

Nicole BETHOUX* et Jean-Pierre REHAULT**

* Centre Scientifique de Monaco, Musée Océanographique, Monaco (Principauté)
 ** Laboratoire de Géologie Dynamique, B.P. 48, Villefranche-sur-Mer (France)

L'atténuation des ondes sismiques sur leur trajet dans le Sud-Est de la France et le Nord de l'Italie a été évaluée afin de préciser les hétérogénéités de propagation dans la région où se côtoient Alpes et Apennins et où s'ouvre le Golfe de Gènes.

Pour une amplitude de l'onde sismique $A(d, f)$ enregistrée à la distance d de l'épicentre, f étant la fréquence de l'onde étudiée, on a la relation: $A(d, f) = A_0(f) \cdot d^{-\gamma(f)}$. $A_0(f)$ est l'amplitude de l'onde au foyer et γ est le coefficient d'atténuation de l'onde étudiée, pour la fréquence f .

Les épicentres des séismes ou des tirs, ainsi que les stations sismologiques utilisés pour cette étude sont reportés sur la figure. La densité des événements sismiques permet le calcul de γ azimut par azimut.

Ainsi, une forte atténuation des ondes Pg et Sg est mise en évidence sur leur traversée de la zone d'Ivrée, du Savoënne, du Nord du Golfe de Gènes, de même que, dans une moindre mesure, pour la partie océanique de la Mer Ligure. La limite des différentes zones est également précisée: trois classes de coefficient d'atténuation ($\gamma_1 < \gamma_2 < \gamma_3$) sont distinguées dans ce travail et cartographiées.

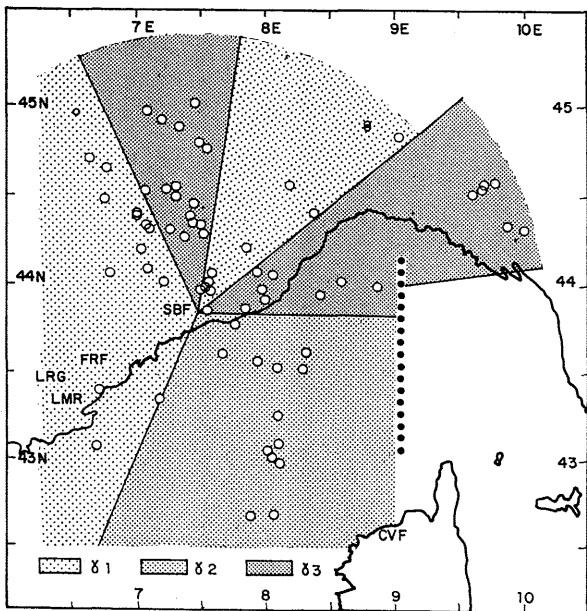
Sachant que les fortes atténuations des ondes étudiées sont principalement dues aux discontinuités crustales sur leur trajet, nous tentons de déduire de nos résultats quelques interprétations structurales. Ainsi, la valeur moyenne du coefficient d'atténuation en Mer Ligure (γ_2) s'explique par la traversée de la zone de transition que constitue la marge entre les domaines à croûte océanique et à croûte continentale. D'autre part, dans l'azimut Sud-Est, nos résultats corroborent les conclusions d'Eva et al. (1974) et de Rower et al. (1977) qui postulent le prolongement de la zone d'Ivrée vers le Sud-Est. Ils sont également en accord avec les travaux de Cattaneo et al. (1985) qui ont analysé les temps de propagation de l'onde Pn et en ont déduit un modèle crustal décrivant les hétérogénéités dans le Nord de l'Italie.

Notre étude de l'atténuation des ondes Pg et Sg montre des valeurs semblables du coefficient γ pour la zone d'Ivrée, le Savoënne et le Golfe de Gènes. Cette donnée est compatible avec l'hypothèse d'une extension vers le Sud Est de l'équivalent de la zone d'Ivrée. En effet, cette région complexe est une zone d'hétérogénéité crustale majeure, impliquée dans la collision alpine et caractérisée par des superpositions de croûtes, des écaillages et des chevauchements, y compris l'"obduction" d'une partie de l'ancienne lithosphère océanique téthysienne.

De plus, dans le Golfe de Gènes, la limite Sud est très nette. Elle a été précisée par l'étude de l'amplitude des séismogrammes obtenus pour les tirs sous-marins effectués le long du profil A-B de l'expérience Géotraverse (Septembre 1983). Ces résultats, comme ceux déduits de l'étude des relocalisations par méthodes inverses (Bethoux et al., 1985), nous conduisent à confirmer l'existence d'une autre discontinuité crustale majeure au Sud du Golfe de Gènes (latitude 44,7N). Elle est interprétée comme une marge de coulissement résultant de l'ouverture du Bassin Ligure à l'Oligocène terminal et au Miocène inférieur. Elle met en contact une jeune croûte océanique au Sud et une croûte continentale épaisse et tectonisée au Nord. La très forte atténuation des ondes Pg et Sg qui traversent le Golfe de Gènes s'explique donc bien par l'extrême hétérogénéité crustale de ce domaine où les anciennes croûtes chevauchées et écaillées impliquées dans les tectonogenèses alpines puis apennines ont de plus été faillées par la tectonique extensive de la période de rifting de la Méditerranée occidentale. Cette dernière cause d'hétérogénéité crustale n'est pas négligeable dans cette étude car le trajet dans la croûte supérieure est dominant pour le type d'onde étudié (Lg).

Références :

Eva, C., Merlanti, F., Bozzo, E., 1974. Mem. Soc. Geol. It., 13, 2 : 113-119.
 Rower, P., Prodehl, C., Giese, P., 1977. Boll. Geofis. Teor. Appl., 75-76 : 243-252.
 Cattaneo, M., Eva, C., Merlanti, F., 1985. Tectonophysics, 118 : 143-158.
 Bethoux, N., Petit, F., Rehaut, J.P., Massinon, B., Montagner, J.P., 1985. Tectonophysics, 224. Sous-presse.



Légende : Sélection des événements utilisés pour le calcul des coefficients d'atténuation. Exemple de séparation en différents secteurs selon ces coefficients. γ_1 : faible atténuation; γ_2 : atténuation moyenne; γ_3 : forte atténuation (Bethoux et al., 1986). Les zones d'anomalies sont superposables les déterminations effectuées depuis les autres stations.

A. COUTELLE*, J.L. OLIVET**, C. LE CANN* et G. PAUTOT**

GIS "Océanologie et Géodynamique" :

* U.B.O., Département des Sciences de la Terre, Brest (France)
 ** IFREMER, Centre de Brest, B.P. 337, Brest (France)

L'analyse de la disposition en plan des dômes de sel du bassin liguro-provençal a montré que ceux-ci n'étaient pas disposés au hasard, mais qu'ils s'alignaient selon des directions privilégiées, correspondant, très probablement, à un jeu de fractures profondes. Les directions structurales s'organisent en deux familles à N40-N140 et à NO-N90.

La première famille est régionalement banale : elle reflète le jeu du réseau rhéomatique. La seconde famille se retrouve également à terre, le long du littoral varois, mais aussi dans l'alignement des vallées du Rhône et de la Saône, du Var inférieur et du volcanisme de l'Escandorgue. En mer, la répartition de ces directions n'est pas quelconque. En effet, certaines zones, proches du continent, ou du bassin profond, mais dont le substratum est reconnu continental par la sismique, présentent l'association des deux familles. Ailleurs, dans les régions profondes à sous-bassement réputé océanique, la famille NO-N90 apparaît absente. L'étude des dômes de sel fournit donc un moyen d'affiner le tracé de la limite croûte continentale - croûte océanique. On peut supposer que l'absence de la famille NO-N90 dans la portion océanique du bassin peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit d'une direction dont le jeu dominant est relativement ancien et qu'il n'a pu s'imprimer dans une croûte récente, créé dans un contexte mécaniquement défavorable à la naissance de telles directions.

Cette étude structurale indirecte et d'autres, plus habituelles, portant sur la marge provençale ont été intégrées dans une synthèse cartographique, de la partie septentrionale de la Méditerranée occidentale. Sur ce document, élaboré par J.L. OLIVET et C. LE CANN, sont reportés les différents traits morphologiques, tectoniques, linéamentaires, magnétiques, etc ... de ce bassin.

Par les précisions qu'il apporte sur la structure et l'extension des domaines continentaux, ce travail est susceptible de fournir d'importantes contraintes pour la reconstitution du passé de ce bassin et tout particulièrement sur la position du bloc corso-sarde, après la tectogenèse pyrénéenne et avant les dérives et orogénèses miocènes.

La "liberté de manoeuvre" du bloc corso-sarde apparaît assez courte. Sa dérive antihorale tertiaire semble bien devoir être limitée aux 30° démontrés par le paléomagnétisme des laves du Miocène sarde. Une valeur de 25° conviendrait même davantage en évitant, au mieux, les zones de "recouvrement" des bordures continentales. Dans ce cas, les 30° de rotation supplémentaires attestés par le magnétisme des volcanites permienes de Sardaigne, ne peuvent être dus qu'à une dérive plus ancienne, très probablement anté-coniacienne, compte tenu de l'âge de la fin de la dérive orientale du bloc ibérique. On arrive ainsi à l'idée que le bassin liguro-provençal est, en partie, d'âge anté-tertiaire. On doit même se demander, si la faiblesse relative de cette zone au cours du drame alpin, n'est pas due au fait qu'elle s'est développée sur l'emplacement d'un ancien bassin post-tectonique hercynien, analogue aux modernes bassins à croûte amincie de la Méditerranée et de la Mer Noire.

