italian rotation is noted to the E of the Alpine Arc and is centered in the Po Basin (according to M. Westphal et al, 1978).