

BULLETIN

DE LA SOCIÉTÉ D'HISTOIRE NATURELLE
ET D'ETHNOGRAPHIE DE COLMAR



65^e VOLUME

Vie de la Société : Années 2001 – 2002 – 2003

Les Sociétés correspondantes voudront bien adresser leurs publications
et toute correspondance au siège social :

Musée d'Histoire Naturelle et d'Ethnographie
11 rue Turenne
F – 68000 COLMAR

Tél. +33 (0) 3 89 23 84 15
Fax +33 (0) 3 89 41 29 62
courriel : shnecolmar@calixo.net
www.ac-strasbourg.fr/microsites/MHN_COLMAR

Sommaire

CREMERS G. : Richesse de l'Herbier de Strasbourg (STR) en types de Ptéridophytes américains	3
EDEL J.-B. : Structure et évolution du Fossé Rhénan, du Carbonifère à nos jours – apports de la géophysique	21
VOGT J. : Exemples d'érosion historique des sols dans le vignoble de la région de Colmar	51
FLAGEOLLET J.-C. : Les alsaciens et la recherche des traces glaciaires dans les Vosges au XIX ^e siècle	57
BICK F. : Contribution à la connaissance de la bryoflore du ried de Sélestat : remarques sur quelques espèces – rares ou communes – plus particulièrement inféodées aux milieux forestiers et prairiaux	73
UNTEREINER A. : Restauration et conservation de tourbières boisées – suivi bryologique – en Forêt de Haguenau	83
DASZKIEWICZ P. : Ludwig Bojanus, un naturaliste alsacien à Vilnius	95
DENIS P. : L'avifaune nicheuse du Niederwald de Colmar	103
MERCIER L. : Bilan de la réintroduction de la Loutre <i>Lutra lutra</i> (Linné, 1758) en Alsace, France	117
RIVALLAIN J., SCHUTZ C., FUCHS J.-P., AMBERG S., SOMÉ R., KLEIN V. : Colloque «Une Afrique, des Afriques ?»	135
Vie de la Société	153
Dons et donateurs	173
Instructions aux auteurs	177
Remerciements	179

Structure et évolution du Fossé Rhénan, du Carbonifère à nos jours – apports de la géophysique

par Jean-Bernard EDEL*

RÉSUMÉ

Le Fossé Rhénan fait partie d'un ensemble de rifts tertiaires qui traversent l'Europe, de la Méditerranée occidentale jusqu'en Mer du Nord. Son évolution tectonique et sédimentaire étaient déjà bien connue au début des années soixante-dix. Depuis, les apports de la géophysique, essentiellement en sismique, gravimétrie, magnétisme et sismologie, ont largement contribué à comprendre le pourquoi et le comment de cette évolution. La principale raison pour laquelle le fossé est apparu entre les Vosges et la Forêt Noire, est qu'au Carbonifère déjà, cet espace formait une large bande de cisaillements sénestres, orientée N30-40°, passant par le sud-est des Vosges et le sud de l'Odenwald, et le long de laquelle Vosges et Forêt Noire ont subi un déplacement relatif d'une quarantaine de km. Dans le contexte de la compression N-S éocène puis de l'extension E-O oligocène, les failles en question ne demandaient qu'à être réactivées et à s'ouvrir, contribuant avec les failles normales N0° à N15° à l'effondrement du fossé. La formation du graben est associée à une surrection du manteau qui, actuellement, atteint 24 km de profondeur sous le seuil de Colmar et le Kaiserstuhl, alors que sous le bassin de Paris, il est à 30-32 km. Le rifting tertiaire qui a donné au fossé sa configuration actuelle, a été stoppé à la fin de l'Aquitaniens, lorsqu'en Méditerranée et dans le sud de l'Europe, la convergence de l'Afrique et de l'Europe a provoqué une série de rotations antihoraires de blocs crustaux (Corse, Sardaigne, Apennins, Alpes méridionales,...). Ces mouvements ont eu pour conséquence une rotation dans le même sens du régime des contraintes à l'avant du front alpin. Depuis le Miocène supérieur, la région du Fossé Rhénan subit une compression SE-NO qui se traduit actuellement par une sismicité moyenne, due essentiellement à des décrochements sénestres orientés N-S, localement à des failles normales NO-SE (régions de Freiburg et de Mannheim) et plus rarement à des failles inverses NE-SO.

* UMR 7516 - Institut de Physique du Globe, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 5 rue Descartes, 67084 STRASBOURG CEDEX

ABSTRACT

The Rhine Graben is the central segment of a Tertiary rift system which crosses western Europe from the North Sea to the Mediterranean. Its tectonic and sedimentary evolution was already well known in the seventies. Since, geophysical data in seismic, gravimetry, magnetics and seismology have significantly contributed to understand the reasons and processes of this evolution. The major reason why the graben has taken place between Vosges and Black Forest is the existence of a broad variscan sinistral wrenching zone striking N30-40°, running from the south-eastern Vosges to the southern Odenwald, with an horizontal offset by about 40 km. Under the Eocene N-S compression and the Oligocene E-W extension, the faults were reactivated and, together with the N0° to N15° normal faults, contributed to the graben formation. The graben tectonic was associated with a mantle updoming, which reaches 24 km depth beneath the Colmar ridge and the Kaiserstuhl volcano, whereas beneath the Paris basin it stays at 30-32 km depth. The rifting stopped at the end of the Aquitanian, consequently to the counterclockwise rotations of western Mediterranean and Alpine crustal microblocks (Corsica, Sardinia, Apennines, Southern Alps, ...) induced by the Africa-Europe convergence. These motions led to a counterclockwise rotation of the stress field in front of the mobile blocks, i.e. in stable western Europe. Since the late Miocene, the Rhine graben area is under a NW-SE compression leading to a moderate seismicity, mainly due to submeridian sinistral strike-slip, locally to NW-SE normal faulting and rare NE-SW reversed faulting.

I. INTRODUCTION

S'étendant sur une longueur de 300 km entre Francfort et Bâle, le Fossé Rhénan constitue le segment central, le plus remarquable d'un système de fossés d'effondrement ou «rifts» qui a déchiré l'Europe occidentale au Tertiaire. Les fossés, également appelés «graben», sillonnent le continent européen de la Mer du Nord jusqu'au Golfe de Valence en Méditerranée (Fig. 1). Le graben rhénan a fait l'objet de très nombreuses études géologiques, qui ont permis d'en tracer l'évolution dans le temps. Nous n'en citons que les plus synthétiques (Illies, 1970, 1974, 1978; Doebi, 1967, 1970; Bergerat, 1985; Villemin and Bergerat, 1987; Ziegler, 1994; Schumacher, 2002). La tectonique de graben a débuté à l'Eocène moyen, il y a environ 45 Ma, sous un régime de compression N-S correspondant à la fin de la phase tectonique pyrénéenne. A l'Oligocène, la subsidence a atteint son maximum à la faveur d'une extension E-O. Une nouvelle phase compressive, orientée SO-NE a affecté l'Europe occidentale à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur provoquant un basculement vers le nord de tout le bâti rhénan et limitant la sédimentation au bassin de Mannheim-Mayence (Bergerat, 1985; Schumacher, 2002) (Fig. 2). Ce basculement résulte d'un bombement mantellique qui s'est traduit par une surrection du fossé méridional et ses environs. Au Miocène inférieur, une rotation antihoraire de près de 60° des contraintes principales marque la fin des rifts tertiaires (Illies, 1974, 1978; Schumacher, 2002). Depuis, la région du Fossé Rhénan est soumise à un régime de compression NO-SE. Faible dans le sud, la subsidence plio-quaternaire

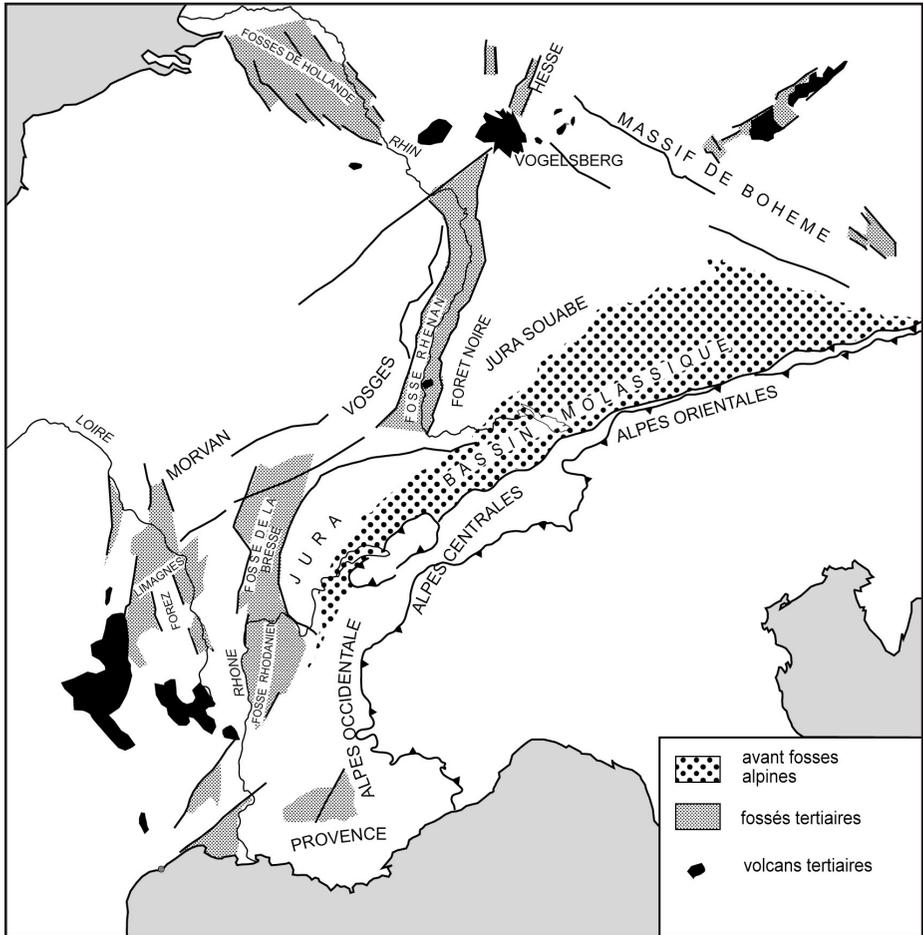
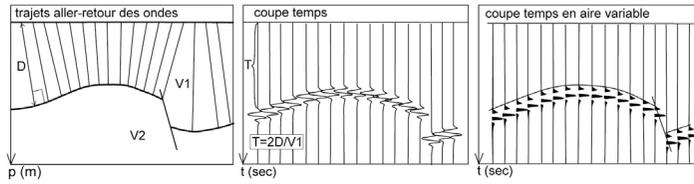


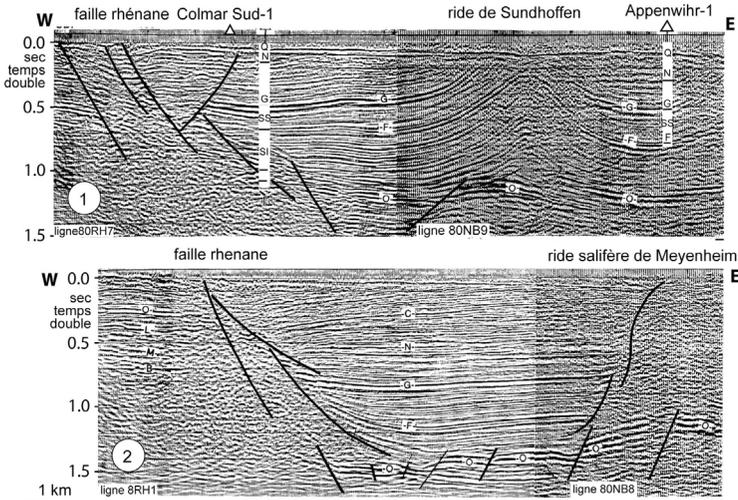
Figure 1: Carte des fossés et des volcans tertiaires d'Europe.

Sismique réflexion

a) principe



b) coupe temps en aire variable: bassin potassique



c) coupe temps en aire variable: bassin potassique: bassin de Dannemarie, horst de Mulhouse

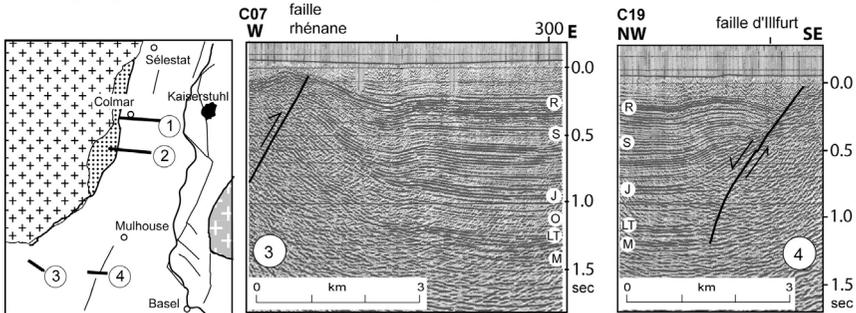


Figure 2 : Apports de la sismique réflexion pour imagier le remplissage sédimentaire du Fossé Rhénan. a) de la réflexion subverticale à la coupe sismique ; b) deux coupes sismiques recoupant la faille rhénane et les dômes salifères du bassin potassiques, au sud de Colmar (voir carte ci-dessous) (d'après Lutz, et Cleintuar, 1999). Les deux sondages de Colmar Sud-1 et Appenwihr-1 permettent de caler les horizons sismiques : Q représente le toit du Tertiaire, G : la limite série évaporitique (Lattorfien)-marnes grises (Rupélien), O : la limite Tertiaire- Jurassique ; c) deux coupes sismiques respectivement situées à l'ouest et à l'est du bassin de Dannemarie (Rotstein et al., sous presse). La première montre un phénomène de compression au niveau de la faille rhénane, la seconde recoupe la faille d'Ilfurth et montre qu'il s'agit d'une faille normale tertiaire, décrochante au Plio-Quaternaire (Nivière et Winter, 2000). R : Rupélien moyen, - marque la fin de la phase principale de rifting ; S : limite zone salifère supérieure - zone salifère moyenne ; J : toit du jurassique ; T : toit du Trias ; M : toit du Muschelkalk.

atteint 380 m dans le nord, près de Heidelberg (Bartz, 1972).

L'évolution du Fossé Rhénan paraît donc relativement complexe et une bonne compréhension de cette histoire ne peut se limiter à l'étude de la sédimentation et de la tectonique du fossé. Déjà en 1978, H. Illies considérait que le fossé est «le résultat d'interactions mutuelles entre des structures préexistantes du socle, un diapirisme mantellique et des régimes de contraintes variés». Nous allons montrer que les méthodes géophysiques, qui permettent de connaître la structure profonde de la croûte terrestre ainsi que l'évolution dans le temps des plaques tectoniques, éclairent et confirment remarquablement ces trois points. Après avoir montré que la géophysique a joué un rôle déterminant dans la connaissance du remplissage sédimentaire du fossé, on verra qu'au Primaire déjà, le Fossé Rhénan constituait une zone d'accidents tectoniques importante qui, sous les régimes de contraintes en vigueur depuis l'Eocène, a été et est encore propice à différents types de réactivations. Puis nous montrerons que le fossé n'est pas une structure tectonique superficielle, limitée à la croûte supérieure, mais que l'ensemble de la croûte, ainsi que le manteau supérieur sont concernés. On verra également que les causes du changement d'orientation des contraintes principales, en particulier celui qui a marqué l'avortement des fossés tertiaires, résident dans le changement de direction de la convergence entre les plaques Europe et Afrique, ainsi que dans les mouvements des petites plaques formant la zone de confrontation entre les deux grandes plaques. Enfin, sera présentée la tectonique récente et peut-être future de la région du fossé.

II. LE REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE ET LA STRUCTURE DU FOSSÉ

Le meilleur moyen de connaître le remplissage sédimentaire d'un bassin est le forage carotté. Le problème est que le coût d'un tel forage est considérable. C'est pourquoi les compagnies pétrolières ont dès les années cinquante commencé à développer d'autres méthodes de prospection. La plus courante et la plus efficace est la prospection sismique basée sur la réflexion des ondes acoustiques sur les interfaces des couches lithologiques (Fig.2). Pour le coût d'un forage de 3km on peut obtenir une coupe sismique de plus de 100 km de long. Généralement cette méthode est mise en œuvre le long de profils, si possible perpendiculaires aux structures géologiques à imager. Elle permet d'obtenir des coupes temps, c.-à-d. des coupes où la profondeur est représentée par le temps aller-retour mis par une onde de compression du point d'explosion jusqu'au miroir correspondant à la discontinuité géologique. La connaissance des vitesses dans les différentes couches permet alors de transformer la coupe-temps en coupe-profondeur. Si l'on dispose de plusieurs coupes, judicieusement disposées, on peut alors tracer des cartes d'isobathes¹ ou d'isopaches².

L'existence d'un gisement de pétrole à Pechelbronn dans le nord de l'Alsace, exploité dès le xviii^e siècle, a poussé les compagnies pétrolières à prospecter de façon systématique le Fossé Rhénan, de sorte que la couverture sédimentaire est désormais relativement bien connue. De nombreuses coupes sismiques ont été réalisées. Le passage par un forage permet d'identifier et de caractériser les différents horizons, comme le montre la Fig. 2b. Outre l'épaisseur des différentes couches sédimentaires, les coupes mettent en évidence des struc-

tures particulières comme les dômes de sel du bassin potassique ou des failles. Les coupes de la Fig. 2b montrent la faille bordière rhénane ainsi que les dômes de sel de Sundhoffen et de Meyenheim. Plus au sud, on voit que la faille d'Illfurth, qui sépare le bassin de Dannemarie et le horst de Mulhouse a fortement contrôlé la sédimentation tertiaire et que plus récemment, elle a fonctionné en décrochement (Fig. 2c)(Nivière et Winter, 2000). Les profils plus à l'est révèlent que le dit horst est en réalité un bloc basculé vers l'est (Rotstein et al., 2004a). A l'ouest, au niveau de la faille rhénane, apparaît une structure en bourrelet précédée par un creux qui affecte les sédiments récents et qui résulte d'un phénomène de compression sub-actuel. La carte du remplissage tertiaire obtenue à partir des sondages (Doebel, 1967 ; 1970; Breyer, 1974) et des coupes sismiques (Ménard, 1979 ; Papillon, 1995 ; Lutz, 1999) montre une forte dissymétrie : au sud de Haguenau, le fossé est essentiellement localisé à l'ouest du Rhin ; au nord, le fossé de Rastatt et le bassin de Mannheim-Heidelberg occupent la partie orientale (Fig. 3). C'est dans cette dernière zone que la sédimentation a été la plus forte et que l'épaisseur approche les 3000m.

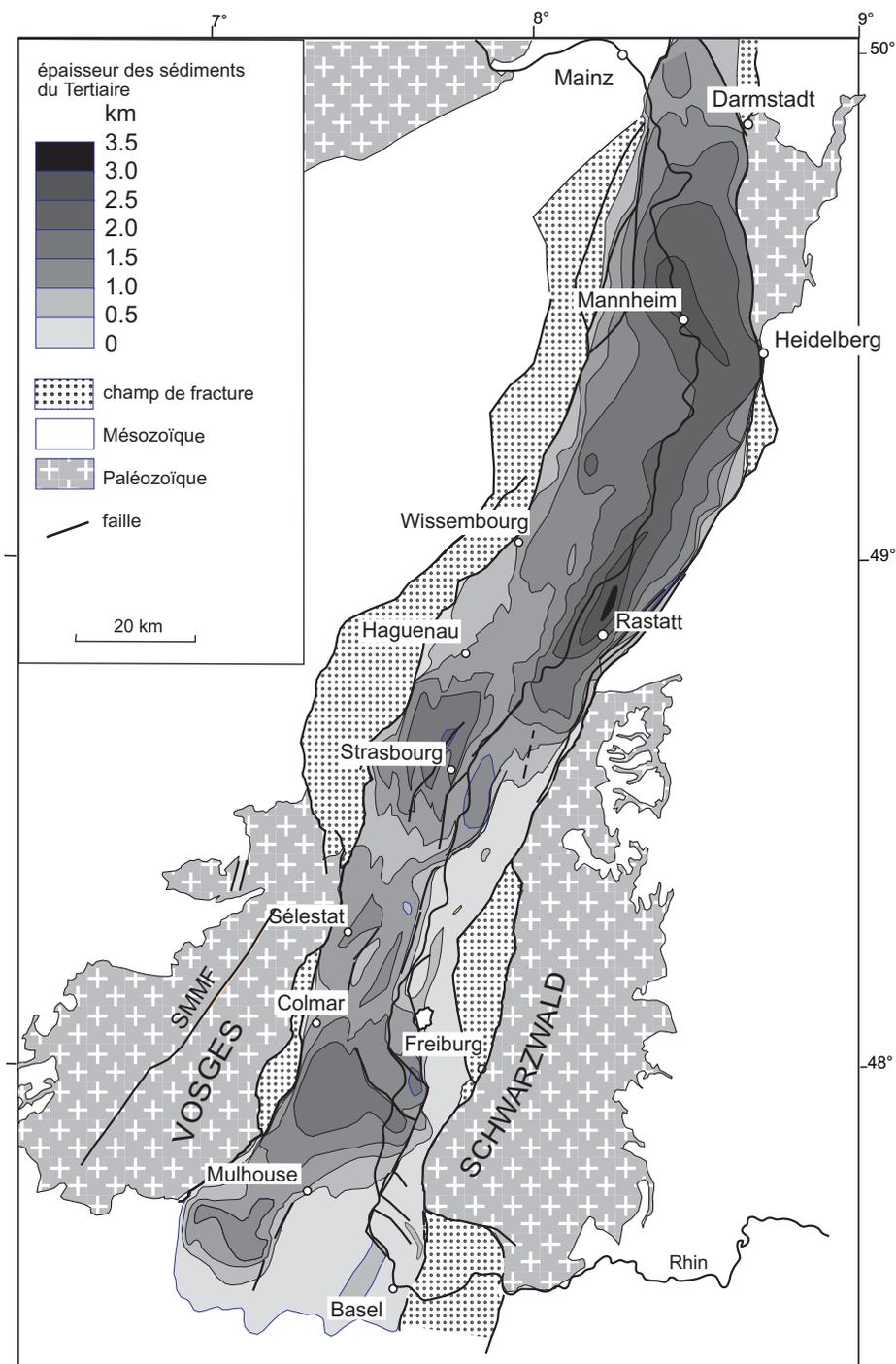


Figure 3 : Carte du remplissage tertiaire, d'après les données de forages et de la sismique (Doebi, 1967, 1970 ; Breyer, 1974 ; données non publiées).

III. LE SOCLE RHÉNAN

En dehors des forages, le meilleur moyen pour reconnaître la nature du socle sous une couverture mésozoïque et cénozoïque est de recourir aux méthodes potentielles, c.-à-d. à la gravimétrie et au magnétisme.

1) Apports de la gravimétrie

La gravimétrie consiste entre autre, à mesurer les variations de la pesanteur terrestre et à les interpréter en terme de distribution des densités dans la croûte. La densité des roches varie entre 1.8 g/cm^3 et 3.2 g/cm^3 , la densité moyenne de la croûte terrestre étant de 2.67 g/cm^3 . La densité d'une roche dépend de la nature des minéraux qui la composent ainsi que de la présence ou non de vide entre les minéraux (porosité). Une roche magmatique acide comme la rhyolite, contenant essentiellement du quartz léger, aura une densité plus faible (2.5) qu'un basalte frais ($d=3.0$) dans lequel des minéraux lourds comme les olivines et les pyroxènes prédominent. Pour un sable sec peu compacté, la densité sera de 2.2 alors que pour un grès fin bien cimenté, donc de porosité très faible, elle atteindra 2.6.

Sur la carte des anomalies de Bouguer³ du bouclier sud rhénan (Vosges, Fossé Rhénan méridional, Forêt Noire) (Fig. 4a) le fossé se caractérise par des anomalies gravimétriques négatives dues au remplissage sédimentaire plus léger que les roches du socle affleurant de part et d'autre. Les minima au niveau des bassins de Mannheim, Rastatt, Strasbourg, Sélestat ainsi que du bassin potassique sont séparés par les maxima relatifs correspondant au horst de Haguenau, aux seuils d'Erstein et de Colmar, et au horst de Mulhouse. Cependant toutes les anomalies négatives du fossé ne sont pas dues à une forte épaisseur de sédiments. Certaines sont à attribuer à un socle en profondeur plus léger qu'ailleurs. Lorsqu'on connaît les épaisseurs des sédiments par des forages et plus généralement grâce à la prospection sismique, il est possible de supprimer l'effet gravimétrique des sédiments par le calcul. Les anomalies de la carte gravimétrique résultante ne reflètent alors plus que des variations de densité dans le socle et par conséquent permettent de tracer les limites pétrographiques. L'intensité d'une anomalie (négative ou positive) est alors fonction de la densité, de la profondeur et de la taille de la structure géologique. Une bonne approche des variations pétrographiques et de la tectonique du socle peut être faite en calculant la dérivée verticale⁴ des anomalies de Bouguer, qui est plus sensible aux variations de densité dans le socle qu'aux effets du remplissage sédimentaire (Fig. 4b). Comme les densités des roches du socle dans les Vosges et en Forêt Noire ont été mesurées, on peut par analogie déduire de la carte des anomalies la nature pétrographique du socle sous la couverture sédimentaire. Les anomalies négatives correspondent à un socle léger ($2.55 < d < 2.65$), généralement constitué de granites. Les anomalies intermédiaires sont dues à des roches de densité voisine de la densité moyenne du socle ($2.65 < d < 2.75$), à savoir des formations sédimentaires dévono-dinantiennes, des gneiss ou des plutonites calco-alcalines (granodiorites). Quant aux anomalies positives, elles sont à associer à des roches magmatiques basiques (basaltes, andésites, gabbros, diorites), ou à des formations sédimentaires plus ou moins métamorphisées du Paléozoïque inférieur (schistes de Steige et de Villé) ou du Protérozoïque, qui présentent des densités plus élevées ($2.75 < d < 3.0$).

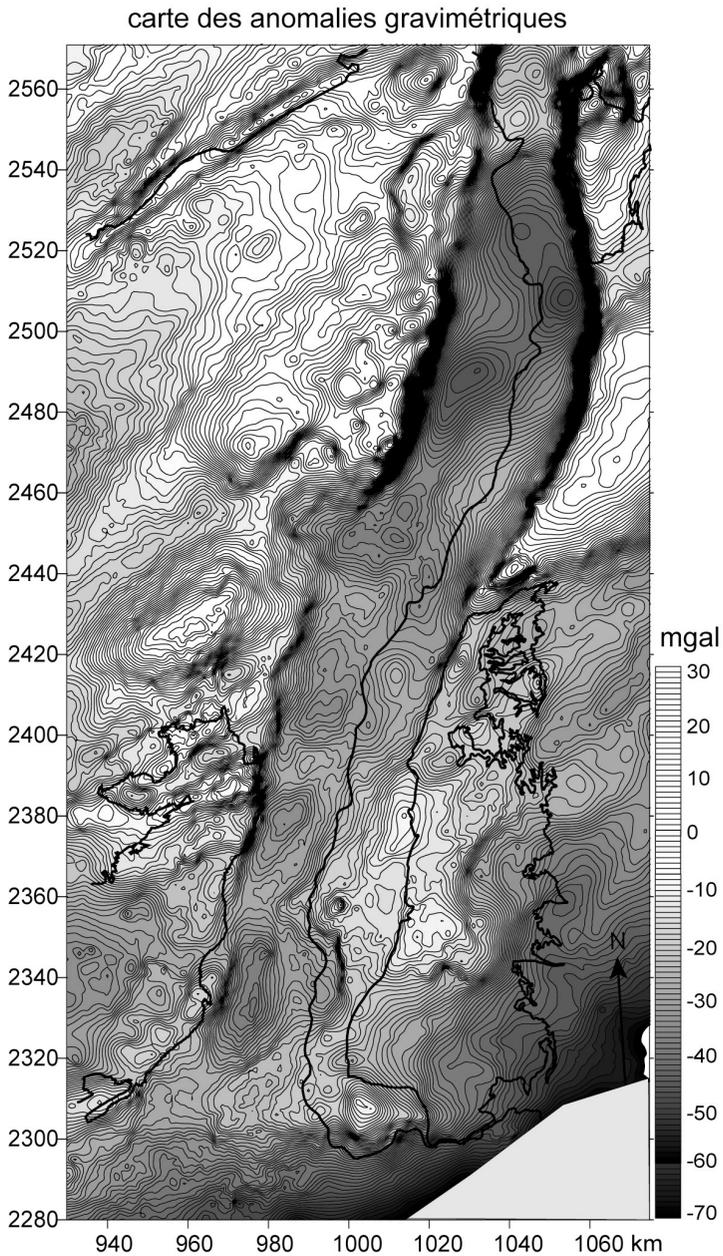


Figure 4: Carte gravimétrique du Fossé Rhénan :

a) carte des anomalies de Bouguer (d'après Rotstein et al., soumis), calculées avec une densité de correction de 2.3 g/cm^3 . Le fossé se caractérise par une anomalie gravimétrique négative due à une densité plus faible des sédiments tertiaires. Quadrillage Lambert II étendu.

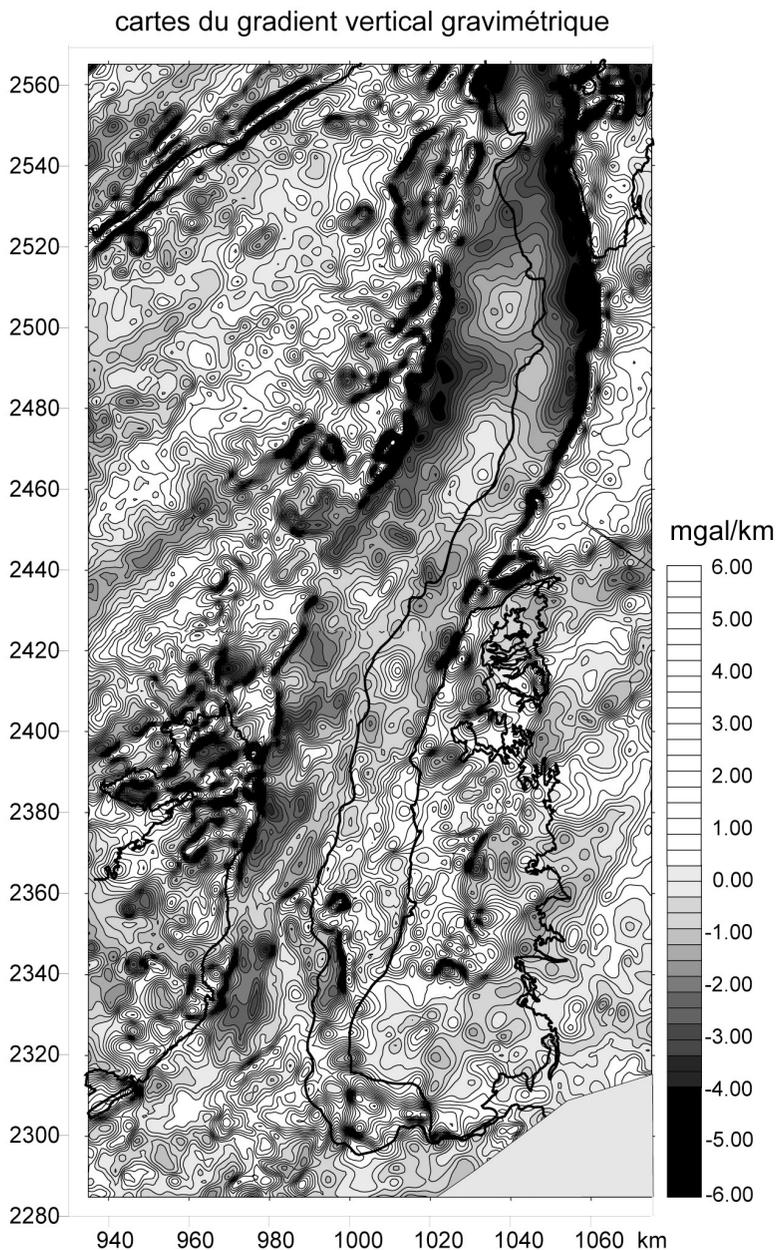


Figure 4: Carte gravimétrique du Fossé Rhénan :

b) carte de la dérivée première verticale ; cette opération supprime les effets «grande longueur d'onde» du remplissage sédimentaire et de la topographie du manteau supérieur ; les anomalies négatives sont dues essentiellement à des granites varisques. Quadrillage Lambert II étendu.

2) Apports du magnétisme

Le magnétisme des roches est aussi couramment utilisé pour reconnaître la nature du sous-sol. C'est de la teneur en minéraux ferro-magnétiques des formations géologiques, de leur taille et de leur profondeur que vont dépendre les anomalies du champ magnétique terrestre. Les minéraux ferro-magnétiques les plus courants sont la magnétite, l'hématite et certains sulfures de fer comme la pyrrhotite. Sur la carte des anomalies magnétiques⁵ réduites au pôle⁶ et dérivées verticalement, opérations qui présentent l'avantage de mieux délimiter les contours des structures magnétiques que la carte des anomalies magnétiques, on note la présence de deux bandes orientées SO-NE (notées 1 et 2) ainsi qu'un groupe d'anomalies dans le coin nord-ouest (Fig. 5). La première de ces bandes prend naissance dans la région d'Andlau, au sud-est du massif du Champ du Feu, où l'on connaît deux types de roches particulièrement magnétiques (Lauer et Taktak, 1971 ; Edel et al., 1986). Les plus importantes sont des formations plutoniques présentant un chimisme calco-alcalin à shoshonitique : granodiorite du Hohwald, diorite du Neutelstein, granite d'Andlau, ainsi que des filons de différentes natures. D'autre part, le métamorphisme des schistes de Steige au contact avec les intrusions plutoniques est à l'origine de la transformation de l'hématite en magnétite, ce qui a eu pour effet d'augmenter de façon importante la susceptibilité magnétique⁷ de ces roches au voisinage du contact. Sur le même linéament magnétique, passant par le seuil d'Erstein, on arrive à Baden-Baden où affleure également un granite magnétique, analogue à celui d'Andlau. La deuxième bande d'anomalies se manifeste dans la vallée de la Bruche par un magnétisme souvent fort, dû essentiellement aux diorites du type Muckenbach de la bordure nord du massif plutonique du Champ du Feu, ainsi qu'aux basaltes supposés dévoniens, mais qui pourraient être viséens comme le sont toutes les autres formations magmatiques du massif (Edel et al., 1986 ; Boutin et al., 1995 ; Altherr et al., 2000). Les anomalies situées dans le coin nord-ouest de la carte sont également à attribuer à des formations plutoniques calco-alcalines, puisqu'une granodiorite magnétique affleure au Windstein et qu'une autre a été carottée dans le sondage d'Obermodern (Fig. 5) (Edel et Fluck, 1989). En résumé, près de 90% des roches présentant de fortes susceptibilités magnétiques sont des roches de type « magmatisme d'arc », mises en place entre 340 et 330 Ma (Boutin et al., 1995, Altherr et al., 2000). Des observations très comparables ont été faites dans le bassin volcano-sédimentaire des Vosges méridionales où se sont successivement mis en place des gabbros et des basaltes, puis des diorites et des andésites, ainsi que des épanchements rhyolitiques, tous plus ou moins magnétiques (Coulon et al., ; Edel et Lossy, 1974 ; Edel et Fluck, 1989 ; Schneider, 1994 ; Schaltegger et al., 1996). Il est probable que de telles formations soient présentes sous le horst de Mulhouse, dans le prolongement des anomalies orientées O-E des Vosges méridionales.

Levé magnétique au sol du fossé rhénan supérieur
 carte des anomalies réduites au pôle, dérivées verticalement,

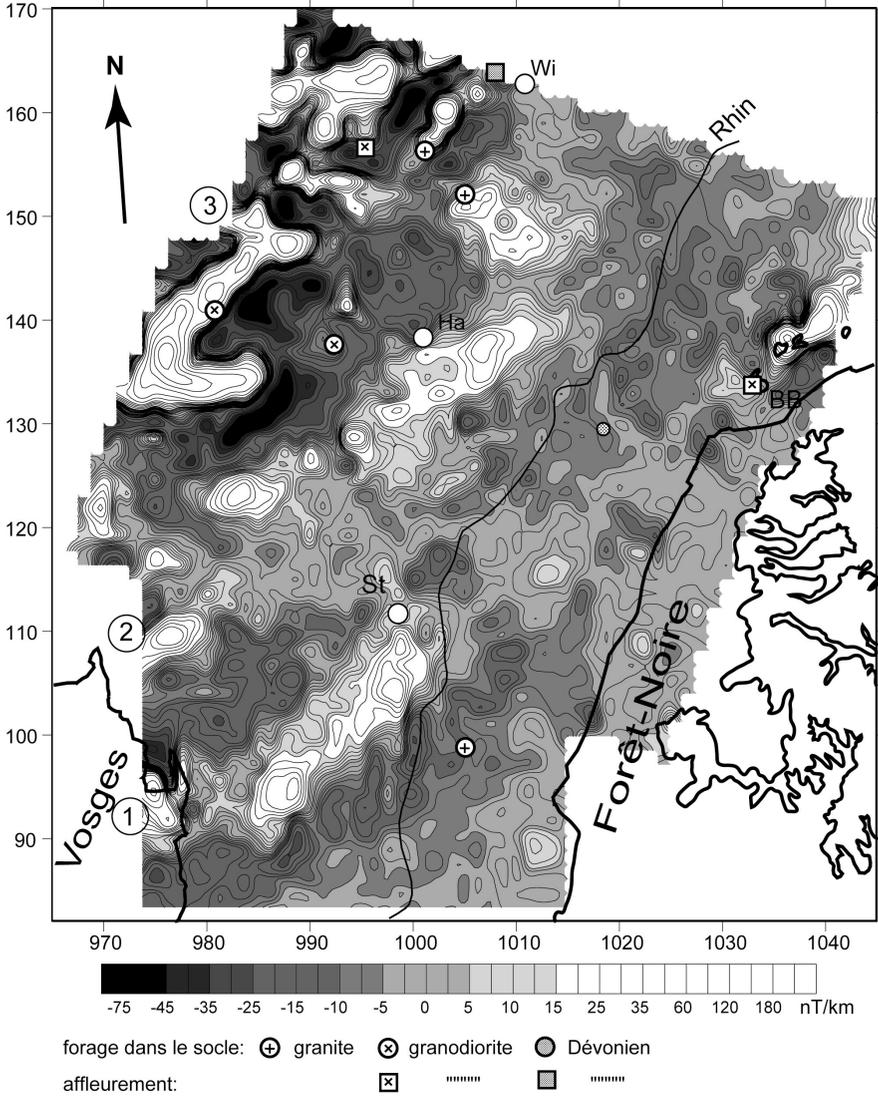


Figure 5 : Carte des anomalies magnétiques réduites au pôle et dérivées verticalement, de la partie centrale du Fossé Rhénan supérieur (d'après Edel et al., 1982 ; Papillon, 1995). Les anomalies positives localisent et indiquent l'extension des structures magnétiques du socle paléozoïque. La carte est repérée dans le quadrillage Lambert I nord.
 St : Strasbourg ; Ha : Haguenau ; Wi : Wissembourg ; BB : Baden-Baden.

3) Nature et structure du socle sous le Fossé Rhénan

Plusieurs travaux visant à imager le socle sous la couverture sédimentaire du bouclier sud-rhénan à partir des données gravimétriques et magnétiques ont été publiés (Edel, 1982 ; Edel et Fluck, 1989 ; Rousset et al., 1994). Des études plus localisées, sur le horst de Haguenau-Wissembourg (Papillon, 1995) et le horst de Mulhouse (Lutz, 1999 ; Edel et al., 2002) ont été réalisées par des élèves de l'EOST dans le cadre de leur diplôme d'ingénieur. Un des résultats majeurs a été la mise en évidence d'une zone de décrochement varisque sous la couverture sédimentaire du fossé. L'apport de données nouvelles et un traitement numérique plus poussé ont permis d'affiner et de compléter les documents proposés. La carte schématique (Fig. 6) résume l'état des connaissances sur le socle. Des incertitudes demeurent cependant. Par exemple, la densité des roches métamorphiques et des séries volcano-sédimentaires et sédimentaires du Paléozoïque inférieur et moyen étant très voisines, il n'est pas toujours possible de les distinguer. Autre exemple: la zone saxo-thuringienne est traversée par trois rides cristallines orientées N60° (Saarbrücken, Adamswiller, Nideck), équidistantes de 35 km. Un granite silurien a été foré dans le sondage Saar 1 et, sur la ride située plus au sud, le sondage d'Adamswiller a rencontré un paragneiss. La présence de galets de métagranites ordoviciens dans le conglomérat de Russ (Dörr et al., 1992), situé à la limite entre le bassin volcano-sédimentaire de la vallée de la Bruche et le massif plutonique du Champ du Feu semble indiquer que de tels métagranites pourraient être présents dans la ride cristalline qui passe un peu plus au nord, sous le Nideck. Des granites viséens, voire plus tardifs y sont vraisemblablement aussi présents. Il n'est donc pas possible au vu des seules données gravimétriques et magnétiques de faire une distinction entre granites varisques et granites eo-varisques.

Alors que dans l'est du Bassin de Paris et le sud-ouest de l'Allemagne les structures du socle sont généralement orientées O-E à SO-NE, on constate qu'au niveau du Fossé Rhénan une structuration N30° à N40° domine. Les cartes d'anomalies résiduelles et les cartes de gradient (Fig. 4b ; 5) mettent en évidence un réseau serré de discontinuités géophysiques, interprétées comme étant des failles ou des contacts pétrographiques. Certaines de ces structures peuvent être observées à l'affleurement. Il s'agit de failles décrochantes à jeux sénestre comme les failles du Hunsruck-Kohlschlag (FHK) et de Ste Marie-aux-Mines (FSMM), qui ont fonctionné pendant le magmatisme calco-alcalin à shoshonitique des Vosges méridionales, conditionnant les mises en place respectives des labradorites et du granite des Crêtes, vers 340 Ma (Fluck, 1980; Schneider, 1994 ; Boutin et al., 1995 ; Schaltegger et al., 1996). Plus tard, entre 330 et 325 Ma, accompagnant la fin de l'exhumation de la croûte profonde des Vosges moyennes, des leucogranites résultant de la fusion crustale, du type Valtin, intrudent la FSMM (Schaltegger et al., 1999). En Forêt Noire, le massif gneissique montre dans sa partie orientale une foliation SSO-NNE, associée à la déformation et au chevauchement vers le sud-est, par-dessus les séries dévono-diantiennes de la zone de Badenweiler-Leuzkirch (ZBL). Au nord des discontinuités de Lalaye-Lubine (ZLL) et de Baden-Baden (ZBB) qui séparent la zone moldanubienne de la zone saxo-thuringienne, et pendant l'exhumation des gneiss au sud, se mettent en place les plutonites du massif du Champ du Feu, de Baden-Baden, du Windstein et plus au nord, de l'Odenwald. Alors que la granodiorite du Hohwald, les diorites du Neuntelstein et les formations volcaniques de la bande médiane présentent une orientation N60° à N70°

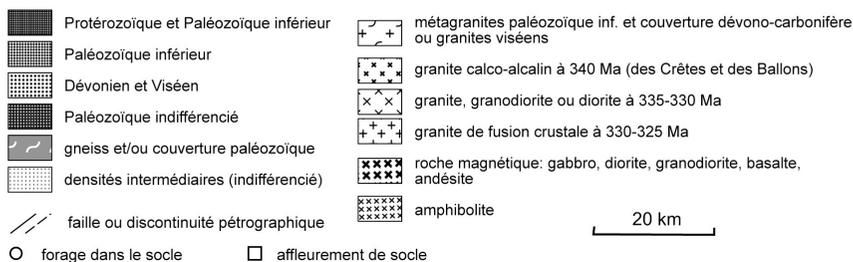
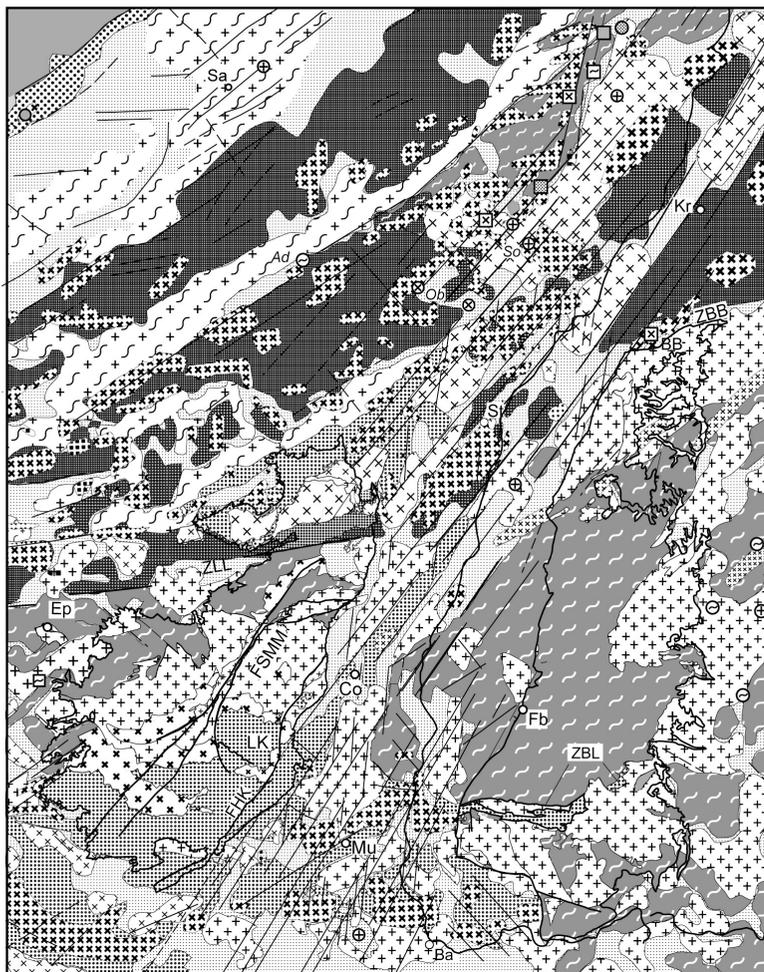


Figure 6 : Carte schématique du socle anté- Carbonifère supérieur, obtenue à partir des données gravimétriques et magnétiques dépouillées des effets de la couverture sédimentaire, ainsi que des forages profonds qui ont atteint le socle. FSMM : faille de Ste Marie-aux-Mines ; ZLL : zone de Lalaye-Lubine ; ZBL : zone de Badenweiler-Lenzkirch ; ZBB : zone de Baden-Baden ; Ba : Basel ; Mu : Mulhouse ; Co : Colmar ; Fb : Freiburg ; St : Strasbourg ; Kr : Karlsruhe ; Ep : Epinal ; Sa : Saarbrücken ; forages : Ad : Adamswiller ; So : Soultz-sous-Forêt ; Ob : Obermodern.

parallèle à l'accident de Lalaye-Lubine, en bordure du fossé, le granite d'Andlau, ainsi que la diorite du Moenkalb qui l'a précédé, présentent une direction et une foliation magmatique d'orientation N35° parallèle aux accidents décrochants du fossé (de Waard, 1950 ; Von Eller, 1964). On retrouve cette même direction pour la grande structure magnétique du seuil d'Erstein et le grand filon granodioritique du sondage d'Obermodern (Fig. 5, 6). Le granite du forage de Soultz-sous-Forêt montre une orientation des biotites parallèle à la structuration N35-40° (Schulmann et al., 1997).

En résumé, pendant une période qui a duré au moins de 340 Ma à 330-325 Ma, la zone de l'actuel Fossé Rhénan était une large zone transcurante⁹ sénestre de direction N30-40° qui, en contexte de raccourcissement NO-SE et d'étirement SO-NE, a favorisé la mise en place de plusieurs générations de magmas. Dans l'Odenwald, Krohe (1994) montre que la mise en place des formations magmatiques se fait en contexte de transtension, puis d'extension O-E. Il semble donc que ce soit le cas pour l'ensemble des formations magmatiques de la zone rhénane. Si au niveau de la faille du Hunsruck-Kohlschlag l'ampleur du décrochement est de 4.5 km pour la bande de rhyodacites bordant le bassin au sud, et de 6 km pour la ligne des klippen (LK), le déplacement de la faille de Baden-Baden (ZBB) vers le nord-est de 43 km par rapport à son équivalent dans les Vosges, la faille de Lalaye-Lubine (ZLL) (Edel et Fluck, 1089 ; Rousset et al., 1994 ; Edel et Weber, 1995).

IV. STRUCTURE PROFONDE DU MOLE RHÉNAN

La méthode la plus adaptée pour mettre en évidence le litage et la structure profonde du sous-sol est la sismique expérimentale basée sur la réfraction et la réflexion des ondes acoustiques (Fig. 7). Les premières expériences ont été réalisées dans la région du Fossé Rhénan dans les années 60, en profitant de tirs de carrières dans les Vosges et en Forêt Noire. En 1972, une campagne de sismique réfraction couvrant l'ensemble du fossé et de ses environs a montré une remontée de la limite croûte - manteau (ou Moho) sous la partie méridionale de la zone (Edel et al., 1975) et a infirmé l'existence d'un coussin de manteau anormal (Mueller et al., 1969). Une nouvelle campagne combinant la sismique réfraction à l'explosif et la sismique réflexion, jusque-là utilisée en prospection pétrolière, a été menée dans le cadre des études visant à l'implantation d'un forage profond en Forêt Noire (projet KTB ; Gajewski et al., 1987 ; Lüschen et al., 1987). Elle a confirmé l'existence d'une croûte inférieure litée très réfléchive et a mis en évidence des structures fines et des accidents dans la croûte supérieure. En particulier, elle a montré que la zone de Badenweiler-Lenzkirch plonge vers le nord-ouest, sous le môle gneissique, jusqu'à 12 km de profondeur. En 1988, dans le cadre du projet ECORS, deux profils de sismique réflexion profonde ont recoupé le fossé, l'un à la hauteur de Mannheim, l'autre entre Morange dans le bassin de la Sarre et Lahr en Forêt Noire et traversant le Rhin à Rhinau (Brun et al., 1991). Sur les deux coupes sismiques, le fossé est structuré en demi-grabens dissymétriques avec basculement vers l'est dans le nord, et vers l'ouest dans le sud (Fig. 8c).

Alors que l'épaisseur de la croûte continentale oscille généralement entre 30 et 35 km, sous le Fossé Rhénan on assiste à un amincissement notable jusqu'à près

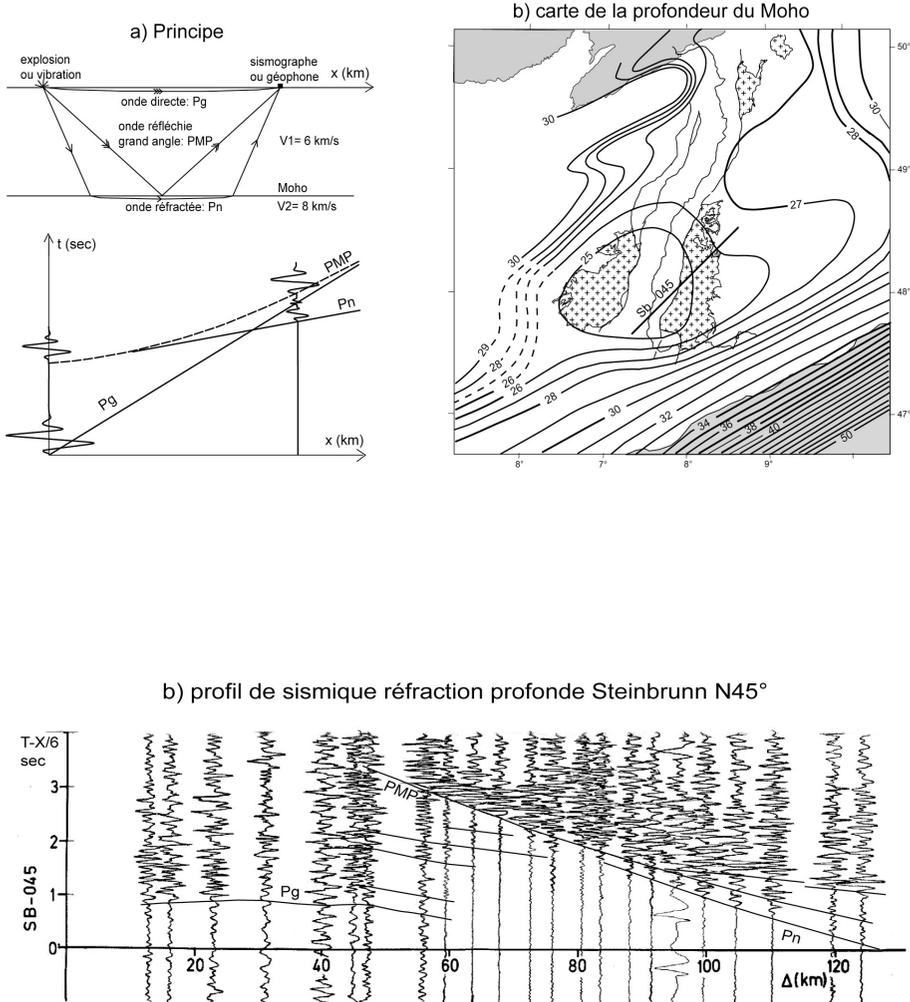


Figure 7 : Détermination de l'épaisseur de la croûte terrestre dans la région du Fossé Rhénan à l'aide de la sismique réfraction et de la réflexion grand angle : a) trajet des ondes et diagramme temps de propagation/distance ; b) carte des isobathes du Moho d'après Edel et al., (1975) revue et complétée avec les données de la sismique réflexion profonde (Lüschen et al., 1987 ; Brun et al., 1991) ; c : exemple d'enregistrement d'un profil de sismique réfraction ; les Pg sont les ondes réfractées au toit du socle paléozoïque, les Pn représentent les ondes réfractées au toit du manteau supérieur et les PMP, les ondes réfléchies à l'interface croûte-manteau (Moho).

de 24 km au niveau du seuil de Colmar et du Kaiserstuhl (Edel et al., 1975 ; Fig. 7). Cette anomalie est le résultat de l'addition de deux effets d'ampleurs géographiques différentes : une anomalie à 28 km de profondeur, en forme de banane, qui longe les bassins situés à l'avant du front alpin, depuis le Golfe du Lion jusqu'au Jura Souabe en passant par l'est du Massif Central, les Vosges, le Fossé Rhénan méridional, la Forêt Noire et l'Odenwald et, plus localisés, les deux maxima à 24-25 km du môle sud-rhénan et des Limagnes. L'âge et l'origine de l'amincissement crustal sont encore discutés. On invoque un phénomène de flambage associé au sur-épaississement de la croûte alpine, qui aurait l'avantage d'expliquer l'anomalie de grande longueur d'onde à l'avant du front alpin. Dans ce cas l'amincissement serait alpin, c.-à-d. cénozoïque à récent. Cependant, tout le long du profil de sismique réflexion ECORS (Fig. 8), qui illustre particulièrement bien l'amincissement, la croûte cristalline garde une épaisseur quasi constante et seule l'épaisseur du Permo-Houiller des bassins de Lorraine et de la Sarre varie. L'amincissement pourrait donc aussi être, en partie du moins, un phénomène tardi-hercynien. Plus loin on verra que le dôme à 24 km, localisé dans le sud du fossé et ses environs, semble être à l'origine du basculement du socle et de la migration de la sédimentation vers le nord observé pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. L'anomalie crustale du môle sud-rhénan résulte donc vraisemblablement de l'addition de plusieurs effets. Une des conséquences de cet amincissement crustal est la remontée des isothermes et par conséquent la présence d'une anomalie géothermique régionale.

La croûte inférieure est, comme ailleurs en Europe hercynienne, caractérisée par des contrastes de vitesses et d'impédance acoustique importants, à l'origine de fortes réflexions entre 6 et 8 secondes en temps double (Fig. 8). Sous le Moho, et sous le fossé, le profil ECORS montre des réflecteurs pentés vers l'est ou le sud-est, que Brun et al. (1991) ont interprétés comme étant en continuité avec la faille listrique à l'origine du demi-graben occidental. Il pourrait aussi s'agir de structures plus anciennes associées à la subduction vers le sud-est de l'océan rhéno-hercynien sous la zone saxo-thuringienne, qui a eu lieu au Carbonifère inférieur.

V. ÉVOLUTION DU GRABEN RHÉNAN DEPUIS LA FIN DU PALÉOZOÏQUE

1) Au Jurassique inférieur

Le paléomagnétisme, consiste à étudier les aimantations rémanentes acquises lors de la formation d'une roche et/ou pendant les événements thermiques, hydrothermaux ou tectoniques qui l'ont affectée ultérieurement. Dans les Vosges, en particulier dans le bassin dévono-dinantien des Vosges méridionales, une partie des formations viséennes volcano-sédimentaires a perdu son aimantation d'origine et a subi une réaimantation résultant d'un événement hydrothermal au Lias (Edel, 1998). Des datations par la méthode K-Ar d'illites diagénétiques provenant de carottes de grès du Buntsandstein du fossé ont fourni des âges de 188 Ma, qui confirment l'existence d'une telle phase hydrothermale (Liewig et al., 1987 ; Liewig, 1993). La même technique appliquée à des grès du Buntsandstein des Vosges du Nord, réaimantés au Lias et au Jurassique moyen a donné des âges de 195-210 Ma et 160-170 Ma conformes aux âges des réaimantations (Tournier et al., 1999). Or c'est au Lias que se produit la rupture de la Pangée, rupture qui va donner naissance au rift Atlantique et aux rifts de la Téthys occidentale. Il est donc

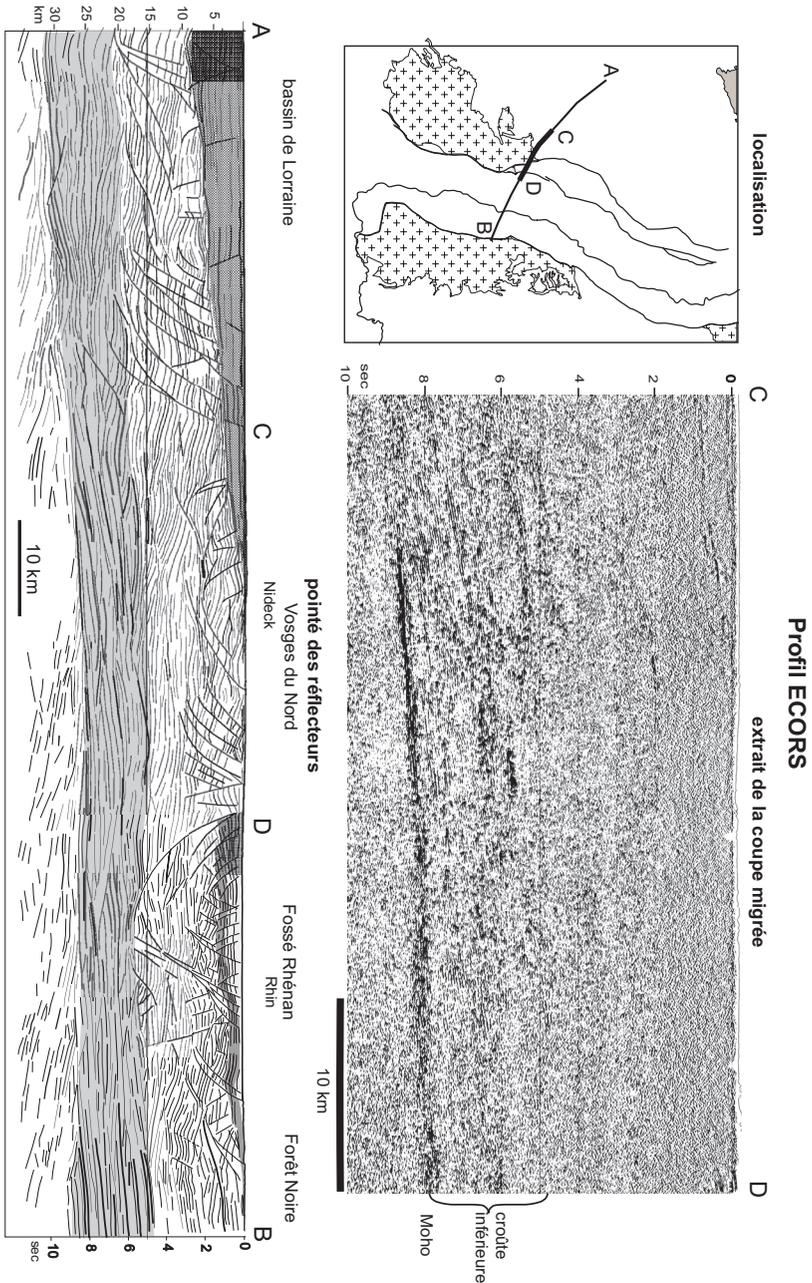


Figure 8 : Imagerie de la croûte le long du profil ECORS sud (d'après Brun et al., 1992) : extrait de la coupe migrée et pointé des réflecteurs (inédit). La coupe montre : 1) un épaissement de la couverture du Permo-Houiller vers le nord-ouest, 2) une dissymétrie du Fossé Rhénan, 3) une forte réflectivité de la croûte inférieure, 4) la remontée du Moho sous les Vosges, le fossé et la Forêt noire, et 5) l'existence de réflecteurs pentés vers l'est ou le sud-est sous le Moho, au niveau du fossé, témoins probables de la subduction de l'océan rhénotercynien sous l'arc vosgien.

possible que lors de la phase d'extension associée à cette ouverture, les accidents NE-SO du bouclier sud-rhénan aient été réactivés, favorisant ainsi l'hydrothermalisme et par conséquent des minéralisations. Dans le bassin des Vosges méridionales nombreux sont les filons hydrothermaux de moyenne et basse température, polymétalliques ou de type fer \pm manganèse de direction NE-SO qui pourraient trouver leur origine lors de cette phase distensive (Fluck, 1992). Nous avons également mis en évidence des réaimantations liasiques le long de la bordure ouest du fossé de la Bresse. Plus au sud, des mouvements distensifs de même âge ont été enregistrés le long des Cévennes et dans les Alpes externes (Lemoigne, et al., 2000).

2) De l'Eocène jusqu'à nos jours

Lorsqu'on examine les cartes des épaisseur de sédiments déposés au cours du Tertiaire (Doebli, 1967 ; 1970; Schumacher, 2002), on constate qu'au début du rifting, c. à d. à l'Eocène supérieur, les dépôts-centres sont allongés suivant une direction NNE-SSO. La superposition des cartes isopaches avec la carte du socle (Fig. 9) indique que dans un champ de contrainte compressif N-S (Villemin et Bergerat, 1987), les accidents décrochants carbonifères N30°-40° ont joué en décrochement sénestre, ouvrant ainsi des bassins en pull-apart^o. Des failles normales N-S, également visibles sur les cartes gravimétriques et magnétiques traitées, ont favorisé la subsidence. Les accidents varisques sont réactivés en failles normales en décrochement pendant l'extension E-O oligocène, qui favorise cependant le jeu en faille normale d'accidents de direction plus méridienne N0° à N15° et qui donnent aux deux segments du fossé leur direction générale. A la fin de l'Oligocène, une phase compressive SO-NE est associée à un basculement vers le nord du bâti sud-rhénan, de sorte que la sédimentation aquitaniennne ne se limite plus qu'au bassin de Mannheim - Heidelberg. Il semble y avoir à la fois migration de la sédimentation vers le nord et érosion des sédiments au sud. Les isobathes du Moho suggèrent que l'origine du basculement est la surrection du manteau supérieur et de la croûte dans le sud du fossé (Fig. 9 : Aquitanien). Le sommet du dôme mantellique est localisé sous le seuil de Colmar et le Kaiserstuhl. A la fin de l'Aquitaniennne, la sédimentation dans le Fossé Rhénan est interrompue et ne reprendra que bien plus tard, au Pliocène. Fini-Miocène une nouvelle phase de compression, de direction NO-SE, c. à d. tournée de près de 60° dans le sens anti-horaire par rapport à la précédente, affecte le Jura suisse et l'ouest du Jura souabe. Les mesures de contraintes in situ (Illies et Greiner, 1979) et les mécanismes au foyer des séismes enregistrés par les stations sismologiques du fossé et de ses pourtours (Ahorner, 1975 ; Bonjer et al., 1984; Bonjer, 1997 ; Plenefisch et Bonjer, 1997) montrent que ce régime de contraintes est toujours actuel.

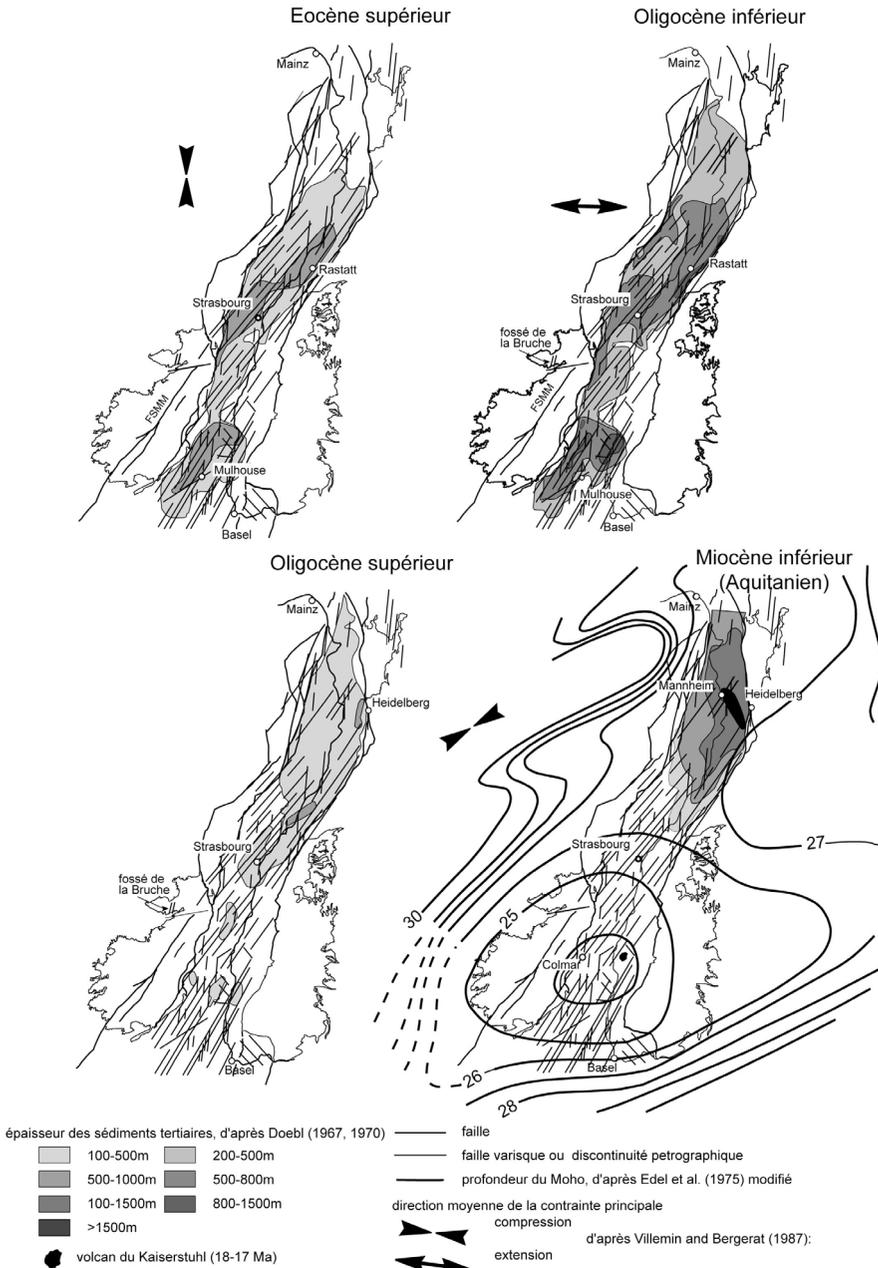


Figure 9 : Evolution de la sédimentation (d'après Doebl, 1967, 1970) et du régime des contraintes (d'après Bergerat, 1985, et Villemin et Bergerat, 1987), au cours du Tertiaire. Les isobathes du Moho sont extraites de la figure 6.

3) L'événement aquitaniien

Comment expliquer cette rotation des contraintes qui, à la fin de l'Aquitaniien se traduit par l'avortement des fossés oligocènes du Rhin, de la Bresse et du couloir rhodanien ? La réponse est à rechercher ailleurs qu'en Europe continentale. Le paléomagnétisme nous enseigne qu'au Crétacé et au Tertiaire, les microblochs qui séparent l'Europe «stable» de l'Afrique subissent deux phases de rotations antihoraires qui ont pour effet de changer complètement la configuration de l'espace méditerranéen et alpin. La première phase est associée à une rotation anti-horaire de l'Afrique. Elle est suivie par un rapprochement des deux grandes plaques. La compression fini-Oligocène – Aquitaniien qui affecte l'ensemble du domaine méditerranéen occidental et le sud de l'Europe (Bergerat, 1985 ; Letouzet, 1986) résulte de cette convergence (Fig. 10). L'étude de ces mouvements relatifs des deux plaques à partir des anomalies magnétiques de l'Océan Atlantique montre que le déplacement vers le NE de l'Afrique par rapport à l'Europe pendant l'Oligocène, change de direction vers 20 Ma, et devient SE-NO au Miocène (Archambault, 1984). A la même époque, vers 21.0-20.5 Ma, c. à d. à la fin de l'Aquitaniien, le bloc corso-sarde ainsi que les micro-plaques des Appenins et des Alpes méridionales amorcent une rotation anti-horaire de 30° en moyenne, autour d'un pôle situé au nord de la Corse, en Mer ligure (Lowrie et Alvarez, 1975 ; Van den Berg, 1979 ; Edel, 1980 ; Montigny et al., 1981 ; Edel et al., 2001). La rotation se termine vers 18-17.5 Ma. Ce mouvement, relativement rapide, se manifeste par un déplacement vers l'ouest des Alpes occidentales et un changement du régime des contraintes à l'avant du front alpin. C'est également pendant cette rotation qu'a lieu l'épisode volcanique du Kaiserstuhl qui fait suite à la surrection du manteau au Chatien-Aquitaniien. Il semble donc que ces rotations traduisent un phénomène de rupture sous l'effet de la compression SO-NE, due à la poussée de l'Afrique et de l'Ibérie. Le réarrangement des blocs à l'intérieur de la zone de confrontation entre les deux grandes plaques, ainsi que le changement de direction de la dérive de l'Afrique sont donc à l'origine de la rotation du champ de contraintes à l'avant du front alpin. L'absence de mouvements tectoniques jusqu'à la compression fini-Miocène enregistrée dans le Jura, s'explique par la relaxation qui a succédé à la rupture et au réarrangement lié aux rotations.

4) La tectonique actuelle du Fossé Rhénan

Les études de microtectonique (Bergerat, 1985 ; Villemin et Bergerat, 1987) ainsi que les mesures de stress *in situ*, qui consistent à étudier l'ovalisation des trous de forage (Illies et Greiner, 1979), montrent que la région du Fossé Rhénan méridional subit une compression subhorizontale NO-SE depuis la fin du Miocène. La sismicité traduit également le régime des contraintes en vigueur dans les dernières dizaines d'années. Le Fossé Rhénan est connu comme une région à sismicité moyenne à faible. Cependant, dans sa partie la plus méridionale, le risque que se produise un séisme de magnitude¹⁰ 7 existe. En effet, un séisme de ce type, d'intensité maximale entre VIII et X et de magnitude estimée entre 6 et 7 (Mayer Rosa et Cadiot, 1979) a détruit la ville de Bâle en 1356 et a été ressenti jusqu'à Paris et Prague. Les derniers événements notables, ressentis dans presque toute l'Alsace, ont été les séismes de Sierentz du 15 juillet 1980, de magnitude 4.8, celui d'Eloyes (entre Remiremont et Epinal) du 29 décembre 1984, de magnitude 4.5, et plus récemment, celui de Rambervillers (à l'ouest de St Dié) du 22 février 2002, de

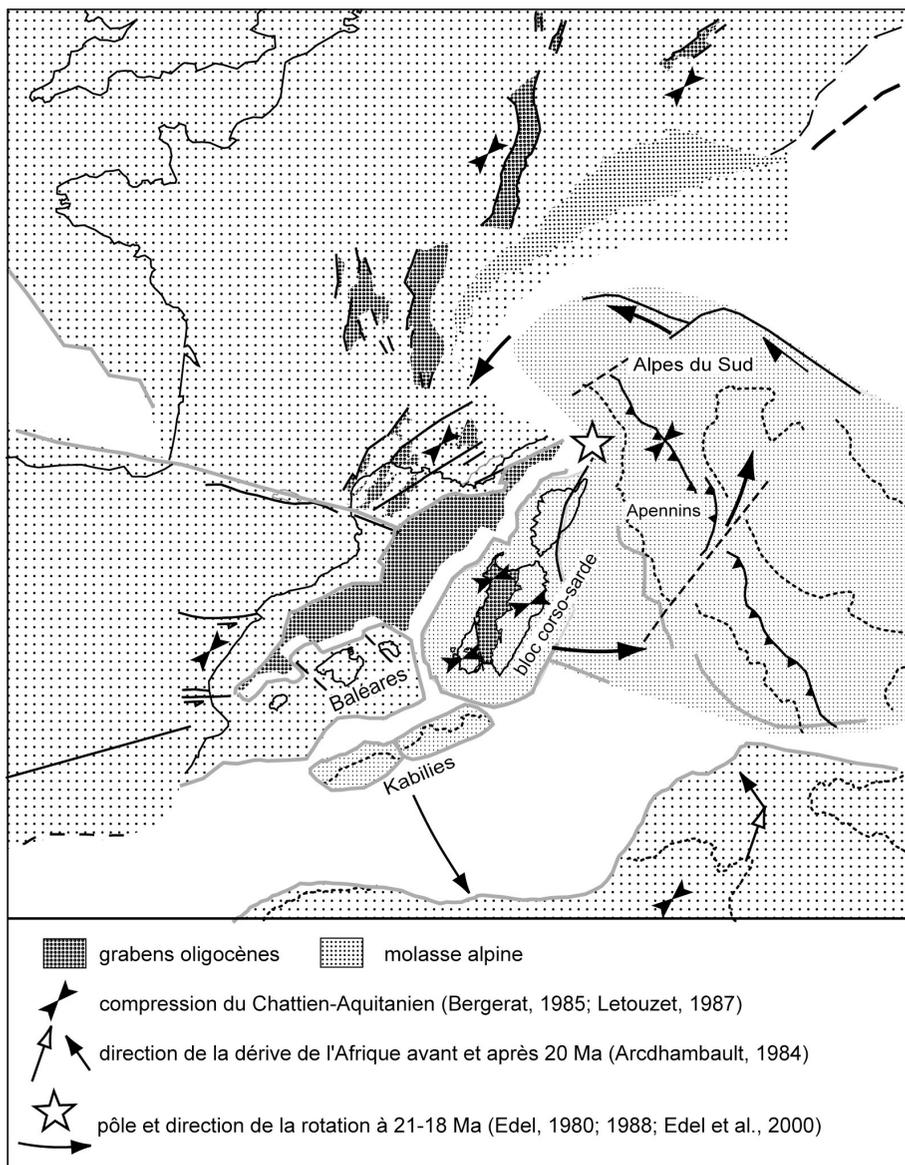


Figure 10 : Carte schématique du sud-ouest de l'Europe à la fin de l'Oligocène et à l'Aquitainien, et direction des mouvements de blocs, mis en évidence par le paléomagnétisme au Miocène inférieur (Van den Berg, 1979 ; Edel, 1980 ; Edel et al., 2001).

magnitude 5.4. Un réseau de stations sismologiques permanentes implantées dès le début des années 70 dans les Vosges, le fossé et en Forêt Noire permet de localiser avec une précision de l'ordre du km les épicentres des événements sismiques, y compris ceux non perceptibles par les humains, correspondant à des magnitudes inférieures à 3 (Fig. 11) (voir <http://eost/bcsf/Accueil.html>).

La carte des épicentres montre que les séismes enregistrés au cours des 30 dernières années présentent des magnitudes généralement inférieures à 3 et ont eu lieu principalement dans le fossé (Fig. 11a). La plupart des épicentres se concentrent le long d'une ligne sub-méridienne qui longe le Rhin, ainsi que dans une région incluant Bâle et le sud-ouest de la Forêt Noire. Les Vosges se caractérisent par une sismicité faible, sauf à l'ouest, dans la région de Remiremont - Epinal - Rambervillers. Le calcul des distances entre le foyer d'un séisme et les stations sismologiques environnantes permet également de connaître la profondeur du foyer. Ceux-ci se situent le plus souvent dans la croûte supérieure, entre 5 et 15 km de profondeur.

Lorsqu'un séisme a été enregistré par un nombre suffisant de stations situées autour de l'épicentre et à des distances variables, il est possible de calculer le mécanisme au foyer du séisme et de caractériser la faille mise en mouvement. Les mécanismes mettent surtout en évidence des jeux de failles en décrochement sénestre, d'orientation sub-méridienne N5-10° (Rouland et al., 1980 ; Bonjer et al., 1984 ; Haessler et Hoang-Trong, 1985 ; Bonjer, 1997 ; Plenefisch et Bonjer, 1997). Certaines failles N35° qui ont fonctionné en décrochement sénestre au Carbonifère, ont été réactivées récemment (mécanismes 1, 2, 3, Fig. 11b). C'est notamment le cas pour le séisme de Sierentz (3, Fig. 11b). Dans la région au sud du Kaiserstuhl, ainsi qu'au nord du fossé, dans le bassin de Heidelberg, on remarque des jeux de failles normales NO-SE, (4, 5, Fig. 11b). C'est dans ces mêmes régions que la subsidence a été la plus forte et que les sédiments récents atteignent les épaisseurs les plus élevées (Bartz, 1972) (Fig. 11b). Les failles inverses NE-SO sont plus rares. Elles peuvent apparaître lors de répliques, après que le séisme principal ait fait rejouer un accidents décrochant préexistant. C'est ce qui s'est produit pour les séismes de Sierentz en 1980. De nombreux mécanismes en cisaillement NNE-SSO montrent également une composante en faille inverse (mécanisme 1, Fig. 11b). L'ensemble de ces mécanismes répond à une compression horizontale orientée NO-SE, perpendiculaire au front alpin, conforme aux mesures de microtectonique et de stress in situ. L'origine de ces contraintes est à rechercher dans la poussée des Alpes et des plaques lithosphériques situées à l'arrière de la chaîne (plaques adriatiques et Afrique) (Fig. 11b). Si cette poussée devait continuer encore longtemps, elle devrait provoquer une surrection de l'ensemble Vosges- fossé méridional - Forêt Noire et un chevauchement de l'ensemble par-dessus le bassin de la Sarre.

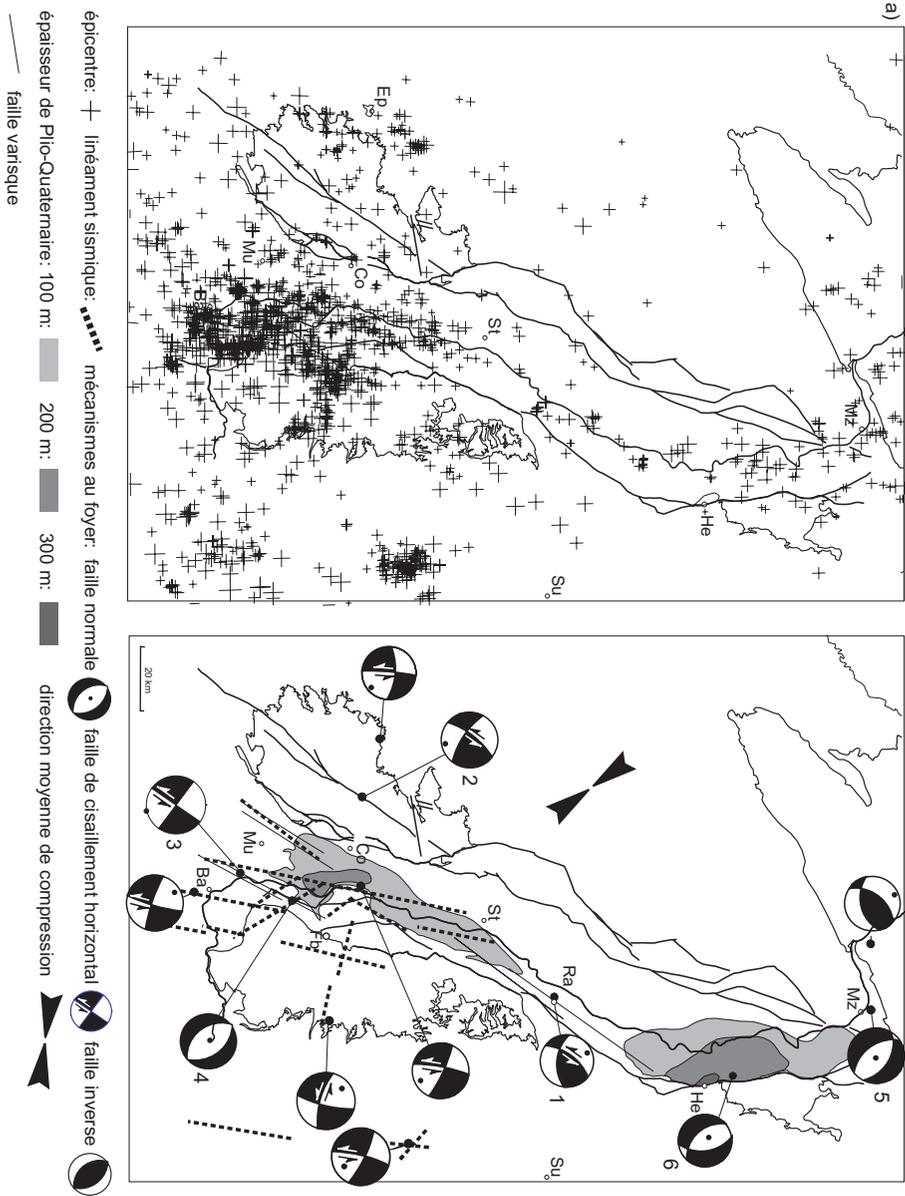


Figure 11 : Carte de la sismicité du Fossé Rhénan : a) carte des épipcentres du Réseau National de Surveillance Sismique, EOSt, Université Louis Pasteur; b) carte des épaisseurs de sédiments plio-quaternaires (d'après Bartz, 1972), des alignements d'épipcentres, et des mécanismes au foyer type (d'après Ahorner, 1975 ; Bonjer et al., 1984 ; Bonjer, 1997 ; Plenefisch et Bonjer, 1997). Les flèches indiquent le sens des mouvements cisailants. La direction moyenne de la compression subhorizontale est déduite des mécanismes au foyers, des mesures de stress in situ (Illies et Greiner, 1979), et des mesures de microtectonique (Villemain et Bergerat, 1987). Ba : Basel ; Mu : Mulhouse ; Co : Colmar ; St : Strasbourg ; Fb : Freiburg ; Ra : Rastatt ; He : Heidelberg ; Ma : Mainz.

VI. CONCLUSIONS

Les apports complémentaires de la géologie et de la géophysique montrent que la formation du Fossé Rhénan a été conditionnée par la structuration du socle au Carbonifère et que l'histoire du rift tel qu'il se présente actuellement avec sa direction NNE-SSO est terminée depuis 20 Ma. La tectonique récente s'inscrit toujours dans la convergence Afrique – Europe. Elle se traduit dans toute la région rhénane par une compression NO-SE à l'origine de décrochements sub-méridiens sénestres, plus localement par la formation de petits bassins NO-SE, et par l'apparition de failles inverses NE-SO qui, logiquement, devraient se développer de plus en plus. La limite croûte-manteau (Moho) culmine à 24-25 km sous le Kaiserstuhl et les sommets des Vosges et de la Forêt Noire (Grand-Ballon, Feldberg).

GLOSSAIRE

isobathe¹ : courbe d'égalité de profondeur du toit ou du mur d'une couche géologique.

isopache² : courbe d'égalité d'épaisseur d'une couche géologique

anomalies de Bouguer³ : elles correspondent aux variations de la composante verticale du champ de pesanteur, dues aux variations de la densité des roches situées sous une surface de référence. On obtient la valeur de l'anomalie en un point après avoir ôté de la mesure - l'effet de la latitude, - l'effet de l'altitude par rapport au niveau de référence, - l'effet des masses situées entre le point de mesure et le plan de référence - l'effet des masses situées au-dessus ou à côté du point de mesure et, - l'effet des marées terrestres. En système international SI l'unité de pesanteur est le m/sec², en système cgs c'est le g/sec² appelé gal (en hommage à Galilée).

la dérivée verticale⁴ : elle s'écrit $\frac{dg}{dz}$, où g est la pesanteur et z l'altitude.

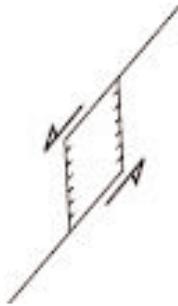
anomalies magnétiques⁵ : l'anomalie magnétique s'obtient en ôtant de la mesure du champ magnétique - l'effet dû à l'ionisation de la haute atmosphère par les particules solaires (c'est la variation diurne), - l'effet du champ dipolaire d'origine profonde dû aux courants de convection dans le noyau liquide, composé essentiellement de fer et de nickel et, - l'effet de l'altitude par rapport au niveau de référence.

réduction au pôle⁶ : alors que le champ de pesanteur est toujours vertical, la direction du champ magnétique varie avec la latitude géomagnétique. Le champ n'est vertical qu'aux pôles magnétiques nord et sud. A l'équateur, son inclinaison est horizontale. En Alsace, l'inclinaison est de 63° à 64°. Ceci a pour effet que le maximum de l'anomalie magnétique créée par une structure magnétique du sous-sol n'est pas situé au-dessus du barycentre de la structure comme c'est le cas en gravimétrie, mais est décalé vers le sud. L'opération réduction au pôle consiste à recalculer l'anomalie en lui imposant une aimantation induite verticale.

susceptibilité magnétique⁷ : tout corps plongé dans un champ magnétique devient aimanté et son aimantation J s'écrit généralement $J=KH$ où K est la susceptibilité magnétique et H le champ ambiant. En présence du champ magnétique terrestre les roches sont donc toutes plus ou moins magnétiques. Cela dépend de la susceptibilité. Plus la susceptibilité est forte, plus la roche est magnétique. Le minéral fortement magnétique le plus courant est la magnétite.

transcurante⁸ : une faille transcurante résulte d'un mouvement cisailant horizontal. Le contexte est transpressif lorsque s'exerce une compression horizontale avec un angle inférieur à 45° avec la faille, ou transtensif lorsqu'il s'agit d'une tension.

pull-apart⁹ : un bassin en pull-apart s'ouvre entre deux failles de cisaillement horizontal



la magnitude¹⁰ : elle dépend de l'énergie dégagée lors de la rupture et du mouvement de la faille. Sur l'échelle de Richter, l'augmentation d'une unité en magnitude se traduit par un énergie libérée 10 fois supérieure. L'intensité d'un séisme est fonction de l'ampleur des dégâts occasionnés. L'intensité maximale XII signifie la destruction totale des bâtiments et un bouleversement complet du paysage.

RÉFÉRENCES

- Ahorner L. (1975) - Present day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe. *Tectonophysics*, 29, 233-249.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C. et Kreuzer H. (2000) - High-potassium, calcalkaline I-Type magmatism in the European Variscides : northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50, 51-73
- Altherr R., Henes-Kleiber U., Hegner E., Satir M. et Langer C. (1999) - Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany) : from subduction to collision. *Int Journ Earth Sciences*, 88, 422-443
- Archambault M.F. (1984) - Evolution cinématique post-Eocène de l'Atlantique nord et central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. Thèse doct. 3^e cycle, Brest, 200 p.

- Bartz J. (1972) – Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. In J.H. Illies et K. Fuchs (eds), *Approaches to Taphrogenesis*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. Stuttgart, 78-87.
- Bergerat F. (1985) – Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de Doctorat es-Sciences, Univ. Paris VI, 315 p.
- Bonjer K.P. (1997) – Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern border fault of the southern Rhine Graben. *Tectonophysics*, 275, 41-69.
- Bonjer K.P., Gelbke C., Rouland D., Mayer-Rosa D. et Massinon, B. (1984) – Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben. *J.Geophys.*, 55, 1-12.
- Boutin R., Montigny R., et Thuizat R. (1995) - Chronologie K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges, Comparaison avec les massifs varisques avoisinants. *Géologie de la France*, 1, 3-25.
- Breyer F. (1974) – Die Entstehungsgeschichte des Südteils des Rheingrabens nach reflexionsseismischen Messungen, geologischen Kartierungen und Tiefbohrungen. *Geol. Jahrbuch*, A 20.
- Brun J. P., Wenzel F. et le ECORS-DEKORP team (1991) - Crustal scale structure of the southern Rhine graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology*, 19, 758-762.
- Coulon M., Fourquin C. et Paicheler J.C. (1979) - Contribution du tectogène varisque dans les Vosges méridionales, III- Le Culm entre Bourbach-le-Haut et le Molkenrain. *Sci. Géol. Bull.*, 32/3, 117-129.
- de Waard D. (1952) - Tectonics of the Barr-Andlau Pluton in the northern Vosges, France. *J. Geology*, 59, 498-502
- Doebel F., (1967) – The Tertiary and Pleistocene Sediments of the Northern and Central Part of the Upper Rhinegraben. In Rothé, J.P. and Sauer, K. (Eds) *The Rhinegraben Progress Report*, Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr, 26, 48-54.
- Doebel F. (1970) – Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In Illies, J.H., Mueller, St. (Eds), *Graben Problems*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. Stuttgart, 56-66.
- Dörr, W., Piqué, A., Franke, W. & Kramm, U. (1992): Les galets granitiques du conglomérat de Russ (Dévono-Dinantien des Vosges du Nord) sont les témoins d'un magmatisme acide ordovicien. La distension crustale et le rifting saxothuringien au Paléozoïque inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, 587-594.
- Edel J.B. (1980) - Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale, *Doct. es Sciences*, Strasbourg I, 310 pp.
- Edel J.B. (1982) – Le socle varisque de l'Europe moyenne - Apports du magnétisme et de la gravimétrie. *Sci. Géol., Bull.*, 35 (4), 207-224.
- Edel J.B. (1988) - The Aquitanian event in the western Mediterranean area. *EGS XIII: Paleomagnetism and evolution of the Tethys*, *Ann. Geophys. Spec.* Issue 1988, p. 89.
- Edel J.B. et Lossy D. (1974) - Magnétisme et géologie dans les Vosges méridionales. *Sci. Géol., Bull.*, 28 (2), 149-159.
- Edel J.B. et Fluck P. (1989) - The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben, Schwarzwald) main structural features deduced from magnetic, gravimetric, and geological data. *Tectonophysics*, 169, 303-316.
- Edel J.B. et Weber K. (1995) - The Cadomian terranes, wrench-faulting and thrusting in the Central Europe Variscides - geophysical and geological evidence. *Geol. Rundsch.*, 84., 412-432.

- Edel J.B., Fuchs K., Gelbke C. et Prodehl, C. (1975) - Deep structure of the southern Rhinegraben area, from seismic refraction. *J. Geophys.*, 41, 333-356.
- Edel J.B., Montigny R., Royer J.Y., Thuizat R. et Trolard, F. (1986) - Paleomagnetic investigation and K-Ar dating on the Variscan plutonic massif of the Champ du Feu and its volcanic sedimentary environment, northern Vosges, France. *Tectonophysics*, 122, 165-185.
- Edel J.B., Campos-Enriquez O., Goupillot M. et Kiro K.N., (1982) - Levé magnétique du Fossé Rhénan supérieur. *Interprétation géologique. Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 2, 179-192.
- Edel J.B., Dubois D., Marchant R., Hernandez J., et Cosca M., (2001) - La rotation miocène inférieur du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 275-283.
- Edel J.B., (1997) - Les réaimantations post-permiennes dans le bassin dévono-dinantien des Vosges méridionales: existence d'une phase de réaimantation au Lias, contemporaine d'une phase de minéralisation d'ampleur régionale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, 617-624.
- Edel J.B., Lutz H., Elsass P. (2002) - Le socle varisque et les tectoniques rhénanes dans le Fosse rhénan méridional : traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé a partir du levé haute densité des MDP. *Geol. France*, 3, 43-59.
- Fluck P., (1980) - Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace - Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. *Mém. Sciences Géol.*, 62, 248 p.
- Fluck P., (1992) - Comment se sont formés les gisements métallifères du massif vosgien. *Pierres et Terre*, 35, 107-115.
- Fluck P., Edel J.B., Montigny R., Piqué A., Schneider J.L. et Whitechurch H. (1989) - Carte synthétique et géotraverse N-S de la chaîne varisque des Vosges (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309/II, 907-912.
- Fluck P., Piqué A., Schneider J.L. et Whitechurch H. (1991) - Le socle vosgien. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 44, 207-235.
- Gajewski D., Holbrook W.S. et Prodehl C. (1987) - A three-dimensional crustal model of southwest Germany derived from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 142, 49-70.
- Haessler H., Hoang-Trong, P. (1985). La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984. Implications tectoniques régionales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 300(II), 14, 671-675.
- Illies J.H. (1970) - Graben Tectonics as Related to Crust-Mantle Interaction. In Illies, J.H., Mueller, St. (Eds), *Graben Problems*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. Stuttgart, 4-27.
- Illies J.H. (1974) - Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rhingraben. *Oberrhein. -geol. Abh.*, 23, 1-24.
- Illies J. H. (1977) - Ancient and recent rifting in the Rhinegraben: *Geol. Mijnb.*, 56, 329-350.
- Illies J.H. (1978) - Two stages Rhinegraben rifting. In I.B. Ramberg, E.R., Neumann (eds), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 63-71.
- Illies J.H., Greiner, G. (1979) - Holocene movement and state stress in the Rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 52, 349-359.
- Lauer J.P., Taktak A.G. (1971): Propriétés magnétiques des roches au voisinage du contact méamorphique des schistes de Steige et des granites d'Andlau et du Hohwald (Vosges cristallines du Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, 924-927.

- Lemoigne M., de Graciansky P.C., Tricart P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagne – Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach, 207 p.
- Letouzey J. (1986) - Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, 132, 215-231.
- Liewig N., (1993) - Datations isotopiques d'illites diagéniques de grès réservoirs à gaz, huile et eau du Nord-Ouest de l'Europe. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. Thèse Univ. Stasbourg I, 262 pp.
- Liewig N., Mossman J.R., Clauer N. (1987) - Datation isotopique K-Ar d'argiles diagéniques de réservoirs gréseux: mise en évidence d'anomalie thermique du Lias inférieur en Europe nord-occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304 (II/13), 707-711.
- Lowrie W, Alvarez W, (1975) - Palaeomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula. *J. Geophys Res*, 80, 1579-1592.
- Lüschen E., Wenzel F., Sandmeyer K.J., Menges D., Rühl Th., Stiller M., Janoth W., Keller F., Söllner W., Thomas, R. Krohe, A., Stenger R., Fuchs K., Wilhelm H., Eisbacher G. (1987) - Near-vertical and wide-angle seismic survey in the Black Forest, SW Germany. *J. Geophys.*, 62, 1-30.
- Lutz H. (1999) - Cartographie, traitement et interprétation des données gravimétriques du Fossé Rhénan méridional (projet GéoFrance3D). Dipl. Ing. Géophys. Strasbourg I, 66 p.
- Lutz M., Cleintuar M. (1999) - Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben. *Bull. Angew. Geol.*, 4, 3-80.
- Mayer-Rosa D., Cadiot B. (1979) - A review of the 1356 Base earthquake. *Tectonophysics*, 53, 325-333.
- Ménard Y. (1979) - Etude sismique de la base du Trias dans le Fossé Rhénan. Mise à profit pour une interprétation qualitative des données gravimétriques et magnétiques. Dipl. Ing. Géophys. Strasbourg I, 93 p.
- Montigny R., Edel J.B., Thuizat R. (1981) - Oligo-Miocene rotation of Sardinia : K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth planet. Sci. Lett.*, 54, 261-271.
- Mueller St., Peterschmitt E., Ansoerge J., (1969) - Crustal structure beneath the Rhinegraben from seismic refraction and reflection measurements. *Tectonophysics*, 8, 529-542.
- Nivière B., Winter T. (2000) - Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Rhine Graben : seismo-tectonic study, *Global and Planet. Change*, 27, 263-288.
- Papillon E. (1995) - Traitement et interprétations des cartes d'anomalies magnétiques et gravimétriques du Fossé Rhénan supérieur. Dipl. Ing. Géophys. Strasbourg I, 95 p.
- Plenefisch T., Bonjer K.P. (1997) - The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275, 71-97.
- Rotstein Y., Schaming M., and Rouse S., (2004) a - Tertiary tectonics of the Dannemarie basin, Upper Rhine graben and regional implications : *Int. J. Earth Sci.* (sous presse).
- Rotstein Y., Edel J.-B., Boulanger D., Gabriel J., Schaming M., Munsch M. - Bouguer Gravity of the Upper Rhine Graben : Interplay between lateral changes in the rift structure and in basement composition, soumis.
- Rouland D., Haessler H., Bonjer K.P., Gilg B., Mayer-Rosa D., Pavoni N. (1980) - The Sierentz southern-Rhinegraben earthquake of July 15, 1980. Preliminary results. *Proc. of the 17th assembly of the ESC, Budapest*, 441-446.

- Rousset D., Bayer, R. (1990) - Nouvelles cartes gravimétriques du sud du Fossé Rhénan. C.R. Acad. Sci. Paris, 310, 199-206.
- Rousset D., Bayer R., Guillon D., Edel J.B. (1993) - Structure of the southern Rhine Graben from gravity and reflection seismic data (ECORS-DEKORP program). *Tectonophysics*, 221, 135-153.
- Schaltegger U., Schneider J.L., Maurin J.C. and Corfu F. (1996) - Precise chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (central Variscan belt). *Earth Planet. Sci. Let.*, 144, 403-419.
- Schaltegger U., Fanning M., Guenther D., Maurin J.C., Schulman J., Gebauer, D. (1999) - Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in situ U-Pb isotope, catholuminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 186-201.
- Schaltegger U. (2000) - U-Pb geochronology of the Southern Black Forest Batholith (Central Variscan belt) : timing of exhumation and granite emplacement. *Int Journ Earth Science*, 88, 814-828.
- Schneider J.L. (1994) - Le bassin volcano-sédimentaire dévono-dinantien des Vosges du Sud: un témoin de l'évolution de la chaîne varisque de l'Europe. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 62, 49-83.
- Schumacher M. E. (2002) - Upper Rhine Graben : Role of preexisting structures during rift evolution: *Tectonics*, 21 (1), doi:10.1029/2001TC900022.
- Schulmann K., Jesek J., Venera Z. (1997) - Perpendicular linear fabrics in granite : markers of combined simple shear and pure shear flows ?. In J.L. Bouchez et al., (eds). *Granites from segregation of melt to emplacement fabrics*, 159-176, Kluwer Academic Publisher.
- Schulmann K., Schaltegger U., Jezek J., Thompson A., Edel J.B. (2002) - Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in western Europe). *Amer. J. Science*, 302, 856-879.
- Sittler C. (1969) - Le fossé Rhénan en Alsace: aspect structural et histoire géologique : *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, Paris, 11, 465-494.
- Van den Berg J. (1979) - Paleomagnetism and the changing configurations of the western Mediterranean area in the Mesozoic and Early Cenozoic eras. *Geologica Ultraectina*, 20, 178 p.
- Villemin T., et Bergerat F. (1987) - L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension : *Bull. Geol. France*, 8, 245-255.
- Von Eller J.P. (1964) - Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. I Région comprise entre la plaine d'Alsace, d'Andlau à Saint-Nabor, et le Champ du Feu. *Bull. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr.*, 17/3, 171-210.
- Ziegler P.A. (1994) - Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview, *Geol. Mijnbouw*, 73, p. 99-127.

Date de parution Août 2004
Dépôt légal Août 2004
ISSN 1637-6811
Editeur SHNEC - 11 rue Turenne - F-68000 Colmar
Directeur de la publication : Jean-Paul FUCHS
Secrétaire de rédaction : Jacques THIRIET
Imp. **signatures**  Graphixus - 68360 Sultz