

# Chapitre 4

## SEISMOTECTONIQUE & ALEA SISMIQUE

## 4.1. Généralités

La connaissance des caractéristiques des tremblements de terre se fait par l'analyse critique des documents historiques variés (photos, lettres, articles de presse ou autres récits), et/ou par des mesures instrumentales (réseau WWSSN dans le monde).

### 4.1.1. Séismicité historique de l'Algérie du Nord

Par rapport à d'autres régions du monde, l'Afrique du Nord n'apparaît pas comme une région très active du point de vue sismique car, malgré quelques événements catastrophiques, l'activité sismique n'y est pas régulière et soutenue (Adams et Barazangi, 1984).

En Algérie, les différents travaux de séismicité historique entrepris par A. Perrey (1847), M. Chesneau (1892), De Montessus de Ballore (1906), Ambraseys et Vogt (1988), A. Harbi, S. Maouche et H. Benhallou (2003), ont permis de montrer que les séismes historiques les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale (détail dans le tableau n°2).

Le séisme d'El Asnam (10/10/1980), restera d'après les données historiques, portant sur plus de 250 ans d'observations documentées, comme le plus grand séisme connu dans le Maghreb. La plupart des événements majeurs ont leur épicerne situé dans une bande côtière large de 700 Km ; leur extension se fait d'Ouest en Est sur plus de 2000 Km allant du Rif au Maroc jusqu'en Tunisie.

Tableau n°. 2: Séismicité historique (CRAAG, Roussel, Ambrasey,...)

Localité	Date	I0	M	Victimes	Observations
Alger	03/01/1365	Forte	Forte	Plusieurs	<b>Destructeur</b> : Alger complètement détruite. 100 répliques pendant la nuit. Une partie d'Alger fut inondée
?	03/02/1716	X		2000	Dégâts à Alger Roussel, 1973 ; Ambraseys, 1983
Oran	09/10/1790	X		<b>3000</b>	Destructeur : l'ancienne ville fut presque totalement détruite. Roussel, 1973
Mascara	3/1819	IX		?	Roussel, 1973
Blida	02/03/1825	X - XI		<b>700</b>	Roussel, 1973
Jijel	22/08/1856	X1		?	Ambraseys, 1982
Atlas blideen	02/01/1867	X - XI		<b>100</b>	Roussel, 1973
Biskra	19/11/1869	?		?	Ambraseys, 1983
?	27/05/1881	?		?	Poirier et Taher, 1980

Gouraya	15/01/1891	X	7.5	0038	<b>Destructeur:</b> dégâts importants: Gouraya et Villebourg ont été complètement détruites. 53 immeubles et maisons détruits ou endommagés. Dégâts à Cherchell, kherba, Blida, El-Affroun, Mouzaia, Miliana et Orléansville. Mouvement vertical observé à Gouraya. Ressenti à Saïda et Djelfa. Fortes répliques. Rayon macrosismique 200 kms
Béni Chougrane (El Kalaa)	29/11/1897	IX – X (VIII)		20	<b>Destructeur :</b> El Kalaâ et Dehba : une mosquée ainsi que plusieurs maisons ont été détruites. Thiouanet: importants dégâts ( 80 maisons ont été complètement détruites). Ressenti à Oran, Arzew, Relizane, Mostaganem et Mascara. Forte réplique ressentie quelques minutes après. Roussel, 1973
Sour. El Ghoulzène (Aumale)	24/06/1910	X (VIII)	6.4/ 6.6 30		Dégâts importants à El Euch, Tablat et Masqueray. Les villages de la plaine de Gachtulas ont été complètement détruits. Répliques fortes ressenties jusqu'en janvier 1911 (20/08, M=4.8 et 07/01/1911, M=5.5).  Roussel, 1973
A. el Hassan (Cavaignac)	25/08/1922	IX-X	5.1	2	<b>Destructeur :</b> Cavaignac complètement détruite. Mouvement vertical observé (1m). Ressenti à Ténès (VIII), Orléansville et Cherchell (VII).
El Abbadia (Carnot)	07/09/1934	IX (VII)	5.0	aucune	Dégâts à Carnot, St. Cyprien et El- Attaf. Des glissements de terrain ont été observés au Nord. Ressenti à Alger. 92 répliques entre 07-30/90
Béjaïa	12/02/1946	VIII- IX	5.6	264	1000 maisons détruites .112 blessés.
Chlef (Orléansville-ElAsnam)	09/09/1954	X-XI	6.7	1243	<b>Destructeur:</b> 20.000 habitations détruites. Effets observés: glissement de terrain et liquéfaction du sol. Mouvement vertical maximum (10) (1.33m) au voisinage de Ouled Abbas. Plusieurs répliques .
M'sila	21/02/1960	VIII	5.6	47	Dégâts à Melouza. 88 blessés.
<b>M'sila</b>	01/01/1965	VIII	5.5	5	1300 maisons détruites.
Mansourah	24/11/1973	VII	5.1	4	Dégâts à Mansourah, Medjana, El-Mehir et Theniet Enasr. 50 blessés. Plusieurs personnes ont été portées disparues. Répliques ( 24-25-26/11).
Chlef	10/10/1980	IX	7.3	2633	<b>Destructeur:</b> 8369 blessés, 348 portés disparus, 6.778.948 sinistrés, 70% des habitations détruites. Une faille inverse sismogène a été observée (36km) Un mouvement vertical maximum (11) de 6 m a été mesuré entre Zebabdja et Ouled-Abbas Une forte réplique a été enregistrée une heure après le choc Principal (M=6.5)

Constantine	27/10/1985	VIII	5.9	0010	Peu de dégâts à El-Aria et Béni- Yakoub, plus de 300 blessés, plusieurs au voisinage du village d'El-Khroub. Ruptures de surface. Une faille de Coulissage. Plusieurs répliques pendant plus d'un mois.
El Affroun	31/10/1988	VII	5.4	aucune	Nombreux dégâts. 500 familles sinistrées et 5 blessés
Dj. Chenoua	29/10/1989	VIII	6.0	0022	Nombreux dégâts à Sidi-Moussa (près de la ville de Tipaza) (au voisinage de l'épicentre) et Nador. Peu de dégâts à Alger (la Casbah). Faille inverse. Plusieurs répliques durant 3 mois.
Mascara	18/08/1994	VII	5.6		Ce séisme survenu la nuit, a été largement ressenti, l'intensité VII a été atteinte à Hacine et Shadlia, ou d'importants dégâts ont été occasionnés, des destructions ont été observées dans les villages avoisinants et ceci sur un rayon de 15 km autour de Hacine.
Alger	04/09/1996	VII	5,7		Ce séisme qui a été ressenti jusqu'à Dellys à l'Est, Menaceur à l'Ouest et Berrouaghia au Sud, a atteint l'intensité VII à Ain-Benian, Cheraga et Staoueli, appartenant à la région épiscopale. Le rayon macrosismique moyen est de 140 km .
Ain-Temouchent	22/12/1999	VII	5,8	Plusieurs	Ce séisme a atteint une intensité maximale de VII a occasionné dans la région Pléistocène qui regroupe Ain-Témouchent, Ain-Tolba, Ain-Kihal et Sidi-Ben-Adda , des dégâts matériels importants et la perte de plusieurs vies humaines , la surface macrosismique dépasse 260 km de rayon.
Béni-Ouartilane	10/11/2000	VII		2	Ce séisme a occasionné dans la région pleistocène qui regroupent Béni-Ouartilane, Fréha et El-Main, des dégâts matériels et la perte de 02 vies humaines. Des fissurations superficielles des maisons en maçonneries traditionnelles ont été observées dans les localités citées ci-dessus.
Boumerdes	10/11/2003	Mw= 6,9	5,4	2300	<b>Destructeur</b> : Le tremblement a eu des conséquences dévastatrices. Dans la région épiscopale, de nombreux phénomènes de surface ont été observés à plusieurs endroits. 11 000 blessés, 200 000 personnes restées sans abris et des dégâts matériels

**M**=Magnitude ; **I0**=intensité maximale ; échelle Mercalli

### 4.1.2. Séismicité historique de l'Oranie

De 1505 (date du début de l'occupation espagnole) à 1959, la région d'Oran n'a connu au total que six événements historiques classés sensibles à destructeurs (Tableau n°3). Les autres sont d'intensité modérée.

**TABLEAU 3 : Principaux séismes historiques de l'Oranie (I ≥ IV)**

Réf	Date	Coordonnées	I	M	Localisation	Nombre de victimes
Roussel, 1973 Ambraseys, 1982	09/10/1790	?	X	-	Oran	3000
Roussel, 1973	/03/1819	35.7N / 0.7W	IX	-	Mascara	nombreuses
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1836	35.7 N 0.6 W	VI		Oran	
Karnik, 1971	26/07/1861	35.4N / 0.1E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1889	35.8 N 0.8 W	VII	4.6	Oran	
Karnik, 1969	02/02/1910	36.4N / 2.8 E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1949	35.7 N 0.7 W	V	4.1		
Mortgat et al, 1978	08/01/1913	36.7 N / 0.1 E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).						
Benahallou et roussel, 1971	12/12/1959	36.5 N / 2.7 E	VII	-	Oran	0
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1975	35.64 N 0.72 W	IV	3.2		

Parmi les séismes historiques les plus évoqués on peut rappeler :

➤ **Le séisme du 09 octobre 1790 (1H, 35°7N, 0°7W)**

Il fut l'un des plus désastreux qu'ait jamais subi l'Algérie et se fit même ressentir dans tout le pourtour méditerranéen et ce jusqu' à Malte (fig. 144). Les récits indiquent que presque toutes les maisons furent démolies causant la mort de près de trois mille victimes. L'ensemble des édifices publics (palais de la casbah, la Trésorerie, l'intendance, la caserne du régiment des Asturies et les églises) s'écroula. Les rares habitations encore debout furent évacuées et la population invitée à s'établir sur les hauteurs de la ville. En même temps, des mesures vigoureuses furent prises pour défendre la ville contre les pillards.

Les effets les plus désastreux constatés furent enregistrés dans la dépression située entre la base du Murdjadjo et la colline sur laquelle s'élève le château neuf; par contre le château Neuf, les forts de Santa Cruz et de Saint Grégory ne paraissent pas avoir trop souffert du cataclysme.



➤ **Le séisme du 01 Avril 1939 (08H 02', 35°9N, 0°1 E)**

La secousse principale a été enregistrée à Alger. A Mostaganem, la secousse fut ressentie assez violemment. Des murs dégradés ; des cheminées écroulées, des lézardes, des toitures affaissées y ont été constatés. Pendant le mois d'Avril, il a été ressenti à Mostaganem environ 30 secousses.

➤ **Le séisme du 12 Décembre 1959 (35°7N, 0°7W)**

Un séisme modéré se produisit à 20H00 dans la région d'Oran, St Cloud et Kristel produisant des fissures sur les vieilles habitations et causant la frayeur des populations. L'intensité du séisme était de VII pour une Magnitude de 5.2. L'épicentre macro-séismique se situe en bordure de côte au large d'Oran (fig. 145). De nombreuses répliques se sont produites après le séisme majeur et ceci jusqu'à la fin Janvier 1960. Sur le terrain, une fissure de plusieurs mètres de longueur et de 35 cm de largeur fut observée. Une canalisation d'eau fut également rompue dans la ville d'Oran.

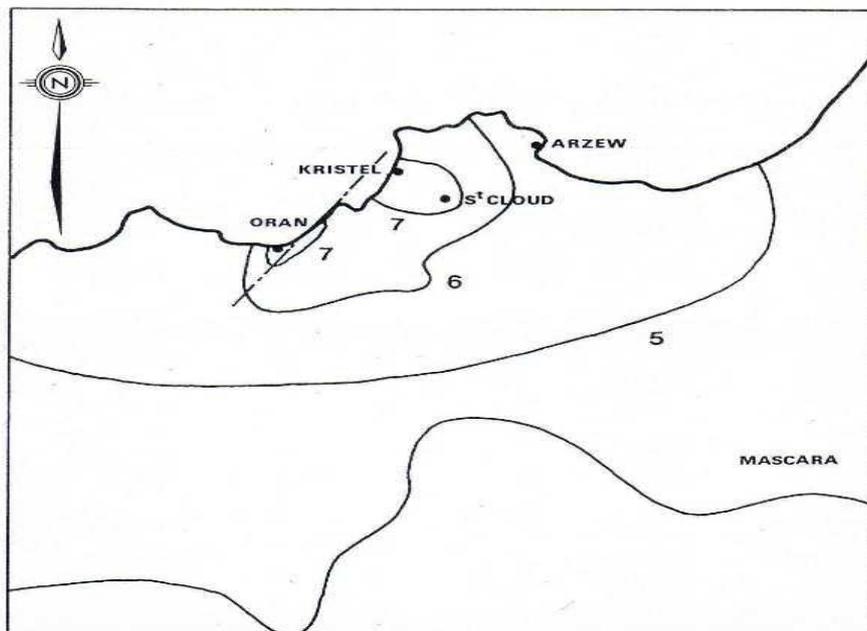


Fig.145: Extrait de la carte isoséiste du séisme du 12/12/1959 (Benhallou et Roussel, 1971)

#### 4.1.3. La sismicité instrumentale de l'Oranie

Dans l'Oranie, avant 1962, l'enregistrement instrumental des événements sismiques n'était assuré que par la station sismique de Relizane (1955). Quelques années plus tard et à intervalle rapproché des stations tri composante ont été installées à Sidi Mohamed Benaouda sur le site du barrage du même nom puis à Tlemcen sur le site du barrage de Meffrouche.

Aujourd'hui, la région d'Oran est le siège de l'une des quatre (4) stations régionales du réseau algérien Télémétré composé de 32 stations. Cette station régionale permet de centraliser les informations collectées par six stations uni-composantes réparties à travers l'ensemble des wilayate de l'Ouest algérien et celles qui lui parviennent des stations espagnoles avoisinantes (fig. 146).

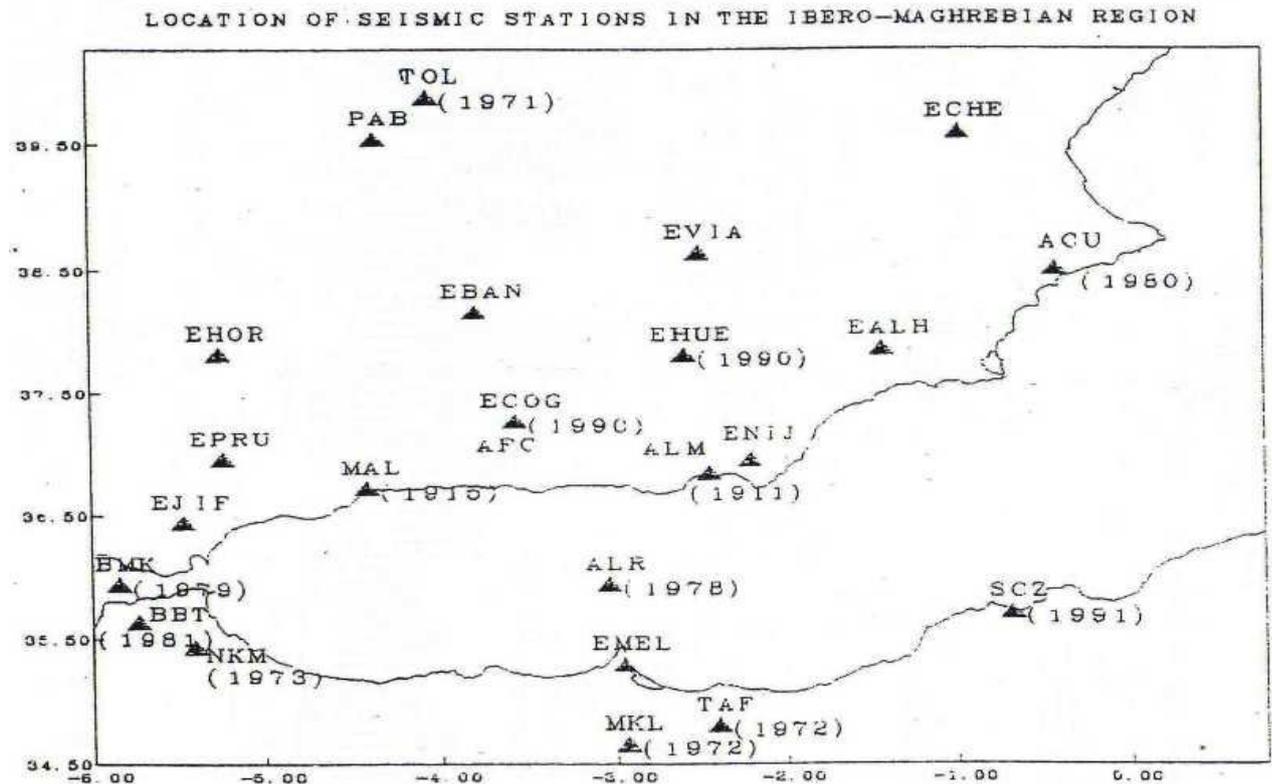


Fig. 146 : Localisation des stations sismiques dans la région Ibéro – Maghrébine (Djellit, CRRAG)

Après l’installation progressive des stations sismologiques, le nombre des chocs sismiques enregistrés pour la seule région d’Oran, est passé d’une dizaine de séismes vers les années 30 à environ 60 vers les années 90 (fig.147), avec une nette amélioration de la précision de la localisation (CRAAG).

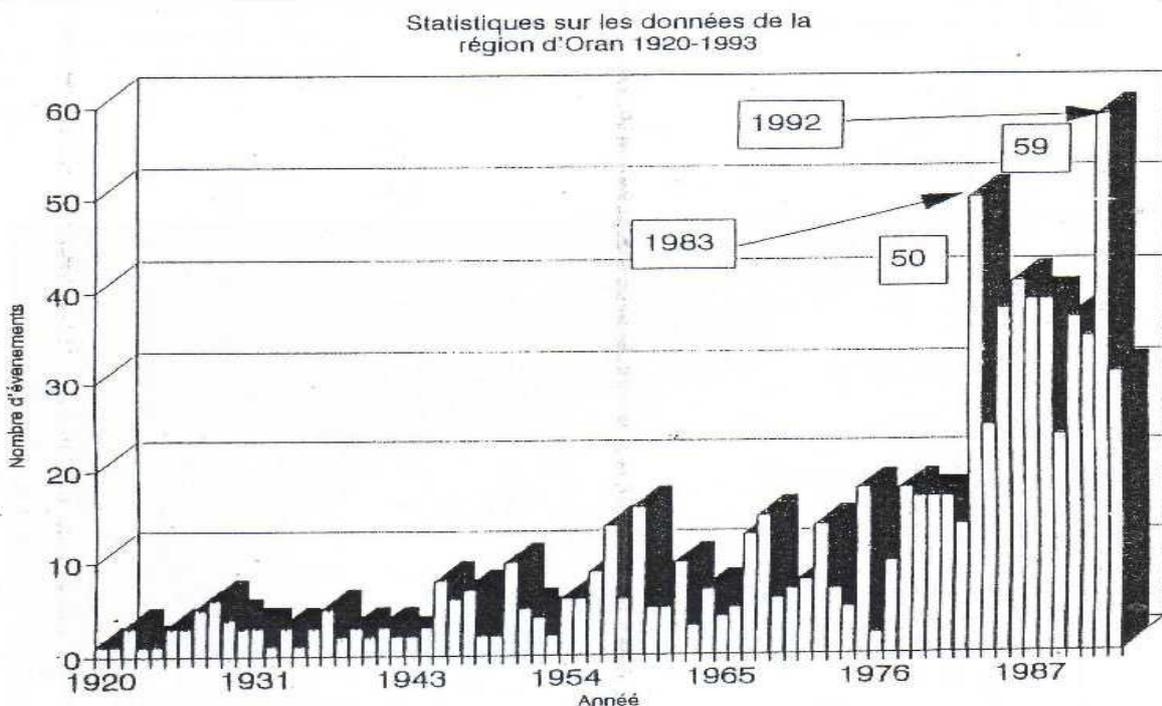


Fig. 147 : Statistique sur les données de la région d’Oran 1920-1993 (Djellit, CRAAG).

#### 4.1.4. Caractéristiques de la sismicité.

##### 4.1.4.1. Sismicité actuelle de la région Ibéro-Maghrébine

Dans le cadre de l'étude de microzonage sismique de la wilaya d'Ain Témouchent, le groupement de bureau d'études (ME2i, GEOMATRIX Consultants Inc et Tti Production), a établi, en décembre 2003, une carte relative à la sismicité historique et instrumentale qui a marqué la région ibéro-maghrébine pour la période allant de 1928 au 1<sup>er</sup> janvier 2003 (fig.148).

L'examen de cette carte permet de constater que la sismicité est localisée principalement dans les zones côtières ibériques, en mer d'Alboran et enfin sur la marge nord des pays maghrébins. Dans le passé, c'est au niveau de ces régions que les séismes dévastateurs ont été enregistrés (Buforn *et al.*, 1988c; Meghraoui, 1988).

Dans la partie Est de l'océan atlantique, la sismicité suit les limites de la plaque des Azores qui s'allonge pour entrer en jonction avec Gibraltar. Près des rives de la Goringe (36°N, 10°W), on remarque une concentration d'événements. Ce domaine pourrait bien correspondre à la localisation probable du séisme de Lisbonne de 1755 (Buforn *et al.*, 1994).

Au large des côtes du Portugal et de l'Espagne, certains séismes sont localisés dans les zones internes actuelles (Moreira, 1985; Buforn *et al.*, 1988b)

Au niveau du Maroc, nous avons un agencement des épacentres qui se fait à partir d'Agadir en direction du NW pour rejoindre la zone de fracture Azores-Gibraltar.

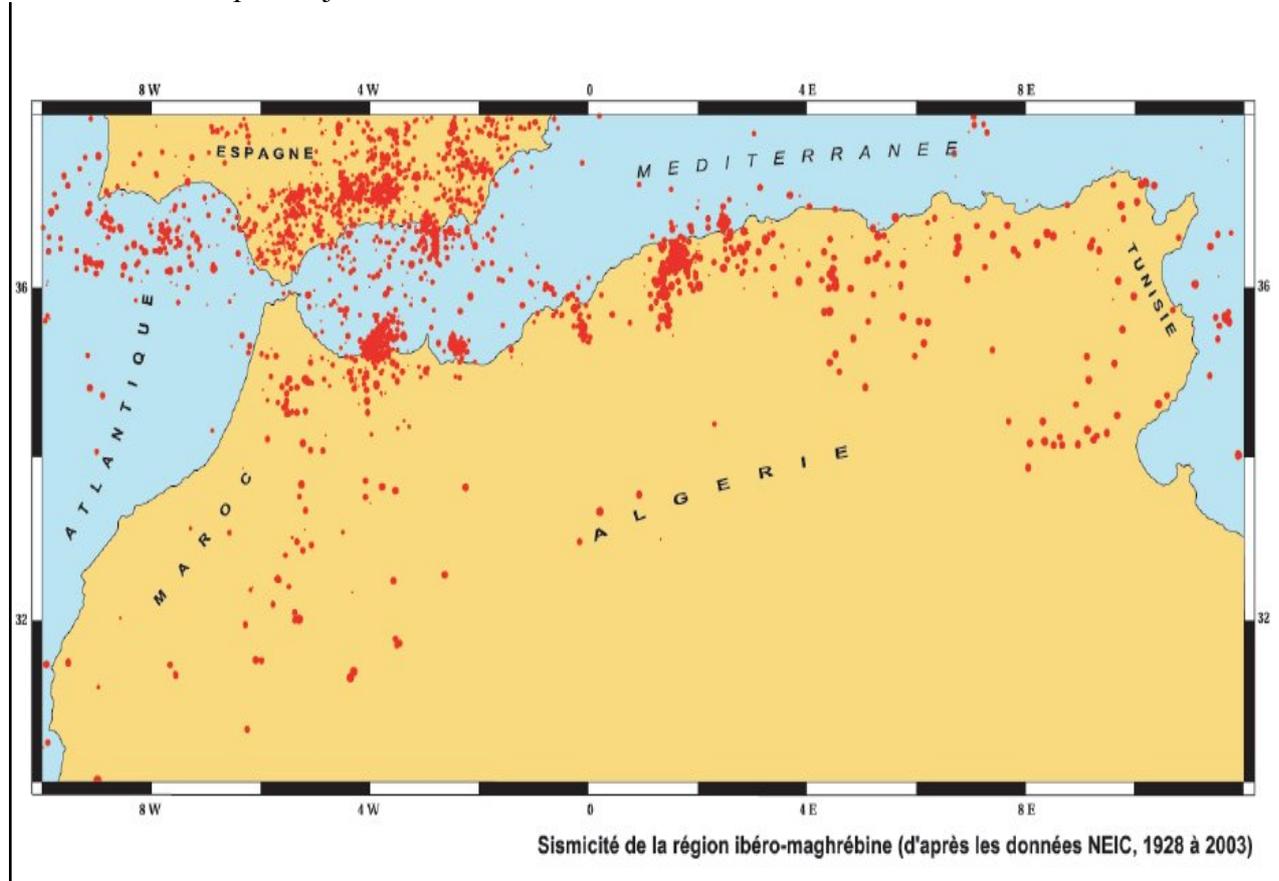


Fig.148 : Sismicité de la région ibéro maghrébine (ME2i, GEOMATRIX Consultants Inc et Tti Production, 2003).

En étudiant les séismes qui ont affecté la région ibéro-maghrébine au cours de la période instrumentale (1910-1985), Buforn (1994) a remarqué que la majorité des séismes avait des profondeurs superficielles ( $h < 30$  km) et que l'activité sismique était importante aussi bien à intervalle intermédiaire ( $30 < h < 150$  km) qu'à très grande profondeur ( $h \sim 650$  km).

Il a noté que les séismes prenant naissance à profondeur intermédiaire (de 30 à 150 Km) se répartissent en trois groupes : le premier est, surtout, concentré dans l'arc de direction Nord-Sud passant par Granada, Malaga jusqu'aux côtes nord du Maroc, le second, avec une orientation Sud, longe les montagnes de l'Atlas (Maroc) et le troisième avec une orientation E-W est installé dans le Golf de Cadix (figure 149).

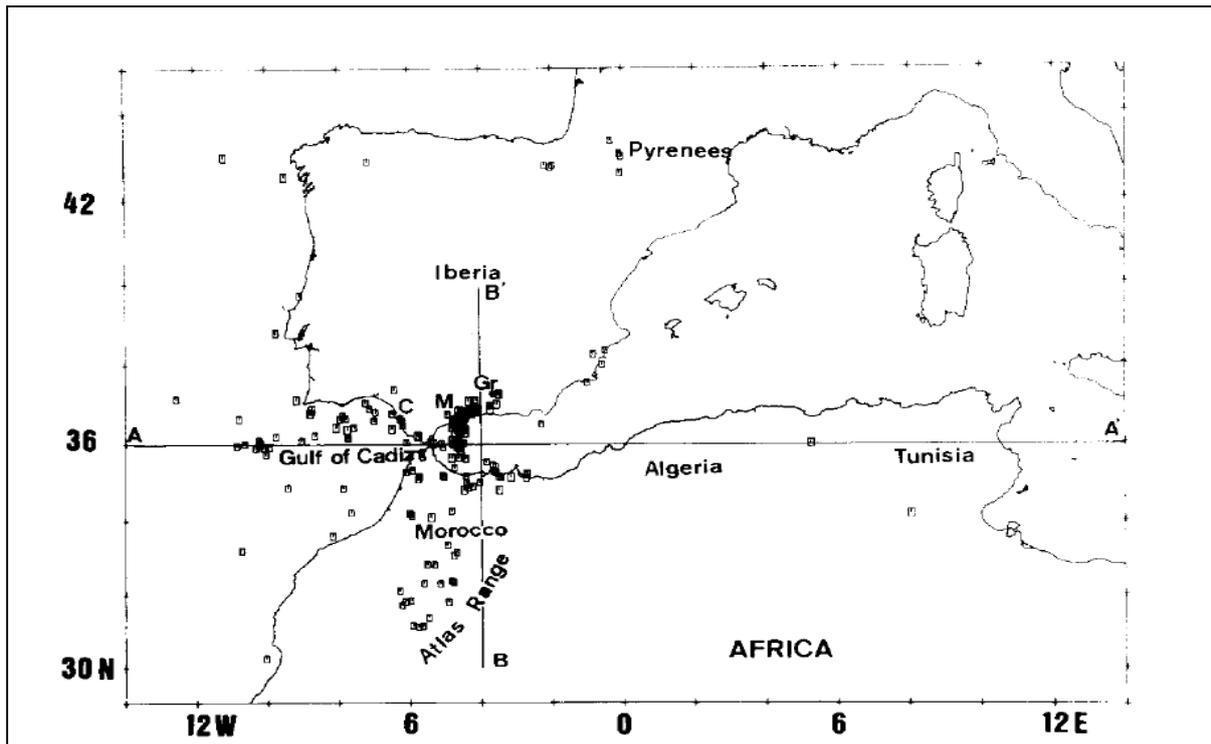


Fig. 149. Activité sismique intermédiaire ( $30 < h < 150$  km) pour la région Ibéro-Maghrébine. La période représentée est 1965-1985 et les magnitudes  $>3.5$ , (Buforn *et al.*, 1994).

C = Cadiz; M = Malaga; Gr = Granada (Instituto Geográfico Nacional, Seismicity Data File, Spain),

L'examen des deux figures 150 et 151, représentant respectivement les coupes transversales E-W et N-S des foyers de séisme situés entre 0 et 150 Km de profondeur, permet de relever que les épicentres s'étendent sans interruption de la surface jusqu'à la profondeur 150 Km.

Aussi, là où la concentration des chocs à profondeur moyenne est élevée, nous avons le champ épicentral des séismes très profonds ( $h \sim 640$  km). Entre 150 et 640 km de profondeur aucun tremblement de terre n'a été détecté.

Ces deux niveaux de l'activité sismique sont apparemment indépendants et doivent avoir une origine différente. Les séismes profonds témoignent d'un enfoncement d'un paléoplan de subduction qui se serait détaché et qui est actuellement « absorbé » par le manteau inférieur alors que les séismes superficiels indiquent une déformation de la région supérieure de la croûte.

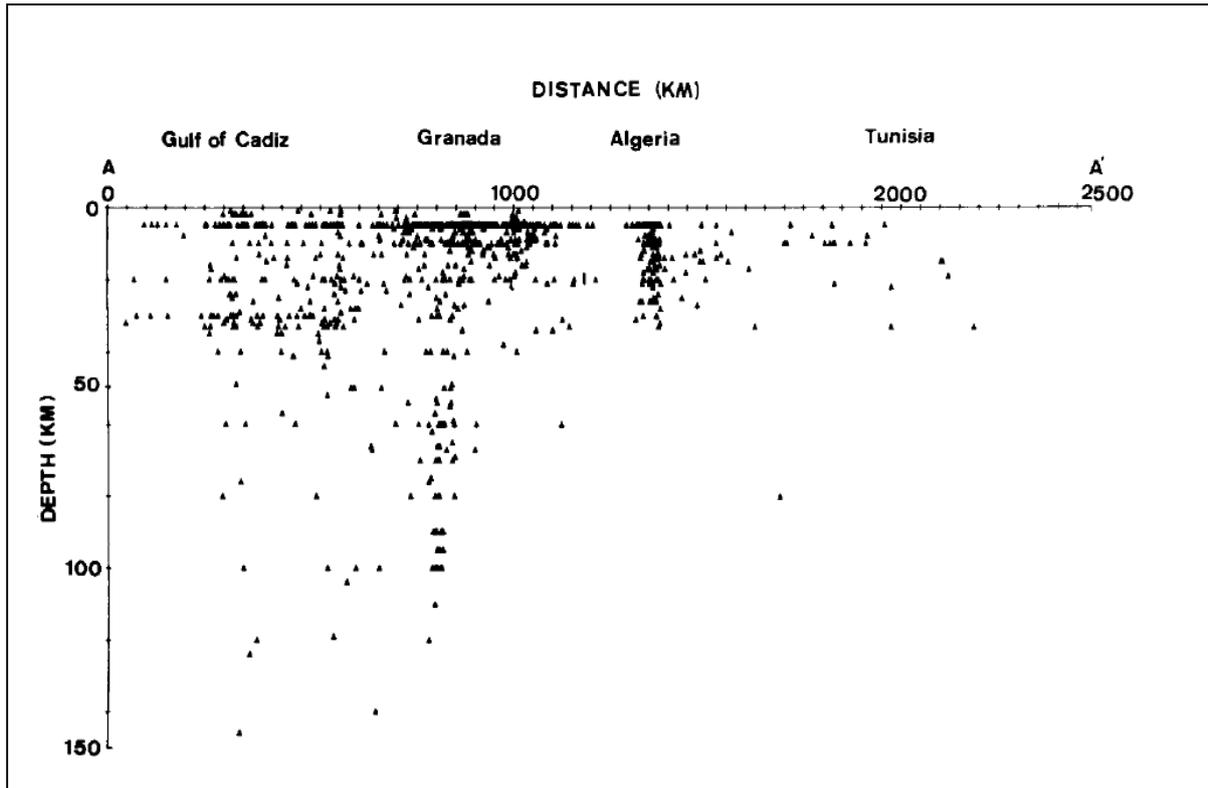


Fig. 150 : Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile AA' de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Bufo *et al.*, 1994).

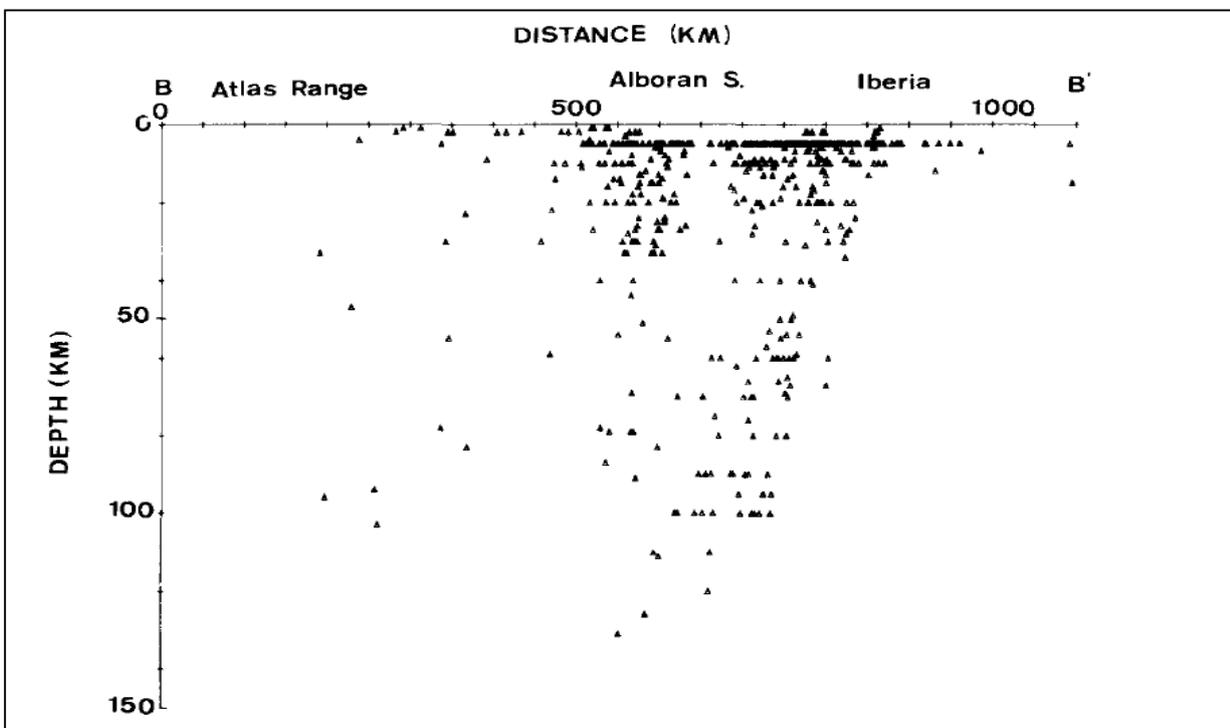


Fig. 151. Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile BB' de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Bufo *et al.*, 1994).

Les solutions des plans de failles, proposés par Bufoin *et al* (1994), n'ont concerné que les séismes très bien documentés. Les données relatives à leurs épicentres sont mentionnées, ci-dessous, dans le tableau n°4.

Table 4 : Coordonnées Hypocentrales des séismes de la région Ibéro-Maghrébine.

N0	Date	Time	Lat.	Long.	Depth (km)	Magn.
1	20-03-1954	06-16-05.	37.0 N	3.6 W	650	7.0
2	09-09-1954	01-04-37.	36.3 N	1.4 E	-	6.7
3	29-02-1960	23-40-14.	30.5 N	9.6 W	-	6.0
4	05-12-1960	21-21-47.	35.6 N	6.5 W	15	6.2
5	15-03-1964	22-34-13.8	36.2 N	7.6 W	12	6.1
6	28-02-1969	02-40-32.5	36.1 N	10.6 W	22	8.0
7	05-05-1969	05-34-23.5	36.0 N	10.4 W	29	5.5
8	06-06-1977	10-49-09.5	37.6 N	1.7 W	10	4.2
9	20-06-1979	00-09-06.4	37.2 N	3.5 W	60	4.5
10	10-10-1980	12-25-23.8	36.2 N	1.3 E	5	7.3
11	08-11-1980	07-54-20.0	36.1 N	1.4 E	5	5.3
12	05-03-1981	01-21-52.0	38.5 N	0.2 E	5	4.9
13	24-06-1984	14-30-51.1	36.8 N	3.7 W	5	5.0
14	13-09-1984	04-34-10.5	37.0 N	2.3 W	9	5.1
15	26-05-1985	18-05-09.8	37.8 N	4.6 W	5	5.1
16	27-10-1985	19-34-59	36.6 N	6.7 E	10	6.0
17	13-05-1986	00-19-45.6	36.6 N	4.5 W	90	4.5
18	20-10-1986	14-48-19.6	36.7 N	8.8 W	37	4.8
19	11-03-1987	00-36-40.8	37.8 N	3.4 W	7	4.2
20	09-12-1987	15-40-34.6	35.4 N	3.8 W	21	4.2
21	05-10-1988	00-42-11.8	35.4 N	3.8 W	20	4.2
22	12-12-1988	06-40-43.4	36.3 N	4.6 W	70	4.3
23	20-12-1989	04-15-06.8	37.3 N	7.3 W	23	5.0
24	08-03-1990	01-37-12.3	37.0 N	3.6 W	637	4.3

L'analyse des 24 mécanismes au foyer mentionnés sur la fig.152 permet de faire les observations suivantes :

A l'Ouest de Gibraltar, les séismes 5, 6, 7 et 18 ont des solutions correspondant à des failles inverses avec une contrainte générale de direction E-W et une pression horizontale des axes dans la direction NW-SE à NNW-SSE. Les séismes 5 et 6 ont une magnitude au dessus de 6 (Bufoin *et al.*, 1988a).

Les secousses telluriques 20 et 21 ont des solutions qui correspondent à des failles normales avec des plans de fracture NE-SW. Cette direction est en accord avec celle des séismes dans le Sud ibérique.

Enfin, parmi les séismes 2, 10 et 11 qui ont frappé El Asnam (Algérie), deux (2 et 10) ont des magnitudes supérieures à 6.5. Ces séismes ont un mécanisme similaire aux failles inverses de direction NE-SW à ENE-WSW et avec des axes de pression horizontaux de direction NW-SE. Cette direction est identique à celle trouvée dans les solutions des séismes de l'Ouest de Gibraltar.

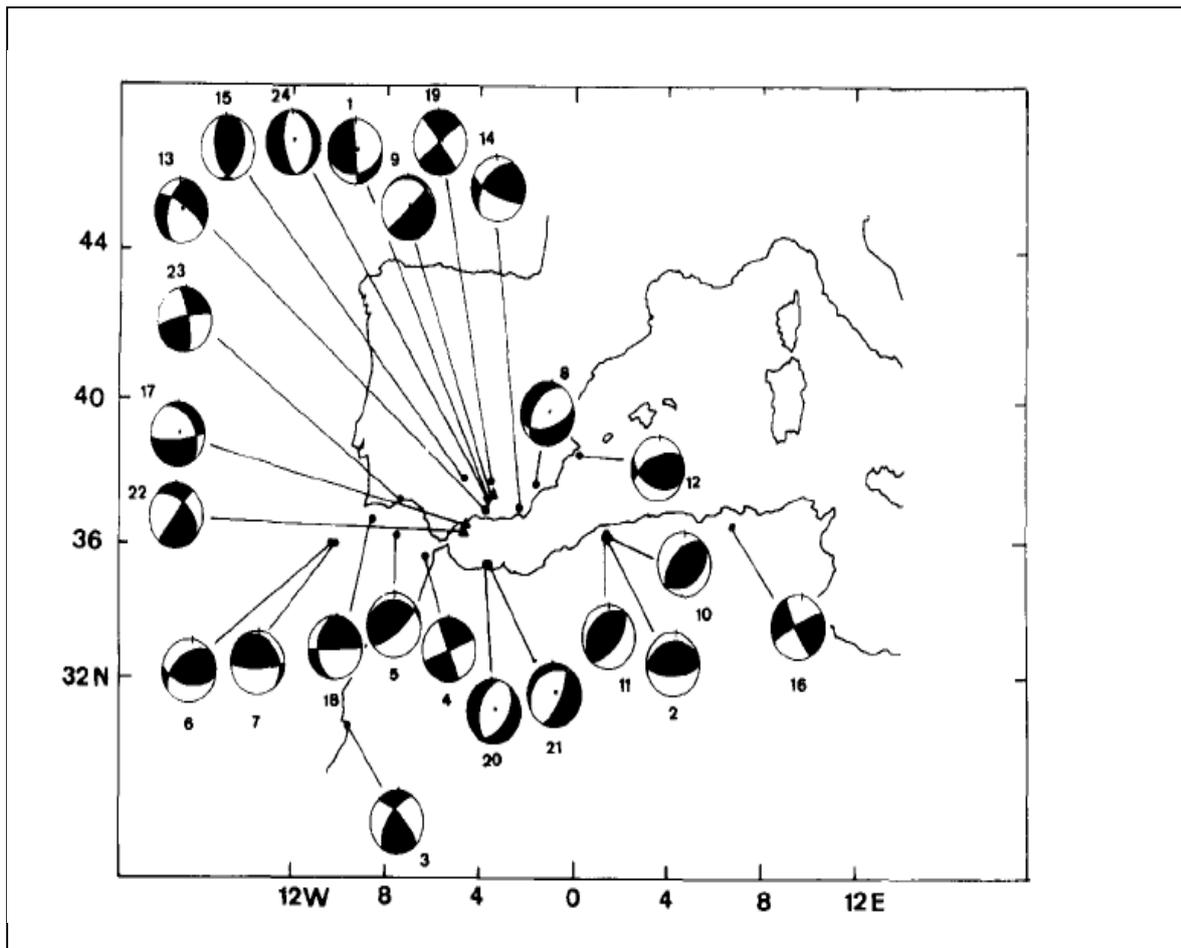


Fig. 152. Solution des plans de failles des séismes de la région Ibéro-Maghrébine (Buforn *et al.*, 1994). Les numéros se réfèrent aux séismes. Les diagrammes représentent les hémisphères sud de la sphère focale avec des cadrans assombris pour la compression et blancs pour les dilatations.

Par contre, la carte (fig. 153) des mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (ANSS, NEIC, Ouyed *et al.*, 1983, Bounif *et al.*, 1987), permet l'analyse suivante :

- Des solutions focales en décrochement senestre sont localisées dans une zone orientée NE-SW située dans la bordure orientale de l'Atlas marocain.
- Des mécanismes donnant des solutions en compression orientée NNW-SSE sont observés au niveau de la région Oran -Tipasa située au Nord de l'Atlas tellien algérien.
- Des mécanismes montrant des solutions en décrochement dextre caractérisent l'Est d'Alger jusqu'au delà de Constantine.

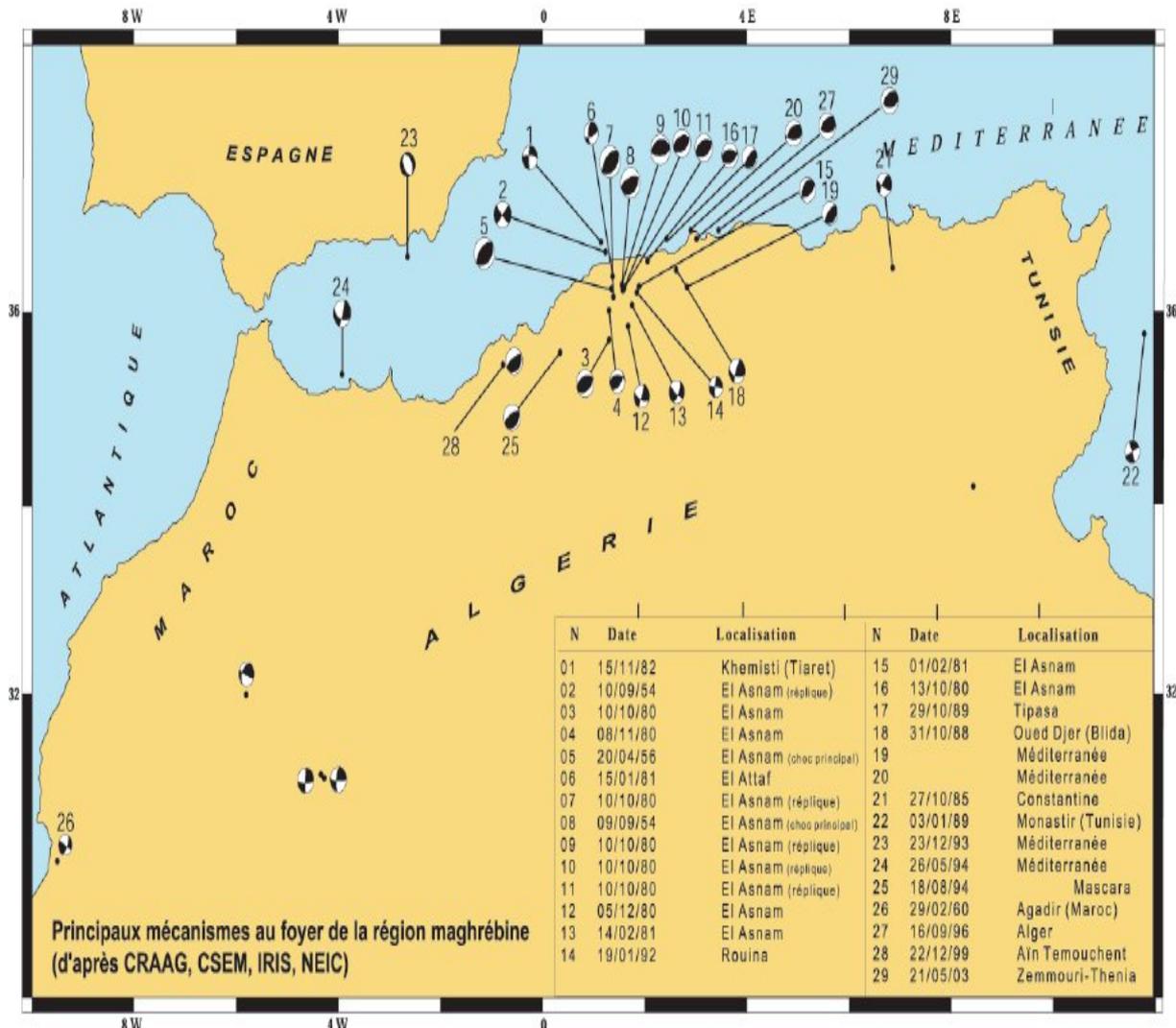


Fig.153: Mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (ANSS, NEIC, CRAAG)

**En conclusion**, on peut dire que la zone de contact entre les plaques eurasienne et africaine, de la rive de la Goringe jusqu’à la Tunisie, est formée par un vaste domaine de déformation limité au Sud par les chaînes de l’Atlas saharien et au Nord par les cordillères bétiques et plus loin encore au Nord par les Pyrénées. Ces dernières sont apparemment fortement perturbées par le comportement semi - indépendant du bloc ibérique stable.

La région ibéro-maghrébine est présentement soumise à des contraintes compressives de direction N-S à NW- SE. Dans les zones internes des bétiques et du bassin d’Alboran, les tensions horizontales de direction E-W sont récentes.

L’anomalie de l’activité sismique à moyenne et grande profondeurs suggère deux différents épisodes d’un certain genre de processus de subduction.

#### 4.1.4.2. La sismicité actuelle en Oranie

En Algérie, la tectonique active, comme on vient de le voir, est localisée, à terre, dans la région nord du pays, plus particulièrement dans le Tell. Dans cette région, frontière entre les plaques Africaine et Eurasiatique, la déformation tectonique est l'expression de la convergence actuelle de ces deux plaques. Par contre, le long de la marge, les nombreux épicentres marins confirment la présence de structures actives générant, parfois, d'importants séismes, comme ceux qui se sont produits très récemment dans la région d'Oran.

En effet, le 06/06/2008, Oran a enregistré, vers 20H.02 GMT, un séisme d'une forte Magnitude ( $M_w$ ) de 5.6, suivi par 18 autres événements de magnitude supérieure à 2.7 dont un dépassant une magnitude de 4. L'épicentre du choc principal a été localisé au large d'Oran (fig.154).

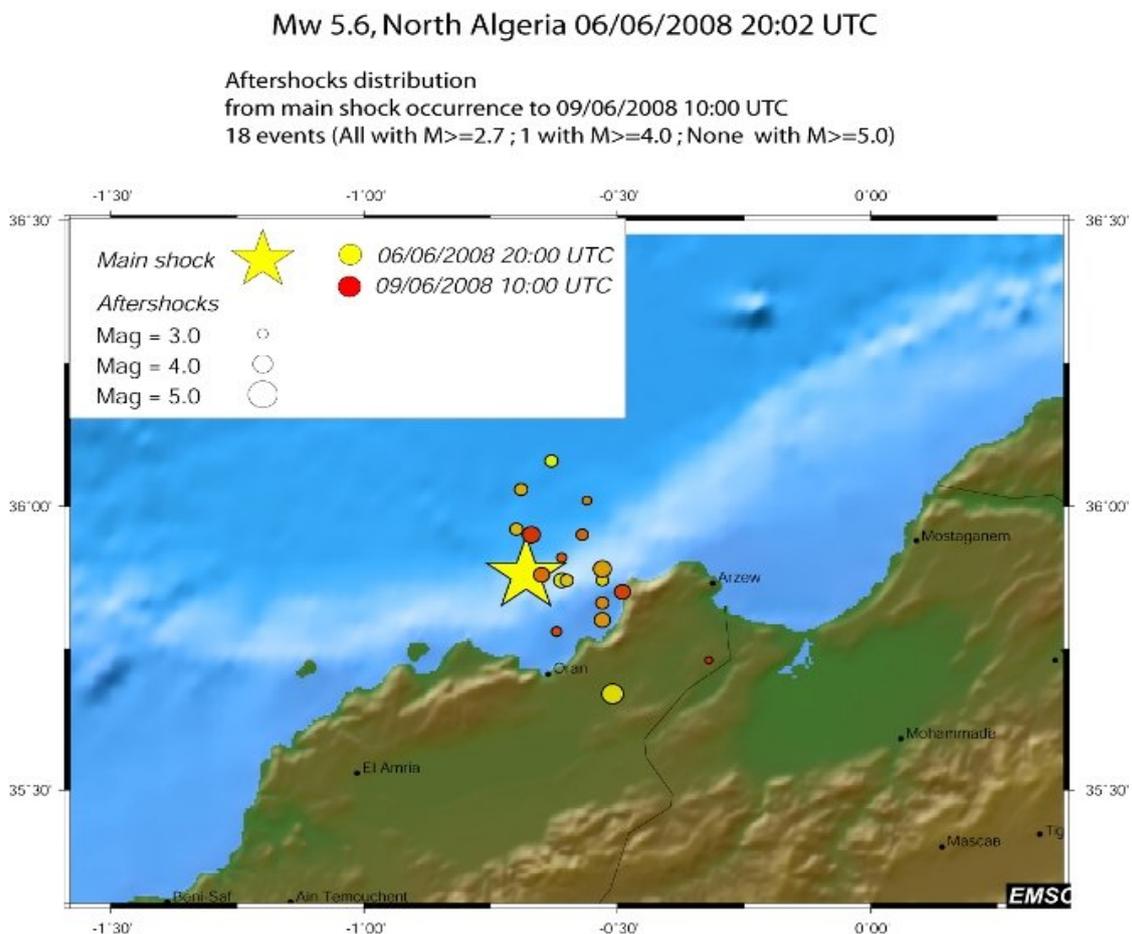


Fig . 154 : Carte de localisation du séisme d'Oran du 06/06/2008

Une victime a été enregistrée ainsi que l'effondrement de quelques habitations vétustes. Des glissements de terrain ont été, aussi, observés le long de la frange maritime avec apparition de quelques fissures sur la chaussée et les remblais (fig.155).



Fig.155: Glissement déclenché par le séisme d'Oran du 06/06/2008, au contrebas de Canastel

Le 24/07/2008, à 17 h 19min. 53 (GMT) un autre événement d'une profondeur de 20 km a frappé le large d'Oran (Lat = 35.99, Lon = -1.23), la puissance de la secousse a atteint une magnitude de 4.3 (fig.156)

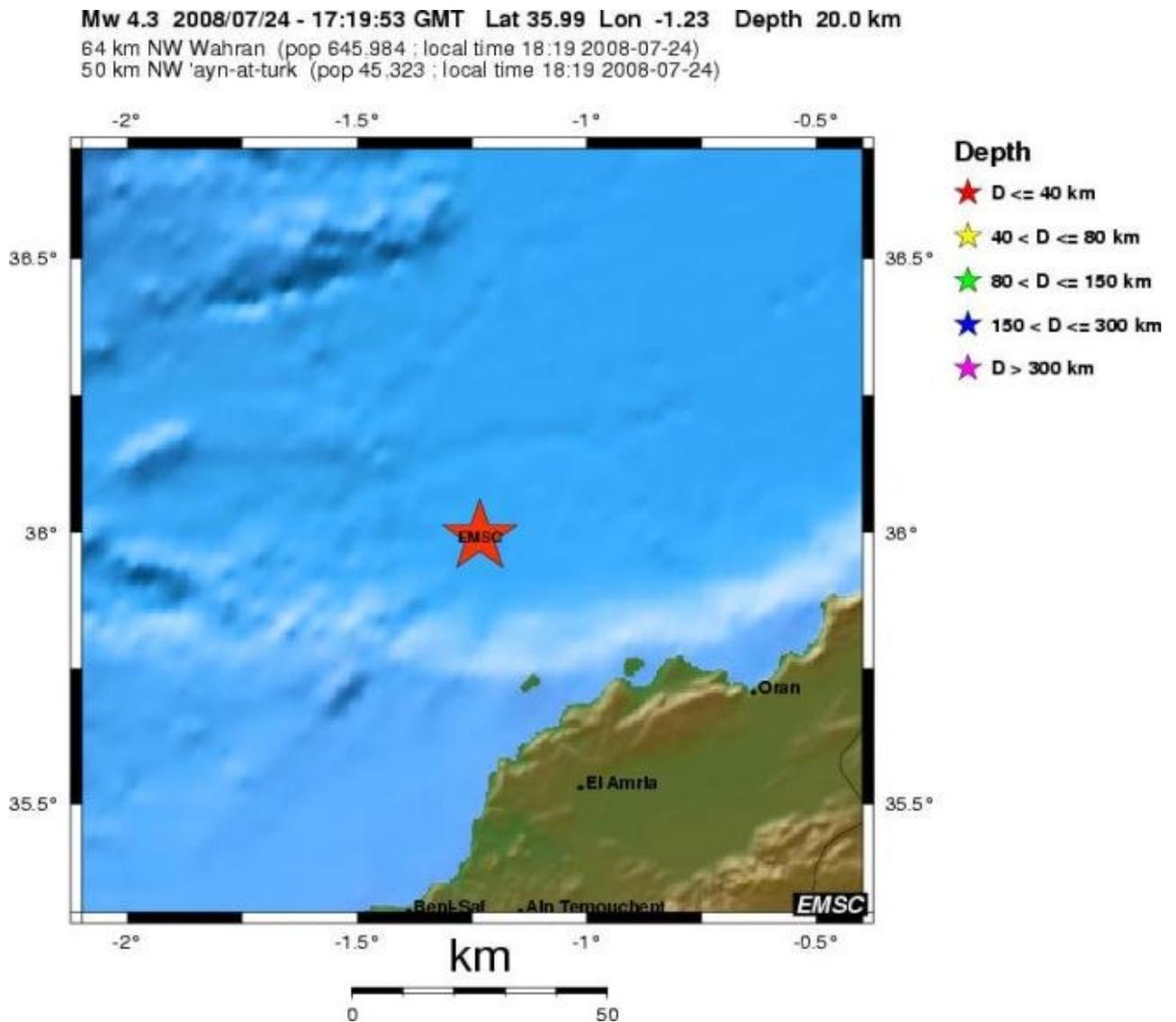


Fig. 156: Carte de localisation du séisme d'Oran du 24/07/2008 (IGN, 2008).

Comme on le constate, les chocs principaux sont localisés dans la partie de la plaine abyssale proche du continent alors que les répliques, mêmes les plus fortes, se produisent non seulement dans le bassin algérien au niveau de la pente, mais également sur le plateau continental et sur la bordure occidentale du bassin du Bas Chéelif. Cette dernière se déforme en donnant des structures plicatives (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW. Ce sont ces dernières structures qui sont le plus souvent à l'origine des violentes secousses enregistrées à terre dans la région d'Oran et ses environs.

Les nombreuses structures actives en mer semblent être le prolongement des structures continentales. Les travaux récents menés par la campagne **Maradja'2003** indiquent que la déformation est actuellement compressive. Elle se traduit non seulement par une fermeture progressive d'Est en Ouest des différents bassins sédimentaires néogènes littoraux mais également par une migration importante de la déformation dans la même direction (E-W).

L'analyse du mécanisme au foyer du séisme du 06/06/2008 à l'aide des stations (HARV, USGS, INGV, ETHZ) dévoile une faille inverse de direction NE-SW avec des axes de pression horizontaux de direction NW-SE. Le mécanisme au foyer du même séisme, résolu avec les données de la station IGN, évoque une faille normale décrochante E-W. Ces mécanismes au foyer, témoignent, donc, d'un raccourcissement, selon une direction NNW-SSE (N140°E) (fig.157) et d'une déformation guidée, à première vue, par des accidents majeurs, de direction E-W.

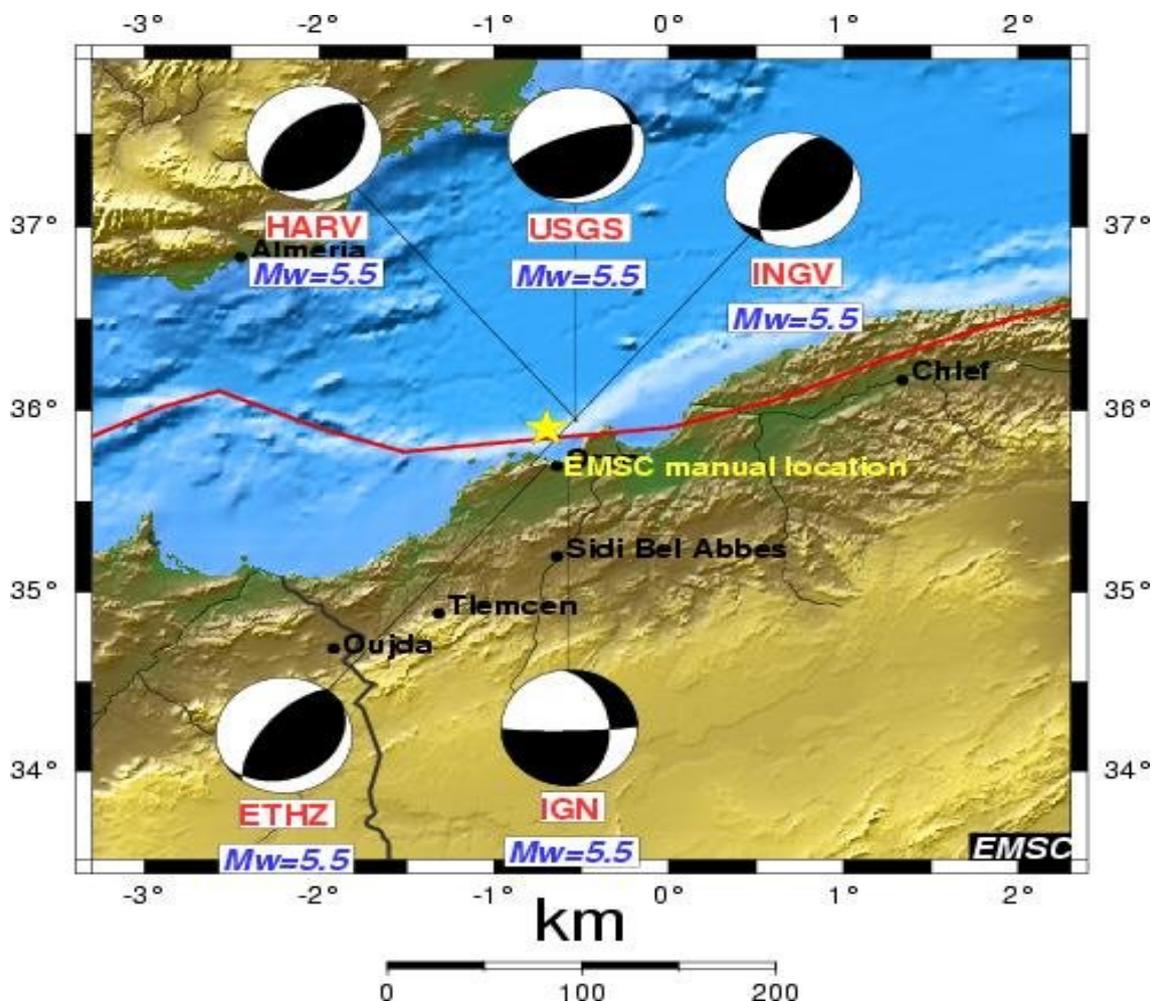


Fig.157: Solution du plan de faille du séisme 06/06/2008 (IGN, 2008).

## 4.2. Séismotectonique

### 4.2.1. Aperçu général

En examinant la sismicité à l'échelle planétaire, on constate que la distribution spatiale des tremblements de terre n'est pas aléatoire car la majeure partie des séismes se situe aux frontières des plaques tectoniques. En conséquence, un séisme est toujours le témoignage de la présence d'une faille (si on exclut certaines sources très particulières). Mais, une faille ne produit pas toujours des séismes.

Si la rupture n'est associée à aucune déformation on parlera de faille inactive. En revanche, même active, une faille ou une partie d'elle peut soit provoquer une sismicité diffuse de très faible magnitude, soit ne pas générer de séismes. Dans ce dernier cas, la faille est alors dite asismique.

Il s'avère que la relation entre activité sismique et faille est d'une importance capitale pour la prévision sismique : dans un système de faille où la charge en contrainte est homogène, la faille ou le segment de faille n'ayant pas subi, durant une longue période, de puissants tremblements de terre devient un bon candidat pour le prochain séisme. Malheureusement, cette simplification n'est pas toujours vraie car le champ de contrainte n'est pas toujours homogène et la géométrie des failles n'est jamais simple.

La séismotectonique s'intéresse, donc, aux rapports qui existent entre les séismes et les failles qui les génèrent (la tectonique).

### 4.2.2. Séismotectonique régionale

La compréhension des correspondances qui se dégagent entre traits structuraux (failles, chevauchement, plis...) et activité sismique (épicesentres des séismes connus, magnitudes, profondeur focale,...) permet de délimiter les zones étudiées en plusieurs provinces et de les caractériser en fonction de la spécificité de leur activité sismique. L'examen des provinces telles que définies par SOCOTEC EXPORT (1986) sur la carte séismotectonique régionale (fig. 158), autorise les remarques suivantes :

#### 4.2.2.1. Mesta oranaise :

La Meseta oranaise fait partie du domaine atlasique au sein duquel elle constitue un ensemble rigide limité à l'Ouest par le moyen Atlas et au Nord par le sillon sud-tellien. Sa sismicité est faible et relativement diffuse ; elle reste superficielle (< 4 Km) et liée aux rejeux survenant dans la chaîne des horsts.

#### 4.2.2.2. Zone Tellienne :

En Algérie, comme dans le reste du Maghreb, le domaine orogénique cénozoïque est séparé en deux systèmes différents : le Tell et l'Atlas. En ce qui concerne la zone tellienne, elle est constituée d'une bande large d'une centaine de kilomètres s'étendant le long de la côte algérienne comprimée entre, au sud, le craton africain et au nord le bassin nord algérien. Les massifs côtiers, la vallée du Cheliff et les massifs du tell méridional forment les trois éléments structuraux majeurs du Tell. Dans cette province, on enregistre les événements sismiques les plus forts (M= 6.5 à Orléanville en 1954, et M=7.3 à El Asnam en 1980) dévoilant une activité sismique potentiellement élevée. Cependant, les épicesentres se concentrent dans deux zones sources (El Asnam à l'Est et l'Oranie à l'Ouest) reliées par une bande à sismicité moins élevée et plus diffuse coïncidant avec la vallée du Cheliff. Les profondeurs focales restent en général **inférieures à 15 Km**.

#### 4.2.2.3. Moyen Atlas :

Le Moyen Atlas est une zone située entre la Meseta oranaise à l'Est, et la Meseta marocaine à l'Ouest. L'activité sismique y est caractérisée par des séismes de magnitude en général faible (-5). Leurs foyers sont, en grande majorité, à **moins de 15 Km** de profondeur et la répartition de leurs épicentres se fait selon les alignements NE- SW.

#### 4.2.2.4. Zone rifaine :

L'activité sismique de la zone rifaine se concentre dans le bloc rifain et la zone pré-rifaine où les séismes enregistrés sont peu profonds et de magnitude modérée.

On constate aussi que la zone rifaine, complexe et mal connue, s'étend au Sud, par la zone pré-rifaine. Cette dernière est limitée à l'Est par la faille du Nekor d'orientation NE-SW, et au N-W par le bloc rifain. Le biseau, formé par ce bloc, est en même temps découpé à l'Est par la faille de Melilla, et en partie chevauché, au N-W, par la sous-plaque Alboran .

Enfin, la zone rifaine trouve sa limite orientale le long du rebord du bassin nord algérien (approximativement l'isobathe -2000), et plus au Sud au pied de la marge de la zone tellienne.

#### 4.2.2.5. Bassin algérien :

Le bassin algérien (parfois appelé nord-africain) est une sous plaque à fond approximativement plat, situé aux environs de - 2700 mètres (Auzende, 1978). Son périmètre suit approximativement l'isobathe (-2000 m).

Au Sud, le fond de cette sous plaque butte contre les massifs côtiers de la zone tellienne , et au Nord contre la zone sub-Bétique-Baléares. La partie occidentale de ce bassin est caractérisée par des contraintes E-W à NE-SW qui ont autorisé, pendant le Miocène moyen, le déplacement vers l'Ouest du bloc Alboran (Kheidri & Ziou, 2003). Ces failles, associées au volcanisme plio-quadernaire, sont actuellement sismiquement actives. Les magnitudes, en général faibles (inférieures à 5), ont des profondeurs focales **inférieures à 40 Km**. Leurs épicentres se distribuent de manière uniforme au sein d'une bande périphérique large d'une vingtaine de kilomètres. Aussi, sous le littoral nord algérien, les foyers sismiques profonds sont inexistantes (Girardin *et al.*, 1977). En conséquence, l'hypothèse d'une zone de subduction potentiellement sismogène pénétrant sous la côte algérienne est à écarter. Ceci a été confirmé par les publications de Hatzfeld *et al.*, (1977), Frogneux (1980) et Domzig (2006).

#### 4.2.2.6. Zone Sub-Bétique - Baléares :

Dans cette zone, reliée à la cordillère sud bétique, aucun épicentre n'est enregistré. Cette inactivité sismique serait due à l'absence de mouvement relatif avec le bassin nord algérien.

#### 4.2.2.7. Le couloir Nekor-Melilla

Le couloir Nekor Melilla est un faisceau de discontinuités parallèles profondes d'orientation SW-NE. Des épicentres sont enregistrés à des profondeurs supérieures à 40 Km.

#### 4.2.2.8. Sous plaque Alboran :

En chevauchement sur la cordillère bétique, la sous-plaque Alboran est la zone la plus active sur le plan sismique. Les magnitudes restent inférieures à 6. Toutefois, les magnitudes situées entre 4.5 et 5.5 y sont plus fréquentes que dans les autres provinces. Les profondeurs focales les plus courantes sont situées entre 15 et 40 Km, soit à la base de la sous-plaque dont l'épaisseur a été estimée à 20 Km (Frogneux, 1980).

### 4.2.3. Séismotectonique locale

A grande échelle, la carte (fig.159), établie par SOCOTEC (1986), dévoile un schéma séismotectonique local qui s'organise en bandes parallèles orientées vers le N-E. Ces bandes correspondent à un mécanisme de horst et graben. Les horsts, représentés par les massifs côtiers et le tell méridional de même âge (Anté - Miocène), enserrent le sillon Sebkh-Cheliff, en subsidence, datant du Miocène supérieur.

Au passage de la transversale de Saida - Relizane (transverse de Glangeaud), le schéma est perturbé vers l'Est par un faisceau de failles descendant du N-E pour donner deux unités distinctes : le bassin du Bas Chelif et le massif des Béni-Chougrane. Au Sud et Sud-Est, nous avons des limites fixées par les régions très peu sismiques de la Meseta oranaise et du domaine saharien. Au delà du méridien 1° W, l'activité sismique est très faible. Au N-E, la partie occidentale du bassin du Chelif constitue un domaine influencé par la sismicité d'El Asnam.

Sur cette carte, les provinces séismotectoniques locales ont été délimitées en se basant sur le modèle structural suivant :

- Sur la marge algérienne, il n'y a pas de fosse ou de dorsale active, donc le seul mouvement horizontal existant est la relativement lente convergence Afrique-Europe, de **~5 mm/an**. Les études sismiques et néotectoniques s'accordent pour une direction de compression dominante ( $\sigma_1$ ) NNE-SSE (Tapponier, 1977). L'interaction entre les deux (02) continents a pu alors engendrer d'importants coulissements horizontaux, voire générer une expulsion latérale type Alboran (Tapponier, 1977). Dans le Tell, on se situe en bordure Sud de la zone de déformation alpine (alpinisation). L'influence des mécanismes de convergence a tendance à s'atténuer à l'approche de la bordure du craton africain où l'influence des structures antérieures hercyniennes reste prépondérante (Fenet, 1975).
- Un modèle avec zone de subduction au niveau de la marge nord africaine se heurte à plusieurs arguments. Cette zone n'est pas marquée comme telle dans la topographie car il y a de fortes variations topographiques de part et d'autre de la marge (dénivelé d'environ 3500 m sur à peine une centaine de kilomètres). A cela, s'ajoute probablement un rebond isostatique, lié à l'érosion des reliefs côtiers d'Algérie, ce qui augmente encore les contraintes verticales à la limite océan-continent.
- La distribution des séismes n'indique pas de progression de la profondeur des foyers en s'éloignant de la limite du plateau continental (Girardin *et al.*, 1977), révélatrice du plongement d'une plaque. Le volcanisme miocène et plio-quadernaire présents ne sont pas typiques de celui qui accompagne les subductions.
- En l'état actuel des connaissances, il est supposé que le raccourcissement entre les deux (2) plaques (Afrique et Eurasie) est absorbé au niveau des multiples discontinuités qui affectent leurs larges bordures (Guardia, 1975).
- La plaque océanique est jeune, donc peu rigide (épaisseur élastique de  $11 \pm 3$  km). Elle subit actuellement une flexion de grande longueur d'onde dans le bassin algérien au pied de la marge.
- La marge étant assez jeune, l'épaisseur des sédiments en pied de marge est assez faible (<6 km).

Les provinces séismotectoniques locales sont comme suit:

#### **4.2.3.1. Massifs côtiers et Tell méridional :**

Sur le plan géologique, les massifs côtiers présentent la particularité de contenir des fossés miocènes bordés par des horsts apparemment séismogènes, très localisés, tels que ceux d'Oran, Mers El Kebir et de Mostaganem. Les profondeurs focales se situent entre 4 et 15 km, les magnitudes restent inférieures à 6.0, tandis que les intensités ne dépassent pas X.

#### **4.2.3.2. Dépression Mleta-Habra :**

La dépression Mleta-Habra est définie comme un fossé subsident à séismicité superficielle (moins de 4 Km) et nettement moins active qu'au niveau des horsts qui la bordent (magnitudes  $\leq 5$ ). Cette dépression semble être limitée à l'Est par la transversale Saida-Relizane, à l'Ouest par le massif volcanique d'Ain Témouchent. Les limites septentrionale et méridionale sont données respectivement par la limite Sud des massifs côtiers et par la rupture de pente qui amorce le pied du Tell méridional.

#### **4.2.3.3. Bassin du Bas Chélif :**

Quoique rattaché à la région d'El Asnam, la partie occidentale du bassin du Bas Cheliff présente une sismicité beaucoup plus modérée que celle d'El Asnam sensu stricto. Dans cette province l'aléa créé par la zone sismogène d'El Asnam est nettement atténué par la distance. Cependant les séismes se distinguent par des foyers qui restent proches de la surface (moins de 15 km en général).

#### **4.2.3.4. Massif des Béni-Chougrane :**

Le massif des Béni-Chougrane peut être considéré comme une limite occidentale donnée par la transversale Saida-Relizane qui s'étend le long de la vallée du Cheliff en direction du NE. La sismicité dans cette zone bien que relativement assez active, se particularise par des événements de magnitude modérée et dont les profondeurs sont inconnues.

#### **4.2.3.5. Sillon sud tellien :**

Le sillon sud tellien s'étend le long de la limite du chevauchement jusqu'à la transversale Saida -Relizane. Son activité sismique est faible, diffuse et probablement peu profonde.

#### **4.2.3.6. Chaîne orientale des horsts :**

La chaîne des horsts orientale dans la zone étudiée peut être considérée comme asismique.

#### **4.2.3.7. Bordure du bassin nord algérien :**

Dans cette zone, les séismes, caractérisés par des magnitudes faibles ( $\leq 5$ ), présentent des épïcêtres dont la distance au site est inférieure à 50 km.

#### **4.2.4. Conclusion**

A l'échelle régionale, on constate que la région d'Oran, située dans la zone tellienne, est une province qui a été affectée par les événements les plus forts connus dans les pays du Maghreb. L'activité sismique n'y est pas uniforme car les épïcêtres se concentrent particulièrement dans deux zones essentielles : El Asnam à l'Est et Oran à l'Ouest.

Quelques épicentres sont cependant situés en mer à proximité immédiate de la ville : ils sont probablement à rattacher aux prolongements vers le Nord des discontinuités mises en évidence à terre (Transversale d'Arbal-Ain Franin, accident décrochant de Kristel (145°E)...) )

Par ailleurs, la majorité des séismes est superficielle ce qui implique non seulement l'absence de subduction au large des côtes algériennes, mais également l'inexistence de discontinuité profonde à fort potentiel sismogène, de type plan de Bénéioff, plongeant sous la marge continentale algérienne.

A l'échelle locale, le site d'Oran peut être influencé par l'aléa de la province constituée par les massifs côtiers au Nord et le Tell méridional au Sud, les autres présentant un potentiel sismogène plus faible ou plus éloigné.

En conséquence, on peut dire qu'Oran est une ville exposée à un aléa sismique dominé par un régime local d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre centrée sur la ville. Cette distance sépare la marge (située le long du périmètre du bassin nord algérien) des côtes oranaises. Par contre, la sous plaque Alboran, située loin du site d'Oran (plus de 200 Km), n'introduit pas, compte tenu de sa sismicité, de risque significatif à Oran.

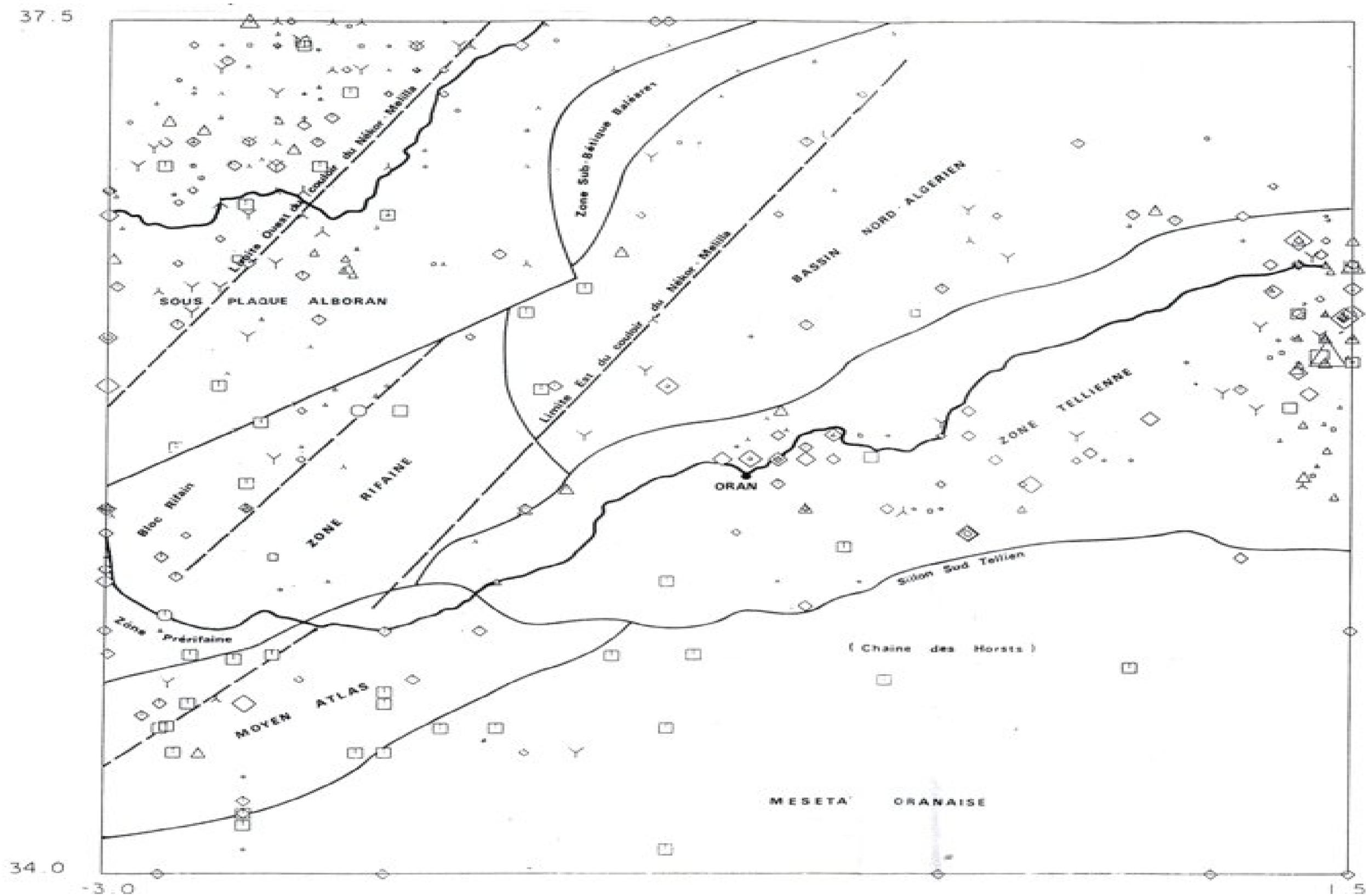


Fig.158 : Carte séismotectonique de la Méditerranée occidentale, SOCOTEC (1985).

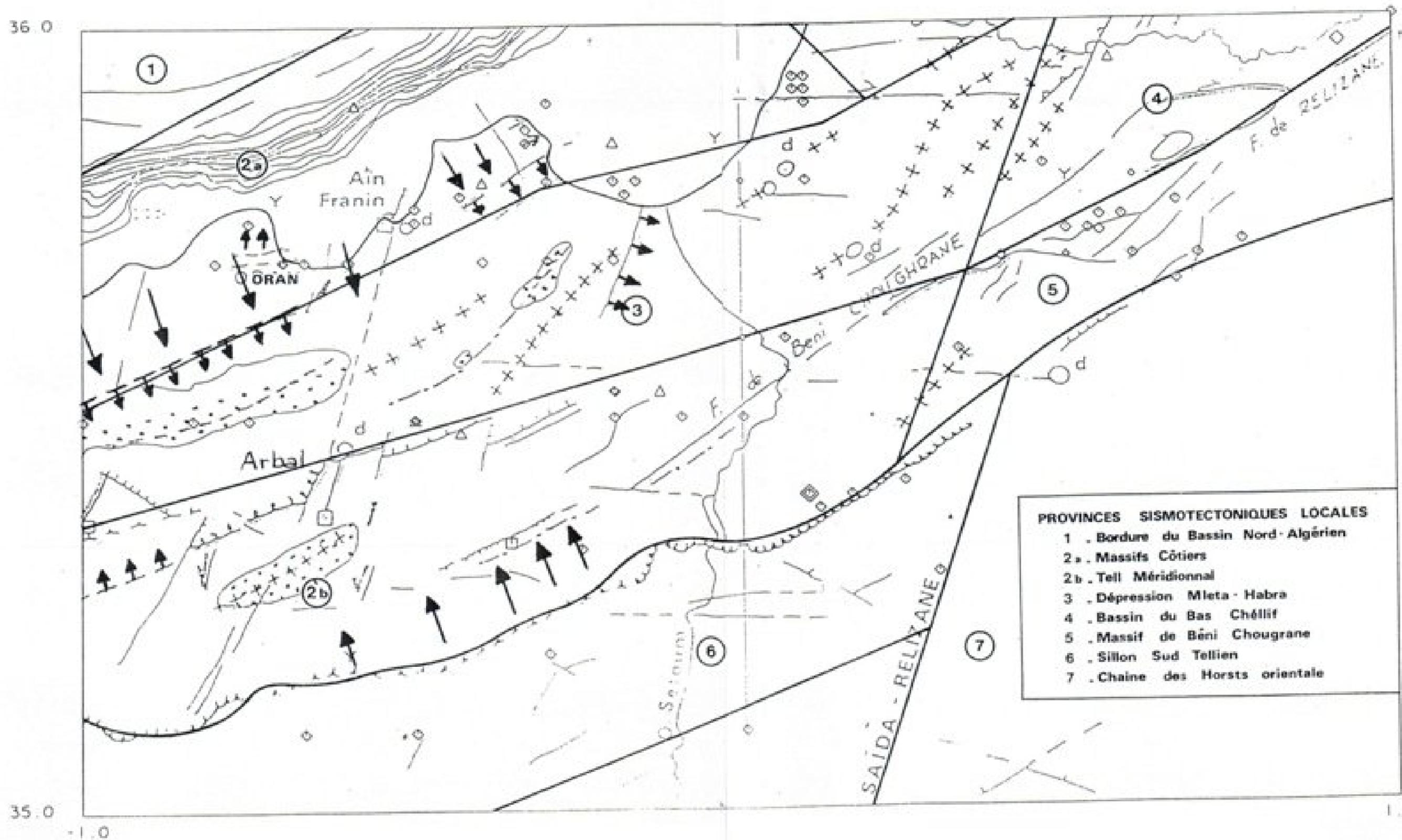


Fig. 159: Carte seismotectonique locale (Echelle de la carte 1/1.000.000), SOCOTEC EXPORT (1985).

### 4.3. Aléa sismique

#### 4.3.1. Aléa sismique de l'Algérie du Nord

##### 4.3.1.1. Carte des intensités maximales observées

En l'absence d'un réseau d'accéléromètre, Roussel dressa, en 1973, une carte de la distribution des intensités maximales observées (fig. 160). Cette carte, établie grâce aux données disponibles pour la période 1716–1970, montre une répartition spatiale du risque sismique en Algérie qui se fait selon trois régions principales.

On constate, tout d'abord, que le Nord de l'Algérie semble être la zone la plus active avec des séismes dont l'intensité maximale observée peut atteindre X. C'est le cas de la région d'Oran. Dans la partie nord de la flexure sud atlasique, une sismicité très clairsemée et modérée s'exprime, sauf pour les régions de Biskra et Batna où quelques événements avec des intensités IX sont observés.

En ce qui concerne les Hauts Plateaux, les intensités maximales observées sont inférieures à VI ce qui dénote une faible activité sismique.

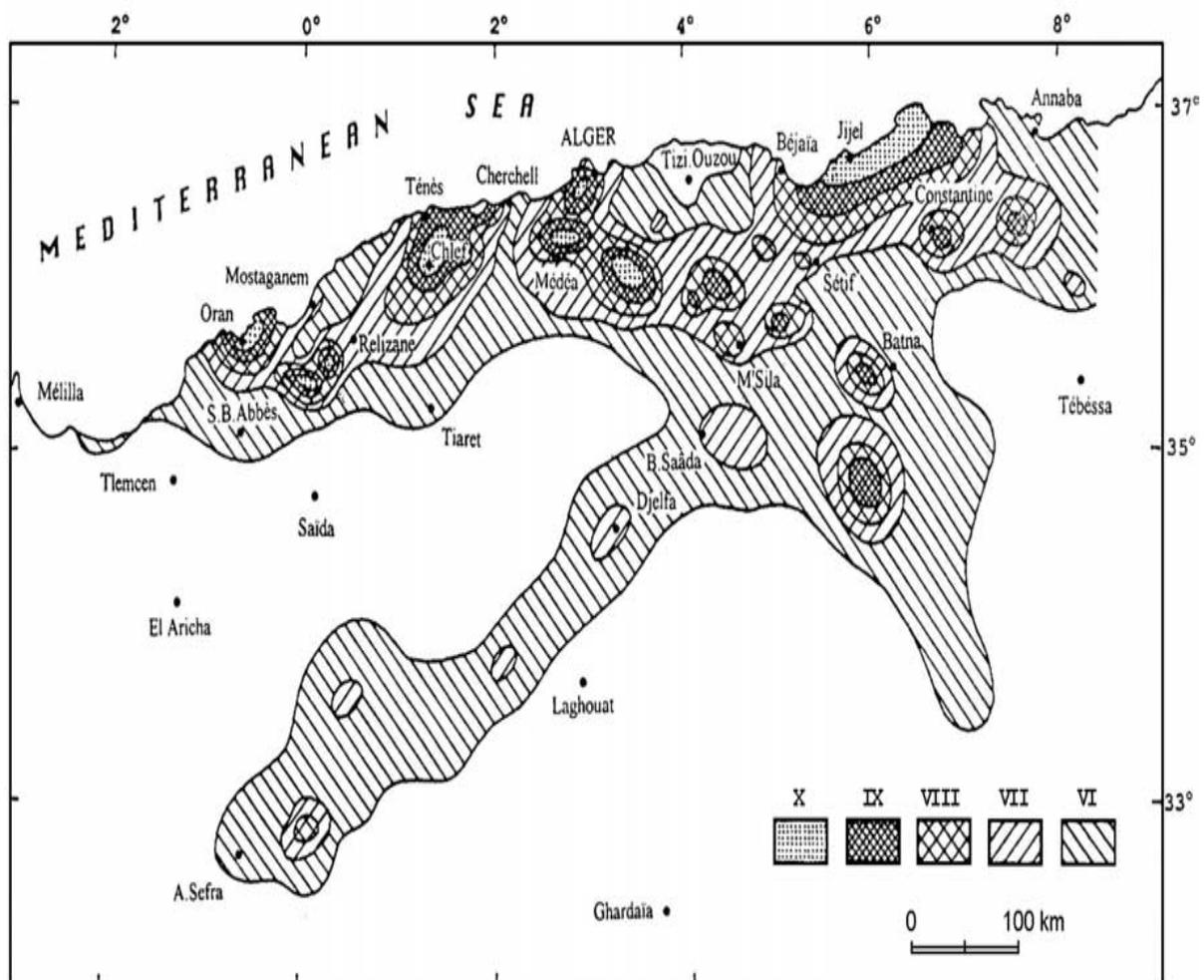


Fig. 160 : Carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973).

En 1996, la carte de Roussel a été réactualisée par Bezzeghoud et al, en intégrant cette fois-ci les principaux événements sismiques enregistrés de 1970 à 1990 (El Asnam (10/10/1980, Ms = 7.3), Constantine (27/10/1985, Ms = 6.0) et Mont-Chenoua-Tipasa (29/10/1989, Ms = 6.0).

La carte obtenue (fig. 161) montre quatre régions caractérisées par une intensité maximale observée égale ou supérieure à un degré de VII. Parmi ces régions, toutes localisées dans le Nord algérien, nous avons la région ouest constituée par les zones d'Oran, Relizane et Sidi Bel-Abbes, A Oran, les intensités maximales observées peuvent atteindre un degré IX.

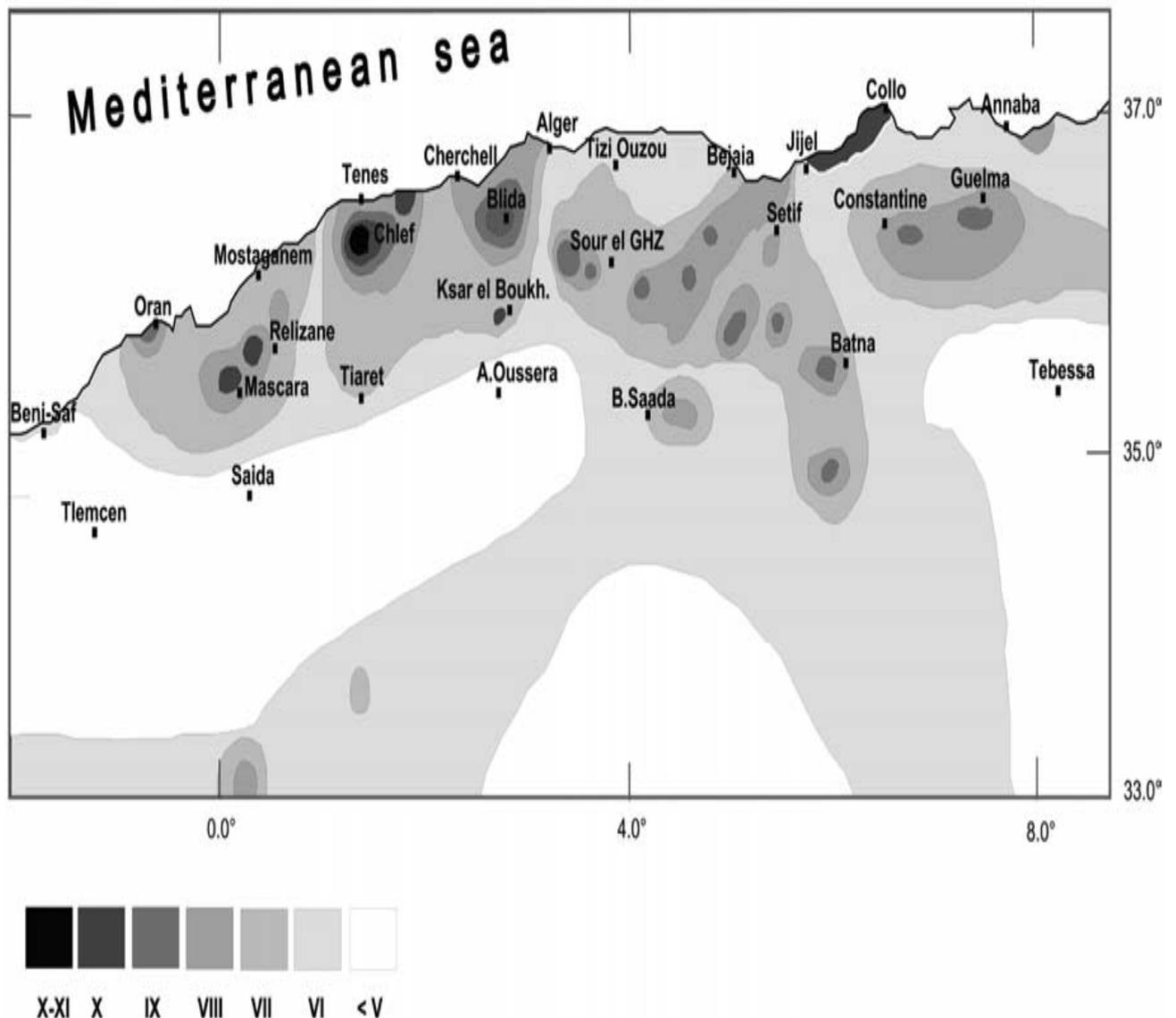


Fig.161 : Carte des Intensités Maximales Observées (Bezzeghoud *et al.*, 1996).

#### 4.3.1.2. Carte des intensités maximales calculées (IMC)

La carte des intensités maximales calculées (IMC), a été établie par Boughacha *et al.*,(2004), pour la période s'étalant de 1716 à 2000 (fig.162). Au cours de cette durée, l'Atlas saharien, les Hauts Plateaux et l'Atlas tellien ont subi, au moins une fois, des intensités  $I \geq III$ .

Les intensités maximales calculées pour l'ensemble du domaine sont localisées à El Asnam (10/10/1980,  $I_0 = X$ ), Oran (09/10/1790,  $I_0 = X$ ), Alger (03/02/1716,  $I_0 = IX$ ), Biskra (16/11/1869,  $I_0 = IX$ ) et Constantine (27/10/1985,  $I_0 = VIII$ ). Les zones séismogènes les plus importantes se rencontrent à l'intérieur de ces domaines.

La bifurcation des courbes isoséistes (orientation Blida-Batna), dans la zone orientale de l'Algérie, peut être interprétée comme étant le reflet significatif de possibles changements dans le contexte géologique. Aussi, la branche qui se prolonge en mer montrerait des liens probables avec le système de faille situé en mer (Harbi *et al.*, 1999).

On remarque que la carte MCI peut restituer, de la manière la plus précise, la distribution spatiale des intensités maximales en tout point de la zone d'étude, ce qui permet d'identifier les zones enclines aux séismes.

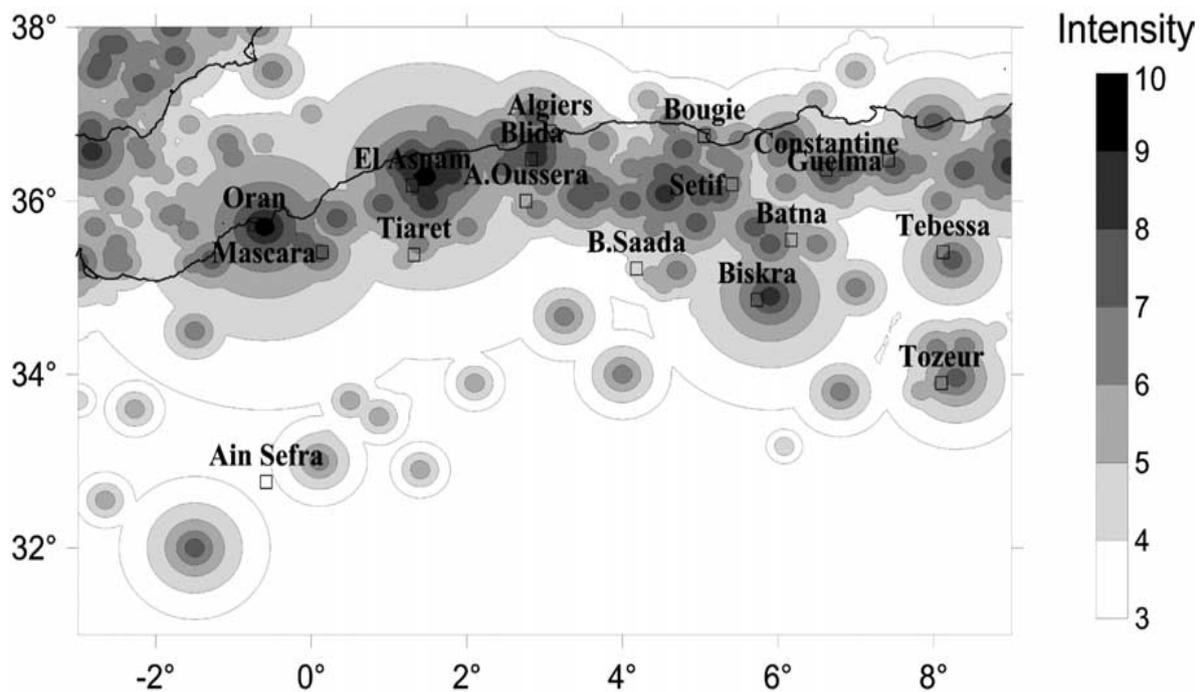


Fig.162. Carte des Intensités Maximales Calculées (IMC), (Boughacha *et al.*, 2004)

En comparant les cartes respectives de Roussel(1973), Bezzeghoud *et al.*,(1996) et Boughacha *et al.*,(2004), on constate que la tendance générale des maximums observés ou des intensités calculées est presque identique.

### 4.3.1.3. Paramètres du mouvement du sol en Algérie du Nord.

Cette carte (fig. 163) révèle que les valeurs les plus élevées sont concentrées dans la partie centrale de l'Atlas tellien. Au voisinage des événements majeurs, tel que celui du 09 septembre 1954 (M= 6.8) ou encore du 10 octobre 1980 (M= 7.3), l'accélération maximale du sol (PGA), très élevée, atteint 0,5 g. Vers le Sud, une décroissance constante de l'accélération du sol est constatée.

A l'Est d'Alger, l'aléa est, d'après la carte, relativement modéré, or c'est à cet endroit que s'est produit le séisme de Boumerdès (Ayadi *et al.*, 2003). Cela veut dire que les zonages réalisés jusqu'à présent reflètent, surtout, l'état actuel de la sismicité d'où l'intérêt d'une meilleure connaissance des structures actives profondes en terme de localisation des sources sismiques, magnitude et récurrence.

Les zonages effectués précédemment ont, à chaque fois, été modifiés à la suite de séismes importants. Ceci a, en particulier, été le cas après le séisme d'El Asnam, d'Aïn Témouchent et de Boumerdes. En intégrant, cette fois-ci, la contribution du séisme du 21-05-2003, la nouvelle carte d'aléa sismique (Hamdache *et al.*, 2006) donne, surtout dans la région de Zemouri- Boumerdes-Alger, des valeurs supérieures de 40% par rapport à celles déjà publiées par (Pelaez *et al.*, 2003).

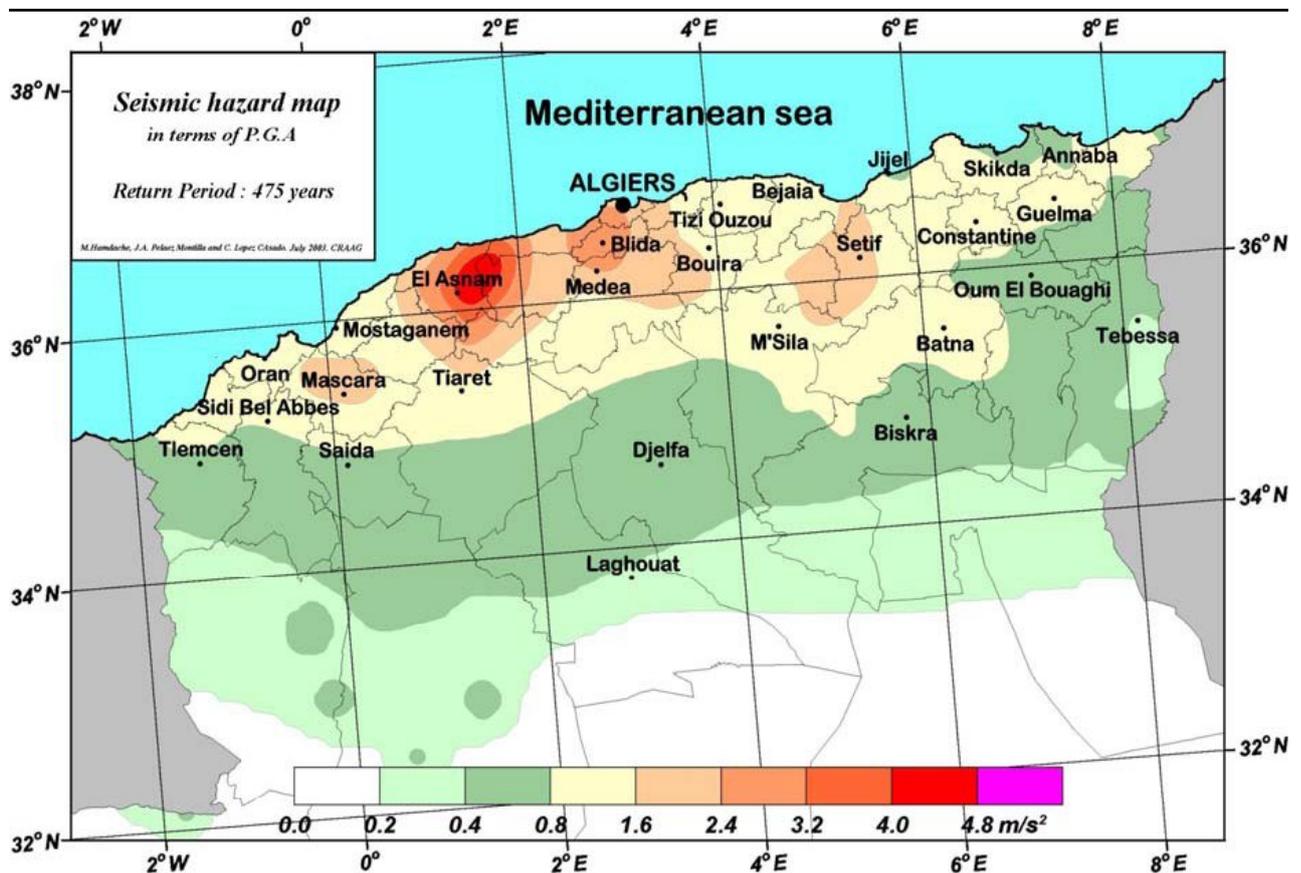


Fig.163: Carte d'aléa sismique (CRAAG) éditée avant le séisme de Boumerdès. Résultat obtenu en terme de PGA avec 10% de probabilités de dépassement en 50 ans (période de retour de 475 ans), P.G.A. : « Peak ground acceleration ».

En guise de **conclusion**, on peut avancer que par rapport aux autres domaines du pays, la région littorale reste la région où le niveau de sismicité est le plus important. C'est essentiellement dans cette zone que les séismes les plus violents peuvent se manifester.

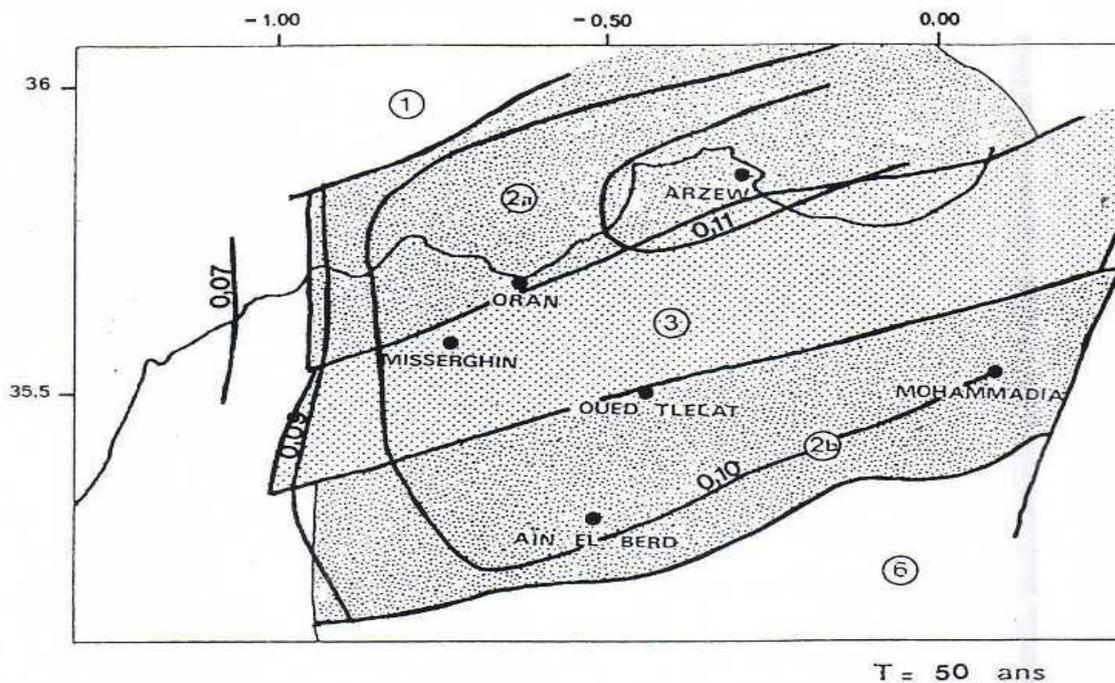
### 4.3.2. Aléa sismique local

#### 4.3.2.1. Approche probabiliste

La distribution de l'aléa sismique pour la ville d'Oran a été calculée par SOCOTEC (1986). Les résultats acquis par la méthode probabiliste sont représentés par trois cartes correspondant à des périodes de retour différentes (50 ans, 200 ans et 500 ans). Les courbes, obtenues par interpolation linéaire, représentent la même accélération pour chaque période de retour spécifiée.

#### ➤ Période de retour de 50 ans (fig.164)

Cette carte montre que la région oranaise est soumise, dans son ensemble, à de petits séismes se produisant d'une manière fréquente. L'accélération maximale horizontale y est relativement uniforme (0,10 g), sauf à l'Ouest où elle diminue pour atteindre les 0,07 g.



<b>LEGENDE</b>	
<u>0,10</u>	<b>Accélération horizontale maximale</b>
1	Bordure du Bassin Nord-Algérien
2 a	Massifs Côtiers
2 b	Tell Méridional
3	Dépression Mleta-Habra
5	Sillon Sud Tellien

Fig.164: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T=50 ans

➤ **Période de retour de 200 ans (fig.165)**

La présente carte montre que la région d'Oran commence à être influencée significativement par les provinces des massifs côtiers et du Tell méridional : l'accélération calculée avoisine les 0.20 g.

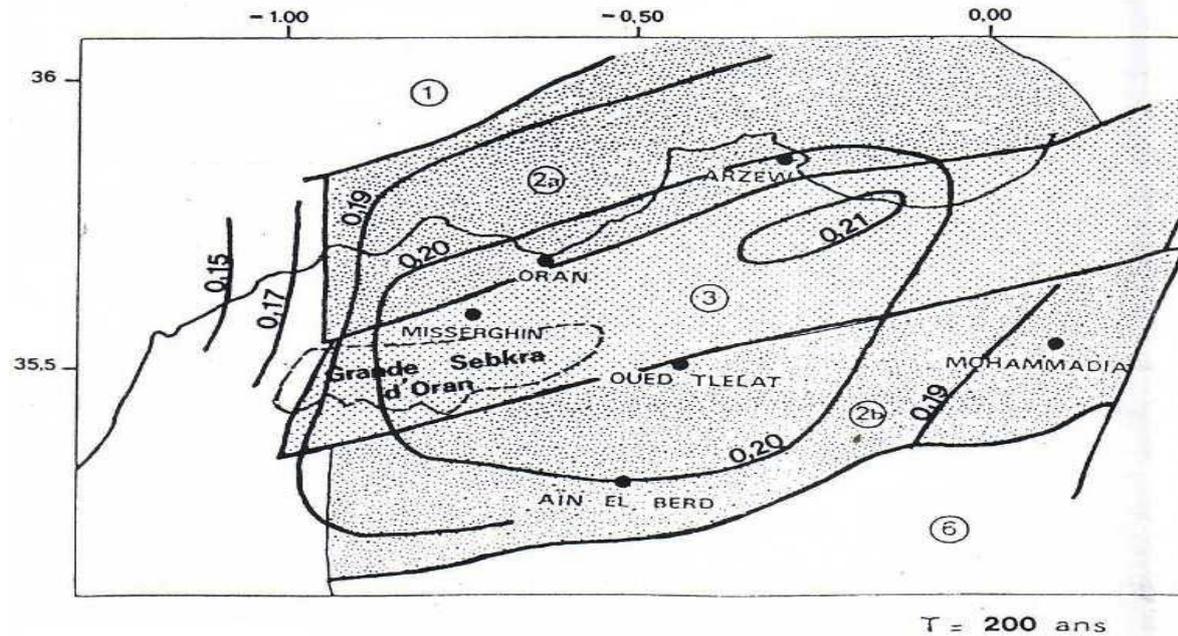


Fig. 165: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 200 ans

➤ **Période de retour de 500 ans (fig.166)**

La carte montre que sur le plan séismique, les provinces des massifs côtiers et du Tell méridional, sont les plus actives et orientent le tracé des courbes d'iso-accélération. Chacune d'elles présente un aléa qui est logiquement le même (0.24 à 0.25 g). Quant à la dépression Mléta Habra, prise entre les deux, elle est exposée à un aléa un peu supérieur (0.26 g).

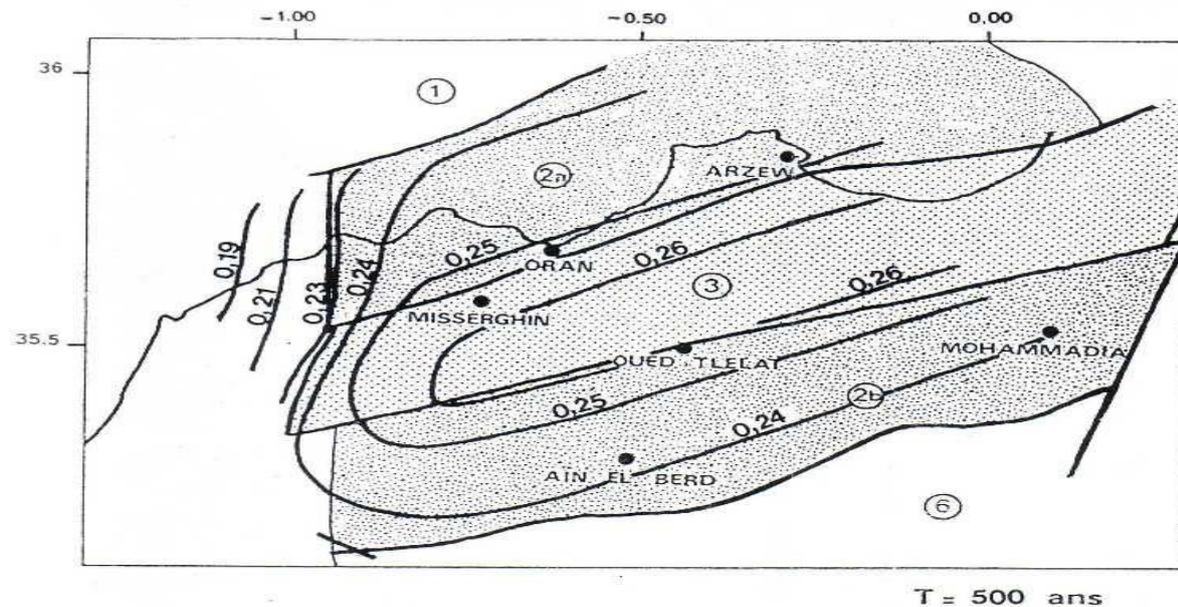


Fig.166: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 500 ans

Il est important de rappeler que ces cartes devront être utilisées avec prudence, et ce pour les motifs suivants :

- Ces cartes ne fournissent qu'un élément d'appréciation du risque sismique, à savoir une valeur d'accélération horizontale maximale évaluée selon une méthode probabiliste.
- Ces cartes ne tiennent pas compte de l'effet de site de la région d'Oran malgré son importance pour toute analyse du risque sismique (présence de failles potentiellement séismogènes, sols liquéfiables, instabilité de pentes, etc....).
- Les failles séismogènes restent encore mal localisées.

#### 4.3.2.2. Approche déterministe :

Les accélérations horizontales maximales obtenues par SOCOTEC (1986) en appliquant la méthode déterministe sont données dans le tableau n° 5, à partir des trois (3) lois d'atténuation. Les lois générales de Campbell et Joyner-Boore sont utilisées dans les données recueillies à moins de 1 Km de l'épicentre. Il ne faut pas oublier que l'aléa le plus défavorable à Oran est celui introduit par le séisme maximal se produisant dans la province des massifs côtiers. Les magnitudes les plus élevées correspondraient aux profondeurs les plus grandes.

Tableau 5: évaluation déterministe de l'accélération horizontale maximale (g) :

Séisme	Magnitude	5.5	6.0	6.5
		Profondeur (km)	4.0	10.0
Lois d'atténuation	Campbell (1981)	0.23	0.16	0.18
	Joyner-Boore (1982)	0.25	0.20	0.21
	Bolt (1982)	0.26	0.34	0.30

Compte tenu des résultats fournis par les différentes lois et des incertitudes liées aux effets de site, une valeur de **0,30 g** apparaît comme raisonnable. Cette valeur qui correspondrait à une période de retour de l'ordre de 1000 ans dans l'analyse probabiliste, ne peut être considérée comme une accélération représentative des mouvements réels maximums susceptibles de se produire. Cette valeur n'est qu'une moyenne à utiliser pour le dimensionnement des constructions.

Les deux approches utilisées montrent que la ville d'Oran est soumise à un aléa peu élevé comparativement à la région d'El Asnam ou à d'autres régions côtières du bassin méditerranéen.

Pour l'aménagement de la ville d'Oran, située dans un contexte séismotectonique complexe et hétérogène, il est recommandé d'utiliser les résultats de l'approche déterministe car cette dernière fournit une borne supérieure plus pénalisante par rapport à la méthode probabiliste, qui, elle, ne donne qu'une appréciation statistique du risque.

### 4.3.3. Conclusion

A l'échelle de la région ibéro-maghrébine, les contraintes compressives de direction N-S à NW- SE sont dominantes alors que les tensions horizontales de direction E-W sont récentes.

A l'échelle du Tell algérien, l'activité sismique se concentre particulièrement dans deux régions principales à savoir El Asnam et Oran. Les séismes y sont, généralement, superficiels ce qui implique non seulement l'absence de subduction au large des côtes algériennes, mais également l'inexistence de discontinuité profonde à fort potentiel sismogène, de type plan de Bénéioff, plongeant sous la marge continentale algérienne.

A l'échelle locale, le littoral oranais se caractérise, par rapport aux autres domaines du pays, par un niveau important de sismicité et par des séismes qui peuvent être parmi les plus violents.

Mais comparativement à la région d'El Asnam ou à d'autres régions côtières du bassin méditerranéen, le domaine d'Oran est soumis à un aléa peu élevé. Il est, surtout, influencé par l'aléa engendré par l'activité sismique des massifs côtiers au Nord et du Tell méridional au Sud. Les autres domaines, présentant un potentiel sismogène plus faible ou plus éloigné, n'introduisent pas de risque significatif à Oran. Quelques épicentres sont cependant situés en mer à proximité immédiate de la ville d'Oran. Ils sont probablement en relation avec les discontinuités mises en évidence à terre (Transversale d'Arbal-Ain Franin, accident décrochant de Kristel (145°E)...).

A Oran, l'aléa sismique est, donc, dominé par un régime local d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre centré sur la ville.