



HAL
open science

L'étude de la croûte en France par les méthodes sismiques : le programme ECORS (1983-1994)

Bernard Damotte

► **To cite this version:**

Bernard Damotte. L'étude de la croûte en France par les méthodes sismiques : le programme ECORS (1983-1994). Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, 2010, 3ème série (tome 24), pp.31-70. hal-00913916

HAL Id: hal-00913916

<https://hal.science/hal-00913916>

Submitted on 4 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TRAVAUX DU COMITÉ FRANÇAIS D'HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE (COFRHIGÉO)

TROISIÈME SÉRIE, t. XXIV, 2010, n° 3
(séance du 10 mars 2010)

Bernard DAMOTTE

*L'étude de la croûte en France par les méthodes sismiques :
le programme ECORS (1983-1994)*

Résumé. Le programme ECORS a été créé en France en 1981 pour étudier la croûte terrestre en mettant en œuvre les mêmes matériels, après adaptation de leurs paramètres, que ceux couramment utilisés pour la recherche des hydrocarbures. À la même époque, des programmes similaires ont vu le jour aux USA (COCORP), en Allemagne (DEKORP), en Grande-Bretagne (BIRPS), en Italie (CROP) et dans bien d'autres pays. ECORS est une association entre l'IFP, l'INSU-IPGP et Elf Aquitaine avec IFREMER pour les opérations à la mer. En France, quatre grands profils terrestres ont été effectués en plus d'expérimentations de méthodes (réfraction, grand angle) et de mises en œuvre (3 D). Le premier, le profil Nord de la France, de Cambrai à Dreux sur 220 km, a été fait dans l'hiver 1983-1984 en vibrosismique. Il a été prolongé vers le sud-ouest jusqu'à la côte espagnole : de Dreux à La Rochelle, à l'explosif par l'IPGP, et par IFREMER de Noirmoutier à la côte espagnole. Il montre une image de la croûte en continu. Le profil Pyrénées (1985-1986), réalisé à l'explosif, en association avec le groupe espagnol REPSOL, traverse la chaîne de la vallée de l'Èbre à celle de la Garonne sur 250 km. Il précise l'image de la zone axiale de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne. Le profil Alpes (1986-1987), en association avec CROP, franchit la chaîne des Alpes à partir de Turin, passe par Val-d'Isère, d'où il chemine vers le nord-ouest, traverse le Jura, la Bresse et se termine au pied du Massif Central à l'ouest de Tournus, totalisant 357 km. Il montre une image de la zone de collision appuyée sur la sismique et confirmée par de la magnétotellurique. Le profil fossé Rhénan (1988), en association avec DEKORP, débute en Forêt Noire, traverse les Vosges et se termine à Morhange (Moselle), après 140 km. Il double un autre profil réalisé par DEKORP plus au nord. Les deux montrent que le graben est en fait un semi graben, dont la structure s'inverse entre les deux. En France, la faille est sur le flanc ouest alors qu'elle se trouve à l'est sur le profil allemand.

Mots-clés : géophysique – ECORS – Mohorovicic – profils sismiques – croûte terrestre – France – Nord de la France – Pyrénées – Alpes – Jura – Bresse – fossé Rhénan – XX^e s.

Abstract. The French ECORS program was launched in 1981, with the aim of studying the Earth crust, using the same equipments, after adapting the parameters, as those currently used in the petroleum research. At the same time similar programs were carried out in the United States (COCORP), Germany (DEKORP), United Kingdom (BIRPS), Italy (CROP), as well as in other countries. ECORS was a joint venture between IFP, INSU-IPGP and Elf Aquitaine, and IFREMER for offshore operations. Four onshore profiles were carried out in France, as also methodological experiments (refraction, wide-angle reflection and 3D implementation). First of all, the North France profile, from Cambrai (Nord) to Dreux (Eure-et-Loir) is 220 km long. It was carried out by vibroseis during the winter of 1983-1984. It was extended southwestwards until the Spanish coast: first from Dreux to La Rochelle by IPGP using explosive shots, and then by IFREMER from Noirmoutier to the Spanish coast. Thus, it shows a continuous image of the Earth crust. The Pyrenean profile (1985-1986) was performed with explosive shots, in collaboration with the Spanish company REPSOL. It crossed the mountain range from the Ebro valley to the Garonne valley, across the North Pyrenean fault. The Alpine profile (1986-1987) was carried out in collaboration with the Italian CROP program. It crossed the Alpine range from Torino to Val-d'Isère, then turning northwestwards, across the Jura and the Bresse, to reach the first limits of the Central Massif west of Tournus, after 357 km. Based on seismic and confirmed by magnetotelluric method, it showed an image of the collision zone. The Rhine Graben profile (1988) was made in collaboration with the German DEKORP program. It started from the Black Forest, across the Vosges, before ending at Morhange (Moselle), after 140 km. It duplicates another profile carried out more to the North by DEKORP. Both profiles show that the Rhine Graben is actually a half-graben, the structure of which is inverted between them since in France, the fault is on the western side, instead of being on the eastern side in Germany.

Key words: geophysics – ECORS – Mohorovicic – seismic profiles – Earth crust – France – North of France – Pyrenees – Alps – Jura – Bresse – Rhine Graben – 20th century.

Introduction

L'existence de la croûte, en tant qu'enveloppe externe du Globe, a été attestée depuis au moins 1644 par Descartes, puis, vers 1760 par Buffon, et par d'autres, qui tous la considéraient comme une couche solide, entourant un Globe, qui était, selon les auteurs, solide, creux, fluide ou en fusion.

Vers 1855, George Biddell Airy (1801-1892) assimila les continents à des radeaux flottant sur un magma visqueux, hypothèse qui fut confortée par la théorie de l'isostasie émise en 1869 par John Henry Pratt (1809-1871). Tout cela aboutit au début du XX^e siècle à une idée imaginée par un géologue autrichien, Eduard Suess (1831-1914), selon laquelle les continents, formés de roches granitiques légères, flotteraient sur des roches basaltiques plus lourdes. Selon lui, la Terre serait formée de trois ensembles concentriques : un noyau lourd le nife, entouré de roches denses le sima (manteau) qui affleurerait dans les grands fonds océaniques, et le sial qui

correspondrait aux continents. Tout était donc réuni pour qu'en 1910, Alfred Wegener (1880-1930) les fasse dériver, en arguant que s'ils pouvaient se déplacer verticalement par isostasie, pourquoi ne le feraient-ils pas horizontalement, comme le suggère l'emboîtement des côtes dans l'Atlantique Sud ? Cette idée sera abandonnée jusqu'au début des années 1960.

En 1901, le Croate Andrija Mohorovicic (1857-1936), météorologue en poste à Zagreb, porte tout son intérêt sur la propagation des ondes sismiques qu'il étudie à partir de stations Wiechert¹ réparties dans toute la région. Le 8 octobre 1909 survint un tremblement de terre au sud-est de Zagreb, qui lui fournit des données de très bonne qualité. À partir des ondes P², arrivées sur les stations les plus proches, et réfléchies sur une interface très marquée, il trouve une vitesse de 6000 m/s dans les terrains au-dessus de ce marqueur. Les ondes P captées sur les stations plus éloignées se sont réfractées sur cette interface, qu'elles ont parcourue à la vitesse de 8000 m/s. Cette importante différence de vitesse ne peut correspondre qu'à une séparation entre un milieu moins dense (granite, diorite, gneiss), et un autre milieu à densité forte (basalte, péridotite, gabbro). Mohorovicic l'attribua comme étant la limite croûte-manteau. Son nom fut alors attaché à cette discontinuité qui devint familièrement le Moho et qui, ici, se trouve à 54 km de profondeur.

Curieusement, cette découverte, ne suscita que peu d'intérêt, à part chez quelques géophysiciens, jusqu'au début des années 1950, où elle apparaît dans les publications de la communauté des sciences de la Terre.

Quelques années plus tard, en 1913, l'Allemand Beno Gutenberg (1889-1960) trouva avec la même méthode la discontinuité qui porte son nom, entre le manteau et le noyau à 2900 km de profondeur.

Cette méthode utilisée par Mohorovicic va être pratiquée pour étudier la croûte, à l'aide de mini-séismes provoqués en des lieux choisis, et enregistrés par de nombreux capteurs répartis selon une géométrie appropriée. Des tirs à l'explosif ou des plaques vibrantes montées sur de lourds camions génèrent des ondes sismiques dont seules les ondes P, après filtrage, seront étudiées. Après réflexion et réfraction sur les discontinuités du sous-sol, elles seront captées à leur retour en surface par de nombreux géophones³, puis enregistrées numériquement. Les

¹ Le sismographe qui permet de connaître la direction, l'heure et l'intensité d'un séisme, puis de l'enregistrer sur papier a été inventé par l'Italien Cecchi en 1875. Vers 1900 l'Allemand Emil Wiechert mit au point un sismographe mécanique évolué. Il faut rappeler ici qu'en 136, le Chinois Chang Heng avait inventé le premier détecteur de secousses sismiques, qui ne donnait que la direction.

² Les ondes P sont des ondes longitudinales dont les particules se déplacent dans le sens de la propagation. Elles arrivent les premières (P). Elles sont suivies par les ondes S, ou « secondes ». Ce sont des ondes transversales dont les particules se déplacent perpendiculairement au sens de la propagation.

³ Un géophone est bien différent d'une station Wiechert. C'est un petit boîtier de la taille d'une balle de tennis, dont le rôle est de transformer les secousses sismiques qu'il reçoit en courant électrique enregistrable. Il contient un cylindre creux couplé au sol et bougeant avec lui. À l'intérieur, où existe un champ magnétique permanent, une bobine reste fixe par inertie, induisant ainsi un voltage proportionnel à la vitesse du mouvement.

traitements qui seront ensuite appliqués à ces données fourniront des coupes en 2 D à la verticale du cheminement en surface, ou sections sismiques. Après avoir pointé les alignements de signaux, ou réflexions, le géologue pourra les interpréter et les colorier.

L'étude de la croûte

Dans les années 1950 à 1970, l'étude des fonds océaniques permit de comprendre l'évolution dynamique du Globe. Mais, ceux-ci étant seulement âgés de 180 Ma, il devenait indispensable, pour savoir ce qui avait pu se passer antérieurement, d'obtenir une connaissance plus approfondie du soubassement des continents, qui peut être considéré comme les archives du Globe.

À partir des années 1960, la croûte continentale dans son ensemble n'est connue que par des travaux universitaires, dont les techniques (écoute statique des séismes, longs profils de sismique réfraction à l'aide de fortes charges de dynamite) sont peu coûteuses, mais ne peuvent définir que grossièrement la structure profonde. Des cartes indiquant l'aspect général de la discontinuité de Mohorovicic (Moho) ont cependant pu être tracées, dans le Sud-Est de la France notamment (Fig. 1).

À la même époque, la sismique industrielle pratiquée pour la recherche du pétrole arrive à obtenir des définitions décimétriques sur des couches à quelques kilomètres de profondeur. Pourquoi ne serait-il pas possible, en adaptant les paramètres, d'obtenir la même définition sur toute l'épaisseur de la croûte ? La réponse en a été apportée en 1951 aux USA de façon inattendue. Au cours d'une prospection dans le Montana, dans le but de voir jusqu'où pouvait se propager une onde de surface générée par une charge classique de 25 livres, l'opérateur laissa se dérouler le papier photographique employé à l'époque bien au-delà de 10 secondes, au lieu des 3 ou 4 secondes habituelles. Il eut la surprise d'observer une mise en phase totalement imprévue à 8,5 secondes. Celle-ci fut confirmée par d'autres enregistrements. Après avoir éliminé toutes les possibilités d'artefacts, il dut conclure à la réalité de cette arrivée qui ne pouvait provenir que du Moho.

Rapidement après la publication de cet épisode, des expériences similaires ponctuelles ont été entreprises avec succès en Allemagne, aux USA et au Canada. Ces essais se multiplièrent, notamment en Allemagne, où en 1958, Dohr et Schultz conclurent un accord avec les compagnies pétrolières pour faire enregistrer quelques tirs en écoute longue au cours de chaque campagne de prospection sismique. Cela aboutit en 1967 à la publication d'une carte comportant une cinquantaine de points différenciés par la présence ou non de réflexions crustales (G. Dohr & K. Fuchs, 1967, *Geophysics*).

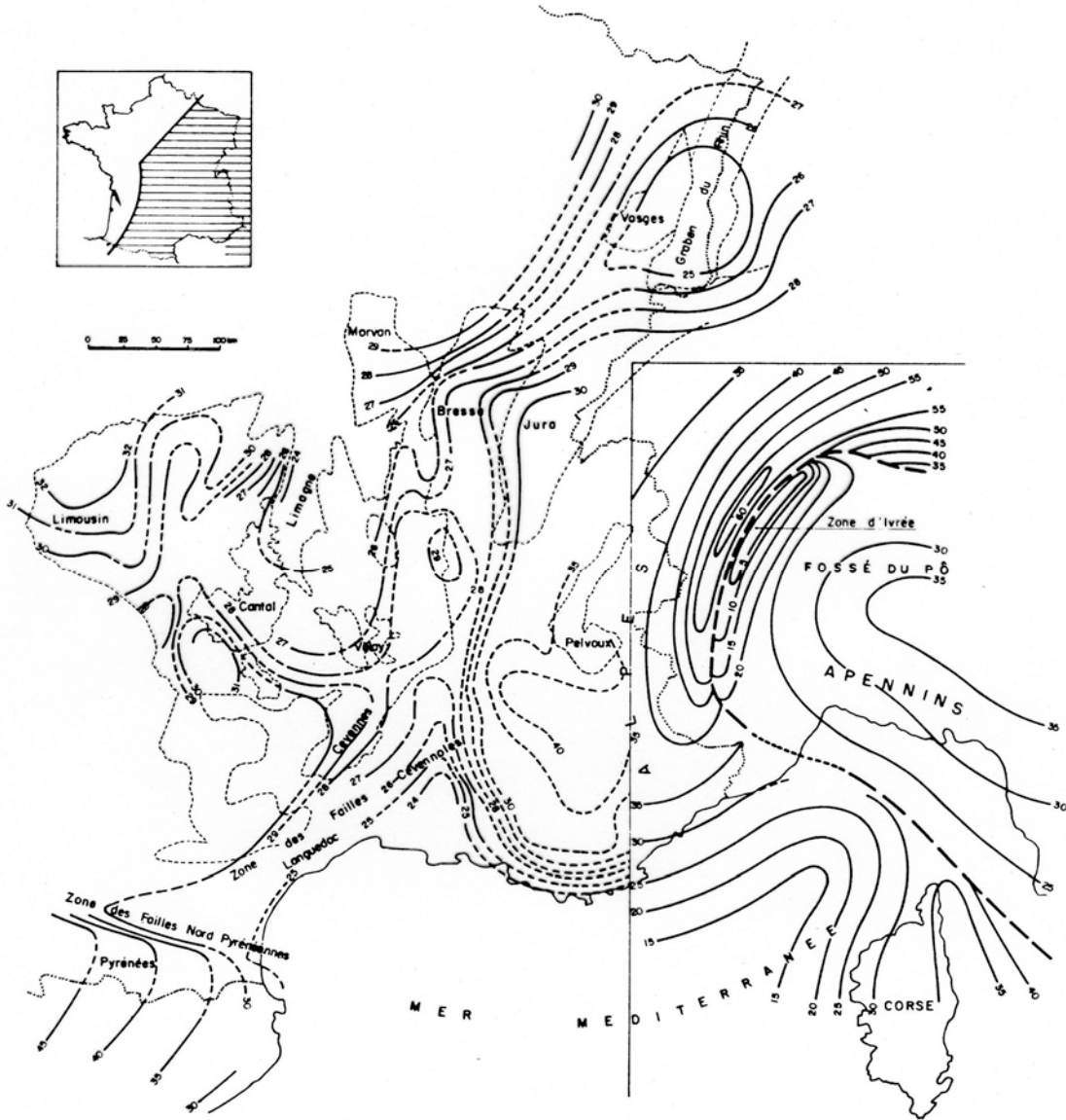


Fig. 1. Répartition des isobathes (en km) du Moho (Choudhoury 1971, Giese 1977).

Au cours des années 1960 les techniques évoluèrent rapidement. Jusqu'alors, la source sismique était l'explosif, dont le signal est bref (30 ms), l'enregistrement des données était analogique et le traitement simple. L'enregistrement devint ensuite numérique, le traitement de données de plus en plus importantes se faisait sur des ordinateurs beaucoup plus lents que les nôtres et beaucoup plus encombrants. Dans le même temps, en 1962, une source électromécanique plus écologique, le vibreur, est apparue, mais sa puissance était encore trop faible pour atteindre le Moho. Les performances de cette source, dont le signal est long (de 10 à 20 s) et le traitement plus complexe, s'améliorèrent en même temps que celles des ordinateurs et en 1972, un petit profil en écoute longue fut réalisé avec succès dans l'Oklahoma.

Le succès de ce dernier test déboucha en 1975 sur la création du programme COCORP dans le cadre du projet américain de Géodynamique. Jusqu'en 1980, plus de 500 km de profils ont ainsi été réalisés par an aux USA. sur des structures variées. À compter de cette date, des programmes du même type vivent le jour dans plusieurs pays notamment en Europe : DEKORP en Allemagne et BIRPS en Angleterre. En France, un programme similaire se devait d'être lancé.

Le programme ECORS

Le 10 novembre 1981, au cours d'une réunion entre les pétroliers, l'IFP et l'INAG-IPG-Paris, il fut décidé de créer un programme d'étude de la croûte, le programme ICORS. Il sera co-dirigé par l'INAG et l'IFP de façon à coordonner la recherche scientifique avec celle de l'industrie.

Un Comité directeur présidé par Claude Sallé (IFP) et un Comité scientifique sous la présidence de Claude Allègre (IPGP) furent rapidement constitués. ICORS (Imagerie continentale par Réflexion sismique) devint ECORS (Étude de la Croûte continentale et océanique par Réflexion sismique) nom plus évocateur, sur proposition de Maurice Mattauer. Ces comités eurent pour mission d'établir les règles de fonctionnement du programme, son organisation, et de collecter chez les universitaires et chez les pétroliers des propositions de profils sismiques à réaliser, le tout étant consigné dans un rapport intitulé « *Proposition de Programme* » ou « *Livre Bleu* ». Le programme ECORS devient alors une association entre l'IFP, l'INSU-IPG, et Elf Aquitaine, avec IFREMER pour les opérations en mer, dont l'IFP sera le maître d'œuvre. D'autres sociétés pourront s'y associer au coup par coup.

Les objectifs du programme ECORS étaient :

- étudier la croûte jusqu'au Moho avec la précision obtenue par les pétroliers dans les premiers kilomètres ;
- améliorer la technologie existante en expérimentant et en développant des moyens géophysiques pour pouvoir atteindre la profondeur de 50 km trouvée sous les Alpes par les chercheurs des Instituts de Physique du Globe ;
- faire travailler et publier ensemble des géologues et des géophysiciens industriels et universitaires qui, jusqu'alors, s'ignoraient.

Le 21 février 1983, ECORS, son organisation, ses objectifs et les moyens à mettre en œuvre furent présentés à la communauté scientifique et à la presse au cours d'un colloque tenu à Paris, à l'université Pierre et Marie Curie.

Un Conseil scientifique, un Comité directeur et une Direction des programmes assuraient son bon fonctionnement.

Le *Conseil scientifique* était composé d'une vingtaine de géologues et de géophysiciens des trois partenaires. Il proposa au Comité directeur un ou deux profils à exécuter en priorité. Son président était un universitaire renouvelé tous les trois ans.

Ce furent successivement : Claude Allègre (IPGP), Vincent Courtillot (IPGP) et Jean-Pierre Brun (université de Rennes).

Le *Comité directeur* était composé de trois membres, issus du monde pétrolier, hauts responsables dans leur organisme. Ils décidèrent *in fine* des profils à réaliser et assurèrent son financement. Renouvelé aussi tous les trois ans, les directeurs en furent successivement : Claude Sallé (IFP), François Bernard (SNEA) et Lucien Montadert (IFP).

La *Direction des programmes* était composée de trois membres : un directeur, géologue, Christian Bois (IFP), et deux adjoints, géophysiciens, Bernard Damotte (IFP) pour la sismique industrielle et Alfred Hirn (IPGP) pour la sismique universitaire. Cette direction jouait un rôle moteur puisqu'elle devait assurer la réalisation matérielle du profil sismique approuvé par le Comité directeur. Elle entrait en contact avec le contracteur, en l'occurrence la Compagnie générale de Géophysique (CGG), avec laquelle elle allait, sur le terrain, reconnaître l'itinéraire exact du profil, définir les moyens à mettre en œuvre et lui indiquer les paramètres à appliquer. Elle suivait au jour le jour les opérations d'acquisition des données, puis leur traitement jusqu'à l'obtention des sections définitives. Elle suivait aussi l'évolution des coûts, de façon à ce que le budget alloué ne soit pas dépassé.

Pour chaque projet, elle était assistée d'une équipe de géologues et de géophysiciens spécialistes de la région étudiée, regroupés au sein d'une *équipe de profil*. Chaque équipe était mise en place dès que Conseil scientifique avait choisi les profils à effectuer en priorité. Elle devait tout d'abord faire un état des problèmes géologiques posés en rédigeant un rapport d'implantation, puis trouver, avec la Direction des programmes, le meilleur tracé de profil apte à les résoudre. Elle devait ensuite réaliser l'interprétation géologique des résultats fournis par la Direction des programmes, et la présenter, avec les sections sismiques, dans un *Mémoire de la Société géologique de France*. Au cours de ses travaux, elle pouvait demander des compléments d'acquisition, des retraitements ou bien encore des mesures issues de méthodes indirectes : magnétisme, gravimétrie, magnétotellurique, etc., pour éclairer ou préciser une interprétation de tout ou partie du profil.

Au cours de sa première réunion le Conseil scientifique dut décider du premier profil à réaliser, pour ensuite obtenir l'accord du Comité de direction. Trois projets prioritaires étaient en compétition : le Nord de la France, les Alpes et les Pyrénées. Pour chacun d'eux, des responsables furent désignés pour constituer trois équipes de profil : Michel Cazes et Gérard Torrelles (SNEAP) pour le Nord de la France, Alfred Hirn (IPGP) et Adolphe Nicolas (université de Montpellier) pour les Alpes et enfin Pierre Choukroune (université de Rennes) et Alberto Garrido (REPSOL Madrid) pour les Pyrénées. Les géologues universitaires préféraient les Alpes et les

pétroliers plutôt le Nord de la France. Ce sont les géophysiciens qui tranchèrent le débat en faveur du Nord de la France, de Cambrai à Dreux. Ce type de sismique allait être une première pour la CGG. Comme il n'était pas question de rater ce premier profil, considéré comme un test de faisabilité, il était plus logique de le faire en ligne droite sur un terrain plat, terrain bien connu de CGG, plutôt que de se lancer à travers une chaîne de montagnes, avec un train de vibrateurs, de longs dispositifs d'écoute, et un appareillage électronique capable d'enregistrer jusqu'à 35 secondes au lieu de 6.

En effet, au lieu des un ou deux vibrateurs employés par CGG en sismique pétrolière, dans le cas d'ECORS, où un maximum d'énergie sismique était nécessaire, CGG dut importer des USA six gros vibrateurs de 13,5 t pour pouvoir toujours en utiliser cinq en synchronisme par point d'émission.

La longueur du dispositif d'écoute, couramment de 4 à 5 km, dut être augmentée à 15,4 km pour être en rapport avec la profondeur de l'objectif à atteindre, au minimum 30 km. Cela correspond à 192 traces⁴ espacées de 80 mètres par point de tir ou de vibration. Ce dispositif permet de « voir » en profondeur des portions de couches de 7,7 km, avec un pas d'échantillonnage horizontal de 40 m.

Tous ces paramètres qui allaient être mis en œuvre avec succès dans le Bassin de Paris sont restés homogènes, à quelques exceptions près, pour tous les autres profils, y compris ceux qui ont été faits en continuité avec les Allemands, les Italiens et les Espagnols. Cela a été voulu afin de pouvoir échanger les bandes magnétiques et homogénéiser leurs traitements.

Le profil Nord de la France

Pendant le mois d'août 1983, dès que l'équipe de profil dirigée par Michel Cazes et Gérard Torreilles eut donné à la Direction des programmes le tracé du profil et précisé les points par où il devait nécessairement passer, la reconnaissance du cheminement exact, le plus en ligne droite possible, a été faite avec CGG depuis le sud de Cambrai jusqu'au sud de Dreux (Fig. 2).

Aussitôt après, les formalités administratives ont été faites dans les délais légaux auprès des préfetures des départements impliqués, afin que celles-ci préviennent les mairies, ce qui ne se fit pratiquement jamais. Sur le terrain, un juriste, le « *permitman* », attaché à l'équipe sismique, était chargé des relations avec les mairies et la population : information, demande de passage à travers des terrains privés et éventuellement paiement des dégâts.

⁴ 18 géophones espacés de 4,5 m constituent une « *trace sur le terrain* ». Les millivolts qui sortent de ces 18 géophones sont sommés pour constituer une « *trace sur la section* ». Soit pour 192 traces, une mise en place de 3 400 géophones.

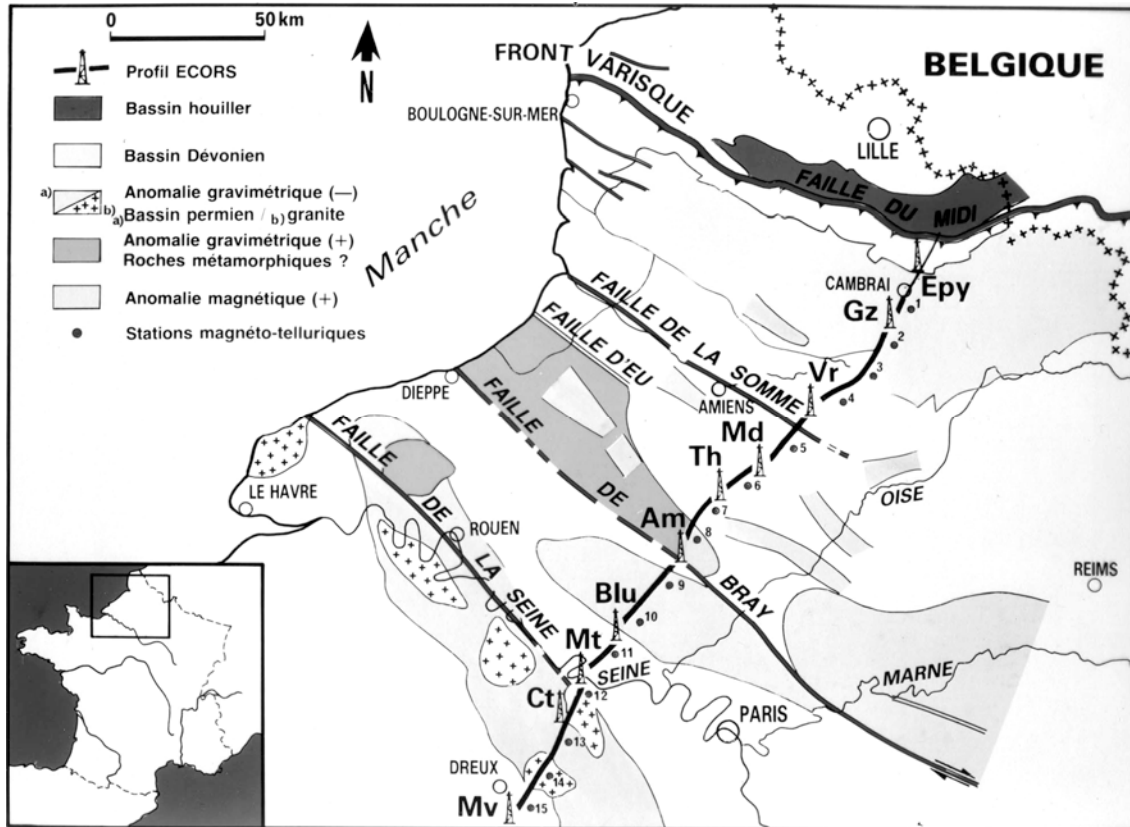


Fig. 2. Profil Nord de la France : Plan de position (ECORS Nord de la France, Ed. Technip 1988). Forages : Epino, Gouzeaucourt, Vermandovillers, Montdidier, Thieux, Aux Marais, Banthelu, Mantes, Courgent, Marville.

Le 2 novembre 1983, la première vibration était faite, au sud de Cambrai, et la dernière, le 25 janvier 1984, 228 km plus au sud, dans le sud-est de Dreux.

Le train de cinq vibrateurs espacés de 18 m situé au centre du dispositif, s'arrêtait tous les 6,7 m pour effectuer une vibration de 20 secondes. Après douze arrêts successifs, les douze enregistrements effectués de part et d'autre de l'emplacement de chaque trace étaient sommés sur place pour constituer un point de vibration tous les 80 mètres. À chaque fois que l'ensemble vibrateurs et dispositif d'écoute (long de 15 km) avait avancé de sa propre longueur, la vibrosismique était stoppée pour enregistrer durant 20 s des tirs à l'explosif disposés à 0,15 et 30 km en aval et en amont du dispositif d'écoute. En s'éloignant de celui-ci, les charges mises à feu étaient successivement de 50, 150 et 300 kg disposées au fond de trous forés à 50 m. Au moment du traitement, ce type de mise en œuvre a permis de reconstituer des tirs au centre, sur un dispositif de 1125 traces, sur 90 km, pour une section de 45 km. Par ailleurs les premières arrivées de ces tirs ont permis de suivre la base du sédimentaire par réfraction.

Comme il n'est pas possible de montrer ici de façon lisible les 228 km du profil Nord de la France, la figure 3 représente tout ce profil sous la forme plus claire de son ossature, c'est-à-

dire du pointé de tous les alignements sismiques trouvés sur les sections (le *line-drawing* en jargon sismique).

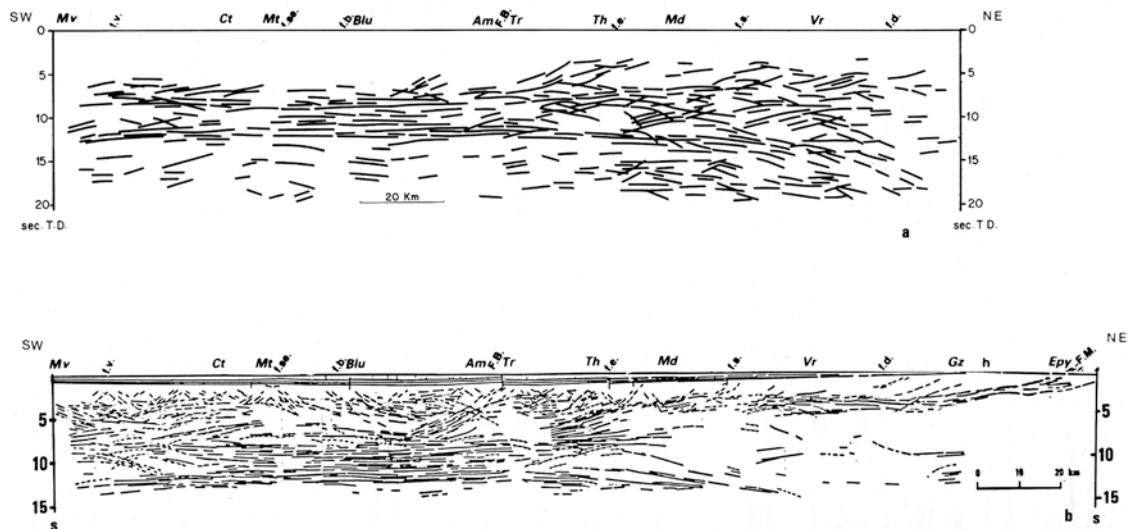


Fig. 3. Profil Nord de la France : pointé des réflexions (*ECORS Nord de la France*, Ed. Technip 1988). En haut, sismique à l'explosif. En bas, vibrosismique. F.M. = Faille du Midi ; f.d = faille de Doullens ; f.s = faille de la Somme ; f.e = faille d'Eu ; F.B. = faille du Bray ; f.b = faille de Banthelu ; f.se = faille de la Seine ; f.v = faille de Verneuil.

Le line-drawing inférieur est celui de la vibrosismique. Il montre que dans la partie septentrionale du profil, des arrivées à peu près organisées sont visibles jusqu'à 3 s. Elles surmontent une croûte inférieure vide où le Moho n'apparaît pas en vibrosismique. Sur le reste de la section on peut voir, sous un sédimentaire calme et bien connu, une croûte scindée en deux parties dans son épaisseur : une croûte supérieure où les arrivées sont peu ou pas organisées jusqu'à 8 s et une croûte inférieure où, au contraire, les réflexions subhorizontales s'imbriquent les unes les autres entre 8 et 12 s, soit approximativement de 24 à 35 km de profondeur. C'est ce qui a été appelé la croûte litée, que l'on retrouvera sur tous les profils. L'enveloppe inférieure de ces réflexions est attribuée au Moho. Tout ce soubassement correspond à la chaîne varisque, arasée avant le Permien. La figure 4 fournit l'interprétation géologique déduite de ce line-drawing.

Au nord, les réflexions jusqu'à 3 s viennent à l'affleurement au début du profil, là où des forages ont traversé deux fois les mêmes séries primaires. Elles correspondent à l'extrémité d'un grand chevauchement dans la nappe paléozoïque. Celui-ci prend racine au nord du Bray en tangentant le toit de la croûte inférieure. Sa base correspond à la faille du Midi, bien connue dans les mines du bassin houiller du Nord-Pas de Calais. Il surmonte le bloc calédonien, dans lequel le signal vibrosismique, dispersé et très atténué à la traversée du chevauchement n'a pas pu pénétrer, ou peu, dans ce bloc d'apparence compacte.

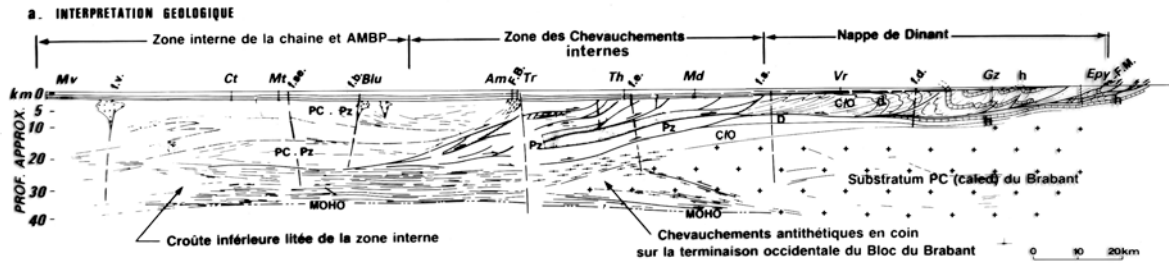


Fig. 4. Interprétation géologique du profil Nord de la France (*ECORS Nord de la France*, Ed. Technip 1988). Pour les abréviations forages et failles, voir les légendes des figures 2 et 3. AMBP = Anomalie magnétique du Bassin de Paris ; PC Précambrien ; Pz Paléozoïque ; C/O Cambro-Ordovicien ; D Dévonien ; H Houiller.

Au sud du Bray, un autre chevauchement s'enracine aussi sur le toit de la croûte litée et vient se superposer au précédent.

Dans le tiers sud, les arrivées sont très désorganisées, sauf au centre de la zone où une lentille transparente, allongée, se remarque à la verticale de la Seine. Elle pourrait correspondre à des roches magnétiques à l'origine de la grande anomalie magnétique de la Seine.

La croûte inférieure litée, du sud au nord, montre d'abord un Moho à faible pendage sud, puis horizontal jusqu'au Bray. Au-delà, il semble plonger doucement vers le nord, comme s'il voulait passer sous le bloc cadomien.

Dans le manteau sous-jacent, il n'y a pratiquement pas d'arrivées significatives.

La figure 5 représente une extrait typique du profil dans ses 2/3 sud, profil difficile à montrer ici dans sa totalité. Il provient de la région de Banthelu, à 4 km au sud-est de Magny-en-Vexin. On y trouve d'abord en surface, jusqu'à 2 km de profondeur (soit 1 s), les couches sédimentaires du bassin de Paris, bien individualisées et continues. Elles reposent sur le socle pétrolier qui, d'après quelques fonds de forage, pourrait par endroits être du Permien ; ensuite et jusqu'à 20 km, la croûte supérieure dans laquelle sur ce document, on distingue essentiellement du bruit ; enfin entre 20 et 36 km, soit entre 7 et 12 s, se trouve la croûte inférieure « litée » que l'on trouvera pratiquement partout.

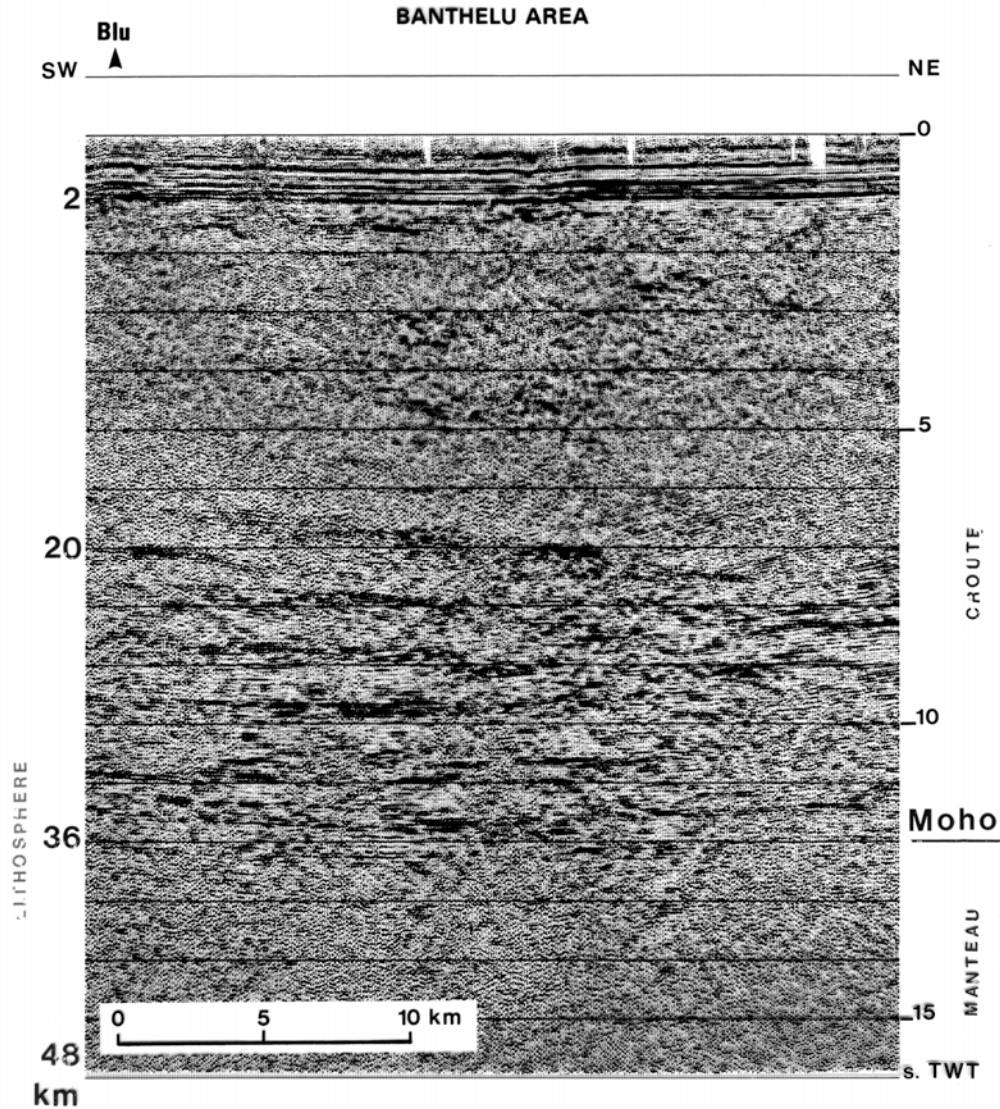


Fig. 5. Extrait du profil Nord de la France (*ECORS Nord de la France*, Ed. Technip 1988). s.TWT= secondes temps double.

Le line-drawing supérieur de la figure 3 représente la coupe obtenue à partir des tirs puissants à l'explosif. Contrairement à la vibrosismique, le signal est bref et la forte énergie émise ne nécessite aucune sommation de traces entre elles, ce qui explique que les réflexions y soient plus nettes, plus longues et plus continues que sur le line-drawing inférieur. Sur cette section, le sédimentaire de surface ne peut pas apparaître à cause de la grande longueur du dispositif d'écoute (90 km), par contre, la croûte y est bien mise en relief, ce qui était le but recherché. On voit ici de nombreuses arrivées dans le bloc cadomien, non apparues en vibrosismique. Certaines s'enfoncent vers le nord-est, alors que d'autres remontent vers la surface, pouvant suggérer d'autres chevauchements. La croûte inférieure litée paraît se poursuivre jusqu'à l'extrémité nord du profil. Le Moho y est bien marqué par une suite de longues réflexions. Des arrivées existent dans le manteau, beaucoup plus marquées dans le bloc cadomien. Ces deux line-drawings sont

semblables de l'extrémité sud du profil jusqu'à la hauteur de Montdidier (Md). Au-delà, là où la vibrosismique est aveugle, la sismique à l'explosif regorge de réflexions, ce qui pourrait signifier un changement de nature dans la croûte.

L'étude des premières arrivées réfractées des grands tirs à l'explosif, associée à l'inventaire des fonds des forages présents sur la ligne sismique, permet de dire qu'il existe un bassin permien recoupé par le profil entre la faille du Bray et son extrémité sud (voir Fig. 2). Sa base étant faillée, son épaisseur est variable ; elle paraît être au maximum de 200 ms, soit à la vitesse de 6000 m/s, de 600 m à Banthelu, et ce jusqu'à 15 km vers le sud, où ce bassin s'amincit ou disparaît. Il réapparaît à la fin du profil où le forage de Marville a traversé 100 m de Permo-Trias. Sur une carte des forages pétroliers dans le Bassin Parisien, ceux qui se sont arrêtés dans le Permien, délimitent un bassin allongé nord-sud, de largeur variable, limité au nord par la faille du Bray (Pays de Bray-Noailles), où sa largeur serait de 65 km, pour se rétrécir à 30 km au niveau de Courgent.

Une remarque s'impose à propos de cette sismique profonde au sujet de la faille du Bray. Dès que les premiers résultats du traitement de la vibrosismique furent disponibles, on put voir que la croûte inférieure litée, de qualité constante depuis l'extrémité sud du profil, s'arrêtait brusquement, comme coupée au couteau, à la verticale de la faille du Bray. Au-delà, elle devenait floue pour réapparaître 5 km plus vers le nord avec un léger pendage nord. Il n'en fallut pas plus pour dire que cette faille, bien connue en surface, bien visible sur la section avec un rejet de 250 ms/Td, soit 400 m, se prolongeait verticalement à travers les 36 km de croûte, avant, sans doute, de pénétrer dans le manteau. Or, bien nette à travers le sédimentaire, elle est invisible dans la croûte supérieure, et réapparaît exactement à la verticale de la faille en surface, pour interrompre la croûte inférieure litée. Cette première interprétation hâtive, vite répandue, peut donc être remise en question.

En vibrosismique, le traitement est lourd. Chaque trace sur le papier est la résultante de 80 à 100 traces réparties en surface sur 15 km. Les résultats en profondeur sont bons quand les terrains sus-jacents sont homogènes, ce qui n'est pas le cas à proximité de la faille du Bray, où, au désordre dans les couches sédimentaires à faible vitesse, s'ajoutent les 400 m de surépaisseur du côté nord, qui retardent d'autant le signal émis à cet endroit par rapport à celui émis du côté sud. C'est avec ce même décalage que ces signaux vont aller se réfléchir sur une croûte litée continue et donner ainsi l'apparence d'une cassure nette à la verticale de la faille de surface. Le même phénomène de flou, mais à un degré moindre, se produit aussi sous la zone de la faille de la Seine. Celle-ci n'est pas aussi nette que celle du Bray. Elle se trouve quelque part dans un espace bruité d'environ 4 km, qui est accentué par les alluvions de la Seine.

Afin de s'assurer de la continuité des principales réflexions de la croûte, et notamment du Moho, aux alentours de la faille du Bray, un pointé a été fait sur les enregistrements bruts, non

traités, dont chaque trace n'est sommée avec aucune autre. Il confirme la régularité des mises en phase.

La faille du Bray se perd donc dans la croûte supérieure, et ne traverse pas la croûte inférieure litée, ni le Moho, contrairement à ce qui a pu être hâtivement pointé.

Pour pallier certaines déficiences particulières de la sismique verticale, plusieurs opérations de sismique grand angle ont été réalisées par Alfred Hirn et son équipe :

- au nord du profil vibrosismique ;
- en profilage des niveaux profonds de Dreux à La Rochelle.

Ces opérations ont été effectuées au moyen de « *tirs en éventail* ». Un tel tir consiste à mettre à feu 800 kg d'explosif, et à récupérer les ondes sismiques sur des stations, espacées de 2 ou 3 km, disposées en arc de cercle dont le rayon est de 100 km. De ce fait, les résultats obtenus ne concernent que les horizons profonds, en l'occurrence la croûte litée. Le long du profil vibrosismique, les tirs sont disposés à 50 km à l'ouest de la ligne, et les stations étalées à la même distance à l'est. Ainsi, les ondes émises se réfléchissent en profondeur en des points peu différents de ceux de la vibrosismique ou de la sismique verticale à l'explosif.

Au nord du profil, trois tirs espacés de 35 km, ont ainsi été mis à feu pour voir ce qui se passe dans le bloc du Brabant, sourd en vibrosismique, mais montrant des mises en phase désordonnées en sismique verticale à l'explosif. On y observe alors l'existence du Moho à 32 km à la verticale de l'affleurement de la faille du Midi. Il plonge vers le sud pour aller s'imbriquer, à plus de 45 km de profondeur, sous le Moho qui, en sismique vibratoire, se trouve ici à la profondeur de 40 km. Il n'y a donc pas de continuité entre le Moho du Brabant et celui du Bassin de Paris. Ils sont même certainement de nature différente car le contenu fréquentiel de leurs signaux respectifs est différent (Fig. 6).

Sept autres tirs en éventail ont été mis à feu en prolongation vers le sud-ouest, jusqu'à la hauteur de La Rochelle, soit sur une distance de 300 km. Un profil de sismique marine prit le relais pour compléter l'image de la croûte inférieure entre Cambrai et la côte espagnole.

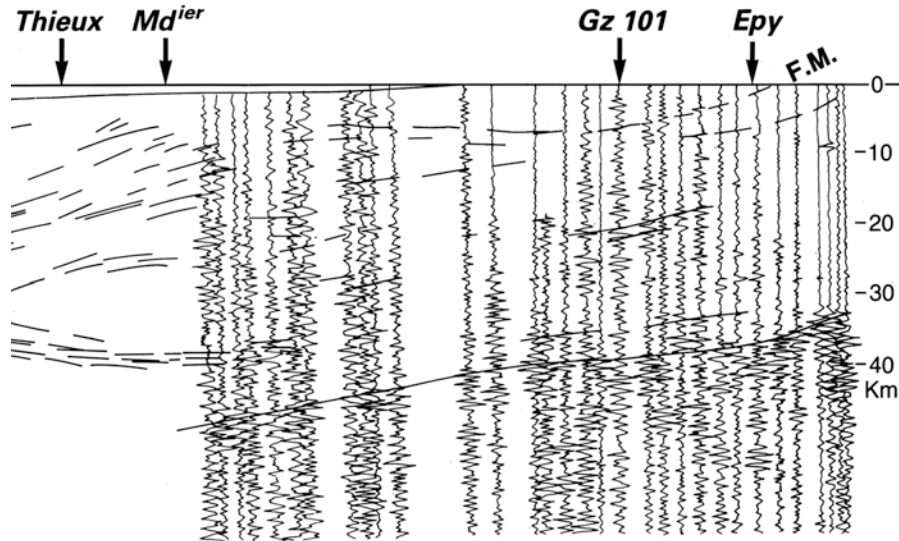


Fig. 6. Enregistrements de tirs grand angle à l'explosif au nord du profil Nord de la France (ECORS Nord de la France, Ed. Technip 1988).

En allant vers le sud (Fig. 7), on constate que l'épaisseur de la croûte reste sensiblement constante. La croûte inférieure, bien représentée, est individualisée entre un Moho bien défini et des réflecteurs qui se relaient. Ils sont tous alignés dans le même sens, en montée vers le nord, jusqu'à 160 km au sud de la Seine, ou au Mans. Ces arrivées montantes pourraient être des racines d'autres chevauchements internes, superposés, analogues à ceux de la nappe de Dinant, que l'on peut qualifier de nappe du Bray.

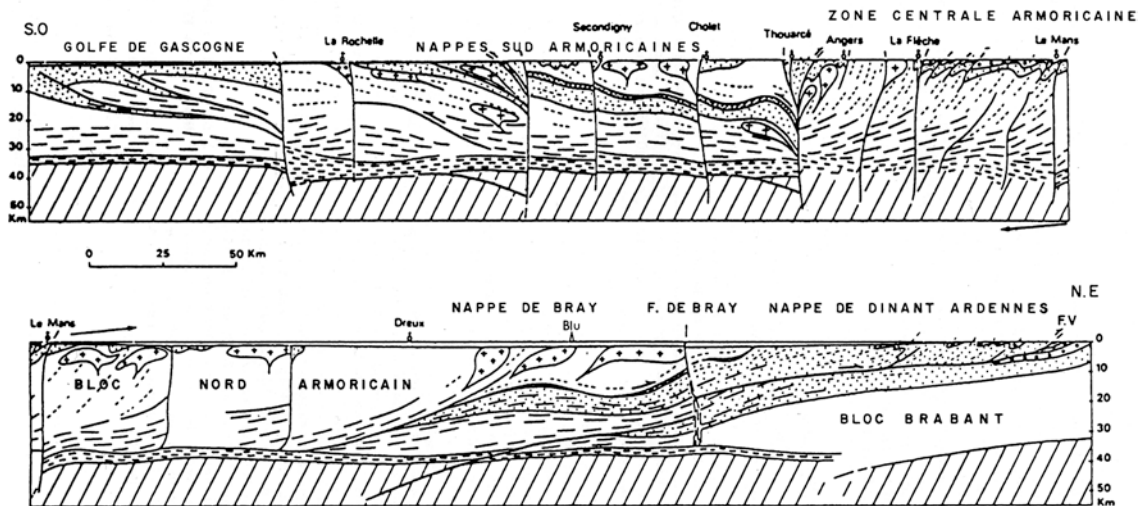


Fig. 7. Section de tirs grand angle à l'explosif de Dreux à La Rochelle (ECORS Nord de la France, Ed. Technip 1988).

Au-delà c'est un peu le chaos sur 100 km, à la traversée du prolongement armoricain. Cette zone contraste avec ses voisines au nord et au sud, dont elle est séparée par des décrochements. La croûte inférieure n'y est pas vraiment individualisée. On n'y observe que des

trains d'ondes de caractères variés, de fréquence un peu plus haute, dans lesquels le Moho ne peut pas être identifié.

Enfin, la croûte litée et le Moho réapparaissent et se suivent jusqu'à La Rochelle. La croûte inférieure montre là des arrivées remontant vers le sud, à l'inverse de celles situées au nord de la Bretagne. Elles pourraient être la trace de chevauchements vers le sud de la nappe sud-armoricaine.

Un profil marin, nord-sud, de l'étude ECORS « Bay of Biscaye » prend le relais à l'île d'Oléron pour aller jusqu'à la côte espagnole (Fig. 8). Il montre au nord la prolongation des chevauchements vers le sud observés à terre vers La Rochelle. La croûte litée, avec le Moho à sa base, s'y trouve entre 25 et 35 km de profondeur. Elle remonte, peut-être à 20 km, sous le bassin de Parentis, où elle est peu visible. Elle redescend ensuite vers la côte espagnole où elle retrouve sa profondeur entre 25 et 35 km.

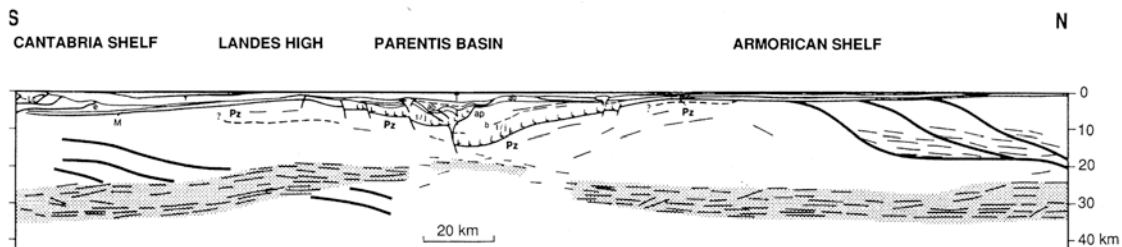


Fig. 8. Profil de sismique marine de La Rochelle à la côte espagnole (ECORS, Bay of Biscaye Survey, *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 171, 1997).

Ainsi, une coupe complète à travers la chaîne varisque a pu être obtenue grâce à la combinaison de méthodes d'acquisition sismique complémentaires et à l'excellente coopération, dans le cadre du programme ECORS, entre des organismes universitaires et industriels.

Le profil Pyrénées

À l'automne 1984, après la réalisation du profil nord de la France, la question se posa au Conseil scientifique de savoir quel profil serait mis en œuvre à l'automne 1985 : Alpes ou Pyrénées ? Le choix fut difficile, mais les préparatifs du côté Pyrénées étant plus avancés, notamment avec les Espagnols, la réalisation du profil Alpes fut repoussée à l'automne 1986. Par ailleurs, ce serait la première fois qu'une chaîne de montagnes serait traversée par un profil sismique de type industriel. Aller de la vallée de l'Èbre à celle de la Garonne serait une bonne expérimentation pour aborder l'année suivante la traversée des Alpes, plus difficile, de la plaine du Pô jusqu'au Jura. Le 21 novembre 1984 le Comité de direction annonça officiellement que le profil à travers la chaîne des Pyrénées se ferait à l'automne 1985.

La première réunion de l'équipe de profil ECORS Pyrénées s'était tenue en mars 1984 sous la direction de Pierre Choukroune et d'Alberto Garrido⁵. La discussion porta sur l'emplacement du profil à travers la chaîne. La traversée du côté est à travers une chaîne plus symétrique, d'un bassin à l'autre, fut préférée à un profil ouest, jugé plus compliqué des points de vue géologiques et structuraux.

C'est l'existence de deux vallées orientées nord-sud, dans un même axe, celles du Salat en France et celle du Rio Noguera Pallaresa en Espagne, de part et d'autre du port frontière de Salau, qui décida du cheminement exact du profil.

Il débute dans le bassin d'Aquitaine, à 28 km à l'est-sud-est de Toulouse. Après 50 km en direction du sud-sud-ouest, dans la vallée de la Garonne, il aborde le chevauchement frontal nord-pyrénéen non loin du Mas d'Azil où il prend une direction nord-sud. Il traverse les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs, la zone métamorphique Lherz-Tarascon, la faille nord-pyrénéenne (NPF) et la zone axiale à cheval sur les deux pays. En Espagne, il passe, au-delà de la zone des Nogueras, à travers le bassin de Tremp, puis franchit les sierras marginales pour se terminer dans le bassin de l'Èbre à 35 km au sud-est de Balaguer, totalisant ainsi une longueur de 250 km, dont 100 en France (Fig. 9).

En accord avec les Espagnols, ce fut le profil du côté français qui fut effectué le premier, du sud vers le nord, à l'automne 1985. Le profil du côté espagnol le fut par la CGG, l'année suivante, à l'automne également, du nord vers le sud. La même mise en œuvre que celle employée du côté français, avec les mêmes matériels sur le terrain et les mêmes paramètres tant sur le terrain qu'au traitement, fut utilisée. La SNEA ayant eu en Aquitaine de meilleurs résultats avec de l'explosif, plutôt qu'avec la vibrosismique, il fut alors décidé d'employer l'explosif partout où ce serait possible, (20 kg à 25 m de profondeur), y compris du côté espagnol. En France, dans la haute vallée du Salat, où la route, le chemin et le torrent ne laissaient aucune place pour effectuer des tirs, des vibrateurs durent être employés.

⁵ L'équipe était constituée, du côté français, d'universitaires de Rennes, Montpellier, Toulouse, Grenoble, Strasbourg et Paris, de pétroliers d'ESSO (ESSO s'était associé à ECORS pour ce profil), de la SNEAP et de l'IFP ; du côté espagnol, d'universitaires de Barcelone, Madrid et Saragosse, puis de membres de l'IGN (Instituto geografico nacional), de l'IGME (Instituto geologico y Minero de España), et de la société pétrolière ENI-EPSA-REPSOL.

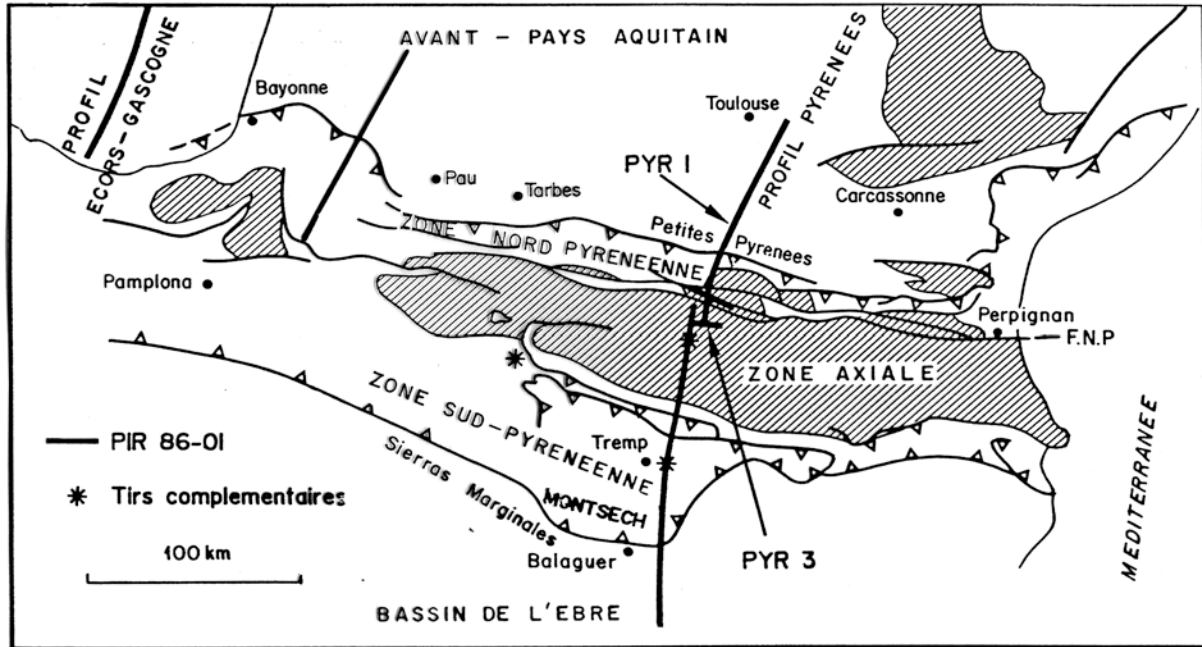


Fig. 9. Profil Pyrénées : Plan de position (ECORS, Pyrenean deep seismic Surveys 1985-1994, *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 173, 1998). FNP = Faille nord-pyrénéenne.

Un petit profil de trois km pour se raccorder avec le profil espagnol a été mis en œuvre à l'explosif le long de la frontière. À cet endroit dépourvu de chemins, la réalisation a dû être entièrement hélicoptérée (foreuses⁶, géophones ainsi que le personnel).

Le 24 septembre 1985, les premières rotations de l'hélicoptère commencèrent. Mais dans cette zone, il y avait des groupes d'isards que les chasseurs s'étaient donné beaucoup de mal à repérer pour le jour de l'ouverture de la chasse. L'hélicoptère les faisait fuir. Les chasseurs protestèrent véhémentement auprès de la sous-préfecture de Saint-Girons. Pour éviter qu'ils ne tirent sur l'hélicoptère, comme ils l'avaient déjà fait sur celui des gendarmes, une réunion avec le président de la fédération de chasse départementale fut organisée, à l'issue de laquelle un accord fut conclu pour, d'une part, délimiter la zone à ne pas survoler, et d'autre part, pour retarder la réalisation du petit profil de raccordement.

Malgré ce changement de programme, le 8 octobre, les premières vibrations étaient faites au début du profil. Après 20 km, tout fut arrêté pour revenir à la frontière réaliser le petit profil

⁶ Les foreuses hélicoptérées : ce sont de petites foreuses à air comprimé qui sont composées de trois éléments, le bâti avec son derrick, le compresseur et un moteur. Chaque élément pèse au maximum 600 kg et est aisément transportable par un hélicoptère *Lama*. Ce type de foreuse peut forer jusqu'à une centaine de mètres. Le déménagement d'un site de tir au voisin, quelques centaines de mètres plus loin, s'effectue en quatre rotations, les trois éléments plus un grand bac où se trouvent les tiges, le carburant et des outils divers. L'explosif et les détonateurs étaient approvisionnés par des rotations spéciales. Le trou étant fini, deux hommes et l'hélicoptère mettent 20 minutes pour démonter, transporter et remonter la foreuse sur le site suivant.

avec l'hélicoptère. Il n'y avait plus d'isards... La suite de l'acquisition, à l'explosif, se déroula normalement pour se terminer le 9 novembre 1985 dans l'est-sud-est de Toulouse.

La profondeur anormale du Moho sous la partie centrale de la chaîne, la structure profonde le long de la faille nord-pyrénéenne (FNP) avaient fait depuis longtemps l'objet d'hypothèses non vérifiables, faute de pouvoir disposer de méthodologies géophysiques capables de les départager. De nombreux modèles avaient été proposés à partir des observations de surface et des connaissances que l'on pouvait avoir sur l'histoire de la plaque ibérique.

Cette petite plaque se trouvait au début de l'ère secondaire (200 Ma) dans le golfe de Gascogne qui était alors fermé. Lors de l'ouverture de l'Atlantique, au Crétacé inférieur (120 Ma), la plaque ibérique effectue une rotation senestre, tout en se déplaçant vers le sud-ouest, ouvrant en même temps le golfe de Gascogne. Elle se déplace ensuite vers l'est-sud-est le long d'une zone de faiblesse de la croûte qui deviendra l'actuelle FNP. Au cours du Crétacé supérieur, ce déplacement s'arrête ; commence alors la compression qui s'achèvera il y a 25 Ma, après avoir donné naissance à une chaîne de collision intraplaque continentale.

Selon un axe nord-sud, deux hypothèses structurales étaient avancées :

- l'une faisait chevaucher la plaque européenne, ou aquitaine, sous la plaque ibérique, ce qui impliquait en profondeur la courbure de la FNP vers le sud ;
- l'autre conservait la verticalité de la FNP délimitant nettement les deux plaques qui se chevauchaient sur elles-mêmes vers le nord, au nord de la FNP, et vers le sud au sud de la FNP ; cette structure était dite en « éventail » (Fig. 10).

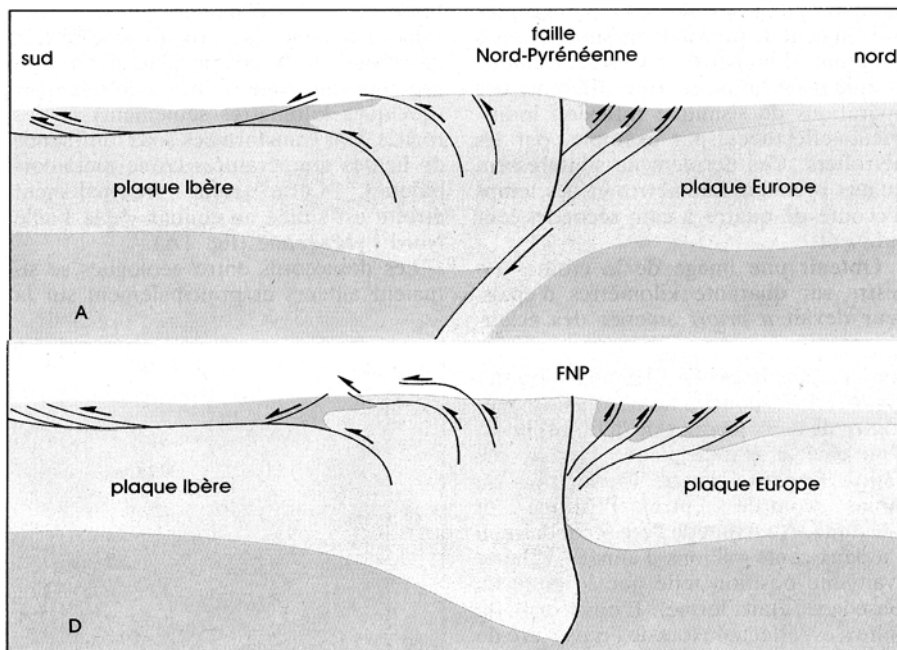


Fig. 10. Deux des hypothèses formulées avant la réalisation du profil Pyrénées (P. Choukroune et A. Garrido, *La Recherche*, n° 206, janvier 1989).

Là encore la section sismique n'est pas présentable. Seul son line-drawing effectué sur des sections à petite échelle est représenté sur la figure 11.

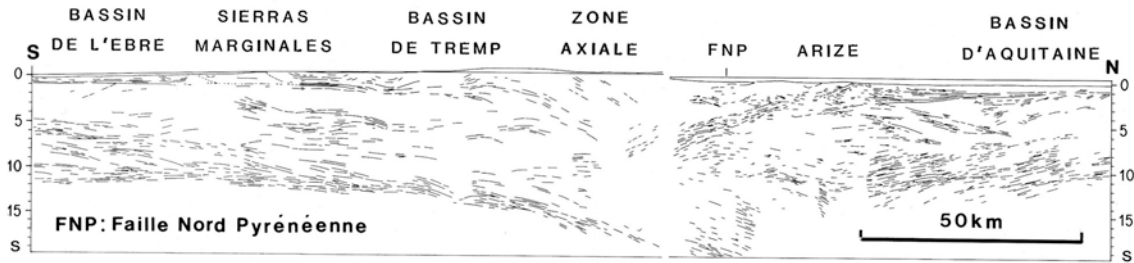


Fig. 11. Profil Pyrénées : pointé. (*Mémoires de la Société géologique de France*, n° 173, 1998).

De part et d'autre de la zone centrale, les croûtes, sous les vallées de l'Èbre et de la Garonne, présentent des images sismiques similaires.

Au sud, en surface, en allant vers le nord, on peut voir un sédimentaire qui disparaît sous les sierras marginales, puis le bassin de Tresp. Il est composé de séries mésozoïques et tertiaires décollées avec, au-dessous, un ensemble horizontal qui serait autochtone. Ce serait de l'Éocène ou du Permo-triasique selon l'ampleur du déplacement que l'on attribue au bassin de Tresp. Viennent ensuite les Nogueras qui s'enracinent au niveau de la zone axiale.

Dans la croûte supérieure, il existe des arrivées pentées nord ou horizontales, qui sont attribuées à des réflexions hercyniennes. La croûte inférieure litée se trouve entre 10 et 12 s à l'extrémité du profil. Elle est de plus en plus pentée vers le sud et s'enfonce sous la zone axiale.

Au nord, dans la vallée de la Garonne, on trouve les mêmes caractéristiques générales : du nord au sud un revêtement sédimentaire qui s'épaissit jusqu'à 4 s avant de disparaître sous les nappes du front pyrénéen. Au nord de l'Ariège il repose sur des petits bassins permiers attestés par des forages. Les massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs sont allochtones, transportés vers le nord. Comme dans le sud, la croûte supérieure montre des alignements à pendage nord, (dont certains ressemblent à des hyperboles de diffraction ?) qui, de structure hercynienne, vont tangenter le toit de la croûte inférieure. Cette dernière arrive à 7 s, avec une épaisseur de 3 s, elle pend doucement vers le sud, n'est plus visible sous le front pyrénéen, puis réapparaît sous l'Arize, au nord de la FNP, montant vers le nord.

Enfin, en Aquitaine, au nord de la vallée de l'Ariège, on observe à la base de la croûte deux doublets de réflexions qui présentent des caractéristiques sismiques identiques en énergie et fréquence. Celui qui est le plus au nord se trouve à 9,8 s et à 10,5 s. Il est à pendage sud faible. Il disparaît un peu au nord de l'Ariège au moment où apparaissent des réflexions à 10,3 et à 11 s qui ont les mêmes caractéristiques que les précédentes et pendent aussi vers le sud.

Cette similitude de formes pratiquement superposables suggère que le profil a traversé sous un angle très faible, vers Auterive sur le flanc nord de la vallée de l'Ariège, une faille

décrochante à travers la croûte. Cette faille proche de la direction du profil pourrait être le prolongement de la faille qui passe bien plus au nord, à Villefranche-de-Rouergue. Elle serait aussi dans l'axe de la vallée de la Garonne en amont de Toulouse. Ne pouvant connaître la valeur de l'angle entre le profil et la faille, on ne peut pas dire le sens du décrochement. Seule son amplitude peut être chiffrée en mesurant la distance entre les points remarquables décrits plus haut. On trouve ainsi 21 kilomètres. Étant donné qu'à cet endroit, au-dessus de la croûte litée, il y a peu de mise en phases significatives, cette faille pourrait affecter en partie la croûte supérieure.

L'épaisseur initiale des croûtes ibérique et européenne est conservée dans les avant-pays. Cependant, le profil ECORS montre le contraste qui existe entre elles, puisque, même avant les déformations pyrénéennes, la croûte ibérique était déjà plus épaisse que la croûte européenne, donc plus profonde ; néanmoins c'est cette dernière qui conserve la croûte inférieure litée la plus épaisse, 3 s contre 2 s en Ibérie.

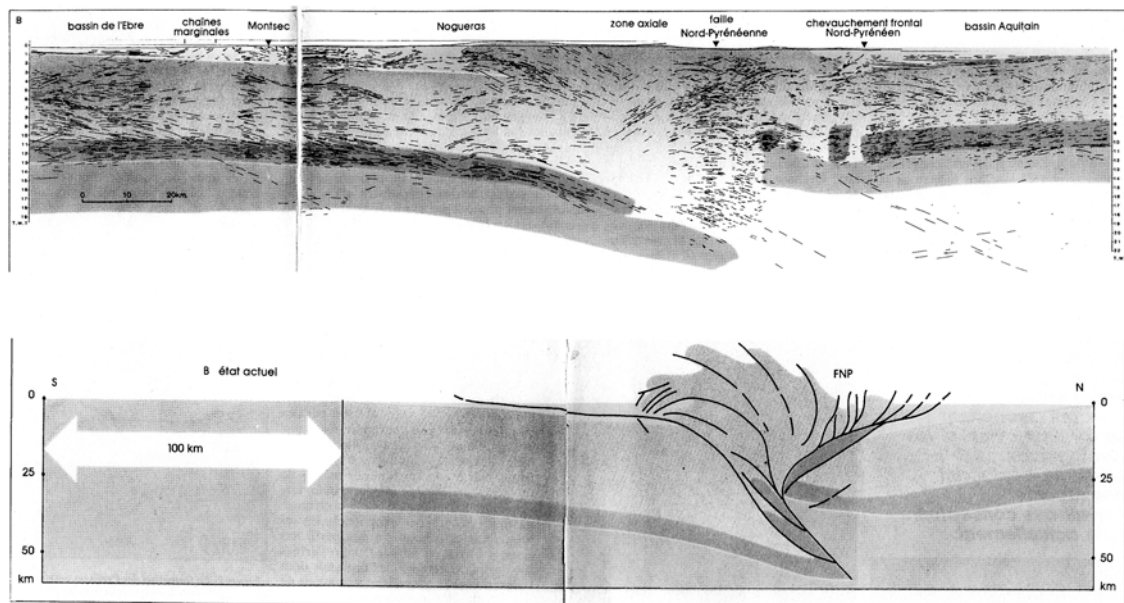


Fig. 12. Interprétation schématique après migration (échelle verticale en kilomètres) (*La Recherche* n° 206, janvier 1989).

Dans la zone axiale de la chaîne, sous la FNP, exploitée en vibrosismique, on remarque des interférences entre des arrivées pentées vers le nord et d'autres pentées vers le sud. Elles sont continues et énergiques. Plus profondément, vers 8 s une suite de réflexions subhorizontales apparaît. Croûte litée européenne ? Plus profondément encore, vers 18 s on devine la croûte ibérique qui plonge sous la croûte européenne. Il est difficile de trouver dans ce mélange une limite entre les deux plaques. La raison en est que tant que les couches géologiques restent horizontales ou peu pentées, l'image de la section en échelle temps d'enregistrement reste très acceptable. Par contre dans une zone complexe telle qu'ici, où il existe des terrains très pentés loin de la verticale de l'émission en surface, ils sont enregistrés comme s'ils se trouvaient à

l'aplomb du tir. Un traitement spécial, la migration, doit alors être appliqué pour remettre les couches à leur vraie place. C'est ce qui a été fait et présenté sur la figure 12 où l'échelle est maintenant kilométrique.

Prévoyant ce type de résultats, des enregistrements complémentaires ont été réalisés en une pseudo 3 D, à cheval sur la FNP, en profitant de l'acquisition du profil.

La figure 13 montre la mise en œuvre de cette acquisition. Trois rangées de tirs à l'explosif (50 à 100 kg), parallèles au profil ont été implantées, dans la mesure du possible, à 10, 20 et 30 km vers l'est, de façon à obtenir, en captant leurs réflexions sur la ligne sismique, trois coupes parallèles au profil, et éloignées théoriquement de 5, 10 et 15 km de celui-ci. La FNP a donc été recoupée quatre fois.

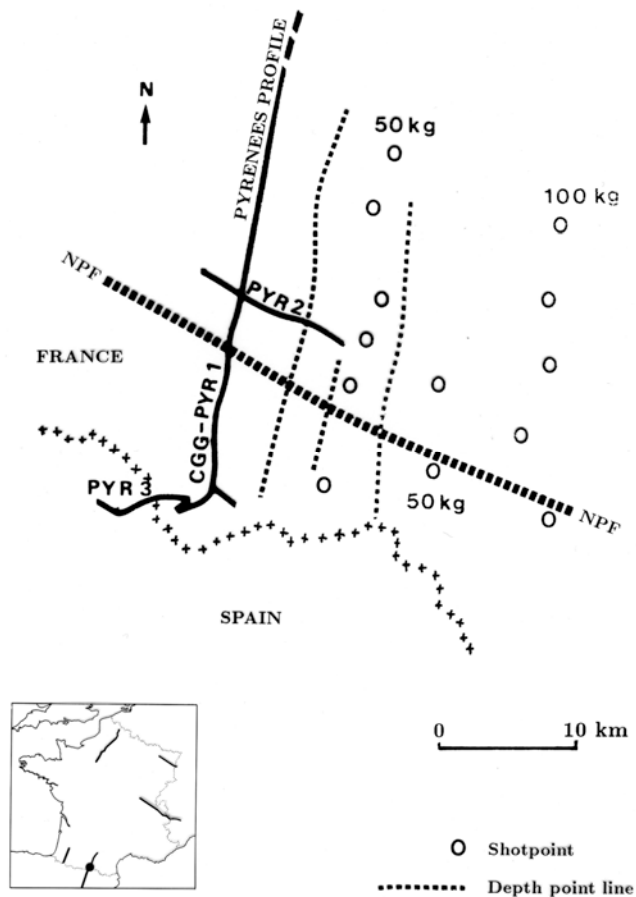


Fig. 13. Profil Pyrénées : implantation des tirs complémentaires à cheval sur la faille nord-pyrénéenne (FNP) (*Mémoires de la Société géologique de France*, n° 173, 1998).

Après avoir été migrées⁷, ces coupes, semblables, moins bruitées qu'en vibrosismique, montrent plus de réflexions avec une géométrie plus précise. Ce qui permet de dire que le

⁷ C'est-à-dire soumises à un traitement interprétatif (cf. Fig. 12).

soubassement de la FNP est cylindrique avec un pendage vers le nord-ouest. Un premier groupe à pendage sud jusque vers 6 s, visible aussi en vibrosismique, pourrait correspondre à des gneiss précambriens affleurant plus au nord. La FNP est, de ce fait, affectée, et ne pourrait être verticale que jusqu'à une dizaine de kilomètres. Entre 8 et 10 s (# 30 km) un groupe horizontal serait le prolongement de la croûte litée européenne. Enfin, à partir de 12 s, trois ensembles bien différenciés à pendage sud appartiendraient à la croûte inférieure espagnole.

Au Paléocène-Éocène, la lithosphère européenne bloque l'avancement du bloc ibérique et provoque des rétro-chevauchements vers le nord, qui correspondent aux arrivées inférieures à 10 s. À l'Oligocène, la plaque ibérique en cours de subduction sous l'Europe se serait écaillée à son tour, comme le suggèrent les trois paquets qui arrivent au delà de 12 s (#36 km) et qui sont pentés vers le nord.

Cela aboutit à une représentation de la FNP (Fig. 14) qui n'est compatible avec aucune des hypothèses préalablement émises. Il semble donc que la limite verticale entre les plaques ibérique et européenne ait été poinçonnée, puis ployée quand les deux plaques se sont rapprochées puis, entrées en collision, induisant ainsi un raccourcissement de la croûte d'une centaine de kilomètres.

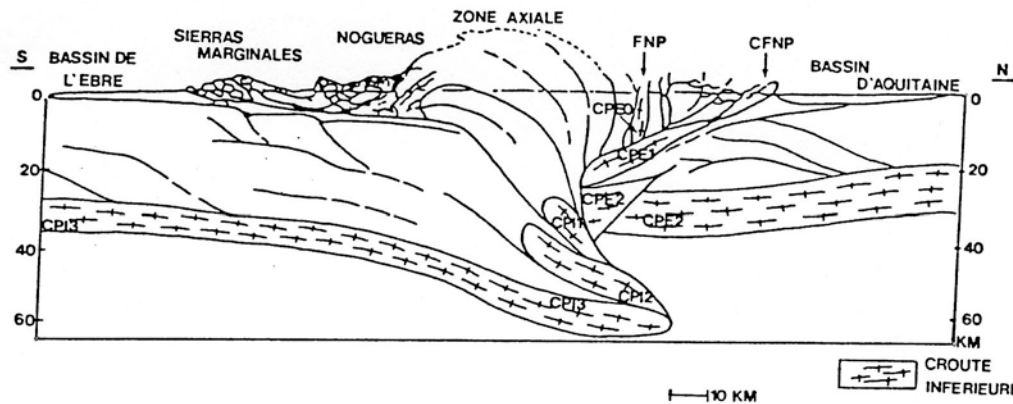


Fig. 14. Coupe à cheval sur la faille nord-pyrénéenne issue des tirs complémentaires (échelle en kilomètres) (Y. Anguy, B. Damotte, F. Roure. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 313 (série II), p. 677-684, 1991). FNP = Faille nord-pyrénéenne ; CFNP = Chevauchement frontal nord-pyrénéen ; CPI = Croûte litée profonde ibérique ; CPE = Croûte litée profonde européenne.

L'IPGP a par ailleurs effectué une autre opération complémentaire pour chiffrer la profondeur du Moho espagnol sous la croûte française. Elle a consisté à mettre à feu 1500 kg d'explosif à 100 km à l'ouest du profil et à réceptionner les ondes 100 km à l'est sur une ligne nord-sud étalée du nord de Castres à Font-Romeu. La profondeur trouvée est de 58 km.

Il aurait été miraculeux que ce premier profil de sismique industrielle à travers une chaîne de montagnes ait pu résoudre tous les problèmes liés à sa formation. Mais, là encore, son intérêt a

également été de faire travailler ensemble, avec profit, une bonne cinquantaine de personnes émanant de sphères différentes en Espagne et en France.

En octobre 1989, un autre profil sud-nord dans l'avant-pays pyrénéen a été effectué dans l'ouest de la chaîne, le profil Pyrénées-Arzacq. Il n'a pas été prolongé en Espagne. Il démarre à la frontière dans les Arbailles, 20 km au sud-ouest de Saint-Jean-Pied-de-Port, passe au col d'Osquiche, traverse le bassin de Mauléon, contourne Orthez, traverse le bassin d'Arzacq et se termine sur l'anticlinal d'Audignon, à 20 km au sud de Mont-de-Marsan. Au vu de ses mauvais résultats, il est évident que le choix initial de faire le profil est en premier a été le bon choix.

Sous la moitié nord, jusqu'au bassin de Mauléon, un épais sédimentaire, bien connu des pétroliers, a été trop absorbant pour les ondes sismiques, au point de masquer la croûte litée et de ne laisser apparaître que deux ou trois arrivées d'énergie à 10 s, pouvant être attribuées au Moho. Sous les Arbailles, au sud, sous quelques alignements incohérents, on devine à la verticale de la frontière, à 15 s, des mises en phase pentées vers le nord. Elles pourraient être attribuées à la subduction de la croûte ibérique sous la croûte européenne.

En décembre 1991, l'équipe IPG de Strasbourg est venue sur le bassin de Mauléon expérimenter une acquisition de sismique profonde en pseudo 3 D, dite 2.5 D, qui a été utilisée par un étudiant pour effectuer une thèse sur le traitement sismique. Cette 2.5 D était dérivée de la 3 D pétrolière, mais avec des mailles plus grandes réparties sur des surfaces plus étendues, en rapport avec la profondeur à atteindre (720 traces étalées sur 96 km²). La complexité et l'épaisseur du sédimentaire associées à une densité encore trop faible de la mise en œuvre ne permit pas d'atteindre la croûte. Seuls des horizons sédimentaires ont pu être représentés mais de façon encore trop peu cohérente.

Tirant profit de ce premier test, une deuxième expérience a été tentée en mars 1994. Elle eut lieu sur le profil Pyrénées Est, au nord du Mas d'Azil, où la sismicité était plus favorable. Chaque tir était enregistré par 240 traces étalées sur 36 km². Malgré cette densité plus faible, deux niveaux de réflexions profondes ont pu être atteints. Étant bien marqués et continus, leurs pendages « réels » ont pu être obtenus. À 12 s Moho pend vers le sud-ouest, et à 5 et 6 s des arrivées attribuées à de l'Hercynien pendent vers l'est et le nord-est. Ici également ces données ont pu être utilisées pour faire une thèse sur le tracé des rayons et la migration en 3 D.

Le profil Alpes

La réalisation d'un profil à travers les Alpes avait été évoquée à la naissance du programme ECORS. Les scientifiques italiens, qui étaient nécessairement concernés, ont été contactés en 1984 puis, en janvier 1985, une convention était signée avec le CNR, qui deviendra

l'un des composants du programme italien CROP (Convention Coordination Committee) avec AGIP et ENEL (National Electricity Board).

Comme pour les Pyrénées, une équipe de profil fut constituée en 1985, dirigée du côté français par Adolphe Nicolas (université de Montpellier) et Alfred Hirn (IPGP) et, du côté italien, par Rinaldo Nicolich (université de Trieste) et Riccardo Polino (CNR-Torino). Un comité de coordination de six personnes, dont Christian Bois (IFP) et Carlo Morelli (Université de Trieste), fut également constitué.

C'est un profil au nord, orienté NW-SE, par Belledonne et le massif du Mont-Blanc qui a été choisi plutôt qu'un profil plus au sud, car il coupe perpendiculairement la zone de collision d'où sont sorties les Alpes. Comme il fallait concilier à la fois la géologie et la faisabilité, c'est-à-dire respecter au mieux l'orientation prévue et la possibilité de passer avec des vibrateurs ou de faire des tirs, c'est un itinéraire passant au nord du col de l'Iseran qui fut choisi. En Italie, le val d'Orco allait dans la bonne direction presque jusqu'à la crête frontière à 3000 m. Du côté français, on retrouvait la route de l'Iseran à 6 km à l'est de Val-d'Isère. Entre les deux, un espace protégé de 7 km était occupé par le Parc national de la Vanoise, où l'Isère prend sa source au pied de glaciers. Au-delà, dans la bonne direction, le profil passe par Bourg-Saint-Maurice, le col des Aravis, le plateau des Glières, évite Oyonnax par le sud, traverse la Bresse en ligne droite et franchit la Saône au sud de Tournus pour se terminer à 3 km de l'autre côté.

De fait, ce long profil de 357 km est constitué de quatre profils, de longueurs inégales, réalisés en 1986 et 1987 (Fig. 15).

Le 25 août 1986, les premières vibrations du premier tronçon ont été faites, de nuit, à l'est de Val-d'Isère pour se poursuivre ainsi jusqu'à l'entrée de Bourg-Saint-Maurice, cela à cause des traversées inévitables de Val-d'Isère, de Tignes le long du barrage et de Sainte-Foy-Tarentaise, et aussi à cause de l'étroitesse, à l'époque, de la route dans la vallée très resserrée de l'Isère. Ce premier tronçon s'arrêta au plateau des Glières, après 101,5 km. En effet, le flanc est du plateau n'était pas franchissable pour les vibrateurs. Après un détour pour monter sur le plateau, les vibrations reprirent le 29 octobre 1986, jusqu'à la rive nord du Rhône, franchi à son entrée en France, après 49 km. Cette deuxième partie fut réalisée avec la participation d'EURAFREP.

Du côté italien, CROP, avec Prakla, réalisa son profil avec les mêmes matériels et les mêmes paramètres que ceux de la CGG, du 30 octobre 1986 au 11 décembre 1986. Le profil part du lac Serru, au pied de la frontière, pour aller, *via* le val d'Orco jusqu'à 40 km au nord-est de Turin, non loin du Pô.

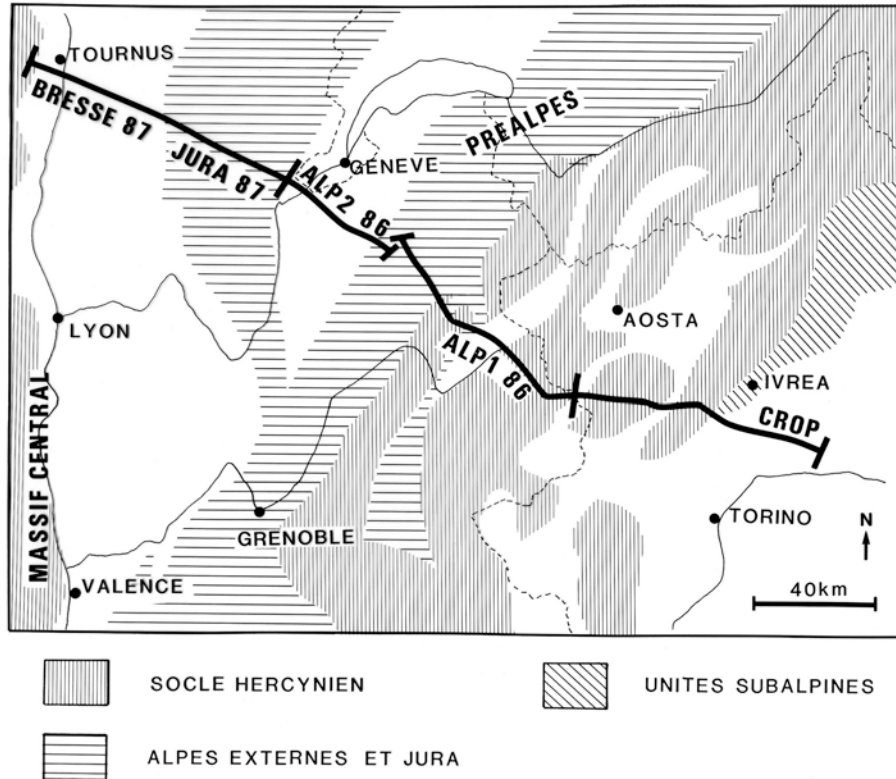


Fig. 15. Profil Alpes : Plan de position (ECORS-CROP, Alpine seismic traverse, *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 170, 1996).

L'année suivante, du 5 au 11 octobre 1987, un profil de liaison était effectué par une équipe franco-italienne, de part et d'autre de la crête frontière, recouverte de neige et de glaciers entre 2000 et 3000 m d'altitude. Cette opération spéciale fut entièrement hélicoptérée. Tous les tirs, ainsi que ceux qui ont été faits en grand angle en supplément du côté italien et du côté français, ont été mis à feu et enregistrés simultanément, à la milliseconde près, par les deux camions laboratoires, distants de 8 km à vol d'oiseau. Cette prouesse technique a été rendue possible grâce à un relais déposé en hélicoptère à 2990 m, en un point d'où les deux laboratoires étaient « en vue ».

Cette opération hors du commun, n'a été rendue possible qu'après avoir présenté le projet à une réunion du conseil du Parc national de la Vanoise. L'accord a été obtenu, à condition d'aller voir et repérer, avec un guide, en deux jours, toutes les zones où la flore était protégée, puis éventuellement, d'hélicoptérer au refuge du Prariond du matériel un peu lourd et du ravitaillement qui normalement auraient été amenés à dos d'homme. Nous avons ainsi pu étaler des géophones jusqu'au pied du glacier.

Le traitement des enregistrements effectué par la CGG a été remarquable, car la ligne était loin d'être droite, et les tirs qui, habituellement, doivent être disposés à intervalles réguliers sur la ligne, ont été implantés en ordre dispersé parce que le forage ne pouvait pas se faire dans des éboulis ou à travers des venues d'eau.

Le dernier tronçon du profil Alpes a été réalisé du 6 octobre 1987 au 5 novembre 1987, depuis la rive droite du Rhône, près de la frontière suisse, à travers le Jura et la Bresse, pour s'arrêter au delà de la Saône, après 117 km. Dans le Jura, l'explosif fut employé, mais par manque de cluses pour passer d'un val à l'autre, on dut au début faire appel à l'hélicoptère. Après Coligny, la Bresse fut traversée en vibrosismique au grand mécontentement d'antinucléaires, qui avaient réussi peu avant à chasser une équipe de la CGG venue prospecter, avec le même matériel, pour l'enfouissement des déchets radioactifs. Après qu'ils eurent manifesté à la préfecture, puis furent venus nous intimider sur le terrain, nous leur avons fait des conférences pour leur expliquer que notre objectif se situait à plus de 30 km et que nos données ne permettaient pas de définir un site dans les 100 m de profondeur. Bien que peu convaincus, ils nous laissèrent à peu près travailler sans nous démonter le dispositif pendant la nuit, comme d'autres l'avaient fait ailleurs. Le 5 novembre 1987, la dernière vibration était faite à l'orée du Massif Central.

La figure 16 représente le pointé de la totalité du profil. En montrant une croûte litée qui plonge doucement sous une zone pleine d'arrivées énergiques en tous sens, et des amorces de chevauchements, il évoque le même scénario que dans les Pyrénées, à savoir une collision continent-continent. Ici, la plaque apulienne contre la plaque européenne.

Du Crétacé à l'Éocène, la croûte européenne a plongé en subduction sous la plaque apulienne, avant que les deux plaques entrent en collision à l'Oligocène. Cette compression provoque des chevauchements, des charriages, en un mot, la surrection des Alpes. Cette compression est toujours active, de même que dans les Pyrénées, comme le prouvent les petits séismes qui se produisent de temps en temps.

À partir de l'ouest, la croûte inférieure est visible sous le Massif Central entre 7 et 9 s, puis après un manque de visibilité sous la Bresse, se retrouve entre 8 et 10 s sous le bord occidental du Jura. Ensuite elle pend doucement vers la zone de collision. Elle amorce un début de plongeon sous Belledonne, et cesse d'être visible à la verticale de l'affleurement d'une réflexion très pentée vers l'est, qui n'est autre que le front pennique. (Ce dernier est bien visible dans la nature, non loin du Cormet de Roselend sur la route de Bourg-Saint-Maurice à Beaufort).

En surface, en allant vers le nord-ouest à partir du front pennique, la chaîne de Belledonne, faite ici de roches métamorphiques souvent schisteuses, ne montre pas, dans la croûte supérieure, d'alignements significatifs, sauf au niveau de la croûte inférieure, où ils sont bien marqués.

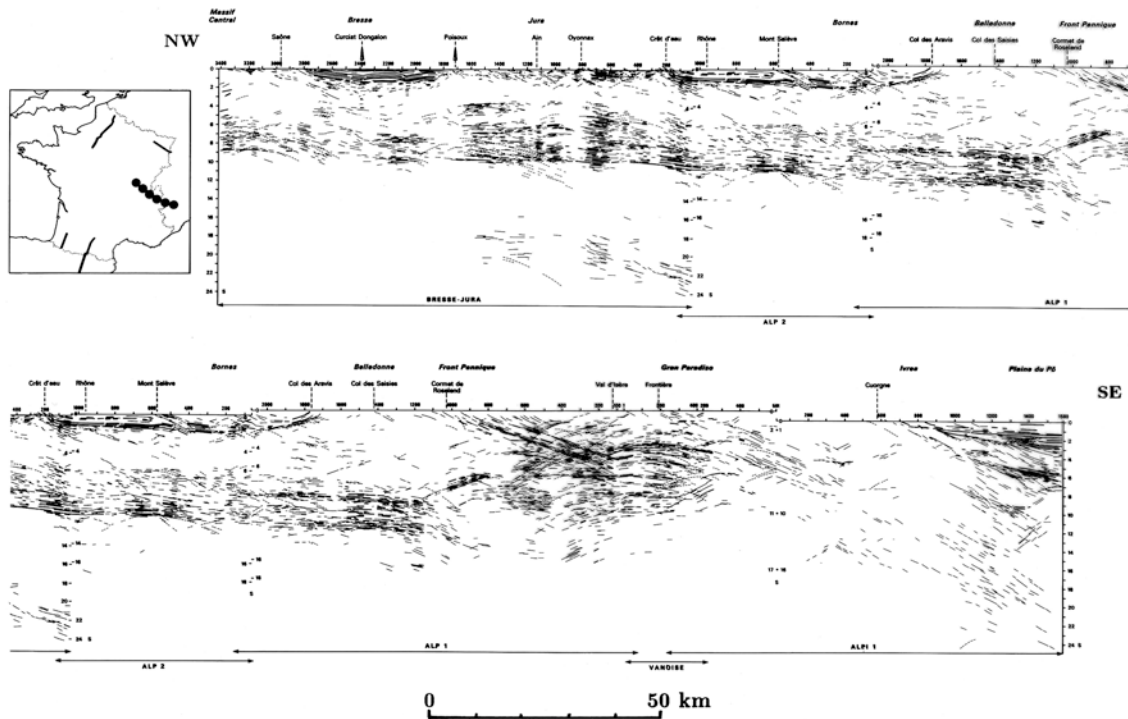


Fig. 16. Profil Alpes : pointé (*Mémoires de la Société géologique de France*, n° 170, 1996). En haut, nord-ouest du profil jusqu'au Cornet de Roselend. En bas, sud-est du profil avec un recouvrement du Crêt d'Eau au Cornet de Roselend.

Au col des Aravis, une réflexion pentée vers le nord-ouest descend sous les nappes subalpines. C'est la base du chevauchement sur lequel la couverture sédimentaire de Belledonne a glissé vers l'ouest, en formant les bassins molassiques entre la zone subalpine et le Jura. Dans cette zone molassique, les fortes réflexions sous-jacentes sont mésozoïques. Elles subissent les contre-coups de la compression alpine, qui font apparaître le mont Salève, puis, avec de moins en moins de pression, les chaînons jurassiques successifs du Jura. Au-delà d'Oyonnax, le Jurassique s'amincit et ne marque plus en sismique. Ce qui ne l'empêche pas de venir chevaucher la bordure orientale du fossé Bressan, comme l'a montré le forage de Poisoux où le Tertiaire de Bresse a été retrouvé sous le Jurassique.

Avant d'arriver au Massif Central, l'image du graben de la Bresse donne l'apparence d'un bassin subsident, dont la série sédimentaire va du Permo-Trias au Pliocène et renferme deux épisodes salifères, triasique et oligocène, transparents en sismique. Il présente un horst du socle, le horst de Cormoz, qui provoque un bombement en son centre. Sur son flanc droit, des failles d'effondrement successives sont bien visibles. Le line-drawing de la Bresse confirme que ce fossé est dissymétrique, bordé à l'est par une grande faille normale et remontant régulièrement à l'ouest vers le Massif Central. C'est donc un demi-graben.

Au-dessus de la croûte litée et dans le manteau supérieur, des arrivées à pendage est sont visibles. Il ne peut s'agir que d'événements compressifs, qu'il est difficile d'attribuer à la phase hercynienne ou à la phase alpine.

Dans la zone axiale de la chaîne, sous le Grand-Paradis, de nombreuses arrivées sismiques, pentées dans les deux directions, sont visibles depuis la surface jusque vers 11 s. Les arrivées à pendage est, émergeant au Cornet de Roselend, attribuées au front pennique, recourent en profondeur des réflexions à pendage ouest, avant de venir se greffer vers 6 s dans une zone subhorizontale. Après 6 s, de nombreuses réflexions évoquent une croûte inférieure litée, dont la base est à 8 ou 9 s. Cela implique la présence de roches mantelliques sous-jacentes, au même niveau que la croûte litée venant de l'ouest, qui plonge sous la zone centrale. Il faut donc en conclure qu'il y a là superposition de deux croûtes inférieures séparées par une écaille de manteau.

Des tirs à l'explosif ont accompagné la vibrosismique du Cornet de Roselend à Val d'Isère, en même temps que d'autres étaient faits par l'IPGP en grand angle. L'ensemble de ces tirs montre que la croûte s'enfonce profondément jusqu'à 60 km sous l'axe de la chaîne. Cela confirme des résultats obtenus en réfraction et grand angle par l'IPGP, bien avant la naissance d'ECORS.

Cette sismique grand angle a permis d'étudier la répartition des vitesses dans les couches profondes ; elles évoluent de 4000 à 7800 m/s. Cette dernière vitesse est caractéristique de roches mantelliques. Elle a été trouvée sous la Vanoise, encadrée par des vitesses à 6000 m/s qui sont celles de la croûte inférieure litée, ce qui confirme l'hypothèse de la superposition de deux croûtes. Elle a encore été trouvée dans la zone de Sesia et d'Ivrea, bien connue pour son anomalie gravimétrique maximale, due à un corps à forte densité peu profond.

Des relevés gravimétriques supplémentaires ont été faits dans la zone du profil. Ils montrent de fortes densités sur Sesia et Ivrea, ce qui était connu, mais aussi une alternance de densités fortes et moins fortes dans la zone axiale. De plus, des relevés aéromagnétiques ont été réalisés en volant à 4000 m au-dessus du profil : leurs résultats confortent ceux de la gravimétrie, et ils sont tout à fait compatibles avec ceux de la sismique (Fig. 17).

Il apparaît donc que le raccourcissement horizontal a provoqué de grands chevauchements à faible pendage, qui se traduisent par un empilement de nappes impliquant le manteau. La chaîne alpine comporte deux ou trois chevauchements lithosphériques majeurs à vergence ouest, l'un émergeant à l'ouest des massifs cristallins externes vers le Jura, un autre au front Pennique, et le troisième à la ligne insubrienne entre Sesia et Ivrea.

L'extrémité du profil du côté italien montre, au delà d'une zone transparente faite de roches métamorphiques, puis mantelliques, les couches sédimentaires biseautéées à pendage est représentant la bordure occidentale du bassin du Pô.

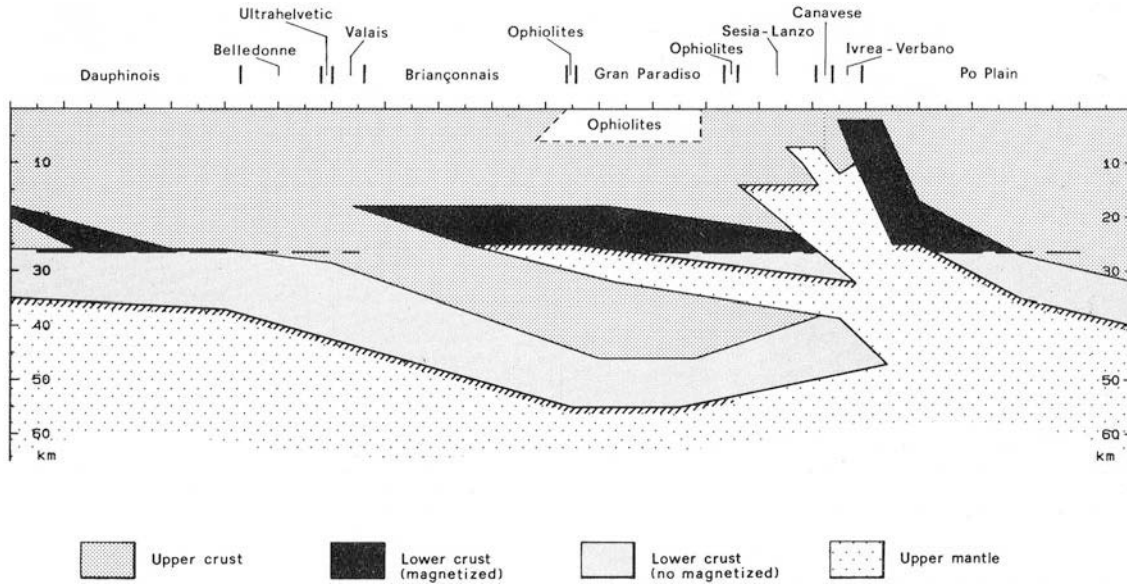


Fig. 17. Profil Alpes : coupe magnétotellurique (*Mémoires de la Société géologique de France*, n° 170, 1996).

Sur la figure 18, on voit, sous la Vanoise, le chevauchement du Grand-Paradis, une première croûte européenne avec un Moho aux environs de 10 s, suivi par le manteau, et, vers 13 s, à nouveau la croûte européenne avec le Moho autour de 20 s surmontant le manteau.

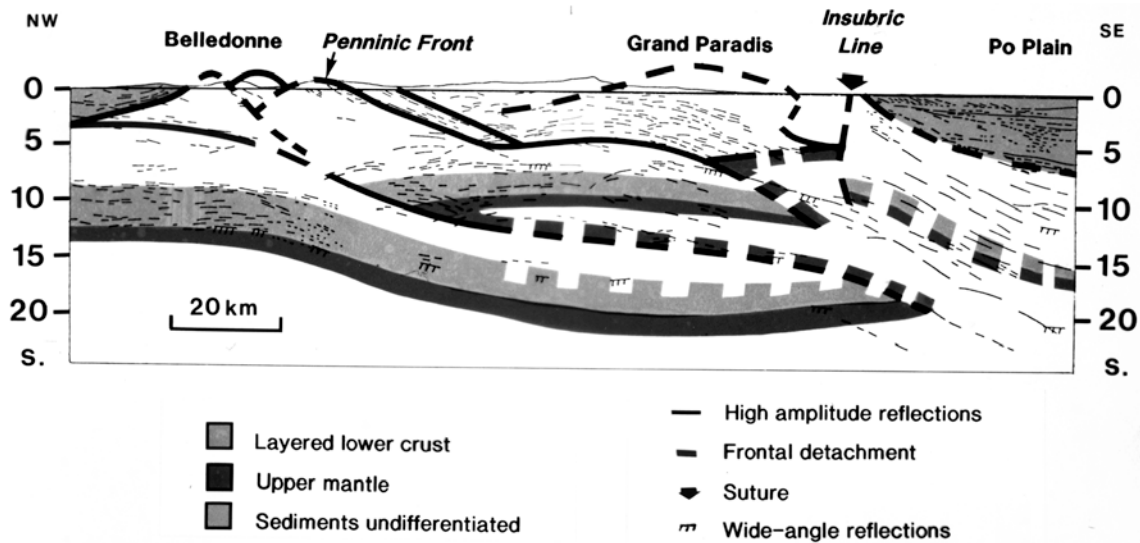


Fig. 18. Interprétation structurale de la zone axiale des Alpes (*Mémoires de la Société géologique de France*, n° 170, 1996).

Cette interprétation de la zone de collision, appuyée sur le pointé de la sismique, donne simplement une idée de la réalité. Quelles que soient les interprétations que l'on peut faire, toutes sont obligées de tenir compte des données de ce profil, à savoir la pénétration du manteau sous la zone axiale par-dessus la croûte, et une poussée du manteau apulien vers l'ouest jusqu'à monter en surface.

Le profil fossé Rhénan

Ce fossé est la partie la plus marquée d'un système de rift qui va de la Méditerranée à la mer du Nord. Il s'étend entre Bâle et Francfort sur 300 km de longueur et 30 à 40 km de large.

Reposant sur un socle cristallin hercynien, une phase de distension au Permien se traduit par une série de failles (Lalaye-Lubine-Baden-Baden) et de blocs basculés. Il y a érosion avant la transgression téthysienne au Trias, qui se continue au Jurassique. Il y a exondation au Crétacé, donc pas de dépôt. À la fin de l'Éocène, une compression nord-sud d'origine pyrénéenne provoque de grandes fracturations subméridiennes. À l'Oligocène, enfin, une distension provoque la subsidence du fossé. C'est la période de rifting proprement dite, au cours de laquelle le graben du Rhin s'individualise.

Dès le début du programme ECORS, des contacts avaient été pris avec les Allemands de DEKORP qui étaient les pionniers en sismique industrielle profonde en Europe. Deux profils à travers le graben du Rhin ont alors été envisagés. Au préalable, il fallait s'assurer que la croûte litée serait visible dans le fossé en vibrosismique. On savait que cette technique donnait de très bons résultats dans le sédimentaire pétrolier, mais on se doutait qu'en raison de la présence de sel en Alsace, la sismique verticale serait aveugle.

C'est pourquoi il fut décidé de faire une première opération test en commun. En septembre 1984, on procéda à un premier essai de vibrosismique en grand angle à travers le fossé. La distance entre la source et les récepteurs était de 80 km, entre le col du Hantz dans les Vosges et Hasslach en Forêt Noire. Le sens inverse a été fait en novembre 1984 dans les mêmes conditions. Deux laboratoires enregistraient les données en simultanéité à la précision de la milliseconde, par l'intermédiaire d'un relais installé au Champ du Feu. C'est ce même type de liaison qui sera utilisé en Vanoise entre la France et l'Italie. Les résultats montrèrent qu'avec cette mise en œuvre, la croûte inférieure était visible dans le graben.

À la fin de 1987, une équipe de profil était constituée, dirigée par Jean-Pierre Brun (université de Rennes) et Friedeman Wenzel (université de Karlsruhe). Il y fut décidé de faire deux profils à travers le fossé en octobre 1988, l'un au nord, de 92 km, près de Worms, l'autre, environ 200 km plus au sud, de 139 km, en prolongation du profil KTB 84-3. Partant de Hasslach, il franchit le Rhin après 30 km, alla vers Obernai, passa au nord-est du Donon, puis se poursuivit en direction du nord-ouest, pour se terminer au sud de Morhange (Fig. 19).

Ces profils ont été exécutés en vibrosismique, avec toujours le même dispositif d'écoute. Dans le profil sud, la vibrosismique a été doublée avec de l'explosif sur toute la largeur du graben, suite à l'expérience acquise en 1983-1984, dans le Nord de la France et aux tests réalisés au même endroit en 1984.

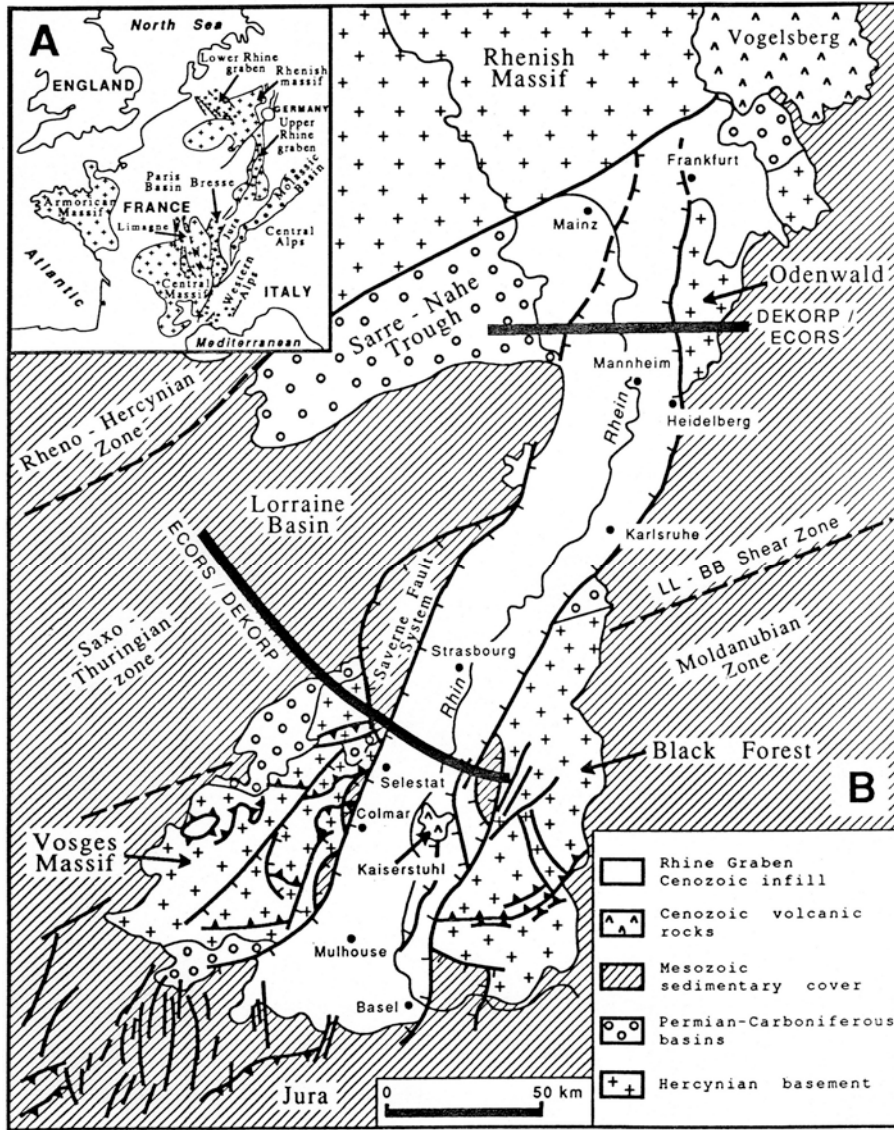


Fig. 19. Fossé Rhénan : plan de position (J.-P. Brun *et al.*, *Geology*, vol. 19, 1991).

Le pointé du profil sud (Fig. 20) montre d'est en ouest une croûte inférieure épaisse de 3 s avec le Moho à 8,2 s, qui plonge légèrement vers l'ouest et disparaît presque complètement dans le graben, comme cela avait été prévu. Il se retrouve à la même profondeur sous les Vosges où le Moho est particulièrement bien visible, jusqu'à devenir moins net dès qu'en surface apparaissent les premiers sédiments du Bassin de Paris, Carbonifère supérieur, Permien et Mésozoïque.

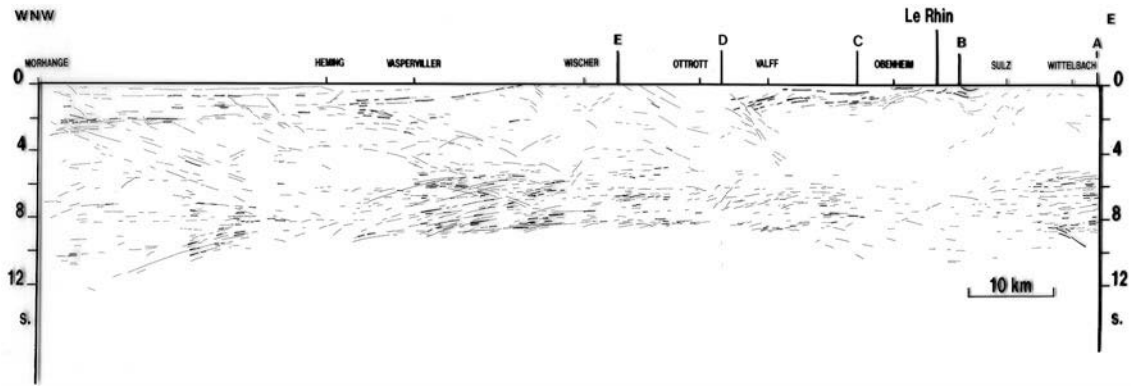


Fig. 20. Fossé Rhénan : profil Sud ECORS : pointé de la vibrosismique (J.P. Brun *et al.*, *Geology*, vol. 19, 1991).

Quand on superpose les arrivées profondes obtenues par explosif (Fig. 21), la croûte devient homogène et continue dans le graben (Fig. 22). Sa base s'approfondit légèrement sous son flanc est pour reprendre très vite la profondeur de 8 s sous l'autre côté.

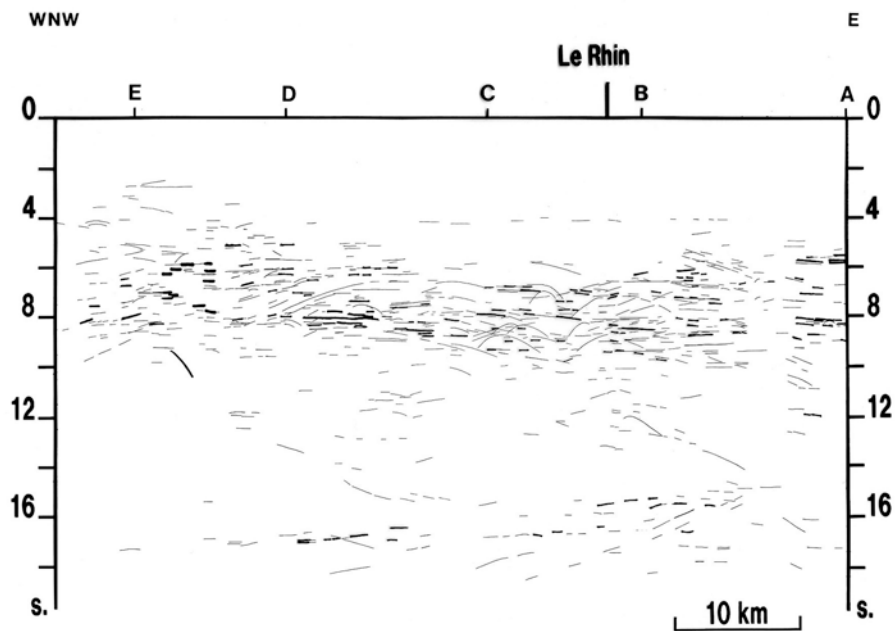


Fig. 21. Fossé Rhénan : profil sud : pointé des tirs à l'explosif sous le fossé (J.-P. Brun *et al.*, *Geology*, vol. 19, 1991).

Ce profil montre encore que ce graben est limité à l'ouest par une faille d'abord verticale devenant listrique dans la croûte supérieure, accompagnée de failles moins importantes dans le sédimentaire. Vers l'est, on peut voir un anticlinal sous le Rhin, et au-delà, aucune limite nette du fossé.

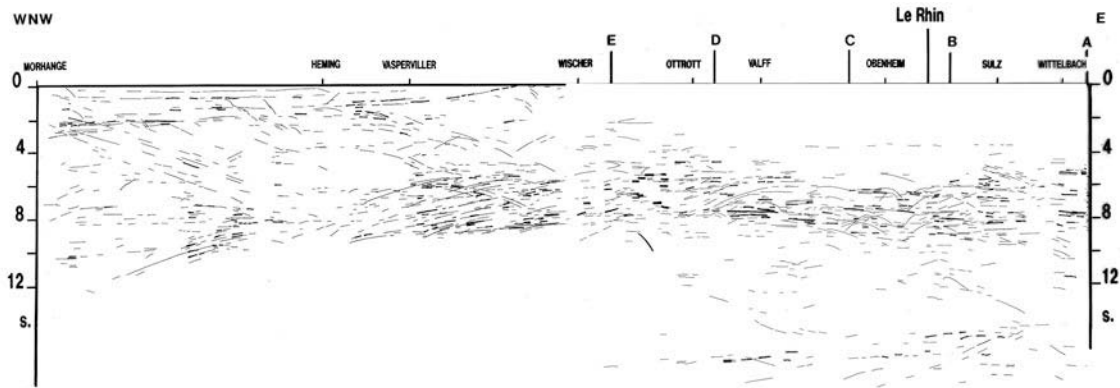
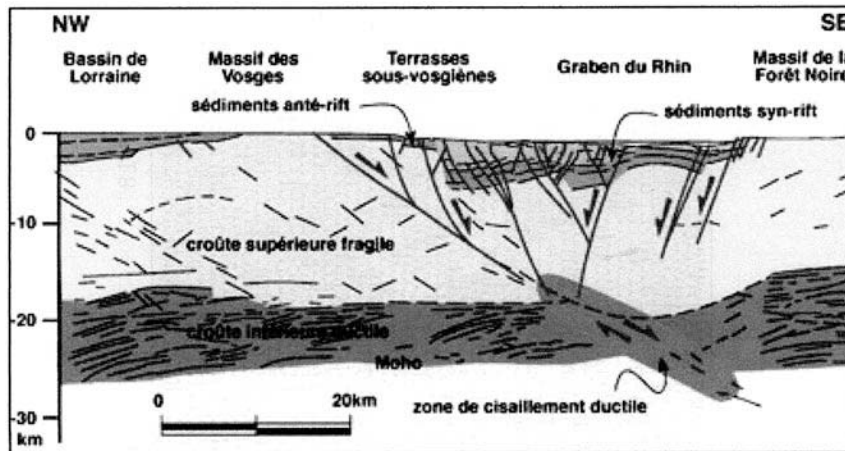
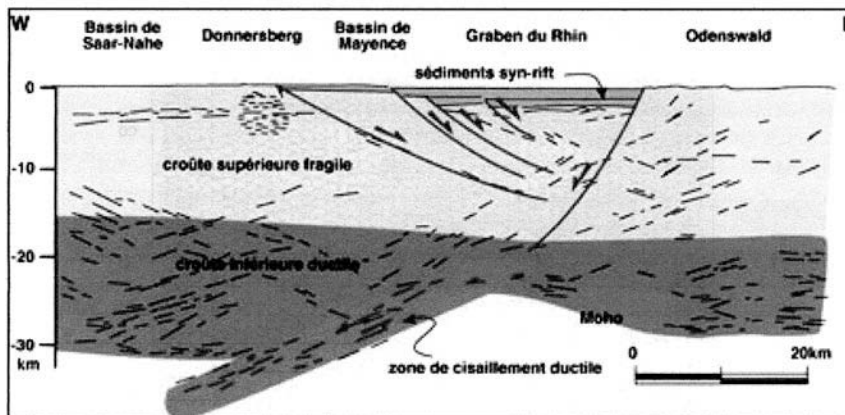


Fig. 22. Fossé Rhénan, profil sud : pointé composé de la vibrosismique et des tirs à l'explosif (Fig. 20 + 21), montrant la complémentarité des deux méthodes.

Le profil nord, montre une structure identique, mais inversée, à savoir un demi-graben limité par une faille du côté est.



Profil sismique dans le sud du graben du Rhin



Profil sismique dans le nord du graben du Rhin

Fig. 23. Interprétation des profils sismiques à travers le graben : Sud ECORS – Nord DEKORP (C. Brunet, interprétation d'après documents ECORS).

La figure 23 représente ces deux sections où une interprétation s'appuie sur le pointé sismique. Elle montre l'identité de ces deux coupes, inversées en orientation, où les failles dans la croûte supérieure sont en liaison avec la zone de cisaillement, provoquant un amincissement de la croûte inférieure sous le centre du graben. L'épaisseur et la profondeur de la croûte litée au sud est peu différente entre les deux côtés, par contre, au nord, la croûte litée du côté ouest apparaît plus épaisse et plus profonde qu'à l'est. La zone de cisaillement de Lalaye-Lubine Baden-Baden a sans doute joué un rôle important dans cette inversion.

Conclusions

Les profils qui ont été présentés ci-dessus constituent l'essentiel des activités terrestres du programme ECORS. Avec le profil Arzacq et quelques expériences méthodologiques (essais de vibrosismique à longue distance, pseudo 3D), c'est un total de 1170 km d'acquisition terrestre qui a été réalisé.

Dans le même temps, ECORS effectuait 3300 km de profils en mer (SWAT et WAM dans la Manche et la mer Celtique en juin 1983 et juin 1985, en octobre 1984 un profil nord-sud dans le Golfe de Gascogne) et en octobre 1988, trois petits profils dans le golfe du Lion.

Tous ces profils, terrestres et marins, ont montré partout la croûte dans toute son épaisseur jusqu'au Moho, sauf dans la région d'Arzacq, dans l'ouest des Pyrénées, où son image est moins nette. En dehors des zones proches des chaînes de montagnes, comme les Alpes et les Pyrénées, où la croûte s'approfondit, se casse ou se redouble jusqu'à atteindre plus de 50 km, son épaisseur moyenne se situe entre 30 et 35 kilomètres. On distingue une croûte supérieure homogène peu marquée par des réflexions, et une croûte inférieure riche en alignements subhorizontaux, la croûte litée, avec, à sa base, le Moho. Le manteau supérieur sous-jacent apparaît comme compact, aucune mise en phase n'y étant visible.

Si les sections sismiques à travers les Alpes et les Pyrénées n'ont pas donné une image structurale nette, comme il était illusoire de l'espérer dans des zones de collision entre deux plaques, les coupes obtenues montrent cependant la plongée de la croûte inférieure européenne sous les Alpes et sa fracturation à l'approche des Pyrénées, alors que la croûte ibérique s'enfonce sous la chaîne. Ce sont des méthodologies sismiques inhabituelles, suivies de traitements spécialement adaptés qui ont permis d'établir, dans les zones axiales, à partir de la synthèse de toutes les données recueillies, les images structurales présentées ici. Ces images ne prétendent pas être définitives, mais elles vont limiter le nombre de modèles d'interprétation structurale à ceux qui sont compatibles avec les données recueillies.

ECORS a eu aussi pour mérite de faire travailler ensemble des scientifiques européens. En effet, comme les entités géologiques ne correspondent pas forcément aux frontières politiques,

des équipes communes composées de géologues et de géophysiciens universitaires ou non, ont été constituées avec des Allemands, des Espagnols, des Italiens puis des Suisses, ainsi qu'avec des Anglais et d'autres Espagnols pour la sismique marine. Le programme ECORS, dans son organisation décrite ici, aura fonctionné dix ans. Au premier janvier 1993, il est devenu un Groupement de Recherches (GdR) géré par le CNRS. De nouveaux projets sont proposés à l'ensemble de la communauté des sciences de la Terre, et chaque organisme, quel qu'il soit, peut ou non participer à un projet déterminé.

Références

- BOIS C., GARIEL O. (Ed.) (1997). ECORS - Bay of Biscaye Survey. *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 171, 208 p., 8 pl.
- BOIS C., GARIEL O., SIBUET J.C. (Ed.) (1991). ECORS Mer Celtique-Manche, profils SWAT et WAM. *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 159, vol. I, texte, 217 p. Vol. II, 22 pl.
- CAZES M., TOREILLES G. (Ed.) (1988). *ECORS - Profil nord de la France*. Vol. I, texte, 260 p., vol. II, 15 planches. Éditions TECHNIP, Paris.
- DAMOTTE B. (Ed.) (1998). The ECORS Pyrenean deep seismic surveys 1985-1994. *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 173, 104 p., 8 pl.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE B., MUGNIER J.L., POLINI R. (Ed.) (1996). The ECORS-CROP Alpine seismic traverse. *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 170, 113 p, 8 pl.
- ROURE F., HEITZMANN P., POLINO R. (Ed.) (1990). Deep structure of the Alps, *Mémoires de la Société géologique de France*, n° 156, 367 p., 1 pl. ; SGS mémoire n° 1 ; SGI memorie n° 1

Annexe : chronologie des réalisations

Durant les onze années que perdura l'association entre les universitaires et les pétroliers, c'est-à-dire de 1983 à 1994, ont été effectués :

- plus de 1300 km de profils à terre, dont 1173 en sismique industrielle (Nord et Ouest de la France, Pyrénées, Alpes et fossé Rhénan) ;
- 3300 km de sismique marine (Manche, Atlantique et golfe du Lion)
- quatre acquisitions de type méthodologique.

Voici dans l'ordre chronologique la liste des projets réalisés :

Juin 1983 - Profils SWAT – 1800 km de profils marins en Manche occidentale et en mer Celtique réalisés à parts égales par BIRPS et ECORS.

Responsable de l'équipe de profil : Lucien Montadert (IFP).

Objectif : Étude de la structure hercynienne.

Juin 1983 puis hiver 1983-1984 – Profil Nord-de-la-France

- en juin, campagne de sondages réfraction effectuée par l'IPGP ;
- entre début novembre 1983 et fin janvier 1984, profil de 228 km allant du sud de Cambrai au sud-est de Dreux. Pendant le déroulement de la vibrosismique, ce profil a été doublé avec un profil à l'explosif. Tous les 15 km, les vibrateurs stoppaient, et trois tirs de 75, 150 et 300 kg de dynamite étaient mis à feu, à l'un des bouts du dispositif d'écoute, puis, avec des déports sur la ligne de 15 et de 30 km. La même série de tirs était répétée à l'autre bout du dispositif. Ce type de mise en œuvre, a permis de reconstituer des enregistrements faits depuis un tir, dont les ondes émises, réfléchies, étaient réceptionnées par 45 km de géophones plantés de part et d'autre du tir, soit sur 90 km. Cela a permis de mieux imager la croûte et surtout d'y calculer plus précisément les vitesses de propagation.

Responsables de l'équipe de profil : Michel Cazes et Gérard Torreilles (ELF).

Objectif : Étude de la structure nord-hercynienne et de la croûte profonde sous le Bassin de Paris.

Septembre-octobre 1984 – Profils Gascogne – Profil marin nord-sud de 300 km, de l'île d'Oléron à la côte basque espagnole, complété par six petits profils transversaux dans les eaux françaises et espagnoles.

Association avec la société espagnole de recherche pétrolière ENIEPSA.

Responsable de l'équipe de profil : Lucien Montadert (IFP).

Septembre et novembre 1984 – Essais de vibrosismique à longue portée à travers le fossé Rhénan afin de préparer l'implantation future d'un profil allant de la Forêt Noire jusqu'au-delà des Vosges, réalisés en association avec le groupe allemand DEKORP.

Responsables des opérations : Bernard Damotte (IFP) et Gérard Torrelles (ELF).

Objectif : voir si des signaux sismiques vibratoires, émis dans les Vosges, pouvaient être captés en Forêt Noire, et inversement, après réflexion sur Moho au fond du fossé.

Juin 1985 - Profil WAM – Profil est-ouest de 645 km en mer Celtique, réalisé en complément des profils SWAT, conjointement par BIRPS et ECORS.

Objectif : Étude du passage de la croûte continentale à la croûte océanique sur la marge de la mer Celtique.

Juin 1985 – Profil de Dreux à La Rochelle en sismique grand angle à l'explosif. 300 km, réalisé par l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP).

Responsable des opérations : Alfred Hirn (IPGP). *Objectif* : Relier l'extrémité sud du profil Nord de la France à l'extrémité nord du profil marin Gascogne à l'aide d'une sismique moins dense. Obtenir ainsi, au niveau de la croûte inférieure, une coupe continue à travers la chaîne hercynienne depuis le Nord de la France jusqu'à la péninsule ibérique.

Automne 1985 en France et automne 1986 en Espagne – Profil Pyrénées – 274 km au total, dont 124 en France, depuis le bassin de l'Èbre jusqu'à celui de la Garonne au sud-est de Toulouse. C'est le premier profil de type industriel qui a traversé une chaîne de montagnes. L'explosif y a été utilisé sur les 9/10 de sa longueur. Le forage hélicoptère a dû être pratiqué dans la zone frontalière.

Participation d'ESSO-REP, et collaboration avec le groupe ECORS espagnol et ENIEPSA.

Responsable de l'équipe de profil : Pierre Choukroune (université de Rennes) et Alberto Garrido (REPSOL, Madrid).

Objectifs : Étude de la croûte de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne – Géométrie en profondeur des grands accidents dans les versants nord et sud.

Automne 1986 – Profil Alpes – Première partie du profil transalpin long de 360 km allant de la plaine du Pô jusqu'au Massif Central. La partie française, en vibrosismique, débute à 6 km à l'est de Val-d'Isère et s'arrête au pied du Jura après 151 km, *via* le col des Aravis et le plateau des Glières.

Association avec BP et EURAFREP, et collaboration avec le groupe italien CROP qui réalisa les 100 km de profil en Italie, dans le même axe que le profil français, à partir du lac Serru jusqu'à 40 km au nord-est de Turin.

Responsables de l'équipe de profil : Alfred Hirn (IPGP) et Adolphe Nicolas (université de Montpellier).

Objectifs : Préciser la géométrie et l'enracinement en profondeur des grands accidents chevauchants connus en surface – Voir comment s'organise la croûte sous la zone interne

de la chaîne, où sa base a été trouvée à plus de 50 km de profondeur par des mesures de sismique réfraction faites antérieurement par des équipes universitaires françaises et italiennes – Essayer de localiser la suture entre les plaques européenne et sudalpine.

Septembre 1987 – Profil Vanoise – Court profil de liaison dans le profil Alpes entre les profils français et italien, par-dessus la crête frontière, à 3000 m d'altitude. 22 km de profil ont été réalisés entre l'est de Val-d'Isère et le lac Serru, à travers le Parc national de la Vanoise. N'étant accessible que par un sentier, personnel, matériel et foreuses ont dû être hélicoptés. Si les géophones ont pu être plantés régulièrement et sensiblement en ligne droite jusqu'au pied du glacier, il n'en fut pas de même pour les points de tir de 30 kg d'explosif, qui furent disposés irrégulièrement, seulement là où le forage pouvait être fait dans des roches en place.

Responsable des opérations : Bernard Damotte (IFP).

Octobre 1987 – Profil Jura-Bresse – 118 km de profil en prolongation du profil Alpes à travers le sud du Jura (Oyonnax), la Bresse et jusqu'au pied du Massif Central à l'ouest de Tournus. Dans la partie haute du Jura, l'explosif avec hélicoptage a dû être utilisé et au-delà, cinq vibrateurs sont entrés en action.

Responsables de l'équipe de profil : Alfred Hirn (IPGP) et Adolphe Nicolas (université de Montpellier).

Objectifs : Étude de la liaison entre les plissements du Jura et le substratum – Étude du fossé Bressan et de ses bordures ainsi que du comportement de la croûte profonde sous-jacente.

Octobre 1988 – Profil fossé Rhénan – 140 km de profil en vibrosismique débutant dans la Forêt Noire, puis traversant la vallée du Rhin, l'Alsace (Obernai) et les Vosges (Donon). Quelques tirs puissants ont été effectués dans les Vosges, enregistrés en Forêt Noire et vice-versa, dans le but de voir la croûte en passant sous les couches sédimentaires du fossé.

Association avec le groupe allemand DEKORP qui, plus au nord, à hauteur de Worms, réalisa un second profil à travers le Fossé.

Responsables de l'équipe de profil : Jean-Pierre Brun (université de Rennes), Jean-Michel Marthelot (IPG-Strasbourg) et Friedeman Wenzel (Université de Karlsruhe).

Objectifs : géométrie et extension en profondeur des failles bordant le fossé – Étude de la structure de la croûte inférieure en relation avec l'étude des séismes, dont les foyers sont répartis différemment entre les Vosges et la Forêt Noire.

Octobre 1988 – Profils Golfe du Lion - 570 km de sismique marine en trois profils, complétés par 200 km dans les eaux italiennes, pour constituer un profil continu entre Sète et le nord-ouest de la Sardaigne.

Association avec le groupe italien CROP

Responsables de l'équipe de profil : Jean Burrus (IFP) et Jean-Louis Olivet (IFREMER)

Objectifs : Étude de la marge continentale – Étude de l'extension de la chaîne pyrénéenne en mer.

Septembre-octobre 1989 – Profil Pyrénées-Arzacq – Profil nord-sud de 98 km réalisé à l'explosif dans la partie occidentale des Pyrénées, allant de la frontière jusqu'à 20 km au sud de Mont-de-Marsan. L'hélicoptage a dû être mis en œuvre dans les 20 premiers kilomètres, au sud.

Responsable de l'équipe de profil : Marc Daignières (université de Montpellier).

Objectifs : Étude de la faille nord-pyrénéenne en relation avec les foyers des séismes récents – Investigation des déformations du substratum sous le bassin sédimentaire d'Arzacq.

Décembre 1991 – Étude 2,5 D – 1^e expérience – Acquisition de type méthodologique de sismique profonde en 3 dimensions à l'explosif. La mise en œuvre fut semblable à celle pratiquée pour la recherche des hydrocarbures, seules les distances entre lignes et colonnes avaient été accrues. Réalisée dans le sud-ouest du bassin d'Aquitaine entre Orthez et Mauléon, sur une surface de 300 km² déjà traversée par le profil Pyrénées-Arzacq.

Responsable de l'équipe de profil : Jean-Michel Marthelot (IPG-Strasbourg).

Objectifs : Mettre au point, dans une zone complexe déjà connue, une technique d'acquisition et d'observation en trois dimensions à l'échelle de la croûte, avec une géométrie moins dense, donc moins coûteuse, que celle utilisée en recherche pétrolière. Outre les niveaux crustaux, une telle géométrie doit pouvoir aussi imager en 3 D les grandes structures des bassins sédimentaires plus superficiels.

Mars 1994 – Étude 2,5 D – 2^e expérience – Comme en décembre 1991, acquisition méthodologique de sismique explosive avec une mise en œuvre de type 3 D. Réalisée en un endroit bien imagé et peu structuré choisi sur le profil Pyrénées-Est de 1985.

240 traces, fixes, étaient implantées sur une surface de 36 km² ; 57 tirs irrégulièrement répartis sur la surface ont été effectués.

Responsable de l'équipe de profil : Jean-Michel Marthelot (IPG-Strasbourg).

Objectifs : Préciser la direction et le pendage des couches apparues sur la coupe en 2 D de façon à les intégrer dans le complexe régional. – Étudier et mettre au point des traitements numériques spécifiques pour ces informations en provenance de sismique de type 3 D, mais allégée (2,5 D !), donc moins chère que la sismique industrielle, de façon à prospecter la croûte inférieure et le Moho avec une définition plus grossière mais suffisante.