

CHAPITRE 5

ANALYSE SISMIQUE ET COMPILATION DE LA CARTE DE L'ALÉA

Chapitre 5. Analyse sismique et compilation de la carte de l'aléa

5-1 Scénario sismique

5-1-1 Identification des failles actives

Plusieurs structures régionales identifiées dans la zone d'Alger sont susceptibles d'être réactivées dans le modèle de contrainte du jour présent.

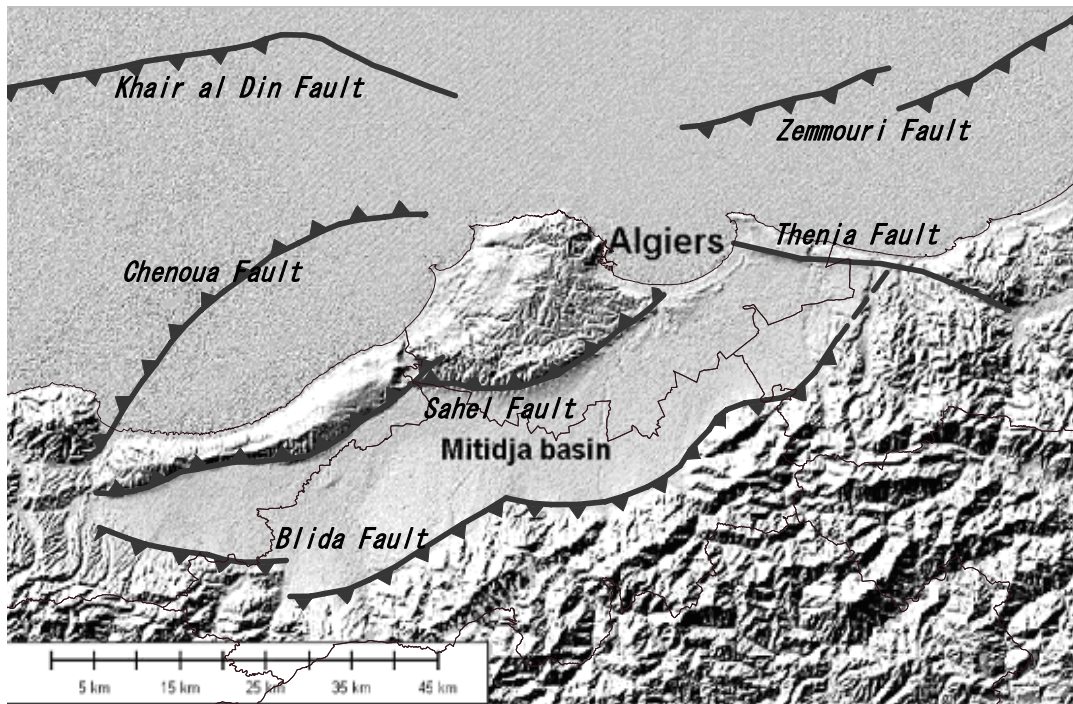


Image d'arrière-plan: SRTM DEM

Figure 5-1 Localisations et traces des surfaces inférées des failles

(1) Faille du Sahel

La faille du Sahel de l'interface entre le bassin de la Mitidja contre le sud et le Sahel d'Alger contre le nord (Figure 5-1). La topographie suivant la faille sur son compartiment du nord est une tendance anticlinale ENE-OSO d'environ 200 m d'élévation résultant du glissement inverse sur le plan de la faille en descente vers le nord. La faille du Sahel ne propage pas à la surface et reste imperceptible le long de toute sa longueur.

Deux segments importants sont identifiés sur le MNT, se mettant en contact à l'Oued Mazafran. Le segment oriental apparaît comme propagation de l'orientation vers le sud et accommode certaines déformations susceptibles d'avoir été localisées au préalable sur un segment abandonné aujourd'hui. Nombreuses données ont été publiées et enrichissent en document l'activité plioquaternaire de la faille (e.g. Glangeaud, 1952; Aymé, 1952 ; Saoudi, 1989; Boudiaf, 1996), bien que la topographie nette et mieux conservée de l'anticlinal du Sahel avec la sismicité instrumentale suggère elle-même un déplacement actif en direction de la faille.

(2) Faille de Chenoua

La faille de Chenoua délimite le massif de Chenoua du sud et s'étend en mer en direction de nord-est (Figure 5-1). A cause que cette faille est en mer de presque toute sa longueur, sa géométrie précise est médiocrement documentée. Cependant, deux séismes récents des 29 octobre 1989 (séisme de Chenoua, $M_s=6,0$) et 9 février 1990 (séisme de Tipaza, $M_s=4,9$) ont donné les informations décisives sur la géométrie de la faille. Les répliques de ces deux cas suggèrent deux plans de faille parallèles orientés vers le NE-SO et descendant vers le NO avec un pendage d'environ 45° (Maouche, 2000). Ces deux plans sont considérés comme étant absorbés en profondeur et forme une faille isolée. En plus, les mécanismes de foyer de ces deux séismes confirment purement le développement de faille inverse sur les plans de faille descendant vers le nord-ouest avec un pendage de 45° (Figure 3-9). Un profil de réflexion sismique à travers la faille montre un anticlinal croissant sur le compartiment de la faille du nord-ouest suggérant une topographie à géométrie associée étroitement similaire à la faille du Sahel.

Récemment, la croisière scientifique en mer MARADJA de la côte algérienne a traversé à plusieurs reprises la trace de surface de la faille de Chenoua en faisant la mesure précise de son étendue (Domzig et al., soumisses). Les données bathymétriques montrent une trace de faille qui s'étend d'environ 50 km à l'ouest d'Ain Benian. En considération la géométrie de la faille de Chenoua, il est probable que le séisme d'Ain Benian du 4 septembre 1996 ($M_s=5,7$) dont le mécanisme de foyer (GFZ) montre un mouvement inverse sur un plan de faille avec un pendage vers le nord-ouest-ouest (Figure 3-9) a été généré par cette structure active.

(3) Faille de Blida

La faille de Blida (Mitidja du sud) marque une interface entre le bassin de la Mitidja contre le nord et l'Atlas blidien contre le sud (Figure 5-1). L'Atlas blidien est une chaîne en topographie escarpée avec l'élévation d'environ 1 500 m. Cette topographie reflète le déplacement inverse à long terme sur le plan de faille descendant du sud dont l'élévation récente jusqu'à présent soulèvement est affirmée par des cônes de déjection surimposés dans le piedmont de la chaîne.

La trace de surface de la faille apparaît divisés en segments dans la topographie. La géométrie en profondeur et la segmentation en sont pourtant inconnues. A son extrémité occidentale, la trace de faille s'affaiblit progressivement avant d'être connectée avec la faille du Sahel ou la faille de Tipaza. Sur sa fin de l'est, la trace de faille s'affaiblit également et sa topographie signale qu'elle disparaît avant d'atteindre la zone de Boumerdes (développement de faille cachée ?).

La sismicité instrumentale montre une activité sismique importante la plus focalisée sur la partie occidentale de la faille (Figure 3-8). Le séisme d'Oued Djer du 31 octobre 1988 ($M_s=5,4$) confirme le mouvement inverse d'un plan de faille descendant vers le sud avec un composant droit latéral supplémentaire (Figure 3-9).

(4) Développement de faille active en mer le long de la marge algérienne

Le séisme de Boumerdes du 21 mars 2003 jette une nouvelle lumière sur un cadre tectonique de la région d'Alger. Les études des secousses principales et des répliques subséquentes (Bounif et al., 2004 ; Delouis et al., 2004 ; Yelles et al., 2004) a révélé que le séisme a eu lieu le

long d'une faille d'orientation du N55E au N60E descendant vers le sud-est avec un pendage de 45° à 55° en mer de Zemmouri. Le mécanisme de foyer des secousses principales indique purement un glissement inverse. Les récentes données de réflexion bathymétrique et sismique en mer de la croisière BARADJA (Deverchères et al., 2005) donnent lieu à imaginer la trace de cette faille en mer le long de la base en pente continentale du nord de Zemmouri (Figure 5-2). L'activité le long de cette faille n'a pas pu être mise en question puisqu'elle a été prouvée par : 1) le séisme de Boumerdes et 2) la géométrie ressemblant aux cônes de déjection des sédiments quaternaires à la base en pente continentale (Figure 5-3).

Les données bathymétriques de la croisière MARADJA montrent une étendue vers l'ouest de cette faille en mer de Zemmouri non plus éloignée que la longitude approximative de la Cape Matifou. Cependant, les données supplémentaires de la croisière MARADJA sur la Baie d'Alger de l'ouest (Domzig et al., soumise) montrent une faille similaire principale en mer descendant vers le sud suivant la base en pente continentale de la berge de Khair al Din (Figure 5-4). Les données bathymétriques montrent une étendue vers l'est de cette faille jusqu'à la longitude approximative d'Ain Benian. Même s'il n'y a aucune preuve indiquant l'étendue vers l'est de la trace de faille jusqu'à la Baie d'Alger, il est considéré que cette faille en mer de Khair al Din doit s'étendre en profondeur au moins au-dessous de la zone d'étude.

Selon les signaux topographiques (environ 2 500 m de pente continentale), ces failles en mer de Zemmouri et de Khair al Din (Figure 5-1) doivent être considérés comme étant les structures principales. Dans ce contexte, les failles du Sahel et de Chenoua mesurant quelques centaines de mètres topographiques sont de structure secondaire, c-à-d les failles inverses en arrière (poussée de retour) sur le compartiment supérieur de la faille en mer de Khair al Din.

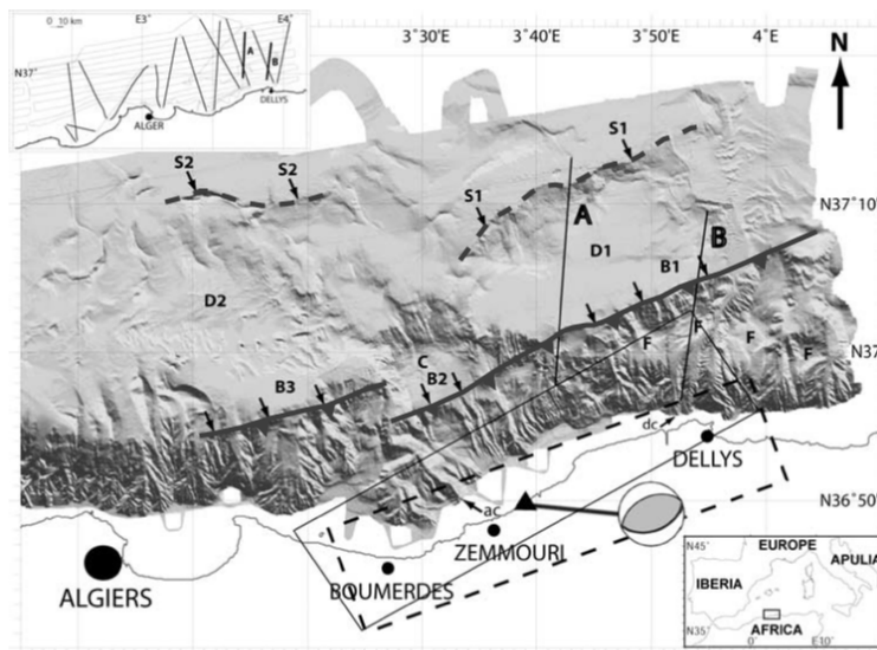


Figure 5-2 Données bathymétriques de la croisière Maradja (partie de l'est) montrant la faille en mer du Zemmouri qui a eu lieu le 21 mai 2003 (modifiées de Deverchères et al., 2005).

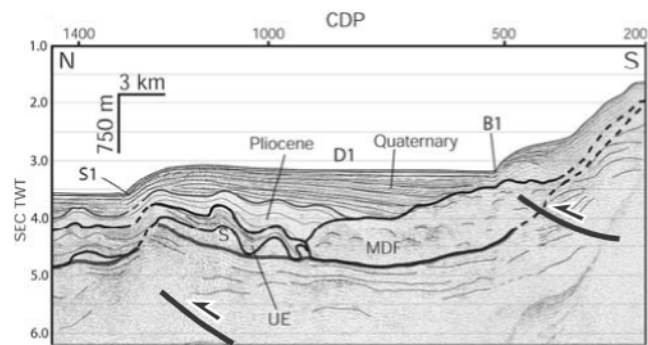


Figure 5-3 Données de réflexion sismique de la croisière Maradja montrant les dépôts quaternaires bascules par le déplacement le long de la faille en mer qui a eu lieu le 21 mai 2003 à Boumerdes (modifiées de Deverchères et al., 2005).

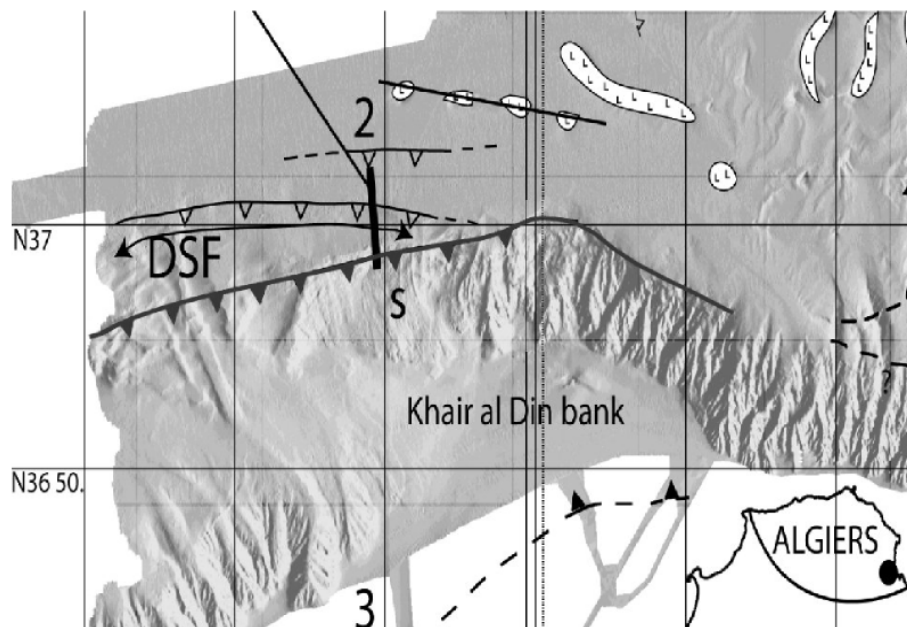


Figure 5-4 Données bathymétriques de la croisière MARADJA (partie de l'ouest) montrant la faille en mer de Khair al Din au nord de la berge de Khair al Din bank (modifiées de Domzig et al., soumis)

(5) Faille de Thenia

La faille de Thenia court en direction de ONO-ESE près de la ville de Boumerdes. Elle s'étend de la Baie d'Alger à l'Oued Isser sur une longueur totale d'environ 35 km (Figure 5-1). Les données bathymétriques récemment publiées ne montrent pas une étendue en mer significative de la faille (Deverchères et al., 2005). La trace de faille en topographie est rectilinéaire suggérant un plan de faille avec un pendage important. La faille près du littoral forme une topographie nette d'environ 50 à 80 m d'élévation qui montre la récente activité limitée à l'élévation du compartiment du nord.

5-1-2 Analyse sur site

L'analyse sur site a pour objectif d'étudier précisément la géométrie et la capacité sismogène des failles actives identifiées par l'analyse des déformations des sédiments quaternaires et/ou des perturbations de la morphologie. La quantification des déplacements quaternaires se base sur la mesure du décalage des marqueurs stratigraphiques et/ou morphologiques. Dans les zones littorales telles que la région algéroise, l'étude des terrasses marines quaternaires offre des données sur le montant et la vitesse du déplacement vertical. Cette analyse sur site donne des informations liées à la capacité sismogène des failles actives : géométrie, vitesse et, tant qu'il est possible, vecteur co-sismique et période de retour des séismes importants.

(1) Activité le long de la faille du Sahel

L'activité des traces le long de la faille du Sahel a été investiguée le long de l'Oued Mazafran qui se croise l'anticlinal du Sahel de Zeralda du sud. Sur cette zone, l'anticlinal a été investiguée le long de toute sa largeur du bassin de la Mitidja à la mer.

Aucune extension en surface de la faille du Sahel n'a été observée, bien que nombreuses petites déformations superficielles puissent s'observer sur les dépôts quaternaires. Ces petites déformations superficielles sont le plus probablement l'ajustement gravitaire au développement topographique entraîné par la faille puisqu'elles montrent le déplacement à la fois inverse et de petite échelle. La topographie d'elles-mêmes, soit observée sur un modèle d'élévation numérique soit sur site, est un argument efficace pour affirmer l'activité tectonique quaternaire le long de la faille du Sahel.

Les terrasses d'abrasion marine sur le bord derrière de l'anticlinal du Sahel confirme qualitativement l'élévation en fin du Pléistocène (Tyrrhénien ou plus jeune) due au glissement sur la faille. Cette observation doit être quantifiée par l'identification de la datation absolue et des profils verticaux.

(2) Développement de faille dans le massif de Bouzareah

Le massif de Bouzareah se situe à l'ouest d'Alger. Il contient des roches de base et atteint une élévation maximale d'environ 400 m. Deux failles ont été décrites pour ce massif (Saadallah, 1981, 1984; Slemmons et al., 1984) et ces deux sont considérés éventuellement actives. Les arguments publiés sur l'activité tectonique le long de ces failles sont décrits en grandes lignes ci-après avec nos propres observations et interprétations subséquentes.

1) Faille d'Ain Benian

La première éventuelle structure active dans le massif de Bouzareah est une faille d'orientation E-O devant traverser le havre d'Alger pour s'étendre vers l'ouest le long de l'Oued Beni Messous jusqu'à ses bouches à Ain Benian. L'existence de cette faille est seulement suggérée sur une longueur réduite dans la zone d'Alger (Saadallah, 1984), mais Swan et al. (1998) l'a considéré comme étant une extension vers l'ouest de la faille de Thenia et, donc, une source sismogène critique. Aucune autre publication ne décrit ni localise la faille d'Ain Benian.

Pour vérifier l'existence de cette faille, nous avons observé les dépôts burdigaliens et les métamorphiques de soubassement le long de la route Frais Vallon entre El Biar et Bab El Oued. Aucune faille d'orientation E-O n'a été observée dans cette zone qui aurait confirmé l'existence de la faille d'Ain Benian.

Dans le présent modèle de contrainte, une faille active d'orientation E-O aurait un composant vertical de déplacement qui générerait une topographie asymétrique. La topographie de l'Oued Beni Messous entre Cheraga et Ain Benian a été vérifiée aussi bien sur le site que sur le modèle d'élévation numérique. Aucune asymétrie de la topographie n'a été observée, ce qui pourrait suggérer une faille d'orientation E-O ayant réactivé dans le modèle de contrainte du jour présent (Figure 5-5).

Ces observations conduisent à s'interroger sur l'existence de la faille d'Ain Benian. Si elle existait et active, les signaux topographiques indétectables affirmeraient que le rapport de glissement soit au moins deux ordres de magnitude plus lents que le long de la faille du Sahel (celle-ci est un ordre de magnitude plus lente que les failles de Blida et en mer). C'est donc une vitesse très lente, combinant la longueur limitée, qui rendrait cette structure négligeable sur le plan de l'aléa sismique.

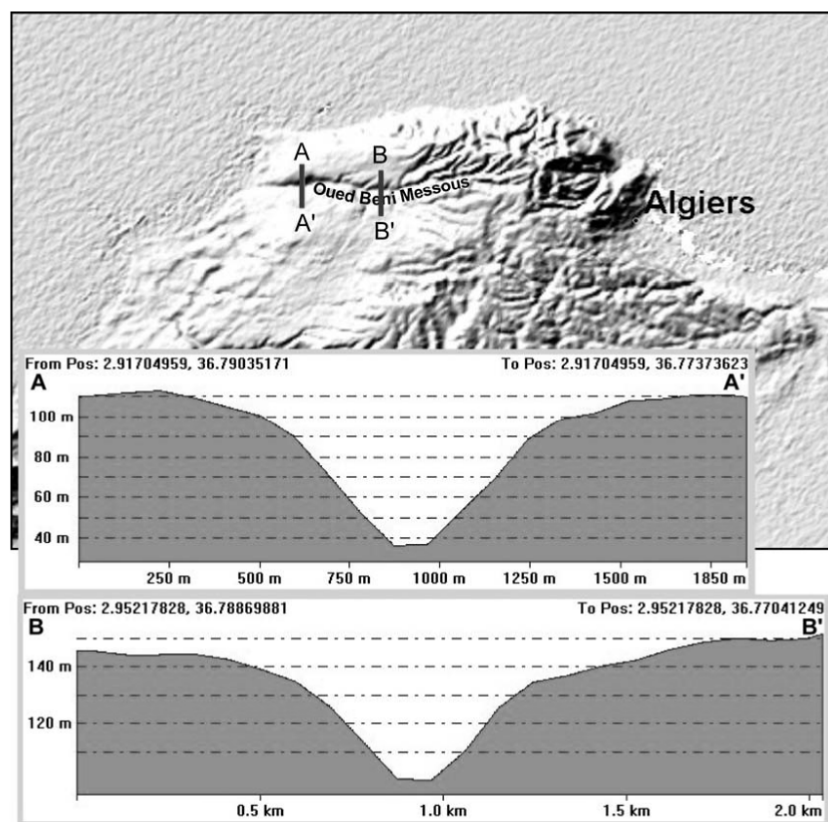


Figure 5-5 Profils topographiques à travers l'Oued Beni Messous montrant le manque d'asymétrie topographique. Le développement de faille active le long de l'Oued générerait une asymétrie de ses berges dans le modèle de contrainte du jour présent.

2) Faille de Bouzareah

La deuxième éventuelle structure active dans le massif de Bouzareah est la faille inverse d'orientation E-O qui affleurerait près des Bains Romains (côté nord du massif) et qui n'a pourtant jamais été précisément cartographiée. Cette structure est « une faille inverse d'orientation E-O fortement descendant vers le sud dans les récentes formations peu profondes » (traduction de Saadallah, 1984, en français).

Il est à noter toutefois que « les failles près des Bains Romains (...) n'ont pas reçu l'exploration ni l'évaluation attentive » (Slemmons, 1984). Nous avons essayé de nous adresser à cet écartement en observant d'éventuelles récentes déformations dans les dépôts quaternaires au sud des Bains Romains.

Il a été observé que, dans l'oued au sud des Bains Romains (route de Bouzareah), une petite faille inverse d'orientation E-O avec les métamorphiques de soubassement donnait éventuellement un chevauchement par dizaine de centimètres sur la colluvion quaternaire (Figure 5-6). Cette observation est logique par rapport à l'affleurement décrit par Saadallah (1981, 1984) excepté qu'il indiquait la descente de la faille au sud alors que nous l'avons vue descendre au nord.

Ceci suggère que le massif de Bouzareah soit coupé par plusieurs failles inverses antithétiques d'orientation E-O d'une étendue très limitée et de rapport de glissement lent. Ces structures négligeables accommodent une partie très limitée de la déformation qui est la plupart des cas concentrée le long des failles importantes. Elles sont négligeables sur le plan de l'aléa sismique par rapport aux sources importantes à proximité (failles en mer et de Blida ou faille lente du Sahel).

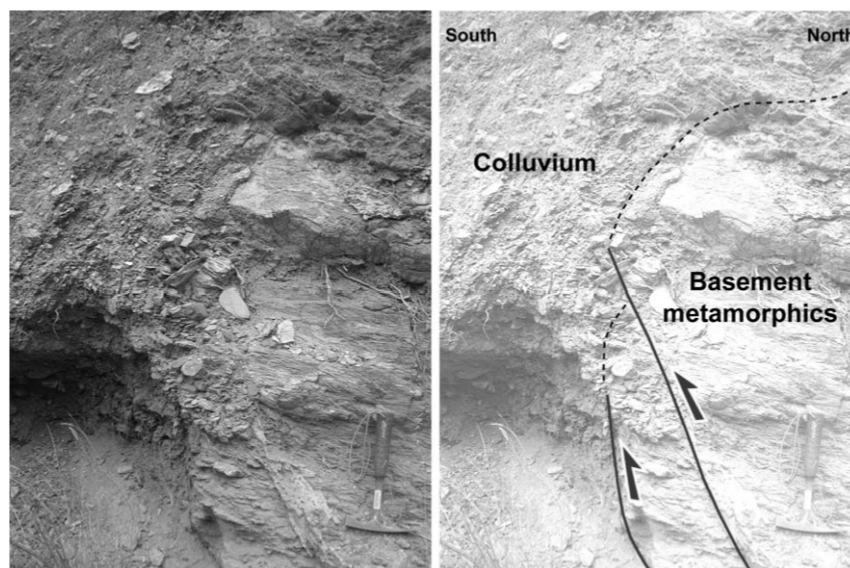


Figure 5-6 Vue d'une petite éventuelle faille inverse d'orientation E-O avec un pendage vers le nord observée près des Bains Romains. Cette structure négligeable serait similaire à la faille décrite dans la même zone by Saadallah (1981, 1984).

5-1-3 Réalisation du modèle du sismotectonique

(1) Description du sismotectonique des structures actives individuelles

Les structures actives régionales individuelles identifiées au préalable, c-à-d les failles du Sahel, de Blida et de Thenia, sont considérées sur le plan de leur impact du sismotectonique dans les modèles actuels de déformation.

1) Faille du Sahel

En dépit des nombreuses études de la faille du Sahel, ses structures profondes et géométrie restent inconnues. Les informations critiques sur la géométrie de la faille telle que l'angle de descente, la segmentation et la largeur du plan de faille, sont requises pour évaluer la capacité sismogène et l'aléa associé. Néanmoins, vu que la géométrie profonde de la faille est inconnue, il est considéré qu'une rupture le long de toute la longueur de la faille, c-à-d d'environ 75 km (avec tous les segments s'absorbant en profondeur et se rompant). Il est aussi considéré que la faille du Sahel s'étend vers le bas à une profondeur de 15 km.

Les cinématiques détaillées de la faille du Sahel sont aussi inconnues. Sur la base de l'âge radiométrique, Meghraoui (1991) a calculé une élévation de terrasses marines de l'est de Tipaza de 0,1 à 0,2 mm/an, bien que cette élévation puisse résulter du glissement accumulé sur plusieurs structures (c-à-d failles en mer). Selon la réponse topographique au déplacement le long de la faille du Sahel, il est estimé que le rapport de glissement devrait être de l'ordre de quelques dizaines de mm par an. Pour la présente étude, un rapport de glissement de $0,5 \pm 0,2$ mm/an sera considéré le long de la faille du Sahel.

2) Faille de Chenoua

Selon les données bathymétriques de la croisière MARADJA et la sismicité instrumentale, il est considéré que la faille de Chenoua a une longueur d'environ 50 km sur une descente vers le nord-ouest avec un pendage de 45° . Si nous considérons que la réponse de la topographie au déplacement le long de la faille de Chenoua est relativement comparable à la faille du Sahel, les rapports de glissement similaires pourraient être considérés le long de ces deux structures. Par conséquent, pour la présente étude, un rapport de $0,5 \pm 0,2$ mm/an sera présumé le long de la faille de Chenoua.

3) Faille de Blida

Quant à la faille du Sahel, l'incertitude significative sur la faille de Blida est associée avec : 1) la géométrie en profondeur (angle de descente, propagation vers le bas, segmentation, connexion avec les autres structures....) et 2) le rapport de glissement par la vitesse.

Vu que la segmentation en profondeur est inconnue, il sera considéré que les segments de la faille du Sahel identifiés sur la topographie s'absorbent en profondeur et forment un segment unique d'une longueur approximative de 90 km. Il est aussi considéré que la faille de Blida s'étend jusqu'à 20 km de profond.

Selon les signaux topographiques générés par les deux failles de Blida et du Sahel, il paraît que la vitesse le long de la faille de Blida est significativement plus vite que le long de la faille du Sahel (1 500 m, élévation contre 200 m, respectivement). Il est présumé que le rapport de glissement le long de la faille de Blida pourrait être un ordre de magnitude plus élevée que le long de la faille du Sahel, c-à-d dans l'ordre de quelques mm par an. Également, la faille de Blida pourrait accommoder au plus environ la moitié de toute la convergence afro-eurasienne. Pour la présente étude, un rapport de glissement de $2,5 \pm 1,0$ mm/an est donc présumé le long de la faille de Blida.

4) Failles actives en mer le long de la marge algérienne

Les données bathymétriques et de la sismicité de réflexion disponibles font imaginer une faille en mer de Zemmouri dans la partie orientale de la zone d'Alger (Deverchères et al., 2005) et la faille en mer de Khair al Din dans la partie occidentale (Domzig et al., soumis). La segmentation des deux failles est inconnue, mais il est présumé une éventuelle rupture le long de toute la longueur de ces structures, c-à-d d'environ 100 km de la faille en mer de Zemmouri et d'environ 100 km de la faille en mer de Khair al Din. Il est considéré que ces deux structures importantes s'étendent jusqu'à 20 km de profond.

Selon les signaux topographiques générés par les failles en mer et à la comparaison avec la faille de Blida, il paraît que le rapport de glissement est du même ordre (2 500 m topographie sur les failles en mer avec les rapports d'érosion sous-marine, contre 1 500 m topographie sur la faille de Blida avec les rapports d'érosion aérienne plus élevés). Il est donc considéré que le rapport de glissement le long des failles en mer pourrait être de l'ordre de quelques mm par an. En considération de la situation de chaque faille en mer dans les modèles de déformation du jour présent, nous avons :

- A l'ouest, un raccourcissement distribué principalement au-dessus des deux structures importantes, les failles de Khair al Din et de Blida;
- A l'est, un raccourcissement accommodé par une structure principale, la faille en mer de Zemmouri.

Ceci suggère:

- Quant à la faille de Blida, la faille en mer de Khair al Din pourrait accommoder au plus environ la moitié de toute la convergence afro-eurasienne, c-à-d le rapport de glissement de $2,5 \pm 1,0$ mm/an le long de la faille en mer de Khair al Din ;
- La faille en mer de Zemmouri pourrait accommoder potentiellement la partie la plus large de toute la convergence afro-eurasienne, c-à-d le rapport de glissement de $4,0 \pm 1,0$ mm/an le long de la faille de Zemmouri.

5) Faille de Thenia

L'orientation de la faille de Thenia dans les modèles de contrainte du jour présent suggère que son déplacement est un décrochement droit latéral. Boudiaf (1996) liste 3 arguments présentant une preuve du déplacement actif droit latéral le long de la faille de Thenia. L'activité le long de la faille de Thenia n'a pas été mise en question, mais il est pensé que le mouvement de décrochement dextre n'a pas de sens actif de déplacement le long de la faille. La réinterprétation des observations de Boudiaf (1996) est décrite en grandes lignes comme suit :

- Les mesures microtectoniques dans le massif granodioritique de Thenia montrent une preuve de mouvement droitier. Les granodiorites sont datés sur la base de la méthode K-Ar (Belanteur et al., 1995), aboutissant à un âge du Miocène (18,5 à 22,5 Ma). Le décrochement latéral observé est donc post-burdigalien (Miocène inférieur), c-à-d il aurait pu avoir lieu à quel moment que ce soit entre 18,5 Ma et le jour présent;

- Les courants secondaires des réseaux hydrographiques montrent les formes en z dans lesquelles ils traversent une faille. Cette géométrie a été considérée relevant du glissement droit latéral le long des courants. Il pourrait pourtant relever aussi de la capture des courants résultant du déplacement vertical du bloc du nord ;
- La géométrie de l'Oued Isser comme le cas de terrasses fluviales montrent que son courant aval a dérivé vers l'est le long de la trace de faille. Ceci ne pourrait pas résulter du déplacement droit latéral sur la faille puisqu'il aurait besoin de 5 à 7 km d'écartement horizontal sur une longueur de 35 km le long de la faille. Nous considérons que ce glissement horizontal, en plus concentré sur sa fin, n'est pas mécaniquement possible sur une faille de cette longueur. Par conséquent, la déviation vers l'est du courant aval de l'Oued Isser est plus susceptible de résulter du déplacement vertical différentiel des compartiments de la faille.

Nous suggérons donc que la faille de Thenia accommode le déplacement vertical différentiel et horizontal limité entre i) un bloc du nord-est où le raccourcissement est concentré sur une faille isolée (faille en mer de Zemmouri), et ii) un bloc du sud-ouest où le raccourcissement se distribue au-dessus des deux failles (en mer de Khair al Din et de Blida). Le bassin de la Mitidja est alors un bassin de « arrondi (piggy-back) » sur l'arrière de la faille en mer de Khair al Din.

Si le déplacement le long de la faille de Thenia était vertical et accompagné d'une élévation relative du compartiment du nord, un rapport de glissement très limité pourrait être considéré sur le plan de signaux topographiques.

Pour la raison décrite plus haut, il est considéré que la faille de Thenia est une structure secondaire sur le plan de longueur et de rôle dans le contexte tectonique régional (elle n'accommode pas le raccourcissement mais plutôt les déplacements verticaux différentiels). Pour la présente étude, un rapport de glissement de $0,75 \pm 0,25$ mm/an le long de la faille de Thenia est donc présumé. Cette valeur apparaît plutôt conservative à la connaissance du jour présent.

(2) Modèle du sismotectonique

L'analyse critique de toutes les données disponibles (géodynamiques, tectoniques, géologie, sismicité, morphologie, télédétection et ainsi de suite) permet de réaliser un nouveau modèle du sismotectonique aux lumières de la compréhension du séisme de Boumerdes de 2003.

Pour l'aléa sismique d'Alger, il en résulte six failles critiques (Figure 5-7):

- Chevauchement connu du Sahel vers le nord liant le bassin de la Mitidja au nord;
- Pendage vers le nord-ouest de Chenoua s'étendant en mer similaire à la faille du Sahel du point de vue du sismotectonique ;
- Pendage orienté vers le sud connue de Blida liant le bassin de la Mitidja au sud;
- Nouveau pendage important vers le sud en mer de Zemmouri située au pied de l'escarpement en mer de 2 500 m de haut faisant face au nord à l'est de la Baie d'Alger ;
- Nouveau pendage important orienté vers le sud en mer de Khair al Din située au pied de l'escarpement en mer de 2 500 m de haut faisant face au nord-ouest de la Baie d'Alger;

- Faille de Thenia déjà connue liant deux blocs et accommodant leur déplacement différentiel.

Dans le contexte décrit ci-dessus, la faille de Thenia se voit accorder un rôle moins important dans les modèles précédents (c-à-d Swan et al., 1998) puisqu'elle accommode uniquement le déplacement différentiel entre le bloc Zemmouri contre le nord-ouest (1 seule poussée importante absorbant le raccourcissement) et le bloc d'Alger contre le sud-ouest (2 poussées importantes absorbant le raccourcissement avec la superposition du bassin de la Mitidja s'affaisse). Du fait que 1) les données bathymétriques ne montrent aucune preuve de l'existence d'une étendue en mer et que 2) l'étendue de cette faille du sud, au sud-est de la berge droite de l'Oued Isser, n'est visible ni en géologie ni en topographie, nous ne considérons pas que, à la connaissance du jour présent, la faille de Thenia est une structure importante régionale. Il est toutefois noter que, en dépit du rôle important désigné à la faille de Thenia dans notre modèle du sismotectonique, c'est une structure active capable de générer de forts tremblements de terre.

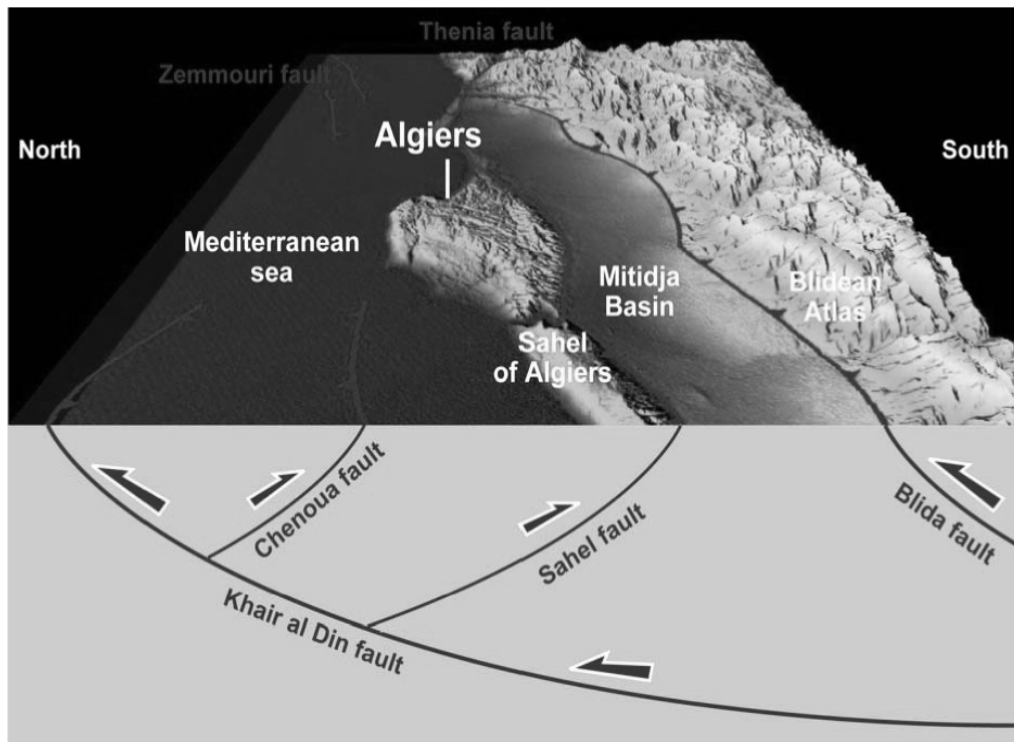


Figure 5-7 Schéma bloc montrant la géométrie tridimensionnelle du modèle du sismotectonique proposé

5-1-4 Capacité sismogène des failles

(1) Séisme crédible maximum (MCE)

1) Méthodologie

Une magnitude maximum (séisme crédible maximum, MCE) doit être désignée à chaque source sismogène critique identifiée, c-à-d les failles capables de présenter une menace dans la zone d'étude. C'est le séisme le plus important raisonnablement

concevable qui apparaît possible le long d'une faille reconnue dans le cadre tectonique présentement connu ou présumé. Plusieurs méthodes d'estimation de la magnitude maximum sont discutées en détail par Idriss (1985). La capacité de ces failles aurait été constatée à travers les données sismiques historiques et instrumentales et les critères géologiques tels que rupture-longueur-magnitude, rupture-zone-magnitude, glissement-vecteur-magnitude, glissement-rapport-magnitude et moment sismique-magnitude-rapport.

Récemment, l'utilisation du moment sismique a donné une mesure physiquement significative des dimensions d'un cas de développement de faille. Le moment sismique (M_0), en dyne-cm, est exprimé par l'équation :

$$M_0 = \mu \cdot A_f \cdot D$$

Où μ est le module de cisaillement du matériau le long du plan de faille, typiquement égal à 3×10^{11} dyne/cm² de roches corticales, A_f est la zone en cm² du plan de faille sous glissement, et D en cm est le déplacement moyen au-dessus de la surface de glissement.

Le moment sismique donne un lien de base entre les dimensions de la faille et les ondes sismiques rayonnées dues de la rupture le long de la faille. Le moment sismique est donc plus fiable que les autres méthodes. Kanamori (1977) et Hanks et Kanamori (1979) a introduit une échelle moment-magnitude, M_w , dans laquelle la magnitude est calculée par le moment sismique en utilisant la formule suivante :

$$\log_{10} M_0 = c \cdot M_w + d$$

Le moment-magnitude diffère des autres échelles de magnitude parce qu'il est directement lié au glissement moyen et à la zone de rupture de la faille, alors que les autres échelles de magnitude reflètent l'amplitude d'un type particulier d'onde sismique.

Le MCE sur chaque faille active identifiée dérive en utilisant les rapports de Wells & Coppersmith (1994). Ils ont compilé les ruptures superficielles universelles liées aux séismes et dérivé les rapports empiriques entre le moment sismique et la géométrie du plan de faille en rupture (longueur de faille, largeur de faille, surface de rupture, etc.).

Pour les failles inverses, ces rapports sont:

$$M_w = 5.00 + 1.22 \cdot \log_{10} SRL \pm 0.28$$

$$M_w = 4.49 + 1.49 \cdot \log_{10} RL \pm 0.26$$

$$M_w = 4.37 + 1.95 \cdot \log_{10} RW \pm 0.32$$

$$M_w = 4.33 + 0.90 \cdot \log_{10} RA \pm 0.25$$

Et pour les failles en décrochement:

$$M_w = 5.16 + 1.12 \cdot \log_{10} SRL \pm 0.28$$

$$M_w = 4.33 + 1.49 \cdot \log_{10} RL \pm 0.24$$

$$M_w = 3.80 + 2.59 \cdot \log_{10} RW \pm 0.45$$

$$M_w = 3.98 + 1.02 \cdot \log_{10} RA \pm 0.23$$

où SRL est la longueur de rupture superficielle en km, RL est la longueur de rupture superficielle en km, RW est la largeur de rupture descendante en km et RA est la surface de rupture en km².

Puisque la surface de rupture est le meilleur paramètre défini de la géométrie du plan rompu (il combine la longueur sous la terre et la largeur descendante qui combine elle-même la descente et la profondeur), nous avons appliqué les rapports derniers entre le moment de magnitude et la surface de rupture. Le rapport de la faille en décrochement est utilisé pour la faille de Thenia alors que le rapport de faille inverse est utilisé pour les cinq failles restantes.

2) MCE des structures sismogène dans la zone d'Alger

Sur la base de la connaissance du sismotectonique actuelle, le séisme crédible maximum (MCO) pour les failles actives identifiées de la zone d'Alger est donné dans les sections suivants. Ces valeurs sont résumées au Tableau 5-1 suivant.

(A) Faille du Sahel

Pour la faille du Sahel, le MCE a été dérivé de sa segmentation déduite d'un Modèle Numérique de Terrain (SRTM) et des images satellitaires. Dans l'hypothèse où il y ait une faille de 75 ± 10 km de long descendant vers le nord avec un pendage de 45° jusqu'à 15 km de profond où elle se voit connecter avec une faille antithétique en mer, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 7.2 \pm 0.3$$

qui correspond à une surface de rupture de 1590 ± 210 km².

(B) Faille de Chenoua

Pour la faille de Chenoua, le séisme crédible maximum a été dérivé de la géométrie du plan de faille tel qu'imaginé par la distribution des répliques des séisme de Chenoua (29/10/1989, Ms=6.0) et de Tipaza (09/02/1990, Ms=4,9) (Maouche, 2000). Dans l'hypothèse où il y ait une faille de 50 ± 10 km de long descendant vers le nord-ouest avec un pendage de 45° jusqu'à 15 km de profond, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 7.0 \pm 0.3$$

qui correspond à une surface de rupture de 1060 ± 210 km².

(C) Faille de Blida

Pour la faille de Blida, le séisme crédible maximum a été dérivé de sa segmentation déduite d'un Modèle Numérique de Terrain (SRTM) et des images satellitaires. Dans l'hypothèse où il y ait une faille de 90 ± 10 km de long descendant vers le sud avec un pendage de 45° jusqu'à 20 km de profond, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 7.4 \pm 0.3$$

qui correspond à une surface de rupture de 2545 ± 280 km².

(D) Faille de Khair al Din

Pour la faille en mer de Khair al Din, le séisme crédible maximum a été dérivé de sa segmentation et de la géométrie descendante du plan de faille telle qu'imaginée par les données en mer de la croisière MARADJA (Deverchères et al., 2005). Dans l'hypothèse où il y ait une faille de 100 ± 20 km de long descendant vers le sud avec un pendage de 45° jusqu'à 20 km de profond, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 7.4 \pm 0.3$$

qui correspond à une surface de rupture de 2830 ± 565 km².

(E) Faille de Zemmouri

Pour la faille en mer de Zemmouri, le séisme crédible maximum a été dérivé de sa segmentation et de la géométrie descendante du plan de faille telle qu'imaginée par les données en mer de la croisière MARADJA (Deverchères et al., 2005). Dans l'hypothèse où il y ait une faille de 100 ± 20 km de long descendant vers le sud avec un pendage de 45° jusqu'à 20 km de profond, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 7.4 \pm 0.3$$

qui correspond à une surface de rupture de 2830 ± 565 km².

(F) Faille de Thenia

Pour la faille de Thenia, le séisme crédible maximum a été dérivé de sa géométrie déduite d'un Modèle Numérique de Terrain (SRTM) et des images satellitaires. Dans l'hypothèse où il y ait une faille verticale atteignant 15 km de profond d'une longueur de 40 ± 10 km, la capacité sismogène de cette source est :

$$M_w = 6,8 \pm 0,3$$

qui correspond à une surface de rupture de 600 ± 150 km².

Tableau 5-1 Capacité sismique (Magnitude du MCE) des failles actives régionales

Faille	Longueur (km)	Angle de descente (°)	Profondeur (km)	Surface de rupture (km ²)	M _w
Faille du Sahel	75 ± 10	45	15	1590 ± 210	7,2 ± 0,3
Faille de Chenoua	50 ± 10	45	15	1060 ± 210	7,0 ± 0,3
Faille de Blida	90 ± 10	45	20	2545 ± 280	7,4 ± 0,3
Faille de Khair al Din	100 ± 20	45	20	2830 ± 565	7,4 ± 0,3
Faille de Zemmouri	100 ± 20	45	20	2830 ± 565	7,4 ± 0,3
Faille de Thenia	40 ± 10	45	15	600 ± 150	6,8 ± 0,3

(2) Magnitude contre la période de retour

1) Méthodologie

L'approche probable ne semble pas pertinente pour la zone d'Alger puisque l'échantillonnage sismique est très peu sur le plan de densité, cadre de temps et magnitude. Cette approche aboutirait à laisser diluer l'aléa avec toute surface étendue de la source d'origine.

L'approche purement historique (déterministe), impliquant la nécessité de localiser le séisme historique maximum à la localisation plus critique le long de la faille, ne paraît pas non plus pertinente puisqu'elle aboutirait sur un aléa très conservatif indépendant de toute période de retour.

Nous proposons de faire un mélange des approches probable et déterministe se focalisant sur l'aléa contrôlé par les failles actives identifiées à travers les modèles développés par Anderson (1979), Anderson et Luco (1983) et Youngs et Coppersmith (1985). Le séisme crédible maximum (c-à-d le séisme maximum généré par une faille à cause de son étendu et sa géométrie) est déterminé pour une période de retour donnée appropriée pour l'aménagement urbain.

(A) Risques acceptables

La période de retour moyenne, T_m , d'un séisme d'une magnitude donnée (\leq séisme crédible maximum) le long d'une faille donnée avec une probabilité d'occurrence donnée (P_n) pendant une période particulière de temps peut être estimée comme suit :

$$T_m = \left(1 - T \sqrt{1 - P_n}\right)^{-1} \dots\dots\dots(1)$$

P_n représente non seulement la probabilité d'occurrence d'une magnitude donnée le long d'une faille donnée, mais aussi le risque d'occurrence des mouvements de sols associés. Puisque l'échelle de temps pour l'aménagement urbain est de l'ordre de quelques décennies, une période de retour communément considérée est de 475 ans qui correspondent à 10% de probabilité de dépassement en 50 ans. Une autre période de retour peut être considérée selon la durée de vie d'une structure.

Dans la présente étude, nous considérons une période de retour de 475 ans, c-à-d 10% de probabilité de dépassement en 50 ans. Nous prévoyons aussi la courbe de magnitude contre la période de retour moyenne pour les sources sismogènes critiques de la zone d'Alger.

(B) Récurrence de la sismicité des sources sismogènes critiques

Les paramètres sismiques qui caractérisent chaque zone sont définis par la loi de distribution des fréquences ou la courbe de récurrence des différentes dimensions sismiques de chaque zone. Cette distribution est définie par Gutenberg et Richter (1944) et permet de présumer que le nombre de séismes (N) diminue exponentiellement avec sa magnitude (M) selon la formule suivante :

$$\log_{10} N(M) = a - b \cdot M \dots\dots\dots(2)$$

où N (M) est le nombre de séismes plus importants que M, « a » est le rapport d'occurrence annuel de séisme de magnitude supérieure à 0 dans la région, « b » est la valeur qui définit le ratio relatif entre de faibles et de grands séismes. Cette équation permet de présumer que tout séisme est indépendant d'espace et de temps, c-à-d elle dispose des propriétés d'un modèle de Poisson. Plusieurs valeurs b sont proposées dans les brochures telles que montrées au Tableau 5-2 suivant:

Tableau 5-2 Valeurs b régionales proposées dans les brochures de l'Algérie du nord

Référence	Valeur b
Hamdache, 1998	0,63
Lopez Casado et al., 1995	0,77
Geomatrix, 1998	0,32 à 0,35

Il est présumé que toute faille active individuelle pourrait disposer d'une valeur b égale à la valeur b régionale et, dans le but de la présente étude, la valeur b régionale calculée par Hamdache (1998), c-à-d 0,63, est adoptée.

(C) Estimation de la magnitude contre la période de retour moyenne

Le moment sismique, Mo, est le paramètre physiquement le plus significatif pour décrire la taille d'un séisme sur le plan de paramètres statiques de faille.

$$Mo = \mu \cdot A_r \cdot D \dots\dots\dots(3)$$

où μ est la rigidité ou le module de cisaillement (habituellement pris comme $3 \cdot 10^{11}$ dyne/cm²), A_r est la zone de rupture sur le plan de faille sous glissement pendant le séisme, et D est le déplacement moyen au-dessus de la surface de glissement. Le rapport de moment sismique total, $\dot{M}o^T$, ou le rapport d'énergie sismique relâchée le long d'une faille est estimé par :

$$\dot{M}o^T = \mu \cdot A_f \cdot S \dots\dots\dots(4)$$

où S est le rapport de glissement moyen le long de la faille et A_f la surface totale du plan de faille. Le rapport de moment sismique donne un lien important entre les données géologiques et de sismicité. Le moment sismique est traduit en magnitude sismique selon la formule d'expression :

$$\log Mo = c \cdot m + d \dots\dots\dots(5)$$

La magnitude de moment, m, est considérée équivalente à la magnitude locale dans une flèche de $3 < M_L < 7$ et à la magnitude de l'onde de surface dans une flèche de $5 < M_s < 7,5$.

Une fois que le rapport de glissement de faille est utilisé pour contraindre le rapport de moment sismique sur une faille, il doit être présumé un modèle qui décrit comment le rapport de relâchement du moment est distribué aux séismes des différentes magnitudes. Plusieurs auteurs ont développé les rapports entre les paramètres de récurrence sismique et les rapports de déformation de faille ou de croûte en présumant une distribution de magnitude exponentielle.

Le lien entre le rapport de glissement de faille et les rapports sismiques est établi à travers l'utilisation du moment sismique. Le rapport de moment sismique total peut être lié au rapport d'occurrence sismique par l'expression :

$$M_o^T = \int_{-\infty}^{m^u} \dot{n}(m) \cdot Mo(m) \cdot dm \dots\dots\dots(6)$$

où $n(m)$ est la fonction de densité pour le rapport d'occurrence sismique et peut être exprimé selon Youngs et Coppersmith (1985) comme suit :

$$n(m) = \frac{N(m^0)\beta \exp(-\beta(m - m^0))}{1 - \exp(-\beta(m^u - m^0))} \quad \text{for } m \leq m^u \dots\dots\dots(7)$$

$N(m^0)$ est le nombre de cas normalisé par temps unitaire, m^u est une certaine magnitude de référence arbitraire, $\beta = b \cdot \ln 10$ avec b du rapport de magnitudes fréquences exponentiel de Gutenberg-Richter, $\log N(m) = a - b \cdot m$, quand $N(m)$ est le nombre cumulatif de séismes de magnitude supérieur à m , et a et b sont constant.

Avec l'équation (6) intégrée, on obtient la magnitude de référence correspondant à une période de retour donnée en tant que fonction de magnitude maximale, m^u , le moment sismique associé supérieur limité, le rapport de glissement présumé le long de la faille, la période de retour choisie, la valeur b du rapport de magnitudes fréquences exponentiel de Gutenberg-Richter et la surface totale du plan de faille.

$$\mu \cdot A_f \cdot S = b \dot{N}(m^0) M_o^{m^u} \exp(-\beta(m^u - m^0)) / ((c - b)(1 - \exp(-\beta(m^u - m^0)))) \dots\dots\dots(8)$$

qui est équivalent au rapport développé par Anderson (1979) et le rapport du type secondaire présenté par Anderson et Luco (1983). Le terme $M_o^{m^u}$ est le moment pour la magnitude supérieure limitée m^u . Une supposition que le rapport de glissement S sur une faille est connu, l'équation (8) donne une contrainte sur trois paramètres du rapport de récurrence: $N(m^0)$, b et m^u .

La contrainte imposée par le rapport de glissement de faille permet le développement des rapports de récurrence spécifique aux failles des régions où les données de sismicité historique sont seulement suffisantes pour établir le rapport de récurrence régionale pour les séismes d'entre petite et moyenne taille. Pour chaque faille de la région, l'estimation de magnitude supérieure limitée m^u peut être effectuée en utilisant les caractéristiques de faille. Les données de sismicité historique peuvent être utilisées pour déterminer une valeur régionale b . En supposant que toute faille individuelle a une valeur b égale à la valeur b régionale, le rapport d'activité sismique de chaque faille, $N(m^0)$, peut être calculé du rapport de glissement estimé de faille par l'équation (8).

Ci-après, les magnitudes de référence le long de chaque faille active identifiée sont estimées en tenant compte des périodes de retour des séismes de référence ($N(m^0) = 1/T_m$), rapport de glissement le long des failles, capacité sismogène maximum des failles et valeur b.

$$m^0 = m^u - \frac{1}{b \cdot \ln 10} \ln \left[1 + \frac{N(m^0) b M_o^u}{(1.5 - b) \mu A_f S} \right] \dots\dots\dots(9)$$

où M_o^u est le moment sismique correspondent à la magnitude crédible maximum le long d'une faille donnée.

2) Magnitude contre la période de retour moyenne des sources sismogènes critiques de la zone d'Alger

Le Tableau 5-3 ci-dessus résume les magnitudes associées avec une période de retour de 475 ans de chaque source sismogène critique et les paramètres déduits du contexte sismogène qui sont utilisés pour l'estimation de ces magnitudes. Les courbes de magnitude contre la période de retour sont montrées à la Figure 5-8.

Tableau 5-3 Magnitudes associées avec la période de retour de 475 ans pour les sources sismogènes critiques de la zone d'Alger

Sources sismiques	Magnitude supérieure limitée (Mw)	Surface de rupture (km ²)	Rapport de glissement (mm/an)	Mw pour la période de retour de 475 ans
Faille Sahel	7,2 ± 0,3	1590 ± 210	0,5 ± 0,2	5,9 ± 0,3
Faille Chenoua	7,0 ± 0,3	1060 ± 210	0,5 ± 0,2	5,8 ± 0,3
Faille Blida	7,4 ± 0,3	2545 ± 280	2,5 ± 1,0	6,8 ± 0,2
Faille Khair al Din	7,4 ± 0,3	2830 ± 565	2,5 ± 1,0	6,8 ± 0,2
Faille Zemmouri	7,4 ± 0,3	2830 ± 565	4,0 ± 1,0	7,0 ± 0,1
Faille Thenia	6,8 ± 0,3	600 ± 150	0,75 ± 0,25	5,9 ± 0,2

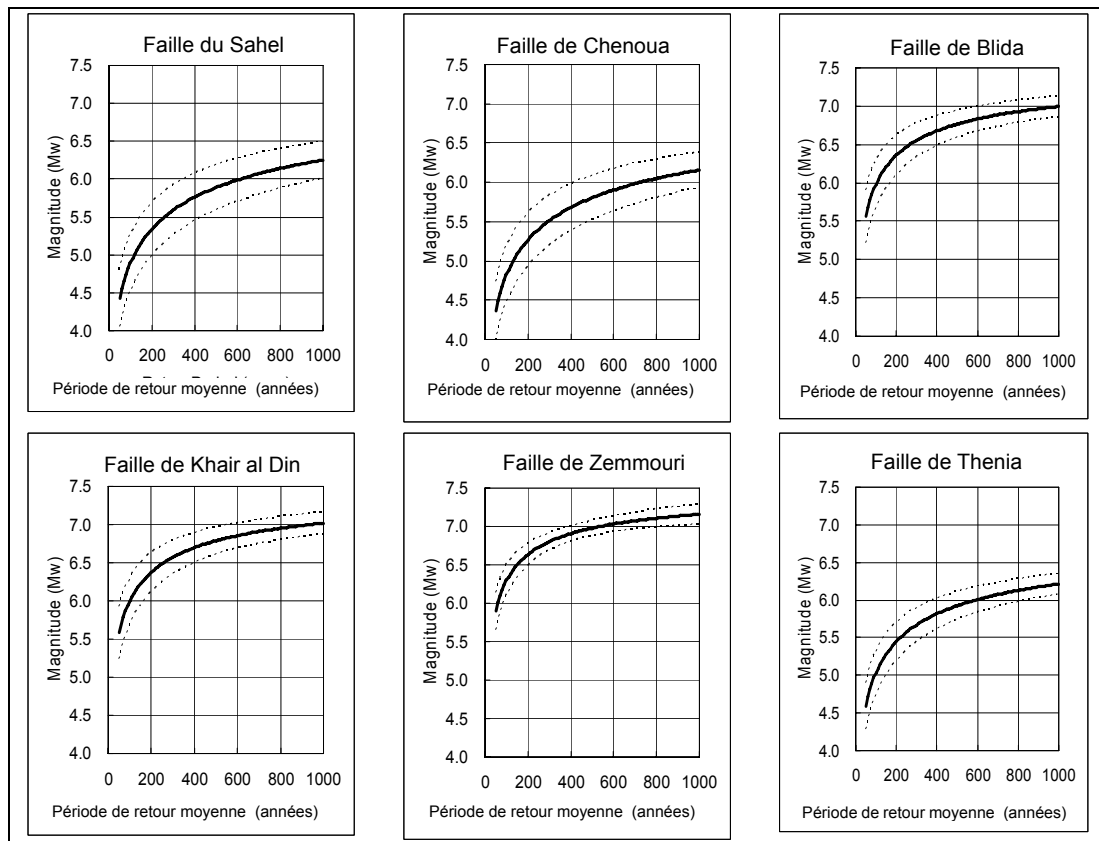


Figure 5-8 Magnitude contre la période de retour moyenne ; lignes éclatées montrant incertitudes (1σ)

[References]

- Anderson J. G., 1979, Estimating the seismicity from geological structure for seismic risk studies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 827-843.
- Anderson J. G. and Luco J. E., 1983, Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 471-496.
- Aymé A., 1952, Le quaternaire littoral des environs d'Alger, *Actes du Cong. Panaf. De Préhistoire, II session, Alger 1952*, 243-246.
- Boudiaf A., 1996, Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie, (Algérie) : Utilisation des modèles numériques de terrains, (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives ; contribution à l'évaluation de l'aléa sismique, Thèse de Doctorat, Univ. Scien. Tech. Languedoc, France, 274 pp.
- Bounif A., C. Dorbath, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, A. Slimani, P. J. Alasset, A. Kharoubi, F. Ousadou, M. Chik, A. Harbi, S. Larbes and S. Maouche, 2004. The 21 May, 2003, Zemmouri, (Algeria) earthquake Mw=6.8 : Relocation and aftershock sequence analysis, *Geoph. Res. Lett.*, 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- Deverchère J., Yelles K., Domzig A., Mercier de Lepinay B., Bouillin J.P., Gaullier V., Bracène R., Calais E., Savoye B., Kherroubi A., Le Roy P., Pauc H., and Dan G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relation to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophysical Research Letters*, v. 32, L04311