

SISMICITE EN ALGERIE ET TECTONIQUE DES PLAQUES

Par

A. YELLES - CHAOUICHE

Docteur en Géophysique - Université Paris VI. Chargé de recherche au CRAAG.
(Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique) .

1 INTRODUCTION

Le dernier tremblement de terre qui a frappé la région de Tipaza-Alger et ses environs nous rappelle une fois de plus, que l'Algérie du Nord est une région où de violents séismes peuvent se produire. Ainsi il est utile de souligner que lors de la dernière décennie, pas moins de 5 séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.5 ont eu lieu (El-Asnam, 10/10/80, M=7.3; Tiaret, 4/05/85, M=5.5 ; Constantine, 27/10/85, M=6.0; Oued Djer, 31/10/88, M=5.5 ; Mont Chenoua-Tipaza, 27/10/89, M=6.1). Ces séismes qui ont touché aussi bien les régions du Centre que les régions Est du pays, ont provoqué d'importants dégâts matériels et occasionné la perte de nombreuses vies humaines.

Au lendemain du séisme d'El-Asnam du 10 Octobre 1980, des recommandations avaient été faites afin de réduire le risque sismique dans notre pays. Parmi ces recommandations, la connaissance du **phénomène sismique**, fut classée comme une des actions prioritaires car il est en effet indispensable de savoir pourquoi notre pays est touché parfois par de violents séismes, de connaître quelles sont les régions qui sont le plus exposées, de connaître la récurrence de ces séismes...

Grâce à des siècles de recherches en Sciences de la Terre, les raisons de l'existence de la sismicité en Algérie sont maintenant assez bien connues. Ce résultat fait suite à l'émergence, dans les années soixante, d'une nouvelle théorie appelée communément "**tectonique des plaques**" qui a permis de retracer l'évolution des différents océans (Atlantique, Pacifique, Indien ...), de comprendre de nombreux phénomènes qui affectent la planète Terre tels que : la formation des chaînes de montagnes, les éruptions volcaniques et surtout en ce qui nous concerne l'origine de la sismicité. Ainsi, à travers le prochain paragraphe, nous avons jugé utile de présenter aux lecteurs les fondements de cette théorie.

2 DERIVE DES CONTINENTS ET TECTONIQUE DES PLAQUES

La répartition des différents continents sur notre planète ainsi que la similitude de leur lignes de côte ont depuis longtemps attiré l'attention des chercheurs. Ainsi en 1620, F. BACON dans son essai "**Novum Organum**" mentionna, pour la première fois, la complémentarité de forme des continents Africain et Américain du Sud. Plusieurs autres auteurs tels que : A SNIDER-PELLIGRINI (1858), G.H DARWIN (1879), O. FISHER (1880) établirent par la suite des théories sur la **séparation** de ces continents. Celles-ci furent souvent associées à des processus catastrophiques tels que la création de la lune à partir de la terre. Il a fallu attendre le début de ce siècle, plus précisément, en 1910, pour voir un chercheur américain dénommé F.B. TAYLOR émettre l'idée d'une **dérive** des continents mais ses arguments ne furent guère convaincants.

La dérive des continents fut démontrée par un géophysicien météorologue allemand du nom de A. WEGENER. Contrairement à ses prédécesseurs, WEGENER étaya ses travaux par des arguments géophysiques, géodésiques, paléontologiques et biologiques. Dans la version la plus élaborée de sa théorie réalisée en 1915 et intitulée "**Die Entstehung der Kontinente und Ozeane**", il montra que la Terre était au début formée d'un supercontinent appelé **Pangaéa** qui se serait progressivement fragmenté jusqu'à obtenir la configuration actuelle (Fig.1). Cette nouvelle théorie fut cependant accueillie avec scepticisme dans la communauté scientifique des Sciences de la Terre qui émit des réserves sur l'ajustement mutuel des continents, sur les ressemblances géologiques de part et d'autre de l'Atlantique et sur le mécanisme de dérive.

Après la seconde guerre mondiale, l'étude des fonds océaniques ainsi que les travaux paléomagnétiques (étude du champ magnétique passé) accrurent considérablement nos connaissances en géophysique et permirent de remettre en cause certains aspects de la théorie de WEGENER. Ces travaux publiés dans les années cinquante contribuèrent énormément à la naissance, quelque années plus tard, d'une

Evolution de la configuration de la Pangée entre le Paléozoïque
 et
 l'époque actuelle (Lomnitz , 1974)

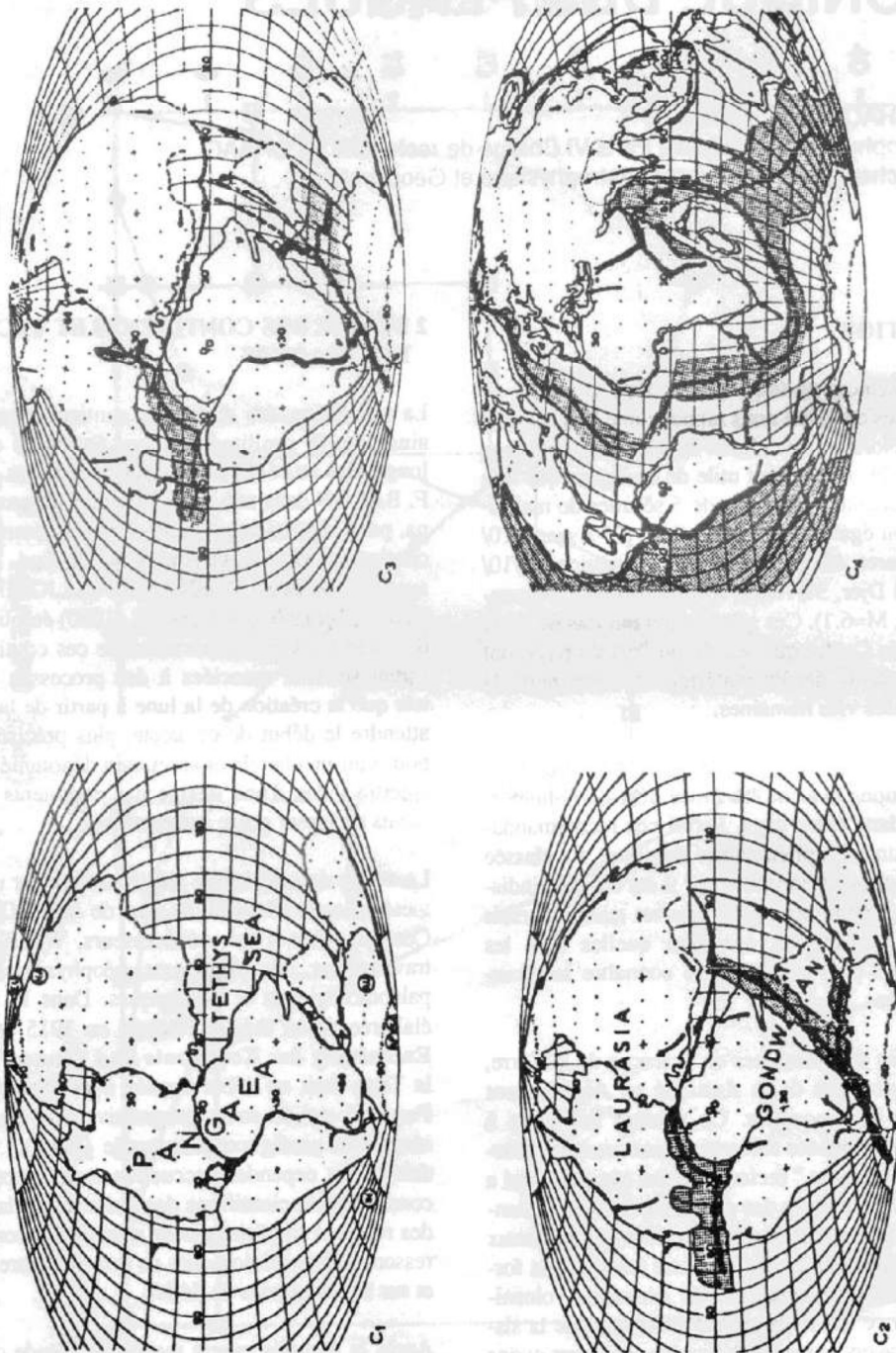


Figure 1

nouvelle théorie expliquant l'ensemble des processus tectoniques se déroulant sur notre planète et qui fut appelée **Tectonique des Plaques**.

Cette théorie fut élaborée et développée par trois jeunes chercheurs JASON MORGAN, DAN MC KENZIE et XAVIER LE PICHON à partir d'une synthèse de travaux réalisés dans les années soixante (B. Heezen et M. Ewing, 1959 ; H. Hess, 1962 ; F.J. Vine et D.H. Matthews, 1963 ; I. Wilson, 1965 ; W.C. Pitman et J.R. Heirtzler, 1966 ; L. Sykes, 1967) et publiés dans l'ouvrage : **Plate Tectonics and Geomagnetism Reversals** (Cox, 1973). Les principaux résultats de cette nouvelle théorie peuvent être résumés de la façon suivante :

- la Terre est composée de plusieurs plaques rigides en mouvement les unes par rapport aux autres. Parmi ces plaques, on peut citer les plaques Africaine, Eurasiatique, Pacifique... (Fig. 2),
- ces plaques sont séparées par des frontières où se concentre l'ensemble des processus tectoniques (processus affectant la croûte terrestre). Au niveau de ces frontières, marquées par une intense activité sismique et volcanique, les plaques peuvent soit converger (zone de subduction) soit se séparer (dorsales) soit coulisser (failles transformantes) (fig.2),
- le mouvement d'une plaque est équivalent à une séquence de rotations sur la sphère terrestre. Chaque rotation étant complètement définie par un pôle de rotation (latitude, longitude) et un angle de rotation,
- les zones d'accrétion (dorsales) sont caractérisées par une série de segments d'expansion décalés perpendiculairement par des failles transformantes (Fig.2). Celles-ci suivent des petits cercles tracés à partir du pôle de rotation décrivant le mouvement relatif de deux plaques s'écartant l'une de l'autre,
- de part et d'autre des centres d'expansion (axe des dorsales) on observe symétriquement des anomalies magnétiques linéaires corrélées aux inversions du champ magnétique terrestre ce qui permet d'obtenir l'âge de chaque point du fond océanique. Grâce à ces anomalies magnétiques, il est possible par des reconstructions (superposition d'une anomalie donnée sur la même anomalie observée sur l'autre flanc de la dorsale) d'obtenir la configuration des plaques à une époque donnée,
- en s'éloignant de l'axe de la dorsale, la profondeur des fonds océaniques augmente en fonction de la racine carrée de son âge de formation,
- l'évolution et la nature des jonctions de trois plaques (points triples) sont complètement définies par le mouvement relatif des trois plaques en présence.

3 GENESE ET CARACTERISTIQUES DES SEISMES

L'énoncé précédent des principes de cette théorie souligne que le mouvement des plaques, les unes par rapport aux autres, constitue la cause majeure de la sismicité observée au niveau des frontières (Fig.2). Dans ces régions, les forces générant le mouvement des plaques, déforment de façon continue les formations géologiques. A partir d'un certain seuil, l'accumulation de contraintes (forces) ne peut plus être supportée par ces formations qui vont se rompre au niveau d'un accident ou faille. Lorsque le séisme est superfici-

ciel et important, cette faille peut se matérialiser en surface. Selon la nature de la rupture, on distinguera des failles normales (affaissement d'un bloc par rapport à son vis à vis) qui traduiront des mouvements distensifs, des failles inverses (surélévation d'un bloc par rapport à son vis à vis) qui traduiront des mouvements compressifs enfin des failles transformantes exprimant un coulisage de deux blocs.

Lorsqu'un séisme se produit, la rupture débute en un point dit foyer du séisme, situé à une profondeur ne dépassant pas les 700 premiers kilomètres (limite du manteau supérieur) de l'écorce terrestre, puis se propage dans toutes les directions du plan de faille. Pendant cette rupture, les parois de la faille sont soumises mutuellement à des frottements intenses de sorte qu'il y ait dissipation d'énergie, d'une part en chaleur et d'autre part en ondes élastiques. Cette brusque libération d'énergie va entraîner une activité sismique pendant de longs mois qui va se traduire par des répliques au séisme principal jusqu'à ce que la région retrouve des conditions de stabilité. Le choc principal du séisme ainsi que l'ensemble des répliques sont enregistrés par des instruments appelés sismographes équipant les stations sismologiques. Les sismographes se caractérisent par leur propre période d'enregistrement qui leur permettent d'être soit adaptés à l'enregistrement de séismes proches (sismographes courte période), soit à l'enregistrement de séismes lointains (sismographes longue période). L'analyse des sismogrammes (bande de lecture analogique des sismographes) où est reportée la signature des différents types d'ondes (ondes de volume, ondes de surface) permet de localiser le séisme et d'en connaître son importance.

L'identification des différentes phases d'ondes (ondes P, ondes S ...) observées sur les sismogrammes d'une station permet de connaître la distance entre l'épicentre du séisme et la station. Cette seule valeur n'est cependant pas suffisante pour localiser le séisme car tout au plus elle délimite un rayon dans lequel l'épicentre peut se trouver. Pour connaître le lieu d'un séisme, il faut au moins trois stations réparties autour de l'épicentre. Celui-ci se situera à l'intersection des trois cercles (ou plus) dont les rayons correspondent à la distance de l'épicentre à chacune des stations sismologiques.

L'importance d'un séisme peut se mesurer de deux façons. La première consiste à mesurer les dégâts occasionnés par le séisme aux édifices et ouvrages bâtis par l'homme (immeubles, barrages, habitations individuelles et collectives ...), à constater l'importance des perturbations qui se sont produites au sol (apparition de faille en surface, glissements de terrain, phénomène de liquéfaction ...) et à connaître le degré de perception de l'ébranlement par l'homme mais aussi par les animaux. A partir de ces observations, le séisme est caractérisé par son Intensité. L'échelle utilisée actuellement est celle de MERCALLI (M.S.K) qui comporte 12 degrés.

Si l'on veut par contre connaître la force d'un séisme indépendamment de la densité de population et du mode de construction, nous mesurons dans ce cas, l'amplitude ou la longueur du signal généré par le séisme sur les sismogrammes. Ainsi, on caractérisera un séisme par sa Magnitude.

Les principales plaques tectoniques et leur liaison avec les séismes récents (petits points) ainsi que les volcans (gros points) .

Les flèches indiquent le mouvement des plaques (pour la Science , 1982)

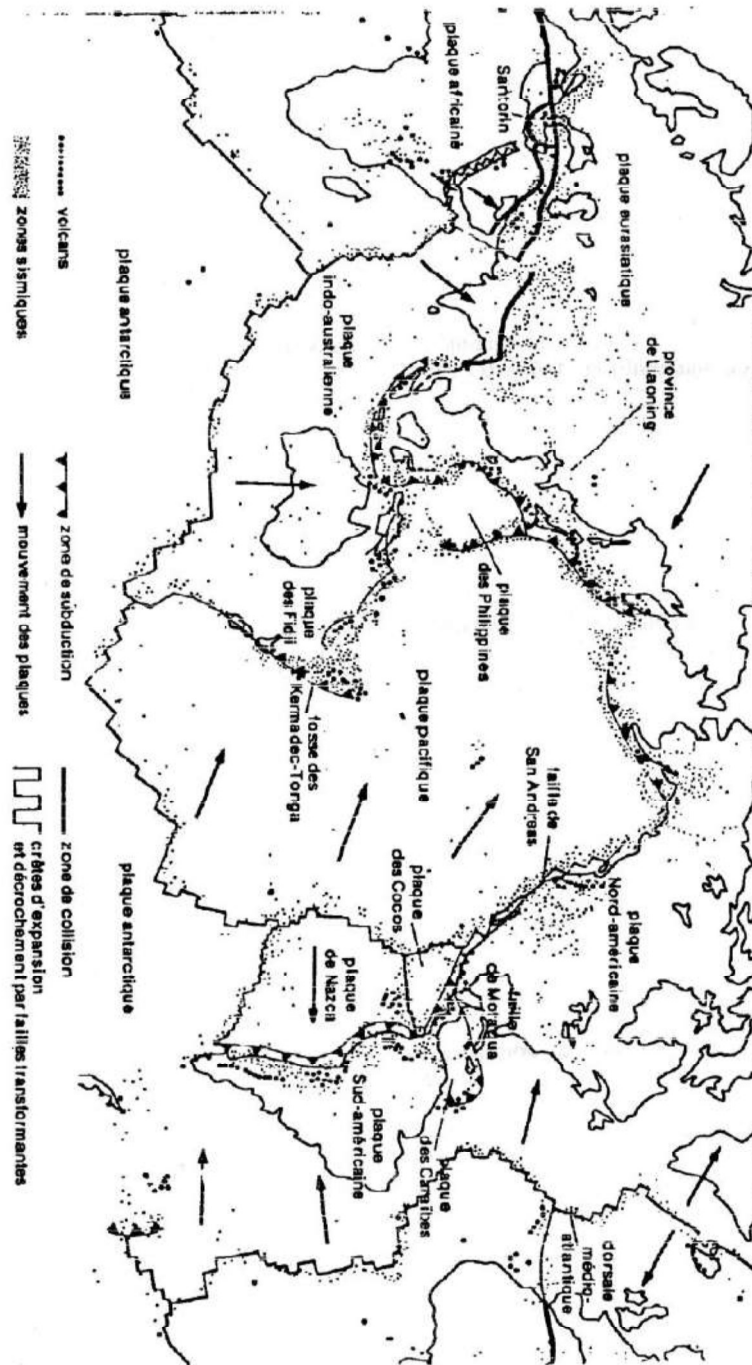


Figure 2

est celle de **RICHTER** qui comporte 9 degrés.

Actuellement, une autre grandeur est utilisée pour caractériser l'importance d'un séisme qui est le **moment sismique** défini par la formule suivante : $M_0 = U.L.S.$ où U est la rigidité du sol, L la longueur de la faille et S la surface de la faille.

Par ailleurs, il faut savoir que les caractéristiques d'un séisme diffèrent selon la nature des frontières entre deux plaques.

Ainsi, le long des dorsales, les séismes correspondent à la croissance des plaques. Ils expriment en général le jeu des failles normales qui affectent ces zones. Dans ces zones 10% des séismes dans le monde s'y produisent. Ils sont en général peu profonds (une dizaine de kilomètres) et dégagent environ 5% de l'énergie sismique totale.

Dans les zones de collision (bassin méditerranéen, région himalayenne ...), les séismes expriment en général les mouvements compressifs qui affectent ces zones. Dans ces régions, des séismes à foyers profonds peuvent parfois se produire à une profondeur de 700 kilomètres et témoignent ainsi de l'enfoncement d'une plaque lithosphérique sous une autre. Les séismes liés à ces fosses océaniques (zones de subduction) sont souvent parmi les plus violents. Ils fournissent près de 90% de l'énergie sismique libérée par les séismes superficiels et la plus grande part de l'énergie des séismes à foyers intermédiaires et profonds.

Au niveau des zones de fracture les séismes importants qui se produisent, expriment en général le coulissage d'une plaque par rapport à une autre. Pour exemple, on pourrait citer les séismes qui ont lieu en Californie, le long de la faille San Andrés, qui sont dus au coulissage de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Américaine. L'ensemble des séismes que nous venons de voir sont dits tectoniques car ils se produisent sous l'effet de la rupture de roches. Ils se localisent essentiellement en bordure de plaques mais peuvent parfois se produire à l'intérieur d'une plaque. Dans ce cas, l'origine de ces séismes dit **intraplaques** est liée à des causes diverses : phénomènes de rifting, existence de zones de faiblesse ...

D'autre part, des séismes n'ayant pas d'origine tectonique peuvent parfois se produire. Il résultent en général, d'éruptions volcaniques, d'effondrements de cavernes ou d'explosions nucléaires.

4 SISMICITE DE L'ALGERIE

A la suite de la découverte de la théorie de la tectonique des plaques, de nombreux travaux furent consacrés et continuent de l'être, à la détermination de la configuration des différentes plaques ainsi qu'à la nature des processus tectoniques qui se déroulent à leurs frontières. C'est ainsi que les travaux permettant de retracer l'évolution de l'océan Atlantique (Heirtzler et al., 1966 ; Pitman et Talwani, 1972 ...) ont conduit à mettre en évidence l'existence des trois grandes plaques Américaine, Eurasiatique et Africaine, ayant chacune son mouvement propre et ses frontières. Ces mêmes travaux permirent également de connaître le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe. C'est ainsi que depuis le Jurassique (environ 200 millions d'années), ce

port à l'Eurasie associée à un lent rapprochement de ces deux plaques (Fig.3). Ce rapprochement, entraîne donc depuis des millions d'années, la déformation d'une large zone s'étendant du point triple des Azores (Océans Atlantique) à la région Moyenne Orientale. Dans cette région qui constitue ainsi la région frontalière entre ces deux grandes plaques, les processus tectoniques les plus variés sont observés. C'est ainsi qu'enure le point triple des Azores et 20° W, la rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe s'exprime par des mouvements distensifs le long de la dorsale Terceira. Entre 20° W et le Déroit de Gibraltar, la tectonique est essentiellement marquée par le coulissage des deux plaques le long d'une faille transformante.

A l'Est du Déroit de Gibraltar, la limite entre les deux plaques est plus difficile à observer. Il est plutôt admis qu'une large zone de déformations englobant l'ensemble du bassin méditerranéen marque cette limite. Dans cette région, la tectonique s'associe à la présence de blocs relativement stables (Espagne, Corse, Sardaigne ...) et de zones où les déformations sont plus intenses (Apennins, Atlas ...) (Tapponnier, 1977) (Fig. 4). En mer d'Alboran, les interactions d'une microplaque (microbloc rigide) située entre les continents Africain et Européen, semble être à l'origine de la formation de la cordillère Bétique (Sud de l'Espagne) et des monts du Rif (Nord du Maroc). A l'Est de la mer d'Alboran, le rapprochement des deux plaques Africaine et Eurasiatique, actuellement de l'ordre du cm/an (Mc Kenzie, 1972) se traduit de part et d'autre de la méditerranée par l'existence de la chaîne des Alpes en Europe et Tellienne sur la bordure Nord du continent Africain. A l'Est de la Tunisie et de la France, la déformation cesse d'affecter le continent Africain pour se concentrer exclusivement dans la bordure Sud du continent Eurasiatique. En Italie du Sud, les mouvements tectoniques et le volcanisme (Etna) qui affectent la Sicile et la Calabre indiquent la présence d'une zone de subduction dénommée Tyrrhénienne où le bloc Corso Sardé s'enfonce sous la plaque Eurasiatique (Fig.4). En Italie du Nord et en Yougoslavie, les Apennins et Dinarides expriment la collision des deux plaques majeures. En Grèce, la subduction de la plaque Africaine sous la plaque Eurasiatique est actuellement bien identifiée par la présence d'un arc volcanique dénommé Arc Hellénique (Fig.4) qui se caractérise par une intense activité volcanique et par la présence d'un bassin marginal dénommé bassin Egéen où des mouvements distensifs sont mis en évidence.

Il faut souligner que dans les différentes zones que nous venons de présenter, les déformations entraînent une importante activité sismique qui se traduit par l'importants séismes comme ceux observés à Irpinia (M : 6.9, Italie) en 1980, à El Asnam (M : 7.3, Algérie) en 1980 ; à Kalamata (M : 5.9, Grèce) en 1985. C'est parce que la partie Nord de notre pays fait partie de cette vaste région où s'opposent les deux plaques Africaine et Eurasiatique, que nous observons une intense activité sismique dans les chaînes Tellienne et Saharienne.

Si maintenant la cause de la sismicité en Algérie du Nord est assez bien connue, beaucoup de questions restent posées comme par exemple : quels sont les accidents susceptibles

de générer des séismes, quelles sont les régions qui sont le plus susceptibles d'être touchées, quelle est la fréquence de ces séismes, quelle est leur magnitude possible ... A l'heure actuelle, nous ne sommes pas tout à fait démunis pour répondre à ces questions puisque heureusement des chercheurs algériens et étrangers ont déjà travaillé et continuent de travailler pour répondre à ces questions. Ainsi, dans le paragraphe suivant, nous allons très succinctement présenter aux lecteurs ce qu'il y'a lieu de savoir à propos de la sismicité en Algérie.

En Algérie l'activité sismique est connue depuis 1365 date à laquelle le premier séisme a été mentionné (Ambrassey et Vogt, 1988). L'analyse des différents catalogues de sismicité réalisés durant ces dernières décennies (Rothé, 1950 ; Roussel et Benhallou, 1971 ; Benhallou 1980) a montré que la sismicité sur le territoire national n'est pas partout identique et que nous pouvons considérer actuellement quatre zones d'activité sismique différente qui sont (Fig. 5):

- la **bordure Tellienne** est la région où la sismicité est la plus fréquente et où les plus importants séismes ont lieu. Cette importante sismicité s'explique par le fait que cette région est directement impliquée dans l'affrontement des plaques Européenne et Africaine,
- la région des **Hauts Plateaux** se caractérise par une sismicité pratiquement nulle,
- la région de l'**Atlas Saharien** présente une sismicité réduite. Quelques séismes ont pu être observés dans les monts Ksour, dans les Badors, dans les Bibans et les Aurès,
- la **région Saharienne** qui correspond à la plate-forme Africaine présente une sismicité quasi nulle. Seules quelques secousses mineures ont pu être enregistrées dans la région de Touggourt. en 1955.

Cette répartition actuelle de la sismicité n'empêche cependant pas qu'un séisme important puisse se produire dans les trois régions citées en dernier lieu. En effet une importante accumulation de contraintes dans ces régions, peut entraîner la rupture d'une structure tectonique et donc générer un séisme de forte magnitude.

Les récents tremblements de terre qui ont eu lieu dans la partie nord du pays tels que ceux d'El Asnam, de Constantine et de Tipaza, ainsi que les études de terrain qui ont permis d'identifier un certain nombre de failles comme celle du Dahra, celle du Sahel d'Alger ou celle de Kherrata (Meghraoui, 1988); montrent pour leur part, que certaines de ces failles actives peuvent générer de violents séismes de magnitude parfois supérieure à 7 comme l'atteste l'exemple d'El-Asnam. Il a été également observé lors de ces importants séismes, que la rupture n'affectait pas toujours la faille dans toute sa longueur mais seulement quelques segments de cette faille et que l'on était en droit de s'attendre, dans une crise sismique ultérieure, à l'activation de ces segments qui n'avaient pas joués.

Par ailleurs, l'étude des mécanismes au foyer (étude du mécanisme de rupture) de ces séismes importants montre que la déformation se fait de façon différente dans les régions du Centre, de l'Ouest et dans les régions Est. Ainsi, à l'Ouest le mécanisme de déformation se résume essentiel-

lement à des mouvements compressifs de direction NNW-SSE. Ceux-ci s'observent plus particulièrement dans le Tell Septentrional au sein de bassins plioquaternaires tels ceux de la Mitidja et du Cheliff. Dans ces bassins, cette tectonique compressive s'exprime par des pli-failles de direction NE-SW. A l'Est, la déformation s'apparente plus à des mouvements de coulissage. Dans le Tell Méridional, ceux-ci s'expriment par un décrochement E-W dextre majeure et par des décrochements NE-SW. Au sud de Béjaïa et vers le Bassin du Hodna, ces failles décrochantes E-W et NE-SW peuvent être associées à des plis et avoir un rejet inverse (Meghraoui, 1988).

Il faut également souligner que la sismicité dans ces régions peut, au niveau d'un accident particulier, se reproduire à des intervalles réguliers. Des travaux récents effectués par M. Meghraoui (1988) sur la paléosismicité de la faille d'El-Asnam montrent un intervalle régulier de récurrence des tremblements de terre de fortes magnitudes. Pendant l'Holocène, des périodes de tranquillité variant de 2000 à 6000 ans alternent avec des périodes d'intense activité sismique d'une durée d'environ 1000 ans. Pour la période récente, l'intervalle de récurrence des séismes varie de 300 à 500 ans. Ainsi, par le biais de ces travaux de paléosismicité et par l'analyse des catalogues de sismicité historique, il est possible de connaître la répétitivité de l'activité d'une faille.

5 PREDICTION ET RISQUE SISMIQUE

Si à travers toutes ces études réalisées, plusieurs caractéristiques de la sismicité de notre pays ont pu être connues, il nous est cependant impossible à l'heure actuelle de prévoir dans un délai de temps très court le jour ainsi que le lieu d'un futur séisme. C'est pour cela que la prévision des séismes reste l'une des préoccupations majeures des chercheurs. A travers toutes les études réalisées, il est apparu qu'un certain nombre de paramètres physiques ou autres tels que par exemple l'émanation de gaz radon, le rapport V_p/V_s des ondes sismiques, l'intensité des courants telluriques naturels (voir article ABTOU et BEZZEGHOUD), le débit des sources, le comportement des animaux, variaient à l'approche d'un séisme. Des séismes précurseurs peuvent même parfois se produire. Cependant, il a été constaté malheureusement que tous ces paramètres ne variaient pas systématiquement à l'approche d'un séisme. Ainsi, se basant essentiellement sur le comportement des animaux, les Chinois avaient réussi en Février 1975 à prévoir un important séisme de magnitude $M = 7.3$, ce qui avait permis de sauver des milliers de personnes. Cependant, cette méthode de surveillance du comportement des animaux ne put leur permettre d'éviter la perte de 650 000 vies humaines occasionnée par le violent séisme qui se produisit l'année suivante. La communauté scientifique en déduisit que la seule approche valable en matière de prévision à très court terme restait la surveillance de tous les paramètres susceptibles d'annoncer l'occurrence d'un prochain séisme. Cette méthodologie est actuellement appliquée en Californie pour la surveillance de la faille San Andréas.

Pour la prévision à moyen terme, une des méthodes de prévision consiste à reconnaître le long d'accidents tectoniques actifs, les portions de ces accidents qui ont eu par le passé

Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie à six époques différentes entre le Jurassique inférieur (180 Ma) et l'époque actuelle (Tapponnier , 1977)

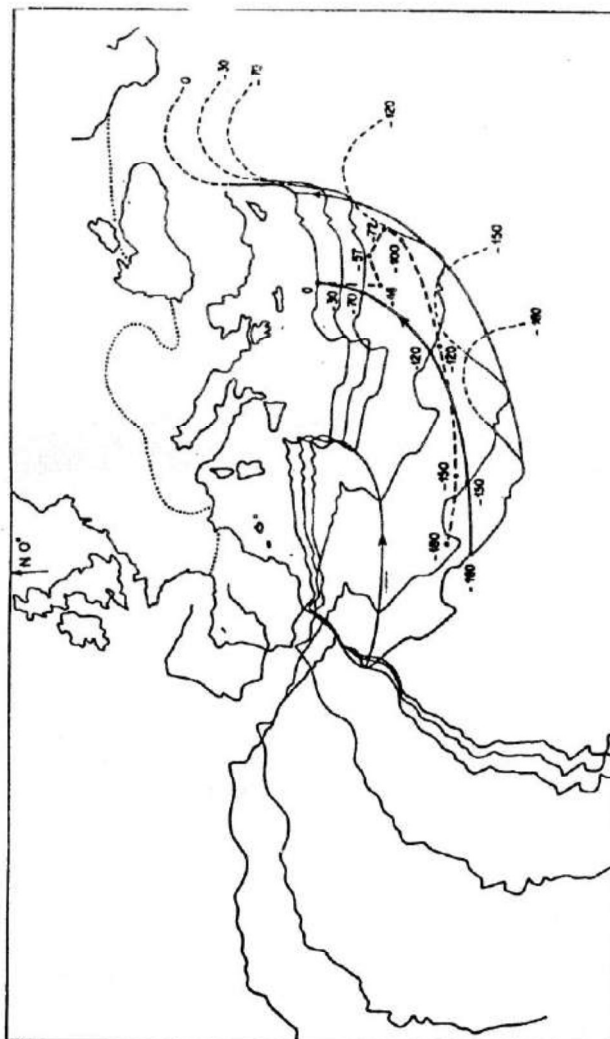


Figure 3

**Structures tectoniques majeures du domaine
Alpin méditerranéen (Tapponnier , 1977)**

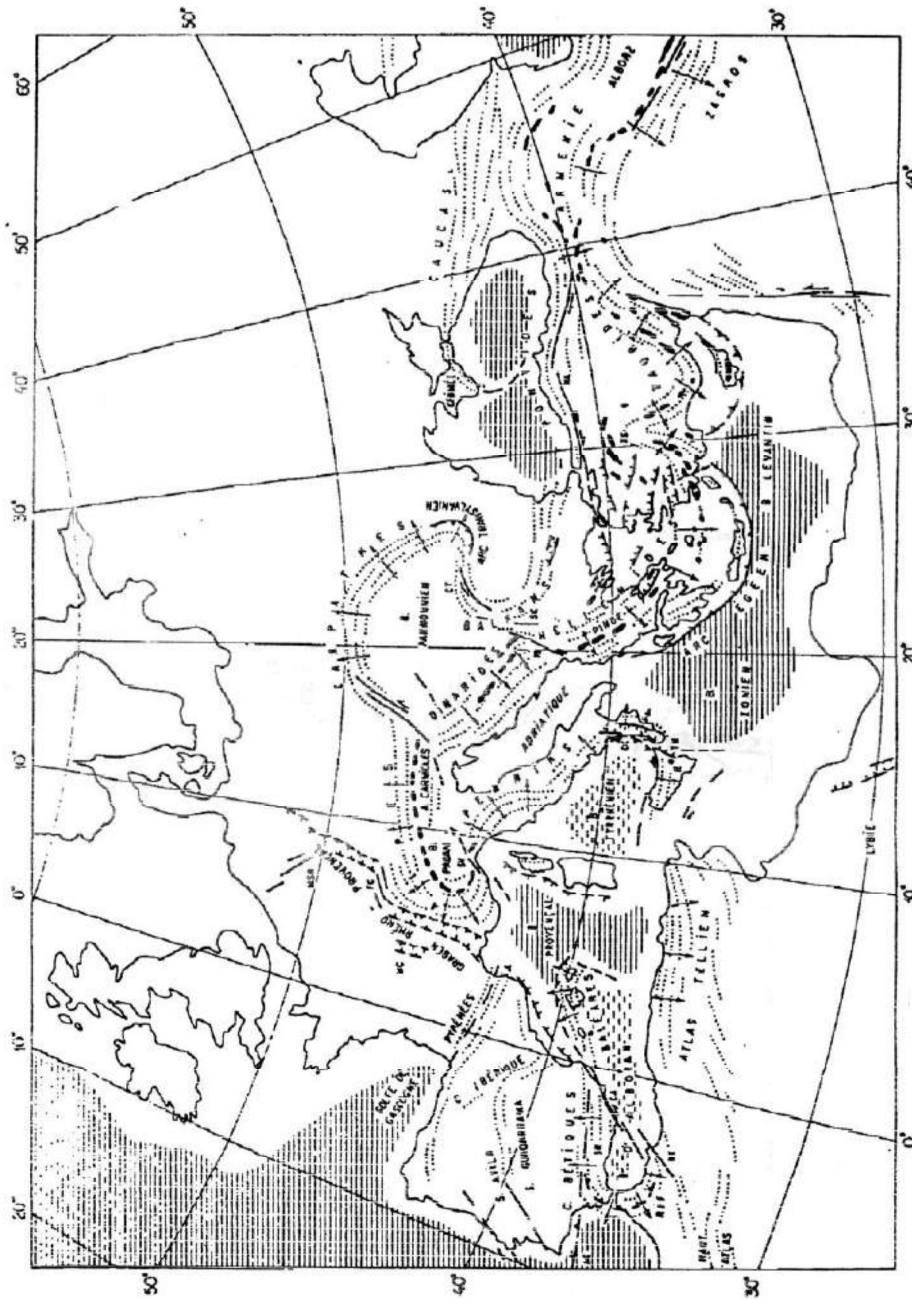


Figure 4

Carte des principales secousses 1908-1980
(Benhallou, 1985)

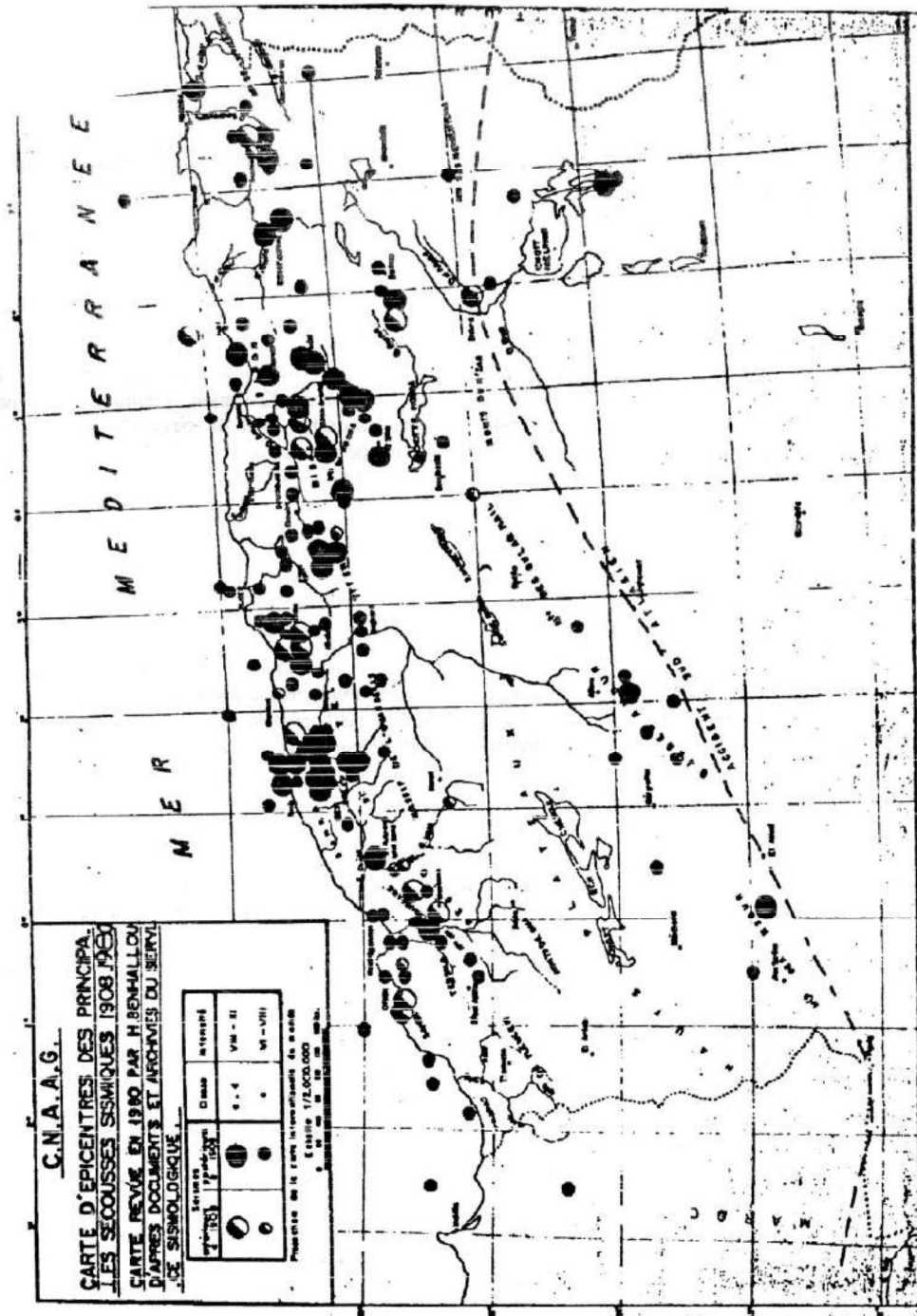


Figure 5

une certaine activité mais qui sont actuellement muets. Ces zones dénommées **gaps sismiques**, où une forte accumulation de contraintes est supposée, sont susceptibles de générer selon leurs caractéristiques, de gros tremblements de terre. Cette recherche dans la prévision ne doit pas nous faire oublier qu'il est également indispensable de se prémunir des effets dévastateurs des séismes importants et que la réduction du risque reste le meilleur moyen d'y parvenir.

Cette limitation du risque sismique qui vise à minimiser les pertes en vies humaines et les dégâts occasionnés aux édifices, passe par une étroite collaboration de spécialistes de disciplines diverses tels que : sismologues, géologues, architectes, ingénieurs ... Elle consiste tout d'abord à évaluer l'aléa sismique d'une région ou d'un pays c'est à dire de connaître la probabilité dans chaque partie de cette région ou pays de ressentir une secousse d'une intensité égale à une valeur donnée. Cet aléa dit régional est déterminé à partir de la connaissance des différentes failles actives de la région, de la connaissance des intensités macrosismiques envisagées, des périodes de retour de leur activité sismique, de la connaissance des intensités macrosismiques et de leur distribution, des paramètres dynamiques des ondes sismiques en fonction de la distance (courbes d'atténuation des ondes avec la distance). La synthèse de ces informations conduit à élaborer des cartes de zonation sismique, re-représentant soit des intensités maximales, soit des cartes d'accélération maximale pour différentes périodes de récurrence, indispensables à l'aménagement du territoire national.

A l'échelle d'un site urbain, ces études d'aléa régional doivent être complétées par des études d'aléa sismique local basées sur l'identification des zones potentielles de glissements de terrains, sur l'éventualité de phénomènes de liquéfaction, sur les zones possibles d'inondation, sur la connaissance des phénomènes de tassement, sur les caractéristiques géotechniques des sols (connaissance du comportement mécanique des sols par rapport à la présence d'immeubles, d'ouvrages d'arts, ponts et barrages.) ...

Grâce à l'ensemble des informations recueillies, des cartes dites de **microzonation** sont établies, permettant de caractériser le comportement de zones homogènes par rapport à l'occurrence d'un séisme. A travers la réalisation de ces cartes, il s'agit d'établir des documents auxquels doit se référer tout projet d'urbanisme d'une ville. En complément à ces documents, il est également indispensable de se doter d'une réglementation dans la construction des édifices. Ce règlement ou code parasismique doit en effet permettre à toute structure réalisée de résister à un séisme. Dans notre pays, les multiples études géophysiques, géologiques ou géotechniques réalisées lors de ces dernières décennies ont abouti à la microzonation d'Ech Cheliff quelques années après le séisme du 10/10/1980 ainsi qu'à la publication par le C.T.C d'un code de construction parasismique (R.P.A., 1981). Ce code est d'ailleurs déjà utilisé depuis plusieurs années pour la réalisation d'édifices publics ou de nouvelles habitations. Une version actualisée de ce code, dénommée "RPA 88", est disponible depuis juin 1990.

Il faut également souligner que la réduction du risque

sismique nécessite que les pouvoirs publics se dotent de plans d'urgence tel que le plan ORSEC pour permettre à tous les organismes concernés (Protection Civile, Gendarmerie ...) de venir très rapidement au secours des populations sinistrées et de réduire aux maximum la perte de vies humaines.

6 CONCLUSION

Des efforts appréciables ont été fournis ces dernières années dans la compréhension du phénomène sismique dans notre pays. Les multiples études géophysiques, géologiques ou géotechniques ont abouti en effet à des résultats remarquables dans la connaissance des normes de construction ou des caractéristiques tectoniques de certaines de nos régions.

Actuellement, les efforts déployés par la communauté scientifique des Sciences de la Terre, visent à poursuivre l'identification des zones actives de notre pays.

Dans ce but, il est procédé à la mise en place par le C.R.A.A.G., d'un réseau télémétré de surveillance sismique qui comportera 32 stations sismologiques réparties à travers les zones nord du pays. Ce réseau permettra une écoute permanente de l'activité sismique ce qui conduira à localiser les différents accidents susceptibles de générer un séisme. Le Centre de Génie Parasismique (C.G.S.) procède également à l'installation d'un réseau d'une centaine d'accélérographes qui permettra de connaître les mouvements forts du sol et de connaître la réaction d'édifices tels que : immeubles, barrages, ... par rapport à ces mouvements.

D'autre part, des missions sur le terrain sont prévues afin de déterminer les caractéristiques de ces zones actives c'est à dire de connaître leur étendue, le mécanisme de ces failles, leur contexte géologique ...

Par ailleurs, il est procédé actuellement, grâce à des études géodésiques, gravimétriques et magnétiques, à la surveillance de la faille d'El-Asnam afin de pouvoir établir son mécanisme de déformation mais aussi dans l'espoir de déceler toute éventualité d'un séisme majeur.

L'ensemble des informations collectées à travers les différentes actions en cours ou en voie de l'être, permet d'envisager dans un proche avenir la microzonation de nouveaux sites urbains (projets à Alger et Ain Delfa) et la quantification de manière générale du risque sismique dans notre pays. Ainsi, peut-on espérer voir un jour, grâce à ces efforts de réduction du risque sismique mais aussi de prévision, nos populations vivre l'occurrence d'un séisme sans frayeur ni panique et que les constructions (immeubles, barrages, ponts ...) puissent subir le moins de dommages possibles.

7 BIBLIOGRAPHIE

AMBRASSEYS, N.N., et J.VOGI, Material for the investigations of the seismicity of the region of algers. European Earthquake Engineering, 1988.

BENHALLOU, H. et J. ROUSSEL, Sur les séismes et la sismicité de l'Algérie de 1951 à 1970, Note I.M.P.G.A., 4, 1971.

BENHALLOU, H., Les catastrophes séismiques de la région d'Ech-Cheliff dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, Thèse de Doctorat, U.S.T.H.B. Alger, 1985.

BOLT, B.A., Les tremblements de terre. Bibliothèque pour la Science, Diffusion Berlin, 1982.

COX, A., et W.H. FREEMAN, Plate tectonics and Geomagnetic Reversals, San Fransisco, 702 pages, 1973.

HALLAM, A., Une révolution dans les Sciences de la Terre, Editions du Seuil, 1976.

HEEZEN, B.C., THARP, M. et M. EWING., The floors of the ocean 1, North Atlantic, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 65, 1959.

HESS., H., History of Oceans Basins, in Petrological Studies. A volume in Honor of A.F. Buddington. Ed. by A.E.J. ENGEL, H.L JAMES and B.F. LEONARD. Geol. Soc. of America, 1962.

HEIRETLER, J.R. , X. LE PICHON et J.G. BARON, Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge, Deep Sea Res. 13,1966.

La dérive des Continents et la Tectonique des Plaques. Bibliothèque pour la science. Diffusion Belin, 1982.

LOMNITZ, C., Global Tectonics and earthquake risk, Elsevier, 1974.

Mc KENZIE, D. P., Active tectonics of the Mediterranean region, Geophy. J.R. Soc., 30. 109, 1972.

MEGHRAOUI, D.P., Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie, Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, 1988.

PITMAN, W.C. et J.R. HEIRTZLER, Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge, Science, 154, 1966.

PITMAN, W. C. et M. TALWANI, Seafloor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 1972.

ROTHER, J.P, Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie. Publ. Serv. Carte Geol. de l'Algérie, 24, PP :40, 1950.

SYKES, L.R., Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid Ocean Ridges, J. Geophys. Res., 72, 1967.

TAPPONNIER, P., Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull. Soc. Geol. France, 19, 437-460 , 1977.

VINE, F.J. et D. H. MATTHEWS, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, 199, 1963.

WILSON, J.T., A new class of faults and their bearing on continental drift , 207, 1965.

WEGENER A., Die Entstehung der Kontinente, Petermann Geog. Mitteilungen, 58, 1912.