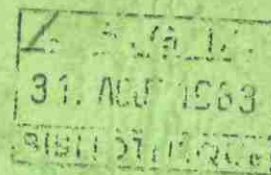


COMMUNAUTÉ EUROPÉENNE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE

COMMISSIONS DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES

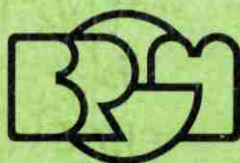
Direction Générale de la Science, de la Recherche et du Développement



Contrat n° 222.81.7 WAS-F. (RS)

ÉTUDE GÉOPROSPECTIVE D'UN SITE DE STOCKAGE TECTONIQUE PROSPECTIVE :

DURÉE DES PHASES COMPRESSIVES ET DISTENSIVES RÉCENTES,
ÉVOLUTION DU CHAMP DE CONTRAINTE DANS LES 100.000 ANS A VENIR



BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département carte géologique et géologie générale

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 210 GEO

COMMUNAUTÉ EUROPÉENNE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE

COMMISSIONS DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES

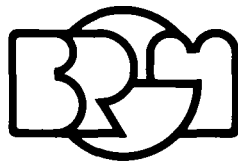
Direction Générale de la Science, de la Recherche et du Développement

Contrat n° 222.81.7 WAS-F. (RS)

**ÉTUDE GÉOPROSPECTIVE D'UN SITE DE STOCKAGE
TECTONIQUE PROSPECTIVE :
DURÉE DES PHASES COMPRESSIVES ET DISTENSIVES RÉCENTES,
ÉVOLUTION DU CHAMP DE CONTRAINTE DANS LES 100.000 ANS A VENIR**

par

Y. GROS



BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département carte géologique et géologie générale

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex - Tél.: (38) 63.80.01

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 210 GEO

Juin 1983

A V E R T I S S E M E N T

Le présent document a été élaboré dans le cadre des travaux réalisés par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, sur la "méthodologie des études géoprospectives d'un site de stockage". Cette étude a été effectuée durant les années 1981 et 1982, sous contract à frais partagés, avec la Communauté Européenne de l'Energie Atomique, dans le cadre de son programme de recherche et de développement sur la gestion et le stockage des déchets radioactifs (action indirecte) - contrat n° 222-81-7-WAS-F(RS).

La première phase de l'étude a consisté en l'analyse tant qualitative que quantitative des différents facteurs :

- climats,
- mécanisme d'altération et d'érosion,
- mouvements verticaux,
- effets des séismes,
- évolution du champ de contrainte (présent rapport)
- activité volcanique,
- diapirisme,
- etc...

Chaque thème fait l'objet d'un fascicule particulier.

La deuxième phase des travaux concerne la quantification relative des liaisons entre les facteurs et leur modélisation, afin d'aboutir à l'élaboration des scénari réalistes.

Le présent rapport est donc le compte-rendu d'une partie des résultats de l'étude.

RESUME

Dans la plaque continentale ouest européenne, depuis le début des temps mésozoïques on voit alterner ou se succéder des phases tectoniques compressives ou distensives. Ces épisodes tectoniques, bien que représentant des phénomènes discontinus à l'échelle géologique, montrent toujours des durées de l'ordre de 4 à 40 millions d'années. Ces phénomènes tectoniques sont responsables de la formation ou du rejeu à toutes les échelles dans la plaque continentale, de structures cassantes.

L'analyse tectonique, les mesures de contraintes in situ et des mécanismes au foyer des séismes indiquent qu'actuellement et ce depuis le Quaternaire ancien, la plaque continentale ouest-européenne est soumise à une contrainte compressive de direction NNW-SSE. L'examen de la disposition des plaques européenne et africaine en Méditerranée occidentale montre que tout ce domaine, se trouve en régime de collision continentale. Le changement de régime implique la dérive vers l'Ouest de la plaque Espagne, dérive qui demandera plusieurs millions d'années.

A l'échelle de l'Europe de l'Ouest, l'hypothèse de la persistance de la contrainte actuelle de direction NNW-SSE durant les 100 000 ans à venir apparaît donc la plus vraisemblable. Par contre à l'échelle d'un site il est possible qu'il se produise des réorganisations de cette contrainte, du fait de la présence d'hétérogénéités tectoniques ou lithologiques.

ABSTRACT

Within the Western European continental plate, since Mesozoic times, one sees the alternation or succession of convergent and divergent tectonic episodes. These tectonic episodes, although representing geologically discontinuous phenomena, still have time periods of between 4 to 40 millions years. These tectonic phenomena are the cause of the formation or reactivation, at all scales in the continental plate, of brittle, fault-like structures.

Tectonic analysis and the in situ measures of stress and the earthquake focal phenomena show that, from the lower Quaternary to the present, the Western European continental plate has been subjected to NNW to SSE convergent stress. A study of the arrangement of European and African plates in the Western Mediterranean shows that the entire region, is undergoing a period of continental collision. The change in the process implies a westerly continental drift of the Spanish plate, a movement which would take several million years.

On the Western European scale, the most likely hypothesis during the next 100 000 years is the persistence of the present stress trending approximately N-S. On the other hand, on a local scale, reorganisations of this stress are possible, owing to the presence of tectonic or lithological heterogeneities.

TABLE DES MATIERES

	pages
INTRODUCTION	1
1 - NOTION DE PHASE TECTONIQUE	3
1.1 - PHASE DE COMPRESSION	4
1.2 - PHASE DE DISTENSION	5
1.3 - RELATIONS ENTRE PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE ET TECTONIQUE DES PLAQUES	6
1.3.1 - Les chaînes de subduction	6
1.3.2 - Les chaînes de collision	7
1.3.3 - Tectonique compressive dans les zones de plate-forme éloignées des marges actives	8
1.3.3.1 - Situation des sites de stockage prévus dans la plaque ouest européenne	8
1.3.3.2 - Notion de phase tectonique compressive en zone de plate-forme	9
1.4 - RELATIONS ENTRE PHASE TECTONIQUE DISTENSIVE ET TECTONIQUE DES PLAQUES	11
1.4.1 - Les distensions le long des marges actives dans les chaînes de collision	11
1.4.2 - Les distensions intracontinentales (les fossés)	12
2 - HISTOIRE TECTONIQUE DU BASSIN PARISIEN ET DE SA BORDURE PROCHE	14
2.1 - METHODES	14
2.2 - SUCCESSION DES PHASES DE COMPRESSION ET DE DISTENSION	15
2.2.1 - Les distension N-S	15
2.2.2 - La distension E-W à ESE-WNW	16
2.2.3 - La compression N-S	16
2.2.4 - La distension E-W	17
2.2.5 - La compression NW-SE	17
2.2.6 - La distension NW-SE	17
2.2.7 - La compression NNW-SSE	17
2.3 - AGE ET DUREE DES PRINCIPALES PHASES COMPRESSIVES ET DISTENSIVES AFFECTANT LE BASSIN DE PARIS ET LA PLAQUE OUEST-EUROPEENNE	18
2.3.1 - La distension N-S permienne	18
2.3.2 - La distension E-W à ENE-WSW jurassique	19
2.3.3 - La compression N-S pyrénéenne	19
2.3.3.1 - Dans les pyrénées orientales	20
2.3.3.2 - Dans le Languedoc	20
2.3.3.3 - Conclusion	21

2.3.4 - La distension oligocène	21
2.3.4.1 - Dans le bassin de Paris	22
2.3.4.2 - Dans le fossé rhénan	22
2.3.4.3 - Dans la Bresse	22
2.3.5 - La compression NW-SE (attribuée à l'orogénèse alpine)	23
2.3.6 - La distension pliocène	23
2.3.7 - La compression NNW-SSE quaternaire	24
2.3.7.1 - Dans le bassin de Paris	25
2.3.7.2 - Dans le reste de la plaque européenne	25
2.3.8 - Conclusion	26
 3 - HYPOTHESE SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DANS LES 100 000 ANS A VENIR	 27
3.1 - PERSISTANCE DE LA COMPRESSION NNW-SSE à NW-SE	28
3.1.1 - Orientation	28
3.1.2 - Valeur des contraintes tectoniques	30
3.1.3 - Effets probables dus à l'augmentation de la contrainte actuelle	31
3.1.4 - Réactivation des fossés de Limagne	32
3.2 - ARRET DE LA COMPRESSION NNW-SSE ET CONSEQUENCES POSSIBLES DANS LA PLAQUE OUEST EUROPEENNE	34
 CONCLUSION	 36

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Coupe d'une portion de l'écorce terrestre montrant l'allure des déformations dans les divers niveaux structuraux (d'après M. MATTAUER, 1967).
- Fig. 2 - Localisation et orientation des déformations liées aux chaînes de subduction et de collision (d'après J. LETOUZEY et P. TREMOLIERES, 1980).
- Fig. 3 - Structures tectoniques majeures du domaine alpin méditerranéen.
- Fig. 4 - Déformations associées aux collisions continentales (d'après P. TAPPONNIER, 1977).
- Fig. 5 - Principaux fossés oligocènes de l'Europe de l'Ouest.
- Fig. 6 - Structure de la croûte et du manteau sous les zones volcaniques.
- Fig. 7 - Modèle schématique d'évolution d'un rift continental.
- Fig. 8 - Entrainement continental à grande échelle.
- Fig. 9 - Répartition géologique de l'influence des serrages N-S et NW-SE au Cénozoïque.
- Fig. 10 - Champ de la contrainte pyrénéenne dans l'Ouest de l'Europe.
- Fig. 11 - Anticlinaux et failles actifs au Pléistocène dans le bassin de Paris.
- Fig. 12 - Anticlinaux et failles actifs à l'Holocène dans le bassin de Paris.
- Fig. 13 - Tectonique récente et contraintes actuelles.
- Fig. 14 - Orientation des directions de contraintes quaternaires dans le bassin méditerranéen.
- Fig. 15 - Succession des phases de déformation cassante ayant affecté le bassin parisien ou son environnement en dehors du domaine alpin.
- Fig. 16 - Trajectoires de la contrainte principale σ_1 fossile d'âge pyrénéen dans le Languedoc.
- Annexe 1 - Notion de tectonique des plaques.

INTRODUCTION

L'utilisation grandissante de l'énergie nucléaire entraîne une augmentation de la production de déchets radioactifs pour lesquels se posent des problèmes de stockage. La durée de la radioactivité de certains de ces produits étant de l'ordre de 100 000 ans, il a été envisagé de les stocker dans des formations géologiques dont l'intégrité pourrait être assurée pendant une durée de vie équivalente. S'il est possible de déterminer les caractéristiques géologiques et physiques actuelles d'un site, l'évolution lente ou la modification brutale de ces caractéristiques durant les 100 000 ans à venir nécessite une étude géo-prospective.

Les différents facteurs susceptibles de varier au cours du temps et par suite de modifier les caractéristiques physiques d'un site jusqu'à compromettre son intégrité sont essentiellement : les déformations tectoniques, les séismes, l'activité volcanique, les mouvements verticaux, les mécanismes d'altération et d'érosion, les climats, le diapirisme etc ...

dans ce rapport on se propose :

a) de faire le point des connaissances concernant l'activité tectonique dans la plaque ouest européenne depuis le début du mésozoïque jusqu'à l'époque actuelle ;

b) d'analyser les positions récentes des deux plaques européenne et algérienne dont les affrontements sont le moteur de cette tectonique ;

c) d'en déduire les régimes tectoniques et les orientations des contraintes qui se sont succédées pour aboutir à l'état actuel. Ces différentes données doivent nous permettre d'établir des scénari d'évolution des contraintes tectoniques pour les 100 000 ans à venir.

Dans les terrains cristallins et même dans certains terrains sédimentaires qui pourraient se prêter au stockage, les champs de fractures sont le support des circulations de fluides. De ce fait la connaissance de la fracturation (orientation, densité, remplissage, etc) mais également des contraintes tectoniques qui tendent à les ouvrir ou à les fermer apparaissent

comme des données fondamentales dans l'élaboration de tous les modèles hydrodynamiques profonds.

Deux sites de stockages fictifs ont été déterminés pour servir de support à cette étude.

Le premier est situé dans le granite de Fougères (Massif armoricain), ce granite d'âge cadomien est intrusif dans des schistes briovériens. Il est très bien enraciné et montre une densité de fracturation particulièrement faible.

Le second est localisé dans les marnes toarciennes de la région de Cosne-sur-Loire dans le Sud du bassin de Paris. Ces marnes ont l'avantage de présenter une puissance et une extension qui serait compatible avec la création d'un site de stockage.

Le contexte géologique de ces sites sera analysé dans le chapitre 1.3.3.1. .

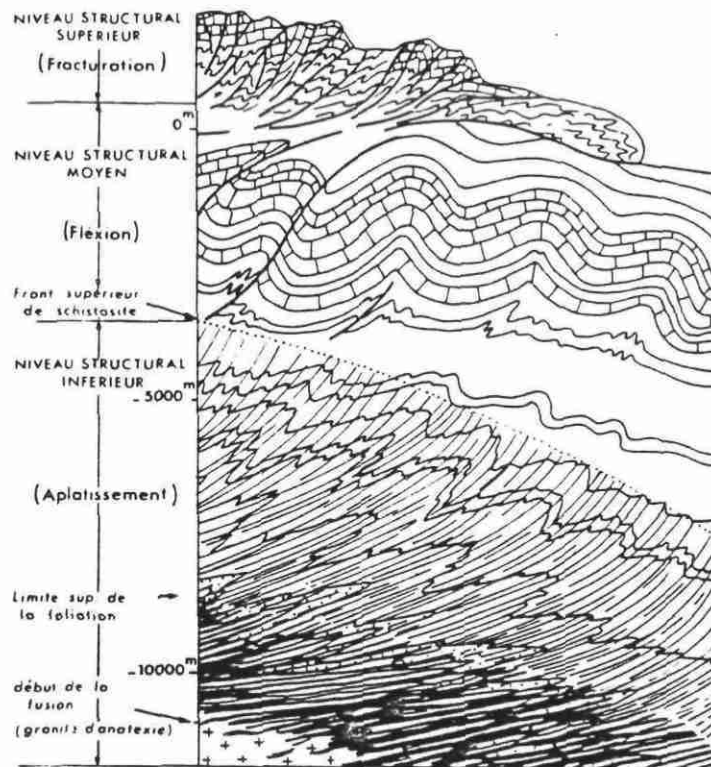
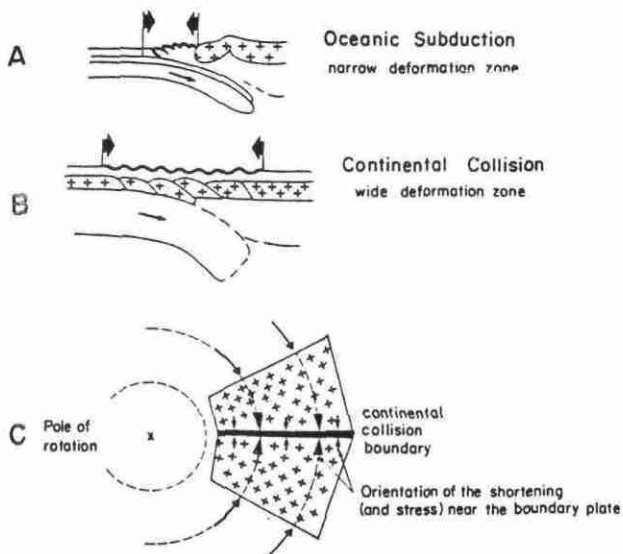


Figure 1 - COUPE D'UNE PORTION DE L'ECORCE TERRESTRE MONTRANT L'ALLURE DES DEFORMATIONS DANS LES DIVERS NIVEAUX STRUCTURAUX (d'après M. Mattauer, 1967).



The shortening phases we measured by structural analysis are a consequence of plate convergence and continental collision phenomena.

A. If at least one of the convergent plates is oceanic the deformation zones is very narrow, as proved by seismic reflection on active margins and zones of superficial seismicity.

B. In the case of continental collision the zone of deformations appears very wide. The consequence of the Europe-Africa collision is presently a zone of seismicity wider than 1,000 km. This is a consequence of buoyancy of continental or intermediate crusts (McKenzie, 1978).

C. A very schematic model shows that if the boundary between two convergent continents is perpendicular to the relative movement of the plate, orientation of shortening near the boundary could indicate the direction of the relative movement between the two plates. So the directions we measured by structural analysis could be parallel to the small circles around the pole of rotation of the two plates, and could have fossilized these directions. If we could know the rate of shortening all along the collision boundary during each shortening phase, we would have a very good approximation of the relative movement of the convergent plates.

Figure 2 - LOCALISATION ET ORIENTATION DES DEFORMATIONS LIEES AUX CHAINES DE SUBDUCTION ET DE COLLISION (d'après J. Letouzey et P. Trémoières, 1980).

1 - NOTION DE PHASE TECTONIQUE

Avant d'essayer d'évaluer la durée des phases tectoniques majeures qui ont affecté depuis le début des temps mésozoïques le bassin parisien et sa bordure proche c'est-à-dire un domaine intra plaque, il nous est apparu primordial de mieux préciser la notion de phase tectonique : comment se marque sur le terrain une phase tectonique, quelle est sa répartition et quelle est l'origine géodynamique de ce phénomène. Nous ne parlerons que des phases tectoniques observées dans les niveaux structuraux* moyens et supérieurs.

Les phases tectoniques ont été primitivement définies dans les zones orogéniques, dans ces zones elles correspondent à un ensemble de manifestations tectoniques qui se traduisent par des plissements voire même des nappes de charriage ; elles peuvent s'accompagner d'un métamorphisme et de granitisations. Ces manifestations tectoniques affectent généralement de vastes surfaces et cela durant des périodes souvent assez brèves à l'échelle géologique (probablement inférieures à 50 MA ; elles présentent donc un caractère discontinu. Elles sont repérées par la discordance de couches postérieures qui viennent reposer sur tous les terrains affectés par les plissements. L'âge d'une phase tectonique est donc compris entre celui de la première couche discordante et celui de la dernière couche impliquée dans le plissement. Plusieurs phases tectoniques peuvent se succéder lors d'un orogène, elles sont alors définies essentiellement par la nature du régime tectonique qui les génère (compression ou distension) et par leur orientation (FOUCAULT et RAOULT, 1980).

On a pris l'habitude de donner aux phases tectoniques le nom des lieux dans lesquels elles sont les plus nettes, ainsi pour l'Hercynien on a décrit les phases bretonne, sudète, asturienne, saalienne et palatine.

* Par niveaux structuraux nous entendons à la suite de M. MATTAUER 1973 "les différents domaines de l'écorce terrestre où les mécanismes dominants de la déformation restent les mêmes". On distingue ainsi, grossièrement dans la croûte continentale 3 niveaux : un niveau structural supérieur où la déformation cassante est dominante ("domaine des failles"), un niveau structural moyen où la déformation souple par plis isopaques est prépondérante (domaine des plis isopaques) enfin un niveau structural inférieur où les déformations par aplatissement et écoulement sont la règle ; ces plis s'accompagnent de schistosité ou de foliation (cf. fig. 1).

Plus près de nous pour le cycle alpin on parle de phase laramienne, pyrénéenne et rhodanienne. Cette façon de faire a notablement compliqué et rendu encore plus ésotérique le vocabulaire géologique.

PHASE DE COMPRESSION ET PHASE DE DISTENSION :

Le terme "phase tectonique" qui, comme nous l'avons vu, a été défini dans les zones orogéniques a été par la suite utilisé de façon très abusive pour définir de nombreux évènements tectoniques. On est ainsi arrivé à mettre sur le même plan des "tectoniques" en distension avec failles normales et des "tectoniques" de compression avec plis et failles inverses.

Dans les zones de plate-forme on a utilisé ce terme pour désigner tous les épisodes compressifs et distensifs responsables de la création ou du rejeu de failles décrochantes, inverses ou normales, bien que dans ces zones de plate-forme on n'observe pas de plissement ni évidemment de discordance tectonique.

Ceci a poussé M. MATTAUER 1973 à proposer la notion de phase de compression, mais l'on pourrait étendre cette dénomination à la tectonique distensive avec la notion de phase de distension.

1-1 - PHASE DE COMPRESSION :

Pour M. MATTAUER 1973 une phase de compression est responsable de la création à l'échelle régionale de plis et de failles inverses ou décrochantes. Dans les zones orogéniques, les phases de compression apparaissent comme un phénomène rapide à l'échelle géologique. L'intervalle de temps durant lequel se produit une phase de compression est de l'ordre de 10 à 20 millions d'années, mais il peut n'atteindre parfois que des durées de 1 à 3 millions d'années. Il s'agit donc d'un intervalle de temps bref en comparaison des périodes de sédimentation qui durent plusieurs dizaines de millions d'années.

De nombreux auteurs ont pensé pendant longtemps que les phases compressives étaient un phénomène tectonique instantané qui présentait une extension mondiale. Les phases tectoniques étaient ainsi synchronisées sur toute la surface du globe, elles pouvaient donc constituer une sorte "d'horloge tectonique".

Mais au fur et à mesure que notre connaissance, surtout dans la datation des phases compressives et de la tectonique globale, s'est affinée on s'est très vite aperçu que la notion de phase tectonique compressive ne pouvait s'appliquer à l'échelle mondiale. Le nombre des phases tectoniques devenait considérable sans que l'on puisse établir de relations chronologiques et bien évidemment géodynamiques entre elles.

Par contre à l'échelle régionale cette notion de phase compressive reste très utile.

1-2 - PHASE DE DISTENSION

Les déformations générées par des phénomènes distensifs, s'observent à toutes les échelles, dans le niveau structural supérieur, les structures induites par les distensions sont essentiellement des failles normales.

A l'échelle des continents (ou plaques lithosphériques), les structures induites par ce régime tectonique montrent généralement une grande continuité ; elles sont l'indice de mouvements (écartement) ou de modifications (fusion du manteau supérieur), de l'écorce terrestre. Mais en fait, distension et compression sont à relier, car elles correspondent au même mécanisme global de la déformation de l'écorce terrestre (cf. Annexe 1).

En reprenant l'évolution de la plaque ouest européenne depuis la fin de l'Hercynien jusqu'à l'actuel, on peut distinguer plusieurs phases distensives.

- une première phase au Permien se caractérise par la formation de bassins subsidents de direction essentiellement E-W ;
- une deuxième distension très importante d'âge Eocène supérieur à Oligocène est responsable de la formation de fossés d'effondrement N-S qui découpent la plaque ouest européenne, de la Méditerranée à la mer du Nord. Ce sont les fossés du couloir rhodanien, des Limagnes et de la vallée du Rhin.

Actuellement, d'importants phénomènes distensifs s'observent dans la plaque africaine (rift valleys). Une série de fossés d'effondrements ou rifts limités par des failles normales découpent l'est de la plaque africaine (région des lacs africains).

Les phases distensives observées dans la plaque ouest européenne montrent des durées de l'ordre de 15 à 20 millions d'années.

1-3 - RELATION ENTRE PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE ET TECTONIQUE DES PLAQUES

Il nous est apparu important d'essayer de replacer le concept de la phase tectonique de compression dans le cadre de la tectonique des plaques qui est le moteur principal des phénomènes tectoniques.

Les plaques lithosphériques s'éloignent à partir des dorsales actives ou rifts pour se rapprocher le long des marges actives (cf. Annexe 1).

Ce rapprochement de plaques lithosphériques peut entraîner la création de deux grands types de chaînes ou d'orogènes : les chaînes de subduction et les chaînes de collision :

1.3.1 - Les chaînes de subduction :

Lors de phénomènes de subduction, il n'y a pas affrontement entre les deux plaques mais plutôt superposition et l'on distingue une plaque chevauchante qui reste à la surface du globe et une plaque plongeante (croûte océanique) qui pénètre dans l'asthénosphère (cf. Annexe 1).

Cette subduction s'accompagne de contraintes horizontales qui génèrent deux grands types de structures :

- des structures compressives, ces dernières sont limitées à l'arc volcanique (décrochements) et surtout au prisme d'accrétion. La tectonique tangentielle est toujours fort modeste et limitée au prisme d'accrétion. Ces chaînes de subduction ne peuvent donc être dans la majorité des cas responsables de phases tectoniques majeures pouvant affecter de très vastes domaines continentaux.
- des structures distensives que l'on observe le long du bombement externe de la plaque plongeante mais surtout dans le bassin marginal situé en arrière de l'arc volcanique (cf. fig. 4 Annexe 1).

L'élaboration de la chaîne est dans ce cas essentiellement liée au magmatisme généré par la subduction et aux importants mouvements verticaux, de tout l'arc volcanique notamment. Les Andes constituent un exemple de chaîne de subduction.

1.3.2 - Les chaînes de collision :

La convergence de deux plaques à croûte continentale entraîne des collisions et de fortes contraintes tangentielles.

Ces collisions continentales sont à l'origine, dans la zone de suture, de déformations intenses avec plissements, écrasements et charriages. L'épaississement crustal qui s'en suit entraîne ensuite des soulèvements rapides dus au réajustement isostatique.

Les collisions apparaissent actuellement comme les principaux phénomènes responsables de phases tectoniques majeures et de déformations pouvant affecter de vastes domaines continentaux (TAPPONNIER 1977).

Les phases tectoniques ne représenteraient alors qu'un épisode dans une évolution continue et progressive de la contrainte et elles ne s'observeraient que là où la déformation s'est localisée.

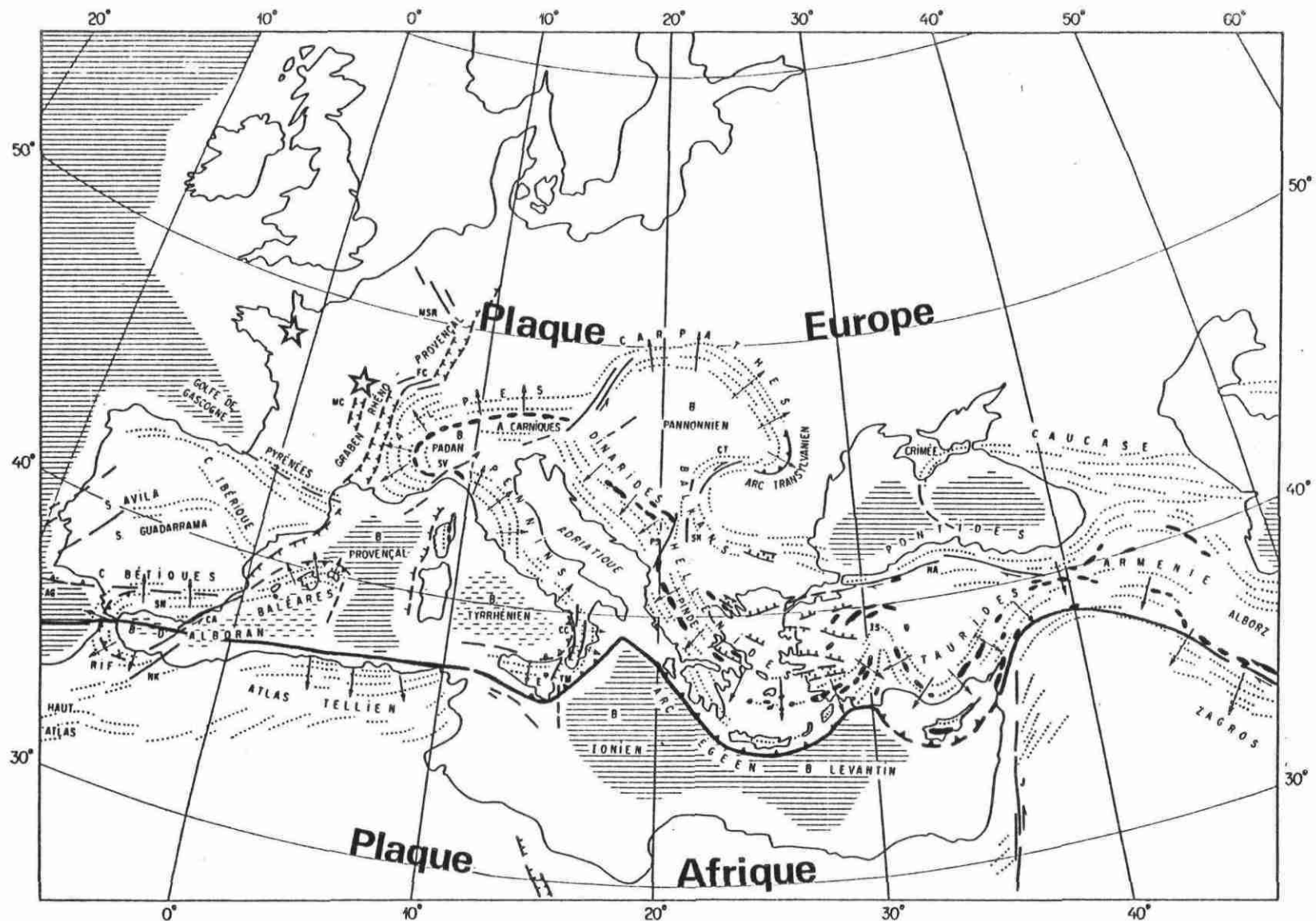


Figure 3 - STRUCTURES TECTONQUES MAJEURES DU DOMAINE ALPIN MEDITERRANEEN (d'après la carte tectonique de l'Europe au 1/ 2 500 000, 1964, in Tapponnier, 1977, légèrement modifiée). ☆ sites fictifs

En trait fort : les grands systèmes de failles, actifs à différentes époques depuis le Jurassique. Les zones de subduction ainsi que les failles normales intracontinentales actuelles sont en trait continu, les zones de subduction miocènes et les grabens oligocènes en trait interrompu. En noir plein : les ophiolites charriées ou sutures ophiolitiques, principalement d'âge jurassique et crétacé supérieur. Les pointillés indiquent l'orientation des pils et chevauchements principaux dans les différents segments de chaîne, les flèches donnent le sens de déversement. Les hachures horizontales continues figurent les domaines à croûte océanique ; les hachures horizontales interrompues, les domaines à croûte continentale amincie. Certains noms locaux employés dans le texte sont indiqués par les abréviations suivantes, d'Ouest en Est : AG : « ligne » Açores-Gibraltar ; NK : décrochement du NK'or ; SN : Sierra Nevada ; CA : décrochements de Carboneras-Almería ; MC : Massif central ; MSR : Massif schisteux rhénan ; FG : Décrochements de Franche-Comté ; SV : Décrochement de Sestri-Voltaggio ; E : Etna ; CC : Graben de Cittanova-Cosenza ; TM : Faille de Taormina-Messine ; PS : Système de décrochements de Peè-Scutari ; SK : Système de décrochements de Skopje-Niš (massif serbo-macédonien) ; CT : décrochement de Cerna-Timok ; IS : rebroussement d'Isparta ; NA : Décrochement nord-anatolien ; J : Décrochement du Jourdain.

D'après TAPPONNIER (1976) deux situations seraient capables de modifier considérablement et rapidement à l'échelle géologique la répartition des contraintes dans la lithosphère et d'expliquer le caractère discontinu des phases tectoniques : "la collision continentale qui bloque localement un système tectonique et l'apparition d'une zone de subduction qui le libère correspondraient sans doute au début et à la fin d'une phase tectonique".

1.3.3 - Tectonique compressive dans les zones de plate-forme éloignées des marges actives :

1.3.3.1 - Situation des sites de stockage prévus dans la plaque ouest européenne.

Les sites de stockage prévus dans le cadre de cette étude géoprospective se situent dans le bassin de Paris et le massif armoricain. Ces deux unités géographiques se placent depuis le mésozoïque dans la même entité structurale appelée bloc armoricain. Ce dernier fait partie de la plaque continentale ouest européenne. (cf. fig. 3).

Au Sud (détroit de Gibraltar) cette plaque continentale est limitée par une marge active qui la met en contact avec la plaque africaine. Il s'agit d'une zone de collision où deux plaques à croûte continentale s'affrontent dans le détroit de Gibraltar et dans la partie Est de la Sicile, alors que la partie qui s'étend de la Sicile au Sud de la Turquie est en subduction ; la croûte océanique de la plaque africaine s'enfonce au-dessous de la plaque continentale Eurasie (cf. fig. 3).

La limite ouest de cette plaque européenne est représentée par une marge stable. On peut toutefois distinguer dans la plaque ouest européenne d'après les types de déformation et l'orientation du champ de contrainte deux domaines (PHILIP 1980) ; un domaine alpin (Alpes, Jura, Apennin, Pyrénées, Provence) dans lequel l'acquisition du relief est récente et synchrone d'une tectonique compressive et un domaine péri-alpin où la tectonique récente se caractérise surtout par des jeux en failles normales et où le champ de contrainte apparaît uniforme et de direction NNW-SSE (cf. fig. 13).

Les sites fictifs se situent dans le domaine péri-alpin à près de deux mille kilomètres d'une marge active.

1.3.3.2 - Notion de phase tectonique compressive en zone de plate-forme (éloignée des marges actives)

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les plaques lithosphériques se déplacent à la surface du globe ; si les vitesses de déplacement absolu ne sont pas les mêmes en tous points de la plaque, on pourra se trouver en certaines zones en régime de raccourcissement ou en régime d'allongement. Ceci est particulièrement net lorsqu'une des limites de la plaque continentale vient en butée contre une marge active dans le cas des collisions continentales.

Les manifestations tectoniques les plus importantes, plis, charriage se produisent le long des marges actives, et une grande partie de la plaque est mise sous contraintes. Dans ces zones sous contraintes, éloignées des marges actives, la déformation est essentiellement cassante (failles décrochantes ou failles inverses).

Par exemple la phase tectonique compressive pyrénéenne due à la collision entre la plaque Espagnole et la plaque ouest européenne produit dans les Pyrénées et sa bordure proche (Languedoc, Provence, etc) des plis, des écaillages et des chevauchements. Mais cette phase compressive est ressentie beaucoup plus au Nord jusqu'en Angleterre et au sud jusqu'au Sahara, elle se marque alors par une tectonique cassante (failles décrochantes et failles inverses).

A l'intérieur de la plaque la distribution des contraintes dépend de l'orientation des forces extérieures exercées au limites de la plaque mais également de la présence d'hétérogénéités dans la lithosphère (discontinuités lithologiques, grandes failles etc.).

D'autre part, les roches qui subissent une contrainte régionale réagissent tout d'abord de façon élastique (déformation faible par rapport à l'accroissement de la contrainte) et c'est seulement lorsque ce seuil d'élasticité est atteint pour un niveau structural donné que l'on passe à des déformations de type cassant (failles, fractures) ou plastique.

Ce seuil d'élasticité est bien entendu fonction du niveau structural, de la nature du matériau sollicité et de la présence d'hétérogénéités. Dans une même plaque lithosphérique continentale, en dehors des bordures actives, les déformations souples (plis) ou cassantes (failles) présentent une répartition hétérogène et un âge en relation avec le niveau structural et la rhéologie du matériau.

Ce sont ces déformations discontinues (manifestations tectoniques cassantes) qui correspondent aux phases de compression.

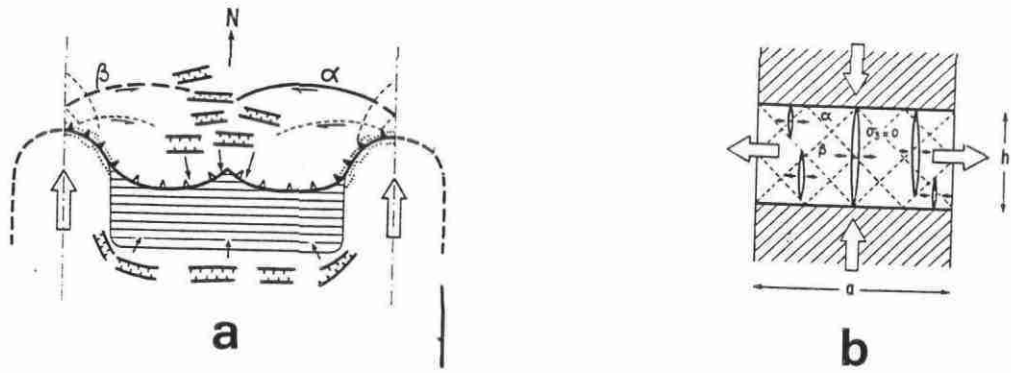
Dans un régime tectonique en compression, il peut également apparaître des phénomènes distensifs. Cette distension montre alors une extension restreinte ; elle est limitée à de petits bassins qui jalonnent des grandes failles décrochantes. Ces bassins en distension, de dimension parfois plurikilométrique sont associés à des courbures de décrochements, (ce sont alors les bassins de type "pull-apart" (CROWELL 1974)), ou à des zones de relais entre les accidents. Les bassins stéphaniens du Massif Central qui jalonnent le sillon houiller seraient de ce type (CASTAING 1982).

Nous voyons donc que la notion de phase tectonique de compression est très difficile à définir pour l'ensemble d'une plaque car les très nombreux paramètres permettant de la définir peuvent varier : ce sont notamment, l'orientation et l'anisotropie des contraintes, l'âge de la déformation suivant les zones considérées, le régime des contraintes et sa répartition.

On peut toutefois (MATTAUER 1980) définir une phase tectonique compressive comme une période de durée variable au cours de laquelle la contrainte à l'échelle de la plaque lithosphérique est stable et la déformation rotationnelle négligeable.

L'orientation de la contrainte ne varie pas dans le temps même si elle peut varier de proche en proche dans l'espace.

Dans une même phase tectonique compressive, on peut mettre en évidence plusieurs épisodes de déformation qui se caractérisent par des déformations bien caractérisées et séparées par des périodes de calme relatif dont l'âge peut varier à l'intérieur de la même plaque lithosphérique (d'une région à l'autre).



a *Extrusion.* Dans cette situation, un bassin océanique résiduel subsiste entre deux poinçons continentaux. La lithosphère continentale « flue » des deux fronts de collision continentale vers la zone de subduction résiduelle. Le champ de lignes de glissement qui se développe est analogue à celui de situations du type tréfilage (*drawing*) ou extrusion en métallurgie [Hill, 1950]. Un état de tension secondaire apparaît dans la partie centrale du champ. Une distension peut également se produire au voisinage de la marge du continent sud particulièrement si l'on admet que la traction exercée par le panneau de lithosphère océanique subductée est importante. Ce type de distension est à rattacher au cas de la figure suivante 4 b

b *Distension latérale.* Ce dernier cas est analogue au comportement en compression uniaxiale de la plupart des solides non parfaitement plastiques. En l'absence de confinement latéral, des fissures de « tension » axiales parallèles à la direction de rapprochement des deux enclumes apparaissent. En déformation plastique plane une telle situation est seulement à la limite de la tension secondaire car le rapport h/a est inférieur à 1 : la contrainte principale transverse σ_3 n'est pas négative mais seulement nulle. La distension tectonique équivalente à une telle situation se produira de préférence parallèlement aux zones de subduction latérales, transversalement auxquelles la contrainte horizontale transmise est négligeable. Si cette contrainte est une traction effective, la distension latérale sera systématique.

Figure 4 - DEFORMATIONS ASSOCIEES AUX COLLISIONS CONTINENTALES d'après Tapponnier (1977).

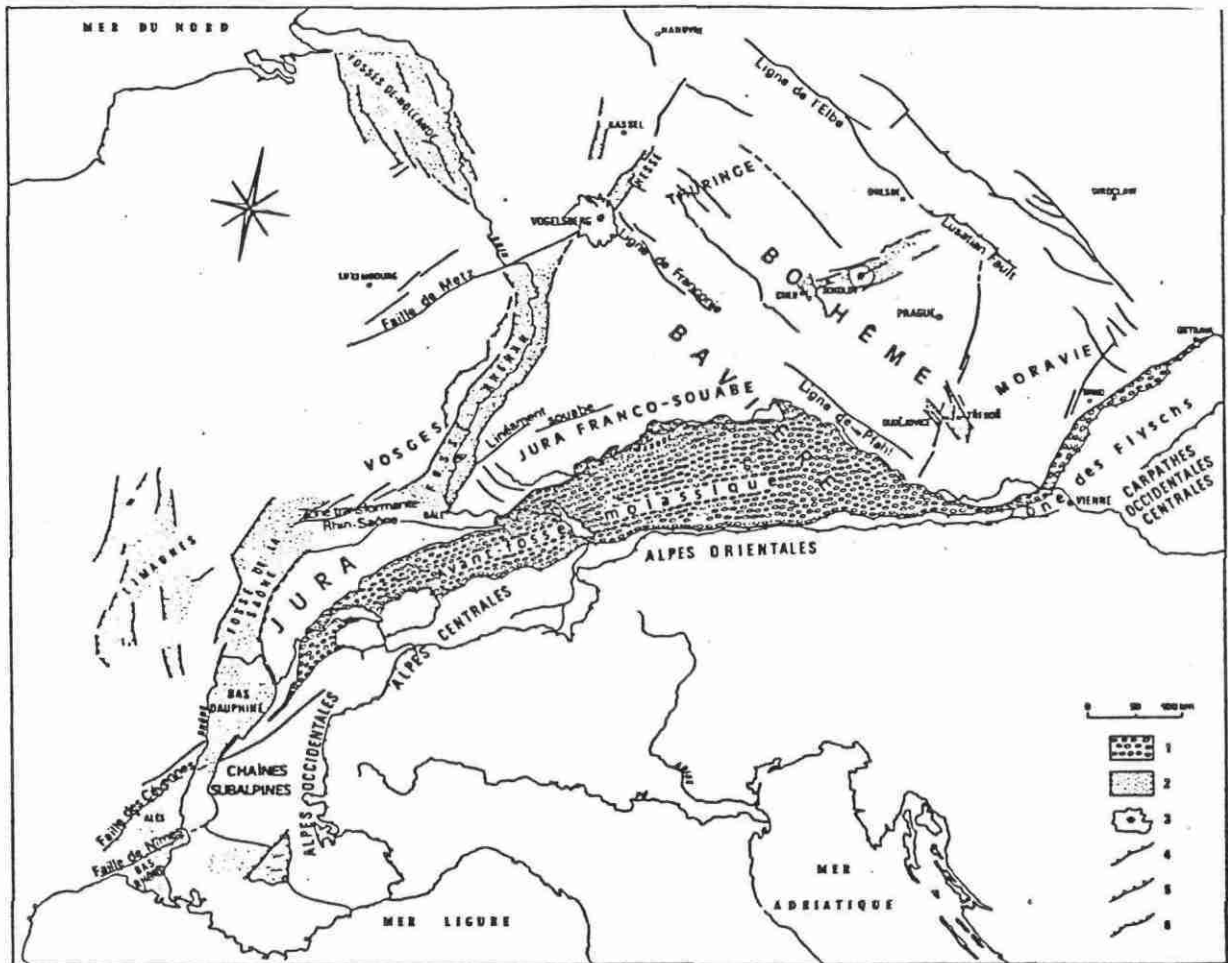


Figure 5 - PRINCIPAUX FOSSES OLIGOCENES DE L'EUROPE DE L'OUEST d'après F. Bergerat et J. Geysant, 1980.

1, molasse; 2, formations tertiaires des fossés tectoniques ; 3, édifice volcanique tertiaire ; 4, chevauchement alpin ; 5, faille inverse ; 6, faille normale.

1-4 - RELATIONS ENTRE PHASES TECTONIQUES DISTENSIVES ET TECTONIQUES DES PLAQUES.

Les distensions peuvent être générées directement par les mouvements de plaques, elles s'observent alors, soit au sein même des plaques continentales (distension intracontinentale), soit le long des marges actives qu'il s'agisse d'un régime de subduction ou d'un régime de collision, soit à l'intérieur des plaques océaniques. Nous n'examinerons pas ce dernier cas car le secteur qui nous intéresse ne comprend pas de croûte océanique.

Dans les chaînes de subduction les distensions s'observent dans le bassin marginal qui se situe en arrière de l'arc insulaire. La cause de la création de ces bassins est encore assez mal comprise.

Deux types de fossés apparaissent :

- des fossés parallèles à la chaîne volcanique (distension radiale) ;
- des fossés qui recoupent cet arc volcanique.

Nous n'analyserons pas dans le détail ces différents phénomènes de distension car aucune zone de subduction ne s'observe actuellement dans l'environnement de la plaque ouest européenne.

1.4.1 - Les distensions le long des marges actives dans les chaînes de collision.

Le régime tectonique principal est un régime compressif, les distensions apparaissent comme un phénomène secondaire lié à la distribution des contraintes engendrées dans la lithosphère par la collision.

TAPPONNIER (1977) présente deux types de distensions en zone de collision continentale (cf. fig. 4).

Dans le premier type (fig. 4a) la distension est liée à la présence d'un bassin océanique résiduel entre deux poinçons continentaux.

La lithosphère continentale migre vers la zone de subduction résiduelle. Un état de "tension secondaire" apparaît dans la partie centrale du champ de contrainte et entraîne la création d'un régime distensif. F. BERGERAT et J. GEYSSANT (1980) (fig.5) appliquent ce modèle pour interpréter la fracturation tertiaire de l'Europe du Nord et plus précisément le rejeu en faille normale à l'Oligocène des décrochements NW-SE et NNE-SSW d'âge pyrénéen (fossé du Rhin).

Le second type de distension (distension latérale) correspond au comportement de tout solide non plastique en compression uni-axiale. Des fractures d'extension apparaissent suivant un allongement parallèle à la compression, la création de ces fractures impose l'absence de tout confinement latéral. Cette situation se produira dans la cas d'un poinçon continental entouré de deux bassins océaniques (cf. fig. 4b).

Dans ce deux cas les distensions s'observent dans un régime de collision. Mais il se peut très bien qu'une distension succède à une compression, dans ce cas, elle affecte aussi bien les zones tabulaires que les zones qui venaient de se plisser. Par exemples les fossés oligocènes recouperont et effondrent la chaîne pyrénéenne dans sa partie orientale. Dans ce cas la distension a donc bien suivi la compression.

1.4.2 - Les distensions intracontinentales : (les fossés).

La plaque ouest européenne est recoupée par un système de failles qui s'étend de la Méditerranée à la mer du Nord suivant une direction NNE-SSW. Ces failles déterminent un fossé ou graben d'âge éocène supérieur à oligocène connu sous le nom de rift ouest européen ; ce rift est divisé en plusieurs tronçons reliés entre eux par des zones transformantes N 45° E (BERGERAT 1977), il comprend pour le secteur qui nous intéresse, le fossé rhénan, les fossés de la Saône et du Rhône, les Limages (cf. fig. 5). Ces fossés sont limités par des failles normales dont les jeux responsables de l'effondrement s'additionnent ; on arrive ainsi à des affaissements de 5 000 m pour le fossé rhénan, 3 000 m pour le fossé de la Saône, 2 500 m pour la Grande Limagne. A cette tectonique cassante distensive peut être associé un volcanisme (essexites et phonolites dans le fossé rhénan, volcanisme à chimisme alcalin pour la Limagne).

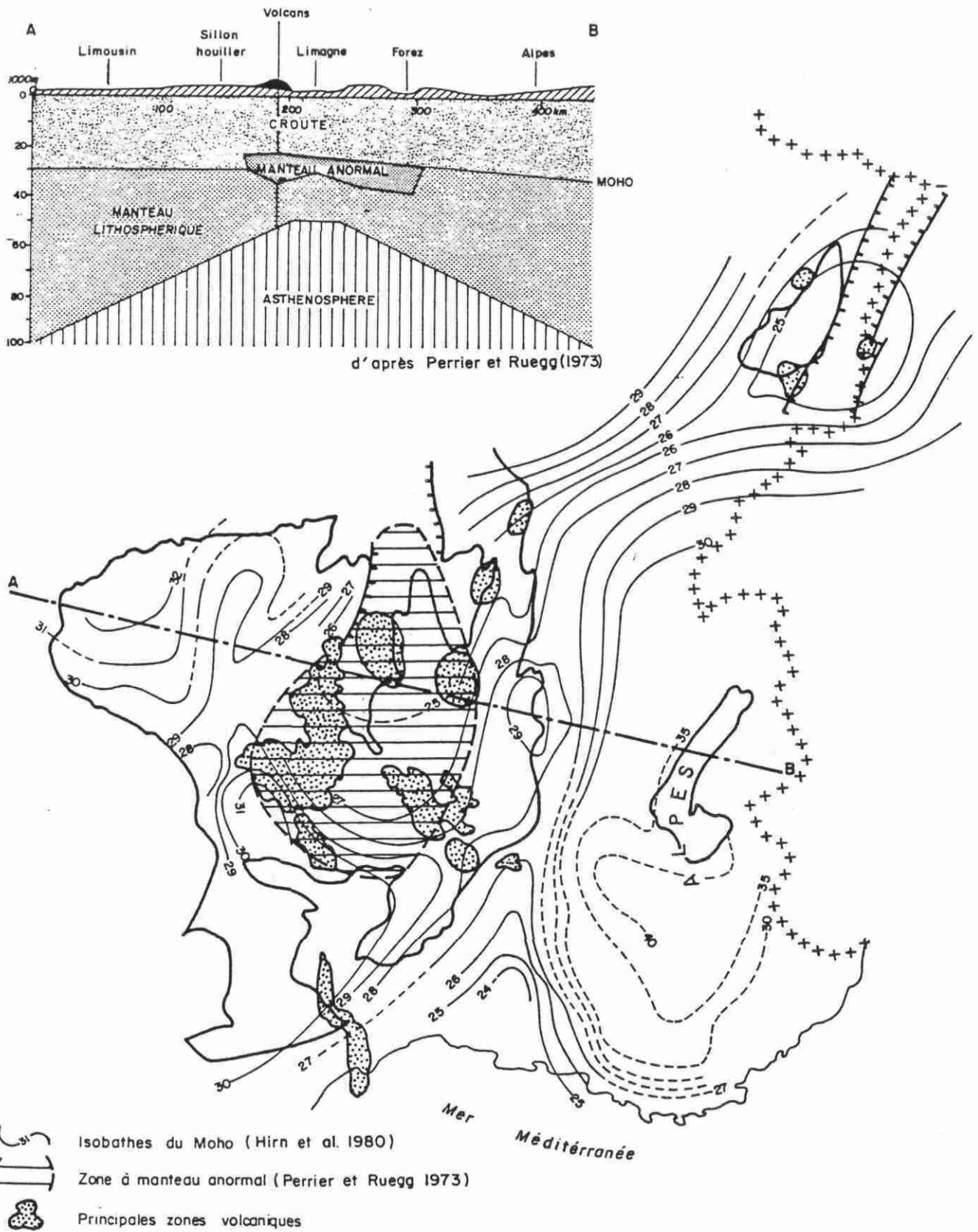


Figure 6 - STRUCTURE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SOUS LES ZONES VOLCANIQUES (isobathes de la transition croûte-manteau d'après A. Hirn.

On observe d'autre part des modifications de la croûte continentale au droit de ces fossés, ainsi cette dernière s'amincit (8 km pour le Sud du fossé rhénan) à l'approche de l'axe du rift, les vitesses sismiques sont souvent anormalement faibles ; elles caractérisent probablement une élévation de température (cf. fig. 6).

Le mécanisme de formation de ces fossés fait encore l'objet de controverses et plusieurs hypothèses ou modèles sont proposés :

- Les rifts continentaux correspondraient à des zones où la lithosphère subit une distension limitée. Cette distension serait induite par une élévation de la température de la lithosphère (anomalie de flux thermique due soit à un point chaud (hot spot CLOOS 1939), soit à une anomalie du manteau supérieur induite par le voisinage d'une zone de subduction (ILLIE 1970), il en résulte une diminution de la densité de cette lithosphère et un soulèvement régional sous forme de bombement avec amincissement de la lithosphère (cf fig. 7). Il se produit ensuite un effondrement de la partie sommitale du dôme avec formation d'un fossé dans lequel s'accumulent d'épais sédiments.

La fracturation de l'écorce n'est dans ce cas que la conséquence de phénomènes d'origine profonde.

- Pour TAPPONNIER 1977 (cf. fig. 8) les phénomènes distensifs oligocènes pourraient s'interpréter dans un système d' "entraînement continental". La pression exercée par l'Afrique sur les régions de l'Europe orientale centrale et la moyenne Asie les entraîne vers l'Est et les détache partiellement de l'Europe de l'Ouest. Les vitesses de déplacement n'étant pas les mêmes en tous points de la plaque, la partie ouest s'est trouvée en régime d'allongement, d'où la création des fossés d'effondrement.
- Pour SENGOR et al 1978 le fossé rhénan pourrait être en relation avec les déformations alpines. La fermeture du domaine alpin et la collision de deux plaques auraient induit une fracturation grossièrement normale à la limite des deux plaques.

En conclusion chacun de ces fossés possède des caractères propres et pourrait être considéré comme ayant connu une évolution indépendante. Ainsi pour la Limagne la présence d'un manteau anormal, d'un fort volcanisme et son éloignement des Alpes iraient dans le sens d'une origine crustale en rapport avec une remontée du manteau limitée à l'aplomb de l'Auvergne. Par contre pour le fossé rhénan sa position par rapport à la

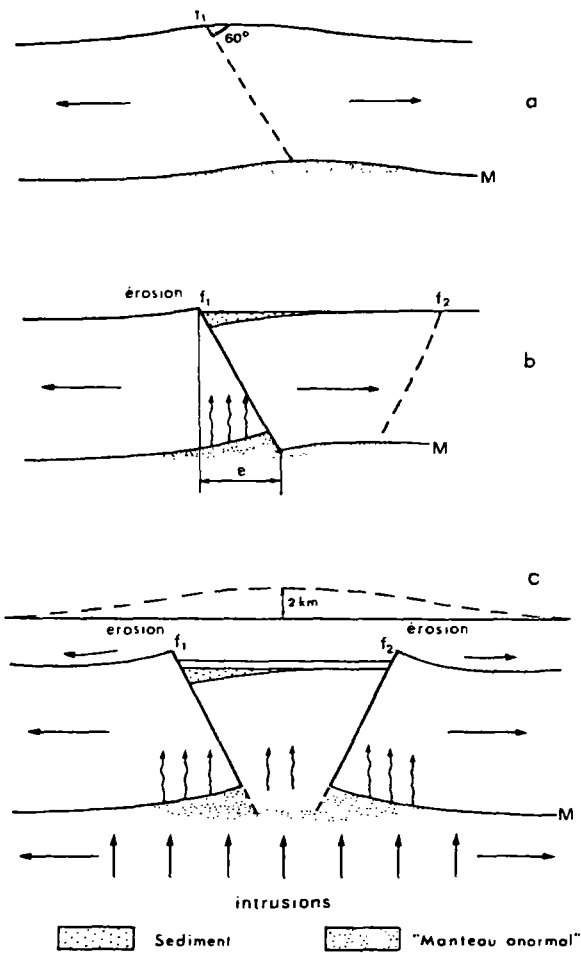
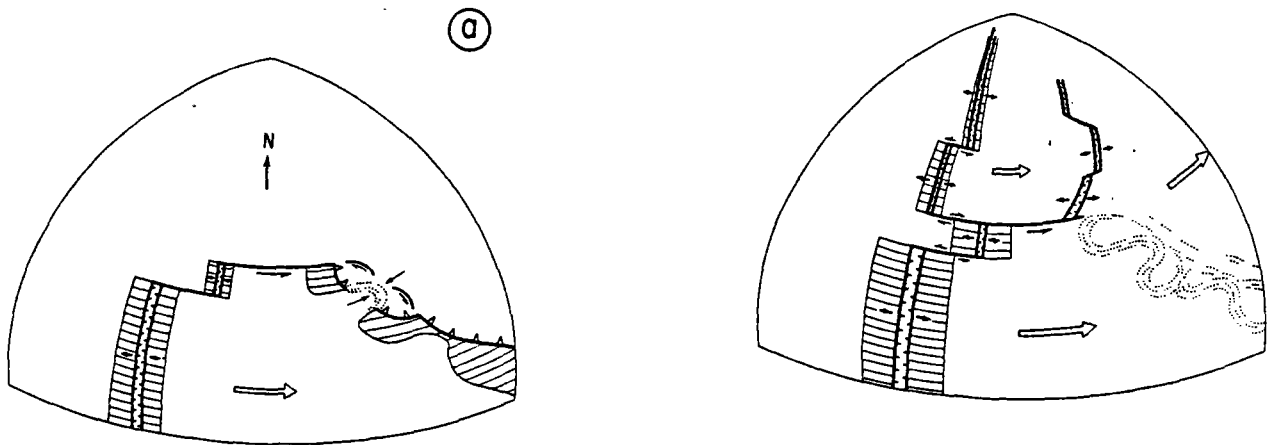


Figure 7 - MODELE SCHEMATIQUE D'EVOLUTION D'UN RIFT CONTINENTAL d'après G. BOILLOT, 1979.



a) *Entrainement continental* (à grande échelle) : le continent sud se sépare à l'Ouest du continent nord et s'en rapproche à l'Est. La zone de subduction orientale fait donc progressivement place à une zone de collision continentale et le continent sud entraîne la partie est (avec laquelle il s'est suturé) du continent nord qui se fissure. Cette fissure intracontinentale s'élargit en un nouvel océan.

Figure 8 - ENTRAINEMENT CONTINENTAL A GRANDE ECHELLE d'après Tapponnier, 1977.

chaîne alpine et la non confirmation d'une anomalie dans la composition du manteau le mettent plutôt en relation avec les déformations affectant le domaine alpin.

2 - HISTOIRE TECTONIQUE DU BASSIN PARISIEN ET DE SA BORDURE PROCHE (Plaque ouest européenne).

Les deux sites de stockages fictifs se situent dans le bassin de Paris ou sa bordure proche (partie Est du massif Armoricaïn) c'est-à-dire dans la même unité tectonique (bloc Armoricaïn). On analysera surtout l'histoire tectonique du bassin de Paris car les marqueurs de la déformation sont nombreux et surtout d'âge récent.

2-1 - METHODES

L'analyse structurale et la microtectonique qui étudient à l'échelle de l'affleurement les déformations et déplacements de faible ampleur qui sont créés lors des paroxysmes tectoniques ont permis de reconnaître les phases tectoniques qui ont affecté le bassin parisien.

L'interprétation des déformations observées permet de définir le régime des contraintes régionales (compression et distension) ainsi que leur répartition, leur orientation et leur chronologie relative. L'analyse microtectonique permet ainsi de reconstituer le champ des contraintes et paléo-contraintes sur de vastes surfaces.

Malheureusement toutes les formations ne constituent pas de bons marqueurs tectoniques et dans certains niveaux lithologiques particulièrement incompétents ces techniques ne sont pas applicables.

Dans ces séries de plate-forme il est relativement facile de dater les épisodes de déformation dont on a défini la chronologie relative : on recherche dans les terrains de plus en plus récents les limites au delà desquelles on ne retrouve plus la trace de chacun des systèmes de déformation ; on attribue à chaque épisode l'âge du terrain précédent, sa limite de disparition. C'est une datation par défaut (D. BONIJOLY, 1981).

Au niveau cartographique, un contrôle de cette datation est recherché dans les traces que les différents épisodes tectoniques ont pu laisser dans la sédimentation étudiée : cartes d'isobathes et cartes de faciès.

2-2 - SUCCESSION DES PHASES DE COMPRESSION ET DE DISTENSION

Les résultats que nous exposons dans ce chapitre sont tirés essentiellement des travaux de F. BERGERAT, 1977-1978 ; E. CAREY, 1976 ; J.P. COLBEAUX, 1977 ; S. DEBRAND-PASSARD et Y. GROS, 1980 ; Y. GROS, 1981 et P. TREMOLIERES, 1980-1981.

Les études de la fracturation des roches carbonatées du bassin de Paris ont permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de la tectonique cassante affectant ce bassin depuis le Permien. Trois phases de compressions et quatre phases distensives ont été distinguées ; soit successivement, des plus anciennes vers les plus récentes : une distension N-S, une distension EW à ESE-WNW, une compression N-S, une distension E-W, une compression NW-SE, une distension NW-SE, une compression NNW-SSE quaternaire.

2.2.1 - La distension N-S

Cette distension a été observée essentiellement dans le bassin autunien de l'Aumance (bordure Sud du bassin de Paris). Cette distension se marque par la création de failles normales qui présentent une orientation comprise entre ENE-WSW et NW-SE avec des pendages de l'ordre de 30 à 60°. Dans l'Autunien de l'Aumance, on observe de nombreuses figures syndiagénétiques liées aux failles normales : des injections de grès peuvent se produire le long de ces miroirs et donner naissance à des filons clastiques d'épaisseur décimétrique.

Il faut noter (cf. carte de la position et de la puissance des bassins permien in "synthèse du bassin de Paris" C. MEGNIEN et al. 1980, que dans le bassin de Paris le Permien montre des courbes isopaques qui dessinent des structures E-W. Ceci est particulièrement net pour les bassins de Clion 1, Contres, Autun, Bourges. La géométrie de ces bassins est donc tout à fait compatible avec l'existence d'une distension N-S. La coïncidence qui existe entre la localisation des fortes épaisseurs du Trias et celle des bassins permien incite à penser que cette distension N-S s'est poursuivie jusqu'au Trias.

2.2.2 - La distension E-W à ESE-WNW

Les cartes isopaques du Lias du Sud du bassin de Paris montrent dès le Sinémurien une inversion totale des axes de sédimentation ; en effet, les bassins permien montraient une orientation E-W alors qu'au Lias les axes de subsidence et de distribution des faciès présentent des orientations N-S très nettes. La disposition N-S de ces zones subsidentes est très compatible avec l'existence d'une distension E-W. Distension qui au Sud du bassin de Paris fait probablement rejouer en failles normales les failles subméridiennes du socle qui se sont formées durant les phases de compressions tardi-hercyniennes. Cette distension semble se poursuivre jusqu'à la fin du jurassique moyen (cf; Atlas de la Synthèse du Bassin de Paris ; C. MEGNIEN et al. 1980).

Pour TREMOLIERES, 1981 cet allongement E-W pourrait être rattaché à l'ouverture de l'Atlantique.

2.2.3 - La compression N-S

A partir du Crétacé supérieur et jusqu'à l'Eocène intervient une compression N-S. Cette compression se manifeste par une intense stylolithe et par la création dans les séries mésozoïques de deux familles de petites fractures. Ces fractures décrochantes présentent un mouvement dextre pour celles orientées N 160° à N 180° E et un mouvement sénestre pour celles présentant une direction moyenne N 30 à N 40° E.

Le long des grandes failles de socle méridiennes qui ont joué un rôle important durant tout le mésozoïque, les rejets sont faibles. Par contre le long des failles NW-SE les mouvements dextres sont plus importants avec parfois formation de plis en échelon. Les accidents de socle E-W induisent des mouvements en failles inverse dans la couverture.

Cette phase de compression N-S s'observe dans l'ensemble du bassin de Paris. Elle a exercé ses effets sur une très vaste étendue puisque P. TREMOLIERES (1981) a pu retrouver les manifestations de cette phase de l'Angleterre au Sahara algérien et du Portugal en Turquie orientale.

2.2.4 - La distension E-W

A partir du Ludien, toute la partie sud-est du bassin de Paris est soumise à un allongement E-W. Cette distension fait rejouer en failles normales les décrochements apparus lors de la compression N-S. Ce rejeu en faille normale peut être particulièrement important le long de ces failles subméridiennes, c'est le cas notamment dans le Sud du bassin pour les failles de la Loire qui prolongent les Limagnes. De nombreux bassins lacustres se créent à cette époque ; c'est le cas dans le Sud, des bassins du Berry et à l'ouest, dans le socle armoricain, du bassin de Rennes, du bassin de Landéan (région de Fougères). Cette distension se poursuit durant tout l'Oligocène jusqu'à l'Aquitaniien.

2.2.5 - La compression NW-SE

Dans le Sud-Est du bassin de Paris une phase compressive NW-SE est décrite par S. DEBRAND-PASSARD et Y. GROS 1980, TREMOLIERES 1981 (cf. fig. 9). Elle se marque très bien en microtectonique par des stylo-lithes et des petites failles décrochantes dextres E-W et senestres NW-SE. Elle est certainement à rapprocher de la dernière compression alpine (phase pontienne) responsable de la structuration des zones subalpines et du Jura.

2.2.6 - La distension NW-SE

Cet épisode distensif n'a été reconnu à l'affleurement que dans la région de Decize, sur la bordure sud-est de ce bassin carbonifère. Dans les sables et argiles du Bourbonnais d'âge pliocène supérieur ; il se traduit par la création de failles normales de direction NE-SW à NNE-SSW. Aucune autre observation microtectonique n'a été faite dans le bassin concernant cet épisode distensif. On peut noter toutefois au pliocène la formation ou le rejeu de bassins subsidents, c'est le cas notamment de la Bresse et des Limagnes.

2.2.7 - La compression NNW-SSE quaternaire

Les mesures de contraintes in situ (PAQUIN et al., 1978) et de mécanisme au foyer (GODEFROY, 1980) ont permis de définir le champ de contraintes régionales actuelles affectant le bassin de Paris. Ce champ de contraintes apparaît très homogène et de direction NNW-SSE. Les mesures

microtectoniques concernant le quaternaire sont actuellement inexistantes dans tout le bassin et cela probablement en raison de l'absence de marqueurs d'âge récent. En conséquence l'orientation de la contrainte n'a pu être déterminée par l'analyse structurale (microtectonique).

Par contre de nombreuses déformations (rejeu de failles normales ou aires soulevées) sont décrites dans le bassin (BLONDEAU et al., 1965 ; DEWOLF, 1976 ; CAVELIER, 1974 ; KUNTZ, 1976 ; WYNS, 1977).

Toutes ces déformations verticales le long de directions NW-SE à E-W sont compatibles avec une compression NNW-SSE.

2.3 - AGE ET DUREE DES PRINCIPALES PHASES COMPRESSIVES ET DISTENSIVES AFFECTANT LE BASSIN DE PARIS ET LA PLAQUE OUEST EUROPEENNE :

2.3.1 - La distension N-S permienne :

Au cours du Permien, une distension généralisée de direction N-S affecte toute la plaque ouest européenne. Cette distension s'observe dans l'Autunien mais également dans le Saxonien.

A l'Autunien, dans le bassin de l'Aumance (Nord du Massif Central) une tectonique syndiagénétique a été décrite (PAQUETTE 1980, GROS 1981), elle caractérise une distension N-S. Les plans de failles ENE-WSW à NW-SE qui ont été générées par cette distension sont injectées par des grès qui forment de véritables filons clastiques. Ces failles se sont donc créées dans un matériau qui n'était pas encore totalement lithifié, un âge autunien peut ainsi être attribué à cette distension. Les autres bassins du sud du bassin de Paris (Clion 1, Contres, Autun, Bourges) s'orientent suivant des directions E-W (cf. carte de la position et de la puissance des bassins permien in synthèse du bassin de Paris - MEGNIEN et al. 1980).

La géométrie de ces bassins apparaît donc induite par la distension N-S. La bonne coïncidence qui existe entre les fortes épaisseurs de Permien et de Trias dans le sud du bassin de Paris semble prouver que la distension N-S s'est poursuivie jusqu'au Trias. Mais aucune observation n'a pu être faite en microtectonique.

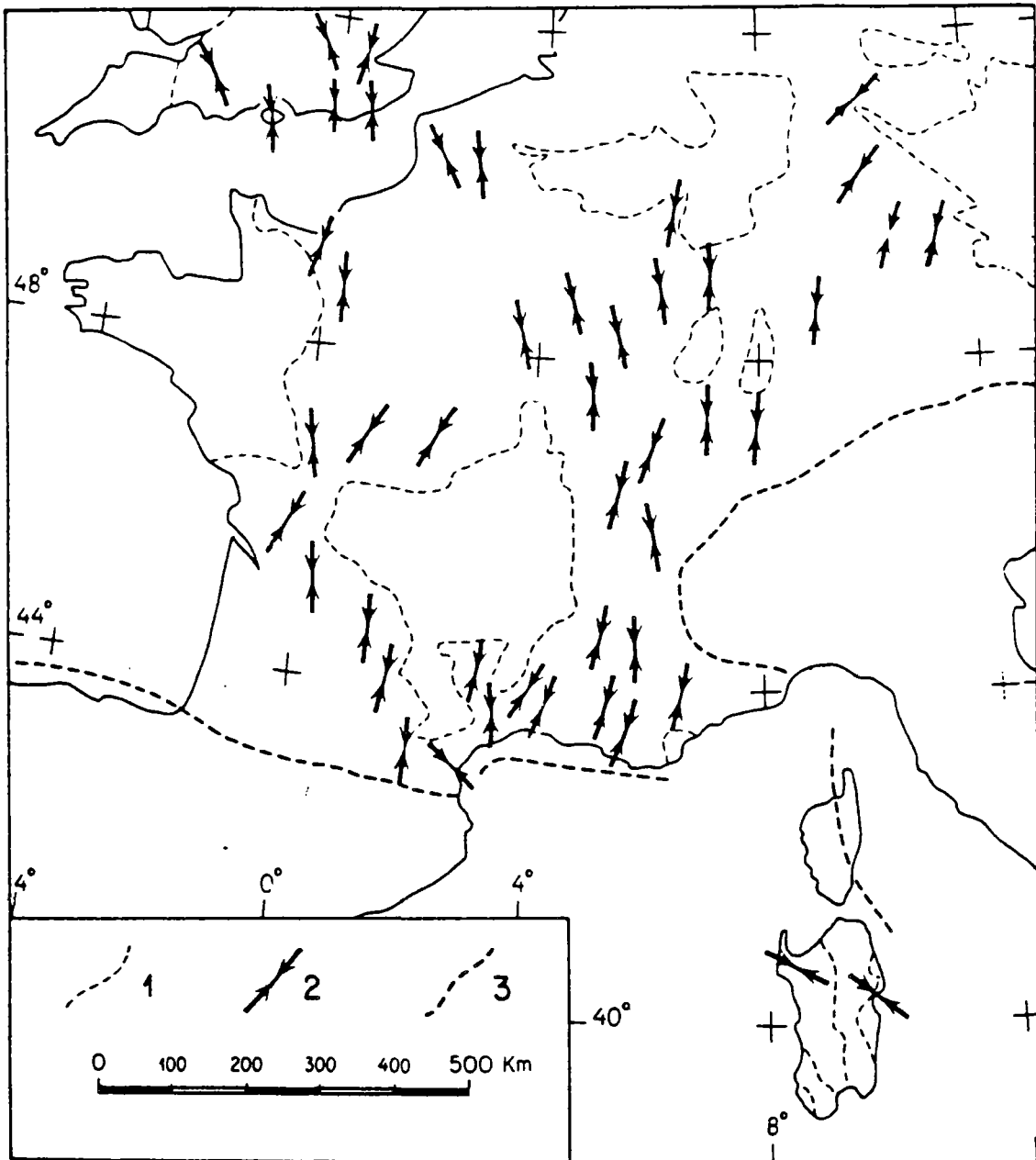


Figure 10 - CHAMP DE LA CONTRAINTE PYRENEENNE DANS L'OUEST DE L'EUROPE
D'après F. Arthaud, 1980.

Dans les bassins permien du Languedoc (ARTHAUD et VERNAY, 1981), un important réseau de fractures synsédimentaires se développe à l'Autunien. Par contre à partir du Saxonien la fracturation se concentre uniquement sur la bordure de ces bassins subsidents en réutilisant la fracturation décrochante tardi-hercynienne.

La distension N-S affecte l'Autunien et le Saxonien, elle pourrait même persister jusqu'au Trias, soit une durée de 40 à 60 milliers d'années.

2.3.2 - Distension E-W à ENE-WSW Jurassique

Durant toute période Jurassique le régime de contraintes ne semble pas varier, les zones à forte sédimentation se localisent essentiellement le long des accidents N-S (faille de Sennely, failles de la Loire). Des jeux synsédimentaires de failles sont d'ailleurs observés entre le Toarcien supérieur et l'Aalénien inférieur (GELARD, 1980). Cette disposition des zones subidentes indique que l'allongement se fait suivant la direction E-W. Quelques observations et mesures microtectoniques effectuées dans le Jurassique inférieur et le Jurassique supérieur du Sud du Bassin de Paris (GROS, 1981), mettent également en évidence une distension WNW-ESE et viennent donc confirmer et préciser les observations sédimentologiques et stratigraphiques DEBRAND-PASSARD (1982). L'absence de stations de mesures réparties de façon homogène dans tous les terrains Jurassiques ne permet pas de définir à l'intérieur de cette période plusieurs épisodes distensifs.

Entre l'Hettangien et le Kimméridgien supérieur (40 MA) le bassin de Paris semble soumis à une distension constante de direction EW.

2.3.3 - La compression N-S pyrénéenne

Cette phase de compression s'observe avec une remarquable cohérence directionnelle sur de très grandes surfaces (ARTHAUD, 1980) ; TREMOLIERES, 1981) qui s'étendent depuis l'Angleterre jusqu'au Sahara algérien (cf. fig. 10) et du Portugal à la Turquie.

Malheureusement dans l'ensemble du bassin de Paris il est très difficile de dater avec précision cette phase compressive (ou du moins le début et la fin d'intervention de cette phase), en raison de l'absence de bons marqueurs tectoniques à la fois dans le Crétacé supérieur et l'Eocène. Toutefois il faut noter à la fin du Crétacé (fin du Maestrichien) une émergence généralisée de tout le bassin avec déformation et érosion des structures créées (Bray, Artois). Et ce n'est qu'au Thanétien que la mer transgressera de nouveau les couches plissées de la craie (MEGNIEN et coll., 1980).

Nous avons donc recherché ces datations dans l'ensemble de la France et plus particulièrement dans le Languedoc-Roussillon où les marqueurs microtectoniques et sédimentologiques sont abondants.

2.3.3.1 - Dans les Pyrénées orientales, une première compression N-S se fait au Campanien (BILLOTE, 1978), la sédimentation s'effectue dans un bassin en compression. Dans ce secteur des Pyrénées la tectogénèse principale s'accompagne d'une schistosité et d'un métamorphisme ; elle est postérieure au Cénomano-Turonien et antérieure au Crétacé terminal.

Des phénomènes tectoniques importants s'observent dans le Dévoluy où les plis E-W dits anté-sénoniens, se forment entre le Cénomano-Turonien et le Campanien (LEMOINE, 1972).

Il semble donc que la première collision continentale Afrique-Eurasie se soit produite entre le Cénomano-Turonien et le Campanien.

2.3.3.2 - Dans le Languedoc deux séries de tectogénèse ont été décrites (ARTHAUD, 1981) :

- un épisode d'âge paléogène à éocène inférieur ;
- un épisode éocène supérieur.

a) La tectonique éocène supérieur dans le Languedoc :

Cet épisode compressif est très bien connu ; il a pu être daté en plusieurs points (ARTHAUD et SEGURET, 1981) : au nord du pli de Montpellier, dans la partie nord-est du chaînon de St Chinian et à l'est d'Alès.

On lui attribue un âge bartonien (post-lutétien) et anté-oligocène inférieur, ce qui correspond à une durée de 5 à 6 millions d'années.

b) La tectonique éocène inférieur dans le Languedoc :

Cet épisode compressif était antérieurement daté du Crétacé supérieur (MATTAUER, 1967-1971), mais d'après les travaux récents de M. SEGURET (in : ARTHAUD et M. SEGURET, 1981) il semble qu'il doive falloir lui attribuer un âge éocène inférieur, post-rognacien et anté-lutétien. Cet épisode compressif présente donc une durée maximum de l'ordre de 15 à 16 millions d'années.

Pour l'ensemble du Languedoc la tectonique pyrénéenne débute au Paléocène ou à l'Eocène inférieur et se poursuit jusqu'au Lutétien qui correspond à un calme tectonique. Les contraintes pyrénéennes reprennent ensuite et se poursuivent durant tout le Bartonien.

2.3.3.3 - Conclusion :

Dans le Sud de la France (Languedoc et Pyrénées orientales) les phases de déformations pyrénéennes débutent postérieurement au Cénomano-Turonien, probablement au Campanien et se termine à l'Eocène supérieur. Ces phases s'étalent donc sur une durée de l'ordre de 35 à 40 millions d'années.

2.3.4 - La distension oligocène :

Dans toute la plaque européenne, sur le pourtour de l'Arc alpin, l'Oligocène est caractérisé par un allongement grossièrement E-W qui entraîne la formation de nombreux bassins d'effondrement orientés grossièrement N-S dans lesquels une importante série sédimentaire de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur peut se déposer.

Ce sont principalement d'Est en Ouest : le fossé rhénan, le fossé bressan, le couloir rhodanien, les Limagnes, les bassins lacustres du Berry et le fossé de Rennes.

Les analyses stratigraphiques et sédimentologiques montrent que cette phase distensive débute à l'Eocène supérieur (Ludien) et qu'elle se poursuit de façon saccadée jusqu'à des périodes variables pouvant atteindre l'Aquitainien.

2.3.4.1 - Dans le bassin de Paris :

Dans le bassin, à partir du Ludien supérieur la sédimentation apparaît contrôlée par la tectonique : les transgressions s'effectuent entre le Bray et la Ransarde, subsidence du synclinal de St Denis et de Brie, début de la subsidence de la Beauce (MEGNIEN, 1980). La distension oligocène s'observe également dans le Sud du bassin (fossé de la Loire et bassins lacustres du Berry).

Les bassins lacustres du Berry présentent des durées de vie très courtes et les remplissages apparaissent comme instantanés à l'échelle géologique il semble synchrones de paroxysmes distensifs (CAVELIER et coll., 1979 ; LABLANCHE, 1982). Ces bassins lacustres sont datés soit du Ludien supérieur soit du Stampien supérieur et tous les dépôts d'un bassin correspondant pratiquement au même âge.

2.3.4.2 - Dans le fossé rhénan :

Il s'agit du fossé d'effondrement le plus typique d'Europe. La formation de ce bassin est induite par le rejeu en faille normale d'accidents NNE-SSW probablement décrochants et d'âge tardi-hercynien.

Plusieurs épisodes distensifs (allongement E-W) sont décrits (par ILLIES, 1978). Ils sont datés du Ludien inférieur, du Rupélien, du Chattien et de l'Aquitaniens. Ces épisodes, souvent très brefs, d'une durée de 1 à 1,5 million d'années contribuent à la formation du fossé soit par un rejeu en failles normales d'accidents tardi-hercyniens, soit par la création de failles normales dans les sédiments oligocènes.

2.3.4.3 - Dans la Bresse :

Cette plaine où coule la Saône, est un fossé tectonique complexe d'allongement grossièrement N-S. Les épisodes distensifs qui créent peu à peu le fossé se manifestent remarquablement à travers la sédimentation qui comble le graben.

Le premier épisode distensif d'âge anté-Stampien (probablement Ludien) a provoqué "la descente de la fosse bressanne" (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1962). Durant tout le Chattien des reliefs actifs sont créés, en bordure de la faille de Dijon par exemple (RAT, 1974) avec dépôts sur

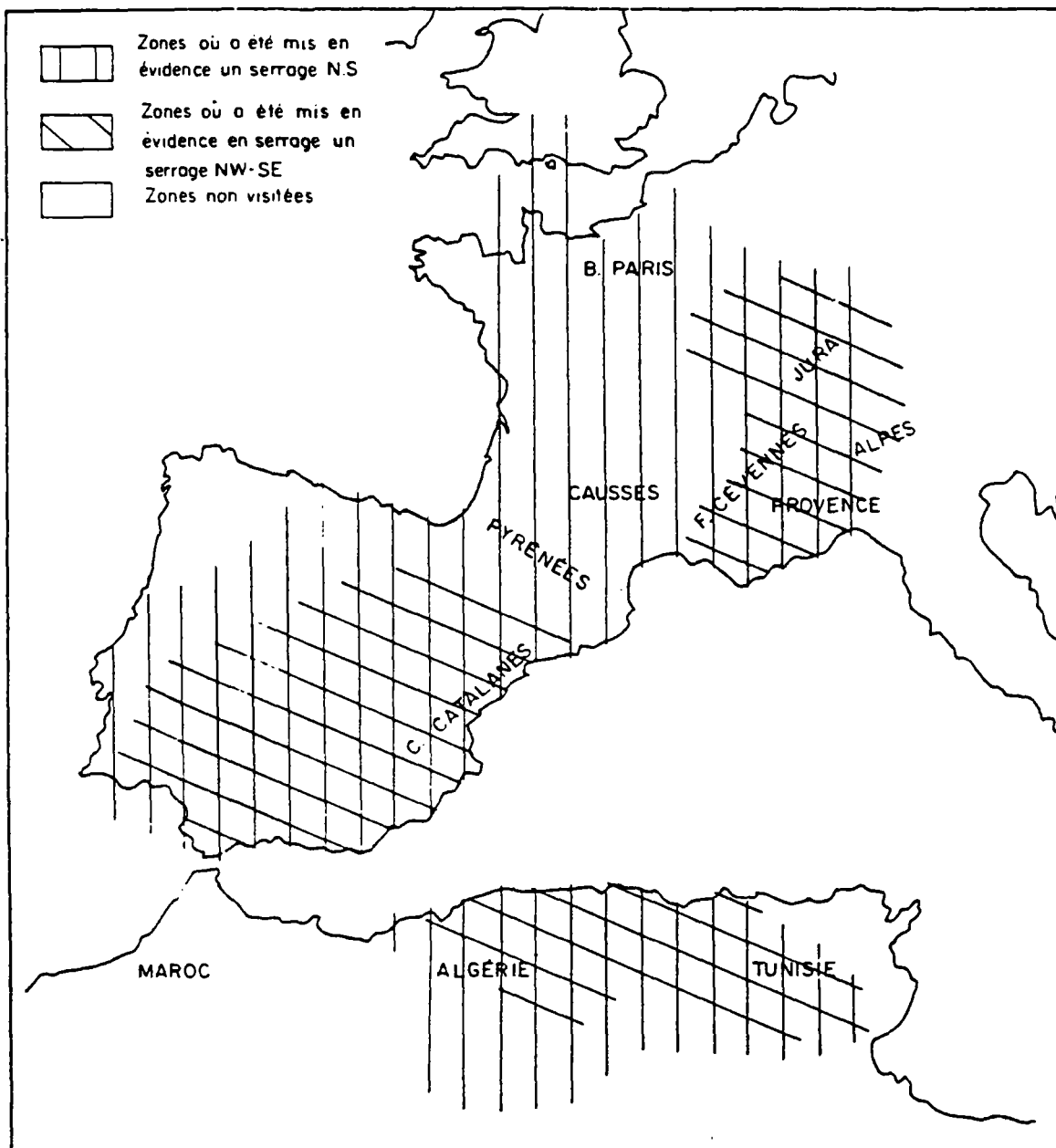


Figure 9 - REPARTITION GEOGRAPHIQUE DE L'INFLUENCE DES SERRAGES N-S ET NW-SE AU CENOZOIQUE d'après Trémolières, 1981.

leurs bordures d'argiles et de conglomérats de teinte rose-orangé (saumon) à Helix Ramondi. Cet affaissement a dû se prolonger par saccades probablement durant tout le Chattien et jusqu'à l'Aquitanien comme on peut le voir dans les affleurements (ou dans la coupe) de la gare de Dijon.

Ces quelques exemples nous montrent que la phase distensive oligocène (allongement E-W) débute donc à l'Eocène supérieur (Ludien inférieur) et se termine à l'Aquitanien, ce qui représente une durée de l'ordre de 15 millions d'années. Durant cette phase tectonique distensive plusieurs épisodes ou paroxysmes peuvent être distingués. Il s'agit toujours de phénomènes d'une durée assez courte de l'ordre de 1 à 2 millions d'années. Ces paroxysmes s'observent au Ludien inférieur, au Ludien supérieur, au Rupélien inférieur au Stampien supérieur et au Chattien.

2.3.5 - La compression NW-SE attribuée à l'orogénèse alpine.

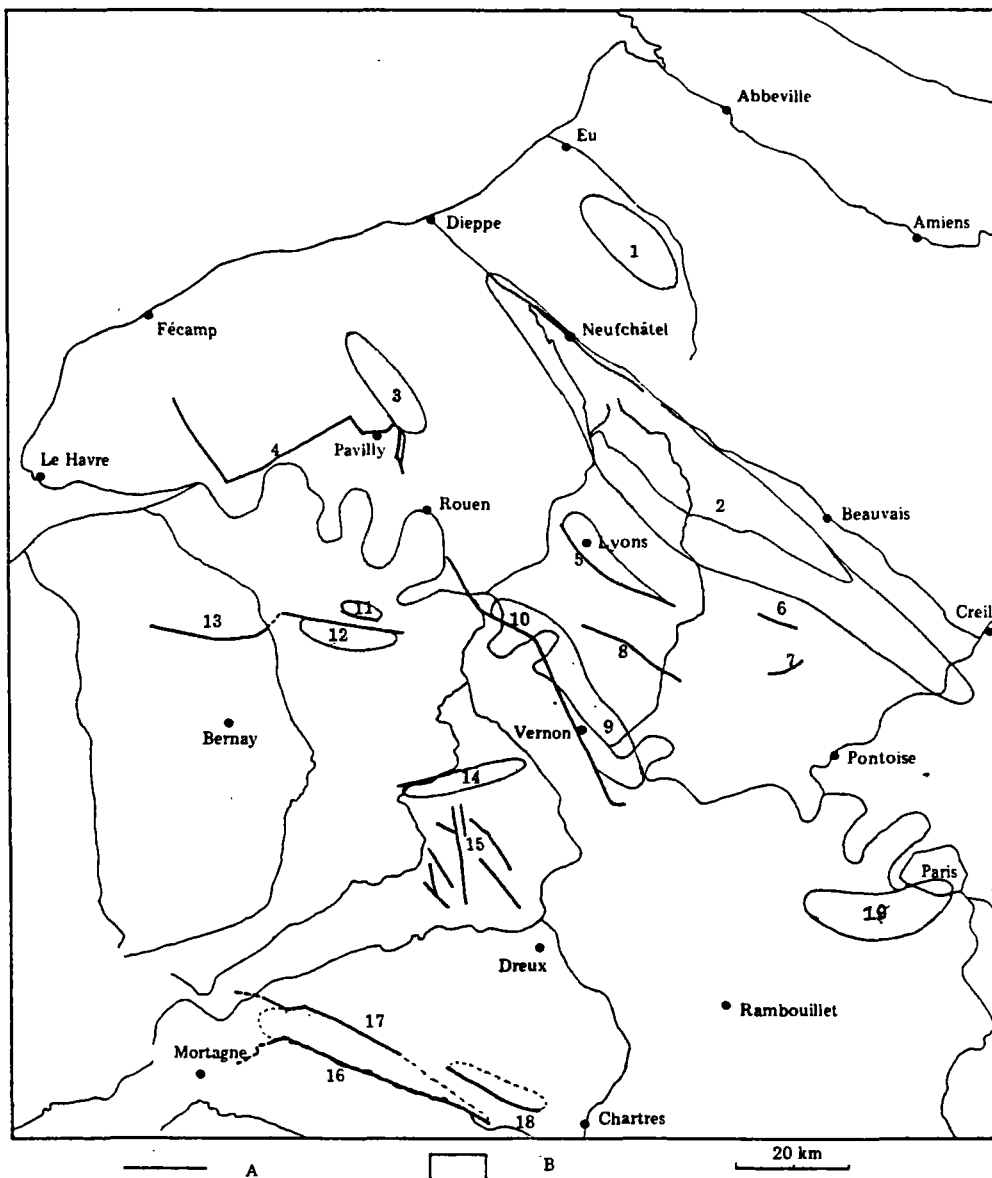
Cette phase de compression a été observée dans la partie Sud-Est du bassin de Paris (fig. 9) et sur toute la bordure de l'arc alpin.

Mais en l'absence de terrains marqueurs il n'a pas été possible de la dater avec précision dans ce bassin. Dans le Sud-Est de la France, il a été montré que cette phase de compression affecte tous les terrains cénozoïques jusqu'au Tortonien. Sur la bordure de la Bresse le chevauchement du Jura imputable à cette phase est post "Pontien" (Messinien) les terrains charriés reposent sur les marnes lignitifères pontiennes (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1962), mais il est antérieur au Pliocène inférieur.

Cette compression "alpine" post-tortonienne et anté-Pliocène inférieur paraît très brève et d'une durée de l'ordre de 5 à 6 millions d'années. Elle affecte une zone relativement restreinte sur le pourtour de l'arc alpin.

2.3.6 - La distension pliocène

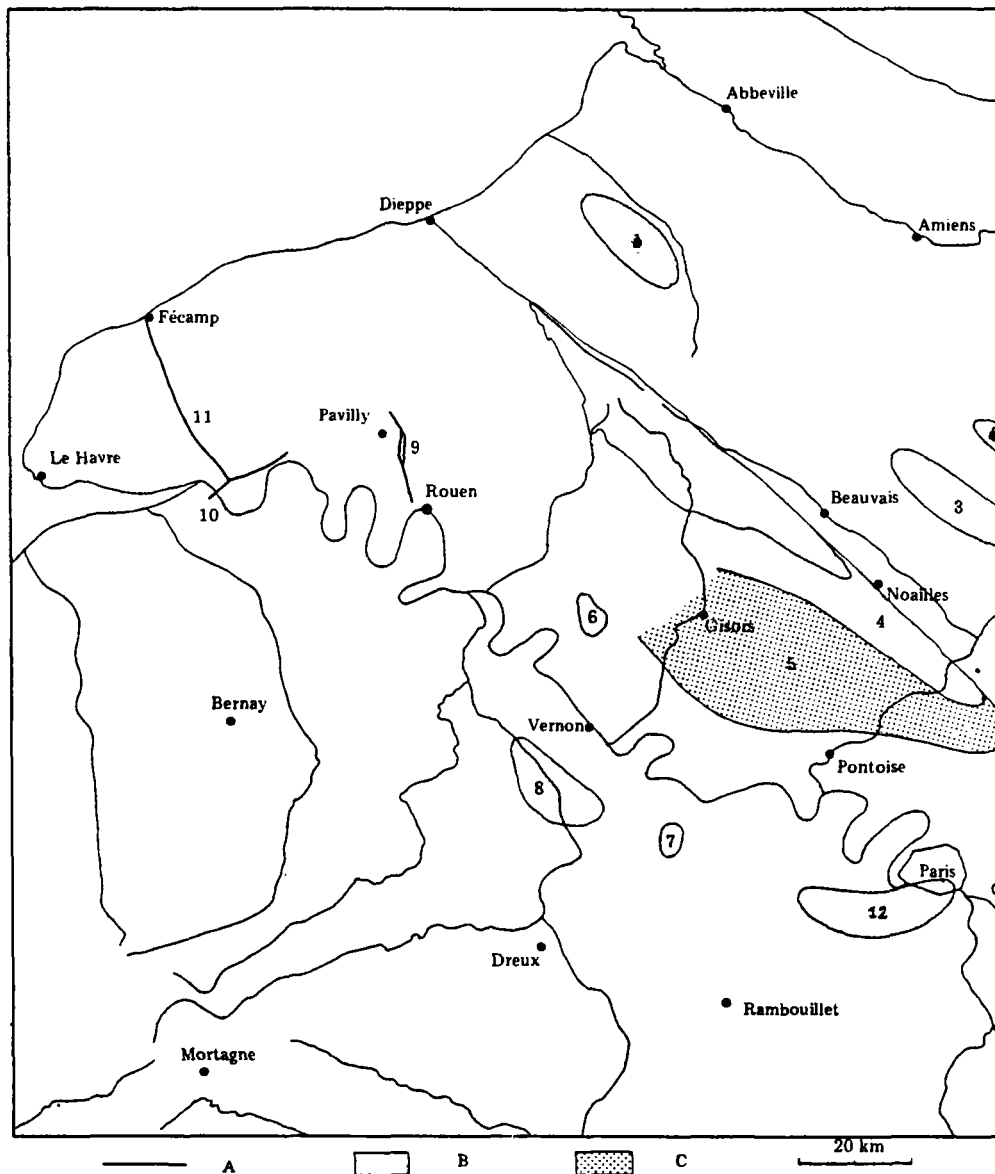
Dans le Sud du bassin de Paris (région de Decize), les sables et les argiles du Bourbonnais, datés de 5 à 3 millions d'années sont affectés par des failles normales NE-SW qui caractérisent une distension NW-SE. Cet épisode distensif n'a été observé à l'affleurement que dans le Sud du bassin de Paris et plus particulièrement dans le prolongement des Limagnes. Il



A : faulle ; B : aire soulevée.

1 : *anticlinal de la forêt d'Eu*, la surface des plateaux est soulevée de 100 m à l'aplomb de cet anticlinal par rapport à la région voisine [G. Mennessier *et al.*, 1976]. 2 : *anticlinal du Pays de Bray*, déformation très importante de la surface des plateaux. Mise en place du glaciis des « cailloutis de Gisors » [G. Kuntz et R. Wyns, 1976] au Pléistocène. 3 : *dôme d'Yerville*, déformation de 40 à 50 m de la surface de base des sables de Lozère à l'aplomb de cette structure [G. Kuntz, *rens. oral*]. 4 : *faulle de la Seine en Haute Normandie*, décalage de 20 à 25 m de la surface de base des sables de Lozère [L. Clozier et G. Kuntz, 1974]. 5 : *anticlinal de Lyons-la-Forêt et flexure d'Etrepagny*, décalage de 20 à 30 m de la surface des plateaux au passage de la flexure [G. Kuntz et R. Wyns, 1976]. 6 : *faulle de Loconville*, décalage de 15 m d'une plaine de sables thanétiens [R. Wyns, à paraître]. 7 : *faulle de Chavençon*, décalage de la partie nord-ouest de la surface de la butte de Neuville-Bosc près de Marines [R. Wyns, à paraître]. 8 : *faulle d'Harquency*, décalage de 15 à 20 m de la surface des plateaux entre Réquécourt et Mouflaines, ainsi qu'au sud de la Chapelle-en-Vexin [G. Kuntz et R. Wyns, 1976]. 9 : *faulle de la Seine et dôme de Vernon*, déformation de 30 m de la surface de base des sables de Lozère à l'aplomb de l'anticlinal [G. Kuntz et R. Wyns, 1976] et décalage de ceux-ci à l'aplomb de la faulle [R. W. feuille d'Evreux]. 10 : *faulle et anticlinal de la Seine à la hauteur de Daubeuf*, soulèvement du compartiment nord de la faulle de la Seine ayant repoussé vers le Sud le cours de la Seine, laissant le méandre abandonné de Daubeuf [Y. Dewolf *et al.*, 1976]. 11 : *petit dôme situé au Nord de l'anticlinal du Roumois, près de Bourgheroulde*, déformation de la surface du plateau [G. Kuntz, *rens. oral*]. 12 : *anticlinal du Roumois et faulle de Boissy-le-Châtel à Saint-Didier-des-Bois*, déformation de la surface du plateau [P. Bassompierre, 1971]. 13 : *faulle de Cormeille à Freneuse sur Risle*, décalage de 30 m de la surface du plateau [P. Juignet, 1971]. 14 : *anticlinal d'Arnières-sur-Iton et faulle de La Bonneville*, modification du cours de l'Eure ou de l'Iton depuis la terrasse de 120 m à la hauteur d'Evreux [Y. Dewolf *et al.*, 1976]. 15 : *failles de la feuille Saint-André-de-l'Eure*, décalage de la surface des plateaux [G. Kuntz *et al.*, 1977]. 16 : *faulle de Mortagne et anticlinal de Senonches*, décalage de la surface des plateaux, rejetant le haut cours de l'Eure vers le Sud, au pied de la dénivellation ainsi créée [Y. Dewolf, 1973]. 17 : *faulle de Senonches-La-Ferté-Vidame*, décalage de la surface des plateaux en sens inverse de la faulle précédente. 18 : *faulle de Saint-Arnoult-des-Bois*, décalage de la surface des plateaux. 19 : *anticlinal de Meudon*, déformation de la surface de base des alluvions de la Seine [A. Cailleux et Ph. Diffre, 1968].

Figure 11 - ANTICLINAUX ET FAILLES ACTIFS DANS LE BASSIN DE PARIS AU PLEISTOCENE (R. WYNS, 1977).

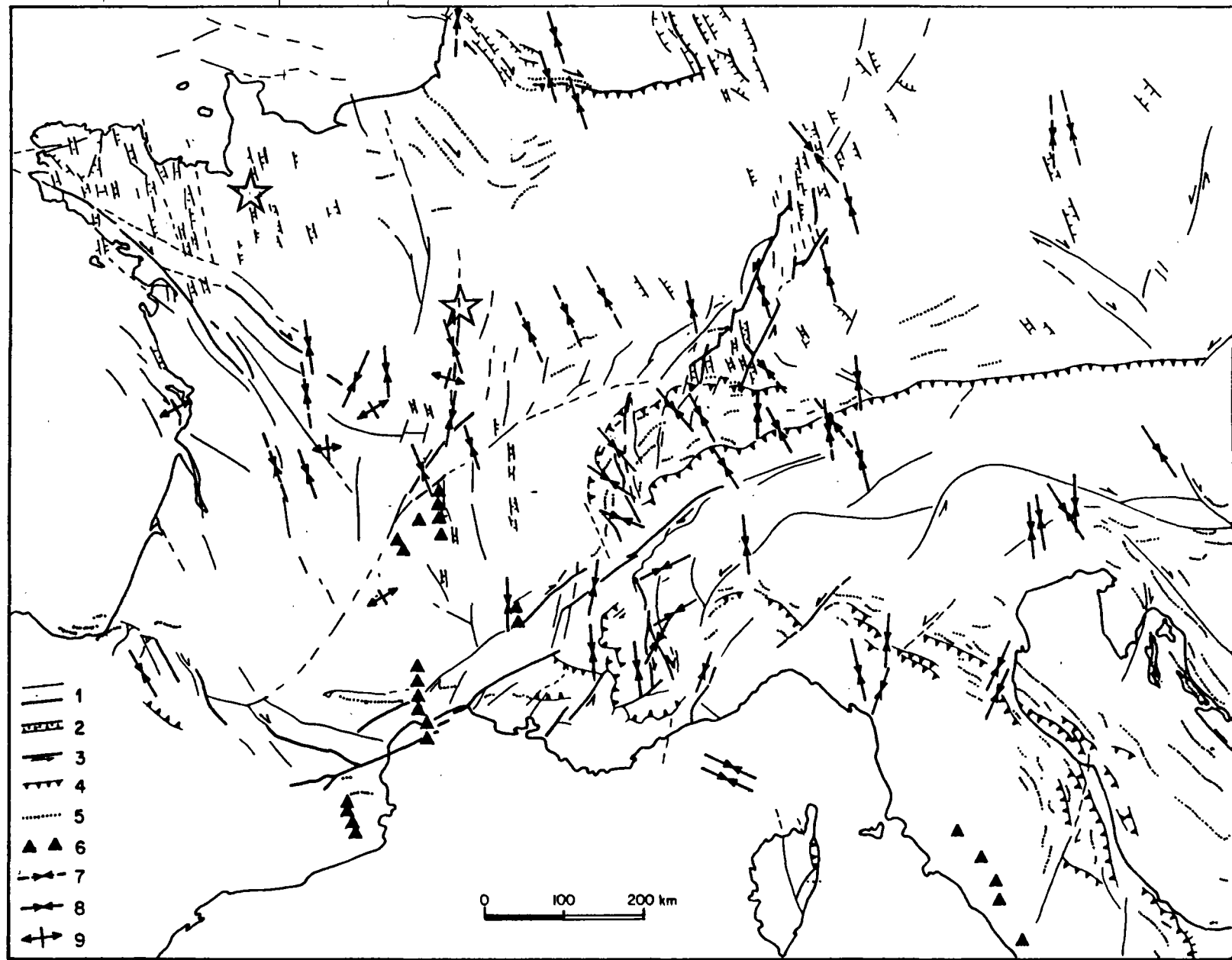


— Anticlinaux et failles actifs à l'Holocène.

A : faille ; B : aire soulevée ; C : zone ayant subi un exhaussement d'ensemble modéré.

1 : anticlinal de la forêt d'Eu, dégagement des limons [G. Mennessier, 1976] et sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 2 : anticlinal de Méry-la-Bataille, dégagement des limons [A. Blondeau *et al.*, 1976] et sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 3 : anticlinal de Margny-lès-Compiègne, dégagement des limons et ravins de surcreusement [A. Blondeau et C. Cavelier, 1970] ; sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 4 : anticlinal du Bray (terminaison SE), ravins de surcreusement, coude de l'Oise, absence d'alluvions au passage de l'axe anticlinal, modification de la pente de l'Oise, déviation des rivières affluents (Thève et Nonnette). [A. Blondeau *et al.*, 1965] ; dégagement des limons, modification de la surface piézométrique de la nappe de la craie, modification du profil des vallées [R. Wyns, à paraître] ; sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 5 : partie nord du Vexin (soulèvement d'ensemble), anomalies de nivellement [E. Prévot, 1925], ravins de surcreusement de répartition diffuse [R. W.]. 6 : anticlinal d'Ecouis, forte densité de ravins de surcreusement entre Ecouis et Harquency, liée sans doute à l'activité du dôme d'Ecouis et de la faille d'Harquency [R. W.]. 7 : région au Sud de Septeuil, forte densité de ravins de surcreusement. Cette région est située sur le flanc sud de l'anticlinal de Saint-Illiers - Beynes [R. W.]. 8 : région de Pacy-sur-Eure, forte densité de ravins de surcreusement [R. Wyns, feuille d'Evreux]. Cette zone ne semble correspondre à aucun anticlinal connu, mais se trouve dans le prolongement de l'accident d'Arnières-sur-Iton - Chambray, signalé par Y. Dewolf *et al.* [1976]. 9 : faille de la Seine entre le Houltme et Pavilly, décalage de 20 m de la surface des plateaux [L. Clozier et G. Kuntz, 1974] ; sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 10 : faille de Quillebeuf-Villequier, décalage de 4 m d'un niveau tourbeux daté de — 7 500 B.P. [D. Lefèvre *et al.*, 1974]. 11 : faille de la Seine entre Fécamp et Lillebonne, décalage de la surface des plateaux et sismicité historique [P. Lemoine, 1911]. 12 : anticlinal de Meudon, déformation de la surface de base des alluvions de la Seine, et ravins de surcreusement [A. Cailleux et Ph. Diffre, 1968].

Figure 12 - ANTICLINAUX ET FAILLES ACTIFS DANS LE BASSIN DE PARIS A L'Holocène (R. WYNS, 1977).



- | | |
|--|--|
| 1) Principales failles présumées actives | 6) Alignement volcanique quaternaire |
| 2) Fossés à jeu plio-quaternaire et leurs failles normales limites | 7) Mesure de contrainte <i>in situ</i> |
| 3) Décrochement | 8) Directions de contrainte déduite des mécanismes au foyer de séismes |
| 4) Front des chevauchements péri-alpins et péri-apenniniques | 9) Projection horizontale de l'axe P |
| 5) Axes des plis plio-quaternaires | Projection horizontale de l'axe T pour les mécanismes au foyer en faille normale |
- ☆ sites fictifs

Figure 13 - TECTONIQUE RECENTE ET CONTRAINTES ACTUELLES d'après C. Weber, 1980.

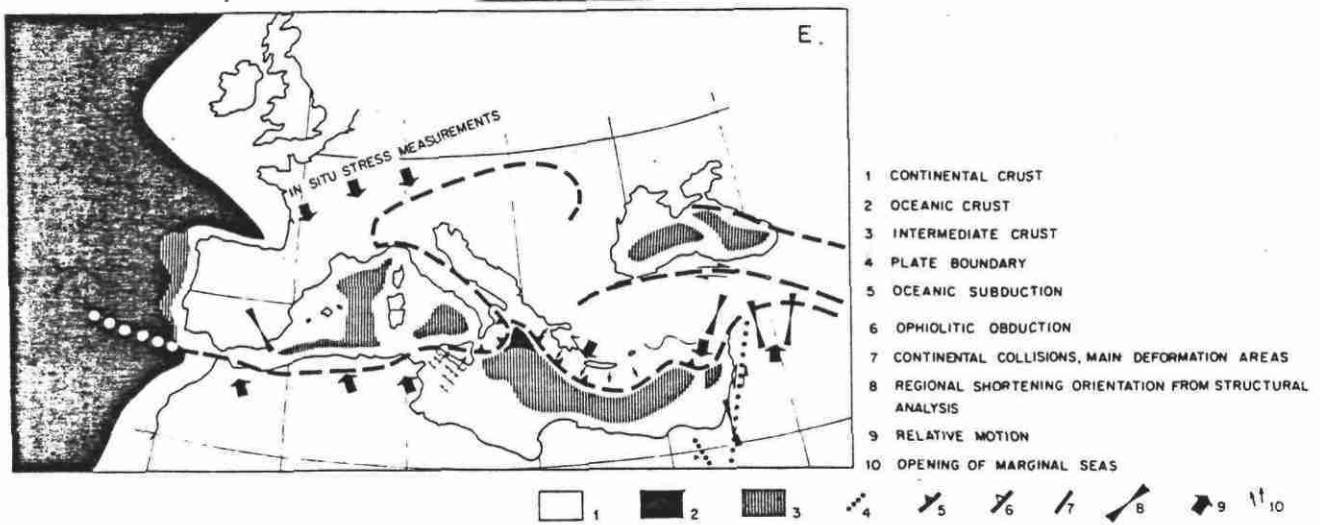


Figure 14 - ORIENTATION DES DIRECTIONS DE CONTRAINTES QUATERNAIRES DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN d'après Letouzey et Trémolières, 1980.

semble donc difficile de parler de phase tectonique distensive, pour un phénomène qui, à l'échelle de la plaque ouest-européenne n'a été observé jusqu'à présent qu'en un seul secteur. Il faut néanmoins souligner durant le Pliocène la reprise de la subsidence, au droit de certains bassins oligocènes antérieurs. C'est le cas notamment de la Bresse, des Limagnes, du bassin de Rennes, du fossé Rhénan et de nombreux petits bassins NNW-SSE situés dans le massif armoricain. Pour certains auteurs (GRAINDOR, 1970 ; BOUSQUET, 1975) cette distension localisée dans des bassins de direction N-S ou NNW-SSE serait induite par une compression N-S.

2.3.7 - La compression NNW-SSE quaternaire

2.3.7.1 - Dans le bassin de Paris :

Cette phase de compression est surtout connue grâce à l'interprétation des mécanismes au foyer des séismes et aux mesures de contraintes in situ (PAQUIN, 1978). Aucune trace de cette compression n'a pu être observée à l'échelle de l'affleurement en microtectonique dans le bassin de Paris. Toutefois, de nombreuses déformations d'ensemble ont été décrites (WYNS, 1977) (fig. 11, 12) aussi bien durant le Pléistocène que l'Holocène. Ces déformations qui consistent essentiellement en rejeux de failles ou bombements (anticlinaux) sont tout à fait compatibles avec la compression NNW-SSE actuelle (fig. 13, 14).

Certaines de ces déformations, par exemple le soulèvement du Pays de Bray, bien que plus importantes au Quaternaire ancien qu'actuellement se sont poursuivies de façon souvent intermittente jusqu'à l'époque actuelle.

Ces déformations peuvent présenter des taux de déplacement assez importants de l'ordre du mm par an. Mais malheureusement l'absence d'observations microtectoniques ne permet pas de définir l'orientation des contraintes. Seules les composantes verticales des déformations sont perceptibles. Cette compression est probablement à l'origine de l'ouverture de petits bassins subsidents de direction NNW-SSE. Ces bassins sont très nombreux dans toute la Bretagne, leur orientation est compatible avec un rejeu dextre des accidents sud armoricains (GRAINDOR, 1970 ; BOUSQUET, 1975).

2.3.7.2 - Dans le reste de la plaque Européenne :

- Dans le fossé rhéan, les mesures de contraintes in situ mettent également en évidence une contrainte principale horizontale NNW-SSE (ILLIES et al., 1978). La néotectonique se caractérise par le rejeu décrochant des failles bordières, auxquelles sont associées des failles normales en échelon.

- Dans le Sud de l'Espagne (région de Gibraltar, bordure de la mer d'Aboran) une tectonique en compression d'âge quaternaire a été reconnue grâce à des analyses microtectoniques le long de la limite sud de la plaque européenne (ARMIJO et al., 1977 ; BOUSQUET et al., 1977).

Les déformations générées par cette compression de direction NNW-SSE consistent essentiellement en plis parfois kilométriques orientés E-W ou ENE-WSW et en rejeux de failles préexistantes, rejeux qui peuvent être inverses ou décrochants suivant l'orientation des accidents par rapport à la contrainte.

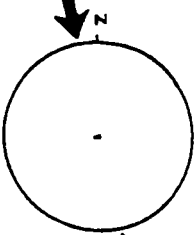
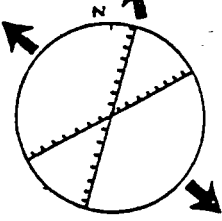
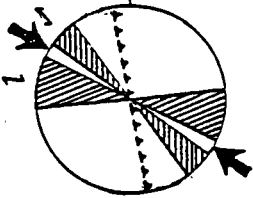
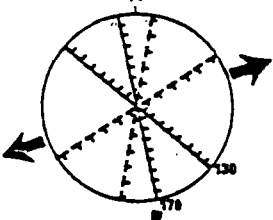
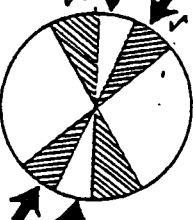
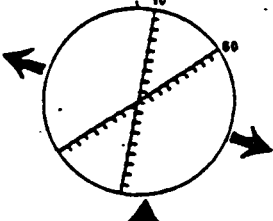
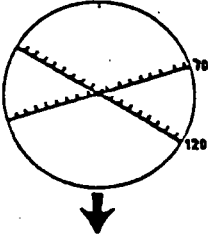
Dans cette région méditerranéenne, cette compression fait suite à une période distensive ; elle débute au quaternaire ancien et se poursuit jusqu'à la période actuelle, car des exemples significatifs de déformation en compression des terrains quaternaires moyens et récents ont été rencontrés.

Dans le Sud-Est de la France (Provence) l'existence d'une contrainte N-S a également été observée (PHILIP et al., 1979 ; BEAUDOIN et al., 1977).

Pour toute la plaque européenne, en dehors des domaines que l'on peut qualifier d'alpins (arc alpin), on observe donc un champ de contrainte quaternaire très homogène et orienté NNW-SSE (NW-SE à N-S). Cette tectogénèse semble débiter de façon à peu près générale au Quaternaire ancien et se poursuivre encore durant la période actuelle ; sa durée est donc de l'ordre de 2 millions d'années.

Cette direction NNW-SSE de la contrainte horizontale principale quaternaire à actuelle s'accorde avec un mouvement de rapprochement de l'Afrique et de l'Europe.

Figure 15 - SUCCESSION DES PHASES DE DEFORMATION CASSANTE AYANT AFFECTE LE BASSIN PARISIEN EN SON ENVIRONNEMENT EN DEHORS DU DOMAINE ALPIN.

	Direction des principales phases de déformation	Age et durée probable des principales phases de déformations	Age des paroxysmes avec durée en millions d'année
	Compression -NNW-SSE Compression NNW-SSE	Quaternaire (2 MA)	
	Distension NW-SE ?	Pliocène (4 MA)	
	Compression WNW - ESE (compression alpine) (décrochements)	Miocène sup. (Alpine) (9 MA)	Messinien ("Pontien")
	Distension ENE - WSW (failles normales)	Oligocène (10 à 15 MA)	<ul style="list-style-type: none"> - Chattien - Stampien Sup. - Ludien sup. 4 à 4,5 MA - Ludien inf. 4 à 4,5 MA
	Compression N - S (compression pyrénéenne) (décrochements)	Crétacé sup. à Eocène inf. (pyrénéen) (25 à 30 MA)	<ul style="list-style-type: none"> - Bartonien 4 à 5 MA - Eocène inf. (post Rognacien anté lutétien)
	Distension ESE - WNW (failles normales)	Jurassique inf. (≈ 30 MA)	
	Distension N - S (failles normales)	Permo Trias (≈ 40 MA)	

La tectonique récente se manifeste par des jeux en failles normales ou des bombements associés à des jeux décrochants d'accidents plus anciens (failles bordière du fossé rhénan, faille Sud armoricaine etc.). D'après TAPPONNIER et BRACE , 1976 cette tectonique rappelle les déformations qui apparaissent lors des déformations expérimentales à faible température et faible pression de confinement.

2.3.8 - Conclusion :

Dans toute la plaque ouest européenne, en dehors de la période miocène-pliocène, depuis le début des temps mésozoïques jusqu'à la période actuelle on voit alterner des phases compressives proches de N-S et des phases distensives sensiblement E-W (cf. fig. 15).

Seule la compression "alpine" NW-SE à E-W vient perturber cette alternance. Mais cette compression "alpine" est très localisée et elle ne s'observe que sur la bordure des Alpes où elle correspond au contre coup de l'ultime manifestation de l'orogénèse alpine (phase "pontienne" ou rhodanienne"). A ce propos, il est important de noter que les phases compressives majeures de la tectogénèse alpine antérieures à la phase pontienne et qui sont caractérisées souvent par un métamorphisme de type haute pression (phase d'âge crétacé supérieur, oligocène inférieur et oligocène supérieur), ne se matérialisent par aucune déformation cassante ou plicative dans la plaque ouest européenne. Il semble en effet que les phénomènes de subduction liés au rapprochement des deux plaques pendant les phases crétacé supérieur et oligocène inférieur absorbent toute l'énergie (Caby, 1978). Seules les collisions entre les continents africains et européens ont pu entraîner des déformations notables et essentiellement cassantes dans la plaque ouest-européenne. C'est le cas notamment pour les phases pyrénéennes.

Les durées des phases de compression et de distension que l'on a observé dans le bassin de Paris varient de 4 à 40 millions d'années (cf. fig. 15). La durée la plus faible 4 millions d'années a été enregistrée pour la distension pliocène, mais cette distension n'a été observée en micro-tectonique que dans une seule région (région de Decize). Dans l'ensemble du domaine extra alpin la pliocène se caractérise toutefois par une reprise de la subsidence dans de nombreux bassins apparus à l'Oligocène et de direction N-S (Bresse, Limagnes, bassin de Rennes, petits fossés NNW-SSE du massif

Armoricaïn, fossé rhénaïn, etc.). Pour certains auteurs (GRAINDOR, 1975 ; BOUSQUET, 1977), ces distensions localisées dans des fossés N-S ne seraient pas induites par une phase de distension généralisée à toute la plaque ouest européenne mais seraient la conséquence d'une compression N-S à NNW-SSE qui ferait jouer en extension les structures qui lui sont parallèles. La compression N-S quaternaire serait donc beaucoup plus précoce et pourrait alors commencer dès le Pliocène. Il existe une incertitude quant au régime tectonique créateur des nombreuses distensions pliocènes. Toutefois des phases tectoniques compressives ou distensives principales qui ont affecté la plaque ouest européenne depuis l'Autunien montrent des durées comprises entre 10 et 40 millions d'années. Les phases les plus longues sont les plus anciennes et bien évidemment les moins bien connues, un phénomène de "perspective" pourrait être responsable de ce fait : les phases les plus anciennes étant "vues" comme les plus longues. Néanmoins la compression N-S pyrénéenne qui elle est très bien connue a une durée de l'ordre de 25 à 30 millions d'années, la distension oligocène 10 à 15 millions d'années, la compression alpine au moins 9 millions d'années.

La durée minimale des phases de compression ou de distension les mieux connues apparaît comme étant de l'ordre de 9 à 10 millions d'années. A l'intérieur d'une même phase compressive ou distensive les déformations apparaissent de façon discontinues en fonction : des caractéristiques mécaniques des matériaux affectés et de la variation de la valeur de la contrainte principale.

3 - HYPOTHESES SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DANS LES 100 000 ANS A VENIR

Après avoir essayé de reconstituer l'histoire des phases tectoniques qui ont affecté l'Ouest de l'Europe et plus particulièrement depuis le début des temps mésozoïques et compte tenu de ces informations, nous allons tenter de préciser l'évolution des contraintes tectoniques dans les 100 000 ans à venir, période durant laquelle il s'avère nécessaire que les sites de stockages conservent leur intégrité.

Nous avons vu dans le paragraphe 2.3.6. que la plaque ouest européenne subit depuis le début du Quaternaire ancien soit 2 millions d'années, une compression de direction NNW-SSE à NW-SE due au rapprochement et à la collision de la plaque africaine et de la plaque européenne. Le

problème est donc d'essayer d'appréhender l'évolution de ce régime de contrainte durant les 100 000 ans à venir, tant en ce qui concerne son orientation que son intensité.

Il est bien évident que s'agissant d'une prévision nous ne pouvons faire que des hypothèses qui seront étayées par la connaissance que nous avons de l'histoire des phases tectoniques et de l'évolution prévisible des mouvements des plaques. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées et nous allons essayer de les analyser.

3.1 - PERSISTANCE DE LA COMPRESSION NNW-SSE à NW-SE.

La première hypothèse consiste à envisager que la compression NNW-SSE actuelle pourrait persister pendant au moins 100 000 ans.

3.1.1 - Orientation :

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les événements tectoniques bien que représentant des phénomènes discontinus à l'échelle géologique ont toujours une durée de plusieurs millions d'années. La période de 100 000 ans correspond donc à un temps très bref en comparaison de la durée de la persistance des contraintes tectoniques. Etant donné la durée de persistance des contraintes tectoniques (plusieurs millions et parfois plusieurs dizaines de millions d'années) (cf. fig. 15) et la nature géodynamique de leur moteur (mouvements de plaques continentales) il est difficile d'imaginer en 100 000 ans un changement radical du régime de ces contraintes. La contrainte actuelle a débuté il y a seulement deux millions d'années.

Si l'on examine la disposition actuelle des plaques en Méditerranée occidentale (TAPPONNIER, 1977) on peut s'interroger sur l'évolution future de ce domaine (cf. fig. 3).

En fait, on s'aperçoit qu'en raison de la collision continentale entre le bloc d'Alboran et le Maghreb toute subduction est stoppée à l'ouest. De même la collision entre les blocs tyrrhéo-corso-sarde et l'Italie interdit tout fonctionnement en subduction de l'arc tyrrhénien. On peut donc dire que depuis le Quaternaire ancien, le blocage de toutes les subductions dans la partie occidentale de la Méditerranée entraîne dans les continents une tectonique de collision caractérisée par une compression

généralisée dans l'Europe de l'ouest et l'Afrique. C'est la compression NNW-SSE mise en évidence par les mesures de contraintes in situ, les mécanismes aux foyers et les mesures microtectoniques aussi bien en Espagne qu'en France ou dans le nord de l'Europe (cf. chapitre 2.3.7).

Nous nous trouvons donc dans un système de collision continentale dans lequel le mouvement relatif de plaques est bloqué (ou limité). Seule une dérive relative vers l'ouest de l'Espagne (TAPPONNIER, 1977) permettrait de réactiver le système en entraînant la création d'une zone de subduction à la bordure de l'Afrique, ce qui entraînerait l'élimination de la lithosphère océanique existant encore en Méditerranée occidentale. Cette expulsion relative de l'Espagne vers l'ouest aurait pour conséquence une diminution, voire une suppression de la contrainte tectonique principale horizontale σ_1^* de direction NNW-SSE dans les plaques européennes et africaines. Ceci impliquerait dans toute la plaque ouest-européenne une inversion des contraintes σ_1 et σ_2 , σ_1 devenant verticale et l'on pourrait alors passer en régime distensif E-W.

Si l'on considère la tectonique des plaques, il semble que tout changement du régime des contraintes qui affectent la plaque ouest européenne nécessite au préalable l'expulsion relative vers l'ouest de la plaque ibérique. Les mécanismes au foyer des séismes mesurés dans les Pyrénées occidentales indiquent d'ailleurs une direction de compression NW-SE tout à fait compatible avec un mouvement relatif vers l'Ouest de la plaque ibérique (décrochement dextre le long de la faille Nord-Pyrénéenne). Mais ce phénomène d'expulsion ne peut se produire en 100 000 ans car il impliquerait des vitesses de dérives de plaques incompatibles avec les vitesses mesurées actuellement dans d'autres régions qui sont de quelques centimètres par an.

A l'échelle de l'Europe de l'ouest, l'hypothèse de la persistance de la contrainte sensiblement N-S durant les 100 000 ans à venir apparaît donc la plus vraisemblable.

Par contre à l'échelle d'un site, il est possible que se produisent des réorganisations de la distribution des contraintes, du fait de la présence d'hétérogénéités lithologiques et surtout tectoniques (présence de grandes failles). A proximité de ces grandes failles on pourra observer des déviations importantes de l'orientation des contraintes

* $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

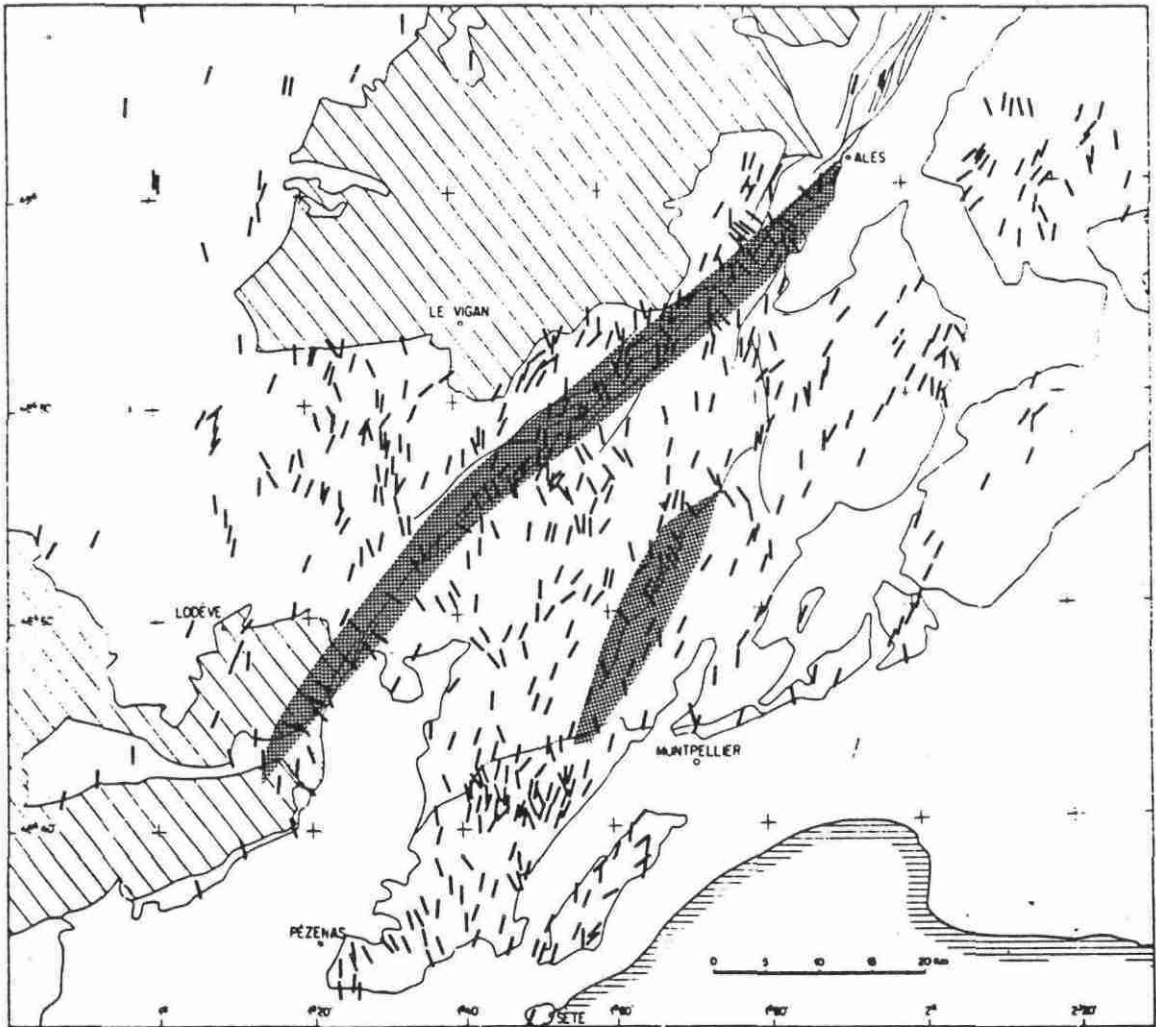


Figure 16 - TRAJECTOIRE DE LA CONTRAINTE PRINCIPALE σ_1 FOSSILE D'AGE PYRENEEN (EOCENE MOYEN A SUPERIEUR) DANS LE LANGUEDOC d'après F. Arthaud (1980).

En dehors de deux bandes perturbées (grisées) correspondant à deux accidents de socle, les trajectoires de σ_1 ont une allure simple.

tectoniques principales horizontales. Si ces contraintes sont suffisamment fortes de nouvelles failles peuvent théoriquement se créer. Il peut donc exister une différence notable entre la contrainte locale et le régime régional des contraintes (distension en bordure d'accidents décrochants, traction à l'extrados de grands plis, rotations en bordure de grandes failles). L'examen de la trajectoire de la contrainte principale fossile (σ_1) pyrénéenne dans le Languedoc (ARTHAUD, 1980), montre que cette dernière est fortement modifiée ou perturbée en bordure des accidents cévenoles. De direction générale N-S cette contrainte devient NW-SE le long des failles cévenoles (cf. fig. 16).

3.1.2 - Valeur des contraintes tectoniques

Dans la nature les roches sont soumises à un état de contraintes qui est triaxial et que l'on peut décomposer en σ_1 , σ_2 et σ_3 .

Les courbes contraintes-déformation montrent deux stades distincts de déformation. Dans un premier stade la déformation est faible par rapport à l'élévation de la contrainte, si cette contrainte cesse, la roche reprend sa forme initiale. Ce stade correspond au domaine élastique. Lorsque le seuil d'élasticité est dépassé la déformation devient irréversible et les roches peuvent avoir deux types de comportement : soit un comportement fragile et la rupture est atteinte rapidement, soit un comportement plastique, la déformation se développe alors sans accroissement significatif de la contrainte. Ces deux types de comportement sont en fait liés aux valeurs relatives de σ_1 , σ_2 et σ_3 . Ainsi on peut passer d'une rupture fragile en l'absence de σ_3 à des comportements plastiques pour des valeurs croissantes de σ_3 . Dans la partie supérieure de l'écorce terrestre domaine dans lequel sont implantés les sites de stockage, les roches montrent essentiellement un comportement élastique fragile. Les déformations tectoniques observées en un point sont donc dues à une augmentation de la contrainte qui dépasse le seuil d'élasticité de la roche.

Lorsque la contrainte σ_1 croît du fait de l'augmentation des efforts tectoniques, la contrainte horizontale perpendiculaire croît également si le matériau n'est pas libre de se déplacer dans cette direction, ce qui est le cas le plus général. La contrainte due au poids des terrains n'est pas modifiée pour sa part.

Si l'on retient l'hypothèse de TAPPONNIER selon laquelle le domaine péri-alpin est caractérisé par un état de contraintes très anisotrope où σ_1 et σ_3 auraient des valeurs très faibles (faible pression de confinement), l'augmentation de la valeur de σ_1 entraînerait corrélativement une augmentation de σ_2 et ainsi un changement de type de déformation.

Des déformations caractérisant un état de contrainte très anisotrope à très faible pression de confinement (bombements, fossés d'effondrement jalonnant des décrochements) pourraient ainsi évoluer par augmentation de la contrainte σ_1 vers une tectonique compressive avec un σ_3 vertical, caractérisée par des plis et des failles inverses.

TAPPONNIER, 1978 explique ainsi les différences de type de déformation et de répartition des contraintes observées entre le domaine alpin et le domaine péri-alpin. La contrainte σ_1 est beaucoup plus forte dans le domaine alpin.

L'augmentation de la valeur de la contrainte principale peut donc modifier le type des déformations à l'intérieur de la plaque.

Les connaissances que nous avons des contraintes fossiles ne sont pas assez précises pour nous fournir des renseignements en ce qui concerne les variations de leur valeur. L'analyse des variations des vitesses moyennes de rapprochement des plaques continentales en collision, comparées aux déformations synchrones observées à l'intérieur de ces plaques pourraient nous fournir des informations concernant les variations de ces contraintes.

Toutefois, si l'on examine par exemple la compression pyrénéenne dans le Languedoc on s'aperçoit que deux périodes de tectogénèses importantes avec déformation se succèdent durant une phase compressive, il s'agit : d'un épisode paléocène à éocène inférieur et d'un épisode éocène supérieur. Ces deux épisodes pourraient s'expliquer par une variation de valeur de la contrainte durant la phase compressive pyrénéenne.

3.1.3 - Effets probables dus à l'augmentation de la valeur de la contrainte actuelle :

La plaque lithosphérique continentale ouest européenne a subi depuis les temps mésozoïques jusqu'à la période actuelle de nombreuses phases de compressions et de distensions qui ont généré un réseau de fractures bien exprimé.

Dans les socles anciens et en particulier dans les granites tardi-hercyniens, on a pu observer que les premières phases de compression généraient la majorité des fractures ; les phases ultérieures ne faisant que réactiver ces accidents. Ainsi par exemple dans le granite tardi-hercynien de St Sylvestre (Limousin) GROS, 1982, la majorité de la fracturation a été créée lors des épisodes stéphaniens (compression WNW-ESE et compression N-S). Ces failles ont ensuite rejoué durant les épisodes tectoniques secondaires et tertiaires. Ces phases de compression et de distension réactivent les accidents tardi-hercyniens sans créer une nouvelle fracturation. Il en est de même pour les fossés de Limagne, de Bresse, du Rhin où la déformation reste localisée le long de zones étroites à proximité des accidents préexistants.

Le bassin parisien comme nous l'avons vu dans le chapitre 2 a été affecté depuis les temps mésozoïques par de nombreux événements tectoniques, dont le plus important est la phase de compression Pyrénéenne (d'âge Crétacé supérieur à Eocène supérieur) et de direction grossièrement N-S.

Cette phase pyrénéenne a généré dans la couverture sédimentaire une importante fracturation (failles décrochantes) de direction subméridienne.

La compression actuelle présente une direction très proche de la compression pyrénéenne, il est donc très probable que dans tous les terrains anté-éocène supérieur l'augmentation de la valeur de la contrainte principale actuelle fasse simplement rejouer en décrochements les fractures de direction légèrement oblique à cette compression sans en créer de nouvelles si ce n'est en bordure des grands accidents ou des rotations peuvent toujours se produire. Les fractures parallèles à cette contrainte auront tendance à s'ouvrir et à favoriser ainsi les circulations de fluides, de petits bassins de distension pourraient même se former le long de certaines de ces grandes fractures.

3.1.4 - Réactivation des fossés de Limagne :

Les fossés oligocènes de Limagne se caractérisent par la présence à leur droit d'une anomalie mantellique (cf. fig. 5) avec une croûte amincie. Le volcanisme que l'on observe semble en rapport avec

une mobilisation profonde du manteau. L'étude de la structure des enclaves péridotiques ramonées par ces volcans a conduit NICOLAS et COISY, 1978, à proposer un modèle de remontée diapirique du manteau sous le Massif Central. Ce diapir mantellique existerait depuis le Pliocène supérieur avec une importance et une position constante.

Ces fossés ont été le siège d'une subsidence très importante à partir de l'Eocène supérieur et durant tout l'Oligocène.

Ces mouvements d'effondrement se ralentissent considérablement à partir du Miocène. Au Pliocène et au Pléistocène inférieur, des dépôts détritiques fluviatiles et fluvio-lacustres assez considérables par leur épaisseur et la surface qu'ils couvrent se mettent en place dans les Limagnes d'Auvergne et le Sud du bassin de Paris ; on observe donc clairement une réactivation au cours du Pliocène et du Quaternaire de ces fossés des Limagnes. Nous avons pu d'autre part observer au Nord de Moulins dans les sables du Bourbonnais des failles normales qui indiquent une distension NW-SE (CLOZIER et GROS, 1983). On peut attribuer à cette distension un âge pliocène à quaternaire.

De plus, des épïcêtres de séismes ressentis dans le Sud du bassin de Paris peuvent être rattachés aux failles de la Loire (faille de Sancerre) qui constituent le prolongement Nord des Limagnes (cf. fig. 13).

Ces régions connaissent donc depuis le Pliocène une certaine activité tectonique qui semble entraîner l'affaissement du fossé. Mais l'origine géodynamique de ces événements tectoniques reste toutefois difficile à préciser et deux hypothèses peuvent être avancées.

- Ces mouvements seraient en relation avec l'anomalie mantellique (diapir) qui entraînerait une augmentation de température de la lithosphère avec bombement et effondrement de la partie centrale du bombement. Mais les profils de nivellement effectués dans le Sud du bassin parisien suivant une direction orthogonale à cette structure n'indiquent aucun mouvement actuel significatif (communication orale de J. FOURNIGUET).

- Ces mouvements seraient induits par la compression NNW-SSE actuelle (fig. 13). En effet, la direction horizontale de la contrainte principale maximale est parallèle aux structures qui limitent ces fossés d'effondrement, elle pourrait, de ce fait, entraîner une ouverture le long de ces accidents et un rejeu en faille normale de ces derniers.

Le Sud du bassin Parisien (prolongement Nord de la Limagne) doit être considéré comme une zone tectoniquement active sur la base de critères géophysiques, volcaniques et néotectoniques.

3.2 - ARRET DE LA COMPRESSION NNW-SSE ET CONSEQUENCES POSSIBLES DANS LA PLAQUE OUEST EUROPEENNE :

Bien que cette éventualité apparaisse dans le cadre des connaissances actuelles, très improbable en raison de la localisation actuelle des plaques continentales (cf. §1.3.3.1) nous allons toutefois essayer d'analyser les conséquences de cet arrêt de la compression NNW-SSE dans la plaque ouest européenne. Nous pouvons distinguer d'après la distribution des contraintes actuelles deux domaines :

- . un domaine alpin dans lequel la tectonique actuelle est une tectonique compressive caractérisée par des plis des failles inverses. L'absence de failles normales (PHILIP, 1980) interdit l'existence d'une contrainte minimale σ_3 horizontale. La contrainte principale σ_1 est subhorizontale et dessine l'arc alpin (cf. fig. 13) ;
- . un domaine péri-alpin dans lequel la tectonique actuelle (bombements, petits fossés) rappelle (TAPPONNIER, 1976) plutôt les déformations qui apparaissent lors des essais expérimentaux à faible température et à faible pression de confinement. Les contraintes σ_2 et σ_3 (contrainte intermédiaire et minimale) présentent donc très probablement des valeurs proches et très faibles.

La différence fondamentale entre ces deux domaines pourrait s'expliquer (TAPPONNIER, 1978) par une variation relative de la valeur de la contrainte principale σ_1 .

Dans le domaine péri-alpin, domaine dans lequel se situent les sites de stockages fictifs qui servent de base à cette étude, deux scénari peuvent être envisagés à la suite de l'arrêt de la compression NNW-SSE actuelle.

Pour TAPPONNIER et BRACE, 1976 la tectonique actuelle pourrait être le reflet d'un état de contrainte anisotrope dans lequel la contrainte principale σ_1 subhorizontale (de direction NNW-SSW) aurait une valeur relative très supérieure aux contraintes σ_2 et σ_3 .

Dans une telle hypothèse, si le rapprochement des plaque cesse et si aucun autre paramètre extérieur n'intervient, la forte diminution de la contrainte principale σ_1 introduira une modification de l'état de contrainte précédent. La contrainte principale σ_1 deviendra très faible et voisine des contraintes σ_2 et σ_3 , l'ellipsoïde des contraintes sera alors une sphère qui caractérise un état de contrainte isotrope .

Tout le domaine péri-alpin sera alors en régime de stabilité tectonique et les seules déformations que l'on pourrait alors observer devraient avoir une origine profonde mantellique.

Par contre, si le régime de contraintes actuel s'avérait très différent de celui estimé par TAPPONNIER, ce qu'aucune observation de déformation récente ne vient étayer, les contraintes principales intermédiaire et minimale (σ_2 et σ_3) présenteraient des valeurs plus fortes et plus contrastées ; en profondeur la contrainte verticale équivaldrait à σ_2 .

Une diminution de la contrainte principale σ_1 pourrait alors entraîner une inversion entre les contraintes σ_1 et σ_2 . La contrainte verticale qui correspond au poids des terrains deviendrait alors la contrainte principale σ_1 . On passerait ainsi d'une régime compressif orienté NNW-SSE à un régime distensif correspondant à une direction d'allongement ENE-WSW qui ouvrirait les fractures montrant une direction subméridienne. Mais il est très probable que même en cas d'arrêt du rapprochement des plaques, la contrainte σ_1 persiste encore dans les 100 000 ans à venir.

L'évolution tectonique en cas de diminution importante de la contrainte principale σ_1 NNW-SSE dépend principalement de l'état de contraintes actuel qui peut-être considéré comme état initial. La connaissance de cet

état ne peut se faire que par une multiplication des mesures de contraintes in situ qui sont actuellement peu nombreuses.

CONCLUSION :

La confrontation des données géologiques et plus particulièrement de néotectoniques, sismologiques (calculs des mécanismes aux foyers des séismes) et des mesures des contraintes mécaniques in situ ont permis aux géologues et aux géophysiciens de définir le champ des contraintes (régime et orientation) qui affecte actuellement l'Europe de l'Ouest et de décrire cette tectonique en terme dynamique.

On a pu montrer ainsi qu'il existe dans l'Europe de l'Ouest deux domaines : un domaine péri-alpin et un domaine de plate-forme continentale.

Dans le domaine péri-alpin l'acquisition du relief est très récente. Ce soulèvement est synchrone d'une tectonique compressive. La direction de la contrainte maximale σ_1 dessine un éventail sur la courbure de l'arc alpin, et présente donc une orientation variable.

Sur la plate-forme continentale, au delà de la zone alpine proprement dite domaine dans lequel sont situés les sites de l'étude géoprospective, le champ de contrainte apparaît remarquablement uniforme et la contrainte principale horizontale montre une direction NNW-SSE à NW-SE. La tectonique récente est beaucoup moins spectaculaire que dans le domaine péri-alpin. Toutes les déformations paraissent en relation avec des rejeux décrochants d'accidents anciens. Il s'agit soit de bombements (Pays de Bray, Massif Central, seuil de Bourgogne) soit et surtout de fossés d'effondrements jalonnant des accidents décrochants (fossés tertiaires du massif Armoricaïn, fossé rhénaïn). D'après TAPPONNIER et BRACE, 1976 cette tectonique récente des plate-formes continentales rappelle les déformations qui apparaissent lors d'essais expérimentaux à faible température et à faible pression de confinement.

Ce régime tectonique semble être apparu il y a au moins deux millions d'années. Si l'on compare cette durée à la durée des épisodes tectoniques fossiles enregistrés dans la plaque ouest européenne depuis le début du mésozoïque, on s'aperçoit qu'il s'agit d'un temps assez bref.

En effet les phases tectoniques compressives et distensives principales qui ont affectées la plaque ouest-européenne montrent des durées comprises entre 10 et 40 millions d'années.

Si l'on examine d'autre part la position actuelle des plaques européenne et africaine on s'aperçoit que nous nous trouvons dans une position de collision continentale généralisée dans laquelle tout mouvement relatif des plaques de l'une par rapport à l'autre est bloqué ou limité. Ces deux plaques s'affrontent (croûte continentale contre croûte continentale) dans le détroit de Gibraltar et dans toute la partie Est de la Sicile. Seule une dérive relative de l'Espagne vers l'Ouest pourrait modifier le régime des contraintes (mouvements tout à fait compatible avec les contraintes actuelles de direction NW-SE mesurées le long de la faille Nord-Pyrénéenne). Mais les vitesses de dérives des plaques que l'on connaît sont trop faibles pour que le déplacement relatif de l'Espagne vers l'Ouest puisse se produire dans les 100 000 ans à venir. A l'échelle de l'Europe de l'Ouest, dans le domaine péri-alpin, l'hypothèse de la persistance de la contrainte actuelle NNW-SSE à NW-SE durant les 100 000 ans à venir apparaît la plus vraisemblable.

Nous avons toutefois essayé d'analyser les conséquences dans la plaque ouest-européenne d'un arrêt de la compression NNW-SSE. Deux scénari sont envisagés sur la base de deux hypothèses concernant l'état des contraintes actuelles dans la plaque ouest-européenne et plus particulièrement dans le domaine péri-alpin.

Dans la première hypothèse on admet que la tectonique que l'on observe actuellement est le reflet d'un état de contraintes anisotrope à très faible valeur de confinement (σ_2 et/ou σ_3 faible par rapport à σ_1). Dans une telle hypothèse la diminution de la contrainte σ_1 ferait évoluer le système vers un état de contrainte isotrope et probablement vers un régime de très grande stabilité tectonique. Dans une seconde hypothèse l'état de contrainte initial c'est-à-dire l'état actuel serait très différent de celui envisagé précédemment et les contraintes intermédiaire et minimale σ_2 et σ_3 présenteraient des valeurs plus fortes, σ_2 étant vertical. Toutefois cette hypothèse ne semble étayée par aucune observation de terrain.

Dans ce cas une diminution de la contrainte σ_1 entraînerait alors une inversion des directions de σ_2 et de σ_3 ce qui aurait pour effet de modifier totalement le régime tectonique qui deviendrait un régime distensif généralisé avec une direction d'allongement ENE-WSW.

Si l'hypothèse de la persistance de la compression NNW-SSE dans les 100 000 ans à venir apparaît la plus vraisemblable, par contre des variations de la valeur de cette contrainte principale pourraient intervenir. Mais il faut bien avouer que dans l'état actuel de nos connaissances on possède bien peu d'éléments concernant ces variations et surtout de leur rythmicité. Mais une augmentation de la compression pourrait modifier l'état des contraintes et surtout le type de déformation.

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER L. (1975) - Present day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29, pp. 233-249.
- ARMIJO R., BENKHELIL J., BOUSQUET J.C., ESTEVEZ A., GUIRAUD R., MONTENANT C., PAVILLON M.J., PHILIP H., SANZ DE GALDEAND C., VIGNIER C. (1977) - Les résultats de l'analyse structurale et de la néotectonique des littoraux. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, T. XIX, n° 3, pp. 591-605.
- ARTHAUD F. et MATTE Ph (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformations. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972) - Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructures dans les zones peu déformées exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Revue de l'Institut français du pétrole*, T. XXVII, n° 5, pp. 715-732.
- ARTHAUD F. et OGIER M. et SEGURET M. (1981) - Géologie du Golfe du Lion et de sa bordure. *Bull. BRGM*, section 1, n° 3, pp. 175-194.
- ARTHAUD F. et SEGURET M. (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France).
- ARTHAUD F. et VERNAY (1981) - Les principales phases tectoniques de fracturation dans le paléozoïque du Languedoc méditerranéen. Aperçu sur le rôle dans la localisation des gîtes minéraux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 293, série II, pp. 921-924.
- BEAUDOUIN B., CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., LANTEAUME M., SPINI R. et TAPOUL J.P. (1977) - Age et modalités de plissement des chaînes subalpines méridionales. *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Rennes 1977, p. 49.
- BERGERAT F. (1977) - La fracturation de l'avant pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Revue de Géographie physique et géologie dynamique (2)*, Vol. XIX, fasc. 4, pp. 325-338.
- BERGERAT F. (1978) - Présence de décrochements dans l'avant pays alpin entre le Nord du Morvan et les Vosges. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 268, série D, pp. 1281-1284.
- BERGERAT F., CHABRIER G. et CHOROWICZ O. (1979) - Recherche des zones transformantes liées à l'ouverture des fossés ouest européens, 7ème Réunion annuelle Sciences de la Terre, Lyon, p. 47.

- BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1980) - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : Résultat de la collision Afrique-Europe. C.R. Acad. Sciences de la Terre, Paris, T. 290, série D, pp. 1521-1524.
- BERGERAT F. (1983) - Failles et champs de contrainte successifs en bordure de la plaine du Forez (Massif Central Français) à paraître, bull. BRGM.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. et MONTADERT L. (1978) - Variety of Margins and deep basins in the Mediterranean. In geological and geophysical investigations of Continental Margin Memoir AAPG, n° 29, pp. 293-317.
- BILLOTE M. (1978) - Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. Bull. Soc. géol. France (7), T. XX, n° 5, pp. 649-655.
- BLES J.L. et FEUGA B. (1981) - La fracturation des roches. publ. BRGM, Manuels et méthodes n° 1, 124 p.
- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1965) - Néotectonique du Pays de Bray (bassin parisien). Revue de géographie physique et géologie dynamique (VII), n° 3, pp. 197-204.
- BONIJOLY D. (1981) - Etude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. Thèse doct. 3e cycle Orléans 1980 et doc. BRGM n° 26.
- BONIJOLY D. (1982) - Géologie prévisionnelle des charbons dans le Sud-Ouest du Massif Central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapport BRGM, n° 82 SGN 401 GEO.
- BONIJOLY D. et BLES J.L. (1983) - Histoire tectonique du Quercy (bordure Nord-Est du bassin d'Aquitaine, France), géométrie cinématique et chronologie des déformations (en préparation).
- BOUSQUET B. et SELLIER D. (1975) - Le rôle de la néotectonique dans le tracé de la vallée du Gesores. Revue Norois, n° 87, juillet-septembre.
- BOUSQUET J.C. et PHILIP H. (1976) - Observations microtectoniques sur la compression Nord-Sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale, Arc de Gibraltar). Bull. Soc. Géol. France 1976 (7), T. XVIII, n° 3, pp. 711-724.
- BURG P. et ETCHECOPAR A. (1980) - Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante au coeur du Massif Central français ; la région de Brioude (Haut-Allier). C.R. Acad. Sciences Paris, T. 290, série D, pp. 397-400.
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Revue de géographie physique et géologie dynamique (2), Vol. XX, fasc. 4, pp. 307-322.

- CASTAING C. (1982) - Inventaire des ressources nationales de charbon - Gîtologie prévisionnelle des charbons dans le N.E. du Massif Central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapport BRGM 82 SGN 326 GEO.
- CAREY E. (1976) - Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles = calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir de stries de glissement. Thèse 3e cycle Tectonique générale Paris Sud, 138 p.
- CAVELIER C. (1974) - Etude géologique de la feuille de CREIL à 1/50 000 DES Univ. Paris, 236 p.
- CAVELIER C. et KUNTZ G. (1974) - Découverte de Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine-Maritime) dans le Pays de Caux ; conséquences sur l'âge post-redonien des argiles rouges à silex de Haute-Normandie. C.R. somm. Soc. Géol. Fr. (7), XVI, pp. 160-162.
- CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1979) - Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), T. XXI, n° 1, pp. 33-48.
- CAVELIER C., GUILLEMIN C.B, LABLANCHE G., RASPLUS L., RIVELINE J. (1979) - Précisions sur l'âge des calcaires lacustres du Sud du bassin de Paris d'après les characées et les mollusques. Bull. BRGM (2), section I, n° 1, pp. 27-30.
- CLOOS H. (1939) - Hebung - Spaltung - Vulkanismus. Geol. Rundschau 30, 401-527, 637-640.
- COISY P., NICOLAS A. (1978) - Regional structure and géodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central. Nature 274, pp. 429-432.
- COLBEAUX J.P. (1977) - Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Nord de la France. Bull. BRGM, 2e série, section IV, n° 4, pp 339-353.
- CROWELL J.C. (1974) - Origine of late cenozoïc basins in southern California Tectonics and sedimentation, pp. 190-204. Edited by William R. Dickinson. Standford University.
- DEBEGLIA N. et DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain au sens large dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), T. XXII, n° 4, pp.639-646.
- DEBRAND-PASSARD S. et GROS Y. (1980) - Fracturation de la Champagne Berrichonne. Bull. Soc. Géol. France (7), T. XXII, n° 4, p. 647-653.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (sud du bassin de Paris). Mémoire BRGM (Fr.) n° 119.

- DEWOLF Y. (1973) - Présomptions de néotectonique sur la haute vallée de l'Eure, 1ère Réunion ann. Sc. Terre Paris, p. 167.
- DEWOLF Y., POMEROL Ch. et RENARD M. (1976) - Influence de la néotectonique sur l'hydrographie de la Seine et de l'Eure dans la région d'Evreux. Bull. inf. géol. Bassin Paris (13), 4, pp.49-52.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980) - Dictionnaire de géologie. Edit. Masson.
- FOURNIGUET J. (1982) - Etude géoprospective d'un site de stockage. Mouvements verticaux inventaire des causes quantification. Rapport BRGM 82 SGN 1012 GEO.
- GERHARD GREINER (1975) - In situ stress measurements in south west Germany. Tectonophysics 29, pp. 265-274.
- GODEFROY P. et DELHAYE A. (1979) - Carte des mécanismes au foyer de séismes français et frontaliers, 7e Réunion ann. Sc. Terre, Lyon, pp. 23-25.
- GODEFROY P. (1980) - Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France, un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. Rapport BRGM 80 SGN 032 GEG.
- GODEFROY P. (1980) - Synthèse des données de sismologie expérimentale en France. Intérêt pour l'étude sismotectonique de la France Rapport BRGM 80 SGN 800 GEG.
- GRAINDOR M.J. (1979) - Influence des dislocations majeures du Massif armoricain sur la néotectonique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., XII, 1, n° 2, pp. 25-34.
- GROS Y. et MARTIN P. (1981) - La fracturation de la bordure Nord du Massif Central (région des horsts de la Machine - Neuville - St Pierre-Le-Moutier). Etude géométrique cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.
- GROS Y. (1982) - Etude structurale de la mine de Fanay-Augères. Géométrie cinématique et chronologie des fractures. Etude BRGM 82 GEO ET 04.
- HERITIER F. et VILLEMIN O. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploration pétrolière. Bull. BRGM, sect. I (2), 2, pp. 11-30.
- ILLIES J.H. (1970) - Graben tectonics as related to crust - mantle interaction in : graben problems, International Upper Mantler Project. Scientific report n° 27, Stuttgart, 4-27.
- ILLIES H. (1975) - Interplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system geol. Rundsch, 64, pp. 677-694.
- ILLIES H. et GREINER G. (1976) - Regional stress fiels mid Neotectonik in Mitteleuropa. Oberrhein geol. Abh. 25, pp. 1-10.

- ILLIES H., GREINER G. (1978) - Rhinegraben and Alpine system. Géol. Soc. Amer. Bull. 89, pp. 770-782.
- KUNTZ G. et LAUTRIDOU J.P. (1974) - Contribution à l'étude du Pliocène et du passage Pliocène-Quaternaire dans les dépôts de la forêt de Londe près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Hte Normandie. Bull. A.F.E.Q. 3-4, n° 40-41, pp. 117-128.
- LABLANCHE G. (1982) - Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berichonne (étude cartographique, reconstitution du milieu de sédimentation. Documents BRGM n° 49.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962) - Contribution à l'étude de la Bresse d'après les forages profonds. Mémoire BRGM n° 16.
- LEMOINE M. (1972) - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Géol. Rundschau, vol. 61, n° 3, pp. 975-1010.
- LETOUZEY J. et REMOLIERES P. (1980) - Paléostress fields around the Mediterranean Since the Mesozoic from microtectonics comparaison with plate Tectonic data. Rock Mechanics. Suppl. 9, pp. 173-192.
- MATTAUER M. (1962) - Sur l'âge oligocène de la brèche dite "bartonienne" des Matelles (Hérault). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. n° 10, pp.316-317.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1962) - L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. Trav. Lab. Géoch. Biosphère Ec. Prat. Lites et pp. 9-20.
- MATTAUER M. (1971) - Notice de la carte géologique à 1/50 000 feuille Montpellier.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman edit. Paris.
- MATTAUER M. et MERCIER J.L. (1980) - Microtectonique et grande tectonique Livre jubilaire de Soc. Géol. Fr. Mém. 4, sér. Soc. Géol. Fr. n° 10.
- MEGNIEN C. et al. (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. Mémoire BRGM Fr. n° 101, texte 466 p., n° 102 Atlas 540 pl., n° 103 lexique 467 p.
- PAQUETTE Y. (1980) - Le bassin Autunien de l'Aumance. Sédimentologie (charbons cinérites) tectonique syndiagénétique. Thèse 3e cycle, Dijon.
- PAQUIN Ch., FROIDEVAUX CL. et SOURIAU M. (1978) - Mesures directes de contraintes tectoniques en France septentrionale. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), T. XX, n° 5, pp. 727-731.

- PHILIP H. et TAPPONNIER P. (1976) - Tectonique actuelle et sismicité en Provence : essai d'interprétation cinématique. Colloque final ATP. Géodynamique de la méditerranée occidentale et de ses abords (1972-75) INAG.
- PHILIP H. (1976) - Carte néotectonique du Languedoc-Roussillon à 1/250 000. Rapport interne BRGM.
- PHILIP H. (1980) - Tectonique récente et sismicité de la France : caractéristiques géodynamiques in Evolutions géologiques de la France. Mémoire BRGM n° 107.
- RAT P. (1974) - Structures et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le Nord-Ouest du fossé Bressan (France). Géol. Rundschau 65, pp. 101-126.
- SENGOR A.M.C., BURKE K. et DEWEY J.F. (1978) - Rifts at high angles to orogenic belts : tests for their origin and the upper Rhinegraben as an example Amer. Journ. Sc. 278, pp. 24-40.
- SITTLER C. (1969) - Le fossé rhénan en Alsace aspect structural et histoire géologique. Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2), Vol. XI, fasc. 5, pp. 465-494.
- TAPPONNIER P., BRACE W.F. (1976) - Développement of stress induced microcracks in westerly granite int J. Rock mech Min. Sc. 13, PP. 103-112.
- TAPPONNIER P. (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. France 1977 (7), T. XIX, n° 3, pp. 437-460.
- TAPPONNIER P. (1978) - Les mécanismes de la déformation intracontinentale exemple de la tectonique Alpine en Asie et en Europe. Thèse de doct. d'Etat. Univ. Sc. Techn. Languedoc Montpellier.
- TREMOLIERES P. (1981) - Mécanisme de la déformation en zones de plate-forme. Méthode et application au bassin de Paris. Revue de l'Institut Français du Pétrole, Vol. 36, n° 4 et 5. Juillet-Août et Septembre-Octobre 81.
- WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie Sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. Bull. BRGM Fr. (2), II, n° 3 et 4, pp. 219-243.
- WYNS R. (1977) - Tectonique récente dans l'Ouest du bassin de Paris : méthodes d'études et bilan des déformations plio-quadernaires. Bull. Soc. Géol. Fr (7), XIX, n° 5, pp. 1093-1101.

NOTION DE TECTONIQUE DES PLAQUES

Pour parler des relations qui existent entre les phases tectoniques et la tectonique des plaques il nous est apparu indispensable de résumer la notion de tectonique des plaques.

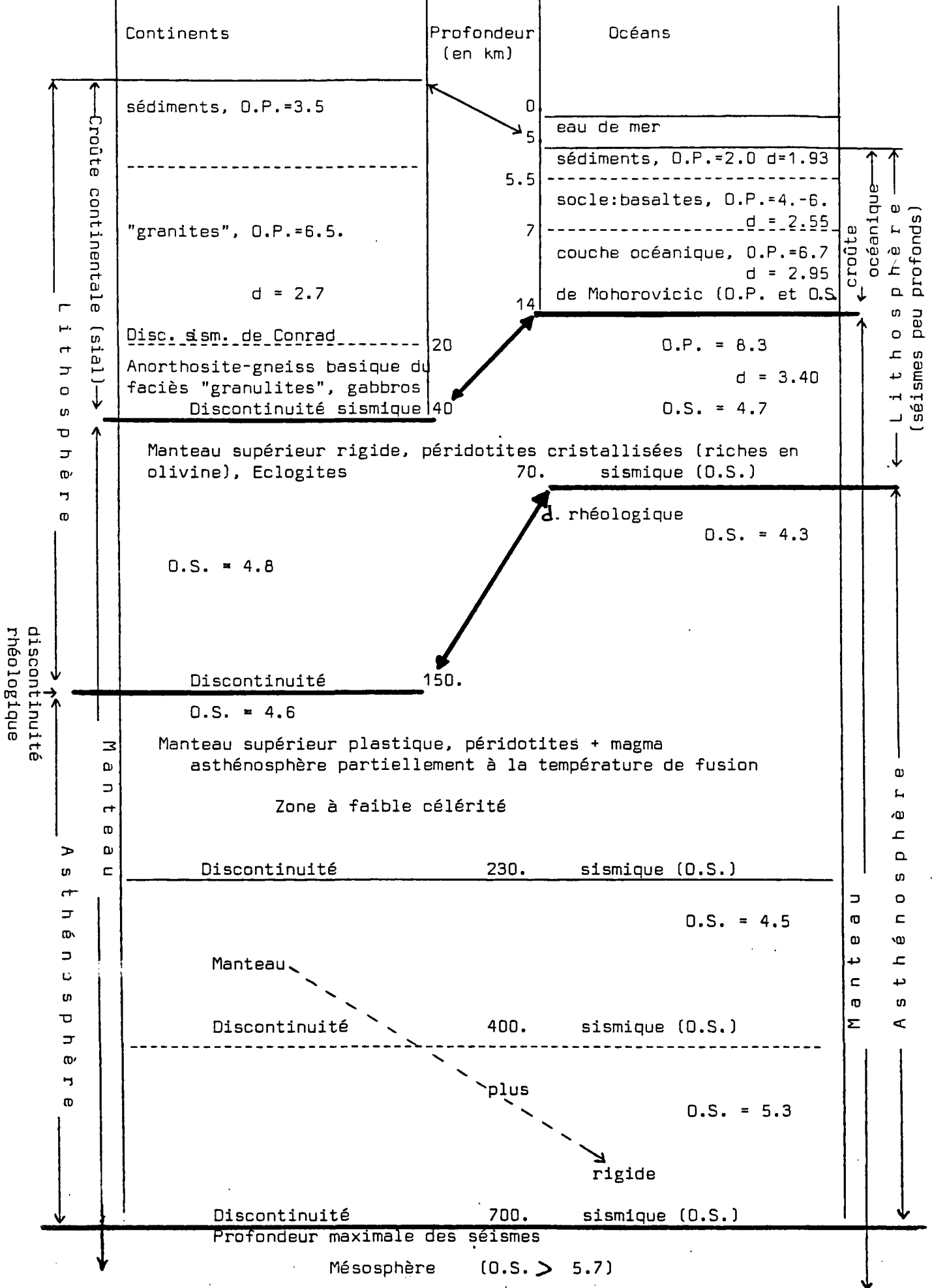
L'abondance de données nouvelles provenant des études récentes des fonds océaniques associée aux progrès des travaux de géochronologie, de paléomagnétisme, de géophysique profonde, de sismologie, ont conduit les géologues à considérer les phénomènes géologiques en terme d'évolution dynamique. Ainsi est née la théorie de la tectonique des plaques qui a trouvé sa source dans la dérive des continents (WEGENER 1912).

1. STRUCTURE PROFONDE DU GLOBE TERRESTRE

Les méthodes géophysiques : sismologie, gravimétrie, magnétométrie ont permis d'approcher la connaissance de la structure profonde du globe terrestre. C'est essentiellement la mesure des vitesses de propagation des ondes P (ondes longitudinales) qui permettent d'estimer la densité des roches affectées par l'ébranlement et ainsi de proposer des hypothèses concernant leur nature pétrographique.

On distingue actuellement des discontinuités de nature très différente (cf. fig. 1) :

- discontinuités séparant des matériaux aux caractéristiques rhéologiques différentes : limites entre lithosphère, asthénosphère et mésosphère ;
- discontinuités d'ordre chimique et pétrographique par exemple le Moho océanique ;
- discontinuités pétrographiques dans un matériau chimiquement uniforme dues à des assemblages minéralogiques différents par



nota : O.P. = ondes longitudinales } célérité d = densité en g/cm³
 O.S. = ondes transversales } en km/sec.

Figure 1 - STRUCTURE INTERNE DE L'ENVELOPPE SUPERFICIELLE DE LA TERRE d'après Ph. Bouysse, 1973.

recristallisation à pression et température différentes (Moho sous les continents).

1.1. LA LITHOSPHERE

La lithosphère est l'enveloppe superficielle du globe, elle se caractérise par ses qualités mécaniques (rigidité et élasticité). Les roches qui la constituent peuvent supporter des pressions de l'ordre du kilobar sans fluer. Cette lithosphère d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 100 km repose sur l'asthénosphère. Cette dernière est constituée de matériaux plastiques qui se déforment lorsqu'ils sont soumis à de faibles contraintes (matériaux visqueux à l'échelle des phénomènes géologiques).

La lithosphère se compose de la croûte continentale ou sous les océans de la croûte océanique et de la partie supérieure du manteau composée de matière plus dense.

1.2. LA CROUTE CONTINENTALE :

Elle présente une épaisseur moyenne de l'ordre de 40 km ; on distingue : (in BOUYSSÉ 1973)

- la croûte supérieure "granitique", de densité moyenne 2,7, la propagation des ondes P y est de l'ordre de 6 km/s ;
- la croûte inférieure "basaltique", de densité 2,9 à 3,1. Les roches qui constituent cette croûte sont probablement des granulites et des éclogites.

1.3. LA CROUTE OCEANIQUE :

Elle diffère totalement de la croûte continentale par sa nature et son épaisseur. Elle est beaucoup plus dense que cette dernière avec une composition plus "basique", elle serait d'origine mantellique ; cette croûte montre une épaisseur de l'ordre de 7 à 10 km.

Le manteau lithosphérique : il est séparé de la croûte continentale ou de la croûte océanique par une discontinuité sismique appelée discontinuité de Mohorovicic ou "Moho". Mais cette discontinuité ne constitue pas la limite

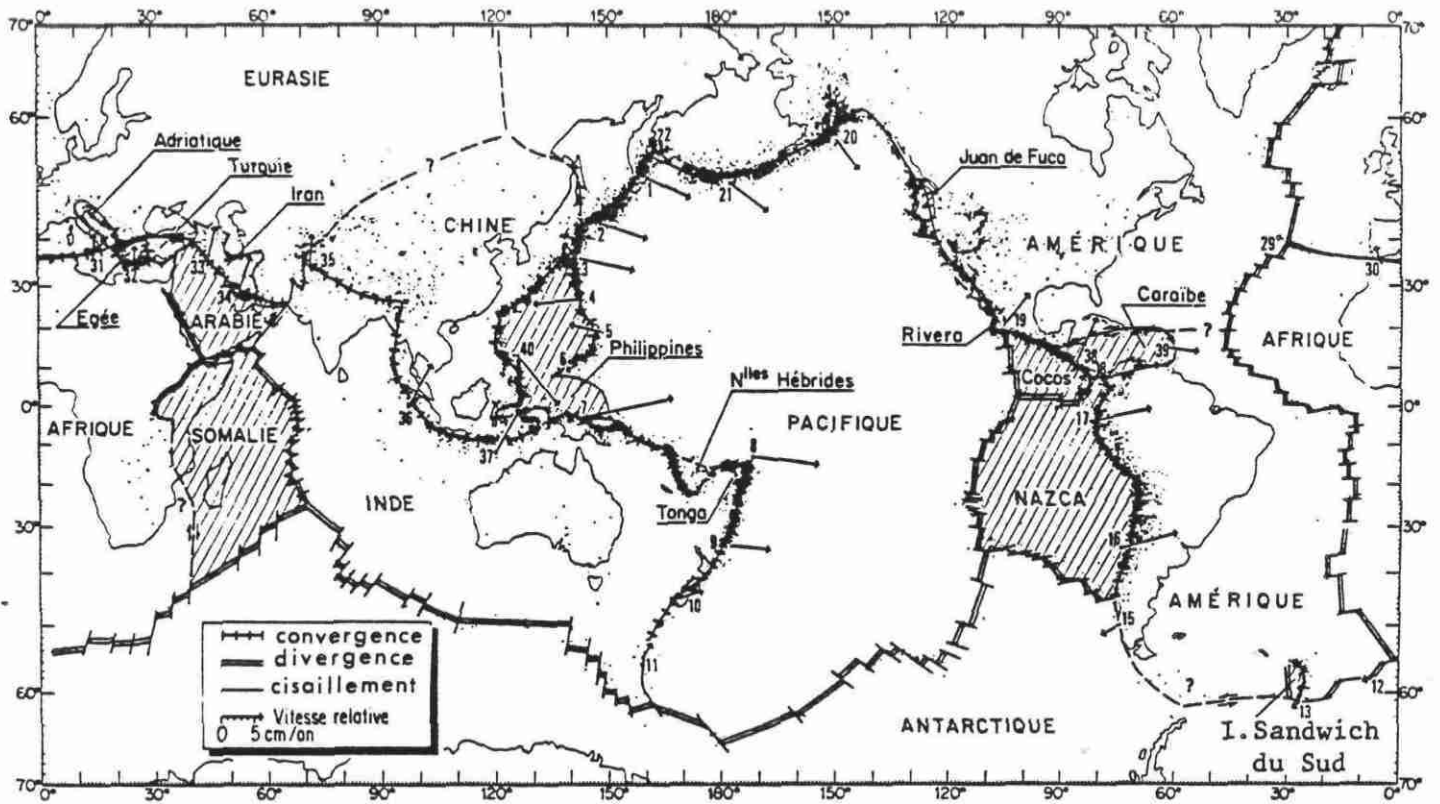


Figure 2 - LE MOUVEMENT DES PLAQUES A LA SURFACE DU GLOBE. LES VECTEURS INDIQUENT LE SENS ET LA VITESSE DES MOUVEMENTS RELATIFS. LES EPICENTRES DES PRINCIPAUX SEISMES SONT REPRESENTES PAR DES POINTS (d'après Le Pichon et al., 1973).

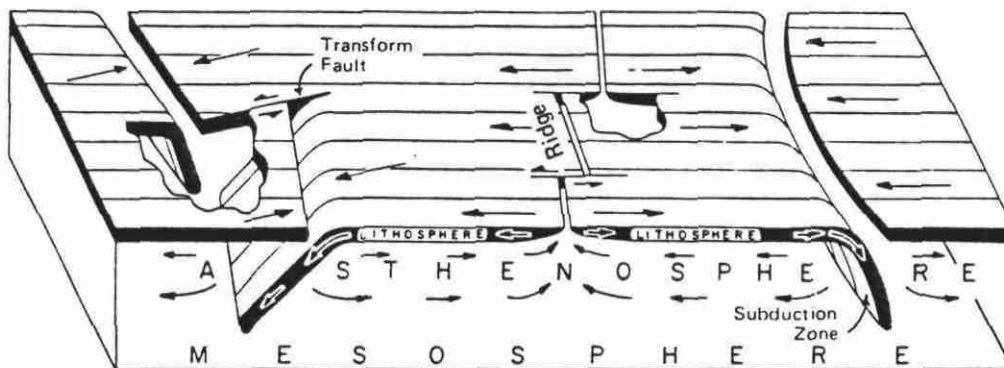


Figure 3 - DIAGRAMME SCHEMATIQUE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES (d'après Isacks et al., 1968).

inférieure de la lithosphère ; celle-ci se situe à l'intérieur de la partie supérieure du manteau c'est-à-dire à 70 km sous les océans et -150 km sous les continents. Cette limite sépare donc un domaine rigide supérieur la lithosphère d'un domaine plus chaud et surtout plus plastique l'asthénosphère. On admet actuellement que ce manteau lithosphérique est constitué de péridotites.

1.4. L'ASTHENOSPHERE : de asthénos = sans force

Les ondes sismiques transversales ou de cisaillements (ondes S) présentent des vitesses qui diminuent brusquement à la limite asthénosphère - lithosphère pour croître ensuite à partir de 230 km et ceci de manière très nette à partir de 700 km qui est la limite supérieure de la mésosphère.

On sait par ailleurs que la vitesse de ces ondes S diminue avec la plasticité pour devenir nulle dans un milieu liquide.

On peut donc supposer que la portion de manteau comprise entre les profondeurs 70 km sous les océans ou 150 km sous les continents et ce, jusqu'à des cotes de 330 à 400 km correspond à de la matière plus chaude et surtout plus fluide sur laquelle la lithosphère rigide peut glisser.

Le tableau suivant (fig. 1) présente la structure de l'enveloppe superficielle de la terre.

2. LA TECTONIQUE DES PLAQUES :

La lithosphère, matériel rigide, repose et glisse sur l'asthénosphère plastique, cette lithosphère est fragmentée en un certain nombre de blocs polygonaux que l'on appelle les plaques.

L'observation de la répartition de la sismicité à la surface du globe montre que les épencentres de séisme ne sont pas répartis de façon aléatoire (continents ou océans) mais que ceux-ci forment de véritables ceintures ou limites qui découpent de vastes surfaces stables qui sont les plaques (cf fig.2).

Ces ceintures sismiques se superposent à des limites où se produisent des phénomènes géodynamiques. Ces limites sont de 3 types : dorsales actives, marges continentales actives, failles transformantes(cf fig 3).

2.1. LES DORSALES ACTIVES :

Les dorsales actives correspondent au lieu de création de la lithosphère océanique , zone le long de laquelle l'asthénosphère vient pratiquement à l'affleurement sur le fond océanique. Cette néoformation de lithosphère entraîne la divergence de deux plaques et ainsi la croûte océanique montre des âges d'autant plus anciens que l'on s'éloigne de l'axe de la dorsale. Ces dorsales actives peuvent se situer en n'importe quel endroit de la lithosphère ; mais elles apparaissent au centre des océans qui se trouvent dans un stade de croissance (océan Atlantique par exemple).

2.2. LES MARGES CONTINENTALES ACTIVES :

Si les plaques peuvent s'écarter et se renouveler avec des vitesses de plusieurs centimètres par an le long des dorsales actives (rift), il faut que la création de la lithosphère soit compensée par une destruction identique dans d'autres régions du globe, car le globe terrestre n'apparaît pas en expansion et cela depuis probablement plus de 200 millions d'années. La divergence des plaques lithosphériques implique donc obligatoirement dans certaines zones un rapprochement entre les plaques. Ces zones sont les marges actives. Le long de ces marges actives une plaque lithosphérique peut s'enfoncer dans l'asthénosphère sous une autre plaque qui reste en surface ; ce phénomène est alors appelé subduction.

2.2.1. Les chaînes de subduction :

Pour qu'un phénomène de subduction puisse se produire et se maintenir, il faut obligatoirement que l'une des plaques soit plus dense que l'asthénosphère et seules les plaques lithosphériques formées de croûte océanique issues de l'asthénosphère possèdent cette propriété. Les plaques lithosphériques continentales formées d'une croûte épaisse à densité très inférieure à celle de l'asthénosphère ne peuvent donc en principe participer à la subduction.

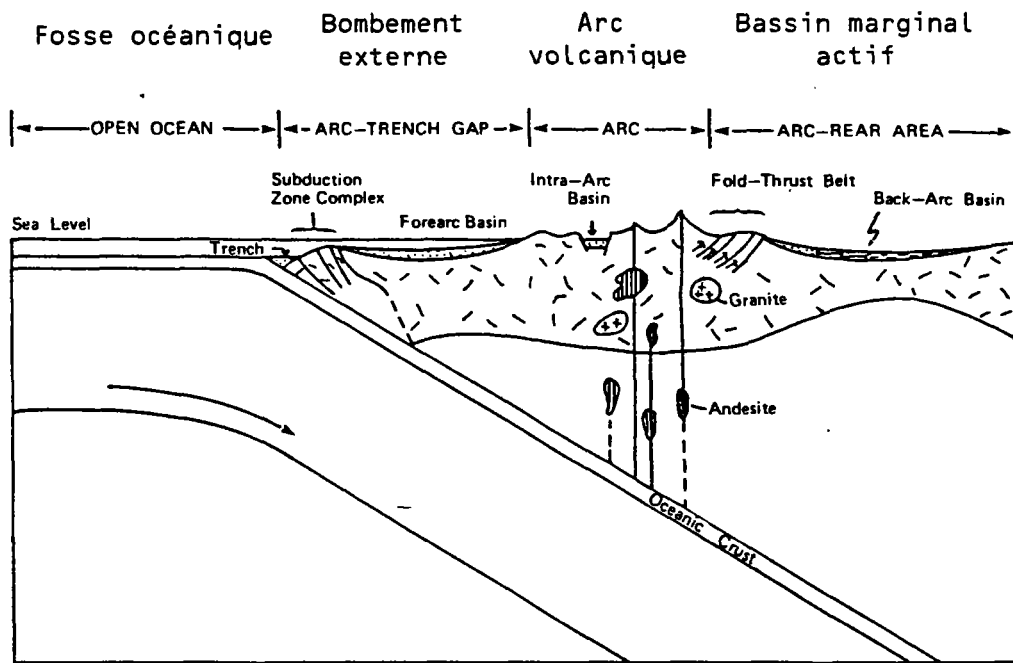


Figure 4 - ENSEMBLES MORPHO-STRUCTURAUX D'UNE ZONE DE SUBDUCTION d'après K.C. CONDIE, 1982.

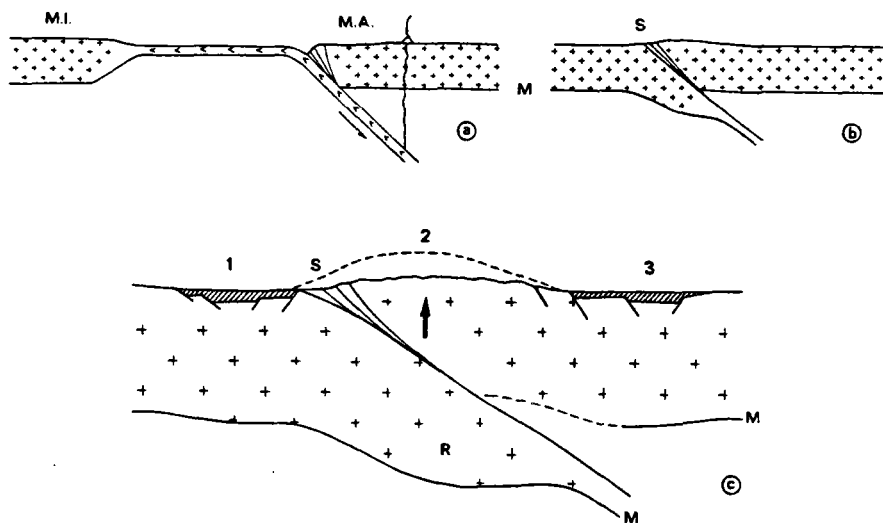


Figure 5 - SCHEMA DE LA COLLISION CONTINENT-CONTINENT. a : subduction précédant la collision ; b et c : schéma de la chaîne de collision.

1 : sillon molassique externe ; 2 : chaîne montagneuse ;
 3 : sillon molassique interne ; M : Moho ; R : racine ;
 M.I. : marge inactive ; M.A. : marge active ; S : suture.

Dans une zone de subduction les ensembles morpho-structuraux suivants peuvent être définis (cf. fig. 4).

a) Le bombement externe :

Il s'agit de la déformation à grand rayon de courbure de la plaque plongeante. Cette déformation peut entraîner à son extrados des phénomènes distensifs. On observe alors la création de failles normales qui génèrent une structure en horsts et grabens.

b) La fosse océanique :

Elle correspond à la trace morphologique de la limite de deux plaques. Les fosses océaniques peuvent être très profondes jusqu'à 11 km et montrent une continuité pouvant dépasser plusieurs milliers de kilomètres. Les fosses océaniques présentent généralement un fond subhorizontal d'une largeur d'une centaine de kilomètres recouvert de sédiments pélagiques.

Le prisme d'accrétion tectonique forme le versant interne de la fosse océanique. Il s'agit de la zone de subduction proprement dite, dans cette zone les sédiments recouvrant la plaque plongeante sont tectonisés et écaillés pour former le prisme d'accrétion tectonique.

c) L'arc volcanique :

Il s'agit d'une chaîne volcanique à volcanisme andésitique située dans la plaque chevauchante, dans cette zone une croûte continentale se forme à partir du manteau.

d) Le bassin marginal actif :

Il se situe en arrière de l'arc insulaire. Dans cette zone la distension prédomine généralement et peut évoluer jusqu'à la formation d'une zone d'accrétion océanique.

2.2.2. Les chaînes de collision :

La plupart des plaques lithosphériques associent à la fois une croûte continentale et une croûte océanique (cf. fig. 5), leur rapprochement ou convergence aura donc nécessairement pour conséquence de trans-

porter à un moment ou à un autre de leur évolution une croûte continentale faisant partie de la plaque plongeante jusqu'à la fosse océanique. La croûte continentale beaucoup moins dense que l'asthénosphère ne pourra pénétrer dans cette dernière, ce qui provoquera l'arrêt de la subduction et la collision de deux plaques.

Plusieurs types de collisions ont été observés suivant que les zones de sutures mettent en contact d'anciennes marges continentales stables ou des arcs insulaires fossiles. On distingue ainsi :

- les collisions de deux arcs insulaires fossiles ; elles génèrent des chaînes intra-océaniques,
- les collisions d'un arc insulaire et d'une marge continentale se caractérisent par la formation d'une chaîne située en bordure d'un continent,
- les collisions de deux marges stables sont à l'origine de chaînes intra-continentales (ex Alpes, Pyrénées, Himalaya).

2.3. LES FAILLES TRANSFORMANTES

Les failles transformantes correspondent à des limites de plaques orthogonales aux rifts (donc E-W le long de la ride médio-atlantique) qui se suivent souvent sur des centaines de kilomètres et peuvent parfois affecter la croûte continentale (cf. fig. 3). Le long de ces failles transformantes les deux plaques "coulissent" généralement parallèlement à leur bord sans création ni destruction de matière.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOILLOT G. (1979) - Géologie des marges continentales.
Masson Ed.
- BOUYASSE Ph. (1973) - Dérive des continents, expansion des fonds océaniques,
Tectonique des plaques - Rapport BRGM 73 SGN 056 MAR.
- CONDIE Kc (1982) - Plate tectonics et crustal evolution. Pergamon press Ed.
- ISAKS B.L., OLIVIER J. et SYKES L.R. (1968) - Seismology and the new global
tectonics. J. Geophys. Res. vol. 73, p. 5855-5899.
- LE PICHON X. (1973) - Introduction sommaire à la tectonique des plaques
in "Traité de géophysique interne II : Magnétisme et
géodynamique" par J. Coulomb et G. Jobert, Masson Ed.,
Paris, pp. 403-448.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973) - Plate tectonics.
Development in geotectonics 6 Elsevier Publishing Company,
Amsterdam.