

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 85 (1992)
Heft: 2

Artikel: Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des régions voisines (1959-1986) : conséquences tectoniques
Autor: Medina, Fida / Cherkaoui, Taj-Eddine
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167014>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 08.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des régions voisines (1959–1986). Conséquences tectoniques

Par FIDA MEDINA¹⁾ et TAJ-EDDINE CHERKAOU²⁾

RÉSUMÉ

Dans cette étude, 19 mécanismes au foyer de séismes marocains sont présentés, parmi lesquels 13 sont nouveaux et 6 sont révisés. Ces mécanismes, en plus de ceux étudiés par d'autres auteurs, permettent d'avoir une idée sur les modalités de la convergence entre les plaques africaine et eurasiatique dans la partie ouest-méditerranéenne et est-atlantique. Ainsi, dans le Rif, le Haut Atlas et la région atlantique, presque tous les mécanismes correspondent à des décrochements ou à des failles inverses. Des solutions en faille normale sont également obtenues. Les axes de pression sont en majorité orientés N–S à NW–SE. La revue des données néotectoniques disponibles pour la région montre que ces mécanismes reflètent la poursuite de l'activité tectonique plio-quaternaire. Les solutions sont également en conformité avec les résultats de la cinématique des plaques, qui suggèrent un mouvement vers le NNW de l'Afrique par rapport à l'Europe, autour d'un pôle situé au Sud des Iles Canaries.

Mots-clés: Maroc, sismicité, sismotectonique, néotectonique, mécanismes au foyer.

ABSTRACT

In this study, 19 focal mechanisms of the Moroccan earthquakes are presented, among which 13 are new and 6 are revised. These mechanisms, together with those studied by other authors, allow to have an idea on the modalities of convergence between the African and Eurasian plates in the western Mediterranean and east Atlantic areas. Thus, in the Rif, High Atlas and Atlantic areas, almost all the mechanisms correspond to strike-slip or to reverse faulting, although some normal fault solutions are also obtained. The pressure axes are oriented N–S to NW–SE. The review of the neotectonic data available for the area shows that the mechanisms reflect the continuation of the Plio-Quaternary tectonic activity. The solutions are also in agreement with the plate-kinematic studies, which suggest a north-northwestwards motion of Africa towards Europe, around a pole located in the Atlantic, south of the Canary Islands.

Key-words: Morocco, seismicity, seismotectonics, neotectonics, focal mechanisms.

1. Introduction

Le Maroc est situé à l'extrémité nord-occidentale de l'Afrique, là où le front de la plaque africaine est en contact avec l'Ibérie. Cette situation particulière se traduit actuellement par une sismicité relativement importante qui reflète la poursuite de la convergence entre les plaques africaine et eurasiatique, initiée dès le Crétacé terminal dans la Méditerranée occidentale. Cependant, si la limite entre ces deux plaques apparaît bien soulignée par l'alignement des épicentres entre les Açores et le Golfe de Cadix (Udias

¹⁾ Département de Géologie, Institut Scientifique, B.P. 703, Rabat-Agdal, Maroc.

²⁾ Département de Physique du Globe, Institut Scientifique, B.P. 703, Rabat-Agdal, Maroc.

et al. 1976), il n'en est pas de même plus à l'Est, où la sismicité devient apparemment diffuse et rend difficile la perception d'une limite nette (Beuzart 1972, Hatzfeld 1978).

Les modalités de cette convergence ont commencé à être en partie élucidées à partir des années soixante par l'étude des mécanismes au foyer, en particulier le long de la zone Açores-Gibraltar où la sismicité semble liée à une faille transformante dextre (Udias et al. 1976, 1986; Moreira 1985; Bufo et al. 1988). Cependant, au Maroc, et malgré l'importance relative de la sismicité, nous avons déjà insisté sur le fait que peu de travaux se sont intéressés aux mécanismes au foyer des séismes (cf. Medina & Cherkaoui 1988), à l'exception des études de Hatzfeld (1978) sur le Rif et la Mer d'Alboran, et celles, plus ponctuelles, de Frogneux (1980), Ramdani & Tadili (1980) et Moreira (1986). Or, l'étude de ces mécanismes est indispensable pour comprendre les phénomènes liés à la convergence entre les deux plaques et ses conséquences tectoniques.

Dans le but de combler, du moins partiellement, cette lacune, nous étudions dans cette note les mécanismes au foyer de quelques séismes afin de cerner le jeu actuel des failles actives dans le cadre de la convergence Afrique-Europe, et nous confrontons ensuite les résultats avec les données de la néotectonique et de la cinématique des plaques.

2. Cadre structural

2.1 Domaines structuraux

Du point de vue structural, le Maroc est constitué de trois blocs rigides: l'Anti-Atlas et les Mesetas marocaine et oranaise, séparés par deux chaînes alpines intracontinentales: le Haut Atlas et le Moyen Atlas. A l'extrémité nord, le Rif est une chaîne alpine de type géosynclinal représentant la partie méridionale de l'arc bético-rifain (fig. 1).

Schématiquement, on peut résumer la structure des différents éléments comme suit:

- l'Anti Atlas est constitué de terrains précambriens tectonisés et granitisés sur lesquels repose une couverture paléozoïque peu déformée et, vers l'Est, une couverture mésozoïque et cénozoïque tabulaire;
- les Mesetas sont formées de terrains paléozoïques plissés, avec une couverture mésozoïque et cénozoïque tabulaire;
- le Haut Atlas et le Moyen Atlas comportent des terrains surtout mésozoïques, affectés de déformations modérées, sauf aux bordures; les accidents les plus importants sont la faille du Tizi n'Test dans le Haut Atlas (fig. 1, TNT), et les accidents nord-moyen-atlasique et sud-moyen-atlasique dans le Moyen Atlas (fig. 1, NA et SA respectivement);
- le Rif montre la structure la plus complexe; il s'agit de nappes empilées, constituées de terrains mésozoïques et cénozoïques dans les zones externes, et paléozoïques avec une couverture carbonatée surtout mésozoïque dans les zones internes; les accidents les plus importants sont les décrochements sénestres de Jebha (ENE–WSW), qui se prolonge en mer par la ride d'Alboran, et du Nekor (NE–SW) (Leblanc & Olivier 1984).

2.2 Structure profonde et modèle de vitesse

La structure profonde du Maroc a été abordée par de nombreux auteurs soit par l'étude de la gravimétrie (Demnati 1972; Van den Bosch 1981; El Amine 1990), soit par celle des profils sismiques (Hatzfeld & Ben Sari 1977; Ben Sari 1978; Makris et al. 1985;

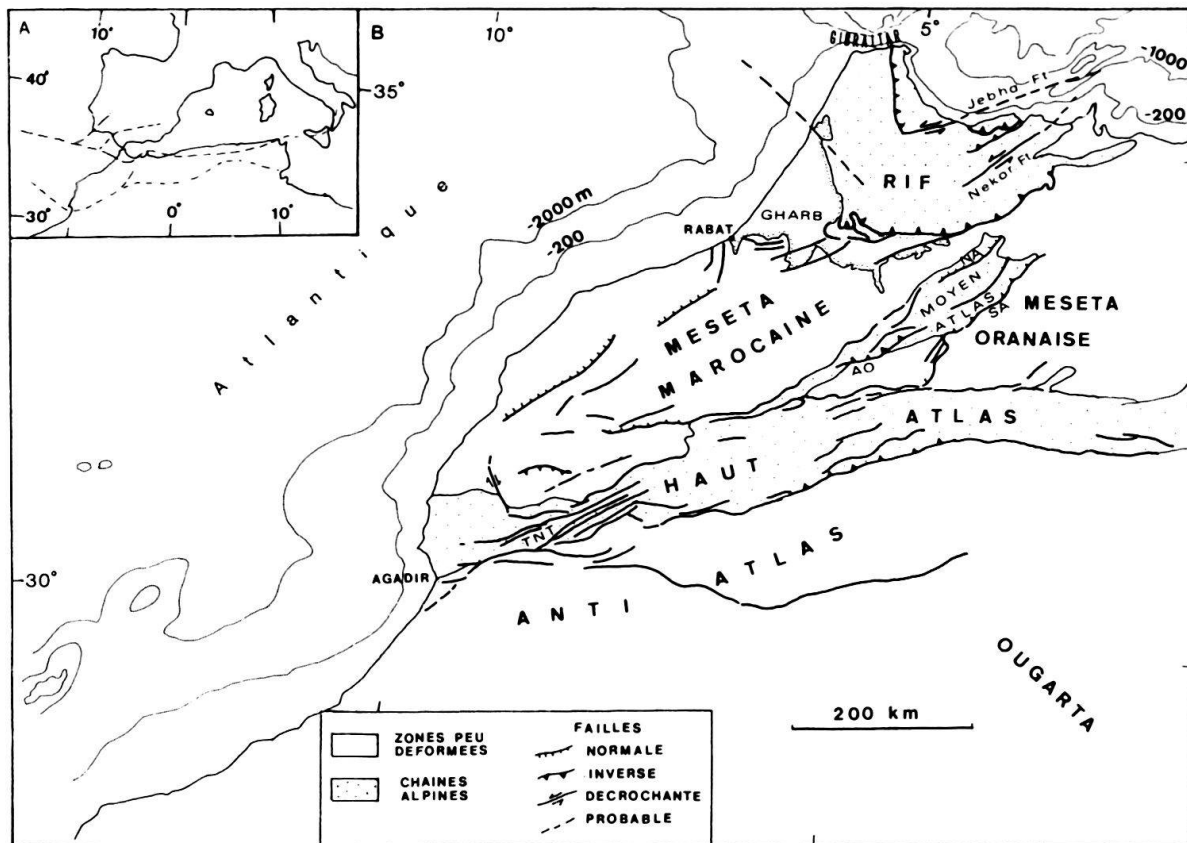


Fig. 1. A, Cadre structural du Maroc; B, Carte structurale du Maroc septentrional (d'après la carte tectonique de l'Afrique au 1/500 000, éd. de l'UNESCO, simplifiée). NA, accident nord-moyen-atlasique; TNT, faille du Tizi n'Test; SA, accident sud-moyen-atlasique; AO, accident des Aït Oufella.

Tadili et al. 1986). Ces études montrent que la structure crustale sous le Maroc est complexe, mais, en gros, deux couches peuvent être distinguées: la première (fig. 2, A) entre 0 et 16–25 km de profondeur; la deuxième (fig. 2, B) étant limitée à sa base par le Moho entre 40 km (Atlas) et 20 km (Atlantique et Alboran). Dans le détail, la structure peut s'avérer beaucoup plus complexe, avec l'intercalation de zones de faible vitesse (Wigger et al. 1990). En sismologie, le modèle de vitesse le plus couramment utilisé au Maroc est celui établi par Frogneux (1980): 6.0 km/s de 0 à 15 km de profondeur, 6.75 km/s de 15 à 30 km et 8.0 km/s au delà de cette profondeur. Nous avons donc tenu compte de ce modèle, dont dépendent finalement l'angle d'incidence des rais sismiques et la distinction des différentes phases des ondes P (P_g , P^* et P_n). Le rapport V_p/V_s est de 1.73.

3. Sismicité générale

La sismicité du Maroc, et en particulier la sismicité instrumentale, a été étudiée à partir du fichier «Zalazil» pour la période 1901–1984 (Cherkaoui 1988) complétée par deux années supplémentaires, 1985 et 1986. Ce fichier a été élaboré sur une révision complète des données et d'une relocalisation macrosismique et instrumentale d'environ 33 % des séismes situés entre 21° et 38° N et 0° et 20° W (Cherkaoui 1991). La localisation

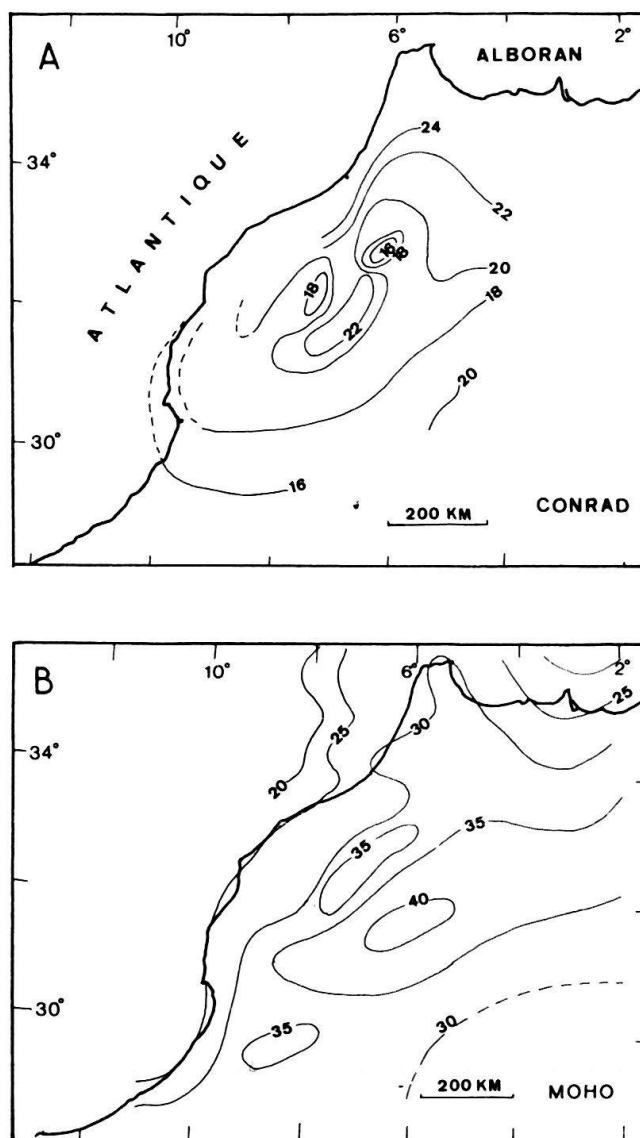


Fig. 2. Carte des isobathes des discontinuités de Conrad (A) et de Mohorovicic (B) en km (d'après Tadili et al. 1986, simplifiée).

de ces séismes a été effectuée en utilisant le programme de calcul HYPO 71 et le modèle de vitesse proposé par Frogneux (1980).

3.1 Répartition géographique de la sismicité

Sur la carte de sismicité du Maroc (fig. 3) nous n'avons retenu que les séismes ayant été déterminés par un minimum de 5 stations, dont les incertitudes sur la localisation et sur la profondeur du foyer sont inférieures à 20 km et dont le résidu quadratique moyen est inférieur à 2 secondes; le premier séisme répondant à ces critères n'apparaît qu'en 1923. Ces critères de sélection sont indispensables si l'on veut dégager une certaine corrélation entre la sismicité et la géologie de surface.

Ainsi, de nombreux épicentres s'alignent NE-SW entre 35.5° N, 3.8° W et 34.5° N, 4.5° W (Hatzfeld 1978; Frogneux 1980), suivant l'accident du Nekor, et entre 33° N, 5° W

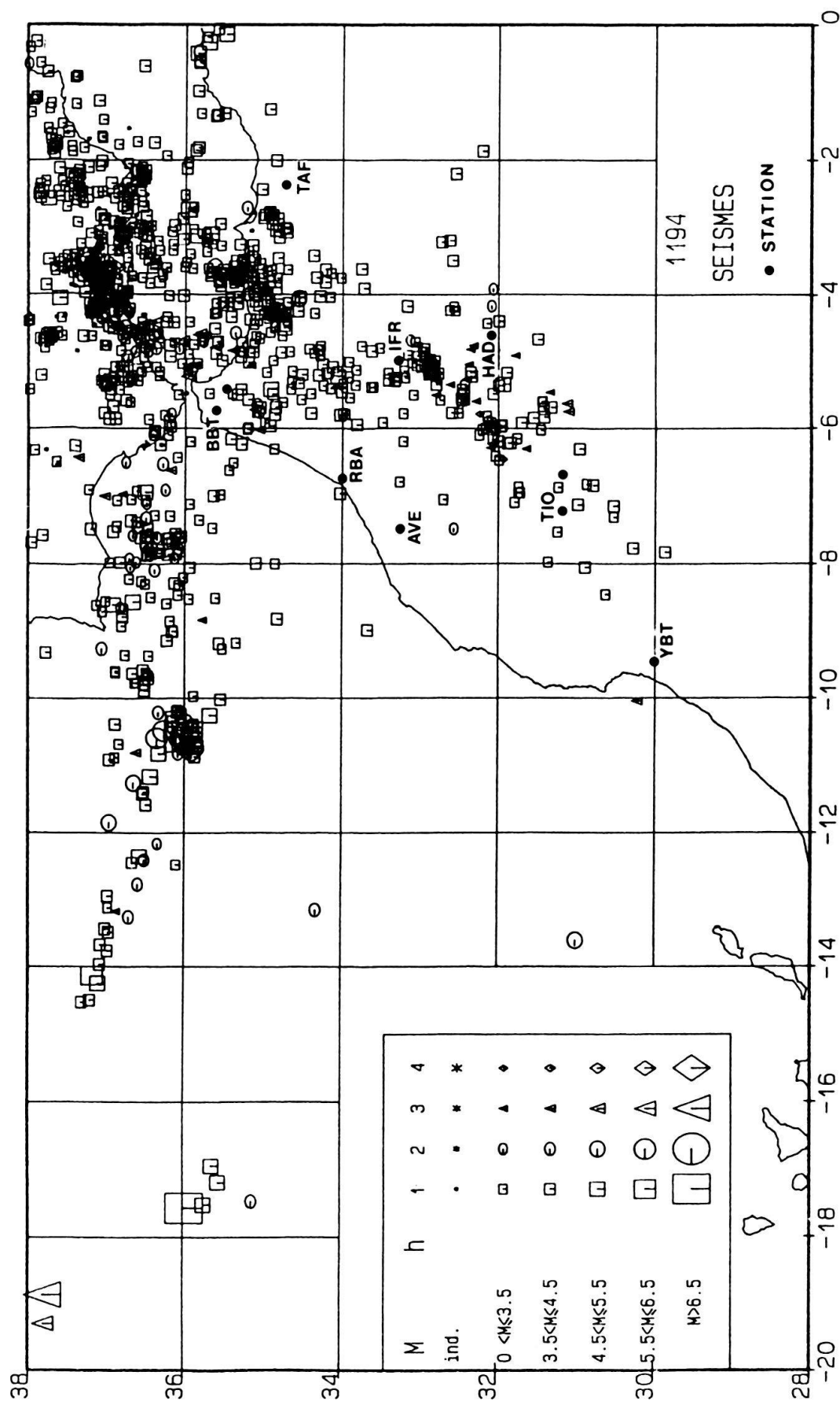


Fig. 3. Carte de sismicité pour la période 1923-1986. Ne sont représentés que les événements enregistrés par un minimum de 5 stations, dont le ERH et le ERZ sont inférieurs ou égaux à 20 km, et dont le RMS est inférieur ou égal à 2 secondes (Cherkaoui 1991). Dans la légende, les chiffres arabes désignent la profondeur des foyers comme suit: 1) $0 < h \leq 35$ km; 2) $35 < h \leq 70$ km; 3) $70 < h \leq 150$ km; 4) $h > 150$ km.

et 30° N, 10° W le long de l'Atlas. Deux linéaments sismiques s'orientent NW–SE dont le premier, pas assez net, part du SW sur cap Saint Vincent (36° N, 10.5° W) vers la chaîne de l'Atlas en traversant la Meseta marocaine. Le deuxième linéament, déjà signalé par Hatzfeld (1978) part du Golfe de Cadix (36.5° N, 7.5°) et rejoint le Rif occidental.

3.2 Profondeur des foyers

Pour la détermination de la profondeur, l'utilisation du programme de calcul HYPO71 permet d'avoir des résultats fiables lorsqu'une station au moins se trouve proche de l'épicentre. Dans le cas contraire et/ou quand le nombre de stations est insuffisant, des itérations successives ont été effectuées pour différentes profondeurs, de 0 à 40 km avec un pas de 5 km, la solution gardée étant celle conduisant aux résidus les plus petits (Massinon 1979).

L'examen de la carte de sismicité (fig. 3) montre le caractère superficiel de la profondeur de la grande majorité des foyers. Ainsi, sur les 1194 épicentres sélectionnés, 1133 séismes se trouvent à une profondeur inférieure à 70 km, ce qui représente 95 % environ du nombre total. 61 séismes seulement se trouvent localisés à une profondeur supérieure à 70 km (Cherkaoui 1991). Ces séismes sont répartis sur quatre zones: le golfe de Cadix, l'ouest de la Mer d'Alboran, le Rif et le Haut Atlas (Hatzfeld & Frogneux 1981, Wigger & Harder 1986).

3.3 Magnitudes

En raison du faible nombre de séismes pour lesquels la magnitude m_b a été calculée par l'I.S.C. et l'U.S.G.S., une magnitude M_d a été calculée en fonction de la durée du signal. Deux formules différentes ont été utilisées pour trois stations de référence: Averoës (AVE), Ifrane (IFR) et Tiouine (TIO) (Cherkaoui 1988, 1991). Ces deux formules ont été établies suivant que la magnitude est inférieure ou supérieure à 4.0 (Massinon 1979).

L'étude du fichier «Zalazil» montre que les séismes de magnitude supérieure à 5 sont peu fréquents et localisés, la majorité des secousses ayant une magnitude inférieure à 4.

4. Mécanismes au foyer

Nous présentons ci-après les résultats de l'étude des mécanismes au foyer de 19 séismes, parmi lesquels 13 sont nouveaux, les 6 autres ayant été complétés ou révisés. Les données relatives aux séismes sont indiquées dans le tableau 1, et les résultats dans le tableau 2 et dans les figures 4 et 5. Les plans nodaux sont indiqués par leur direction Φ et leur sens de pendage δ conformément aux conventions de l'I.S.C., les axes P et T par leur azimut et leur plongement.

Dans la mesure du possible, nous avons essayé d'effectuer nous-mêmes la lecture des premiers sens sur les sismogrammes ou sur leurs copies, surtout pour les séismes ayant eu lieu à partir de 1970, quand le réseau sismologique de l'Institut Scientifique commença à être installé. Pour les séismes antérieurs à cette date, nous avons été conduits à utiliser les données des bulletins, puisque seulement deux stations marocaines étaient fonctionnelles, et en raison de la grande difficulté d'obtenir les sismogrammes de la majorité des

Tableau 1. Paramètres des séismes dont le mécanisme au foyer est étudié dans cette note (voir également les figures 4 et 5 pour la localisation), h = profondeur du foyer en km; ERZ = erreur verticale; RMS = résidu moyen en secondes, NP et NS = nombre de lectures d'arrivées P et S respectivement, D° = distance à la station la plus proche, en degrés; M = magnitude. Références: SSIS = Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica (Espagne), ISC = International Seismological Center, ISS = International Seismological Summary, CH = Cherkaoui (1988), DPG = Département de Physique du Globe, RT = Ramdani & Tadili (1980).

N°	Date	h-mn-s	Lat. N°	Long. W°	h	ERZ	RMS	NP	NS	D°	M	Réf.
Rif occidental et détroit de Gibraltar												
1	05 Dec. 1960	21-21-47	35.69	6.62	5	33	1.8	14	14	2.48	4.9	SSIS
2	15 Nov. 1964	20-03-54	34.90	5.42	8	10	0.9	7	2	1.4	5.0	CH
3a	22 Jan. 1968	07-19-07	35.08	5.66	36	5	1.2	40	–	1.5	4.4	ISC
3b	02 Jan. 1981	21-58-39	34.85	5.80	1	4.4	0.9	11	7	0.13	3.8	CH
4	10 Fev. 1980	03-39-44	35.29	4.94	33	0.1	0.9	19	12	1.5	4.0	CH
5	22 Jun. 1980	23-18-33	35.96	5.23	81	2.8	1.3	126	–	0.53	4.7	ISC
Prérif et Meseta nord-occidentale												
6	02 Jul. 1971	21-11-10	34.05	5.23	11	4.6	0.8	11	5	0.63	4.6	CH
7	04 Jul. 1979	14-24-53	34.02	6.96	29	1.6	0.9	13	6	0.18	4.2	CH
Rif central, Rif oriental et Mer d'Alboran												
8	22 Mai 1968	14-01-57	34.87	4.34	71	3.4	1.0	31	–	1.5	4.0	ISC
9	24 Fev. 1979	21-19-23	34.93	4.28	5	4.1	0.8	15	8	1.5	4.3	CH
10	24 Nov. 1983	20-55-32	34.74	4.49	27	3.5	0.7	25	18	1.3	4.6	CH
11	15 Jul. 1977	05-41-50	35.17	3.73	17	13	1.5	26	–	1.14	3.7	ISC
12	23 Aug. 1959	22-21-30	35.51	3.23	20	N	0.9	9	9	1.4	5.5	SSIS
Moyen Atlas												
13a	17 Jan. 1979	17-43-33	33.40	5.28	12	2.2	1.0	22	10	0.17	4.5	CH
13b	21 Jan. 1979	08-06-06	33.18	5.16	7	2.7	0.2	7	N	0.05	N	RT
14	16 Jun. 1979	13-51-43	32.89	5.19	7	3.2	1.0	16	5	0.66	4.0	CH
Haut Atlas												
15	28 Aug. 1967	21-15-36	31.49	6.06	33	N	1.7	82	–	2.1	4.7	ISC
16	28 Jan. 1986	20-01-28	31.95	5.35	5	5.7	0.9	34	11	1.6	4.9	DPG
Canaries et Atlantique												
17	01 Avr. 1959	00-34-21	27.58	20.81	N	0	2.7	167	–	11	6.2	ISS

stations européennes et américaines. Les données des bulletins ont été confrontées entre-elles ou bien contrôlées par des lectures directes pour tester la compatibilité. Sauf indication contraire, les diagrammes sont présentés en canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

4.1 Rif occidental et détroit de Gibraltar

5 décembre 1960

Pour ce séisme, dont l'épicentre se localise au large de Tanger, Udias et al. (1976, p. 276) ont présenté une solution attribuée à Constantinescu et al. (1966), basée sur quelques données longue-période. Le plan principal est orienté N144, 83°SW, le plan auxiliaire étant de direction N38 et de pendage 70°NW. Ce résultat a été légèrement modifié par la suite (Udias et al. 1986), la nouvelle solution montrant un axe de pression orienté NW–SE au lieu de N–S. La solution que nous proposons (fig. 6, diagramme 1), qui tient compte des données courte-période indiquées sur les bulletins, met en évidence un plan orienté N328, 69 avec un jeu décrochant dextre à composante normale et un

Tableau 2. Paramètres des plans nodaux déterminés pour les mécanismes au foyer (cf. tableau 1 et les figures 4 et 5 pour la localisation). R, mécanisme révisé, N, mécanisme nouveau; Φ , direction du plan; δ , pendage; λ , position du vecteur glissement sur le plan (– pour mécanismes à composante normale, + pour ceux à composante inverse); ND, nombre de données; (I) nombre de données incompatibles. Les plans et axes mal contraints sont indiqués entre parenthèses.

N°		Plan A			Plan B			P		T		ND(I)
		Φ	δ	λ	Φ	δ	λ	Az.	Pl.	Az.	Pl.	
1	R	328	69	–162	232	74	–021	189	27	281	03	28(8)
2	R	308	74	–130	202	42	–023	177	46	067	19	20(2)
3a	N	132	50	+020	226	74	+138	348	17	092	41	16(2)
3b	N	134	60	–175	043	85	–030	356	25	094	17	7(0)
4	N	055	85	–018	147	72	–175	009	20	101	06	12(1)
5	N	304	66	–135	193	50	–031	159	48	066	10	52(6)
6	N	058	80	–170	326	80	–010	282	14	012	00	11(1)
7	N	004	70	–106	224	25	–053	250	62	109	23	8(0)
8	N	232	28	+040	359	72	+112	106	24	239	59	11(1)
9	N	(051	40	–023)	159	75	–129	(028	46)	(276	20)	12(0)
10	N	272	74	–023	009	68	–162	230	29	321	04	44(6)
11	N	211	70	–025	310	66	–158	170	32	262	03	11(1)
12	R	024	50	–153	276	70	–043	334	12	232	45	25(6)
13a	R	194	61	–050	314	48	–139	156	55	257	08	20(0)
13b	R	228	75	–048	335	45	–157	180	43	288	19	7(0)
14	N	190	48	+136	068	59	+051	134	06	032	57	10(1)
15	R	246	68	+015	342	76	+157	114	05	206	27	19(4)
16	N	042	77	+129	288	44	+033	159	14	267	52	21(1)
17	N	254	68	+017	354	74	+157	125	03	217	28	39(10)

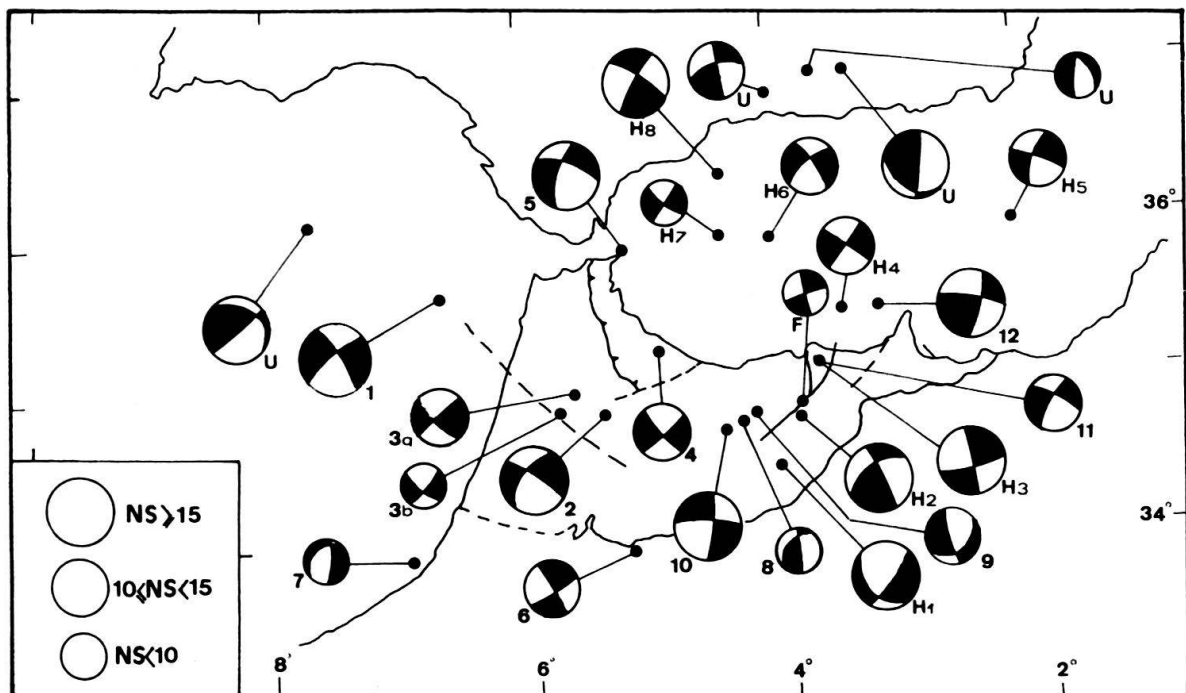


Fig. 4. Mécanismes au foyer dans le Rif et les régions voisines. 1 à 12, d'après cet article; H 1 à H 8, d'après Hatzfeld (1978); F, d'après Frogneux (1980); U, d'après Udias et al. (1976).

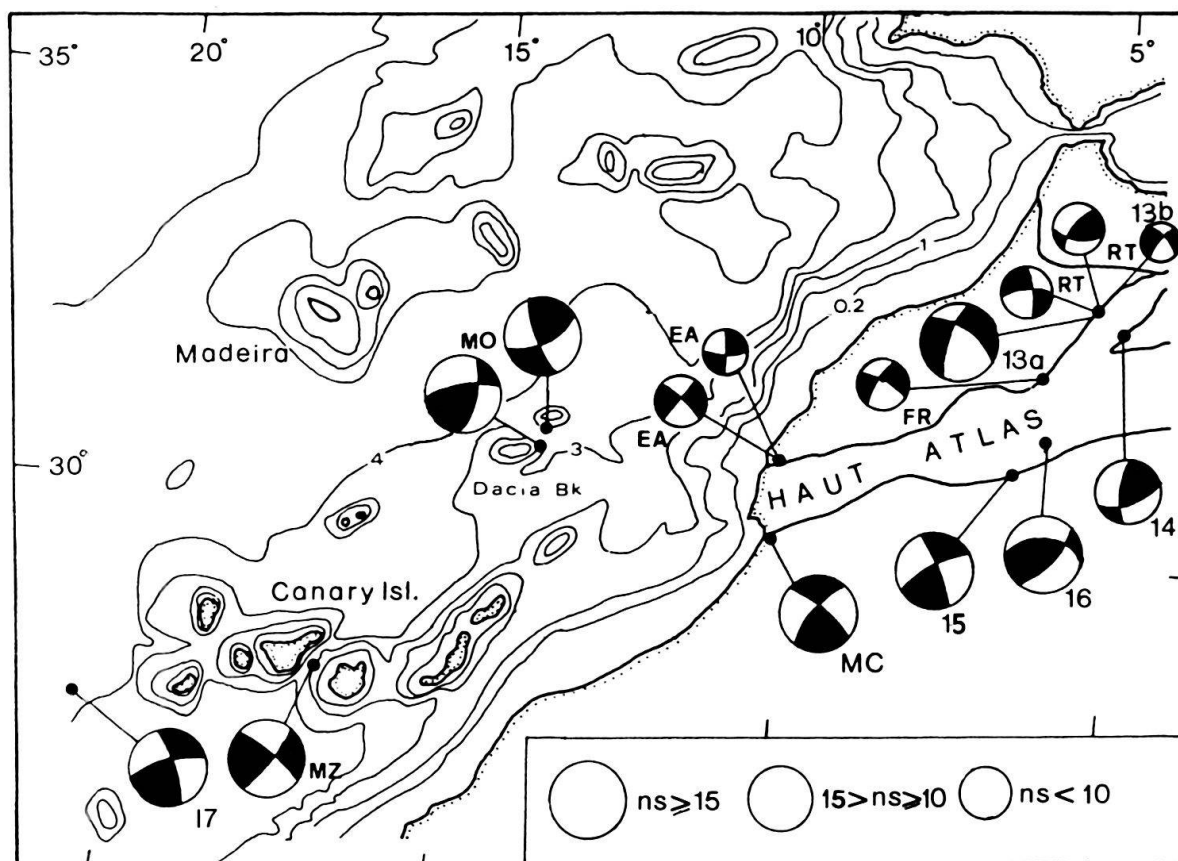


Fig. 5. Mécanismes au foyer dans l'Atlas et la région atlantique. 13 à 17, d'après cet article; RT, d'après Ramdani & Tadili (1980); FR, d'après Frogneux (1980); MC, d'après Medina & Cherkaoui (1988); EA, d'après El Alami et al. (1989); MZ, d'après Mezcuca et al. (1990); MO, d'après Moreira (1991).

autre orienté N 232, 74° (senestre). La différence avec la solution publiée par Udias et al. en 1976 est due aux stations LWI et BHA. D'une manière générale, les données peuvent être considérées comme homogènes, sauf pour le cadran ouest du diagramme (stations lointaines nord-américaines). En raison de la grande incertitude sur la profondeur du foyer (tableau 1), le mécanisme présenté a été déterminé avec une vitesse initiale de 8 km/s.

15 novembre 1964

Les données relatives à ce séisme figurent dans la thèse de Hatzfeld (1978, p. 243), qui ne propose pas de solution à cause de l'incompatibilité des premiers sens observés, probablement due à la profondeur adoptée (48 km) et au modèle de vitesse. Celle calculée par Cherkaoui (1988) est égale à 8 km (foyer crustal), et permet d'obtenir la solution indiquée dans la figure 6 (diagramme 2), qui montre un plan N 308, 74°, le long duquel le jeu est normal dextre, et un plan 202, 42° senestre. Pour l'ensemble des données disponibles, seules deux lectures sont incompatibles (BNS et KJN).

22 janvier 1968

Les données relatives à ce séisme, de magnitude $m_b = 4.4$ et ressenti à Ksar El Kebir avec une intensité V, sont relativement peu nombreuses mais homogènes, puisque sur les 16 lectures dont nous disposons seules 2 sont incompatibles (LHN et ALM). Le mécanisme-

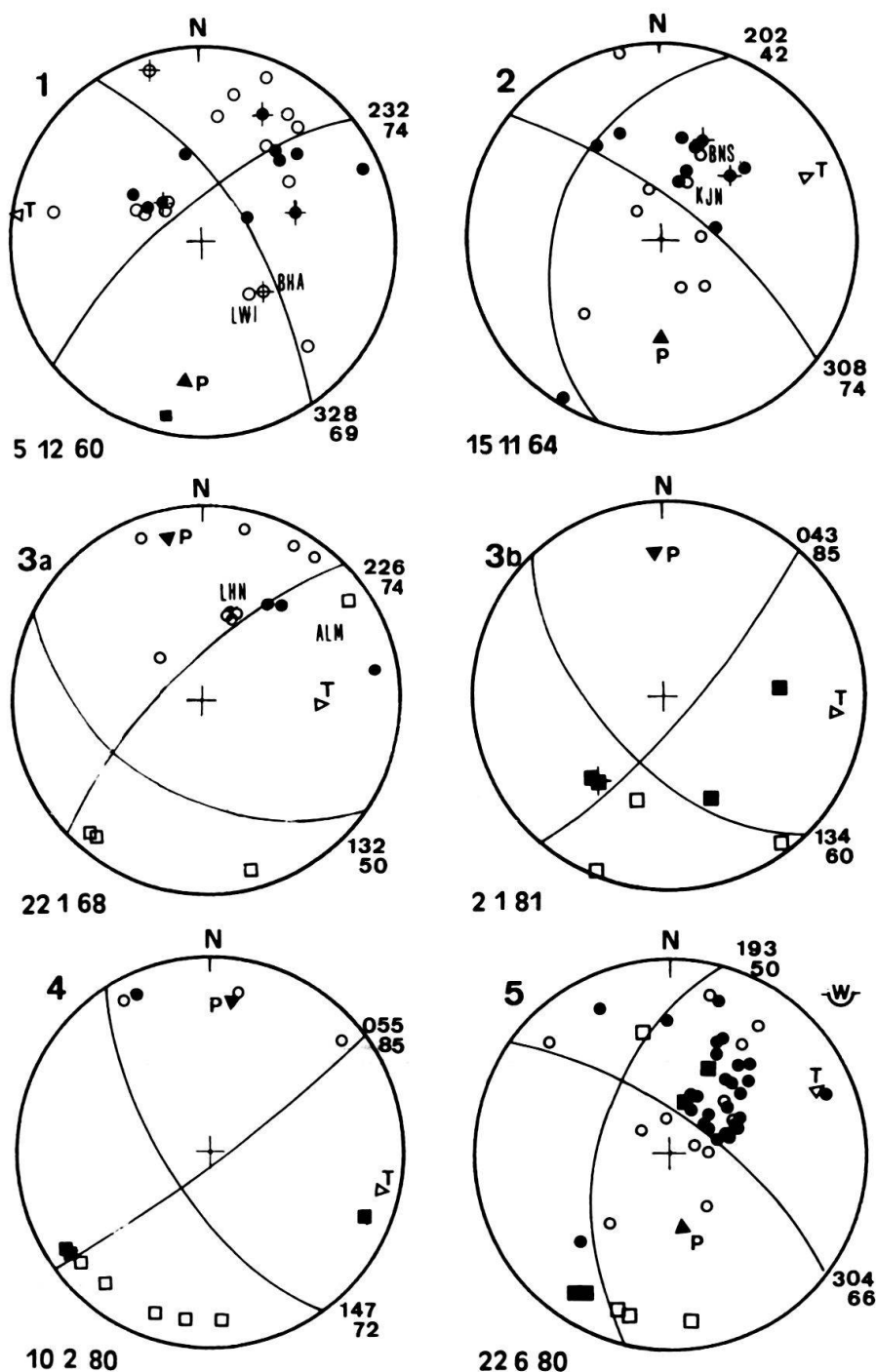


Fig. 6. Mécanismes au foyer dans le Rif occidental. La localisation est indiquée au tableau 1 et fig. 4. Symboles: vides = dilatation, pleins = compression, cercles = données des bulletins, carrés = sismogrammes lus par les auteurs de la présente note, grands = lectures longue-période, petits = lectures courte-période, symboles avec croix = lectures douteuses, triangles = réseau de stations, P = axe de pression, T = axe de tension. Sauf indication contraire, la projection est effectuée sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

me est un décrochement, avec des plans N132, 50° dextre et N226, 74° senestre (fig. 6, diagramme 3a). Ce dernier est bien délimité par les stations est-européennes (compressions) et nord-européennes (dilatations).

2 janvier 1981

Ce séisme de faible magnitude ($M_d = 3.8$) est localisé juste au SW du précédent, dans la région de Ksar El Kebir. Les données sont peu nombreuses (7 stations uniquement) mais les premiers sens lus et la bonne répartition des stations sur la sphère focale permettent de déterminer de façon précise les deux plans qui s'orientent N43, 85° (senestre) et N134, 60° (dextre). Cette solution (fig. 6, diagramme 3b) n'est pas très différente de celle du séisme étudié ci-dessus.

10 février 1980

L'épicentre de ce séisme de magnitude $M_d = 4$ se situe dans le massif de Beni Bouzera, près de l'accident de Jebha. La compatibilité des lectures est satisfaisante sauf pour les réseaux espagnol et portugais où des contradictions ont été relevées. Le mécanisme obtenu est ici également un décrochement presque pur (fig. 6, diagramme 4), avec des plans de direction N55, 85° senestre et N147, 72° dextre.

22 juin 1980

Cet évènement intermédiaire de magnitude $m_b = 4.7$, localisé au large de Sebta (Ceuta) est l'un dont nous disposons d'un grand nombre de données (52 au total), probablement grâce à la profondeur du foyer (81 km), qui a permis de bonnes arrivées des ondes P. Sur l'ensemble des données disponibles, seules 6 sont incompatibles. La solution correspond à un jeu normal à forte composante horizontale (fig. 6, diagramme 5), les plans étant orientés N304, 66° (à composante dextre) et N193, 50° (à composante senestre).

4.2 Prérif et Meseta nord-occidentale

2 juillet 1971

C'est le seul mécanisme dont nous disposons pour le Prérif. Il a été déterminé pour le séisme de Moulay Yacoub, ressenti avec une intensité V (MSK) dans cette localité. La solution obtenue (fig. 7, diagramme 6) est un coulissage senestre sur le plan N326 et dextre sur le plan N58. Malheureusement, l'absence de données pour les secteurs sud et ouest du diagramme diminuent beaucoup la précision de la solution.

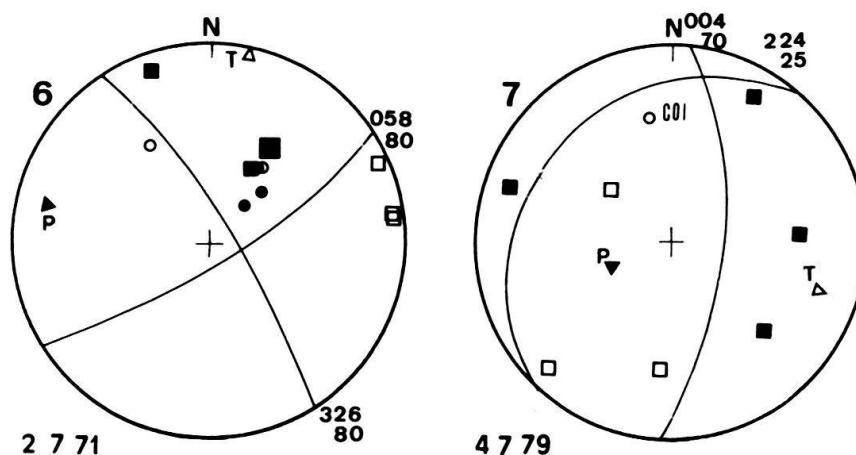


Fig. 7. Mécanismes au foyer dans le Prérif et la Meseta nord-occidentale. cf. tableau 1 et fig. 4 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

4 juillet 1979

La région nord-ouest de la Meseta a été affectée par un séisme le 4 juillet 1979 ressenti avec une intensité IV (MSK) à Rabat. Le mécanisme représenté sur la figure 7 (diagramme 7) a été déterminé surtout avec les stations du réseau national, en plus de la station portugaise COI. Les données sont de bonne qualité et sont toutes compatibles entre-elles. La solution proposée est un jeu normal, les plans étant orientés N004, 70° et N224, 25°. L'axe P est à N250, 62°, l'axe T étant à N109, 23°.

4.3. Rif central

22 mai 1968

Les données relatives à ce séisme sont en nombre faible (11) et son mécanisme a été déterminé surtout à l'aide des stations marocaines et ibériques. La seule station lointaine (LF1) montre un sens incompatible avec la solution proposée, qui est un jeu inverse (fig. 8, diagramme 8). Cette solution, bien que peu fiable, est proche de celle déterminée par Hatzfeld (1978, p.245) pour le séisme du 7 avril 1970, dont l'épicentre (34.78 N × 3.9 W) se situe légèrement plus à l'Est (cf. fig. 4, H 2), au Sud d'Al Hoceima.

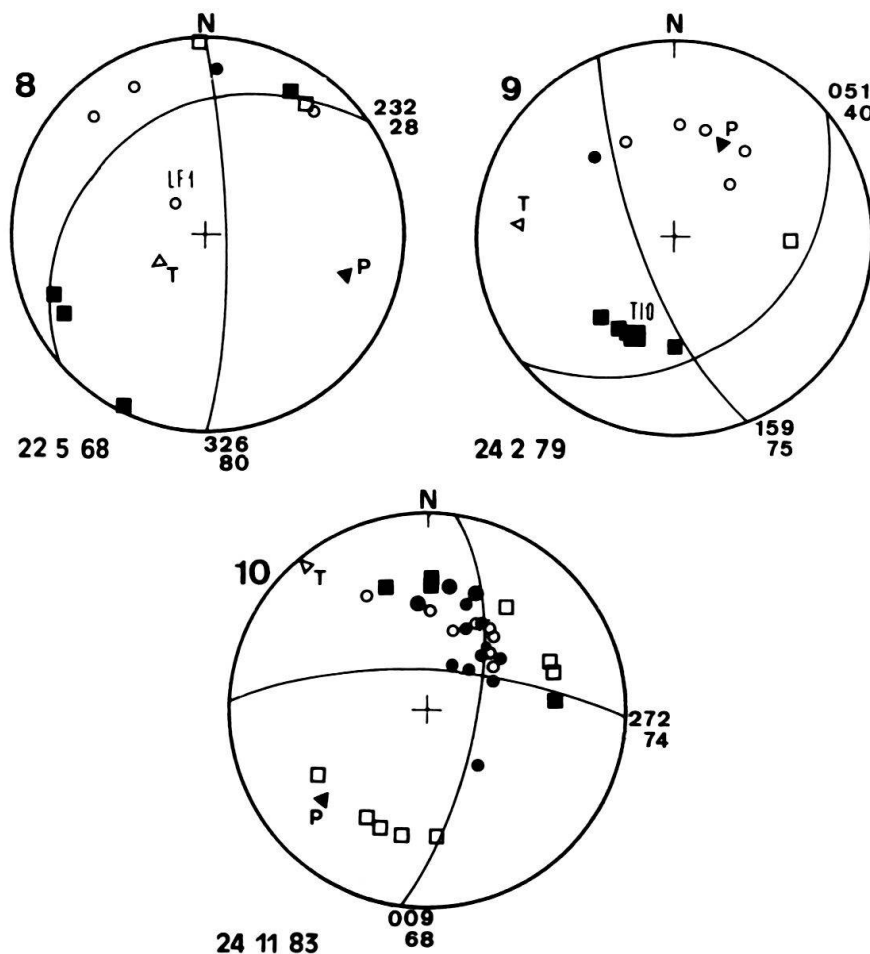


Fig. 8. Mécanismes au foyer dans le Rif central et oriental. cf. tableau 1 et fig. 4 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

24 février 1979

Ce séisme, de magnitude $m_b = 4.3$, fut ressenti avec une intensité IV (MSK) à Targuist. Parmi les solutions possibles du mécanisme au foyer, nous avons choisi celle d'une faille normale (fig. 8, diagramme 9). Ce choix a été guidé par les résultats d'une campagne de microsismicité menée dans la région d'Al Hoceima en novembre 1989. Les premiers sens lus sur les sismogrammes sont tous, à l'exception de AVE, homogènes et sont appuyés par des lectures d'enregistrements longue-période (TIO).

24 novembre 1983

De magnitude 4.6, ce séisme fut enregistré par 98 stations selon l'I.S.C. Les données que nous avons utilisées proviennent, pour les stations lointaines, du bulletin de l'I.S.C. (32 stations); pour les stations proches, appartenant aux réseaux marocain, espagnol et algérien, nous avons effectué nous-mêmes la lecture du premier sens (7 stations). Ces données, qui ne couvraient que le cadran NE de la sphère focale (2 seules données pour le cadran SW), ont été complétées par celles des stations temporaires (4 au total), établies dans le Haut Atlas par les sismologues allemands lors d'une campagne de microsismicité menée en 1983 (Wigger & Harder 1986). La solution que nous présentons (fig. 8, diagramme 10) a été obtenue avec une vitesse initiale de 6.75 km/s, correspondant à un hypocentre situé dans la partie inférieure de la croûte (27 km). Pour des vitesses supérieures, il n'est pas possible d'obtenir une solution cohérente, ce qui serait en accord avec un foyer crustal. Les plans nodaux, bien définis par les stations françaises et marocaines, s'orientent N09, 68° et N272, 74°. Ce mécanisme correspond donc à un décrochement. Il est important de noter ici que l'axe de pression est orienté NE–SW.

4.4 Région d'Al Hoceima

15 juillet 1977

L'épicentre de ce séisme se localise près de la zone de faille du Nekor. Le mécanisme au foyer, construit surtout à l'aide des stations marocaines et ibériques appuyées par deux données longue-période (TAF, EBR), correspond à un coulissage à composante normale (fig. 9, diagramme 11), les plans étant orientés N 211, 70° (senestre) et N 310, 66° (dextre).

4.5 Région de Melilla

23 août 1959

Pour cet important séisme ($m_b = 5.5$), Shirokova (1972) a proposé une solution représentée graphiquement par Girardin et al. (1977). Elle correspond à un jeu inverse, l'axe de pression étant orienté NNE–SSW. La solution que nous proposons (fig. 9, diagramme 12) est proche de celle de Shirokova, mais l'axe de pression est orienté NW–SE, à cause de la position de la station ALM sur le diagramme.

4.6 Moyen Atlas

Dans ce segment de la chaîne atlasique, orienté NE–SW, uniquement trois mécanismes au foyer ont pu être déterminés à cause de la magnitude relativement faible des séismes de cette région.

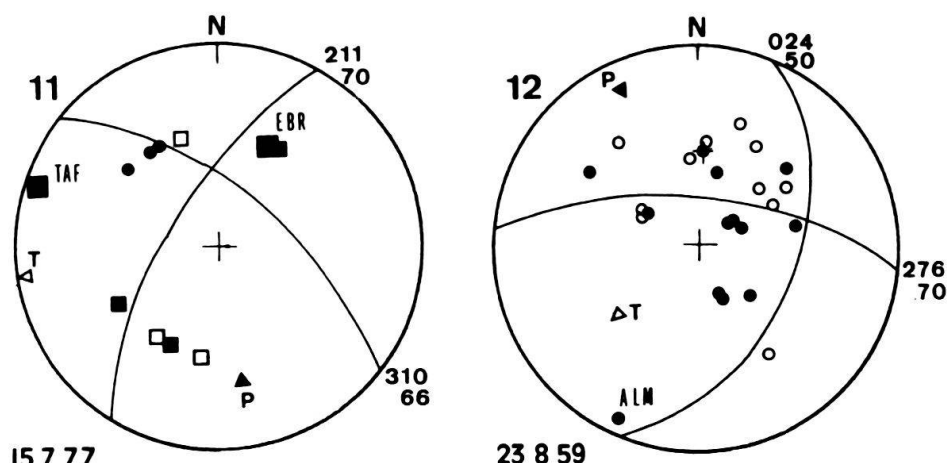


Fig. 9. Mécanismes au foyer dans le Rif oriental. cf. tableau 1 et fig. 4 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

17 janvier 1979

Pour ce séisme, ressenti violemment à Aïn Leuh ($I_0 = VI$ MSK), Ramdani & Tadili (1980, p. 70) ont proposé une solution avec un jeu normal, où l'axe de pression est orienté N173 avec un plongement de 45° vers le Sud. Cette solution ne tient pas compte du type de première arrivée (Pg ou Pn), sauf pour la station IFR. La solution que nous proposons (fig. 10, diagramme 13 a) tient compte de ce paramètre, ainsi que de 9 données supplémentaires dont 4 de longue-période (stations IFR, TAF, HAD et RBA); elle correspond également à un jeu normal, avec cependant un axe de pression plus penté (55°) et plus décalé vers le SE (N156).

21 janvier 1979

Il s'agit d'une des répliques du séisme d'Aïn Leuh décrit ci-dessus. Les lectures ont été effectuées par Ramdani & Tadili (1980, p. 70) qui ne présentent pas de solution. Cependant, et en dépit du nombre faible de données (7 seulement), la relativement bonne répartition des stations (il s'agit de stations temporaires portatives établies afin d'étudier les répliques) permet d'obtenir la solution représentée dans la figure 10 (diagramme 13 b), qui est voisine de celle du séisme principal, ce qui confirme le jeu normal.

16 juin 1979

L'épicentre de ce séisme de magnitude $M_d = 4$ est localisé sur la bordure sud du Moyen Atlas, siège d'une importante activité sismique. Sur les 10 données disponibles, seule une est incompatible (station DOU). Le mécanisme suggéré (fig. 10, diagramme 14) est une faille inverse. Ce jeu est compatible avec celui de la faille des Aït Oufella (Fig. 1, AO), connue par son activité néotectonique (Martin 1981). En outre, ce mécanisme est proche de celui déterminé par Ramdani & Tadili (1980) pour une des répliques du séisme d'Aïn Leuh (fig. 5).

4.7 Haut Atlas

Nous avons récemment traité les mécanismes au foyer des séismes atlasiques dans l'ensemble du Maghreb (Medina & Cherkaoui 1991); nous reprenons ici ceux déterminés pour les séismes du Maroc, en ajoutant quelques précisions supplémentaires.

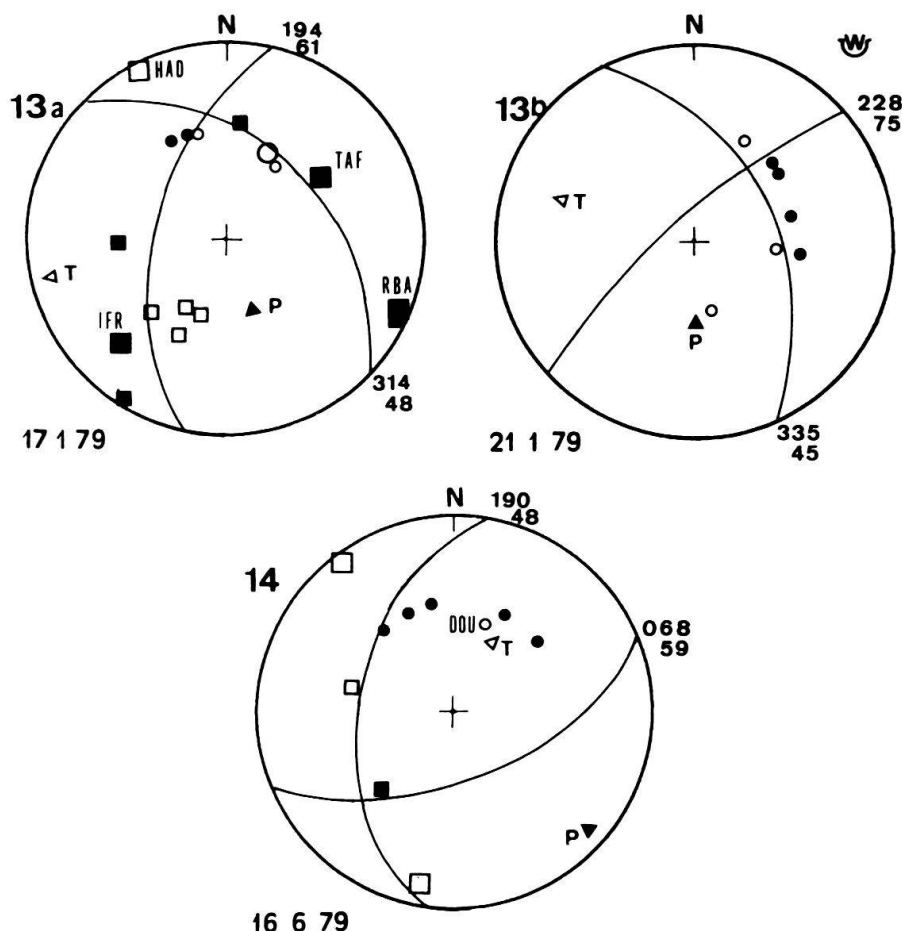


Fig. 10. Mécanismes au foyer dans le Moyen Atlas. cf. tableau 1 et fig. 5 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

28 août 1967

L'épicentre de ce séisme est situé sur la bordure sud du Haut Atlas, dans la région de Boumalne n'Dades où il fut ressenti avec une intensité V (MSK). Les données sont relativement homogènes puisque 4 seulement sont incompatibles (AVE, GRC, STU et VIE) sur les 19 disponibles. Le mécanisme (fig. 11, diagramme 15) correspond à un coulissage, les deux plans étant orientés N 246, 68° (dextre) et N 342, 76° (senestre). Cette solution est légèrement différente de celle proposée par Moreira (1986), qui a suggéré un jeu inverse.

28 janvier 1986

Il s'agit d'un des séismes les plus importants de l'Atlas, puisque la magnitude du choc principal atteignit $m_b = 4.9$ et il fut ressenti avec une intensité V (MSK) à Assoul et à Goulmima. Les nombreuses données relevées sur le bulletin de l'I.S.C. sont souvent de sens opposé pour des stations voisines, ce qui n'a pas permis de construire le mécanisme au foyer à partir de ces lectures. Nous avons donc été conduits à ne tenir compte que des premiers sens que nous avons pu lire nous-mêmes. Le mécanisme (fig. 11, diagramme 16) correspond à une faille inverse, et les plans nodaux sont orientés N 42, 77° (à composante senestre) et N 288, 44° (à composante dextre). Cette solution est globalement équivalente à celle donnée par l'I.S.C. à l'aide de la méthode de Dziewonski et al. (1981), puisque

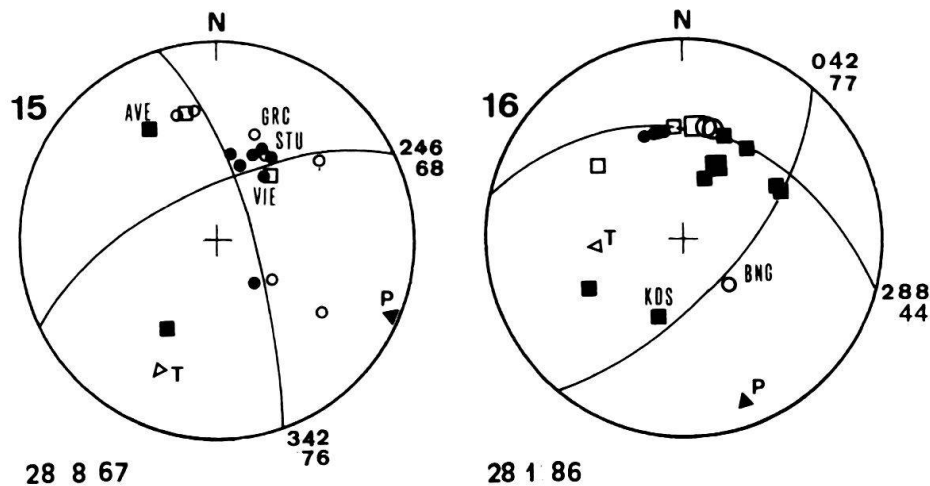


Fig. 11. Mécanismes au foyer dans le Haut Atlas. cf. tableau 1 et fig. 5 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

l'azimut de l'axe P ne diffère que de 12° et son plongement de 11° . De même, la direction des plans nodaux est peu différente; en revanche, les sens de pendage sont opposés. Ceci est dû au fait que, dans notre solution, le plan NE-SW est déterminé par les stations africaines KDS (compression) et BNG (dilatation).

4.8 Région atlantique

Les mécanismes des séismes de la région atlantique située à l'ouest du Maroc sont pour la plupart difficiles à déterminer en raison de la couverture partielle de la sphère focale. Nous présentons ci-après un seul événement qui a eu lieu à l'Ouest des Iles Canaries.

1 avril 1959

Ce séisme fut ressenti à La Palma et à Madeira (Rothé 1969). Les données disponibles sont nombreuses et assez homogènes, permettant de proposer la solution que nous avons représentée dans la figure 12 (diagramme 17), qui montre un mécanisme en décrochement. Les plans nodaux sont orientés N254, 68° (dextre) et N354, 74° (senestre). Les angles d'incidence ont été déterminés pour une vitesse initiale de 8 km/s en raison de l'incertitude sur la profondeur du foyer (tableau 1).

4.9 Discussion

1. La détermination des mécanismes au foyer des séismes de magnitude relativement faible (3.5 à 5), à l'aide des stations locales, est accompagnée d'une série d'incertitudes sur l'angle d'incidence des rais sismiques. En effet, la détermination de cet angle dépend de la distance épacentrale, de la profondeur du foyer et du modèle de vitesse, qui est ici très simplifié (2 couches crustales homogènes et un Moho à une profondeur constante de 30 km). En réalité, la profondeur du Moho est variable (fig. 2), et la sismique-reflexion ainsi que les campagnes de microsismicité montrent l'existence d'un gradient de vitesse à la surface de la croûte (Cherkaoui et al. 1990, 1991). L'utilisation d'un modèle simplifié

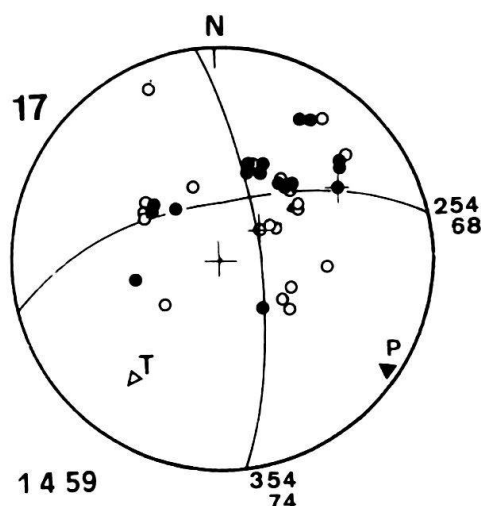


Fig. 12. Mécanisme au foyer dans la région des Iles Canaries. cf. tableau 1 et fig. 5 pour la localisation. Même légende que fig. 6.

entraîne inévitablement une imprécision sur la profondeur du foyer et sur les phases observées, et par conséquent sur l'angle d'incidence des rais. Par exemple, pour un séisme superficiel (5 km), une arrivée observée dans une station à une certaine distance de l'épicentre, et indiquée par le programme de calcul comme une onde directe, peut être en fait une refractée, à cause du fort gradient existant dans la croûte superficielle.

Dans cette étude, le problème se pose uniquement pour les mécanismes 6, 7, 11, 13 a et 14, déterminés à l'aide de stations dont la distance épacentrale est inférieure à 150 km, mais comme les mécanismes 6 et 11 correspondent à des décrochements, l'incertitude affecte uniquement les mécanismes restants. Afin de trouver une solution dans les cas extrêmes, nous avons construit différentes solutions en utilisant des rais partant vers le haut dans un cas, vers le bas dans l'autre; les solutions trouvées se sont montrées proches, voire identiques.

2. La plupart des mécanismes montrent des données incompatibles. Ce fait peut s'expliquer pour les données de bulletin par des erreurs de lecture, par des déterminations incorrectes des phases, et par un rapport signal/bruit faible (arrivées eP). Pour les sismogrammes que nous avons examinés nous-mêmes, l'inversion de polarité peut être liée soit à un rapport signal/bruit faible, soit à une inversion de polarité des stations. D'autre part, les stations lointaines montrant un résidu trop grand (3 s par exemple) ont été systématiquement écartées de la solution.

5. Données de la néotectonique

Au Maroc, on considère en général comme néotectoniques (Tortonien à actuel) les phases postérieures à la mise en place des nappes du Rif (cf. Aït Brahim 1983; Morel 1987).

5.1 Rif et bordures

Du point de vue de la néotectonique, le Rif est le domaine le mieux connu actuellement au Maroc en raison du grand nombre d'études qui y ont été menées. Pour ne

mentionner que les travaux les plus récents, basés sur l'étude des déformations, nous citons Maurer (1968), le GRNAG: Groupe de Recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977), Colletta (1977), Bousquet & Philip (1981), Hervouët (1983), Aït Brahim (1983), Aït Brahim & Rozanov (1986), Chalouan (1987), Morel (1987, 1989), Chotin & Aït Brahim (1988), Aït Brahim & Chotin (1989), Aït Brahim et al. (1990).

Ces études relativement nombreuses permettent de suivre l'évolution tectonique pendant le Quaternaire et de pouvoir effectuer une comparaison avec les mécanismes au foyer présentés ici. Cependant, il faut rappeler que les approches sont différentes, puisque l'on peut déterminer le champ des contraintes à partir de la microtectonique par le groupement de plusieurs mesures de failles ou de plis, alors qu'un mécanisme au foyer ne représente en fait que le jeu d'une seule faille, et que la possibilité d'avoir un essaim de séismes permettant la détermination des contraintes par la méthode des dièdres droits (cf. Angelier & Mechler 1977, Carey-Gailhardis & Mercier 1987) ne s'est pas offerte. L'axe P n'étant pas assimilable à la contrainte principale σ_1 , il n'est utilisé ici qu'à titre indicatif.

5.1.1 Rif occidental

Dans le Rif occidental, le GRNAG (1977) indique trois événements récents: une extension, dont la direction n'a pas pu être déterminée, allant du Tortonien au Pliocène; une compression NE–SW d'âge quaternaire ancien, soulignée par des plis NW–SE; et une extension probable au Quaternaire récent.

Le long de la côte méditerranéenne, Chalouan (1987) indique la présence de plis orientés NE–SW syn- à post-sédimentaires dans la série oligo-aquitaine. Cette phase compressive est suivie d'une distension généralisée le long d'accidents soit parallèles, soit perpendiculaires à la côte actuelle. Ces failles reflèteraient les premiers stades de l'effondrement de la Mer d'Alboran. Le Pliocène est affecté par des plis très ouverts de direction E–W et plus rarement par des failles normales N–S.

En mer, l'activité tectonique récente, qui peut être mieux visualisée qu'à terre grâce à la présence plus généralisée de dépôts récents, est reflétée par la déformation de ces niveaux. Ainsi, les profils sismiques publiés par Ammar (1987) et Tesson et al. (1987) montrent clairement des plis et des failles normales de direction NNW–SSE.

5.1.2 Prérif, Rif central et Rif oriental

De nombreuses études ont été effectuées dans ces régions, où l'on dispose d'une chronologie relative des phases.

Selon le GRNAG (1977), après une extension anté-tortonienne, une phase de compression N–S est connue à la fin du Tortonien. Du Messinien au Pliocène, on assiste à une extension NE–SW. La période Pliocène-Quaternaire ancien connaît une compression NW–SE, relayée ensuite par une extension NE–SW. Ces épisodes sont accompagnés par un volcanisme de chimisme variable.

Pour Bousquet & Philip (1981), les tectoniques en distension et en compression avec des directions d'allongement et de raccourcissement orthogonales reflètent le même phénomène, la collision Europe-Afrique, selon une direction NNW–SSE. D'autre part, les observations de Hervouët (1983) sur les déformations visibles dans les formations

messiniennes et plioquaternaires montrent que la direction de compression s'y oriente N140 à N160.

Les études de Frizon de Lamotte (1982) et celles d'Aït Brahim (1983, 1985), de Chotin & Aït Brahim (1988) et d'Ahmamou & Chalouan (1988) mettent en évidence une rotation antihoraire de la compression. Celle-ci, orientée NE–SW au Tortonien, devient N–S au Messinien, et NW–SE à N–S au Quaternaire. Des épisodes distensifs avec une direction d'extension NW–SE ou NE–SW sont également mis en évidence dans l'avant-pays.

Enfin, dans une étude à caractère synthétique, Morel (1987, 1989) suggère une évolution plus complexe : compression ENE–WSW au Tortonien inférieur (N–S à l'Est de la faille du Nekor), NE–SW de la fin du Tortonien inférieur au Messinien, NW–SE du Messinien au Pliocène moyen (NE–SW dans le Rif occidental) et N–S du Pliocène supérieur au Quaternaire.

En résumé, après une évolution complexe, le Rif est soumis pendant le Quaternaire à une compression orientée N–S à NW–SE, accompagnée de failles dont le jeu est fonction de l'orientation du plan par rapport aux contraintes. Les accidents les plus visibles semblent être des failles normales de direction N–S.

5.2 *Moyen Atlas*

Dans cette portion de la chaîne atlasique, les études de néotectonique pure font défaut, mais les observations effectuées par de nombreux auteurs lors de travaux divers concernant la stratigraphie, la structure et le volcanisme, permettent d'avoir une certaine idée sur la tectonique récente. En général, le Moyen Atlas est considéré comme une chaîne soumise à un coulisage senestre, et ce pratiquement depuis le Jurassique (Fedan 1988). Sur la bordure nord de la partie plissée, l'étude du fonctionnement de l'accident nord-moyen-atlasique, l'un des plus importants de la région, montre que σ_1 , orientée d'abord NW–SE au Messinien probable, subit une rotation horaire et devient NNE–SSW au Plio-Quaternaire (Fedan 1988). D'autre part, le volcanisme quaternaire semble lié à ce régime transtensif senestre puisque les centres d'émission se trouvent souvent dans des zones de relais transtensif (Harmand & Moukadiri 1986, Fedan 1988). Dans cette partie septentrionale, Charrière (1984, p. 1135) admet l'existence, à la fin du Miocène, de failles NE–SW inverses et NW–SE décrochantes. Au Quaternaire, certaines failles rejouent, et notamment celles du Tizi n'Terhten (en décrochement, mais le sens n'est pas indiqué) et l'accident nord-moyen-atlasique.

Contrairement à la bordure nord, la partie sud du Moyen Atlas montre surtout des structures compressives dont la plus importante est la faille des Aït Oufella, qui a rejoué au Plio-Quaternaire en faille inverse à composante sénestre (Martin 1981, cité dans Harmand & Moukadiri 1986).

5.3. *Haut Atlas*

Dans le Haut Atlas, les travaux néotectoniques sont relativement nombreux, et concernent surtout les bordures de la chaîne et la zone côtière entre Agadir et Essaouira, où les dépôts récents sont les plus développés. L'ensemble des données recueillies par différents auteurs (Ambroggi 1963, Choubert & Faure-Muret 1965, Huvelin 1973,

Weisrock 1981, Medina 1984, Dutour & Ferrandini 1985, Aït Brahim et al. 1987 et Fraissinet et al. 1988) mettent en relief l'existence d'une intense activité néotectonique matérialisée par des plis, des flexures et des failles affectant les dépôts mio-pliocènes et quaternaires. La direction de compression, NNE–SSW lors de la phase tectonique majeure à laquelle est liée la surrection de la chaîne (Oligocène), s'oriente par la suite NNW–SSE à NW–SE au Mio-Pliocène, au Plio-Villafranchien et au Quaternaire.

5.4. Comparaison entre mécanismes au foyer et données néotectoniques

Dans le Rif, tous les mécanismes au foyer que nous avons déterminés, en plus de ceux étudiés par Hatzfeld (1978) et Frogneux (1980) sont, à l'exception des mécanismes 6 et 10 (fig. 4), compatibles avec la direction de compression déterminée d'après la néotectonique, orientée N–S à NW–SE, ce qui nous autorise à suggérer que le régime des contraintes actuel est proche de celui qui a prévalu au Plio-Quaternaire. Concernant les «failles actives», failles supposées engendrer des séismes, les mécanismes que nous possédons sur le pourtour de l'accident du Nekor indiquent que cette zone de faille semble être le siège de séismes avec des mécanismes soit décrochants senestres sur les plans NE–SW (fig. 4, diagramme 11) et N–S (diagrammes H 3 et F), soit inverses (8, 12, H 2). Un jeu senestre le long d'un plan E–W est également observable (10). Dans le Rif occidental, 4 séismes localisés à proximité de l'alignement NW–SE nous ont donné des solutions en décrochement dextre le long de plans NW–SE (fig. 4, diagrammes 1 à 3), de même que le mécanisme 5 situé au niveau du détroit de Gibraltar.

Dans le Moyen Atlas, les mécanismes au foyer dont nous disposons sont actuellement trop peu nombreux pour pouvoir effectuer une comparaison valable. Cependant, celui du séisme principal d'Ain Leuh (13 a) est compatible avec une transtension senestre, bien que les solutions des répliques étudiées par Ramdani & Tadili (1980) soient contradictoires (fig. 5), rendant difficile une interprétation cohérente. Le mécanisme au foyer du séisme de Boumia (16 juin 1979) est en revanche compatible avec le jeu inverse décrit pour la faille des Aït Oufella. Ceci pourrait indiquer que, comme dans le domaine rifain, le régime des contraintes plio-quaternaires semble se poursuivre actuellement.

Enfin, dans le Haut Atlas, les mécanismes au foyer déterminés, et les solutions composites obtenues par Frogneux (1980, p. 66) sont assez compatibles avec cette compression NNW–SSE, bien que le nombre de mécanismes déterminés soit ici également trop faible pour pouvoir émettre une conclusion rigoureuse.

6. Comparaison avec les données de la cinématique des plaques

Les données de la cinématique des plaques sont basées en grande partie sur l'étude des anomalies magnétiques en mer. Les nombreux modèles élaborés par divers auteurs s'accordent, à quelques exceptions près, à envisager un mouvement vers le Nord de l'Afrique par rapport à l'Eurasie fixe, et ceci à partir du Crétacé supérieur. Pour le Maroc, le déplacement vers le NNW s'effectuerait à partir d'une date qui diffère selon les auteurs: 55 Ma (Dewey et al. 1973), 48 Ma (Biju-Duval et al. 1976), 38 Ma (Olivet et al. 1982), 10 Ma (Ricou et al. 1985). Pour Archambault (1984), le déplacement WNW–ESE devient N–S au Quaternaire.

Pour les mouvements actuels, Minster & Jordan (1978) et Argus et al. (1989) par exemple, proposent un pôle de rotation situé au Sud des Canaries, ce qui correspond à un vecteur déplacement vers le NNW également.

Les mécanismes dont nous disposons sont également ici en accord avec cette direction de convergence NNW–SSE (fig. 13).

7. Conclusions

1. L'étude des mécanismes au foyer du Maroc et des régions voisines permet de mettre en évidence que la convergence entre les plaques africaine et européenne se traduit au niveau du Maroc par le jeu de failles soit décrochantes, soit inverses, plus rarement normales. La comparaison avec les données de la néotectonique nous conduit à admettre que la situation actuelle (fig. 14) semble poursuivre celle connue au Plio-Quaternaire. A quelques exceptions près, ces mécanismes sont en accord avec le vecteur déplacement déterminé à l'aide de la cinématique des plaques.

2. La sismicité apparaît plus fréquente dans les régions du Nekor, où les mécanismes correspondent à des décrochements et à des failles inverses, et à la jonction Haut Atlas-Moyen Atlas, où le seul mécanisme dont nous disposons correspond à un jeu inverse.

Cependant, nous insistons sur le fait que les séismes de magnitude supérieure à 5 sont rares au Maroc, ce qui ne permet pas d'avoir un nombre important de données et des lectures plus nettes. De plus, il existe pour les réseaux sismologiques régionaux une incertitude assez importante sur les différentes phases des ondes P, due au modèle de vitesse adopté, qui reste très simplifié. En conséquence, il apparaît nécessaire de poursuivre des études locales dans les zones où la sismicité est la plus importante, afin de pouvoir préciser davantage l'état des contraintes et de mieux définir les failles actives.

Remerciements

Nous tenons à remercier MM. N. Deichmann et N. Pavoni pour leur lecture critique et constructive du manuscrit, ainsi que tous les collègues qui ont bien voulu nous adresser les copies des sismogrammes de certains séismes étudiés dans cette note.

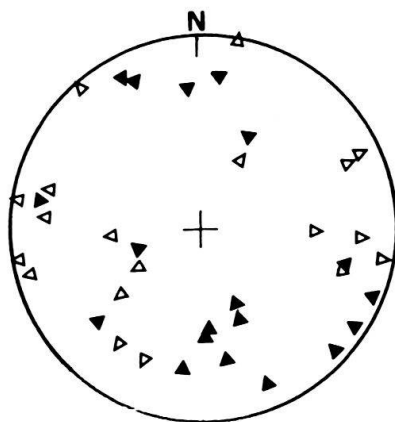


Fig. 13. Répartition des axes de pression (triangles pleins) et de tension (triangles vides) sur la sphère focale pour l'ensemble des mécanismes étudiés.

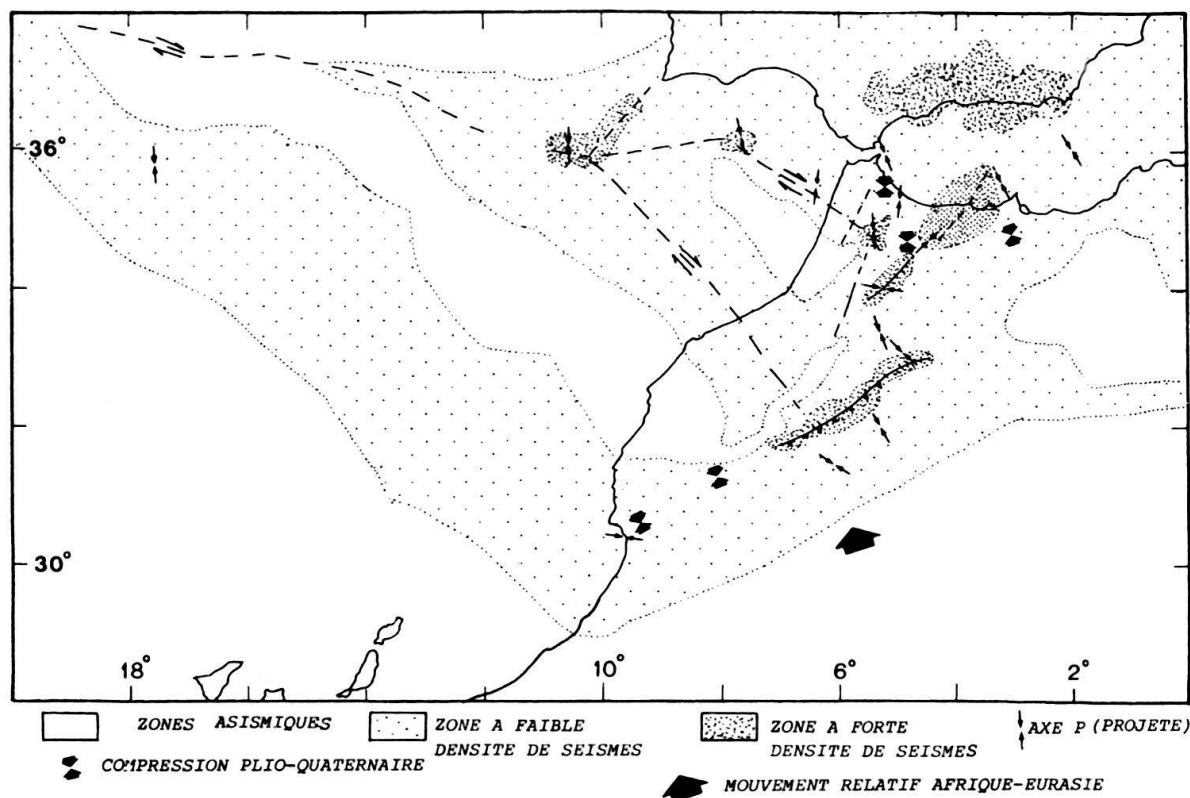


Fig. 14. Esquisse sismotectonique du Maroc et des régions voisines. Même légende que fig. 1 pour les failles.

REFERENCES

- AHMAMOU, M. & CHALOUAN, A. 1988: Distension synsédimentaire plio-quaternaire et rotation anti-horaire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saiss (Maroc). *Bull. Inst. Sci.* 12, 19–26.
- AIT BRAHIM, L. 1983: Etude de la déformation du Néogène à l'actuel sur la bordure sud-rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Rabat.
- 1985: Migration des aires de subsidence maximum et réorientation de la direction du champ de contrainte dans les bassins néogènes du Maroc septentrional. *Bull. Inst. Sci.* 9, 89–96.
- AIT BRAHIM, L. & CHOTIN, P. 1989: Genèse et déformation des bassins néogènes du Rif central (Maroc) au cours du rapprochement Europe-Afrique. *Geodyn. Acta* 3, 295–304.
- AIT BRAHIM, L., CHOTIN, P., ROZANOV, M., RAMDANI, M. & TADILI, B. 1987: Précision sur le schéma néotectonique du Maroc: relation entre les structures néotectoniques méridiennes et la répartition de la sismicité du Maroc nord. *Bull. Sci. Terre* 3, 39–53.
- AIT BRAHIM, L., CHOTIN, P., TADILI, B. & RAMDANI, M. 1990: Failles actives dans le Rif central et oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris* 310, sér. II, 1123–1129.
- AIT BRAHIM, L. & ROZANOV, M. 1986: Apport de l'analyse morphométrique pour la connaissance de la structure de la chaîne rifaine (comparaison avec les données de terrain). *Bull. Sci. Terre* 2, 99–110.
- AMBROGGI, R. 1963: Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 157.
- AMMAR, A. 1987: Analyse sismique des corps sédimentaires quaternaires de la marge méridionale de la mer d'Alboran. Thèse de 3^{ème} cycle, Perpignan.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.* XIX, 6, 651–662.
- ARCHAMBAULT, M.F. 1984: Evolution cinématique post-éocène de l'Atlantique nord et central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. Thèse de 3^{ème} cycle, Brest.
- ARGUS, D.F., GORDON, R.G., DE METS, C. & STEIN, S. 1989: Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585–5602.
- BEUZART, P. 1972: La sismicité de la région méditerranéenne et de ses bordures. *Dipl. Ing. Geophys.*, Strasbourg.

- BEN SARI, D. 1978: Connaissance géophysique du Maroc. Thèse d'Etat, Grenoble.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X. 1976: La genèse de la Méditerranée. *La Recherche* 71, 811–822.
- BOUSQUET, J.C. & PHILIP, H. 1981: Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. In Wezel, F.C. (éd.): *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecno-print, 389–405.
- BUFORN, E., UDIAS, A. & COLOMBAS, M.A. 1988: Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89–118.
- CAREY-GAILHARDIS, E. & MERCIER, J.-L. 1987: A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. *Earth & Planet. Sci. Letters* 82, 165–179.
- CHALOUAN, A. 1987: Mise en évidence dans le Rif interne des indices d'une tectonique distensive anté-pliocène. Les premiers stades de l'effondrement de la Mer d'Alboran. 6^{ème} Conf. Intern. PICG-UNESCO n°183, Rabat, 29/9–1/10/1987, p. 9 (résumé).
- CHARRIERE, A. 1984: Evolution néogène des bassins continentaux et marins dans le Moyen Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVI, 6, 1127–1136.
- CHERKAOUI, T.-E. 1988: Fichier des séismes du Maroc et des régions limitrophes 1901–1984. *Trav. Inst. Sci., sér. Géol. & géogr. phys.* 17.
- 1991: Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Thèse d'Université, Grenoble.
- CHERKAOUI, T.-E., HATZFELD, D., JEBLI, H., MEDINA, F. & CAILLOT, V. 1990: Etude microsismique de la région d'Al Hoceima. *Bull. Inst. Sci.* 14 (sous presse).
- CHERKAOUI, T.-E., MEDINA, F. & HATZFELD, D. 1991: The Agadir earthquake of february, 29, 1960. Examination of some of the parameters. *Publication Inst. Geogr. Nacional, sér. Monogr. n° 8*, 133–148.
- CHOTIN, P. & AIT BRAHIM, L. 1988: Transpression et magmatisme au Néogène-Quaternaire dans le Maroc oriental. *C.R. Acad. Sci. Paris* 306, sér. II, 1479–1485.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. 1965: Manifestations tectoniques au cours du Quaternaire dans le sillon préafricain (Maroc). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc* 25, 185, 57–62.
- COLLETTA, B. 1977: Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- CONSTANTINESCU, L., RUPETCHOVA, L. & ENESCU, D. 1966: Mediterranean alpine earthquake mechanism and their seismotectonic implications. *Geophys. J. R. Astronom. Soc.* 10, 347–368.
- DEMNETI, A. 1972: Krustenstruktur im Rif-bereich von Nord-Marokko aus gravimetrischen und aeromagnetischen Regionalmessungen. *Boll. Geofis. teor. appl.* 14, 55, 203–236.
- DEWEY, D.F., PITMAN, W.C.III, RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. 1973: Plate tectonics and evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 3137–3180.
- DUTOIR, A. & FERRANDINI, J. 1985: Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.* 26, 285–297.
- DZIEWONSKI, A.M., CHOU, T.A. & WOODHOUSE, J.H. 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 2825–2852.
- EL ALAMI, S.O., RAMDANI, F., MEDINA, F. & JEBLI, H. 1989: Le séisme d'Essaouira du 21 novembre 1988: carte des isoséistes, étude des répliques et mécanismes au foyer. *Bull. Inst. Sci.* 13, 43–49.
- EL AMINE, M. 1990: Modèle gravimétrique des structures crustales des provinces nord du Maroc. Thèse Inst. Phys. Globe Moscou (en russe).
- FEDAN, B. 1988: Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le Moyen Atlas (Maroc) durant le Mésocène-Cénozoïque. Thèse d'Etat, Université Mohammed V, Rabat.
- FRAISSINET, C., ZOUINE, M., MOREL, J.L., POISSON, A., ANDRIEUX, J. & FAUREMURET, A. 1988: Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In: Jacobshagen, V.H. (ed.): *The Atlas system of Morocco*. *Lect. Notes in Geosci.*, Springer-Verlag, 15, 275–291.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. 1982: Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc* 314, 239–309.
- FROGNEUX, M. 1980: La sismicité marocaine de 1972 à 1978. Etude des paramètres à la source des séismes proches. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- GIRARDIN, N., HATZFELD, D. & GUIRAUD, R. 1977: La sismicité du Nord de l'Algérie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* 2, 95–100.
- GRNAG: Groupe de Recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar 1977: L'histoire tectonique récente de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 3, 591–605.

- HARMAND, C. & MOUKADIRI, A. 1986: Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin: exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 4, 595–603.
- HATZFELD, D. 1978: Etude sismotectonique de la zone de collision ibéromaghrébine. Thèse d'Etat, Grenoble.
- HATZFELD, D. & BEN SARI, D. 1977: Grands profils sismiques dans la région de l'arc de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 4, 749–756.
- HATZFELD, D. & FROGNEUX, M. 1981: Intermediate-depth seismicity in the western Mediterranean, unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature* 292, 443–445.
- HERVOUET, Y. 1983: Phases compressives quaternaires du Maroc oriental (bordure rifaine). *Ann. Soc. géol. Nord* 103, 407–412.
- HUVELIN, P. 1973: Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jebilet et leur pourtour. *Notes & Mém. serv. géol. Maroc* 249, 83–124.
- LEBLANC, D. & OLIVIER, PH. 1984: Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics* 101, 345–355.
- MAKRIS, J., DEMNATI, A. & KLUSMANN, J. 1985: Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Ann. Geophysicae* 3, 369–380.
- MARTIN, J. 1981: Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc* 258.
- MASSINON, B. 1979: Vue d'ensemble sur la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. In: Vogt, J. (éd.): *Les tremblements de terre en France*. Mém. Bur. Rech. géol. min. 96, 193–202.
- MAURER, G. 1968: Les montagnes du Rif central: étude géomorphologique. Thèse d'Etat, Univ. Paris.
- MEDINA, F. 1984: Présence d'un accident affectant le Quaternaire de la région d'Ameskroud (Haut Atlas occidental). *Bull. Inst. Sci.* 8, 94.
- MEDINA, F. & CHERKAOU, T.-E. 1988: Précisions sur le mécanisme au foyer du séisme d'Agadir (Maroc) du 29 février 1960. Place dans le cadre sismotectonique du Maroc. *Geophysica* 24, 57–66.
- 1991: Focal mechanisms of the Atlas earthquakes, and tectonic implications. *Geol. Rundsch.* 80, 639–648.
- MEZCUA, J., GALAN GARCIA, J., RUEDA, J.-J., MARTINEZ SOLARES, J.M. & BUFORN, E. 1990: Sismotectonica des las Islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de mayo de 1989 y su serie de replicas. *Publ. Inst. Geogr. Nacional, Publ. tecn.* N° 23.
- MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H. 1978: Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.* 83, B 11, 5331–5354.
- MOREIRA, V.S. 1985: Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics* 117, 85–96.
- 1986: Seismicity and seismotectonics of mainland Portugal. 8^{ème} Conf. Génie sismique, Lisboa, 2.1., 7–14.
- 1991: Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands. *Publ. Inst. Geogr. Nacional, Monogr.* n° 8, 213–225.
- MOREL, J.L. 1987: Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). *Mém. Géodiffusion* 4.
- 1989: Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *Geodin. Acta* 3, 283–294.
- OLIVET, J.-L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.-M. 1982: Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 14, 5–6, 875–892.
- RAMDANI, M. & TADILI, B. 1980: Sismicité détaillée du Moyen Atlas et sondages sismiques profonds dans le Maroc central. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- RICOU, L.E., ZONENSHAIN, L.P., DERCOURT, J. et al. 1985: Méthodes pour l'établissement de 9 cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 1, 5, 625–635.
- ROTHER, J.P. 1969: La sismicité du globe 1953–1965. UNESCO, Sci. Terre, 1.
- SHIROKOVA, E.I. 1972: Stress pattern and probable motion in the earthquake foci of the Asia-Mediterranean seismic belt, in field of the Earth's elastic stresses and mechanism of earthquake foci. *Publ. House Nauka*.
- TADILI, B., RAMDANI, M., BEN SARI, D., CHAPOCHNIKOV, K. & BELLOT, A. 1986: Structure de la croûte dans le Nord du Maroc. *Ann. Geophys.* 4, B, 99–104.
- TESSON, M., GENSOUS, B. & LABRAIMI, M. 1987: Seismic analysis of the southern margin of the Alboran Sea. *J. Afr. Earth Sci.* 6, 813–821.
- UDIAS, A., LOPEZ-ARROYO, A. & MEZCUA, J. 1976: Seismotectonic of the Azores-Gibraltar region. *Tectonophysics* 31, 259–289.
- UDIAS, A., ESPINOSA, A.F., MEZCUA, J.M., BUFORN, E., VEGAS, R., NISHENKO, S.P., MARTINEZ-SOLARES, J.M. & LOPEZ-ARROYO, A. 1986: Seismicity and tectonics of the North African-Eurasian plate boundary (Azores-Iberia-Tunisia). *Publ. Dept. Interior, U.S. Geol. Survey, open-file report* 86/626.

- VAN DEN BOSCH, J.W.D. 1981 : Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc 234 bis.
- WEISROCK A.L.E. 1981 : Neotectonic and coastal morphology in the Atlantic Atlas (Morocco). *Z. Geomorph.* N.F. 40 (suppl.), 175–182.
- WIGGER, P., ASCH, G., GIESE, P., HEISOHN, W.-D., EL ALAMI, S.O. & RAMDANI, F. 1990: A crustal seismic model along a traverse across the Middle and High Atlas mountains of Morocco (abs.). In: *Structure and evolution of the Atlas mountain system in Morocco. Final Workshop, May 23–25, 1990, Berlin*, p. 40.
- WIGGER, P. & HARDER, S. 1986: Seismologische und Krustenseismische Untersuchungen im Atlas-System/Marokko. *Berliner Geowiss. Abh. (A)*, 66, 273–288.

Manuscrit reçu le 3 août 1991

Révision acceptée le 7 février 1992

