

Socle varisque et tectoniques rhénanes dans le Fossé rhénan supérieur méridional : traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé à partir du levé haute densité des MDPA

Jean-Bernard EDEL ⁽¹⁾

Harold LUTZ ⁽¹⁾

Philippe ELSASS ⁽²⁾

The Variscan basement and the Rhenish tectonism in the southern Upper Rhine graben; processing and interpretation of the gravity map derived from MDPA high-density measurements

Géologie de la France, n° 3, 2002, 43-59, 13 fig.

Mots-clés : Carte gravimétrique, Socle, Faille, Faille décrochement, Orogénie varisque, Rifting, Néotectonique, Bas-Rhin, Fossé Rhénan Suisse, Graben Haut-Rhin.

Key words: Gravity survey maps, Basement, Faults, Strike-slip faults variscan orogeny, Rifting, Neotectonics, Bas-Rhin France, Swiss Rhine Graben, Upper Rhine Graben.

Résumé

Les données originales du levé gravimétrique détaillé effectué par les Mines Domaniales de Potasse d'Alsace (MDPA) dans le Fossé rhénan alsacien, complétées sur les bordures par des données provenant de sources diverses, ont permis de tracer des cartes des anomalies de Bouguer de la partie méridionale du Fossé rhénan supérieur. Après suppression de l'effet gravimétrique de la couverture sédimentaire, la carte corrigée et les cartes transformées (dérivées, prolongées, filtrées) ont abouti au tracé d'une carte hypogéologique du socle. Les séries volcano-sédimentaires et plutoniques dévono-dinantiennes et la structuration NNW-SSE des Vosges méridionales se poursuivent sous le fossé jusqu'en Forêt-Noire. Ces structures sont coupées et décalées par des failles coulissantes sénestres orientées N30-35°, dont l'activité principale remonte au Viséen supérieur. En raison de directions de contraintes favorables, ces accidents ont rejoué en failles normales à l'Eocène-

Oligocène et ont donc fortement influencé la sédimentation pendant le rifting. Le traitement et l'analyse des anomalies de courtes longueurs d'onde de la carte à haute densité de mesures met en évidence les accidents N15-20° actifs pendant la distension oligocène, ainsi que les accidents N5-10°, N145-150° et N55-60° résultant de la tectonique post-miocène. Les accidents susceptibles d'être actifs dans le régime de contraintes actuel sont les plus marqués ; ce sont essentiellement des accidents décrochants de direction N0° à N10°. Ils apparaissent principalement dans les régions d'Altkirch, de Ferrette et de Sierentz-Kembs. Cependant, des accidents préexistants avec une direction adéquate peuvent également être réactivés. Ainsi, les cartes gravimétriques relatives au socle montrent que le séisme principal de Sierentz a résulté de la réactivation d'un accident décrochant varisque N30-35°. Un levé gravimétrique avec une densité de stations élevée permet ainsi de localiser les failles potentiellement actives et de contribuer à l'identification des zones à risque sismique.

Abridged English version

The southern Upper Rhine Graben (Fig. 1) and its Paleozoic environment were affected by two main tectonic events: 1) Variscan plate collision during the Late Devonian and Early Carboniferous, and 2) graben formation cutting the European plate from the North Sea to the western Mediterranean during the Tertiary. The southern Upper Rhine Graben is also known for its recent seismic activity; in 1356 a strong earthquake destroyed the city of Basle and, more recently in 1980, an earthquake with a magnitude of 4.8 occurred in the region of Sierentz (Rouland et al., 1980) (Fig. 2).

Bouguer anomalies mainly reflect the thickness variations of the sedimentary cover and density contrasts due to different petrographic units in the upper basement (Edel, 1982; Edel and Fluck, 1989; Rousset et al., 1993). Processing of a detailed gravimetric map, therefore, can provide information both on the basement and on the tectonism related to basin formation. A very dense data set was

Manuscrit déposé le 16 juin 2002, accepté le 18 septembre 2002.

(1) EOST Institut de physique du Globe, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg cedex, France.

(2) BRGM, Parc Club des tanneries, 15, rue du tanin, Lingolsheim, BP 177, 67834 Tanneries cedex

measured in the Rhine Graben by the Mines Domaniales de Potasse d'Alsace (MDPA) in the late 1940s. Although not yet interpreted quantitatively, these data have been exploited in order to 1) demonstrate that a high-density map can provide relevant information on fine structures in the upper crust, 2) specify the nature and structures of the Paleozoic basement beneath the sedimentary cover, and 3) identify and locate faults related to Eocene-Oligocene graben formation and post Late Miocene NW-SE compression.

Two gravimetric maps were compiled: one covering the graben and based on the MDPA high-density data, and the other covering a larger area extending to the Vosges and the Black Forest graben borders and including data from various sources (Rousset, 1992; SEISMOS ref; etc.) (Figs. 2, 3, 4). In order to study density distribution in the Paleozoic basement, the gravimetric effect of the Mesozoic and Cenozoic sediments was computed and removed from the Bouguer anomalies (Lutz, 1999) (Fig. 5). For this purpose, isopach maps were established and digitized, and the effect of salt diapirs was modelled using parallelepipeds. The effect of the Moho topography (Edel et al., 1975) is only visible in the southern part of the map and is removed by filtering "the long wavelengths". The new map (Fig. 6) shows some significant differences compared to the previous one (Fig. 4). A positive anomaly appears beneath the Dannemarie basin. The $N060^\circ$ -striking negative anomaly centred on the Mulhouse horst is emphasized and separates a narrow, $N060^\circ$ -striking positive anomaly from a larger one with an apparent E-W direction. Despite removal of the effects of the low density Cenozoic sediments, a negative anomaly persists beneath the potash basin.

Interpretation of the corrected map in terms of Paleozoic structures and discontinuities is easier after computing first- and second-order vertical derivatives and downward continuations. On the vertical gradient map (Fig. 7), the negative anomalies can be assigned mainly to a Devonian-Dinantian volcano-sedimentary succession that crops out in the southern Vosges basin and the Badenweiler-Lenzkirch zone (ZBL, Fig. 2) (Edel and Fluck, 1989). The discontinuities represent either faults or contacts between units with contrasting densities. By also using the

magnetic properties derived from the magnetic map of Spreux (1975), i.e. reduced-to-the-pole and vertically derived, it was possible to draw a geological sketch map of the Paleozoic basement (Fig. 9). This map shows that the Late Devonian to Late Visean WNW-ESE volcano-sedimentary and plutonic units of the southern Vosges continue beneath the graben sediments towards the southern Black Forest. Most of the magnetic rocks show low to intermediate densities and are interpreted as monzonitic and dioritic bodies, comparable to those that crop out around the Ballons pluton (Edel and Lossy, 1975). The WNW-ESE-striking structures are cut and offset by NNE-SSW faults parallel to the Ste-Marie-aux-Mines and Hunsrück-Kohlschlag faults (FHK, Fig. 9), which were active as sinistral strike-slip faults in Late Visean times (Fluck et al., 1989; Edel and Fluck, 1989). The major offset occurred west of the Mulhouse horst. According to the previously available gravimetric data, the 10-km-wide wrench zone extends for about 200 km northward, as far as the Odenwald (Rousset et al., 1994; Edel and Weber, 1995).

The major $N030-035^\circ$ basement faults were reactivated as normal faults during graben formation and strongly influenced sedimentation. This was particularly the case during the NNE-SSW Eocene compression and, to a lesser degree, during the W-E extension (Bergerat, 1985) (Fig. 11).

In addition to density distribution within the basement, the Bouguer map provides information on the Tertiary sedimentary cover and on the faults active during the Late Tertiary to recent tectonism. By filtering the long wavelengths, through vertical derivation or downward continuation, the effects of faults and density variation in the uppermost crust are emphasized. After removing wavelengths of over 4 km, the residual anomalies, along with the first- and second-order vertical gradient maps, were used to plot gravimetric discontinuities representing faults and density contrasts within the uppermost crust (Fig. 10). The anomalies with the highest intensities and shortest wavelengths display predominantly $N0-010^\circ$ trends followed, in decreasing order, by $N145-150^\circ$, $N055-060^\circ$ and $N095-100^\circ$ trends. These directions reflect the stress regime affecting the southern Upper Rhine Graben since the latest Miocene and coincide with the fault

directions derived from focal mechanisms obtained over the last few decades (Rouland et al., 1980; Bonjer et al., 1984; Bonjer, 1997). Within the potash basin, the prominent negative anomalies are due to salt diapirs. A second family of anomalies with slightly longer wavelengths and trending $N015-020^\circ$ and $N060-070^\circ$ can be distinguished. Most coincide with the western and northern flanks of the Mulhouse horst, and others with the Oligocene faults observed on seismic sections. This $N015-020^\circ$ direction coincides with the main direction of the southern Upper Rhine Graben resulting from Oligocene WNW-SSE to W-E extension (Bergerat, 1985) (Figs. 10, 11).

Owing to their strike, certain of the mapped discontinuities are faults susceptible to respond to the present stress regime. For the Sierentz earthquake in 1980, the interpretation of the gravimetric maps shows that the main quake was due to reactivation of a Variscan $N030-035^\circ$ strike-slip fault, while the aftershocks involved fractures reflecting the present stress regime (Fig. 11). This type of interpretation shows that a detailed gravimetric map is a useful tool for locating potential seismic faults and constraining seismic risks.

Introduction

Les cartes gravimétriques et magnétiques de la région du Fossé rhénan supérieur ont fait l'objet de plusieurs études visant à mettre en évidence la nature et la structure du socle varisque (Edel, 1982 ; Edel et Fluck, 1989 ; Rousset et al., 1993) ainsi que la structure profonde du môle rhénan (Rousset et al., 1993). Des études plus détaillées ont également été menées dans la région de Soultz-sous-Forêts par Coppel et Debeglia (1994) et dans la partie moyenne du Fossé rhénan supérieur (Saverne-Baden-Wissembourg-Sélestat) par Papillon (1995).

Outre les données collectées par le BRGM pour l'établissement de la carte gravimétrique de la France, il existe une carte allemande ancienne dressée par la société SEISMOS pour le compte de l' Amt für Bodenforschung de Hannover, ainsi qu'une compilation des données du BRGM et du Bureau Gravimétrique International (parties allemande et suisse) réalisée par Rousset (1992) dans le cadre du programme ECORS. Dans les années

1947-1950, la partie sud du fossé alsacien a fait l'objet d'une campagne de prospection gravimétrique particulièrement détaillée (6,6 stations/km²) par les Mines Domaniales de Potasse d'Alsace (MDPA). Une partie des données concernant la partie nord du bassin potassique a été intégrée par Rousset pour le programme ECORS. Une autre partie couvrant la région de Mulhouse avait été numérisée et exploitée par Kern (1971) mais n'a pas été conservée. Le travail de numérisation des données MDPa a été repris et étendu à une zone plus large incluant le sud du bassin potassique, les bassins de Dannemarie et de Sierentz ainsi que le horst de Mulhouse (ou du Sundgau) dans le cadre du programme GeoFrance3D Fossé Rhéнан par Lutz (1999).

Dans cette étude nous présentons les cartes des anomalies de Bouguer établies à partir des données MDPa et des autres données disponibles, ainsi que la carte corrigée de l'effet des sédiments tertiaires. Les objectifs sont 1) de montrer qu'un levé gravimétrique à haute densité de mesures permet de mettre en évidence des structures fines de la croûte supérieure, interprétables en termes de tectonique polyphasée, 2) de contraindre la nature et la structure du socle varisque sous la couverture sédimentaire, et 3) de mettre en évidence les accidents liés à la phase de rifting de l'Eocène-Oligocène, puis à la tectonique compressive du Miocène terminal à nos jours. À ces fins on utilisera les outils classiques du traitement de cartes : filtrage, dérivées verticales, prolongement vers le bas et vers le haut. On examinera dans quelle mesure la sismicité du fossé méridional est conditionnée par les accidents dans la couverture et le socle mis en évidence par la gravimétrie.

Cadre de l'étude et contexte géologique

La zone étudiée est située entre les massifs paléozoïques des Vosges à l'ouest et de la Forêt-Noire (Schwarzwald) à l'est (fig. 1). Le bassin potassique et le front du Jura forment respectivement les limites nord et sud (fig. 2). Dans les deux massifs, que l'on attribue classiquement au domaine varisque moldanubien, par opposition au Saxothuringien, situé dans les Vosges au nord de la suture de Lalaye-Lubine (Fluck *et al.*, 1991), la géologie du socle est dominée par des bassins volcano-

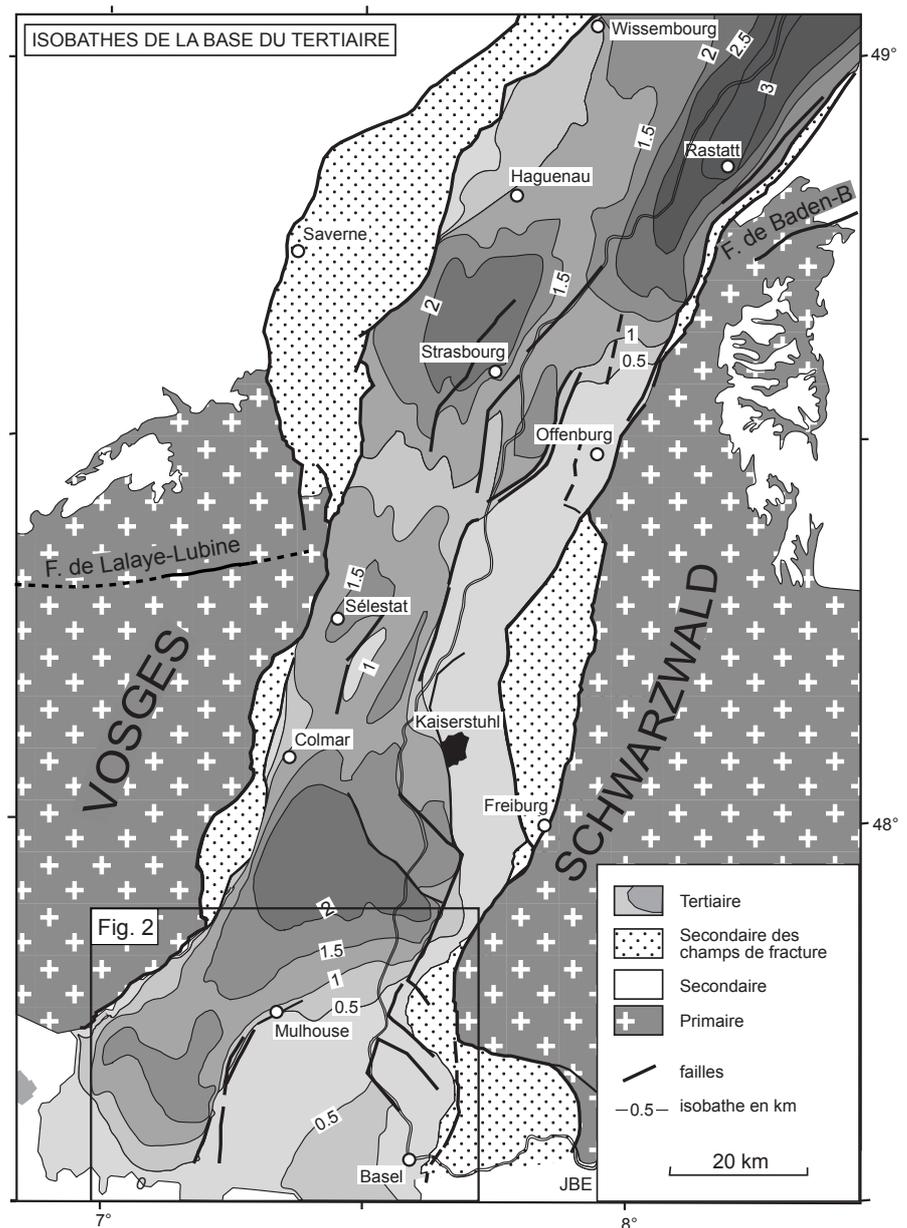


Fig. 1.- Carte des isobathes de la base du Tertiaire dans la partie sud du Fossé rhéнан supérieur, d'après Doebl (1970), CEC (1979), Papillon (1995), Lutz (1999).

Fig. 1.- Isobaths of the base of the Tertiary in the southern part of the Upper Rhine Graben (after Doebl [1970], CEC [1979], Papillon [1995], Lutz [1999]).

sédimentaires dévono-dinantiens intrudés par plusieurs générations de granitoïdes : bassin des Vosges méridionales, bassin de Schopfheim au sud de la Forêt-Noire, et zone de Badenweiler-Lenzkirch (ZBL) dans la Forêt-Noire à la hauteur de Müllheim (fig. 2).

Le volcanisme, qui occupe la majeure partie des bassins, s'est manifesté à partir du Dévonien supérieur par la mise en place de basaltes et de rhyolites à caractère tholéiitique et calco-alcalin peu potassique, puis au Viséen supérieur par

des andésites, ignimbrites et tufs évoluant d'une tendance calco-alcaline vers un caractère plus shoshonitique (Coulon *et al.*, 1979 ; Bébien et Gagny, 1979 ; André et Bébien, 1983 ; Schneider, 1994).

Au Viséen inférieur à moyen, les premières plutonites, d'abord considérées comme le faciès de bordure du granite des Ballons, présentent un caractère tholéiitique qui témoignerait d'une intrusion dans une déchirure continentale (André et Bébien, 1983). Cette déchirure serait le prolongement sud-oriental de la faille

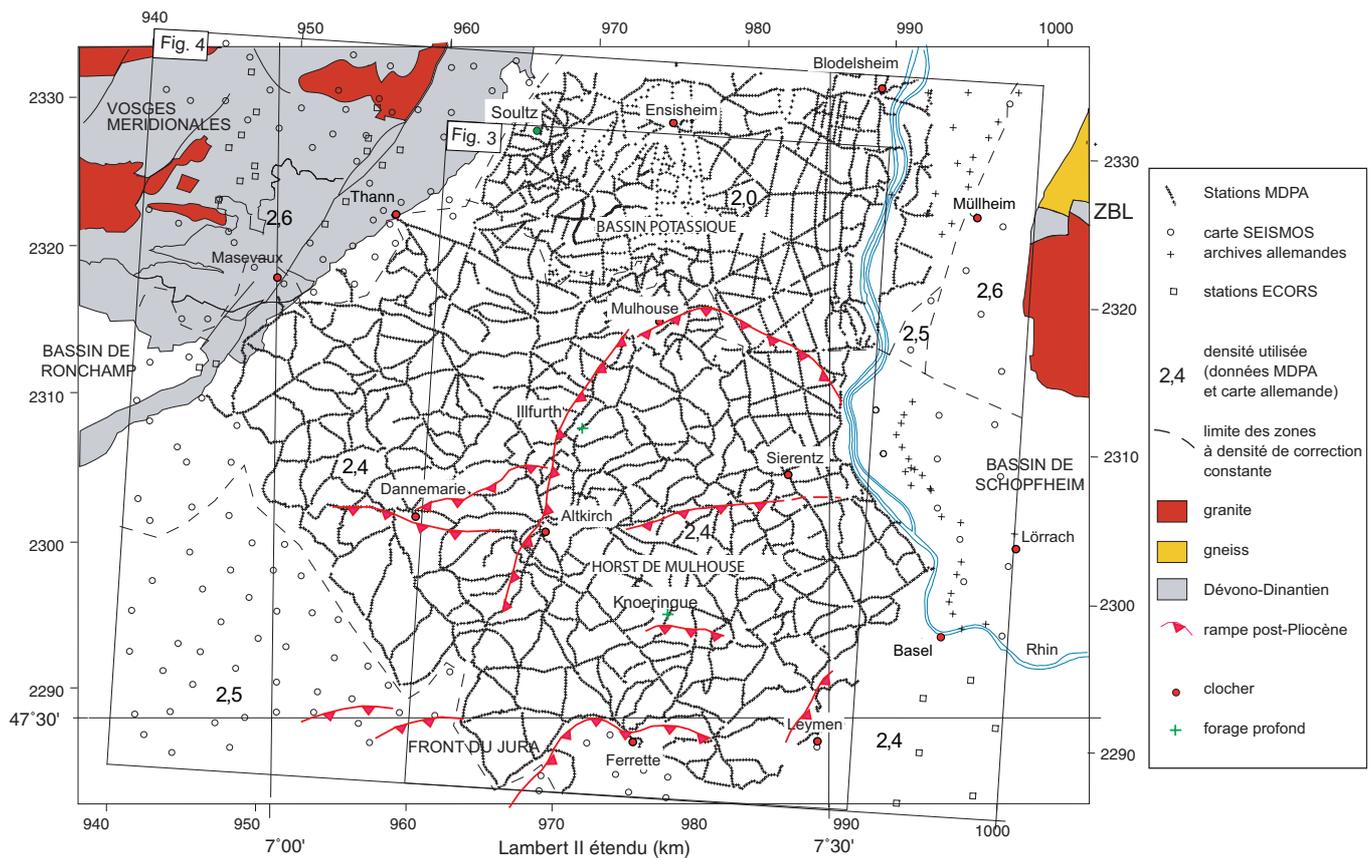


Fig. 2.- Carte de localisation des stations de mesures gravimétriques et contours des cartes gravimétriques. Rampes pléistocènes d'après Nivière et Winter (2000). ZBL : zone de Badenweiler-Lenzkirch.

Fig. 2.- Location of the gravimetric stations and the gravimetric maps. Location of the Pleistocene ramps (after Nivière and Winter [2000]). ZBL: Badenweiler-Lenzkirch zone.

décrochante dextre du Pays de Bray dont le rejet horizontal dépasserait plusieurs centaines de kilomètres (Edel et Weber, 1995). Peu après, vers 340 Ma, se mettent en place les massifs de granites calco-alcalins des Ballons et des Crêtes. Entre 334 et 330 Ma, les Vosges moyennes et la Forêt Noire méridionale sont intrudées par des granites provenant essentiellement de la fusion crustale d'une croûte sur-épaissie (Boutin *et al.*, 1995 ; Schaltegger *et al.*, 1996 ; Schulmann *et al.*, in press).

Cette phase tectonique varisque située entre le Dévonien et le Viséen est aujourd'hui interprétée comme une collision de plaques au cours de laquelle la plaque saxothuringienne se serait enfoncée vers le sud-est sous la plaque moldanubienne, tandis que la faille du Pays de Bray jouait en décrochement dextre (Oncken, 1997).

L'érosion de la chaîne varisque se traduit par une sédimentation détritico-carbonifère supérieure et permienne repré-

sentée dans la moitié sud de notre zone d'étude. Le Houiller et le Permien sont présents au sud des Vosges, dans le bassin de Ronchamp, ainsi que dans le sud de la Forêt-Noire, dans le bassin de Schopfheim (fig. 2). Dans le sondage profond de Knoeringue situé dans le horst de Mulhouse, le Permien recouvre directement un granite varisque. La sédimentation mésozoïque, qui comprend la trilogie triasique du Buntsandstein, du Muschelkalk et du Keuper ainsi que les dépôts du Jurassique, est relativement homogène dans la zone étudiée, sans grande variation en épaisseurs (800 à 1000 m) susceptibles d'avoir un effet sur les anomalies de Bouguer. Du Crétacé supérieur à l'Eocène la tectonique compressive pyrénéenne se fait sentir également dans la région du fossé.

De l'Éocène à l'Aquitainien, la tectonique de graben donne lieu à une sédimentation très différenciée qui se traduit par des dépôts de sédiments variant de

quelques centaines de mètres sur le horst de Mulhouse à plus de 3000 m dans le fossé de Rastatt (fig. 1). C'est à l'Oligocène, sous un régime d'extension W-E affectant tout l'est de la France ainsi qu'une large zone en Europe, que les plus fortes épaisseurs de sédiments se sont déposées (Doebli, 1970 ; CEC, 1979 ; Bergerat, 1985). À l'Aquitainien, une phase compressive NE-SW provoque un basculement du bâti rhénan vers le nord, qui limite la sédimentation à la partie septentrionale du fossé. À plus grande échelle, la compression est suivie d'une rotation antihoraire des blocs corso-sardes, sud alpins et apennins (Edel, 1988 ; Edel *et al.*, 2001). À la même époque le mouvement vers le NNE de l'Afrique passe à une dérive vers le NNW (Archambault, 1984). À partir du Miocène terminal, le régime des contraintes devient à nouveau compressif et prend une orientation NW-SE. De petits bassins orientés NW-SE apparaissent dans le sud-est du fossé (fig. 1) et à l'extrémité nord du Fossé rhénan supérieur à Mayence.

Les mécanismes au foyer des séismes enregistrés pendant les dernières décennies (Rouland *et al.*, 1980 ; Bonjer, 1997) montrent que ce contexte tectonique est encore en vigueur et qu'il se manifeste essentiellement par des failles coulissantes sénestres N-S à NNE-SSW, dans une moindre mesure par des failles normales NW-SE et plus rarement par des failles inverses NE-SW. Le sud du Fossé rhénan supérieur est d'ailleurs connu pour son activité sismique : un tremblement de terre important détruisit la ville de Bâle en 1356 et plus récemment, en 1980, un séisme de magnitude 4,8 s'est produit dans la région de Sierentz (Rouland *et al.*, 1980) (fig. 2).

Les cartes d'anomalies de Bouguer

Le levé des MDPA

Les mesures ont été effectuées de 1947 à 1951 avec un gravimètre Western en suivant routes et chemins avec un pas constant de 200 m. Elles ont été consignées dans des cahiers où sont détaillés les calculs de l'anomalie de Bouguer, des cahiers condensés ainsi que des cartes à 1/50 000. La zone qui nous intéresse comporte 5 cahiers et une carte, et comprend 9 124 stations. L'anomalie de Bouguer a été calculée comme suit :

$$\Delta g = g_{mesuré} - z \frac{dg}{dz} + 2\pi\rho Gz + ct - g_o$$

avec :

$z \frac{dg}{dz}$: la correction d'altitude

$2\pi\rho Gz$: la correction de plateau,

ct : la correction topographique,

g_o : la valeur sur le sphéroïde de référence, qui inclut la correction de latitude.

La densité adoptée pour la correction de plateau est de 2,0 pour le bassin potassique et de 2,4 pour le reste de la zone (fig. 2). L'expression du sphéroïde de référence pour la seule zone étudiée peut être retrouvée à partir de la valeur du g corrigé et de Δg . Les stations de mesures sont repérées en coordonnées planes Lambert Nord de Guerre correspondant à l'ellipsoïde de Plessis.

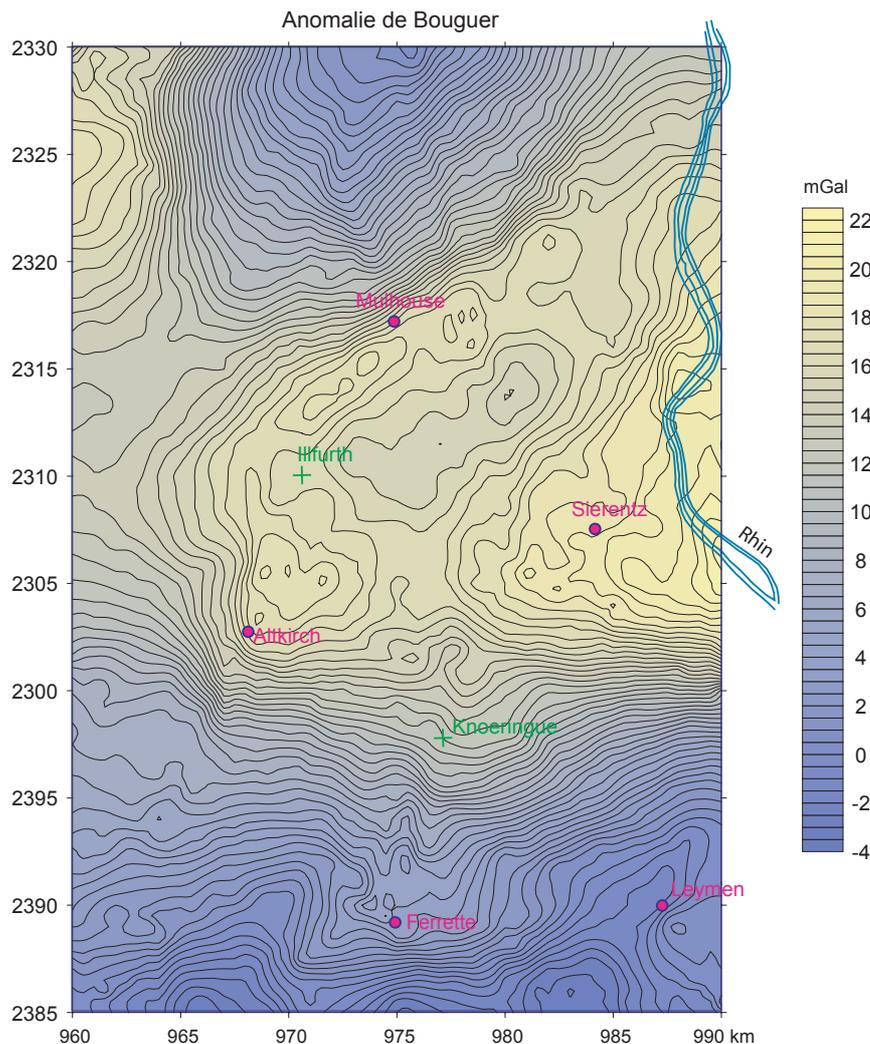


Fig. 3.- Carte des anomalies de Bouguer obtenues à partir du levé à haute densité de stations des MDPA.

Fig. 3.- Bouguer anomaly map obtained from the MDPA high-density data.

Les données ECORS

Elles ont été collectées par Rousset (1992) et proviennent du BRGM, partiellement des MDPA ainsi que du Bureau Gravimétrique International (BGI). Elles consistent en 20 000 stations réparties entre X = 880 km et X = 1 120 km, Y = -20 km et Y = 190 km en coordonnées Lambert Nord. La correction topographique a été effectuée avec une densité de 2,67.

La carte SEISMOS et les archives allemandes

Il s'agit de cartes à 1/200 000 qui couvrent l'ensemble Fossé rhénan – Forêt-Noire, réalisées par la société SEISMOS pour le compte de l'Amt für Bodenforschung vers 1950. Les valeurs de Δg sont reportées à côté des points de

mesure qui sont repérés dans un système de coordonnées géographiques basé sur l'ellipsoïde de Bessel 1841. L'altitude de référence adoptée pour les corrections d'altitude et de plateau diffère suivant les zones, de même que la densité pour la correction de plateau. Nous n'avons pris en compte que les valeurs calculées à la même altitude de 200 m.

Des données d'archives fournies par le Service géologique de Bade-Württemberg sous forme de tableau, sans calcul détaillé de Δg , ont également été prises en compte pour combler quelques lacunes en bordure de la carte.

Les cartes d'anomalies

La première opération a consisté à ramener toutes les données dans le

système de coordonnées Lambert II étendu, ce à partir du système Nord de Guerre pour les données MDPA, du système Lambert I pour les données ECORS et du repère géographique pour les données SEISMOS.

Chaque type de données gravimétriques a été calculé par rapport à un système gravimétrique et à un ellipsoïde géodésique de référence différent. Les données du BRGM s'expriment dans le système de la Carte Gravimétrique de la France (CGF, ellipsoïde de 1930), les données du BGI par rapport à l'ellipsoïde de 1967 du système gravimétrique IGSN 71, et les données MDPA dans un système gravimétrique local qui n'est pas rattaché au CGF. Une partie des données MDPA a déjà subi des calages successifs, d'abord dans le système CGF par la

SNEA(P), puis dans le système IGSN71. Transmises au BGI elles ont finalement été intégrées par Rousset (1992) dans les données ECORS.

Plutôt que de refaire les mêmes opérations et d'obtenir un calage imparfait des données MDPA dans le système actuel, nous avons préféré attendre que des mesures absolues programmées pour la partie méridionale par l'équipe de gravimétrie de l'EOST, aient été réalisées. Les données MDPA pourront alors être recalées de façon plus rigoureuse. En attendant, comme l'objectif de ce travail était avant tout une interprétation géologique des anomalies de Bouguer ayant pour origine les variations de densité dans la croûte supérieure, un calage dans un repère absolu n'était pas nécessaire. Toutes les données ont donc été ramenées

au niveau de base MDPA en calculant les différences moyennes avec les autres levés dans les zones de recouvrement. Ces différences sont de 42 mgal avec les données ECORS, de 18 mgal avec la carte SEISMOS, de 2 et 8 mgal avec les données des archives allemandes. La densité de référence de la carte finale est donc de 2,4.

Une première carte détaillée des anomalies de Bouguer ne comprenant que des données haute densité des MDPA a été tracée dans le rectangle défini par $960 < X < 990$ km et $2285 < Y < 2330$ km (fig. 2, 3). Elle servira essentiellement à l'étude des anomalies résiduelles à courtes longueurs d'onde, d'origine peu profonde. La deuxième carte est obtenue après calage de toutes les données (fig. 4). Compte tenu de la plus faible densité de

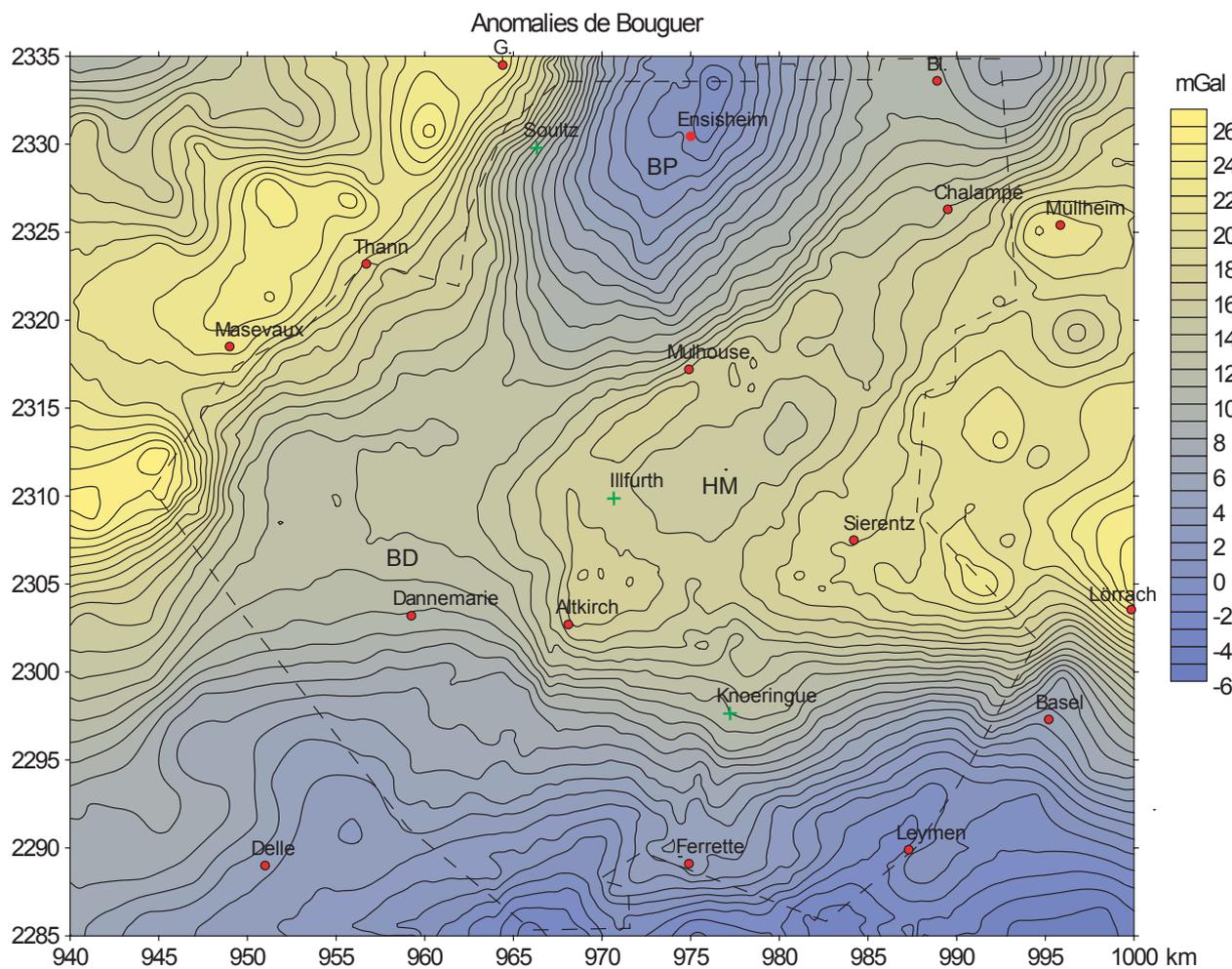


Fig. 4.- Carte des anomalies de Bouguer obtenues à partir du levé MDPA (domaine limité par un tireté) et sur le pourtour à partir des autres données disponibles (fig. 2).

Fig. 4.- Bouguer anomaly map obtained from the MDPA high-density data and other available data (respectively, inside and outside (Fig. 2) of the dashed line).

mesures à l'extérieur du levé MDPa, la carte des anomalies y est forcément moins détaillée que sur la précédente. Le calage entre les différents levés étant plus ou moins bien réussi selon les zones et le type de données, des artefacts pourront apparaître sur les cartes transformées aux frontières orientales du levé.

Traitement des cartes

Une carte des anomalies de Bouguer intègre les effets des variations de densité sous la surface de référence. L'interprétation de la carte brute ne peut donc être qu'approximative. Pour en tirer le maximum d'informations, des transformations dépendant de l'objectif recherché sont nécessaires : filtrages, dérivations et prolongements. Une première série de traitements a été effectuée sur les cartes d'anomalies de Bouguer afin d'obtenir des informations sur la tectonique de graben éocène-oligocène et sur la tectonique post-miocène. Le filtrage passe-haut et, les dérivées verticales première et seconde permettent la mise en évidence des anomalies d'origine peu profonde, dues aux discontinuités pétrographiques et aux failles dans la couverture sédimentaire et la partie supérieure du socle. Les mêmes opérations effectuées sur la carte des anomalies après soustraction de l'effet gravimétrique de la couverture sédimentaire nous renseignent en revanche exclusivement sur les variations de densité liées à la nature pétrographique du socle paléozoïque et sur les accidents qui l'affectent. Toutes les cartes transformées ont été calculées après correction d'une régionale d'ordre 2 avec le logiciel TRAMAP, mis au point au Laboratoire de Géophysique Appliquée de Paris VI. Cette régionale a essentiellement pour origine les variations topographiques du Moho qui, dans notre zone, se traduisent par un approfondissement vers le Sud, sous le Jura (Edel *et al.*, 1975 ; Rousset *et al.*, 1993).

Sur la carte des anomalies (fig. 4), on constate que le bassin potassique et, dans une moindre mesure le bassin de Dannemarie, se caractérisent par des anomalies négatives dues au contraste de densité entre les sédiments tertiaires et quaternaires d'une part et les sédiments mésozoïques et le socle d'autre part. Afin de mettre en évidence les variations de densité dans le socle, et de les interpréter en termes de nature pétrographique et de

géologie structurale, il a fallu retrancher l'effet gravimétrique de la couverture aux anomalies de Bouguer. Cet effet est important puisque l'épaisseur de la couverture mésozoïque, tertiaire et quaternaire varie de 0 à plus de 3 000 m dans la zone en question. Des cartes d'isohypses sous forme numérique des couvertures tertiaire et secondaire sont donc nécessaires. Ce travail a été réalisé par Lutz (1999) à partir des cartes d'isobathes publiées dans la Synthèse Géothermique du Fossé Rhénan (CEC, 1979), des logs de sondages pétroliers et de sondages des MDPa dans le bassin potassique. L'auteur a tracé une carte de la base des terrains du Tertiaire (fig. 5a) et une carte du toit du Buntsandstein et a calculé les isohypses. Une correction rigoureuse de l'effet des sédiments est cependant rendue délicate par la distribution très variable des niveaux salifères car les épaisseurs et les proportions en halite ($d = 2.2$) et en anhydrite ($d = 2.9$) diffèrent fortement d'une zone à l'autre. De plus, le bassin potassique est caractérisé par la présence de structures diapiriques salifères en dômes et en dykes, qui d'une profondeur de 1 500 à 2 000 m remontent jusqu'à 300 voire moins de 100 m sous la surface. La structure dite "Crête de Meyenheim" est un dyke salifère orienté N15° de plus de 15 km de long dont la partie méridionale se subdivise à la hauteur d'Ensisheim en deux branches orientée NNW-SSE (fig. 5).

Pour la correction de l'effet des sédiments plusieurs modèles ont été testés à l'aide du logiciel GMI-Pack (BRGM-Total, Lutz, 1999). La plage de variation des modèles est contrainte par les logs en forages (Lutz, 1999). 1) En adoptant pour le Tertiaire une loi de densité exponentielle et des densités constantes (2,55 à 2,6) pour le Secondaire, le calcul fait apparaître une compensation trop forte dans les bassins et de forts gradients en bordure des Vosges et de la Forêt Noire ; 2) Avec une densité de 2,4 pour le salifère, de 2,45 pour le reste du Tertiaire, et de 2,55 à 2,6 pour le Secondaire, le principal défaut du modèle est l'apparition de gradients aux limites du salifère ; 3) C'est avec des densités constantes de 2,5 pour l'ensemble du Tertiaire (hormis les dômes salifères) et de 2,6 pour Secondaire que la compensation est la plus satisfaisante (fig. 5b). En ce qui concerne les diapirs salifères, la crête de Meyenheim se traduit par une anomalie

négative 2D orientée NNE qui au Sud d'Ensisheim se subdivise en deux branches orientées NNW-SSE (fig. 3, 4), la plus occidentale s'arrêtant à la hauteur de Mulhouse. Pour effectuer la correction, les diapirs ont été modélisés par des parallélépipèdes (fig. 5a). Cette modélisation montre que les structures diapiriques de Meyenheim et de Mulhouse ainsi que son extension sud-ouest ne sont pas verticales mais présentent un pendage vers l'est, ce qui laisse supposer une mise en place dans des failles normales. Le logiciel de modélisation 3D disponible à l'EOST utilisant des parallélépipèdes, un diapir penté est modélisé par deux parallélépipèdes superposés et décalés horizontalement (fig. 5a, voir légende). Les contrastes de densité entre l'encaissant et le sel varient entre $-0,050$ et $-1,25$.

La carte obtenue après correction de l'effet des sédiments et correction d'une régionale du second ordre (fig. 6) diffère sensiblement de la carte de départ (fig. 4). On notera l'apparition d'une anomalie positive au niveau du bassin de Dannemarie, la persistance d'une anomalie négative dans le bassin potassique et au Sud de Mulhouse sur le horst. Les effets sur les bordures de la carte dépendent fortement de la régionale adoptée.

Interprétation

La démarche consiste à examiner d'abord les cartes corrigées de l'effet des sédiments, qui nous renseignent sur la nature du socle et sur les accidents profonds, puis les cartes transformées de la carte des anomalies de Bouguer, afin de mettre en évidence les tectoniques liées à la formation du fossé ainsi que la tectonique post-Miocène.

Le socle : nature et structure

Les études antérieures basées sur l'interprétation des cartes gravimétriques (et magnétiques) et des mesures de densité (et d'aimantation) dans les Vosges et en Forêt Noire ont montré que les anomalies négatives sont à associer essentiellement à des granites acides ($2,52 < d < 2,68$). Les anomalies intermédiaires correspondent à des formations de densité voisine de la densité moyenne de la croûte, comprenant les granitoïdes riches en ferromagnésiens comme les granodiorites ou les monzonites, les sédiments viséens et les gneiss. Les ano-

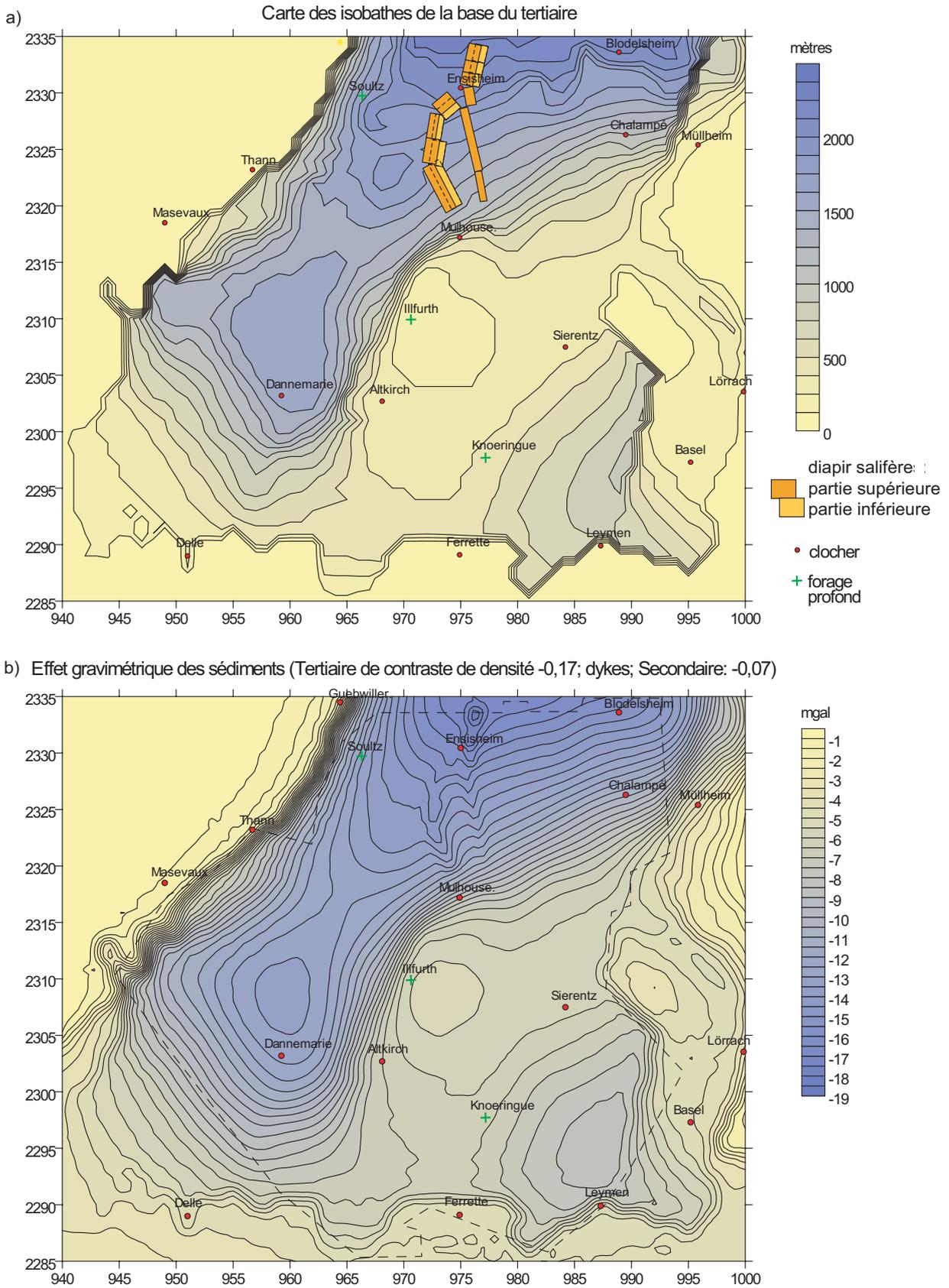


Fig. 5.- a) Carte des isobathes du Tertiaire et des diapirs salifères modélisés par des prismes. b) Carte de l'effet gravimétrique cumulé des sédiments tertiaires et secondaires, et des diapirs salifères (Lutz, 1999).

Fig. 5.- a) Tertiary isobath map showing the location of the salt diapirs modelled by parallelepipeds. b) Cumulated gravimetric effect of the Tertiary and Mesozoic sediments and of the salt diapirs (Lutz, 1999).

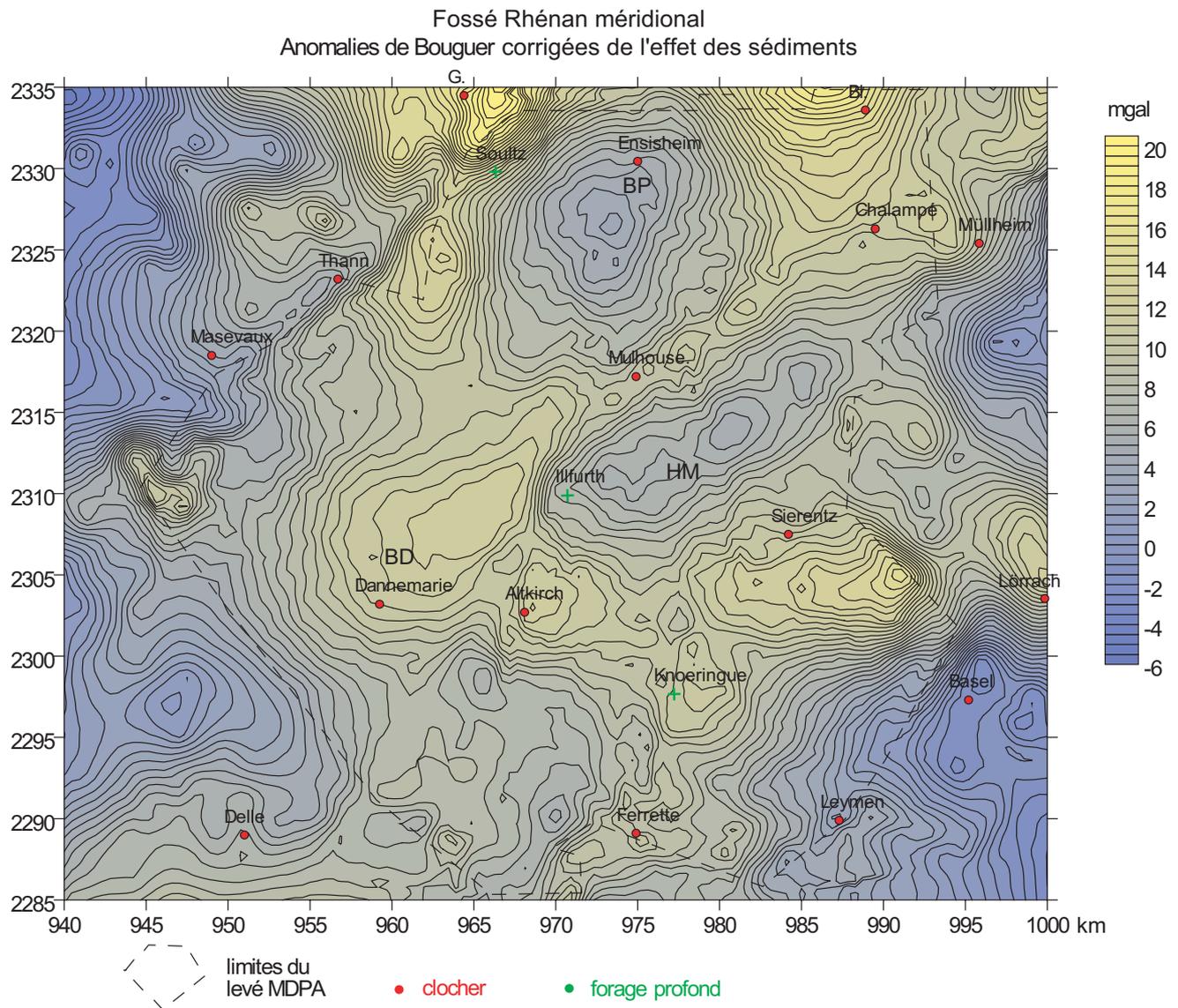


Fig. 6.- Carte des anomalies de Bouguer après suppression de l'effet des sédiments.

Fig. 6.- Bouguer anomaly map after correction for the effect of sediments.

malies positives trouvent leur origine dans les terrains volcano-sédimentaires dévono-dinantiens, les volcanites basiques et les métasédiments du Paléozoïque inférieur ($2,765 < d < 2,95$) (Edel, 1982 ; Edel et Fluck, 1989). Les limites horizontales des formations sont nettement mieux définies sur les cartes transformées, entre autres sur la carte du gradient vertical (fig. 7), où elles se manifestent par de forts gradients horizontaux. Ces limites sont souvent rectilignes. Elles correspondent alors à des contacts normaux. Au vu des études antérieures et des cartes transformées, une carte hypogéologique sommaire du socle a pu être tracée. Elle inclut les structures magnétiques déduites du traitement (réduction au pôle et dérivation) de la carte des

anomalies du champ magnétique au sol établie par Spreux (1971) (fig. 8).

Après suppression de l'effet de la couverture sédimentaire, on constate la persistance d'une anomalie négative dans le bassin potassique (au nord de Mulhouse, fig. 6) et d'une autre au niveau du horst de Mulhouse (au sud-est de Mulhouse, fig. 6). Cette dernière est entourée par des anomalies positives sous la forme d'une étroite bande orientée N60° passant par Mulhouse et d'une bande plus large apparemment orientée E-W passant par Altkirch. Les deux bandes se rejoignent dans le bassin de Dannemarie où elles forment une anomalie relativement large.

Contrairement à la zone saxothurini-gienne qui se distingue par des anomalies de Bouguer positives souvent élevées dues à de fortes épaisseurs de formations protérozoïques, la zone moldanubienne se caractérise par des anomalies intermédiaires et négatives qui ont respectivement pour origine des formations métamorphiques et/ou sédimentaires paléozoïques, ainsi que des granites. Dans le sud des Vosges et la zone de Badenweiler-Lenzkirch (ZBL, fig. 2), le volcano-sédimentaire dévono-dinantien et les intrusions magmatiques basiques associées sont responsables des anomalies positives à intermédiaires. Les anomalies positives à intermédiaires du fossé sont donc interprétées comme étant majo-

Gradient vertical des anomalies de Bouguer après correction de l'effet des sédiments



Fig. 7.- Carte du gradient vertical des anomalies corrigées de l'effet des sédiments, après filtrage passe-bas à 2 km. Cette carte reflète les variations latérales de densité dans le socle. Les anomalies négatives en rose sont à corrélérer essentiellement avec des granites, les anomalies positives en vert représentent le volcano-sédimentaire. Les discontinuités gravimétriques représentent des failles ou des contacts entre unités pétrographiques de densités différentes.

Fig. 7.- Vertical gradient of the anomalies corrected for the effect of sediments and after low-pass filtering at 2 km. The map reveals lateral density variations within the basement. The negative anomalies in pink are mainly correlated with granite, whereas the positive anomalies in green are assigned to Visean volcano-sedimentary units. The gravimetric discontinuities represent faults and/or contacts between units with contrasting densities.

ritairement dues à ce type de formations. La branche d'orientation N60° qui passe par Mulhouse est d'ailleurs prolongée par la ZBL. Un batholite granitique, également orienté N60° longe la bande au sud et la sépare d'une branche méridionale grossièrement orientée E-W qui se poursuit sous le bassin de Schöpfheim. Des formations dévono-dinantiennes affleurent au contact avec le granite.

La présence de sédiments permien, reconnus dans le sondage de Knoeringue, peut être source d'indétermination quant à

la nature du socle anté-permien. À 2 km de profondeur les densités des grès permien sont généralement de 2,65 à 2,7, voisines de celles des sédiments dinantiens et des gneiss. Ainsi, autour du sondage de Knoeringue où l'anomalie de Bouguer est intermédiaire, a-t-on été amené à cartographier le socle en formations indifférenciées et en sédiments permien et/ou carbonifères. La présence de granite dans toute la partie méridionale suggère que sous ces sédiments le granite est également présent, ce qui est confirmé par le sondage.

Les cartes transformées montrent que la branche sud de direction apparente E-W est en fait formée de segments structurés N110° à N135°, décalés en échelon par des accidents N25-35°. Les mêmes observations peuvent être faites dans les Vosges méridionales où les formations volcano-sédimentaires généralement orientées WNW-ESE sont recoupées par des failles NE-SW, les plus importantes étant les failles de l'Ognon et du Hunsruck-Kohlschlag (FO, FHK, fig. 9). Cette dernière est une faille en décrochement sénestre qui décale horizontalement les

rhyodacites de 5 km. Elle fait partie d'une série de failles cisailantes sénestres, N25-35°, que les cartes gravimétriques transformées permettent de suivre sur près de 200 km vers le nord, jusqu'à l'Odenwald (Edel et Fluck, 1989 ; Rousset *et al.*, 1993). Le rejet cumulé au niveau de l'accident N70° de Lalaye-Lubine - Baden Baden est de 40 km environ (fig. 1). Les failles N25-35° du fossé méridional appartiennent à ce système décrochant sénestre. Parmi les plus importantes sont les failles de Soultz, d'Ensisheim, et le système de failles Chalampé-Sierentz-Knoeringue de Sierentz (FS, FE, FSi, fig. 9). Le granite orienté N60° du horst de Mulhouse semble s'être mis en place dans un contexte de transtension à l'origine des décrochements sénestres et de fentes d'ouverture N60°. Le contexte et la chronologie correspondraient alors à la phase magmatique datée à 335-330 Ma dans les Vosges centrales et septentrionales (Boutin *et al.*, 1995 ; Schulmann *et al.*, sous presse).

Fig. 9.- Carte hypogéologique sommaire du socle paléozoïque. Failles de l'Ognon (FO), du Hunsruck-Kohlschlag (FHK), de Soultz (FSO), d'Ensisheim (FE), de Sierentz (FSi). Zone de Badenweiler-Lenzkirch (ZBL).

Fig. 9.- Hypo-geological sketch map of the Paleozoic basement. Ognon Fault (FO), Hunsruck-Kohlschlag Fault (FHK), Soultz Fault (FSO), Ensisheim Fault (FE) and Sierentz Fault (FSi). Badenweiler-Lenzkirch zone (ZBL).

Anomalies du champ magnétique total (d'après Spreux, 1971)

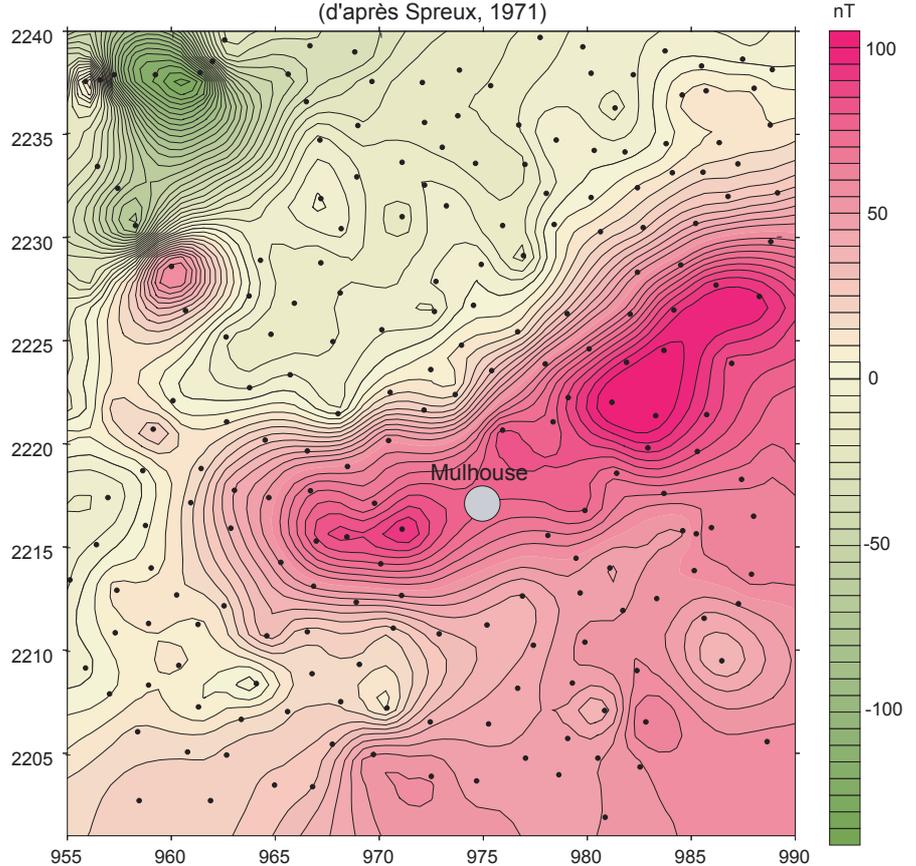
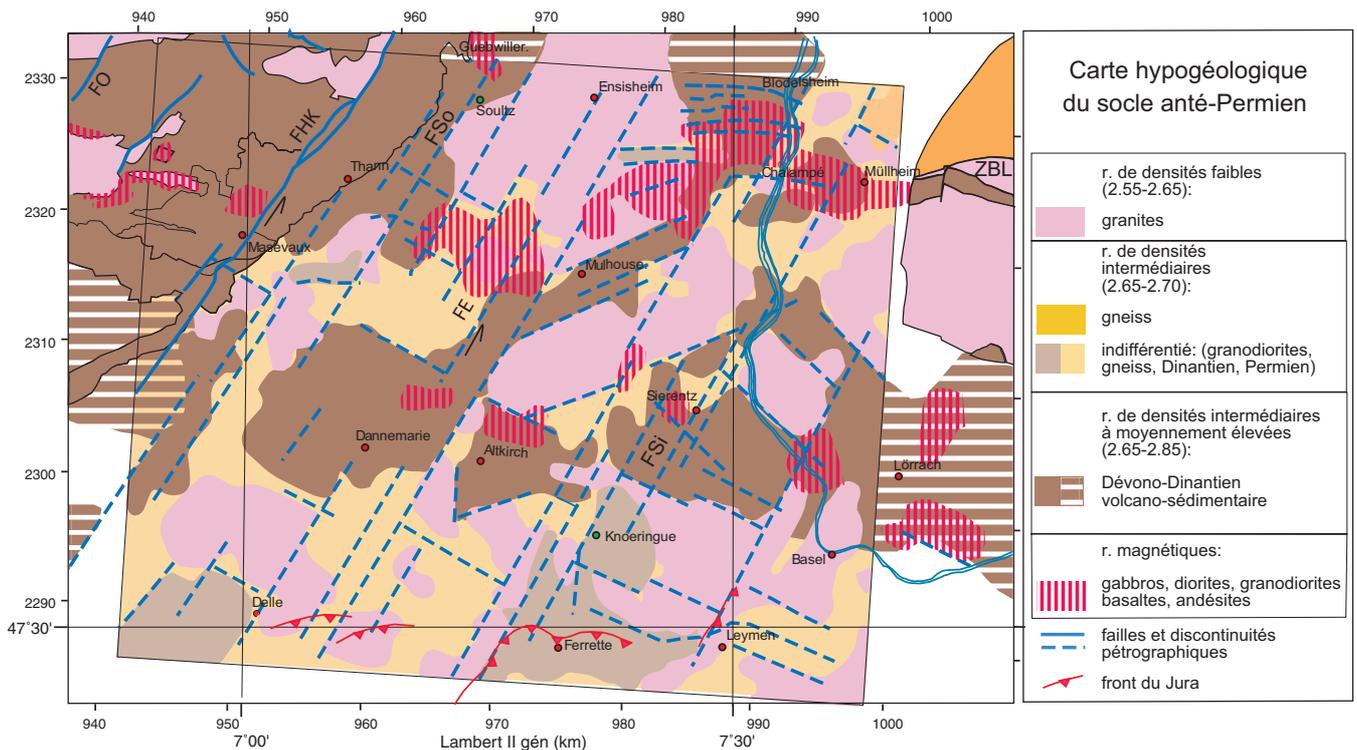


Fig. 8.- Carte des anomalies du champ magnétique total au sol d'après Spreux (1971). La faible densité des stations (points) ne permet pas une interprétation aussi détaillée que pour la carte gravimétrique.

Fig. 8.- Total magnetic field anomalies at ground level (after Spreux [1971]). The low density of the measuring stations (points) results in a less detailed interpretation than for the gravimetric map.



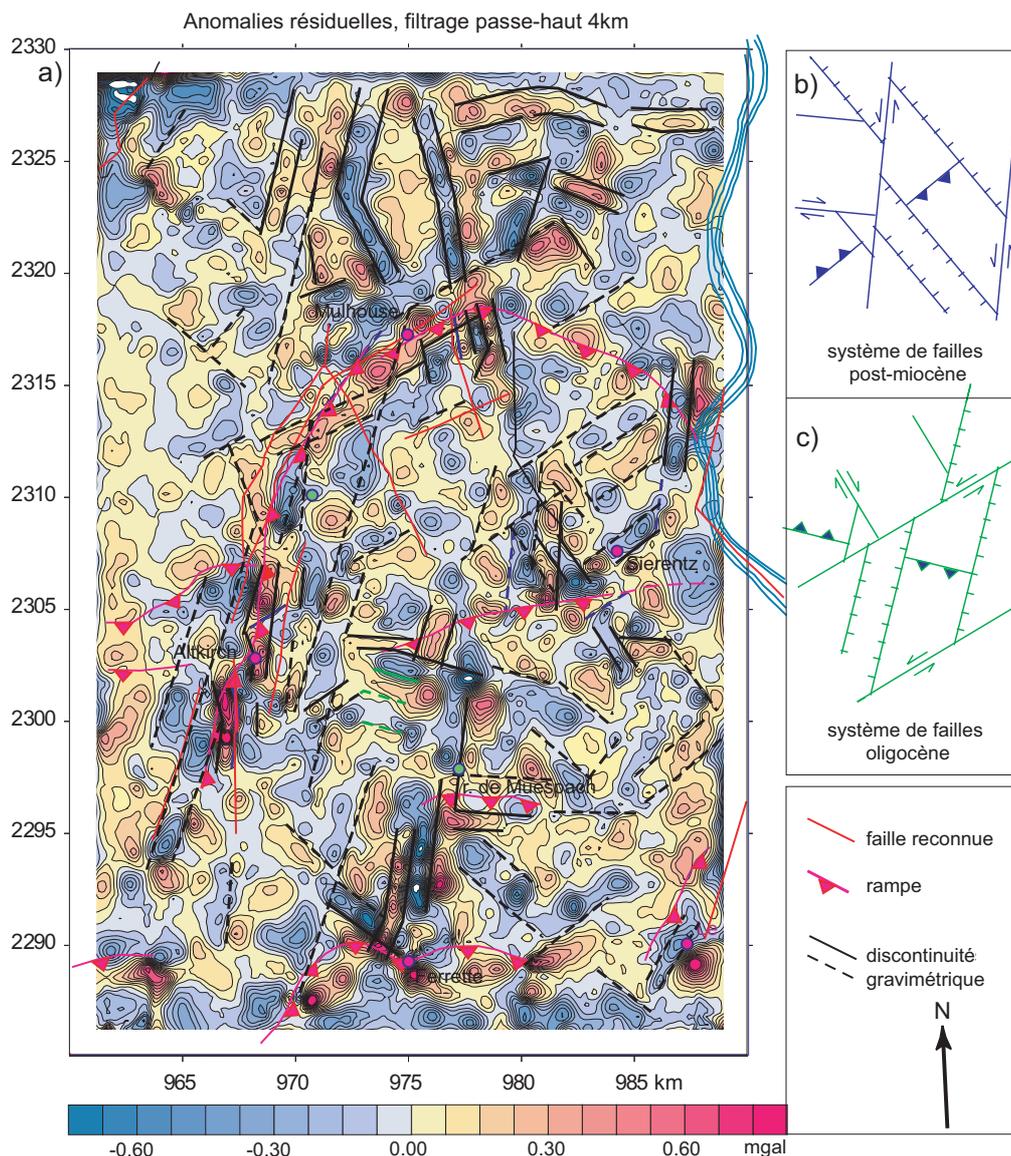


Fig. 10.- Carte gravimétrique résiduelle après filtrage passe-haut à 4 km. Les discontinuités gravimétriques ont été tracées à partir de cette carte et des cartes des dérivées verticales du 1^{er} et du 2nd ordre. Ramps pléistocènes d'après Nivière et Winter (2000).

Fig. 10.- Residual gravimetric map after high-pass filtering at 4 km. The gravimetric discontinuities were drawn using this map and those of the first- and second-order vertical derivatives. The Pleistocene ramps are after Nivière and Winter (2000).

Compte tenu de la faible densité des stations de mesures magnétiques (Spreux, 1975) (fig. 8), la géométrie des structures magnétiques est nettement moins bien définie que celle des structures gravimétriques. Les fortes aimantations sont généralement associées à des densités intermédiaires ou faibles, attribuables dans le premier cas à des formations volcaniques viséennes et dans le second à des gabbros, diorites et granodiorites de même âge. Ces deux types de formations magnétiques abondent dans les Vosges méridionales (Edel et Lossy, 1974) où elles correspondent à un magmatisme tholéi-

tique d'âge viséen inférieur, ainsi qu'à un magmatisme calco-alcalin à shoshonitique d'âge viséen supérieur (Bébién et Gagny, 1978 ; Coulon *et al.*, 1974). Les plus importantes de ces formations magmatiques longent la bande de socle volcano-sédimentaire dévono-dinantien N60° passant par Mulhouse (fig. 9).

Tectonique de graben oligocène et tectonique post-miocène

Le filtrage passe-haut appliqué à la carte détaillée des anomalies de Bouguer (fig. 3) fait apparaître les anomalies rési-

duelles dues essentiellement aux variations de densité dans la couverture et la partie supérieure du socle (fig. 10). Sur cette carte, un fort gradient horizontal correspond à une discontinuité latérale des densités, à une faille ou à un contact entre deux unités pétrographiques différentes. Les discontinuités gravimétriques de la figure 10 ont été tracées à partir de la carte des résidus et des cartes de dérivées première et seconde. Les mieux définies, correspondant généralement à des failles, sont représentées par des traits continus et les accidents moins marqués ou discontinus, par des traits discontinus.

Excepté au niveau des rampes et plis WNW-ESE du horst de Mulhouse (Nivière et Winter, 2000), les discontinuités gravimétriques ne se manifestent pas en surface (fig. 11). Les accidents les plus marquants apparaissent sur le flanc ouest du horst, près d'Altkirch, au nord de Ferrette, dans la région de Sierentz, au bord du Rhin dans la région de Kembs, et au nord de Mulhouse dans le bassin potassique. Dans ce dernier, ils correspondent aux flancs des diapirs de sel qui se manifestent par des anomalies négatives. Il est possible que les petites anomalies négatives qu'on retrouve au sud-est de Mulhouse, légèrement décalées vers le nord-est par rapport aux précédentes et présentant les mêmes directions, aient la même origine.

Les accidents les plus marqués correspondent aux plus courtes longueurs d'onde et par conséquent aux structures les moins profondes. Elles présentent le plus souvent une direction N5-10°, et par ordre décroissant les directions N145-150°, 55-60° et N95-100°. On retrouve ces mêmes directions dans les mécanismes au foyer des séismes qui ont affecté le sud du fossé au cours des trois dernières décennies. Les directions N5-10° et N100°, correspondent à des mécanismes de failles en décrochement respectivement sénestre et dextre, la direction N145° à des failles normales, et la direction N55-60° aux failles inverses (fig. 10b) (Bonjer *et al.*, 1984 ; Delouis, 1993 ; Bonjer, 1997). Les fortes anomalies résiduelles semblent donc traduire une tectonique relativement récente ou du moins post-miocène inférieur, puisque la compression NW-SE serait en vigueur depuis le Miocène terminal. Les anomalies situées près d'Altkirch, au nord de Ferrette et dans la région de Sierentz-Kembs suggèrent donc la présence d'accidents tectoniques relativement récents. Un de ces accidents, orienté N5-10°, qui aboutit sur l'extrémité ouest de la rampe de Muespach (Nivière et Winter, 2000), correspondrait donc à une faille cisailante sénestre (fig. 10, 11). Le pendage vers le nord-est du diapir salifère N155° se dirigeant vers Mulhouse (fig. 5a) suggère que le sel s'est mis en place dans une faille normale. Dans ce cas le phénomène de diapirisme en direction du sud-est serait soit récent, soit le résultat d'une réactivation.

Une deuxième famille de discontinuités gravimétriques associées à des

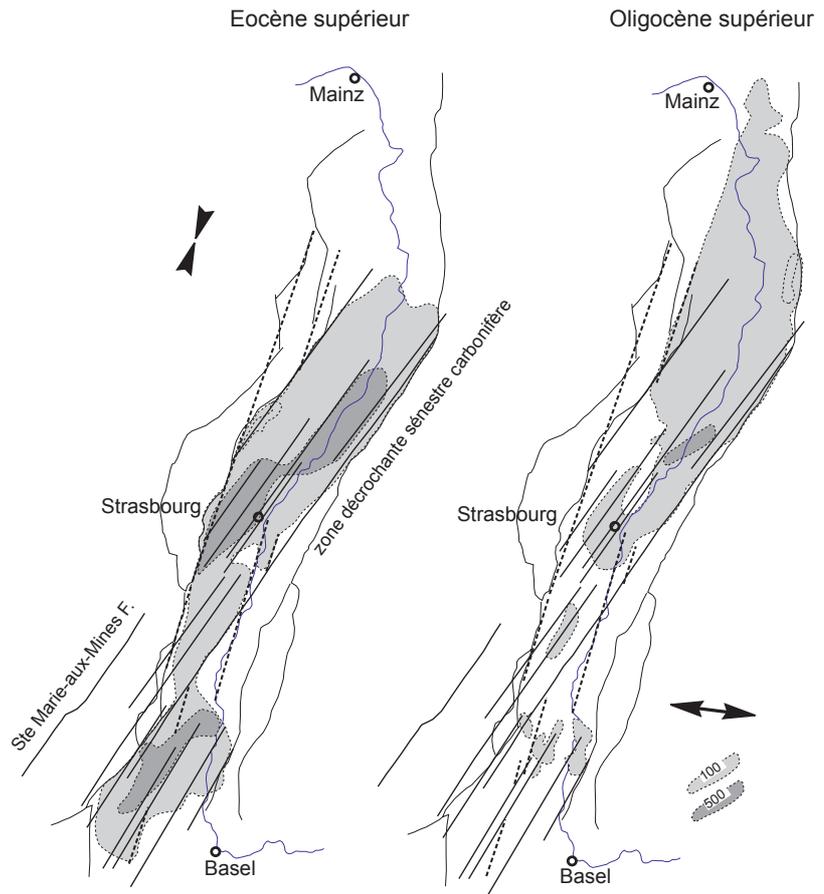


Fig. 11.- L'héritage varisque dans la sédimentation rhénane. Epaisseurs des sédiments d'après Doebl (1970), accidents majeurs déduits de la gravimétrie d'après Edel et Fluck (1989) et Rousset *et al.* (1994), et directions des contraintes principales d'après Bergerat (1985)

Fig. 11.- Variscan inheritance within the Rhine Graben sediments. Sediment thickness after Doebl (1970), major gravimetric discontinuities after Edel and Fluck (1989) and Rousset *et al.* (1994), and principal stress directions after Bergerat (1985)

anomalies de longueur d'onde légèrement supérieures aux précédentes, de directions N15-20° et N60-65°, accessoirement N110°, apparaît au niveau des flancs nord et ouest du horst de Mulhouse (fig. 10). Elles sont un peu moins bien marquées que les précédentes. Près d'Altkirch, elles sont recoupées et partiellement masquées par les fortes anomalies résiduelles de direction méridienne et d'origine récente. Dans la zone étudiée, une partie des discontinuités N15-20° coïncide avec les failles majeures qui, sur les coupes sismiques, séparent le bassin de Dannemarie du horst de Mulhouse (fig. 10). On retrouve cette direction N15-20° plus au nord où elle correspond à la direction principale du fossé (fig. 1, 11). Elle résulte de la distension WNW-ESE qui, à l'Oligocène, caractérise la phase paroxysmale de formation du graben rhénan (Bergerat,

1985) (fig. 10c). On peut constater sur les figures 10b et 10c que les accidents oligocènes ont pu rejouer pendant la période post-miocène, mais compte tenu du changement de régime de contraintes, pas de la même façon. Ainsi, des accidents bordant le horst de Mulhouse dans la région d'Altkirch, ont rejoué en cisaillement sénestre (Nivière et Winter, 2000).

L'héritage varisque

Les accidents N15-20° déduits des anomalies de courtes longueurs d'onde sont à distinguer des accidents varisques N25-35° apparaissant surtout sur les cartes filtrées. Au niveau du flanc ouest du horst de Mulhouse les deux types de failles se superposent partiellement. Certaines discontinuités varisques N25-35° se manifestent sur le modèle numérique de terrain par des dénivelés linéaires (fig. 12),

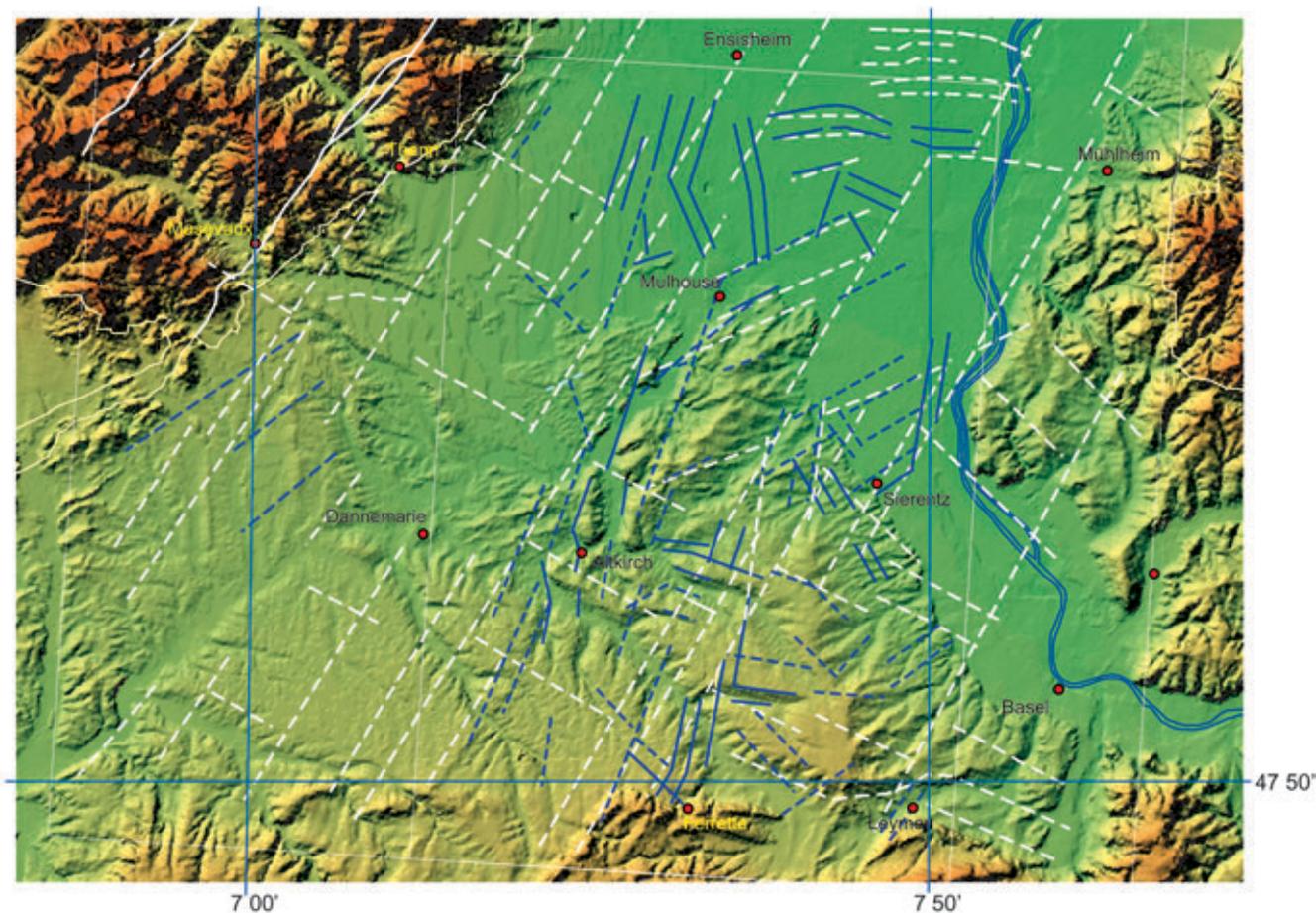


Fig. 12.- Modèle numérique de terrain et discontinuités gravimétriques varisques (en blanc, d'après la fig. 7) et rhénanes (en bleu, d'après la fig. 10).

Fig. 12.- Digital elevation model, and Variscan (in white, from Fig. 7) and Rhenish (in blue, from Fig. 10) gravimetric discontinuities.

témoignant ainsi d'une réactivation probable en faille normale pendant la phase de rifting éocène-oligocène. C'est le cas des accidents qui marquent les bordures est et ouest du fossé, dans la partie supérieure de la carte, respectivement près de Sultz et de Müllheim (fig. 11, 12). On notera également que les terminaisons ouest des plis arqués de Delle, Ferrette et Leymen aboutissent sur des discontinuités principales N25-35°.

Au nord de la zone d'étude, on constate que les accidents décrochants varisques N25-35° mis en évidence lors des interprétations antérieures de données gravimétriques (Edel et Fluck, 1989 ; Rousset *et al.*, 1994) ont également fortement conditionné le rifting (fig. 11). C'est particulièrement le cas à l'Eocène supérieur dans le fossé de Rastatt où la sédimentation est contrôlée par les accidents majeurs N30-35°. La direction NNE-SSW de la compression éocène a

favorisé le jeu de ces accidents en failles normales O et décrochantes sénestres. C'est encore le cas pour la direction WNW-ESE à W-E de la distension oligocène (Bergerat, 1985), qui semble cependant avoir privilégié les accidents N15-20°.

Possible application à la tectonique active des cartes gravimétriques transformées

Les anomalies de courtes longueurs d'onde, obtenues après filtrage passe-haut ou dérivation verticale, sont liées à une tectonique affectant la couverture sédimentaire et la partie supérieure du socle, répondant à un régime de contraintes post-miocène. Les accidents N5-10° les plus marquants, susceptibles de jouer en décrochement, apparaissent près d'Altkirch, au nord de Ferrette et au bord du Rhin, dans la région de Kembs

(fig. 10). On a vu plus haut que la rampe de Muespach se termine sur un accident N5-10° en cisaillement sénestre. Les rampes d'Illfurth et de Mulhouse seraient associées aux accidents oligocènes N15-20° susceptibles d'avoir rejoué en décrochement au Pléistocène ainsi que les accidents décrochants N5-10° également pléistocènes de la région d'Altkirch. Ces rampes E-W à SW-NE sont interprétées par Nivière et Winter (2000) comme résultant d'un décollement de la couverture au niveau des évaporites du Trias supérieur et de la propagation de plis du Jura vers le nord. Des accidents N130-150° qui répondraient plutôt à un jeu en faille normale sont présents dans les régions de Ferrette et de Sierentz. Quant aux discontinuités N60-70° qui pourraient être ou devenir des failles inverses, on les trouve dans les régions de Mulhouse et de Sierentz. La rampe de Mulhouse (Nivière et Winter, 2000) en est une illustration.

Les mécanismes au foyer du séisme de Sierentz en 1980 et de ses répliques (Rouland *et al.*, 1980 ; Bonjer, 1997) permettent de vérifier si des discontinuités gravimétriques peuvent être assimilées à des failles actives. Le séisme précurseur et le séisme principal traduisent un jeu en cisaillement pur, sénestre, suivant une direction N30-35°, alors que les répliques montrent des mécanismes plus composites sans doute associées au réajustement de failles annexes (fig. 12). La direction N30-35° n'apparaît pas sur la carte des anomalies de courte longueur d'onde, d'origine superficielle. En revanche, on peut constater que l'épicentre est situé à 11-12 km de profondeur, sur un accident de socle majeur, qui a déjà fonctionné en décrochement sénestre au Carbonifère et qui, plus au nord sur le MNT, se manifeste sous la forme d'escarpement (fig. 9, 10, 11). Les répliques seraient à associer aux discontinuités plus récentes. Si un mouvement cisailant suivant une direction méridienne semble dominant, des mécanismes en faille inverse NNE-SSW (exemple : la réplique du 16 juillet) et en faille normale NW-SE (exemple : la réplique du 15 juillet) ont également eu lieu. On notera une distribution des épicentres suivant une direction préférentielle N60° qui suggère également un jeu en faille inverse. La présence de discontinuités gravimétriques orientées N55-60° au voisinage immédiat de la zone épicentrale serait donc à mettre en relation avec une activité récente. En revanche, il n'y a pas de discontinuités NW-SE. Une partie des répliques pourrait donc avoir initié un nouvel accident.

Conclusions

Les documents obtenus à partir de la carte gravimétrique, dépouillée de l'effet de la couverture sédimentaire, ont permis de délimiter les structures du socle et d'en déterminer la nature (fig. 9). Sous le bassin potassique le socle est granitique. La structuration N110-135° du bassin volcano-sédimentaire des Vosges méridionales se poursuit dans le sud du fossé et sous le bassin de Schopfheim au sud de la Forêt-Noire. Une étroite bande de formations dévono-dinantiennes large de 1 à 2 km et orientée N60° rejoint l'extrémité ouest de la zone de Badenweiler-Lenzkirch. Elle est bordée au nord par des granitoïdes magnétiques, comparables aux formations plutoniques (mon-

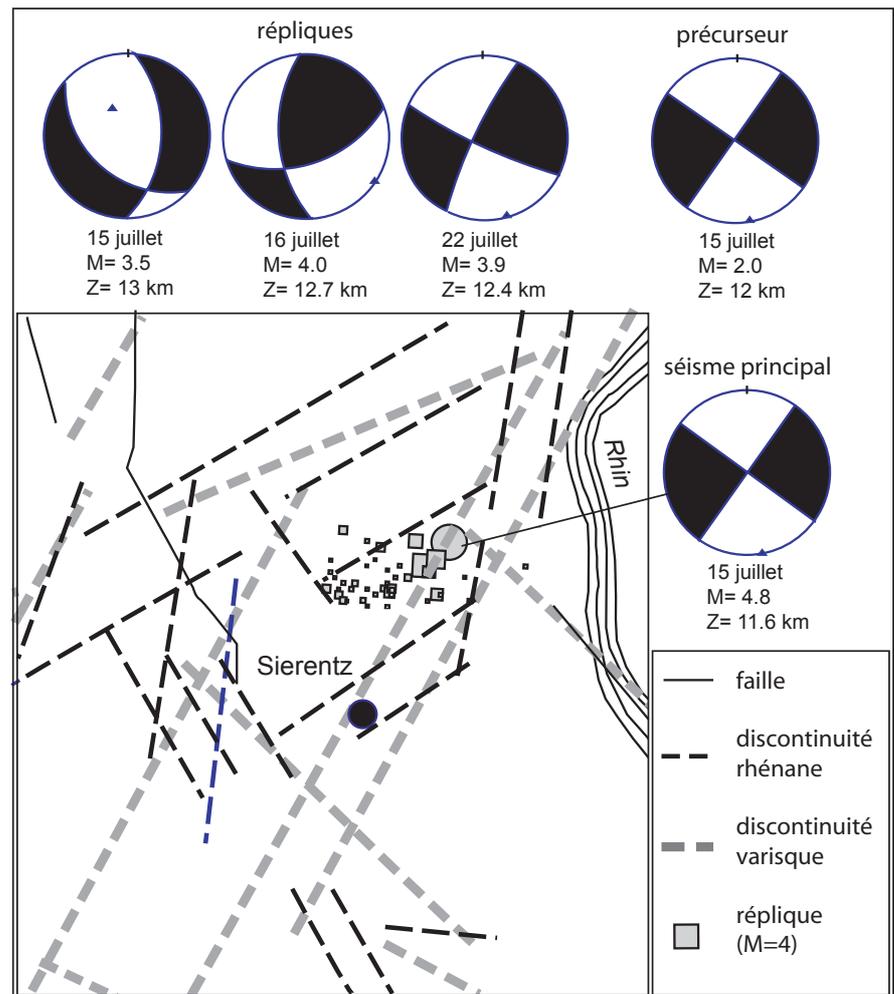


Fig. 13.- Epicentres et mécanismes au foyer du séisme de Sierentz (1980) d'après Rouland *et al.* (1980) et discontinuités gravimétriques.

Fig. 13.- Epicentres and focal mechanisms of the Sierentz earthquake (1980), after Rouland *et al.* (1980) and gravimetric discontinuities.

zonites et/ou syéno-diorites, diorites, gabbros) du massif des Ballons. Au sud, centré sur le horst de Mulhouse, on distingue un massif granitique, également orienté N60°, qui est relayé à l'est par les granites de la Forêt Noire méridionale. Des structures magnétiques, probablement, des volcanites viséennes et les plutonites associées sont présentes dans la branche sud de terrains dévono-dinantiens qui se poursuit sous le bassin de Schopfheim. Plus au sud, le socle semble essentiellement constitué de granites. Le granite du sondage de Knoeringue en est un exemple.

Les structures du socle sont recoupées, et en partie décalées horizontalement, par des accidents N25-35° parallèles aux failles décrochantes sénestres de Sainte-Marie-aux-Mines et du Hunsrück-Kohlschlag. Les plus

importants de ces accidents, situés à l'ouest du horst de Mulhouse, se poursuivent sur plus de 200 km vers le nord, jusqu'à l'Odenwald (Edel et Fluck, 1989 ; Rousset *et al.*, 1994). Les mouvements auraient eu lieu au Viséen supérieur et le rejet horizontal cumulé est de 40 km environ.

En raison de directions de contraintes favorables (compression NNE-SSW, puis distension W-E), ces accidents ont joué en failles normales à l'Eocène-Oligocène et ont fortement conditionné la sédimentation pendant le rifting.

Les cartes transformées de l'anomalie de Bouguer obtenues à partir du levé haute densité, mettent en évidence les accidents liés à la tectonique et à la sédimentation du Fossé rhénan ainsi qu'à la mise en place des dômes de sel. Outre

les accidents oligocènes qui limitent le horst de Mulhouse au nord et à l'ouest, on voit surtout apparaître des accidents N5-10°, N100°, N150° et N60-70°, associés à des anomalies de courtes longueurs d'onde, et qui répondent au régime tectonique en vigueur depuis le Miocène terminal. Certains de ces accidents ont vraisemblablement affecté la couverture sédimentaire au Pléistocène. Une partie d'entre eux est susceptible d'être active,

en particulier dans les régions d'Altkirch-Mulhouse, de Ferrette et de Sierentz.

Ce travail montre qu'un levé gravimétrique détaillé permet de localiser des accidents dans la couverture et dans le socle, de distinguer les phases tectoniques et de mettre en évidence les failles susceptibles de répondre au régime actuel des contraintes. Il permet par conséquent, de contribuer à l'identification des zones à risque sismique.

Remerciements

Nos remerciements vont à N. Florsch qui nous a fourni les dernières versions du logiciel TRAMAP. Nous remercions également R. Montigny pour sa lecture critique du manuscrit ainsi que les rapporteurs pour leurs remarques constructives. Ce travail est le fruit de la collaboration entre l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre et le programme BRGM-CNRS GéoFrance3D, qui a financé le stage de H. Lutz.

Références

- 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.
- André F., Bébien J. (1983) – Déchirures continentales et plutonisme : étude pétrologique et structurale comparée de l'association de Guevgueli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure nord du massif des Ballons (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXV, 3, 291-299.
- Bébien J., Gagny C. (1978) – Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéiitiques et calco-alcalines. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **286**, II, 149-159.
- 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., Roulund D., Mayer-Rosa D., Massinon B. (1984) – Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben. *J. Geophys.*, **55**, 1-12.
- Boutin R., Montigny R., 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.
- Commission of the European Community (1979) – Synthèse géothermique du Fossé rhénan supérieur. BRGM, *Serv. Géol. Rég. Alsace*, et GLA, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 51 p.
- Corpel J., Debeglia N. (1994) – Synthèse région de Soultz – Interprétation gravimétrique. Rapport BRGM R38027, 19 p.
- Coulon M., Fourquin C., 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.
- Delouis B., Haessler H., Cisternas A., Rivera L. (1993) – Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, **221**, 413-437.
- Doebf 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.
- 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., Lossy D. (1974) – Magnétisme et géologie dans les Vosges méridionales. *Sci. Géol., Bull.*, **28** (2), 149-159.
- Edel J.B., 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., 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., Prodehl C. (1975) – Deep structure of the southern Rhinegraben area, from seismic refraction. *J. Geophys.*, **41**, 333-356.
- Edel J.B., Dubois D., Marchant R., Hernandez J., Cosca M. (2001) - La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **172**, 275-283.
- Fluck P., Edel J.B., Montigny R., Piqué A., Schneider J.L., Whitechurch H. (1989) - Carte synthétique et géotraverse N-S de la chaîne varisque des Vosges (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309/II**, p. 907-912.
- Fluck P., Piqué A., Schneider J.L., Whitechurch H. (1991) – Le socle vosgien. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, **44**, 3-4, p. 207-235.
- Kern G. (1971) – Le prolongement du champ de pesanteur vers le bas – Application au Fossé Rhénan méridional. *Dipl. Ing. Géophys., Strasbourg I*, 61 p.
- Lutz H. (1999) – Cartographie, traitement et interprétation des données gravimétriques du Fossé Rhénan méridional (projet GéoFrance3D). *Dipl. Ing. Géophys. Strasbourg I*, 66 p.

- 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.
- Oncken O. (1997) – Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geol. Rundschau*, **86:2**, 20.
- Rousset D., Bayer R. (1990) - Nouvelles cartes gravimétriques du sud du Fossé Rhénan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 199-206.
- Rousset D. (1992) – Structure et isostasie du Fossé Rhénan (segment méridional) – Champ de pesanteur et sismique réflexion en longue écoute ECORS-DEKORP. Thèse, Univ. Montpellier II, 251 p.
- 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.
- 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.
- Schaltegger U., Schneider J.L., Maurin J.C., 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.
- Schulmann K., Schaltegger U., Jezek J., Thompson A.B., Edel J.B. Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening end synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogeny in western Europe). *Amer. J. Sci.*, in press.
- 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. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Colmar*, **62**, 49-83.
- Spreux A. (1975/1971) – Prospection magnétique en Alsace – Etude de la région du Haut-Rhin. *Dipl. Ing. Géophys. Strasbourg I*, 61 p.