HAL
open science

Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc

Taj-Eddine Cherkaoui Maknassi

To cite this version:

Taj-Eddine Cherkaoui Maknassi. Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1991. Français. NNT : . tel-00716698

HAL Id: tel-00716698

https://theses.hal.science/tel-00716698

Submitted on 11 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035730 2

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

ET

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE
présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR
Mention: PHYSIQUE
Spécialité: Géophysique

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

par

M. Taj-Eddine CHERKAOUI MAKNASSI

SUJET

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'ALEA SISMIQUE AU MAROC.

ETUDE DETAILLEE DU SEISME D'AGADIR (29/2/1960).

ETUDE DE LA MICROSISMICITE DE LA REGION D'AL HOCEIMA.

Soutenue le 21 Juin 1991 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER
D. HATZFELD
P.-Y. BARD
D. BEN SARI
R. GAULON

TABLE DES MATIERES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F - 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél : 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : pajoux@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION.....1
Cadre géodynamique.....3
Sismicité ancienne.....6
Nécessité de développer la prévention sismique.....7
Objectif de ce travail.....11

PREMIERE PARTIE

PREMIER CHAPITRE: FICHIER DES SEISMES DU MAROC ET DES REGIONS LIMITROPHES.....15
I-Aperçu sur les travaux précédents.....17
II-Elaboration d'un fichier de séismes 17
III-Caractéristiques du fichier informatique "ZALAZIL".....21
IV-Exploitation des données du fichier.....29
V-Conclusion.....43

DEUXIEME CHAPITRE: APPLICATION DE LA METHODE DE CORNELL POUR L'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE.....45
I-Introduction.....47
II-Délimitation des zones-sources.....47
III-Calcul des paramètres nécessaires à l'évaluation de l'aléa sismique.....73
IV-Evaluation de l'aléa sismique dans le Nord du Maroc.....102
V-Conclusion.....110

DEUXIEME PARTIE

PREMIER CHAPITRE: ETUDE DETAILLEE DU SEISME D'AGADIR DU 29 FEVRIER 1960.....117
Introduction.....119
Révision des données macrosismiques et du mécanisme au foyer du séisme d'Agadir du 29 Février 1960.....137
The Agadir earthquake of February 29, 1960. Examination of some of the parameters.....149

DEUXIEME CHAPITRE: ETUDE MICROSISMIQUE DE LA REGION D'AL HOCEIMA.....165
Introduction.....167

I-Description du matériel utilisé et installation du réseau.....167
II-Traitement des données.....169

III-Distribution spatiale des épicentres.....174
IV-Distribution des séismes en profondeur.....180
V-Discussion des résultats et conclusion.....189

CONCLUSION GENERALE.....191

BIBLIOGRAPHIE.....197

ANNEXES.....211

ABREVIATIONS UTILISEES.....247

INTRODUCTION

CADRE GEODYNAMIQUE

Il est généralement admis qu'au Trias supérieur, tous les continents étaient réunis en un seul supercontinent nommé Pangea. Au cours du Lias, il y a environ 180 Ma., il montra des signes de fracturation et se sépara en deux donnant naissance à deux continents: Laurasia (Amérique du Nord et Eurasie) et Gondwana (Afrique, Amérique du Sud, Australie, Antarctique et Inde).

Plusieurs modèles ont été proposés pour décrire le trajet que chaque "plaque lithosphèrique" avait décrit depuis sa position initiale jusqu'à présent.

En ce qui concerne l'Afrique, sa dérive par rapport à l'Europe n'est pas mesurée directement, mais déduite des mouvements relatifs de l'Amérique du Nord par rapport à l'Europe et de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique ou entre les deux Amériques.

L'identification et l'interprétation des anomalies magnétiques océaniques ont permis de reconstituer les mouvements relatifs des différentes plaques. Pitman et Talwani (1972) ont été les premiers à proposer une reconstitution complète de l'Atlantique Central. Dewey et al. (1973), à partir des données de Pitman et Talwani (1972), proposent un modèle en six étapes. En revanche, Biju-Duval et al. (1976), et en se basant sur les mêmes données, proposent un modèle en huit étapes (Fig. 1). Tapponnier (1977) propose un modèle qui diffère du précédent par l'absence d'un mouvement dextre important entre l'Afrique et l'Europe entre 72 et 48 Ma. (Fig. 2).

Les nouvelles précisions apportées dernièrement sur l'identification des anomalies magnétiques, et les données récentes des océans Indien et Atlantique ont permis d'affiner ces modèles et de confirmer l'absence du mouvement dextre (Patriat et al., 1982; Savostin et al., 1986).

Les mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe peuvent se résumer comme suit: après une période de distension qui a débuté au Trias inférieur jusqu'au Lias, l'Afrique décrit un large mouvement senestre pendant le Jurassique en traînant avec elle l'Espagne pendant le Crétacé inférieur (Tapponnier, 1977) et continue jusqu'au Crétacé supérieur. Ce mouvement se termine, à partir du l'Eocène, par une compression qui se poursuit jusqu'à l'Actuel.

Les pôles de rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe donnés par les différents modèles sont tous situés dans l'Atlantique Nord; suivant les auteurs, ils diffèrent de quelques degrès (Tab. I).

Tous ces pôles admettent un mouvement actuel en compression, en revanche, l'azimut du vecteur rapprochement peut varier du NNW à NNE.

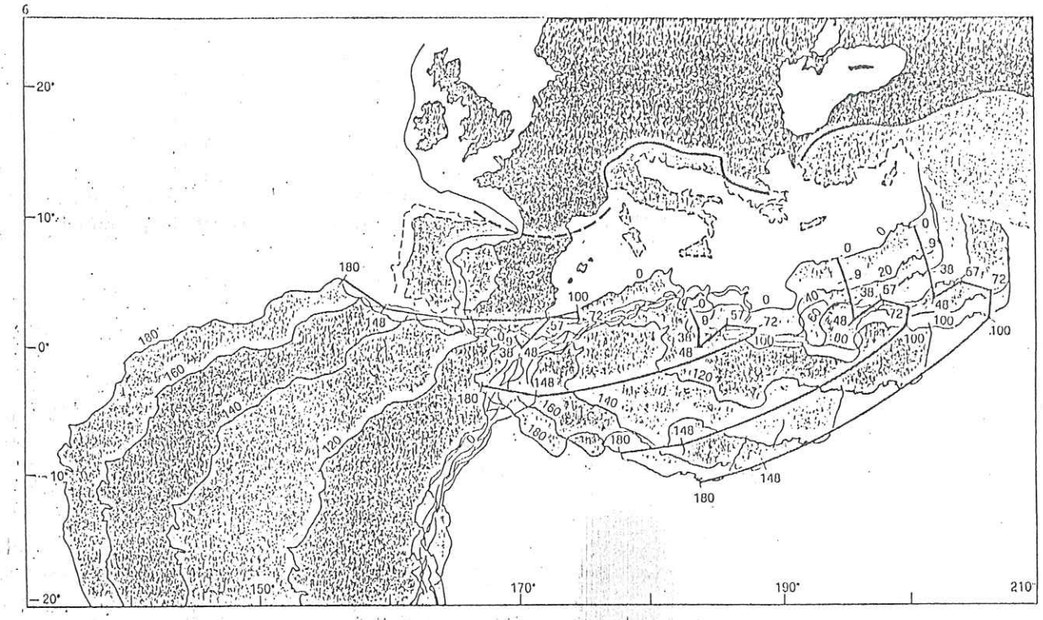


Figure 1: Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe selon Biju-Duval et al. (1976).

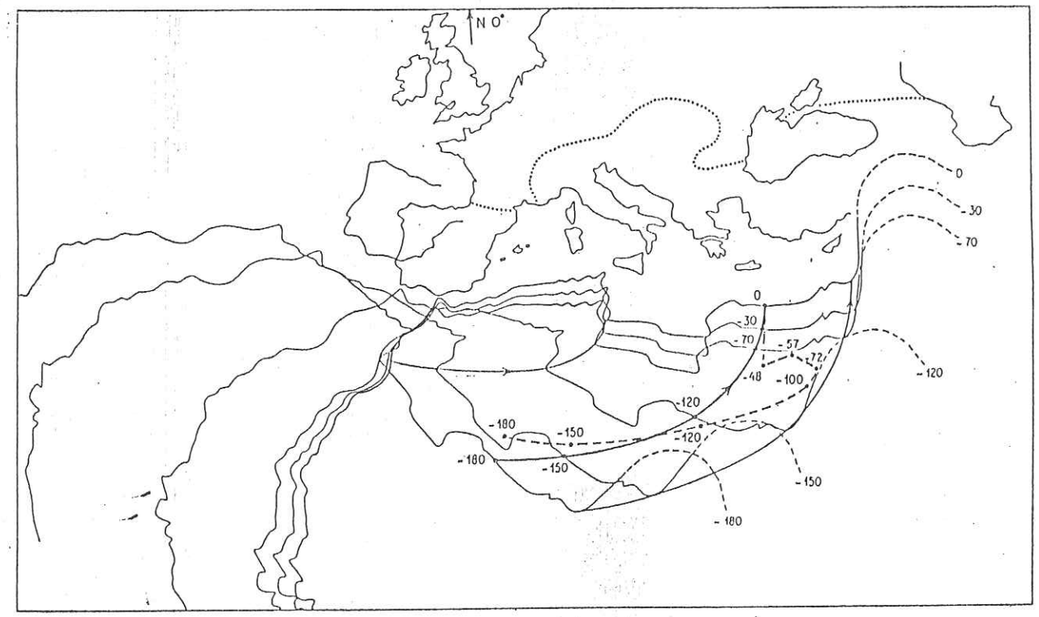


Figure 2: Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe selon Tapponnier (1977). La différence entre ce modèle et celui de Biju-Duval (trait interrompu) est l'absence du mouvement dextre dans le premier.

Tableau I: Coordonnées du pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe proposées par quelques auteurs.

Auteur	Latitude N	Longitude W
McKenzie (1972)	22.7°	28.2°
Minster et al. (1974)	29.6°	25.7°
Minster et Jordan (1978)	25.23°	21.19°
Argus et al. (1989)	21.0°	21.0°

La sismicité dans la région ibéro-maghrébine est essentiellement gouvernée par le rapprochement des deux plaques lithosphériques AfriqueEurasie et la localisation de cette sismicité dépend probablement des accidents hérités d'une tectonique ancienne. Le taux de rapprochement est de 0.5 ± 0.3 cm/an au niveau du détroit de Gibraltar et de 0.8 ± 0.5 cm/an à Tunis (Minster et al., 1974).

La limite entre ces deux plaques est représentée par une ligne sismique qui part des Açores jusqu'à l'Ouest du détroit de Gibraltar, cette ligne est le siège de violents séismes de magnitudes qui peuvent atteindre ou dépasser le degré 7 (Fig. 3). A l'Est du détroit, la sismicité devient diffuse surtout dans la mer d'Alboran (Kárník, 1971; Beuzart, 1972; Hatzfeld, 1978), c'est une caractéristique des zones de collision continentale où les blocs sont déformables (analogie rigide-plastique) (Tapponnier, 1977).

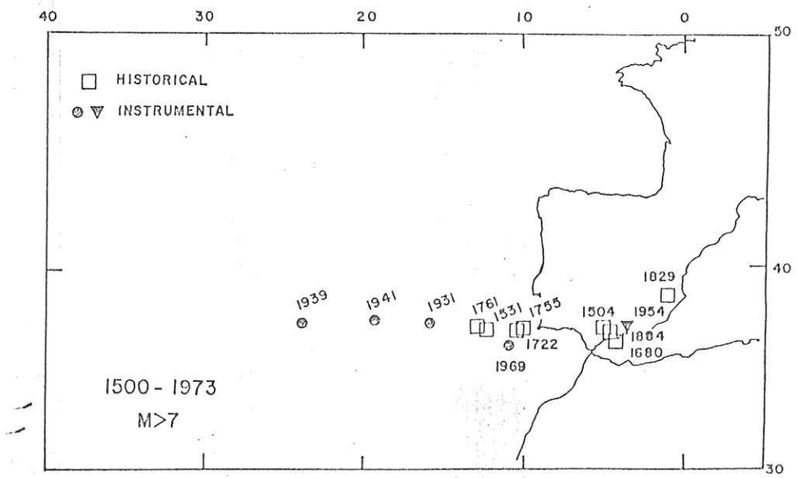


Figure 3: Carte des séismes de magnitude ≥ 7 pour la période 1500-1973 (Udias et al., 1976).

SISMICITE ANCIENNE

Le Maroc n'a pas été épargné dans le passé par les tremblements de terre destructeurs, mais à une fréquence moindre par rapport aux autres pays de la région: Algérie, Espagne et Portugal.

Le plus ancien tremblement de terre destructeur connu au Maroc est celui de l'an 472 H du mois de Rabia II (décembre 1079), il a été rapporté par Ibn Abi Zar' dans son ouvrage "el-qirtâs", nous le citons: "un tremblement de terre catastrophique comme on n'en avait jamais vu au Maghreb, détruisit les édifices et renversa les tours et les minarets, beaucoup de gens périrent sous les ruines. Les secousses se succédèrent jour et nuit du premier jour de Rabia I au dernier jour de Jumada II de la même année".

Comme on peut le constater, il n'y a aucune indication du lieu ni du jour. C'est souvent le genre de problèmes rencontrés par les historiens et les sismologues quant il s'agit de sismicité historique.

La sismicité ancienne du Maroc a été décrite par plusieurs auteurs anciens: marocains, arabes et européens. Malheureusement, la plus grande partie de leurs écrits reste introuvable ou perdue. La liste citée ci-dessous est donnée à titre indicatif:

XIVème siècle

Ibn Abi Zar' (Abd el Halim): " Raoud el-qirtâs". (Histoire des souverains du Maghreb et de Fès). Trad. Beaumier; Paris 1860.

XVIIème siècle

Al-Ifrani: "Nozhat el-hadi bi-akhbar molouk el-qarn el-hadi". (Histoire de la dynastie Saâdienne: 1511-1670). Trad. Houdas; Paris 1889.

XVIIIème siècle

Al-Qadiri: "Nashr el-matani li'ahl qarn el-hadi ashar wa'thani ashar". Trad. Graulle, Maillard et Michaux-Bellaire; Archives marocaines; t. 21 et 24; Paris 1913 et 1917.

XIXème siècle

Ez-Zayyani: "Et-torjoman el mo'rib án dowal el-Machriq wa'l Maghrib". (Le Maroc de 1631 à 1812). Trad. Houdas; Paris 1886.

En-Naciri: "Kitab el-Istiqsa li-akhbar dowal el-Maghrib el-aqsa". (Histoire des dynasties marocaines depuis les Idrissides jusqu'aux Alaouites). En six volumes. Trad. Colin, Hamet, En-Naciri et Fumey; Archives marocaines; t. 31, 32, 33, 34, 9 et 10; Paris 1925, 1927, 1934, 1936, 1906 et 1907.

A partir de ces documents et bien d'autres, on a commencé à reconstituer l'histoire sismologique du Maroc (Galbis Rodriguez 1932, 1940; Roux 1934). Mais, des lacunes restent encore à combler telles que:

— la localisation et l'évaluation de l'ampleur des dégâts, même approximatives, d'un certain nombre de séismes restent encore impossible à cause du manque de précisions; citons pour exemple le cas des séismes suivants: 1079, 1110, 1260, 1569, 1626, 1635, 1651, 1662, 1683, 1719 et 1731;

— l'absence de toute information concernant la sismicité d'avant le Xème siècle et entre le XIIème et le XVème siècle.

La liste suivante (Tab. II), des principaux tremblements de terre destructeurs au Maroc, a été établie à partir des catalogues de Galbis Rodriguez (1932, 1940), Roux (1934), Taher (1979), Mezcua et Martinez Solares (1983) et du remarquable travail de Vogt (1985).

La sismicité récente ne fait que confirmer la sismicité ancienne du Maroc. Car, depuis le début de ce siècle, le Maroc a déjà connu un séisme d'intensité X (Agadir: 1960) où 12.000 personnes ont trouvé la mort; neuf séismes d'intensité VII avec des dégâts matériels importants et 34 séismes d'intensité VI; sans oublier les séismes d'origine atlantique dont celui de 1969 (mb=7.3) ressenti avec une intensité VI sur une grande partie de la moitié Nord du Maroc provoquant la mort de six personnes dans l'ancienne Medina de Salè et de Safi.

NECESSITE DE DEVELOPPER LA PREVENTION SISMIQUE

Il est certain que les tremblements de terre restent l'une des catastrophes naturelles que l'homme craint le plus.

Par leur caractère imprévisible et leur violence inouie; les tremblements de terre peuvent dévaster, en l'espace d'une dizaine de secondes, des régions entières provoquant ainsi la destruction des habitations, des édifices, des bâtiments publics, des voies de communications, etc...

Le déclenchement d'un tremblement de terre peut engendrer d'autres phénomènes: inondation, avalanche, tsunami, glissement de terrain, incendie, liquéfaction du sol, etc... Ceux-ci peuvent, à leur tour, provoquer, parfois, plus de dégâts que le séisme lui même.

Depuis le début de ce siècle, le Monde connaît une explosion démographique et une expansion économique extraordinaires. Des villes à haut risque sismique comme Mexico, Santiago de Chili, San Francisco, Tokyo, etc... ont vu leur population augmenter de façon inquiétante.

Tableau II: Principaux tremblements de terre historiques destructeurs au Maroc d'intensité ≥ VIII. (les valeurs des intensités sont extraites du catalogue de Mezcua et Martinez Solares, 1983).

date	région épicentrale	int.	localités affectées au Maroc
1079	?	?	dégâts considérables et plusieurs morts au Maroc.
1276	Larache	?	aurait provoqué la destruction de la ville faisant plusieurs morts.
22-09-1522	Alméria	IX	destruction de Fès et du Peñon de la Gomera; dégâts à Tétouan.
11-05-1624	Fès	IX	aurait détruit complètement Fès, Meknès et Taza. Le fort du Peñon de la Gomera fut endommagé.
1719	?	?	aurait détruit une partie de Marrakech et fut ressenti à Fès.
27-12-1722	Atlantique	X	grands dégâts sur toute la côte ouest marocaine.
1731	Atlantique?	VIII	destruction d'une partie d'Agadir.
01-11-1755	Atlantique	X	plusieurs milliers de morts et dégâts considérables dans toute la moitie nord du Maroc.
12-04-1777	Atlantique	VIII	aurait détruit prèsque complètement Tanger.
31-08-1792	Melilla	VIII	destruction de plusieurs édifices dans la ville.

En plus de la concentration humaine s'ajoute la concentration industrielle: centrales thermiques et nucléaires, usines chimiques, stocks de déchets toxiques, barrages, etc...Quelle serait l'ampleur des dégâts en cas d'un tremblement de terre?

A l'état actuel de nos connaissances, il est encore impossible de prévoir les séismes d'une manière satisfaisante. La masse de données que nécessite la prévision (c'est à dire prévoir la date, le lieu et l'intensité) n'est toujours pas disponible (Fig. 4). Mais, on peut y remédier en prenant des mesures appropriées pour limiter les pertes en vies humaines et les dégâts matériels que provoquent les tremblements de terre.

Il s'avère donc nécessaire, faute de pouvoir prévoir les séismes, de renforcer les mesures de protection contre les tremblements de terre par la délimitation des zones sujettes aux séismes (zonage sismique) et par l'évaluation du danger sismique dans ces zones. Le résultat de ce travail est l'établissement de cartes d'aléa sismique. Pour ceci, il faut pouvoir estimer les paramètres des trois principaux éléments:

1- ceux concernant la source, c'est à dire la détermination du lieu où le séisme pourrait se produire et sa magnitude probable.

2- ceux concernant les effets de propagation des ondes sismiques en établissant des lois d'atténuation de l'intensité avec la distance épicentrale.

3- ceux concernant les effets locaux à la surface du sol en tenant compte de la structure du sous sol et de la topographie du terrain.

Pour déterminer les sources potentielles, il est nécessaire de disposer de données représentatives de la tectonique d'une région. Il faut également disposer de catalogues sismologiques aussi complets que possible en incluant la sismicité historique, car la sismicité instrumentale ne couvre qu'une période d'observation assez courte.

Les données sismologiques doivent être homogénéisées en unifiant les échelles de l'intensité et de la magnitude et en précisant les marges d'incertitude des différents paramètres.

L'exploitation des catalogues sismologiques permet d'évaluer la magnitude (ou l'intensité) maximale probable du séisme caractéristique en incluant les données de la sismotectonique.

Les effets de la propagation sont déduits essentiellement des données macrosismiques en calculant les lois de décroissance de l'intensité en fonction de la distance.

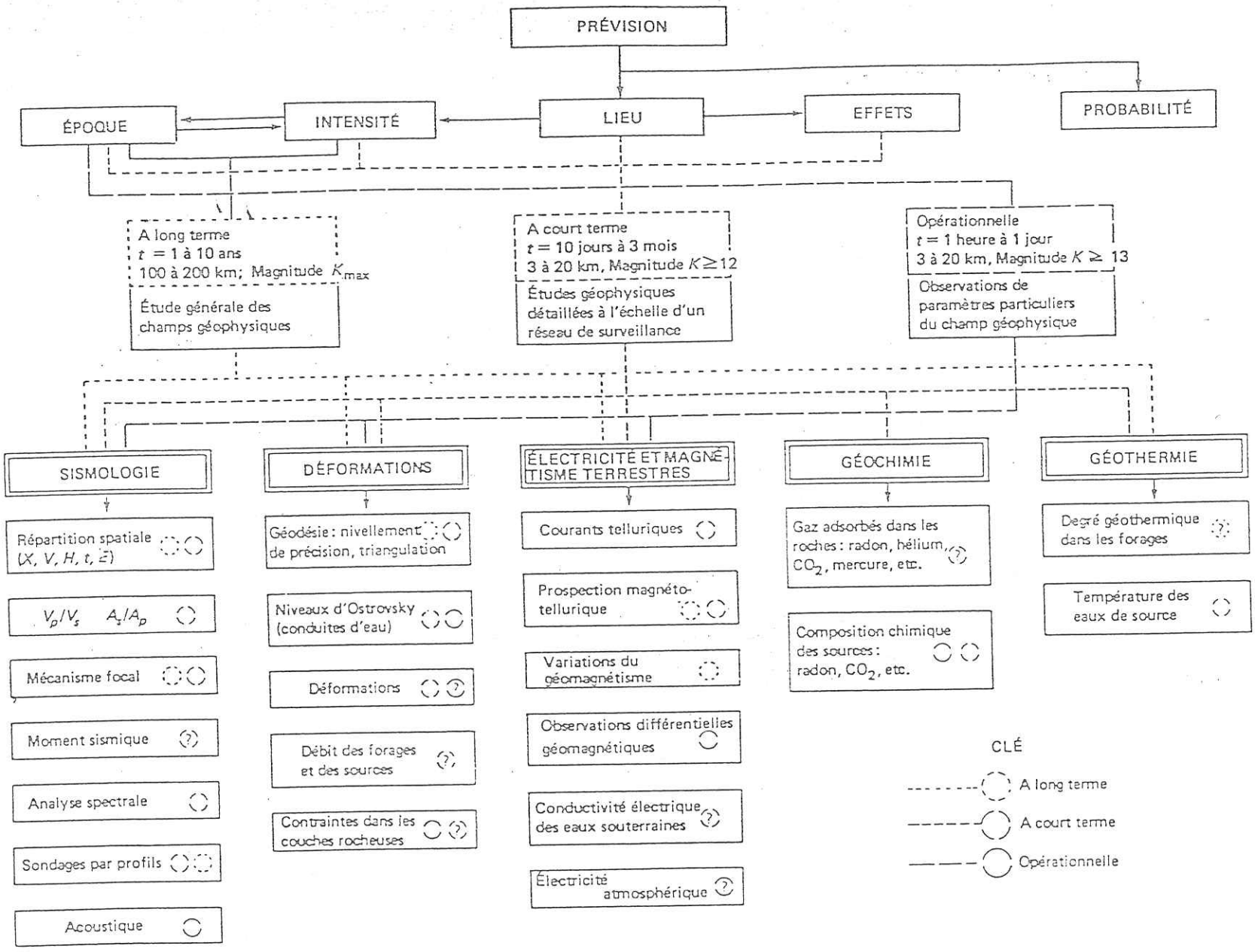


Figure 4: Principales données nécessaires à la prévision sismique. Les magnitudes sont exprimées en classes k, en usage en URSS, par exemple: k=10 ≡ M=3.3; k=12 ≡ M=4.4; etc. (Savarensky et Nersesov, 1980).

OBJECTIF DE CE TRAVAIL

L'objectif que nous avons essayé d'atteindre dans le cadre de cette thèse est l'évaluation de l'"aléa sismique" au Maroc par l'application des différentes étapes décrites précédemment.

La première partie de ce travail a consisté en l'élaboration d'un fichier informatisé (chapitre I) de la sismicité de la région comprise entre 21°N-38°N et 0°W-20°W à partir du début de ce siècle.

Un peu plus de quatre mille six cent événements ont été recensés, faisant l'objet d'une révision complète, 34% des événements ont été relocalisés.

Nous avons effectué un nouveau dépouillement des questionnaires archivés au D.P.G., ce qui nous a permis de traçer une vingtaine de cartes macrosismiques des séismes largement ressentis.

Nous avons essayé d'utiliser ce fichier pour calculer l'aléa sismique à l'aide du programme de calcul EQRISK développé par McGuire (première partie: chapitre II). Les résultats obtenus sont donnés sous forme de cartes des valeurs d'intensités susceptibles d'être ressenties pour les deux valeurs de probabilité annuelle: 0.01 et 0.005.

Dans le premier chapitre de la deuxième partie de cette thèse, nous avons procédé à une révision complète des données macrosismiques et instrumentales du séisme d'Agadir, ce qui nous a permis de dresser une nouvelle carte macrosismique et de mieux préciser le mécanisme au foyer. Une étude de l'effet de site a été effectuée pour mettre en évidence l'influence des couches sédimentaires, sous la ville d'Agadir, sur les constructions pendant le tremblement de terre.

Au dernier chapitre, de la deuxième partie, une étude sismotectonique détaillée a été réalisée dans la province d'Al Hoceima dans le cadre de l'Action Integrée 359/88. Cette région est l'une des plus sismiques au Maroc, de nombreuses secousses y sont ressenties chaque année. Une compagne de microsismicité a été effectuée à proximité de l'accident de Nekor. Un réseau, composé de 16 stations sismiques portables et de 9 stations numériques à 3 composantes télécommandées, a été installé pour une durée de cinq semaines.

L'objectif de cette expérience était de localiser précisément la sismicité, de calculer des mécanismes à la source, d'entreprendre une étude du mouvement du sol en réponse à une sollicitation sismique.

PREMIERE PARTIE

PREMIER CHAPITRE

FICHIER DES SEISMES DU MAROC ET DES REGIONS LIMITROPHES

I- APERCU SUR LES TRAVAUX PRECEDENTS

Ce n'est qu'au début du vingtième siècle que l'on a commencé à avoir des renseignements scientifiques sur les séismes au Maroc. En 1906, Montessus de Ballore avait signalé que le Maroc, comme les autres pays de l'Afrique du Nord et l'Espagne, était exposé aux séismes.

A partir de 1913, les renseignements sur les tremblements de terre ont commencé à présenter quelque continuité (presse, postes météorologiques, etc...).

Dès 1929, l'Institut Scientifique (I.S.) (à l'époque Institut Scientifique Chérifien) avait commencé à envoyer des renseignements macrosismiques au Bureau Central Séismologique Français.

Ce n'est qu'en 1932 que des enquêtes macrosismiques pour tout le Maroc ont été organisées par le Département de Physique du Globe (D.P.G.) (à l'époque Service de Physique du Globe et de Météorologie) grâce au réseau d'observateurs météorologiques et aux enquêtes par questionnaires.

Ce n'est qu'en 1937 que la première station sismographique fut installée au Maroc à l'observatoire d'Ibn Rochd (Averroës) de l'I.S.; la deuxième station n'a vu le jour qu'en 1964 à l'observatoire d'Ifrane. Dans ces conditions, un nombre important de secousses (78 jusqu'à 1937) ressenties au Maroc, excepté quelques séismes majeurs, n'a pu être enregistré par le réseau espagnol mis en place au début de ce siècle en raison de la faible sensibilité des appareils à cette époque.

Le développement assez important du réseau sismographique national, où le nombre de stations est passé de deux en 1964 à quatorze en 1981 (Tab. I-1), a permis d'améliorer sensiblement la localisation instrumentale des épicentres (Fig. I-1). On estime l'incertitude sur la position d'un épicentre à 10 km à l'intérieur du réseau et à 15 km à l'extérieur (Frogneux, 1980).

II- ELABORATION D'UN FICHIER DE SEISMES

Comme nous l'avons signalé précédemment, pour la prévention comme pour la prévision, nous avons besoin tout d'abord de constituer un fichier de séismes aussi complet que possible.

Nous avons été contraint de débuter ce travail de 1901, car nous estimons ce n'est qu'à partir de cette date seulement que les données sont complètes et fiables.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Tableau I-1: Stations du réseau sismographique marocain.

Station	Code	Coordonnées Lat N	Long W	Mise en service	Fermée en
Observatoire d'Averroës	AVE	33.298	7.413	1937	
Observatoire d'Ifrane	IFR	33.517	5.127	1964	
Rabat-Institut	RBA	34.009	6.841	1966	
Rabat-Zaër	RBZ	33.929	6.840	1968	1975
Taforalt	TAF	34.824	2.424	1971	
Observatoire de Tiouine	TIO	30.927	7.262	1972	
Machra Klila	MKL	34.664	2.988	1972	1977
Barrage Y. ben Tachfine	YBT	29.846	9.498	1972	
Barrage Hassan Addakhil	HAD	31.995	4.455	1973	
Barrage Nakhla	NKM	35.448	5.410	1973	
Barrage Mansour Ad-Dahbi	BME	30.916	6.760	1975	
Barrage M. ben Abdellah	BMB	33.930	6.750	1978	1983
Barrage Idriss 1er	IDR	34.082	4.750	1979	1985
Barrage O. el Makhazine	BMK	34.941	5.843	1979	
Barrage Aït Ouarda	AIT	32.110	6.511	1980	1982
Barrage Ibn Battouta	BBT	35.643	5.734	1981	1986

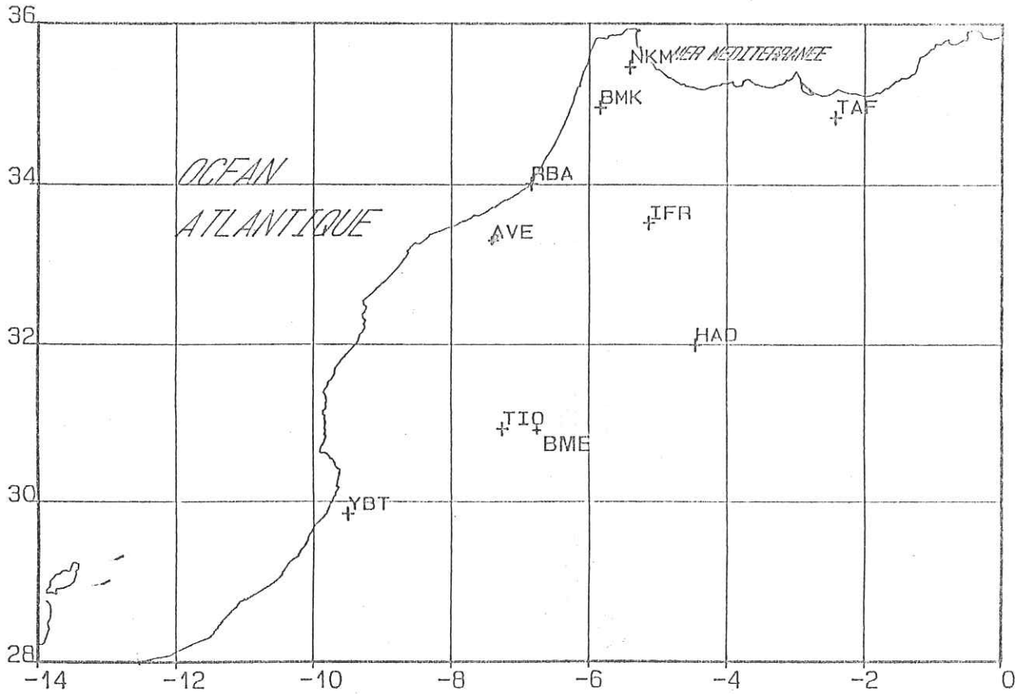


Figure I-1: Emplacement des stations du réseau sismographique national.

Pour établir ce fichier, baptisé "ZALAZIL" (séismes), nous avons consulté tous les documents et catalogues relatifs à la sismicité du Maroc dont la liste détaillée est donnée dans la bibliographie du catalogue publié séparement (Cherkaoui, 1988).

II-1 SOURCE DES DONNEES

Nos principales sources de renseignements pour élaborer ce fichier et pour définir les caractéristiques des séismes (date, coordonnées, intensité, etc.) sont de deux sortes: les documents de base comprenant catalogues, notes, questionnaires, rapports des autorités locales, etc. et les bulletins sismologiques.

II-1-1 les documents de base

Les principaux catalogues et publications consultés sont les suivants:

A. Hée (1932): "La séismicité dans l'Afrique du Nord de 1911 à 1931". C'est l'une des premières listes publiées sur les séismes ressentis au Maroc en précisant: la date, l'heure, les localités affectées, l'intensité et parfois les coordonnées macrosismiques de l'épicentre.

J. Galbis Rodriguez (1932, 1940): C'est un important catalogue, publié en deux volumes, sur la sismicité ancienne et récente de la région ibéro-maghrébine. Il donne des précisions importantes sur l'ampleur des dégâts provoqués par les tremblements de terre. Des cartes macrosismiques accompagnent parfois le texte.

G. Roux (1934): C'est l'un des premiers catalogues traitant de la sismicité ancienne et récente (jusqu'à 1933) du Maroc. Roux a été guidé dans son travail par le catalogue de Galbis en y apportant des précisions relevées dans quelques documents arabes qu'il avait consultés.

J.M. Munuera (1963): Il s'est basé essentiellement sur le catalogue de Galbis mais en précisant les coordonnées des épicentres et en calculant les magnitudes à partir des formules empiriques.

J. Duvergé (1969): Ce catalogue comprend 360 événements survenus entre 1919 et 1967 dans la région comprise entre 0° - 14°W et 28°N - 37°N. De nombreux épicentres ont été redéterminés, en particulier tous ceux de l'I.S.S., plusieurs déterminations espagnols et quelques déterminations macrosismiques. Deux cartes d'épicentres accompagnent le catalogue.

V. Kárník (1969): Dans ce catalogue, les coordonnées des épicentres et les magnitudes sont calculées soient instrumentalement soient par des méthodes macrosismiques à partir des relations établies pour différentes régions de l'Europe et du bassin méditerranien. Une colonne indique la qualité de la détermination du séisme.

D. Ben Sari (1978): Un peu plus de 810 événements de magnitude ≥ 4. ont été recensés entre 1901 et 1975. Les magnitudes sont souvent macrosismiques déterminées par Munuera (1963) ou Kárník (1969).

D. Hatzfeld (1978): Toutes les déterminations ont été calculées en utilisant le programme informatique HYPO 71. Les localisations sont améliorées avec l'extention du réseau marocain. Le catalogue précise également les incertitudes sur la position de l'épicentre et sur la profondeur du foyer.

M. Frogneux (1980): Ce fichier complète le précédent. Les magnitudes sont calculées à partir de la durée du signal.

J. Mezcua et M. Solares (1983): Ce fichier nous a servi essentiellement pour la sismicité de la péninsule ibérique dont les séismes ont fait l'objet d'une révision complète.

Nous avons consulté également:

les notes annuelles publiées par Debrach dans les "Annales du Service de Physique du Globe et de Météorologie" de l'I.S.C. sur "les tremblements de terre au Maroc" ressentis entre 1933 et 1949;

les "Chroniques séismologiques" de Rothé publiées dans la "Revue pour l'étude des calamités" devenue à partir de 1964 la "Revue de l'Union Internationale des Secours".

Dans le tableau I-2, nous donnons, à titre indicatif, la liste des différents catalogues consultés pour l'élaboration du fichier "ZALAZIL".

Ce travail a été complété par une révision complète des archives du D.P.G.: bulletins macrosismiques de ce département, questionnaires, presse, lettres manuscrites et rapports des autorités locales. Ceci a révélé qu'un nombre non négligeable de séismes (67 événements "repêchés" entre 1940 et 1960) n'était pas mentionné dans les "Annales du Service de Physique du Globe et de Météorologie" ni dans les différentes listes sismologiques publiées.

Nous lisons par exemple dans les Annales des années quarante qu'aucune secousse n'a été signalée en 1940, 1942 et 1943. A partir de 1950 aucun séisme n'a été signalé par le S.P.G.M., sauf quelques notes publiées par Debrach (1950; 1954a et 1954b) relatives aux séismes du 10/05/1950 et du 29/03/1954.

Tableau I-2: Principaux catalogues consultés.

Référence	Zone étudiée	Période
* Galbis Rodriguez (1932, 1940)	25°N-45°N et 5°E-20°W	1901-1933
Gutenberg et Richter (1954)	le Monde	1904-1946
Rothé (1960)	Méditerranée	1917-1958
* Munuera (1963)	35°N-44°N et 5°E-10°W	1901-1960
Anonyme (S.P.G.M.) (1967)	28°N-37°N et 0°W-15°W	1900-1966
Rothé (1969)	le Monde	1954-1965
Kárník (1969)	Europe et pays méditér.	1901-1955
Duvergé (1969)	28°N-37°N et 0°W-14°W	1919-1967
Ben Sari (1978)	28°N-38°N et 0°W-19°W	1901-1975
Hatzfeld (1978)	30°N-40°N et 4°E-12°W	1972-1975
Frogneux (1980)	30°N-42°N et 6°E-14°W	1972-1978
* Mezcua et M. Solares (1983)	Ibéro-maghrébine	1901-1980

Les catalogues précédés d'un astérix traitent aussi la période antérieure à 1901.

II-1-2 Bulletins sismologiques

Le dépouillement des bulletins sismologiques a servi à relocaliser un nombre important de séismes (34% du nombre total). Les bulletins utilisés sont ceux:

- du Maroc et des trois pays voisins: Algérie, Espagne et Portugal. Les données brutes des stations sismographiques sont publiées dans les bulletins nationaux ou internationaux.

- des centres internationaux: B.C.I.S. (1954-1977), I.S.S. (1911-1963), I.S.C. (1964-1986) et U.S.G.S. (1940-1986).

III- CARACTERISTIQUES DU FICHIER INFORMATIQUE "ZALAZIL"

III-1 LIMITES DE L'ETUDE

Les limites géographiques de l'étude (21°N-38°N et 0°W-20°W) ont été étendues hors du Maroc, d'une part, pour faciliter le raccord avec les études analogues des pays voisins, et d'autre part, pour tenir compte des violents séismes atlantiques qui affectent la côte ouest du Maroc.

Nous avons recensé tous les séismes ayant eu lieu au Maroc, même si leur intensité est faible ou inconnue ou s'ils n'ont été enregistrés par aucune station. Pour les pays limitrophes, nous avons inclus tous les séismes dont l'intensité est supérieure ou égale à III (MSK), ou dont la magnitude est supérieure ou égale à 3.0 ou ceux enregistrés par au moins trois stations.

III-2 STRUCTURE DU FICHIER "ZALAZIL"

Les quelques quatre mille six cents séismes recensés ont été stockés sur disquettes pour faciliter leur utilisation et leur traitement. Chaque séisme est représenté par les paramètres suivants.

NO: numéro d'ordre dans le fichier général.

AN MS JR: année, mois et jour.

HR-MN-SEC: heure origine (heure, minute seconde et dixièmes de seconde) en temps universel (T.U.), calculée par l'organisme ou l'auteur cité en référence. Il arrive que la précision sur l'heure origine ne permette pas de donner les dixièmes de seconde, elle sera alors exprimée à la seconde ronde.

HR-MN-SEC.+: il arrive aussi qu'un séisme ne soit enregistré que par une seule station, l'heure indiquée est celle d'arrivée à cette station.

HR-MN-**.*/HR-**-**.*: pour les séismes macrosismiques, l'heure est donnée soit à la minute ronde et les secondes sont remplacées par (*), soit à l'heure ronde, les minutes et les secondes sont remplacées par (*).

LAT N/LONG W: latitude nord et longitude ouest, exprimées en degrés et millièmes de degré; dans le cas des séismes enregistrés par peu de stations ou séismes macrosismiques, la précision est alors limités aux dixièmes de degré. Lorsque les coordonnées sont calculées en degrés et minutes par certains organismes (cas de la S.S.I.S.), nous les avons converties en degrés et millièmes de degré.

PROF.: profondeur du foyer, exprimée en km; la valeur zéro signifie une profondeur indéterminée.

ERH/ERZ: erreur standard, exprimée en km, sur la position de l'épicentre et sur la profondeur du foyer.

RMS: résidu quadratique moyen, en secondes et dixièmes de seconde.

NS: nombre de stations dont les données ont servi au calcul. Pour certains organismes (S.S.I.S.), c'est le nombre de phases qui est indiqué. La valeur 99 indique un nombre supérieur ou égale à 100.

REF.: organisme ou auteur ayant calculé les coordonnées de l'épicentre.

MAG: magnitude, calculée à partir de la durée du signal.

IM: intensité maximale ressentie sur l'échelle M.S.K.; elle ne correspond pas nécessairement à l'intensité épicentrale. Pour les séismes ayant leur foyer en mer c'est l'intensité maximale ressentie à terre qui est indiquée.

C: carte macrosismique.

REGION EPICENTRALE: région géographique où s'est produit le séisme. Pour les séismes ressentis, elle correspond à la localité d'intensité maximale. Pour les séismes ayant leur foyer en mer, le nom de la localité est donné dans la colonne "REMARQUES".

REMARQUES: commentaire éventuel comprenant les données macrosismiques et/ou instrumentales complémentaires des différents auteurs et organismes.

III-3 PRECISION DES DONNEES

III-3-1 Séismes historiques

Le seul moyen permettant de localiser l'épicentre d'un séisme historique c'est les données macrosismiques; si celles-ci sont abondantes, on peut espérer avoir une bonne détermination de l'épicentre, dans les cas favorables l'incertitude peut être inférieure à 5 km (Godefroy et Levret, 1985).

L'épicentre macrosismique doit être, théoriquement, confondu avec les coordonnées du barycentre de l'aire pleistoséiste. Les données macrosismiques permettent également l'évaluation de la profondeur macrosismique en utilisant différentes relations empiriques liant l'intensité épicentrale (ou les intensités ponctuelles) à la profondeur du foyer.

Dans le cas où les données macrosismiques sont insuffisantes, c'est à dire qu'il n'a pas été possible de tracer de cartes des isoséistes, les coordonnées de l'épicentre seraient celles de la localité où l'intensité maximale a été ressentie.

Dans le cas du Maroc, nous avons essayé d'appliquer ces définitions pour la détermination des épicentres macrosismiques en exploitant les données macrosismiques que nous avons révisé entièrement. Ces données ont servi également pour l'évaluation de la profondeur macrosismique d'un certain nombre de séismes en appliquant la relation de Sponheuer-Kovesligethy (première partie; chapitre II).

III-3-2 Séismes instrumentaux

a) Coordonnées des épicentres

Pour chaque séisme, nous avons établi une fiche rassemblant tous les renseignements disponibles: données macrosismiques, instrumentales, presse, questionnaires, lettres, etc...

Pour la détermination des coordonnées, nous avons procédé comme suit:

a-a) Pour le Maroc et l'extrême Ouest de l'Algérie, nous avons effectué une révision complète des données et une relocalisation de tous les séismes ayant eu lieu entre les latitudes 21°N-36°N et les longitudes 0°W-11°W.

Le traitement de ces séismes a été effectué en utilisant le programme de calcul HYPO71 et le modèle de vitesse proposé par Frogneux (1980). Si les données sont insuffisantes et/ou peu précises, surtout pour la période antérieure à 1964, les séismes ont été relocalisés en utilisant les tables de propagation de Jeffreys-Bullen. Quand les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants, un choix parmi les différentes solutions proposées par les auteurs et les organismes internationaux a été effectué en se référant au nombre de stations utilisées, à la proximité de celles-ci de l'épicentre et à la précision sur la localisation en controlant les différents paramètres: ERH, ERZ et RMS.

a-b) Pour le Sud de la péninsule ibérique, (zone comprise entre les latitudes 36°N-38°N et les longitudes 0°W-10°W), nous avons conservé les localisations de la S.S.I.S. (Mezcua et Martinez Solares, 1983). Quand les solutions proposées ne sont pas satisfaisantes (grandes incertitudes sur ERH, ERZ et RMS) ou représentent de grands écarts avec les localisations des centres mondiaux, nous avons repris les calculs.

a-c) Pour l'Atlantique, les localisations proposées par les centres mondiaux et les auteurs sont confrontées entre elles et le choix se fait en appliquant la même méthode définie à l'alinéa a-a.

b) Détermination de la profondeur

La détermination de la profondeur d'un séisme reste le paramètre le plus difficile à calculer avec une précision satisfaisante. Une bonne détermination de la profondeur nécessite que la distance à la station la plus proche soit du même ordre que la profondeur du foyer; il est pratiquement impossible au Maroc de remplir cette condition du moins pour le moment, car la majeur partie des séismes marocains est superficielle (moins de 33 km).

L'utilisation du programme de calcul HYPO71 nous a permis d'avoir des résultats satisfaisants lorsqu'une station au moins se trouve proche de l'épicentre. Dans le cas contraire ou quand le nombre de stations est insuffisant, nous avons effectué des itérations successives pour différentes profondeurs, de 0 km à 40 km avec un pas de 5 km, et nous avons gardé la solution qui conduit aux résidus les plus petits (Massinon, 1979).

c) Détermination de la magnitude

En général, la magnitude indiquée dans le fichier pour chaque séisme est celle calculée par l'organisme ou l'auteur donné dans la colonne REF. Toutefois, si l'un des deux centres internationaux, U.S.G.S. ou I.S.C., lui donne une valeur, nous retenons plutôt celle-ci.

La magnitude déterminée par ces deux centres internationaux est celle calculée sur les ondes de volume (mb); c'est une moyenne pondérée des magnitudes déterminées par les stations ayant enregistré le séisme.

Pour rechercher le degré de concordance entre les magnitudes calculées par l'U.S.G.S. et l'I.S.C., nous avons établi une corrélation entre les valeurs calculées par ces deux centres mondiaux pour 95 séismes (Fig. I-2).

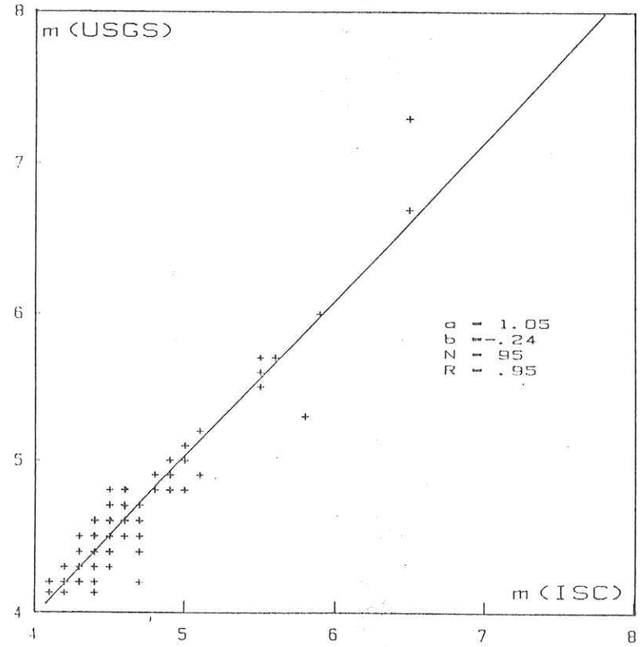


Figure I-2: Droite de correspondance entre magnitude ISC et magnitude USGS. R est le coefficient de correlation.

La relation suivante, établie ainsi pour la zone de notre étude, montre la faible différence entre les deux magnitudes.

$$m(USGS) = 1.055 \times m(ISC) - 0.241 \qquad 95 \text{ données}$$

Le nombre de séismes pour lesquels la magnitude est calculée par les deux centres est faible; ceci nous a incité à calculer une magnitude (Md) en fonction de la durée du signal, celle-ci étant mesurée (en secondes) entre l'arrivée de la première onde et la fin de la coda.

Deux formules différentes ont été utilisées pour trois stations de référence: Averroës (AVE), Ifrane (IFR) et Tiouine (TIO). Le choix de ces trois stations est justifié par:

- la bonne qualité des enregistrements et un bruit de fond faible à AVE à très faible à IFR et TIO;

- l'emplacement de ces trois stations dans des observatoires de l'I.S. a permis un fonctionnement permanent et régulier.

Ces conditions ne sont pas toujours remplies par les autres stations du réseau installées dans les barrages.

Ces deux formules ont été établies suivant que la magnitude est inférieure ou supérieure à 4.0 (Massinon, 1979; Massinon et Vogt, 1985).

- pour $Md1 \leq 4.0$:

$$Md1 = a1 + a2 \cdot \log(\tau) + a3 \cdot d \qquad (1)$$

où:

τ: représente la durée du signal en secondes;
d: représente la distance épicentrale en kilomètres.

Les coefficients a1, a2 et a3 ont été calculés par la méthode des moindres carrés pour 55 séismes dont on connaît la magnitude locale; celle-ci est déterminée en mesurant l'amplitude maximale et la période correspondante, en passant par le calcul intermédiaire de "l'équivalence Wood-Anderson" (Frogneux, 1980):

$$Md1(AVE) = -0.73 + 1.60 \log(\tau) + 0.0021\, d$$
$$Md1(IFR) = -2.48 + 2.59 \log(\tau) + 0.0001\, d$$
$$Md1(TIO) = -1.37 + 2.06 \log(\tau) + 0.0001\, d$$

En utilisant la relation (1) pour le calcul des magnitudes des séismes forts nous avons relevé des écarts importants avec celles calculées par les deux centres: U.S.G.S. et I.S.C. L'utilisation de la formule suivante (2) paraît plus satisfaisante.

- pour Md2 > 4.0:

$$Md2 = b1 + b2 \log(\tau) + b3\ \tau^2 + b4\ d \qquad (2)$$

Pour le calcul des coefficients b1, b2, b3 et b4 nous avons utilisé les 95 séismes (Annexe 1) dont la magnitude mb est donnée par l'U.S.G.S. et l'I.S.C.; ces coefficients ont été ajustés par la méthode des moindres carrés:

$$Md2(AVE) = 3.06 + 0.33 \log(\tau) + 1.3\ 10^{-6}\ \tau^2 + 0.0008\ d$$

$$Md2(IFR) = 1.64 + 0.95 \log(\tau) + 0.6\ 10^{-6}\ \tau^2 + 0.0004\ d$$

$$Md2(TIO) = 1.07 + 1.19 \log(\tau) + 0.3\ 10^{-7}\ \tau^2 + 0.0005\ d$$

d) Evaluation de l'intensité

Différentes échelles d'intensité ont été proposées pour l'évaluation des dégâts provoqués par les tremblements de terre; nous avons choisi l'échelle de Medvedev, Sponheuer et Kárník (Medvedev et al., 1963) généralement désignée par la première lettre de leur nom: M.S.K.(1964). Celle-ci a l'avantage de tenir compte de la qualité et du type de constructions.

Pour les séismes ressentis pour lesquels on ne dispose pas de documents pour évaluer leur intensité (cas des séismes marocains ayant eu lieu avant 1956 dans l'extrême Nord du Maroc, alors sous protectorat espagnol, et des séismes algériens), les échelles d'intensité utilisées sont souvent autres que celle du M.S.K. Pour l'homogénéité du fichier, nous les avons ramenées à la même échelle (M.S.K.) en utilisant le tableau I-3 de correspondance établi par Levret et Mohammadioun (1984).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

Tableau I-3: Correspondance entre les différentes échelles d'intensité (Levret et Mohammadioun, 1984).

Rossi-Forel 1873	Mercalli 1902	Mercalli Cancani Sieberg 1917	Mercalli modifiée 1931 (Wood-Neumann)	OBS. Central Japon 1932 (Ishimoto)	Mercalli Cancani Sieberg 1942 (modifiée Rothé)	OBS. Central Japon 1951 (modifiée Kawasumi)	Geofian URSS 1953 (Medvedev)	Mercalli modifiée 1956 (Richter)	Mercalli modifiée New-Zealand 1965 (Eiby)	E.M.I. (Echelle macrosismique internationale)	Mercalli modifiée 1978 (Brazee)	MSK 1964 (Medvedev Sponheuer Karnik)
I	I	I	I	0	I	0	I	I	I	I	I	I
II	II	II	II	I	II	I	II	II	II	II	II	II
III	III	III	III	II	III	II	III	III	III	III	III	III
IV	IV	IV	IV	III	IV	III	IV	IV	IV	IV	IV	IV
V	V	V-VI	V	IV	V	IV	V	V	V	V-VI	V	V
VI	VI	VI	VI	V	VI	V	VI	VI	VI	VI	VI	VI
VII	VII	VII	VII	-	VII	-	VII	VII	VII	VII	VII	VII
VIII	VIII	VIII	VIII	V	VIII	V	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII
IX	IX	IX	IX	-	IX	-	IX	IX	IX	IX	IX	IX
-	-	X	X	-	X	VI	X	X	X	X	X	X
X	X	XI	XI	VI	XI	VII	XI	XI	XI	XI	XI	XI
-	-	XII	XII	-	XII	-	XII	XII	XII	XII	XII	XII

IV-1 CARTES DE SISMICITE

A partir des données du fichier, qui ont été complétées par deux années supplémentaires (1985-1986) traitées récemment, nous présentons successivement plusieurs cartes de sismicité pour la région de notre étude. La représentation spatiale des épicentres sont d'une grande utilité pour l'étude de la sismicité d'une région donnée.

La première carte, représente tous les séismes du fichier (4618 événements), sans aucune sélection, symbolisés par des croix (Fig. I-3).

Sur la deuxième carte, nous avons effectué un premier tri en excluant les répliques et les prémonitoires et n'avons retenu que les événements principaux . La carte que présente la figure I-4 donne la répartition spatiale des trois mille trois cent soixante treize séismes retenus. Les critères que nous avons adoptés pour la sélection de ces événements ce sont ceux qui ont été définits par Dadou (1981) et que nous exposerons plus loin (première partie; chapitre II).

Nous avons effectué ensuite un deuxième tri à partir du fichier général, et n'avons retenu que les séismes ayant été déterminés par un minimum de cinq stations, dont les incertitudes sur la localistion et sur la profondeur du foyer sont inférieures à vingt kilomètres et dont le résidu quadratique moyen (RMS) est inférieur à deux secondes. Le premier séisme répondant à ces critères n'apparaît qu'en 1923.

Les mille cent quatre vingt quatorze séismes sélectionnés sont reportés sur une troisième carte (Fig. I-5).

Grâce à ce dernier tri nous avons pu confirmer l'existence des linéaments sismiques suivants:

- la ligne Açores-Gibraltar, qui marque la limite entre les deux plaques Afrique-Eurasie, jalonnée par des séismes de magnitude supérieure à 6.;
- deux linéaments sismiques, dont le premier, pas assez net, part du SW du cap St Vincent (36°N-10.5°W) vers la chaîne de l'Atlas en traversant la Meseta marocaine et le deuxième, déjà signalé par Hatzfeld (1978); qui part du golfe de Cadix et rejoint le Rif occidental.
- un linéament sismique entre 35.5°N-3.8°W et 34.5°N-4.5°N (Hatzfeld, 1976; Frogneux, 1980) qui suit l'accident de Nekor.

En plus de ces alignements, nous distinguons plusieurs concentrations d'épicentres:

- au Sud et au Sud-Est de la péninsule ibérique entre Grenade et Malaga et entre Motril et Alméria;

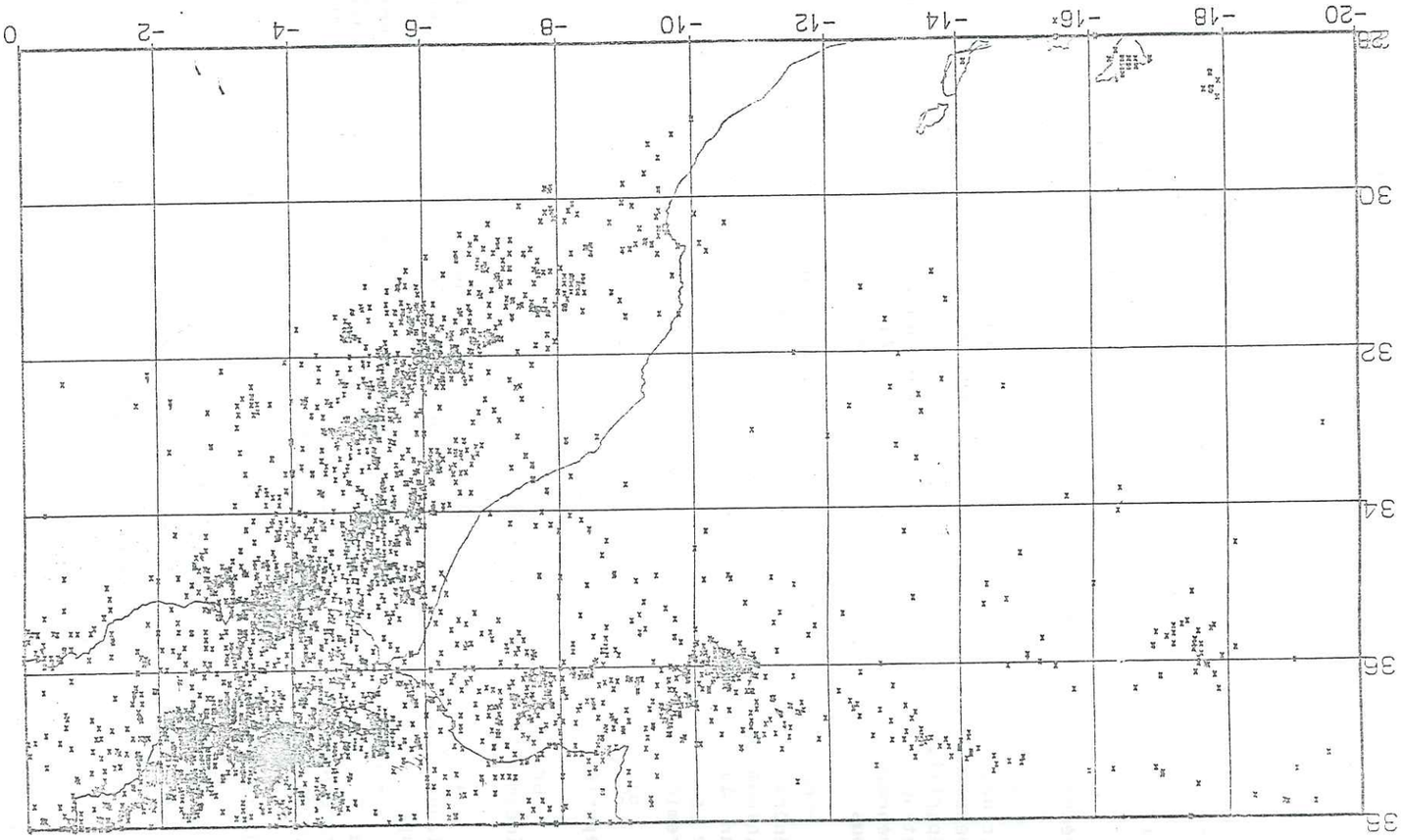


Figure I-3: Carte de sismicité pour la période 1901-1986 (4618 événements).

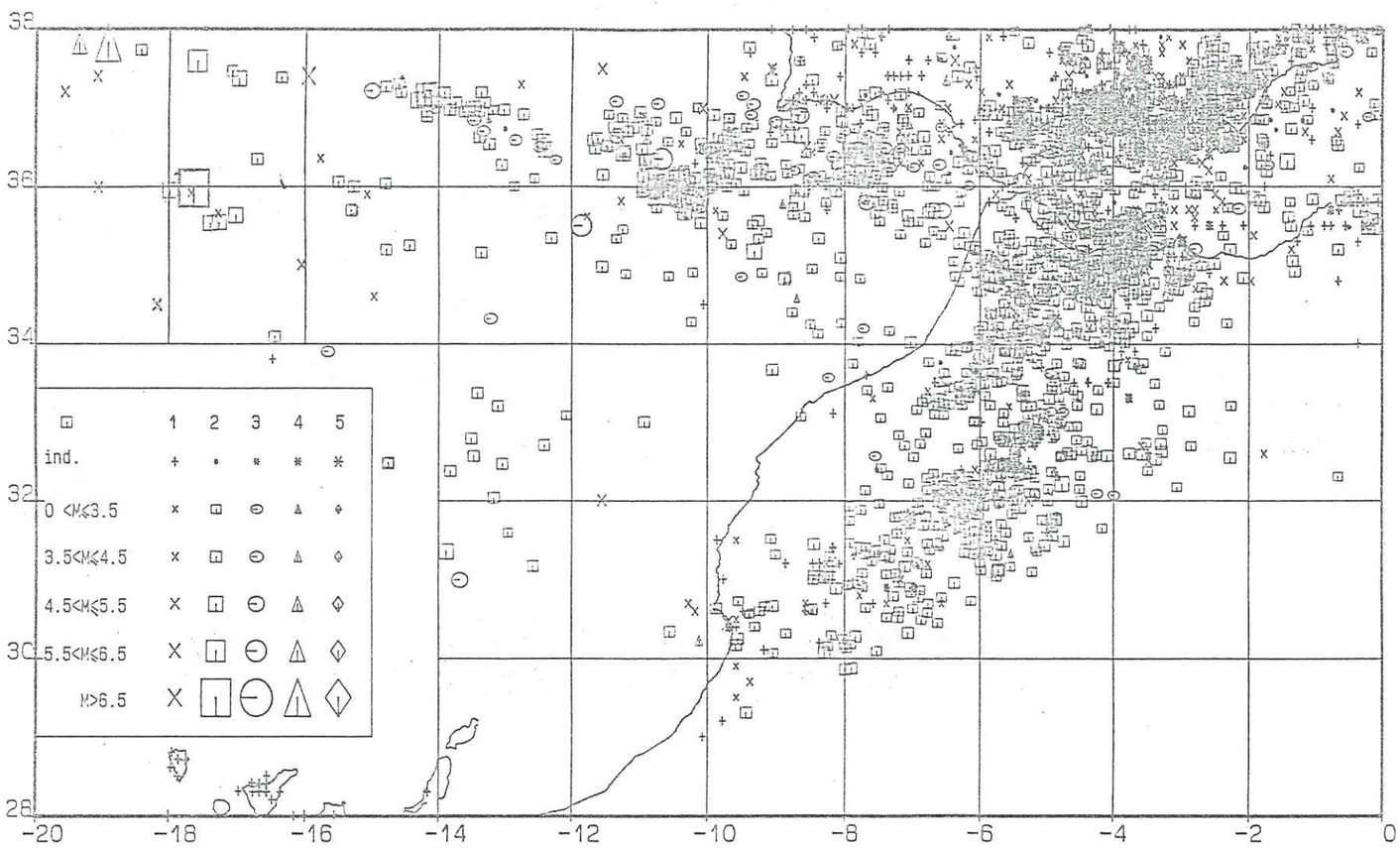


Figure I-4: Carte de sismicité pour la période 1901-1986, en excluant les répliques et les prémonitoires (3373 événements).
Dans la légende, les chiffres arabes indiquent la profondeur des foyers comme suit: 1) prof. indéterminée; 2) 0≤h≤35km; 3) 35<h≤70km; 4) 70<h≤150km; 5) h>150km.

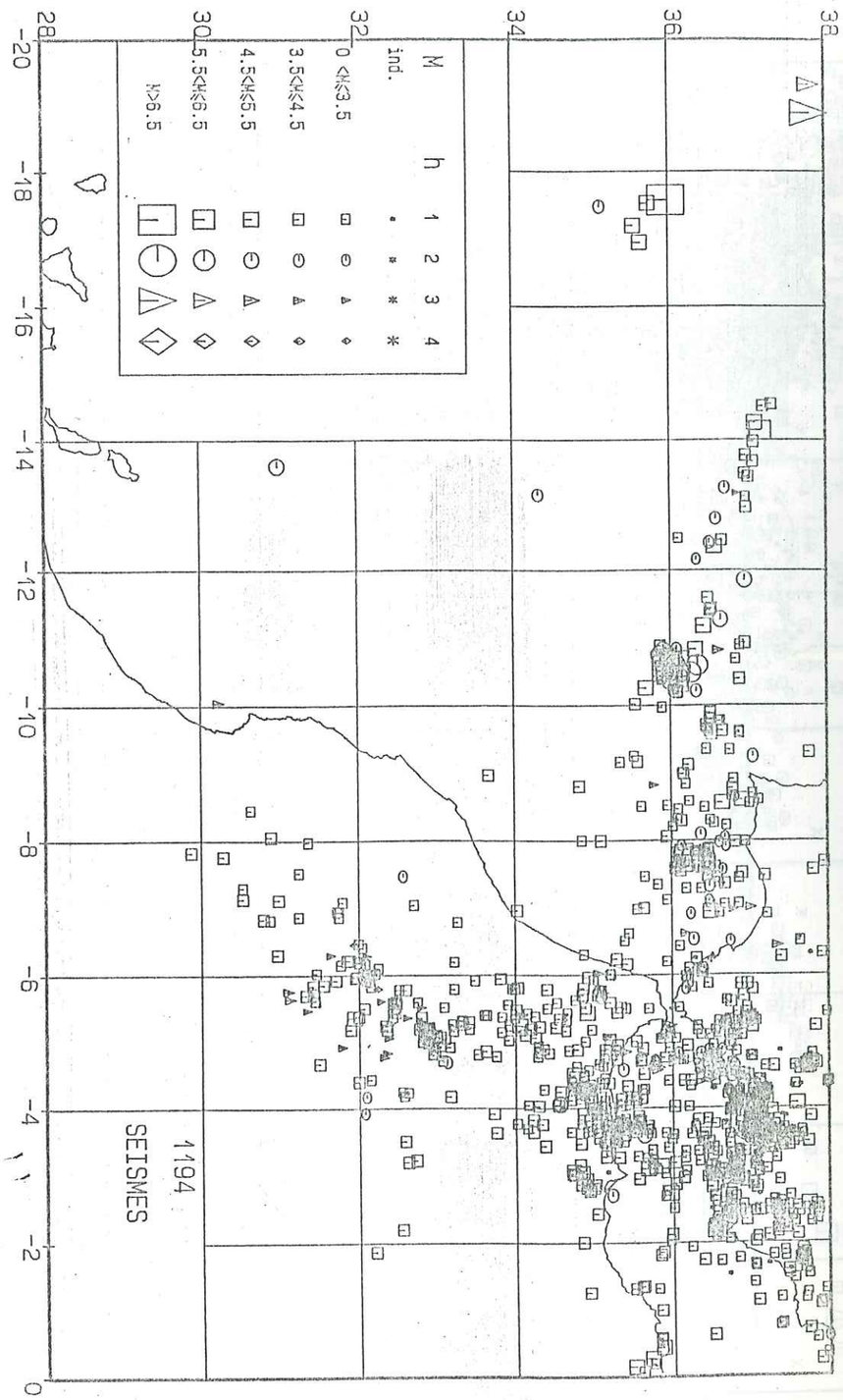


Figure I-5: Carte de sismicité pour la période 1923-1986. Ne sont représentées que les événements ayant été enregistré par un minimum de cinq stations, dont le ERH et le ERZ ≤ 20 km et dont le RMS ≤ 2 s.

Dans la légende, les chiffres arabes indiquent la profondeur des foyers comme suit: 1) 0≤h≤35km; 2) 35<h≤70km; 3) 70<h≤150km; 4) h>150km.

- dans la région comprise entre 33.8°N-34.5°N et 5°W-6°W aux environs de Fès et de Meknès;
- le long de la chaîne atlasique et en particulier au niveau d'Itzer (33°N-5°W) et de Tilougguite (32°N-6°W) qui se trouve à proximité du barrage Bine el Ouidane;
- dans la région de la basse Moulouya vers 35°N - 3°W. Le barrage Mohammed V est situé dans cette région.

IV-2 PROFONDEUR DES FOYERS

L'examen des différentes cartes précédentes révèle le caractère superficiel de la profondeur de la majeur partie des épicentres. Ainsi, sur les mille cent quatre vingt quatorze séismes les mieux localisés, mille cent trente trois se trouvent à une profondeur inférieure à soixante dix kilomètres, ce qui représente 95% environ du nombre total (Fig. I-6).

Soixante séismes seulement se trouvent situés à une profondeur supérieure à soixante dix kilomètres; ce nombre est très faible (5%) par rapport au nombre total mais, ceci est dû probablement à la faible magnitude de ces séismes ce qui ne permet pas leur détection par un nombre suffisant de stations.

Ces séismes sont répartis sur quatre zones: le golfe de Cadix, l'ouest de la mer d'Alboran, le Rif et la chaîne de l' Atlas. A signaler quelques épicentres isolés dans l'océan Atlantique et dans le Sud de la péninsule ibérique où deux séismes anormalement profonds ont été localisés à 657 km et à 636 km (Fig. I-7).

Dans le golfe de Cadix, la profondeur des foyers est comprise entre soixante dix et cent vingt kilomètres; deux séismes sur six dépassent les cent kilomètres en profondeur. La direction de l'extension maximale des séismes intermédiaires est NE-SW.

Dans la mer d'Alboran, nous avons relevé l'existence de quinze épicentres à des profondeurs supérieures à soixante dix kilomètres dont le plus profond se trouve à cent vingt six kilomètres. Quatre foyers seulement sont situés à plus de cent kilomètres de profondeur. La direction de l'extension maximale de l'ensemble des séismes est orientée légèrement Nord-Sud (Hatzfeld, 1978).

Dix huit séismes intermédiaires sont situés dans la chaîne de l'Atlas. On ne distingue pas de direction privilégiée pour leur extension maximale. Tous les foyers, sauf deux, se trouvent à des profondeurs supérieures à cent kilomètres dont deux à cent soixante cinq (31.95°N-6.45°W) et cent cinquante trois kilomètres (32.24°N-5.79°W).

Les séismes intermédiaires du Rif (six) et du Sud de la péninsule ibérique (quatre), très dispersés et peu nombreux, et dont la profondeur des foyers ne dépassent pas les cent kilomètres.

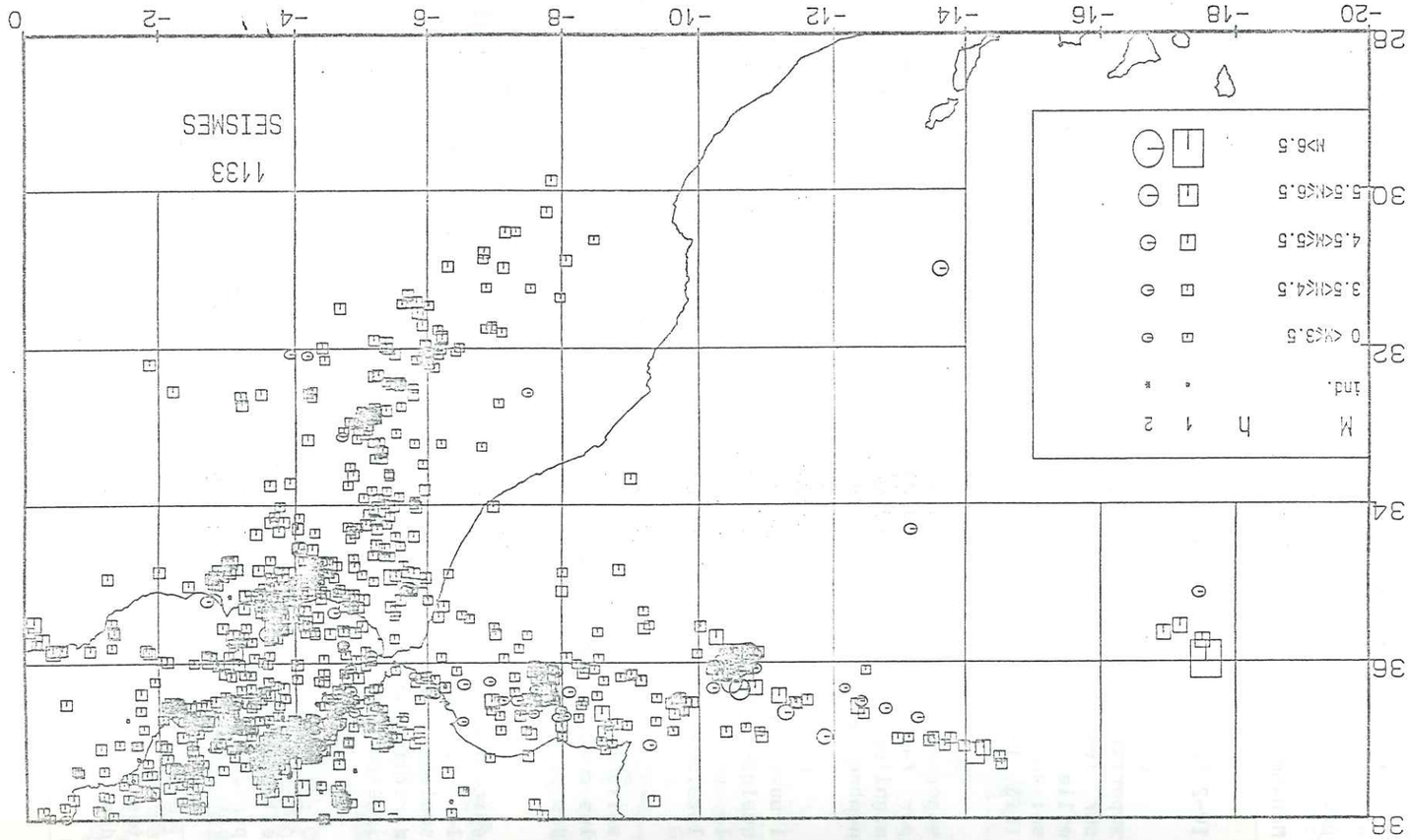


Figure I-7: Carte des épicentres ayant une profondeur supérieure à 70km. Dans la légende, les chiffres arabes indiquent la profondeur des foyers comme suit: 1) 70<h≤150km; 2) h>150km.

Figure I-6: Carte montrant le caractère superficiel des foyers; 95% des séismes ont une profondeur inférieure à 70km.
Dans la légende, les chiffres arabes indiquent la profondeur des foyers comme suit: 1) 0≤h≤35km; 2) 35<h≤70km.

IV-3 RELATIONS DE CORRELATION ENTRE LES DONNEES MACROSISMIQUES ET INSTRUMENTALES

Les données de la sismicité instrumentale sont insuffisantes, car la durée d'observation est très courte, pour décrire la sismicité d'une région donnée. On fait souvent appel aux données de la sismicité historique comme il a été fait en Chine, en France, en Italie, etc...et ceci commence à donner des résultats encourageants.

Ces recherches, menées conjointement par des sismologues, des historiens, des chroniqueurs et mêmes des archéologues, ont permis de préciser les effets d'un nombre assez important de tremblements de terre historiques, de dresser des cartes macrosismiques et d'élaborer des catalogues sismologiques. Il est donc important d'établir des relations entre données macrosismiques et données instrumentales pour pouvoir "quantifier" et exploiter les séismes historiques.

Dans le cas du Maroc, peu de relations sont établies. Kárník (1969) avait proposé deux relations liant la magnitude à l'intensité épicentrale. La première (a), applicable dans l'extrême nord du Maroc et dans le SE de l'Espagne, a été établie à partir de 67 observations, dont la majorité en Espagne, pour des intensités comprises entre VI et VIII. La deuxième (b), applicable dans le reste du Maroc, a été établie à partir de 62 observations pour des intensités comprises entre V et IX.

$$M = 0.67\ Io + 0.15 \qquad (a)$$

$$M = 0.37\ Io + 2.7 \qquad (b)$$

L'élaboration du nouveau fichier a permis de rajouter de nouvelles données et d'améliorer l'ajustement des paramètres calculés. Nous avons donc sélectionné tous les événements ayant été ressentis et localisés au Maroc et pour lesquels nous disposons des valeurs de magnitude, d'intensité et de profondeur. 187 événements ont été recensés avec des intensités comprises entre IV et X et des profondeurs comprises entre 0 et 40 km, les séismes d'intensités inférieures ont été écartés.

IV-2-1 Relations entre la magnitude et l'intensité épicentrale

La relation la plus utilisée liant la magnitude à l'intensité épicentrale, et qu'on trouve souvent dans la littérature (voir par exemple Kárník, 1969), est de la forme:

$$M = a\ Io + b$$

où M est la magnitude, Io est l'intensité épicentrale et a et b sont les deux coefficients à ajuster par la méthode des moindres carrés.

Différents cas ont été discutés:

a) pour $IV \leq Io \leq X$:

$$M = 0.430\ Io + 1.706 \pm 0.652 \qquad (1)$$

b) pour $V \leq Io \leq X$:

$$M = 0.578\ Io + 0.849 \pm 0.646 \qquad (2)$$

Nous avons écarté la valeur du séisme d'Agadir (Io=X) pour voir quelle est son influence sur la relation car il n'existe pas de valeurs pour Io = VIII et IX.

c) pour $IV \leq Io \leq VII$ (sans Agadir):

$$M = 0.435\ Io + 1.685 \pm 0.653 \qquad (3)$$

d) pour $V \leq Io \leq VII$ (sans Agadir):

$$M = 0.660\ Io + 0.412 \pm 0.643 \qquad (4)$$

IV-2-2 Relations entre la magnitude, l'intensité épicentrale et la profondeur

La relation la plus utilisée liant ces trois paramètres est de la forme suivante:

$$M = d\ Io + e \log(h) + f$$

où M est la magnitude, Io est l'intensité épicentrale, h est la profondeur du foyer et d, e et f sont des coefficients à déterminer par la méthode des moindres carrés. Deux relations ont été établies:

a) pour $IV \leq Io \leq X$:

$$M = 0.372\ Io + 0.338 \log(h) + 1.862 \pm 0.557 \qquad (5)$$

b) pour $V \leq Io \leq X$:

$$M = 0.716\ Io + 0.517 \log(h) - 0.207 \pm 0.538 \qquad (6)$$

Les droites de corrélation des six relations précédentes sont représentées par la figure I-8 (A et B).

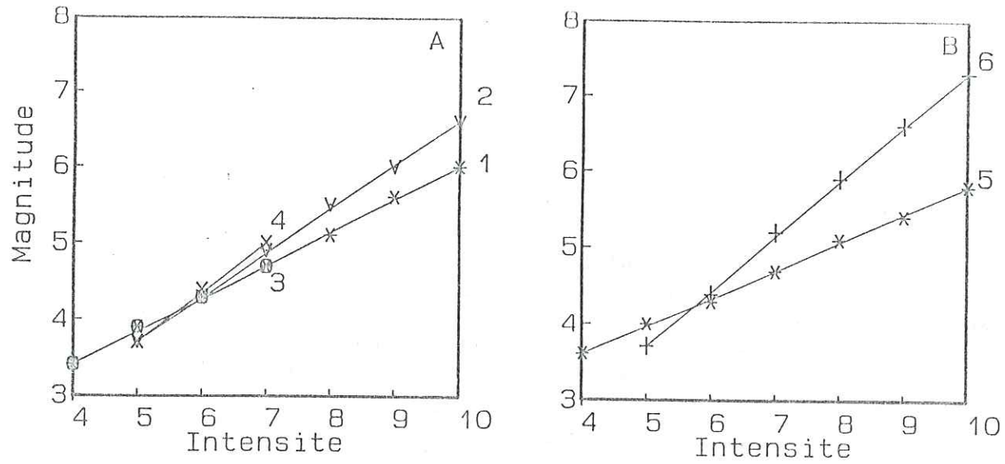


Figure I-8: A) Droites de correspondance magnitude-intensité épicentrale en utilisant les relations de 1 à 4.
B) Droites de cerrespondance magnitude-intensité épicentrale et profondeur en utilisant les relations 5 et 6. Ici h=5km.

Tableau III: Valeurs de la magnitude en fonction de l'intensité en utilisant les relations de 1 à 6.

Relation	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	σ(M)	N
1: IV≤Io≤X	3.4	3.9	4.3	4.7	5.1	5.6	6.0	0.652	187
2: V≤Io≤X		3.7	4.3	4.9	5.5	6.0	6.6	0.646	100
sans Agadir 3:IV≤Io≤VII	3.4	3.9	4.3	4.7				0.653	186
4: V≤Io≤VII		3.7	4.4	5.0				0.643	99
h=5km 5: IV≤Io≤X	3.6	4.0	4.3	4.7	5.1	5.4	5.8	0.557	101
6: V≤Io≤X		3.7	4.4	5.2	5.9	6.6	7.3	0.538	56
Kárník M=.37Io+2.7	4.2	4.5	4.9	5.3	5.7	6.0			62
M=.67Io+.15			4.2	4.8	5.5	6.2	6.8		67

IV-3 ETABLISSEMENT DE CARTES D'INTENSITES MAXIMALES RESSENTIES

IV-3-1 Aperçu sur les travaux précédents

Les données macrosismiques receuillies sur le terrain lors des tremblements de terre violents ou destructeurs sont d'une grande importance pour l'évaluation de l'aléa sismique.

L'observation instrumentale des séismes est récente alors que la période de retour des événements majeurs peut dépasser quelques siècles. Par conséquent, l'évaluation de l'intensité macrosismique des séismes ressentis reste un paramètre indispensable pour quantifier les effets des événements historiques, et complémentaire à la sismicité instrumentale.

C'est à partir de ces valeurs d'intensité qu'il est possible, si les données sont suffisantes, de traçer les isoséistes (courbes d'égale intensité). L'inventaire et l'analyse de ces données permettent l'établissement de cartes d'intensités maximales ressenties; leur importance et leur fiabilité sont liées à la qualité de l'information et à la période d'observation.

Pour le Maroc, plusieurs cartes d'intensités maximales ressenties ont été publiées mais, après le séisme d'Agadir seulement.

En 1960, Debrach et Rothé (Rothé, 1962) publient une carte de sismicité probable en se basant sur les données historiques, relevées dans les catalogues de Galbis (1932, 1940) et Roux (1934), et récentes. Sur cette carte, on distingue trois zones de sismicité différente: forte (zone B), faible (zone A) et négligeable.

La première carte d'intensités maximales ressenties est publiée par Duvergé (1969) en se basant uniquement sur les données révisées de la sismicité récente du Maroc pour la période comprise entre 1900 et 1967.

Les données macrosismiques receuillies après le violent séisme océanique du 28/2/1969 (mb=7.3) ont permis à Alem (Alem et Lamtahri, 1971) de modifier la précédente carte.

Ben Sari publie deux cartes d'intensités maximales ressenties, la première (1978) couvre la période 1901-1975, et la deuxième (1987), modifie un peu la première en tenant compte des données de la période 1976-1980.

La dernière de cette série de cartes a été publiée par la Sofratome pour le compte de l'Office National de l'Electricité du Maroc (1985). Cette carte s'étend au Nord jusqu'à la latitude 40°N en englobant une partie de la péninsule ibérique.

Pour l'esquisse des isoséistes de cette carte, dans sa partie marocaine, on s'est basé essentiellement sur la première carte de Ben Sari (1978) et sur quelques séismes historiques importants dont, notamment, le séisme destructeur du 1er Novembre 1755.

IV-3-2 Carte des intensités maximales ressenties entre 1901 et 1988

La carte des intensités maximales ressenties que nous proposons ici a été établie à partir des données couvrant une période d'observation de 88 ans (1901 et 1988). Les données macrosismiques des séismes d'avant 1901 sont incomplètes et font actuellement l'objet d'investigations profondes.

La révision des données macrosismiques nous a permis de réévaluer les intensités des séismes ressentis en utilisant l'échelle d'intensité M.S.K. (1964) et de dresser des cartes macrosismiques pour les événements largement ressentis (Annexe 2).

Les valeurs d'intensité que nous avons réévalué (1600 environ) concernent 596 localités couvrant presque toute la moitié Nord du Maroc (Annexe 3).

Sur une première carte (Fig. I-9), nous avons projeté les valeurs des intensités maximales observées dans les 596 localités dont la liste complète est donnée en Annexe 3. Sur une deuxième carte, nous avons essayé de délimiter les zones d'égale intensité (Fig. I-10).

Un seul événement a été écarté, vu le doute qui plane encore sur son intensité et sur sa nature même. Il s'agit du "séisme" dit de Ghomara du 21-22 Janvier 1909. Nous avons discuté le cas de ce séisme avec plus de détail dans deux publications (Cherkaoui et al., 1986; Herquel et al., 1986).

L'examen de la carte des intensités maximales ressenties pour la période 1901-1988, fait apparaître les aires d'intensité suivantes (Fig. I-10):

- intensités X, IX et VIII: elles sont dues au séismes d'Agadir;

- intensité VII: elle est essentiellement due à la sismicité locale observée dans différents endroits: Melilla, Aïn Défali (région de Ouezzane), Outat el Haj, Talsinnt, Oauaouizarht et Tilougguite (région du barrage Bine el Ouidane) et Kerrouchen;

- intensité VI: elle est due à la sismicité locale pour les régions situées à l'intérieur, à la sismicité océanique pour toute la côte atlantique entre Larache et Essaouira et à la sismicité de la mer d'Alboran pour la côte méditerranéenne.

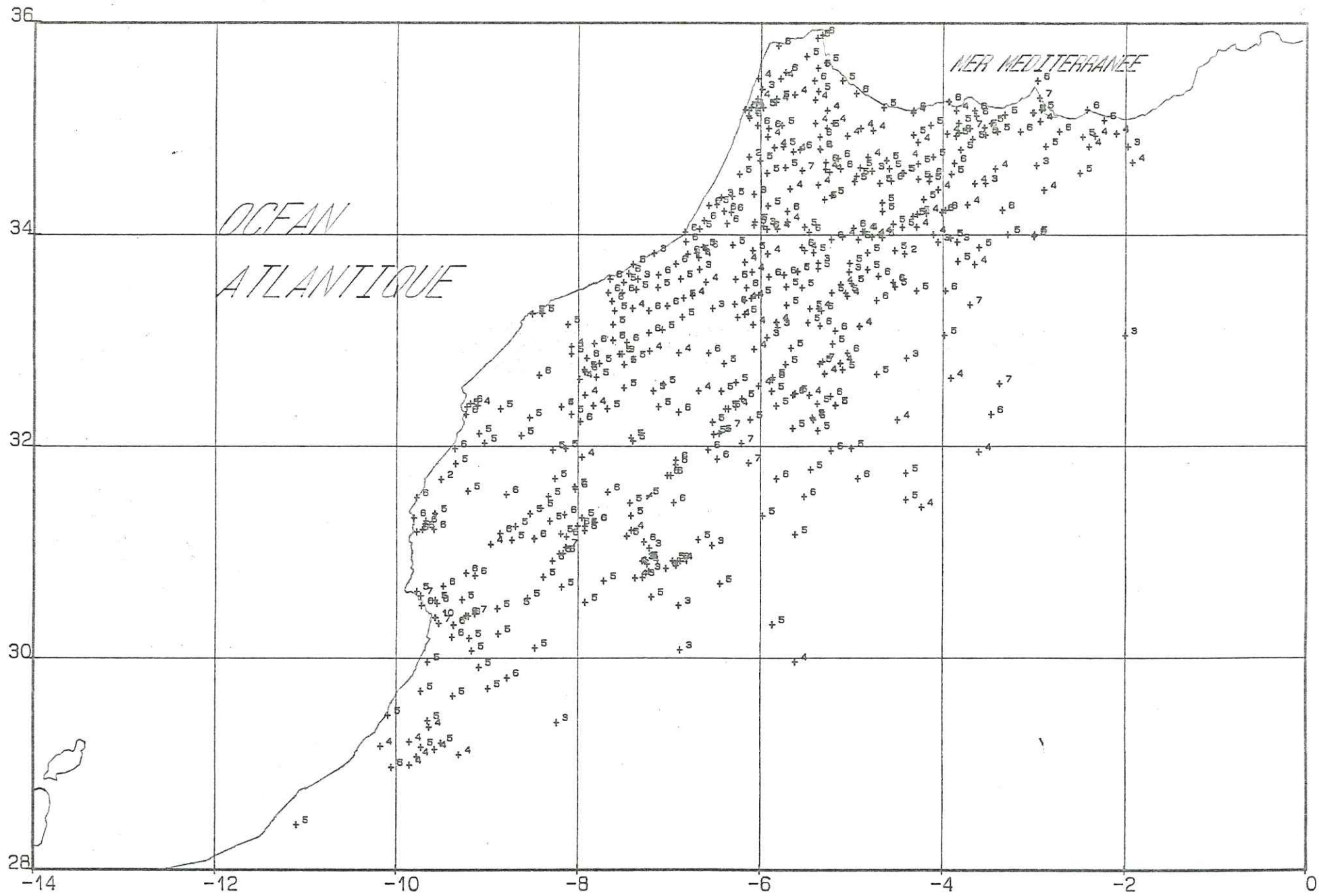
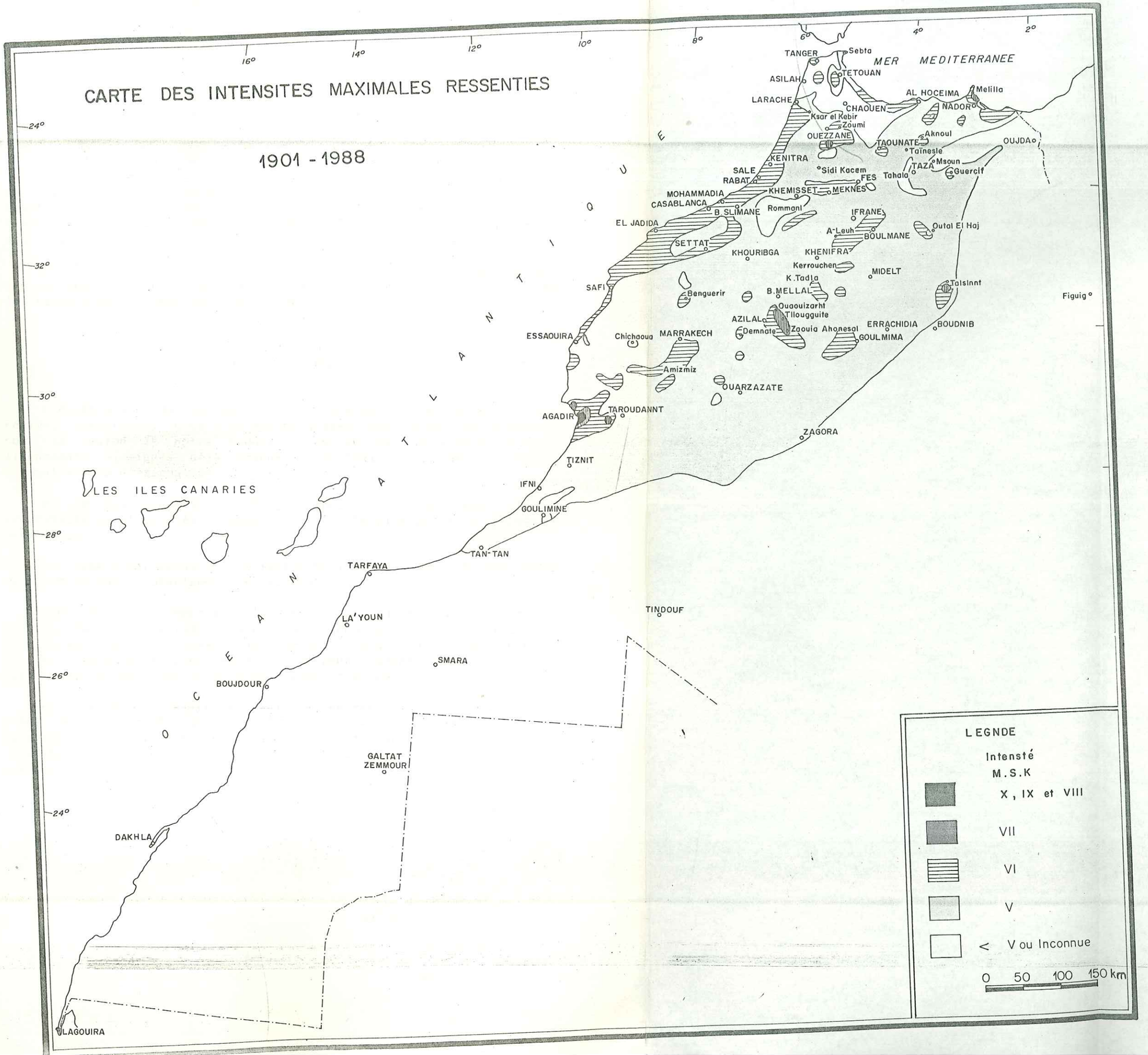


Figure I-9: Valeurs des intensités maximales ressenties dans 596 localités du Maroc entre 1901 et 1988.


CARTE DES INTENSITES MAXIMALES RESSENTIES
1901 - 1988
MER MEDITERRANEE
OCEAN ATLANTIQUE
LES ILES CANARIES
TANGER
Sebta
TETOUAN
ASILAH
LARACHE
AL HOCEIMA
Melilla
NADOR
CHAOUEN
Ksar el Kebir
Zoumi
OUEZZANE
TAOUNATE
Aknoul
Taïnesle
OUJDA
KENITRA
SALE
RABAT
Sidi Kacem
FES
Tahala
TAZA
Msoun
Guercif
MOHAMMADIA
KHEMISSET
MEKNES
CASABLANCA
B.SLIMANE
Rommani
IFRANE
EL JADIDA
A-Leuh
BOULMANE
Outal El Haj
SETTAT
KHOURIBGA
KHENIFRA
Kerrouchen
MIDELT
K.Tadla
SAFI
Benguerir
B.MELLAL
Talsinnt
Figuig
Ouaouizarht
Tlougguite
AZILAL
ERRACHIDIA
BOUDNIB
ESSAOUIRA
Chichaoua
MARRAKECH
Demnate
Zaouia Ahonesal
GOULMIMA
Amizmiz
OUARZAZATE
AGADIR
TAROUDANNT
ZAGORA
TIZNIT
IFNI
GOULIMINE
TAN-TAN
TARFAYA
TINDOUF
LA'YOUN
SMARA
BOUJDOUR
GALTAT ZEMMOUR
DAKHLA
LAGOUIRA
24°
26°
28°
30°
32°
16°
14°
12°
10°
8°
6°
4°
2°
LEGNDE
Intensté
M.S.K
X, IX et VIII
VII
VI
V
< V ou Inconnue
0 50 100 150 km

- intensité V: elle est prédominante sur une grande partie du Maroc, englobant une partie du Rif oriental et une grande partie de l'intérieur du Maroc;

- intensité IV: elle est observée dans une grande partie du Rif occidental et jusqu'à la côte atlantique; en effet, malgré la proximité de cette zone des violents séismes océaniques les intensités ne dépassent pas le degré IV. On observe également cette intensité dans un îlot autour de Rommani (Meseta occidentale) et dans un autre îlot situé entre Oujda et Taza.

Pour le reste du Maroc, les données font défaut mais, tout porte à croire que l'intensité IV n'a pas été dépassée dans l'oriental et que les régions sahariènnes sont asismiques.

V- CONCLUSION

L'élaboration du nouveau fichier de sismicité du Maroc et des régions limitrophes nous a permis de dresser des cartes de sismicité pour la région de notre étude. Ces cartes confirment certains alignements sismiques déjà connus et mettent en évidence d'autres concentrations d'épicentres.

En ce qui concerne le Maroc, nous distinguons deux régions principales de sismicité: le domaine rifain, le plus actif, et la chaîne de l'Atlas.

La Meseta marocaine et l'oriental sont peu sismique et les zones sahariennes sont probablement asismiques.

Nous avons également exploité les données du fichier pour établir des relations de corrélation entre les données macrosismiques (intensité épicentrale) et les données instrumentales (magnitude et profondeur). Ces relations sont d'un grand intérêt pour quantifier les séismes historiques et pour les calculs de l'aléa sismique.

La carte des intensités maximales ressenties pour la période 1901 - 1988, est une synthèse de toutes les données macrosismiques révisées et recensées depuis le début de ce siècle; cette carte permet de donner rapidement une idée sur l'intensité maximale observée dans une région donnée.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

DEUXIEME CHAPITRE

APPLICATION DE LA METHODE DE CORNELL POUR L'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE AU MAROC

I- INTRODUCTION

La méthode de calcul de l'"aléa sismique" a été développée par Cornell (1968, 1971), Cornell et Merz (1975) et Merz et Cornell (1973); et a été mise sous forme informatique par Mc Guire (1976). Le but du calcul est de déterminer la probabilité annuelle d'atteindre ou de dépasser sur un site donné une intensité supérieure ou égale (ou autres paramètres caractérisant le mouvement du sol) à une intensité fixée par avance.

L'évaluation de l'aléa sismique en un site se fait en intégrant les effets dus à toutes les zones-sources ayant une influence sur celui-ci. Chaque zone-source se trouve dévisée en arcs de couronne centrés sur le site (Fig. II-1). Connaissant les fréquences annuelles d'apparition des séismes d'une intensité épicentrale (ou magnitude) donnée et les lois d'atténuation de l'intensité avec la distance (entre la zone-source et le site), il est possible de déterminer les intensités produites au site et leurs probabilités correspondantes.

Il suffit ensuite de calculer et de combiner les contributions de toutes les zones-sources pour obtenir la probablité annuelle d'atteindre ou de dépasser différentes valeurs d'intensité sur le site.

La réitération de ce calcul en chaque point d'un maillage recouvrant une région donnée permet de dresser des cartes d'aléa sismique: isoséistes de probabilité annuelle ou courbes d'isoprobabilité pour une intensité donnée.

II- DELIMITATION DES ZONES-SOURCES

II-1 DEFINITION

La première étape du calcul de l'aléa sismique exige la délimitation de "zones sismiques" (ou sismogènes), ce sont généralement des failles actives susceptibles d'engendrer de futurs séismes.

L'identification de ces zones à l'échelle du globe est relativement facile, car les séismes sont localisés sur des bandes étroites à la limite des plaques. A l'échelle d'une région, la délimitation de ces zones-sources est compliquée et imprécise car la sismicité devient

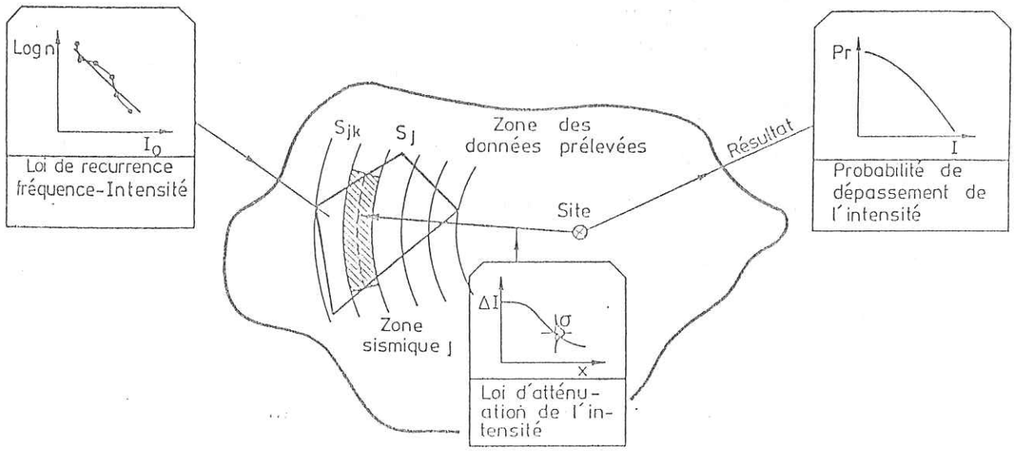


Fig. II-1: Principes du calcul de l'approche probabiliste de l'évaluation de l'aléa sismique (d'après Sagesser et Mayer-Rosa, 1978).

diffuse; ceci est due, essentiellement, aux erreurs de localisation, surtout pour les séismes historiques.

Un premier zonage peut être fait en se basant sur des données géologiques; la corrélation de celles-ci avec les données géophysiques peut amener à modifier le zonage initial. L'apport de la sismicité est très important; dans certains cas on sera obligé de regrouper deux zones ou plus pour respecter les contraintes qu'impose le traitement statistique des données (Dadou et al., 1984).

Le concept de zonage sismique passe donc par une étude sismotectonique détaillée de la région concernée; cette étude fait appel aux données géologiques, néotectoniques et géophysiques.

Compte-tenu de ces remarques, le calcul de l'aléa sismique va être appliqué pour une grande partie du Nord du Maroc où les données sismologiques sont suffisantes et présentent une certaine homogénéité et une continuité dans le temps et dans l'espace.

Le découpage que nous allons tenter de faire reste subjectif, car la corrélation entre la sismicité et la géologie n'est pas toujours facile à faire. En somme, la délimitation des provinces sismogéniques dépend dans une large mesure du jugement personnel de l'auteur (Kárník et Algermissen, 1980).

II-2 GENERALITE SUR LA GEOLOGIE DU MAROC

Le Maroc est situé à l'extrémité nord-occidental de l'Afrique, là où la plaque africaine rentre en contact avec la plaque européenne. Cette position particulière du Maroc se traduit actuellement par une sismicité relativement importante qui reflète la poursuite de la convergence entre ces deux plaques lithosphèriques. La limite entre celles-ci est soulignée par l'alignement des épicentres entre les Açores et le détroit de Gibraltar (introduction générale). Cet alignement témoigne d'un coulissage dextre (Udias et al. 1976; 1986; Udias et Buforn, 1985; Moreira, 1986). Cependant, à l'Est du détroit de Gibraltar, la sismicité est diffuse, ce qui rend difficile la mise en évidence du prolongement Est de la frontière entre les deux plaques Afrique-Europe.

II-2-1 Le cadre structural

Le Maroc est constitué par trois domaines structuraux, qui sont du Sud au Nord: le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens, le domaine atlasique et enfin le domaine rifain (Fig. II-2). Le domaine atlasique peut être subdivisé en deux sous-domaines: le sous domaine

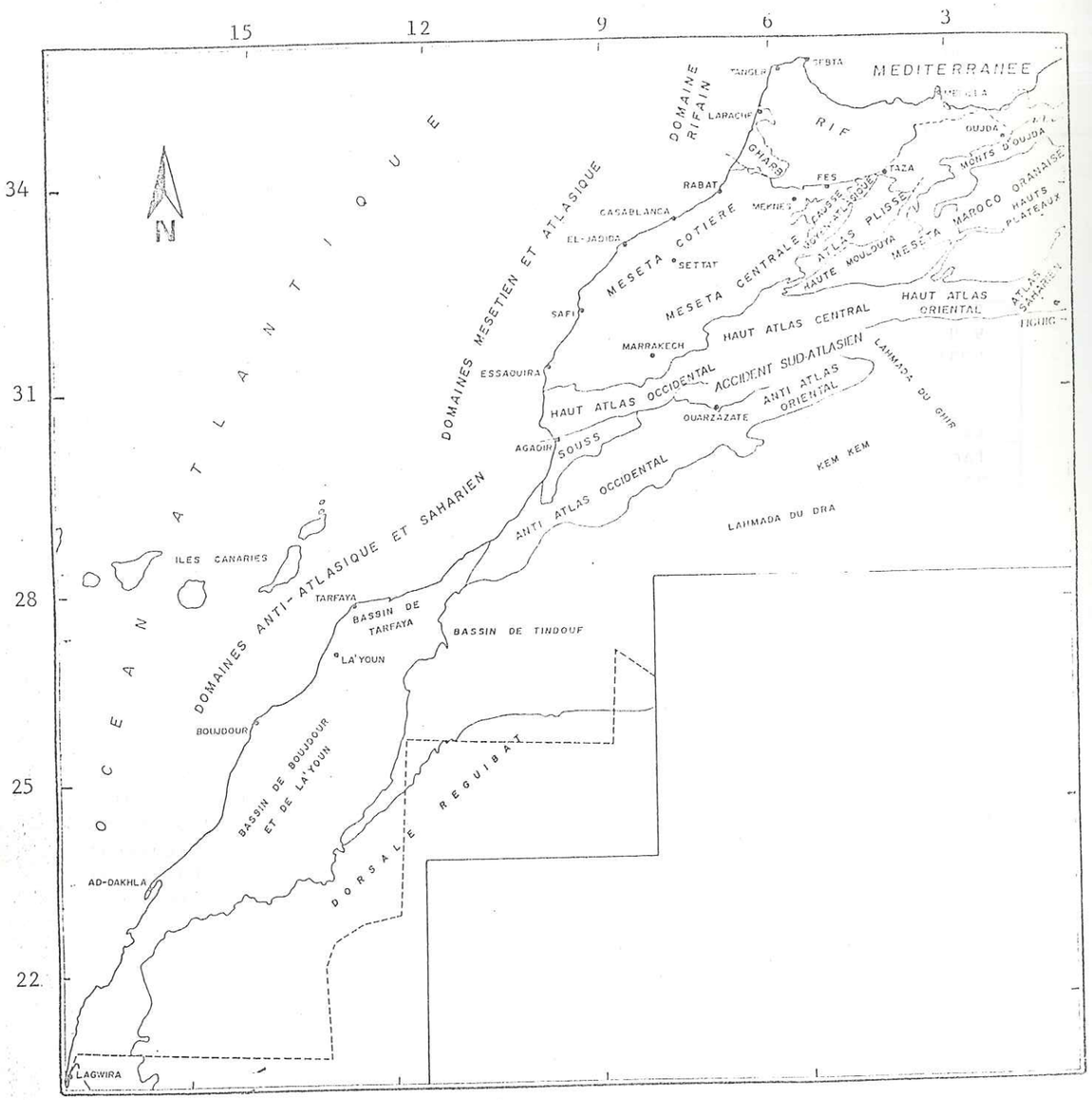


Fig. II-2: Carte des principales unités géologiques.

mesetien et celui des chaînes atlasiques

Ces différents ensembles structuraux sont séparés par des couloirs déprimés que matérialisent des zones très tectonisées:

1) entre le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens et le domaine atlasique se développe le sillon pré-africain. Ce dernier est bordé au Nord par l'accident sud-atlasien; qui s'étend d'Agadir à l'Ouest jusqu'à Figuig à l'Est.

2) entre le domaine atlasique et le domaine rifain, s'individualise le couloir sud-rifain. Ce dernier est bordé au Nord par le front des nappes rifaines.

a) Le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens

Il est constitué par les terrains du Précambrien, du Paléozoïque et une couverture post paléozoïque. Il est limité au Nord par l'accident sud-atlasique (système de failles ou de flexures plus ou moins continues) qui le met en contact avec la chaîne du Haut Atlas.

Ce domaine est constitué par une chaîne orientée ENE-WSW, caractérisée par la présence d'affleurements précambriens, sous forme de boutonnières. Les terrains précambriens de ces boutonnières montrent des évolutions tectono-métamorphique et magmatique polyphasées et complexes. Après cette évolution précambrienne, ce domaine reste stable. Au cours des orogenèses paléozoïques, ce domaine est modérémment structuré. L'orogenèse atlasique affecte ce domaine par le jeu d'une tectonique essentiellement cassante (failles normales, inverses et décrochementes).

b) Le domaine atlasique

1) Le sous domaine mesetien: est constitué essentiellement de terrains paléozoïques recouverts par une couverture post-paléozoïque. Les terrains du Primaire sont lissés, granitisés et métamorphisés au cours des phases de l'orogènèse hercynien.

La direction générale des structures est NE-SW. Dans la partie septentrionale, du domaine, une zone à structuration calédonienne (Ordovicien-Silurien) a été individualisée.

2) Le sous domaine des chaînes atlasiques: comprend le Haut Atlas, le Moyen Atlas, la Meseta orientale et le Maroc nord-oriental. Il est limité par les accidents sud et nord atlasiques. La surrection des chaînes atlasiques a pris naissance dès le Crétacé supérieur pour se poursuivre durant le Cénozoïque. La couverture, essentiellement jurassique, se déforme de façon plicative. Il en résulte une structuration en synclinaux et en anticlinaux que jalonnent des accidents. Il faut noter un décollement de la couverture au niveau du

Trias argileux et son débordement sur l'avant pays au cours du serrage atlasique.

Dans les zones de plateaux qui encadrent ces chaînes, la couverture jurassico-crétacée est restée subhorizontale. Ce domaine a connu des activités magmatiques au Jurassique, au Crétacé et au Cénozoïque. Dans le premier cas, les intrusions magmatiques participent à la formation des reliefs (rides). Dans le deuxième cas, les coulées basaltiques recouvrent les zones de plateaux. Ce domaine comprend aussi des dépressions sub-atlasiques (sillon sud atlasique, Moulouya, sillon sud rifain, etc...), siège de dépots tertiaire et quaternaire intensément déformés.

Il faut rappeler que le socle paléozoïque affleure en plusieurs endroits de ce domaine.

c) Le domaine rifain

Ce domaine, qui occupe la partie septentrionale du Maroc, fait partie des chaînes alpines périméditerranéennes, et particulièrement de l'arc bético-rifo-tellien.

La chaîne rifaine est constituée par un empilement de nappes (Durand Delga et al. 1960-1962); elle présente une structure relativement complexe par rapport aux domaines atlasique et mesetien.
La chaîne rifaine est constituée:

1) de zones Externes dont les séries sont essentiellement d'âge méso et cénozoïques ;

2) de zones Internes dont les séries sont d'âge paléozoïque à couverture essentiellement carbonatée, d'âge liasique.

Les accidents les plus importants sont les décrochements senestres de Jebha (ENE-WSW), et la faille du Nekor (NE-SW) (Leblanc et Olivier, 1984). L'accident de Jebha se prolonge en mer par la ride d'Alboran.

II-2-2 La néotectonique

Mis à part le domaine rifain, où la néotectonique est relativement bien développée, les deux autres domaines, atlasique et mesetien, n'ont pas fait l'objet d'études néotectoniques très poussées.

a) Le Rif

Actuellement, c'est le domaine le mieux connu. Il a fait l'objet de

nombreux travaux relatifs à l'évolution néotectonique plio-quaternaire. Parmi les études, on peut citer: Andrieux (1971), le Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (G.R.N.A.G., 1977), Colletta (1977), Bousquet et Philip (1981), Hervouët (1983), Aït Brahim (1983), Aït Brahim et Rosanov (1986), Chalouan (1986) et Morel (1987; 1989).

a-a) Le Rif occidental

Le G.R.N.A.G. (1977) indique une alternance d'événements distensif et compressif du Tortonien au Quaternaire récent:

1) une période distensive (Tortonien au Pliocène) de direction NE-SW engendre la formation de bassins mollassiques.

2) une période compressive (Quaternaire ancien) de direction générale NNW-SSE, entraîne la formation de plis à grand rayon de courbure.

3) une période distensive (Quaternaire récent) caractérisée par le rejeux de failles verticales antérieures favorisant le maintien de la subsidence au niveau des bassins (Rharb, bas Nekor, basse Moulouya, bassin de Guercif).

Le long de la côte méditerranéenne, les dépôts oligo-aquitaniens sont affectés par des plis NE-SW obliques par rapport à la chaîne. Cette phase compressive est relayée par une distension généralisée le long d'accidents parallèles à la côte actuelle (entre N 100 et N 120) ou perpendiculaires à celle-ci (entre N 60 et N 90). Ces failles reflèteraient les premiers stades de l'effondrement de la mer d'Alboran. Le Pliocène est affecté, quant à lui, par des plis E-W de grand rayon de courbure et localement par des failles normales sub-méridiennes.

En mer, cette activité tectonique récente, est bien enregistrée dans les dépôts récents. Ainsi, les profils sismiques publiés par Ammar (1986) et Tesson et al. (1987) montrent l'existence de plis et de failles normales orientées NNW-SSE.

a-b) Le Prérif, le Rif central et le Rif oriental

Selon le G.R.N.A.G. (1977), à la distension anté-tortonienne, succède la phase de compression sub-méridienne de fini-tortonienne. Du Messinien au Pliocène, on assiste à une extension NE-SW. La période Pliocène-Quaternaire ancien est caractérisée par une compression NW-SE que relaye une extension NE-SW. A ces épisodes tectoniques est associé un volcanisme dont le chimisme est variable.

Pour Bousquet et Philip (1981), ces phases tectoniques compressives et distensives dont les directions d'allongement et de racourcissement sont orthogonales reflètent la collision Europe-Afrique qui se fait selon la direction NNW-SSE. C'est ce qui confirme les déformations observées dans les dépôts messiniens et plio-quaternaires (Hervouët, 1983). La direction de compression enregistrée par ceux-ci varie de N 140 à N 160.

Des études plus récentes (Aït Brahim, 1983; 1985) ont mis en évidence la rotation antihoraire de la compression. celles-ci confirment les travaux de Guillemin et Houzay (1982). La compression, NE-SW du Messinien, devient au Quaternaire NW-SE à N-S. Des épisodes distensifs NW-SE ou NE-SW sont également observés dans le Saïss et dans les rides prérifaines.

En conclusion, les structures de cette région du domaine rifain sont liées à une compression NNW-SSE. Ceci est compatible avec les mécanismes aux foyers des séismes survenus dans cette région (Hatzfeld, 1978; Frogneux, 1980).

b) Le Moyen Atlas

Dans cette partie du domaine des chaînes atlasiques, les travaux de néotectonique "pure" font défaut. Néanmoins, des observations éparses effectuées par de nombreux auteurs permettent d'avoir une idée sur la tectonique récente du Moyen Atlas.

Dans le Moyen Atlas, deux ensembles structuraux se juxtaposent:

le causse moyen atlasique, structuré en blocs basculés par des accidents N-S (accident d'Aïn Leuh) ou SW-NE; il est recouvert en partie par les coulées basaltiques plio-quaternaires.

le Moyen Atlas plissé, dont la structuration en chaîne intracontinentale a débuté dès le Crétacé supérieur pour se confirmer durant le Cénozoïque. Structuralement, la chaîne moyen atlasique est marquée par l'existence de rides anticlinales SW-NE qui forment les principales lignes de reliefs.

Ces deux ensembles structuraux sont séparés par l'accident nord-moyen-atlasique.

Au cours du Néogène et du Quaternaire, tout le Moyen Atlas est mis en horst: les dépôts paléogènes ainsi que les structures héritées sont portées en reliefs. De plus, on assiste à une réactivation des accidents majeurs en décrochements senestres à composante inverse, en failles inverses voir en chevauchements de courte flèche.

Le long de la bordure nord-ouest du Moyen Atlas plissé, l'étude du fonctionnement de l'accident nord-moyen-atlasique montre que σ1 est orientée NW-SE au Messinien probable. Il subit une rotation horaire pour devenir NNE-SSW au Plio-Quaternaire (Fedan, 1988). D'autre part, le volcanisme quaternaire s'est mis en place dans un régime transpressif puisque les centres d'émission sont souvent localisés dans les zones de relais transpressif (Harmand et Moukadiri, 1986; Fedan, 1988).

La bordure sud du Moyen Atlas est également active. En effet, l'accident des Aït Oufella, a rejoué au Plio-Quaternaire en faille inverse à composante senestre.

Le seul mécanisme au foyer qui a été déterminé dans la région pour le séisme d'Aïn Leuh le 17/1/1979 (Ramdani et Tadili, 1980) est compatible avec une transtension senestre. Ceci indiquerait, comme dans le domaine rifain, que le régime des contraintes plio-quaternaires est entretenu jusqu'à l'Actuel.

c) Le Haut Atlas

Les travaux néotectoniques sont relativement nombreux dans cette dernière partie du domaine des chaînes atlasiques. Ils ne concernent surtout que les bordures de la chaîne du Haut Atlas ainsi que le Haut Atlas atlantique entre Agadir et Essaouira, où les dépôts récents, très puissants, affleurent bien. L'ensemble des données receuillies par différents auteurs (Ambroggi, 1963; Choubert et Faure-Muret, 1960-1962; Huvelin, 1973; 1981; Dutour et Ferrandini, 1985; Fraissinet et al.; 1988) mettent en évidence une intense activité néotectonique. Celle-ci est matérialisée par des plis, des flexures et des failles qui affectent le mio-pliocène et le quaternaire. La direction de compression, responsable de la surrection de la chaîne, est orientée NNE-SSW. Elle devient NNW-SSE à NW-SE durant le Plio-Villafranchien et le Quaternaire.

Les solutions composites des mécanismes aux foyers déterminées par Frogneux (1980) sont assez compatibles avec cette compression NNW-SSE.

II-3 GENERALITES SUR LA SISMICITE DU MAROC

Pour la suite de notre étude, nous avons préféré traîter séparement l'extrême nord du Maroc (au dessus de la latitude 34° N) et le reste du Maroc.

L'extrême nord du Maroc, situé à proximité de l'Europe, a bénéficié de l'installation du réseau sismographique espagnol dont la mise en place remonte à la fin du siècle dernier.

Tableau I: Liste des principaux événements ressentis dans l'extrême Nord du Maroc. (Intensités extraites du catalogue de Mezcua et Martinez Solares, 1983).

date	?	V	VI	VII	VIII	observations
--1276	*					victimes et dégâts à Larache
1- 3-1579				*		Melilla
5- 8-1660				*		Melilla
27- 9-1682	*					Melilla
--1693	*					Al Hoceima
21-10-1713			*			Melilla
9-11-1785	*					Tanger
3-10-1790	*					Melilla
31- 8-1792					*	Melilla, +53 prémonitoires et répliques
31-10-1792			*			P. de V. de la Gomera +1 prémonitoire
31- 8-1794	*					Melilla
24- 5-1795	*					P. de V. de la Gomera
24- 8-1795	*					P. de V. de la Gomera
9- 8-1801				*		P. de V. de la Gomera
3- 9-1802	*					P. de V. de la Gomera
30-12-1802	*					P. de V. de la Gomera
--1808				*		Melilla
8- 4-1821				*		Melilla
6- 8-1841	*					Tanger
11- 2-1848				*		Melilla, +1 réplique.
8- 4-1848				*		P. de V. de la Gomera
21- 7-1858	*					Melilla
6-11-1887	*					Melilla
8- 3-1893	*					Melilla
13- 6-1899	*					Melilla

La sismicité historique a fait l'objet de quelques recherches approfondies afin d'évaluer les intensités des séismes qui ont secoué certaines localités comme Melilla, Peñon de Velez de la Gomera, Al Hoceima, etc... (Tab. I).

II-3-1 La sismicité antérieure à 1901

Les documents historiques qui traîtent de la sismicité du Maroc font apparaître l'extrême nord marocain comme la région la plus active. La consultation des différents catalogues sismologiques et des travaux réalisés (première partie: chapitre I) ont permis de dresser la liste des principaux événements ressentis dans la région (Tab. I).

Pour le reste du Maroc, mis à part les précisions concernant quelques événements majeurs (le séisme du 1/11/1755), les données historiques restent fragmentaires. Les documents actuellement disponibles, relatifs à des séismes ayant détruits partiellement ou entièrement les villes de Rabat (1755), Marrakech (1719), Fès (1522, 1624, 1755), Meknès (1755), Agadir (1731) et autres, manquent de précisions et sont souvent contradictoires. Par manque de renseignements sur ces séismes, il serait impossible de dresser un tableau comparable au précédent.

Pour combler les lacunes de la sismicité historique et dans le but d'établir un catalogue aussi complet que possible, un travail considérable d'investigation est en train de se faire au Maroc (Elmrabet et al., 1991).

II-3-2 La sismicité postérieure à 1901

Dans cette étude, Les données utilisées pour la période 1901-1984 proviennent du fichier informatique "ZALAZIL" (Cherkaoui, 1988). Elles sont complétées par les deux années supplémentaires: 1985 et 1986 dont le traîtement a été effectué récemment.

Les méthodes de détermination des différents paramètres des séismes ont été exposées précédemment (première partie: chapitre I, parag. III).

a) la sismicité dans le domaine rifain

La sismicité du Rif est probablement liée en grande partie au fonctionnement de failles décrochantes à composante normale. Leur jeu est à mettre en relation avec le rapprochement des deux plaques Afrique-Europe lors des phases de compression plio-quaternaire (Morel, 1989). Les principaux accidents transverses qui affectent la chaîne rifaine sont répartis selon les directions: NE-SW à NNE-SSW (senestre) et NW-SE à NNW-SSE (dextre).

Parmi les décrochements senestres on reconnaît en allant d'Est en Ouest (Fig. II-4): l'accident Nord Gareb, l'accident du Nekor (N 45) et l'accident de Jebha (N 70), qui se prolonge en mer par la ride d'Alboran (Leblanc et Olivier, 1984). Quant aux failles décrochantes dextres, on reconnaît le grand linéament qui traverse le Rif externe et arrive dans la plaine de Guercif.

En résumé, l'activité sismique dans l'extrême nord marocain est principalement liée au régime compressif dû au rapprochement des deux plaques Afrique-Eurasie, provoquant ainsi le rejeu d'anciennes failles décrochantes. La direction de l'axe de pression, N-S à NNW-SSE, des mécanismes au foyer déterminés dans cette région est en parfaite accord avec la direction de compression générale (Hatzfeld, 1978; Frogneux, 1980).

b) la sismicité dans le domaine atlasique

Dans ce domaine, nous constatons une concentration de l'activité sismique dans le sous domaine des chaînes atlasiques (Fig II-6 et II-7). En revanche, la Meseta occidentale est presque asismique, à l'exception des quelques épicentres localisés entre Rommani, Ez Zhiligua et El Brouj. Cette faible activité sismique serait liée à la tectonique locale qui est exprimée par la réactivation récente des failles NE-SW.

Signalons également l'activité sismique du bassin d'Essaouira. Cette région a été secouée plusieurs fois depuis le début du siècle: le 22/6/1904 (Io = V), le 12/12/1935 (Io = IV - V) et le 25/3/1965 (md = 3.5 et Io = IV). Récemment, le 9/4/1988, on a enregistré une violente secousse sismique (md = 4.7 et Io = VI-VII) dont l'épicentre est localisé par 31.31° N - 9.79° W et les répliques enregistrées à la suite de cet événement s'alignent suivant la direction N 120 à N 130 sur une longueur d'environ 80 km (Jebli et Ramdani; 1988).

L'activité sismique du sous-domaine des chaînes atlasiques est aussi importante que celle du Rif. Notons que la première station sismographique n'a été installée à Ifrane qu'en 1964 et que le réseau national permanent n'a commencé à fournir ses données de façon continue que vers la fin des années soixantes. Les données fournies depuis, nous ont permis de dresser des cartes de sismicité assez représentatives.

L'examen de la carte de sismicité du domaine atlasique (Fig. II-6) montre que le Moyen Atlas et le Haut Atlas central sont sismiquement les plus actifs. En revanche, le Haut Atlas occidental et oriental, le Massif ancien du Haut Atlas et la Meseta orientale sont faiblement sismiques. L'explication que nous pouvons avancer actuellement est le manque de sismographes dans ces régions du Maroc comme le montre la carte du réseau (première partie: chapitre I, Fig. I-1).

Nous signalons aussi que presque la totalité des hypocentres (95.5 %) se trouvent localisée à une profondeur inférieure à 35 km. Le reste des événements (4.5 %) sont situés à une profondeur comprise entre 35 et 165 km.

II-4 PRESENTATION D'UN DECOUPAGE EN ZONES-SOURCES

II-4-1 Modèle de zonage sismique pour l'extrême nord du Maroc

Plusieurs modèles de zonage sismique sont proposés pour la Méditerranée occidentale (Espagne, Portugal et l'extrême nord du Maroc et de l'Algérie): nous citons notamment les travaux de Munoz et Udias (1985), de Martín et Yagüe (1985), de Garcia Fernandez et Lopez Arroyo (1987) et du "Grupo de Trabajo del Mapa de la Norma" (1986). Ce dernier est la synthèse des différents travaux publiés antérieurement.

Le modèle que nous proposons diffère de celui proposé par le groupe de travail espagnol. Pour ce dernier, la géométrie de la zone-source 4 (Fig. II-3) ne tient pas compte du prolongement de la faille du Nekor vers le sud, et dont l'activité sismique a fait l'objet de plusieurs travaux (Hatzfeld, 1978; Frogneux, 1980). De plus, la zone-source 9, dans le modèle espagnol, comprend la région du Nord-Ouest du Maroc et une partie de la pointe sud de l'Espagne, alors que la carte de sismicité (Fig. II-5) montrent que l'activité sismique est presque négligeable au voisinage du détroit de Gibraltar (Hatzfeld, 1978).

Le modèle de zonage-sismique que nous proposons, tient compte de la distribution spatiale des épicentres et de leur relation avec les différents éléments structuraux.

Sur la figure II-5, n'ont été figurés que les événements ayant été enregistrés par au moins cinq stations, dont leurs incertitudes sur la position de l'épicentre (erh) et sur la profondeur du foyer (erz) sont inférieures à 20 km, et dont leur résidu quadratique moyen (rms) est inférieur à 2 secondes. Le premier séisme répondant à ces critères apparaît en 1923.

De telles conditions sont nécessaires pour dégager une certaine corrélation entre la sismicité et la géologie de surface. Il est nécessaire que la détermination soit comparable à la dimension des accidents tectoniques qu'on veut mettre en évidence (Hatzfeld, 1976).

a) Le Rif occidental

La première zone-source, désignée par NW (Nord-Ouest), est située dans le Rif occidental (Fig. II-5). L'activité sismique y est probablement liée au rejeu senestre de la faille de Jebha (Fig. II-4). A l'ouest de cette zone, on distingue un alignement d'épicentres orienté NW-SE qui est, probablement, lié à l'accident majeur décrochant dextre intra-rifain externe, et qui se prolonge jusqu'à la zone coulissante des Açores.

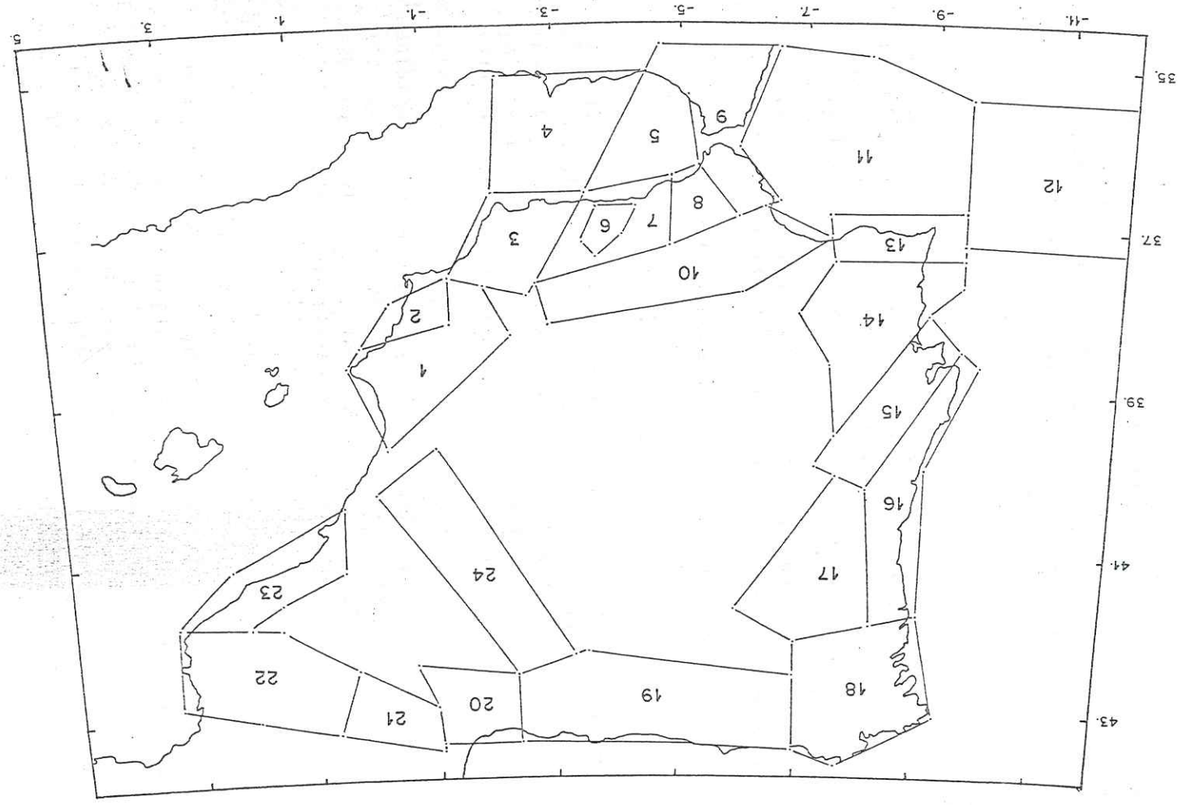


Figure II-3: Carte de zonage sismique pour la péninsule ibérique, (Grupo de Trabajo del Mapa de la Norma, 1986).

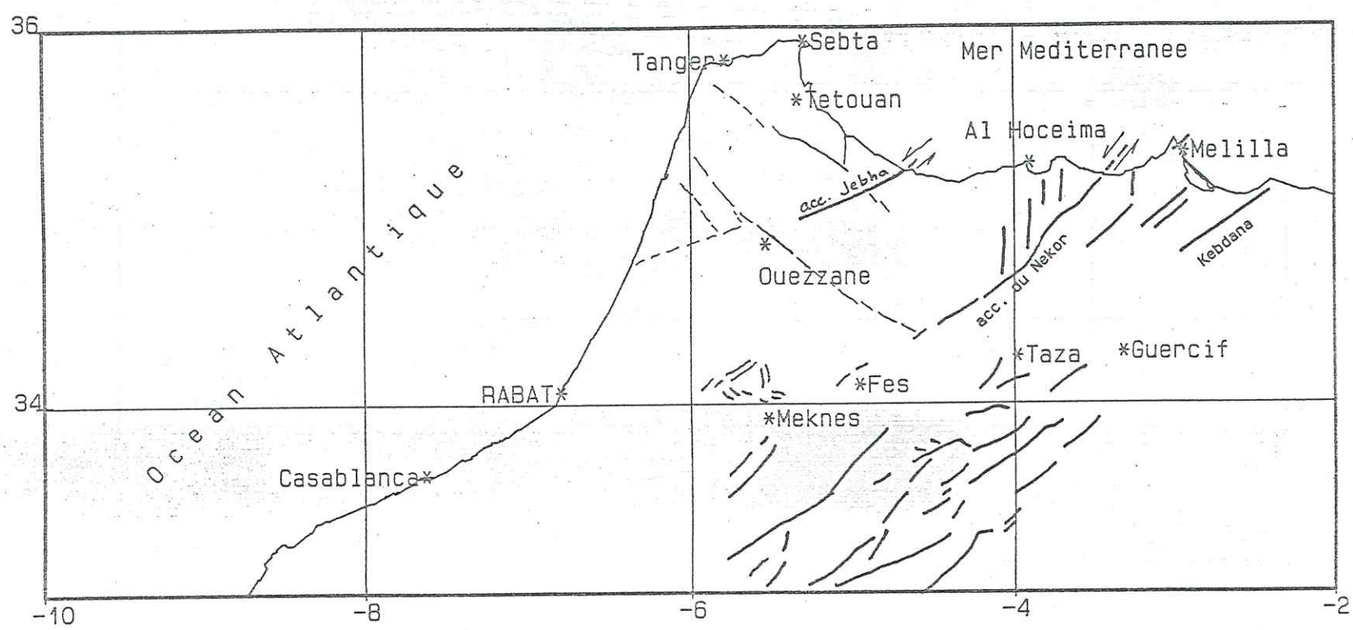
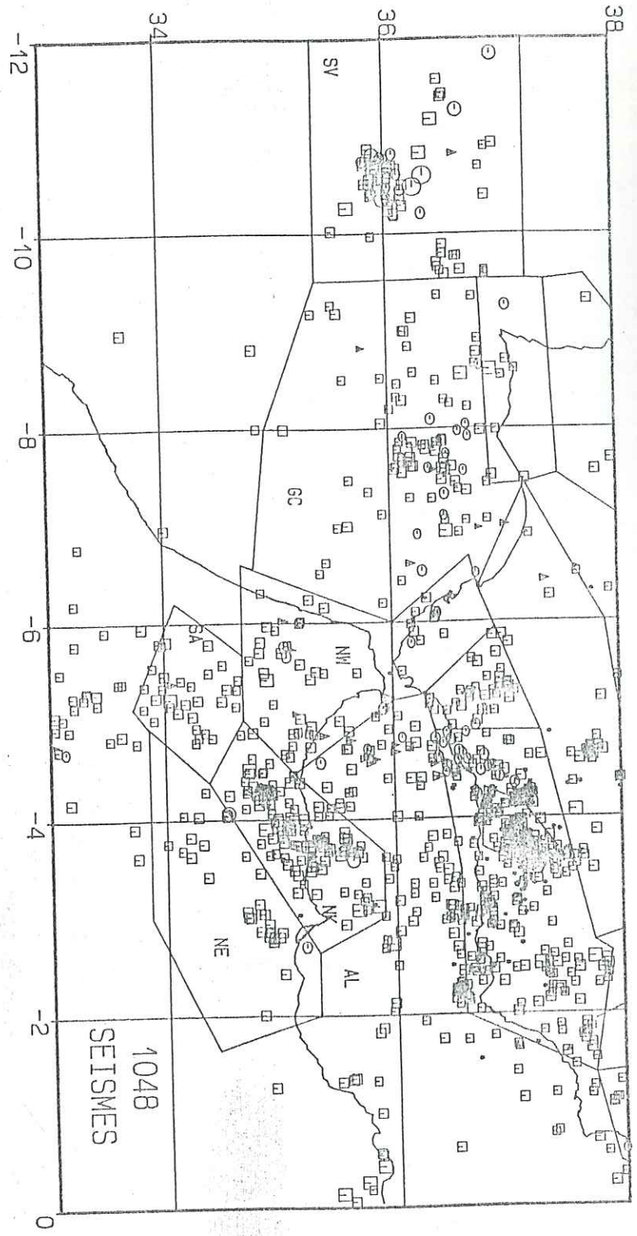


Figure II-4: Carte des principaux accidents décrochants du Rif (d'après Frizon de Lamotte, 1982). En trait plein: accidents géologiques visibles sur la surface. En trait fin: linéaments observés sur les photo-satellites.



Legende:

M	h 1	2	3	4
ind.	·	*	*	*
0 <M≤3.5	□	⊙	▲	◆
3.5<M≤4.5	□	⊙	▲	◆
4.5<M≤5.5	□	⊙	▲	◆
5.5<M≤6.5	□	⊙	△	◇
M>6.5	□	⊙	△	◇

Figure II-5: Carte de sismicité (1923-1986) et de zonage sismique du domaine rifain. Ne sont représentés que les séismes localisés par au moins cinq stations, dont le ERH et le ERZ ≤ 20km et dont le RMS ≤ 2s. Sur la légende: les colonnes de 1 à 4 indiquent les profondeurs des foyers. 1: 0<h≤35km; 2: 35<h≤70km; 3: 70<h≤150km; 4: h>150km.

La sismicité de cette deuxième source est certainement indépendante de la première. Mais, à cause de la contrainte que nous imposent les calculs statistiques, nous avons préféré les regrouper en une seule zone-source.

b) L'accident du Nekor

La deuxième zone-source, désignée par NK (Nekor), est la zone la plus active sismiquement au Maroc. Les épicentres y sont alignés selon la direction générale NE-SW. L'accident décrochant senestre du Nekor (Fig II-4), bien marqué par la topographie est certainement, indirectement responsable de cette sismicité.

Les données de la récente compagne de microsismicité que nous avons effectuée récemment dans la région (automne 1989) montre la faible sismicité de l'accident du Nekor (deuxième partie: chapitre II). Cette sismicté est plutôt concentrée au voisinage des accidents secondaires (ou auxiliaires) subméridiens (Fig. II-4). Ceux-ci rejouent actuellement (importance du remplissage quaternaire de la plaine du Bas-Nekor) et c'est l'accident majeur du Nekor qui "régle" ce jeu (Frizon de Lamotte, 1982).

c) Le Rif oriental

En ce qui concerne la zone-source du Nord oriental, désignée sur la figure II-5 par NE (Nord-Est), nous constatons que la sismicité est surtout concentrée au niveau de l'avant pays oriental rifain, là où un réseau de décrochements senestres de direction "Nekor" est reconnu (Fig. II-4), tels que les accidents Nord Kebdana et Nord Gareb (Hervouët, 1985).

Cette zone-source est caractérisée par un volcanisme plio-quaternaire: Gourougou, Beni Bou Ifrour et Guiliz. Celui-ci est à mettre en relation avec les paroxismes compressifs (Hervouët, 1985). Dans cette zone, la sismicité se présente comme un alignement de direction NE-SW qui se prolonge jusque dans le bassin de Guercif. Ce dernier est caractérisé par le volcan de Gueliz qui a été le siège d'une importante activité volcanique au Plio-Quaternaire (Hernandez el al., 1987).

d) La plaine de Saïss

Cette zone-source, désignée par SA (Fig. II-5), correspond au bassin du Saïss-Fès et aux rides prérifaines. Sa sismicité pourrait être engendrée par le rejeu d'anciennes failles normales qui affectent le causse moyen-atlasique et qui ont contribué à la genèse du bassin. Le rejeu récent de ces failles a entraîné une activité sismique moyenne.

Celle-ci témoignerait de la persistance de la subsidence durant le Plio-Quaternaire dans ce vaste bassin situé entre le Moyen Atlas et le domaine rifain.

II-4-2 Modèle de zonage sismique pour le domaine atlasique

Aucun modèle de zonage sismique n'a été proposé pour le domaine atlasique. La figure II-6 représente la sismicité de la région comprise entre 29° N - 34° N et 0° - 12° W sans répliques ni prémonitoires.

Sur la figure II-7 sont représentés les principaux accidents du domaine atlasique. Sur une autre carte (Fig. II-8), nous proposons un zonage sismique pour ce domaine, en se basant sur les données géologiques et sismiques, et en tenant compte des contraintes du calcul statistique. Les séismes qui figurent sur cette dernière carte ont été sélectionnés suivant les mêmes critères que ceux utilisés pour l'établissement de la carte du domaine rifain. Le premier séisme répondant à ces critères de sélection n'apparaît qu'en 1960 seulement.

Les relations entre la sismicité et la géologie de surface sont parfois difficiles à démontrer. Cette difficulté réside dans le fait que rares sont les accidents dont les plans de failles sont verticaux. La plupart, sinon la totalité, des accidents du domaine atlasique sont subverticaux lorsqu'ils affectent le socle. Alors que, lorsqu'ils traversent la couverture, ils se courbent voir s'applatissent et se traduisent sur le terrain sous forme de failles inverses, de chevauchements de courte flèche et de vergences différentes.

Les principales zones-sources du domaine atlasique sont les suivantes (Fig. II-8):

- Haut Atlas central, Haut Atlas oriental et Moyen Atlas (HM)
- Massif ancien du Haut Atlas (MA)
- Haut Atlas occidental (HO)
- Meseta occidentale (MO)

a) Haut Atlas central, Haut Atlas oriental et Moyen Atlas

Cette zone, désignée sur la figure II-8 par (HM), est la plus active sismiquement. Plusieurs alignements sismiques et concentrations d'épicentres y sont distingués.

a-a) Moyen Atlas

Dans le Moyen Atlas, on note une concentration des épicentres sur les bordures sud (région d'Aït Oufella) et occidentale (région d'Aïn

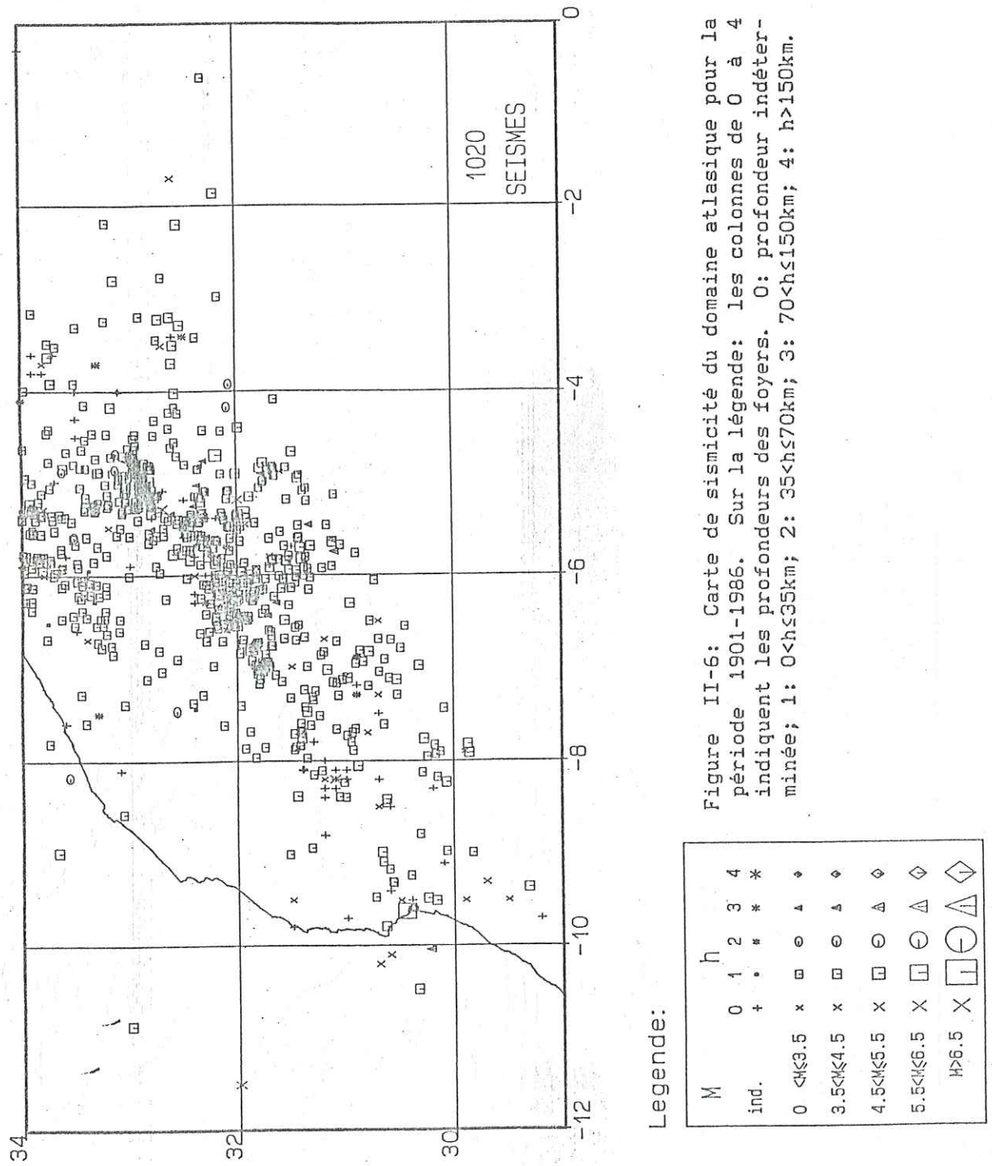


Figure II-6: Carte de sismicité du domaine atlasique pour la période 1901-1986. Sur la légende: les colonnes de 0 à 4 indiquent les profondeurs des foyers. 0: profondeur indéterminée; 1: 0<h≤35km; 2: 35<h≤70km; 3: 70<h≤150km; 4: h>150km.

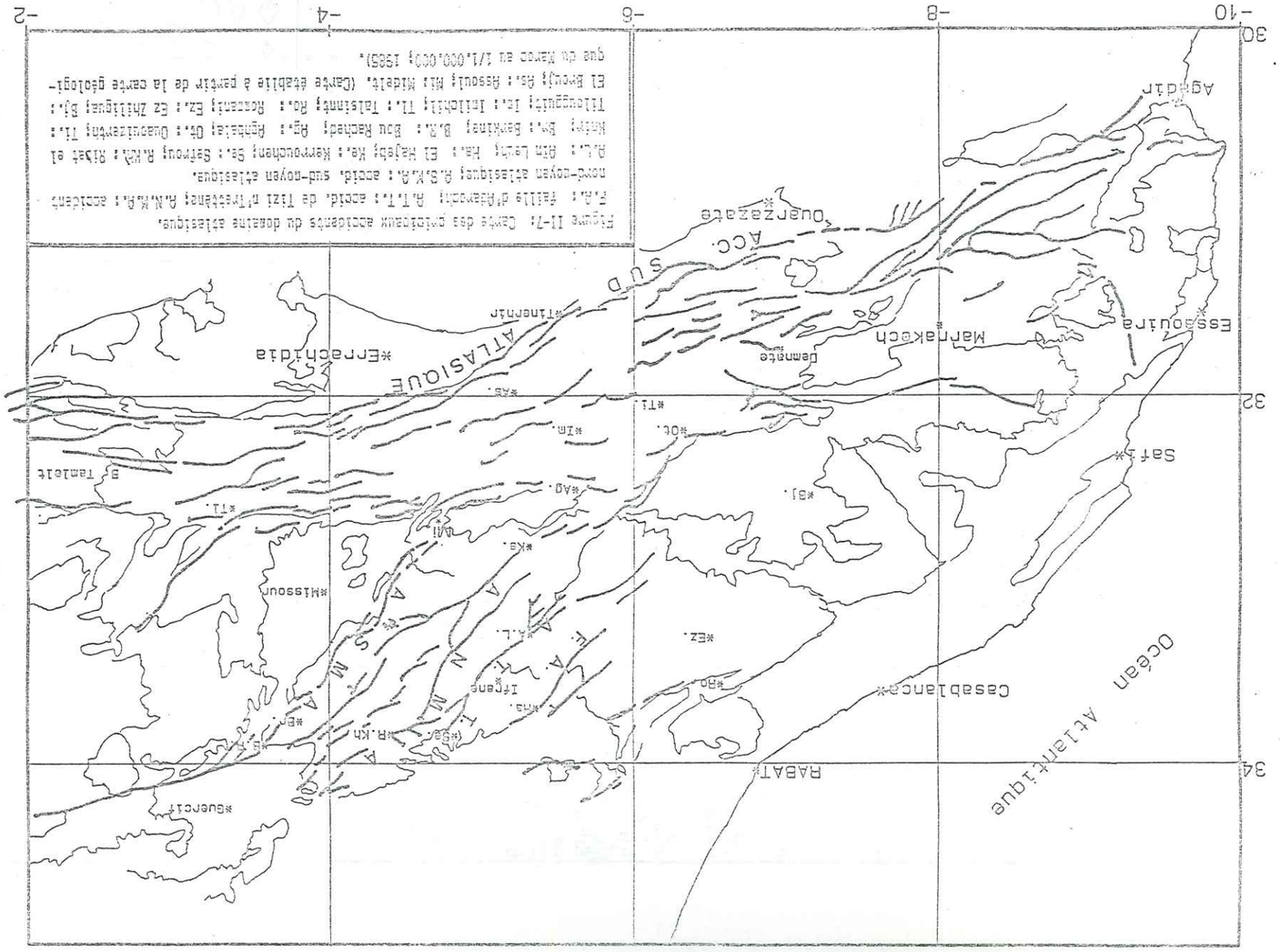
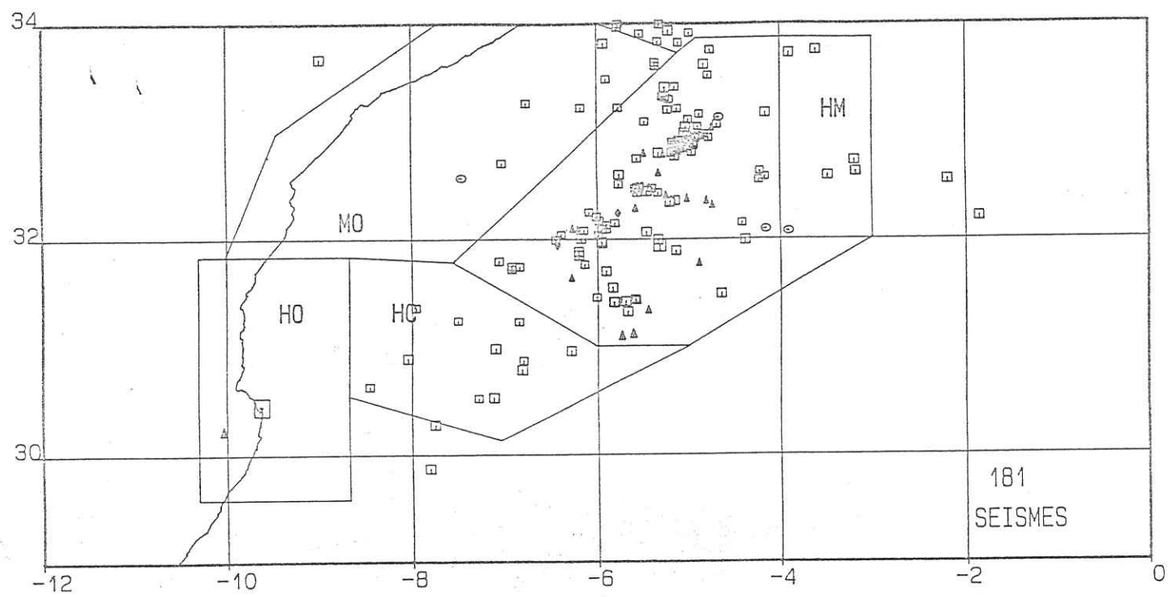


Figure II-7: Carte des principaux accidents du domaine atlasique.
F.A.: faille d'Azemmouri A.T.T.: accid. de Tizi n'Tretthane A.N.M.A.: accident nord-nappe atlasique A.S.M.A.: accid. sud-nappe atlasique.
A.L.: Ain Leuh; Ha.: El Hajeb Ka.: Kermouchene Se.: Sefrou R.Kh.: Rizet el Khir; Bm.: Benkhine; B.R.: Bou Rached; Ag.: Aghbalou Gh.: Guercif; Ti.: Tiloucguit; Ia.: Ineichil; Tl.: Taleimt; Ro.: Rocacci; Ez.: Ez Zhiliguel; Bj.: El Brouj; Ss.: Assoul; Mi: Midelt. (Carte établie à partir de la carte géologique du Maroc au 1/1,000.000; 1963).



Legende:

M ind.	1	2	3	4
0 <M≤3.5				
3.5<M≤4.5				
4.5<M≤5.5				
5.5<M≤6.5				
M>6.5				

Figure II-8: Carte de sismicité (1960-1986) et de zonage sismique du domaine atlasique. Ne sont représentés que les séismes localisés par au moins cinq stations, dont le ERH et le ERZ ≤ 20km et dont le RMS ≤ 2s. Sur la légende: les colonnes de 1 à 4 indiquent les profondeurs des foyers. 1: 0<h≤35km; 2: 35<h≤70km; 3: 70<h≤150km; 4: h>150km.

Leuh). De plus, certaines lignes structurales majeures du Moyen Atlas sont soulignées par des alignements sismiques: la faille d'Adarouch qui sépare le causse d'Agouraï de celui d'El Hajeb-Ifrane, l'accident de Tizi n'Trettène, l'accident nord-moyen atlasique et l'accident sud-moyen atlasique.

La région de Kerrouchen, sur la bordure sud du Moyen Atlas, est la plus active sismiquement dans le domaine atlasique. L'important alignement sismique orienté NE-SW, entre 33.2°N - 4.7°W et 32.7°N - 5.6°W (Fig. II-8), témoigne de la réactivation récente de la ligne structurale majeure. Celle-ci est marquée par un débordement de la couverture triasico-liasique sur les dépôts mio-pliocènes voire plio-villafranchiens. De plus, la région de Kerrouchen correspond à un noeud tectonique où les accidents sud et nord moyen atlasiques se rejoignent (Fig. II-7).

En ce qui concerne la région d'Aïn Leuh, nous distinguons un important alignement sismique de direction NE-SW qui s'étend entre 33.8°N - 4.8°W et 33.1°N - 5.5°W (Fig. II-8). L'activité sismique de ce groupe d'épicentres est à mettre en relation avec les rejeux récents de l'accident de Tizi n'Trettène (Fig. II-7).

Le seul mécanisme au foyer déterminé dans la région (séisme d'Aïn Leuh du 17/1/1979; md = 4.7, Io = VI); montre un axe de pression de direction NNE-SSW (Ramdani et Tadili, 1980).

Notons également que des épicentres soulignent les zones de passage de l'accident de Tizi n'Trettène d'une part et de l'accident nord-moyen atlasique d'autre part, et ceci depuis Kerrouchen et Aïn Leuh au SW jusqu'à Sefrou et Ribat el Khir au NE (Fig. II-7). D'ailleurs dans ces couloirs tectoniques, une activité tectonique récente est à souligner: dépôts mio-pliocènes, plio-villafranchiens voire subactuels (terrasses quaternaires, travertins) sont déformés.

L'accident sud-moyen atlasique est la ligne morphostructurale qui s'étend depuis Midelt au SW jusqu'au Sud immédiat de Guercif. Il met en contact le Moyen Atlas plissé avec les plaines de la Moyenne et de la Haute Moulouya (Fig. II-7). L'activité tectonique de cet accident est confirmé par les dépôts du Néogène et du Quaternaire qui sont déformés. C'est donc à la réactivation récente de l'accident sud-moyen atlasique qu'il faut rapporter les épicentres de Berkine et de Bou Rached au SE et celui de Missour au SW (Fig. II-8).

a-b) Haut Atlas central

C'est la région la plus active du domaine atlasique après le Moyen Atlas (Fig. II-6) où nous distinguons les alignements sismiques suivants:

Dans la région d'Aghbala, où se fait la jonction entre le Haut Atlas central et le Moyen Atlas, les épicentres forment un alignement ESE-WNW qui souligne la bordure nord du Haut Atlas central. Cette activité sismique témoigne de la réactivation de l'accident nord-haut atlasique dans cette région.

La partie centrale du Haut Atlas central, région comprise entre Ouaouizerth, Tilougguit et Imilchil, est marquée par une importante concentration d'épicentres (Fig. II-7 et II-8). Ceux-ci témoignent de la remobilisation récente des accidents qui affectent cette partie du Haut Atlas central.

En effet, au sud immédiat de Tilougguit, un accident chevauchant, orienté E-W et de vergence nord (Jenny, 1983; 1988), amène le Jurassique moyen carbonaté à recouvrir les molasses mio-pliocènes, voire quaternaires (roche cathédrale).

L'activité sismique dans cette région a déjà été signalée par plusieurs auteurs (Debrach, 1954c; Duvergé, 1969; Ben Sari, 1978; Hatzfeld, 1978; Frogneux, 1980).

Les mécanismes aux foyers qui ont été déterminés dans la région (Frogneux, 1980; Coisy et Frogneux, 1980) montrent que les axes de pression sont orientés en majorité N 170.

a-c) Haut Atlas oriental

Dans cette partie du Haut Atlas, qui s'étend depuis la traversale de Midelt-Errachidia à l'Ouest jusqu'à la boutonnière paléozoïque de Tamlelt à l'Est (Fig. II-7). L'activité sismique dans ce tronçon de la chaîne peut être expilquée par le rejeu récent des accidents nord et sud atlasiques. Quand à la sismicité de la boutonnière de Tamlelt (Fig. II-8), elle est probablement liée à la mise en relief (en horst) de cette boutonnière qui se traduit par la remobilisation d'accidents anciens en failles inverses. Le paléozoïque recouvre alors les terrains mio-pliocènes voire quaternaires.

b) Massif ancien du Haut Atlas

L'activité sismique dans le Massif ancien est faible et diffuse ce qui ne permet pas de faire de corrélation avec les accidents géologiques reconnus dans la région. Les quelques épicentres localisés dans la région sont situés soit sur la bordure nord (sud de Marrakech), soit sur la bordure sud. Ils témoignent de la réactivation récente des accidents nord et sud atlasiques dans cette zone.

c) Haut Atlas occidental

L'activité sismique est pratiquement concentrée sur l'accident sud atlasique de direction NE-SW dans cette partie du Haut Atlas (Fig. II-8). Le plus violent séisme enregistré au Maroc depuis le début du siècle a eu lieu sur l'extrémité occidentale de cet accident (deuxième partie: chapitre I). La sismicité diminue en allant vers l'Est et vers le Nord, mais ceci est essentiellement due au manque de stations, car récemment, et comme nous l'avons déjà montionné auparavant, nous avons enregistré une importante secousse au SE d'Essaouira.

d) Meseta occidentale

Les rares épicentres localisés dans cette zone, désignée par MO sur la figure II-8, ne présentent aucun danger sismique ni pour la zone elle même ni pour les zones avoisinantes. Elle n'est pas considérée donc comme une source sismique, et nous ne tenons pas compte de cette zone dans le calcul de l'aléa sismique.

En conclusion, à l'issue de cette analyse du domaine atlasique, où nous avons essayé d'expliquer les relations entre la sismicité et la géologie de surface, les points essentiels suivants sont à retenir.

a) Les épicentres se concentrent dans le Haut Atlas et le Moyen Atlas, où l'activité sismique est aussi importante que celle du Rif. Ces épicentres forment soit des alignements sismiques soit des concentrations.

a-a) Les alignements sismiques sont de deux types:

les alignements NE-SW, caractérisent plus particulièrement le Moyen Atlas. Ils soulignent les accidents majeurs.

les alignements ESE-WNW à SE-NW, caractérisent , quant à eux, le Haut Atlas central.

a-b) Les concentrations d'épicentres sont situées essentiellement dans le Moyen Atlas (région de Kerrouchen) et dans le Haut Atlas central (région de Ouaouizerth).

b) Les bordures des chaînes du Haut Atlas et du Moyen Atlas sont jalonnées par des épicentres, bien que dispersés.

c) La Meseta occidentale est faiblement sismique.

II-4-3 Identification des zones-sources extérieures

La consultation des données de la sismicité historique (introduction générale), et le dépouillement des données macrosismiques pour la période 1901-1988 (première partie: chapitre I, parag. IV-3) montrent qu'il est nécessaire de tenir compte de la sismicité de certaines régions extérieures au Maroc.

A partir de ces données, nous avons dressé le tableau II des principaux événements historiques et récents ressentis au Maroc. L'examen de ce tableau montre que deux régions principales ont affecté par le passé le Maroc, et peuvent l'affecter dans le futur. Ces deux régions sont: l'océan Atlantique et la mer d'Alboran.

Tableau II: Liste des événements ressentis dans le Nord du Maroc ayant leur épicentre à l'extérieur du Maroc.(Données extraites du catalogue de Mezcua et Martinez Solares, 1983).

date	région épicentrale	I max.	observations
26- 5- 881	Atlantique: 36°N-8°W	X	ressenti en Afrique du Nord.
5- 4-1504	Carmona: 37.4°N-5.6°W	X	ressenti au Nord du Maroc.
22- 9-1518	Alméria: 36.9°N-2.5°W	IX	ressenti à Fès, au P. de V. de la Gomera et à Tétouan.
9-10-1680	S. Malaga: 36.5°N-4.4°W	IX	ressenti au Maroc.
1-11-1755	Cap St Vincent:37°N-10°W	X	ressenti au Maroc.
3-11-1755	Gibraltar: 36.2°N-5.3°W	?	ressenti à Sebta.
4-11-1755	Cap St Vincent:37°N-10°W	?	ressenti à Sebta.
17-11-1755	Cap St Vincent:37°N-10°W	?	ressenti à Sebta.
18-11-1755	Cap St Vincent:37°N-10°W	?	ressenti au Maroc.
12- 4-1777	Cap St Vincent:37°N-10°W	VIII	ressenti à Salé, Fès et aurait détruit Tanger.
25-10-1790	Oran: 35.7°N-0.7°W	X	ressenti à Melilla.
13- 1-1804	Dalia: 36.8°N-2.8°W	VIII	ressenti à Melilla.

Nous avons écarté les sources sismiques du sud de l'Espagne et de l'est de l'Algérie, malgré que quelques événements originaires de ces zones ont été ressentis au Maroc, mais rien ne nous indique qu'ils ont pu y provoquer des dégâts.

a) L'océan Atlantique

Nous y identifions deux zones-sismiques: le SW du cap St Vincent et le golfe de Cadix, désignées sur la figure II-5 par SV et GC respectivement, qui sont le siège d'une sismicité assez importante. Les séismes originaires de ces deux zones peuvent atteindre, comme nous

l'avons déjà souligné dans l'introduction générale, des magnitudes supérieures à 6.

Pour ces deux sources, nous retenons, sans aucune modification, le zonage proposé par le modèle espagnol (Fig. II-3).

b) La mer d'Alboran

En ce qui concerne la mer d'Alboran, désignée dans la figure II-5 par AL, nous la considérons comme une seule zone-source au lieu de deux dans le modèle espagnol. La sismicité dans la mer d'Alboran est diffuse et ne permet pas de distinguer de sources sismiques ni d'alignements d'épicentres.

III- CALCUL DES PARAMETRES NECESSAIRES A L'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE

Après la première étape qui consistait à la délimitation des zones-sources (ou sismogènes), la deuxième étape consiste au calcul des différents paramètres nécessaires pour l'évaluation de l'aléa sismique dans chaque zone-source.

III-1 CONSTITUTION D'UN FICHIER DE TRAVAIL

III-1-1 Quelques statistiques sur la sismicité du Maroc

La répartition des séismes ressentis par zone-source et par période du temps est représentée par le tableau III.

Le pourcentage des séismes ressentis d'intensité ≥ V, par rapport au nombre total, met en relief les lacunes d'informations quand on recule dans le temps. Cette perte d'informations peut s'expliquer par le fait que seuls les événements majeurs (I ≥ VII) ont été rapportés par les documents historiques.

En ce qui concerne la zone du Nekor (NK): nous n'avons aucune information sur la sismicité d'avant 1500; deux événements d'intensité VII ont été signalés entre 1501 et 1700; et ce n'est qu'à partir du XVIIIème siècle qu'on a commencé à avoir plus d'informations où 11 événements ont été signalés entre 1701 et 1900.

Tableau III: Nombre des événements ressentis dans les différentes zones-sources et intensité maximale correspondante. La dernière colonne indique le pourcentage par rapport au nombre total des séismes ressentis avec I≥V. (Dans les colonnes 2 et 3, le 1er chiffre indique le nombre des événements avec répliques et prémonitoires, le 2ème sans).

période considérée	nombre de séismes ressentis	séismes d'I≥ V	Imax	% par rapport au nombre total
ZONE NW:				
avant 1900	10	3	VII	25.0
1901 - 1986	28/23	9/9	VII	75.0
ZONE NK:				
avant 1500	?	?	?	0.0
1501 - 1600	2	1	VII	2.0
1601 - 1700	3	1	VII	2.0
1701 - 1800	8	6	VIII	11.8
1801 - 1900	13	5	VII	9.8
1901 - 1986	104/74	38/35	VII	74.4
ZONE NE:				
avant 1900	?	?	?	0.0
1901 - 1986	41/22	14/11	VI	100.0
ZONE HM:				
avant 1900	?	?	?	0.0
1901 - 1986	181/110	58/52	VII	100.0
ZONE SA:				
avant 1900	2	1	IX?	9.1
1901 - 1986	28/22	10/7	VII	90.9
ZONE MA:				
avant 1900	?	?	?	0.0
1901 - 1986	71/56	19/18	VII	100.0
ZONE HO:				
avant 1900	1	1	?	0.0
1901 - 1986	58/32	15/12	X	100.0
ZONE MO:				
avant 1900	1	?	?	0.0
1901 - 1986	16/13	3/3	V	100.0

Sur quatre siècles d'observation, 13 séismes seulement ont été recensés, ce qui ne représente même pas le quart de ce qui a été observé depuis le début de ce siècle.

En ce qui concerne les autres zones: aucune intensité n'a été évaluée sauf pour le seul événement du 23/5/1623 (zone SA). L'intensité de ce séisme a été évaluée à IX par Mezcua et Martinez Solares (1983), nous ne connaissons d'ailleurs pas la documentation sur laquelle ils se sont basés pour l'évaluation de celle-ci.

III-1-2 Etablissement d'un fichier d'événements indépendants

Pour le calcul de l'aléa sismique, il est indispensable que les données du fichier soient homogènes et présentent une certaine continuité dans le temps.

Dans le cas de cette étude, nous avons constitué un fichier de travail comprenant tous les événements indépendants ayant eu lieu dans les différentes zones-sources identifiées précédemment pour la période comprise entre 1901 et 1986, en excluant les répliques et les prémonitoires.

Pour distinguer un événement principal (ou indépendant), en général le plus important, d'un événement prémonitoire ou d'une réplique nous avons adopté les mêmes critères que ceux adoptés par le BRGM pour le calul de l'aléa sismique dans le SE de la France (Dadou et al., 1983):

- pour la sismicité récente, "deux événements consécutifs de localisation voisine, inférieure à un demi degré en latitude et en longitude, sont considérés comme indépendants lorsque l'intervalle de temps qui les sépare est supérieur à 15 jours, ou lorsqu'ils n'appartiennent pas visiblement au même essaim".

- pour la sismicité ancienne, nous n'avons considéré que les événements dont l'intensité ≥ V et dont l'intervalle en temps qui sépare deux événements consécutifs ayant la même localisation est supérieur à un mois.

III-1-3 Conversion des valeurs de la magnitude en intensité épicentrale

Comme les données macrosismiques couvrent une période d'observation relativement assez importante par rapport aux données instrumentales, nous avons préféré effectuer les calculs statistiques sur les intensités plutôt que sur les magnitudes. Pour les séismes dont l'intensité épicentrale est inconnue, leur magnitude a été convertie en intensité en utilisant la relation empirique suivante que nous avons établie précédemment (1ère partie: chapitre I; paragr. IV-3):

$$M = 0.58\ Io + 0.85 \qquad V \leq Io \leq X$$

III-2 AJUSTEMENT DES LOIS DE DECROISSANCE DE L'INTENSITE EN FONCTION DE LA DISTANCE

Le programme EQRISK de Mc Guire pour l'évaluation de l'aléa sismique fait appel aux lois d'atténuation de l'intensité en fonction de la distance épi- ou hypocentrale. Chaque loi est, généralement, propre à une source sismique donnée. C'est à dire que tous les séismes appartenant à une même source doivent obéir à la même loi d'atténuation.

Les relations utilisées dans la littérature pour le calcul des lois d'atténuation sont nombreuses et ont la forme générale suivante:

$$Io - I = a + b.\log(r) + c.r + \epsilon$$

où:

- Io: intensité épicentrale;
- I : intensité ponctuelle à un point donné localisé à une distance r;
- r : distance épi- ou hypocentrale;
- a, b et c: coefficients à ajuster à la loi d'atténuation;
- ϵ : les écarts entre la loi théorique et les valeurs observées.

Les lois d'atténuation peuvent également être utilisées pour l'évaluation de la profondeur macrosismique, la relation la plus utilisée est celle qui a été développée par Sponheuer (1960); ce modèle se base sur les hypothèses suivantes:

- la source sismique est ponctuelle à l'intérieur d'un milieu homogène et isotrope;

- l'intensité est proportionnelle à une amplitude du mouvement du sol, en général l'accélération;

- l'énergie émise par la source sismique est proportionnelle au carré de l'amplitude du mouvement du sol.

La relation de Sponheuer s'écrit généralement sous la forme suivante:

$$Ió - In = k.\log(\sqrt{Rn^2 + h^2}/h)^n + k.\alpha.\log(e).(\sqrt{Rn^2 + h^2} - h)$$

où:

Io: intensité épicentrale;
In: intensité observée à la distance épicentrale Rn;
h : profondeur du foyer;
α : coefficient d'atténuation;
k : facteur de l'atténuation géométrique de l'accélération, il est compris entre 2 et 6;
n : coefficient = 1 pour les ondes de volume et ½ pour les ondes de surface;
log(e) = 0.4343

Dans le cas des ondes de volume on a n = 1, et pour une valeur de K = 3.0, nous avons la relation de Sponheuer-Kovesligethy:

$$Io - In = 3 \log(\sqrt{Rn^2 + h^2}/h) + 1.3\, \alpha\, (\sqrt{Rn^2 + h^2} - h)$$

Les critères d'utilisation de ces lois de décroissance exigent d'une part, une très bonne localisation de l'épicentre pour réduire l'erreur sur les distances épicentrales et d'autre part, un nombre suffisant d'observations macrosismiques (Hendrickx, 1981); dans le cas où celles-ci sont insuffisantes on peut regrouper un ensemble de séismes pour la détermination d'une seule loi moyenne d'atténuation. Ces séismes doivent appartenir, bien entendu, à la m@me zone-source et avoir une profondeur de foyer similaire.

Dans la thèse de Dadou (1981), on trouvera une étude détaillée de la relation de Sponheuer et l'influence de chaque paramètre.

III-2-1 Détermination des paramètres des lois d'atténuation nécessaires au calcul de l'aléa sismique

a) Domaine rifain

Vu le peu de données dont nous disposons pour le domaine rifain, nous avons été contraint de regrouper les données macrosismiques de deux séismes pour le calcul d'une loi moyenne d'atténuation pour les trois zones-sources du Nord-Ouest (NW), du Nekor (NK) et du Nord-Est (NE).

Nous avons utilisé 24 couples de valeurs d'intensité ponctuelle et leur distance épicentrale correspondante concernant les deux séismes sélectionnés (annexe 3: Fig. 15 et 16). Leurs caratéristiques sont présentées dans le tableau IV.

Les valeurs de l'atténuation α et de la profondeur h qui ajustent le mieux la relation de Sponheuer-Kovesligethy sont égales à 0.0071 /km et 11.2 km respectivement (Fig. II-11; Tab. V).

b) Zone-source du Saïss (SA)

Un seul événement a été utilisé pour le calcul des paramètres de la loi d'atténuation. 15 couples de valeurs de In et de Rn du séisme du 31-5-1934 (annexe 3: Fig. 2), dont les caractéristiques sont données par le tableau IV, ont permis d'évaluer les valeurs de α à 0.0010 /km et de h à 22.5 km (Fig. II-11; Tab. V).

c) Zone-source du Haut Atlas central et du Moyen Atlas (HM)

Nous avons utilisé les données macrosismiques du violent séisme de Kerrouchen du 10-5-1950 pour le calcul de la profondeur et du coefficient de l'atténuation.

D'après la carte macrosismique (annexe 3: Fig. 6), la propagation est assez homogène et nous ne distinguons pas de directions préviligiées de l'atténuation. Les valeurs de l'ajustement sont égales à 0.0010 /km pour le coefficient de l'atténuation et 9.7 km pour la profondeur (Fig. II-11; Tab. V).

d) Zone-source du Massif ancien (MA)

Trente neuf couples de valeurs d'intensité ponctuelle et leur distance épicentrale correspondante, du séisme du 20-4-1955, ont été utilisés pour le calcul des paramètres de la loi de décroissance. L'intensité épicentrale est égale à VII, elle a été ressentie à Talat n'Nos au Sud de Marrakech (annexe 3: Fig. 8).

Les valeurs ajustées de α et de h sont égales à 0.0010 /km et 9.9 km respectivement (Fig. II-11; Tab. V).

e) Zone-source du Haut Atlas occidental (HO)

Nous avons étudié en détail, dans la deuxième partie de ce travail, l'atténuation dans cette zone pour mieux préciser la profondeur du foyer du séisme d'Agadir du 29-2-1960. Nous avons effectué également plusieurs tests sur la valeur de l'intensité épicentrale.

Les valeurs du coefficient de l'atténuation et de la profondeur du foyer ajustées sont égales à 0.0010 /km et à 1.4 km respectivement (Fig. II-11; Tab. V).

f) Zone-source de la mer d'Alboran (AL)

Nous avons utilisé les données du séisme 18-7-1933 pour le calcul de la loi d'atténuation (annexe 3; Fig. 2). L'intensité épicentrale est prise égale à VI car l'intensité maximale observée à terre est égale à V.

Les valeurs de α et de h qui ajustent le mieux la courbe de l'atténuation sont égales à 0.0010 /km et 23.9 km respectivement (Fig. II-11; Tab. V).

g) Zone-source du SW du cap St. Vincent (SV)

Nous avons exploité les données macrosismiques et instrumentales du séisme atlantique du 28-2-1969 (Tab. IV).

L'enquête macrosismique qui a été menée par le D.P.G. nous a permis d'avoir les intensités ponctuelles dans trois cent trèize localités du Maroc.

L'examen de la carte des isoséistes que nous avons établie (Fig. II-9) fait apparaître deux régions d'atténuation différente: la première est située dans le Rif, elle est comprise approximativement entre les azimuts N 95 et N 105, la deuxième est située au delà de l'azimut N 105.

Avant le calcul des deux lois de décroissance, nous avons essayé, tout d'abord, d'évaluer l'intensité épicentrale car l'épicentre est en mer. L'intensité maximale ressentie à terre est égale à VIII; nous avons donc essayé des valeurs d'intensité épicentrale comprises entre IX et X-XI, le meilleur écart-type ($\sigma(i)$=0.667) correspond à une intensité épicentrale égale à X. La profondeur du foyer est prise égale à 22.0 km calculée instrumentalement.

Nous avons procédé par la suite aux calculs des valeurs du coefficient de l'atténuation pour chaque région. Dans nos calculs nous avons tenu compte du palier (aire où l'intensité maximale est supposée constante).

Nous avons testé deux valeurs pour le choix du palier: 50 km et 90 km; ce sont le petit rayon et le grand rayon de l'ellipse dans lequel ont été localisées les répliques de la secousse principale (Lopez Arroyo et Udias, 1972). Ces deux valeurs ont été également utilisées par la Sofratome (1985).

Les valeurs des coefficients d'atténuation obtenues sont égales à 0.0025 /km pour la région du Rif et à 0.0013 /km pour le reste (Fig. II-11; Tab. V).

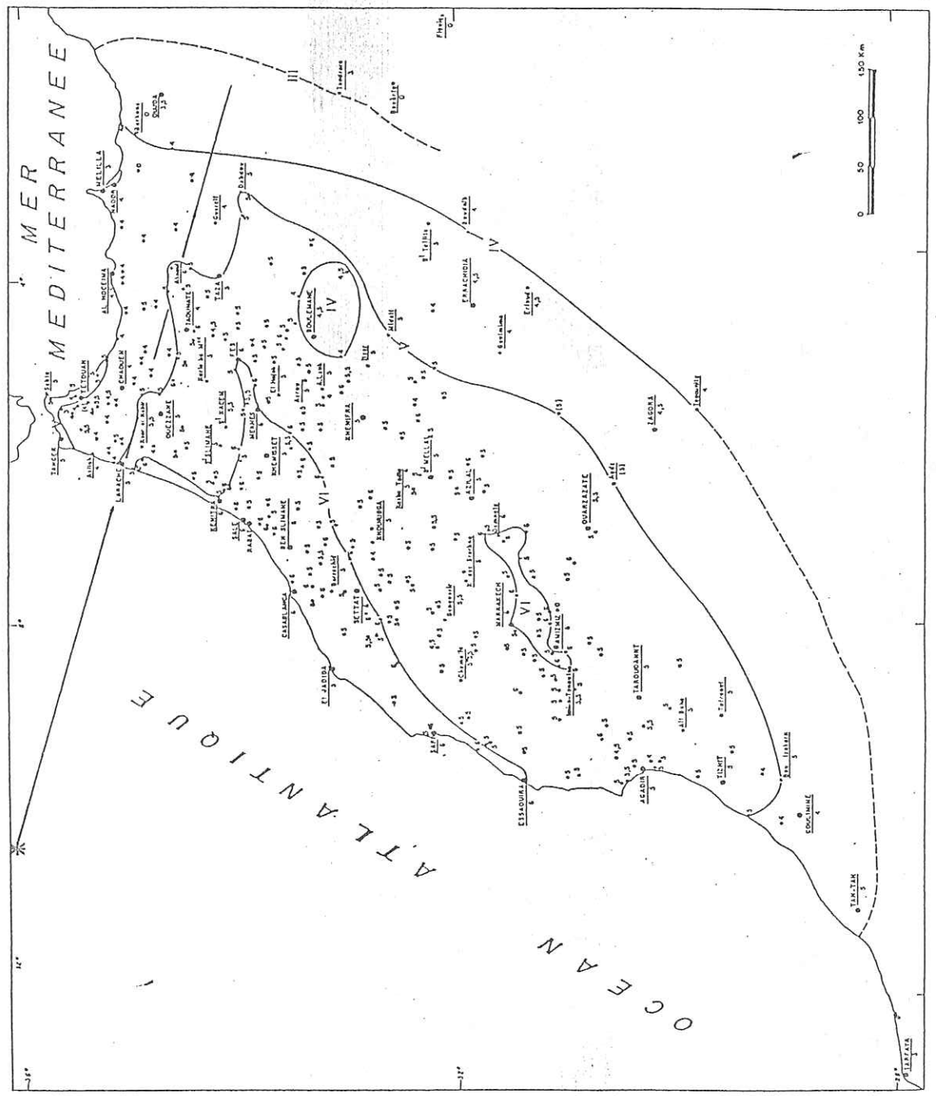


Figure II-9: Carte des isoséistes du tremblement de terre du 28/2/1969.
*: épicentre du séisme.

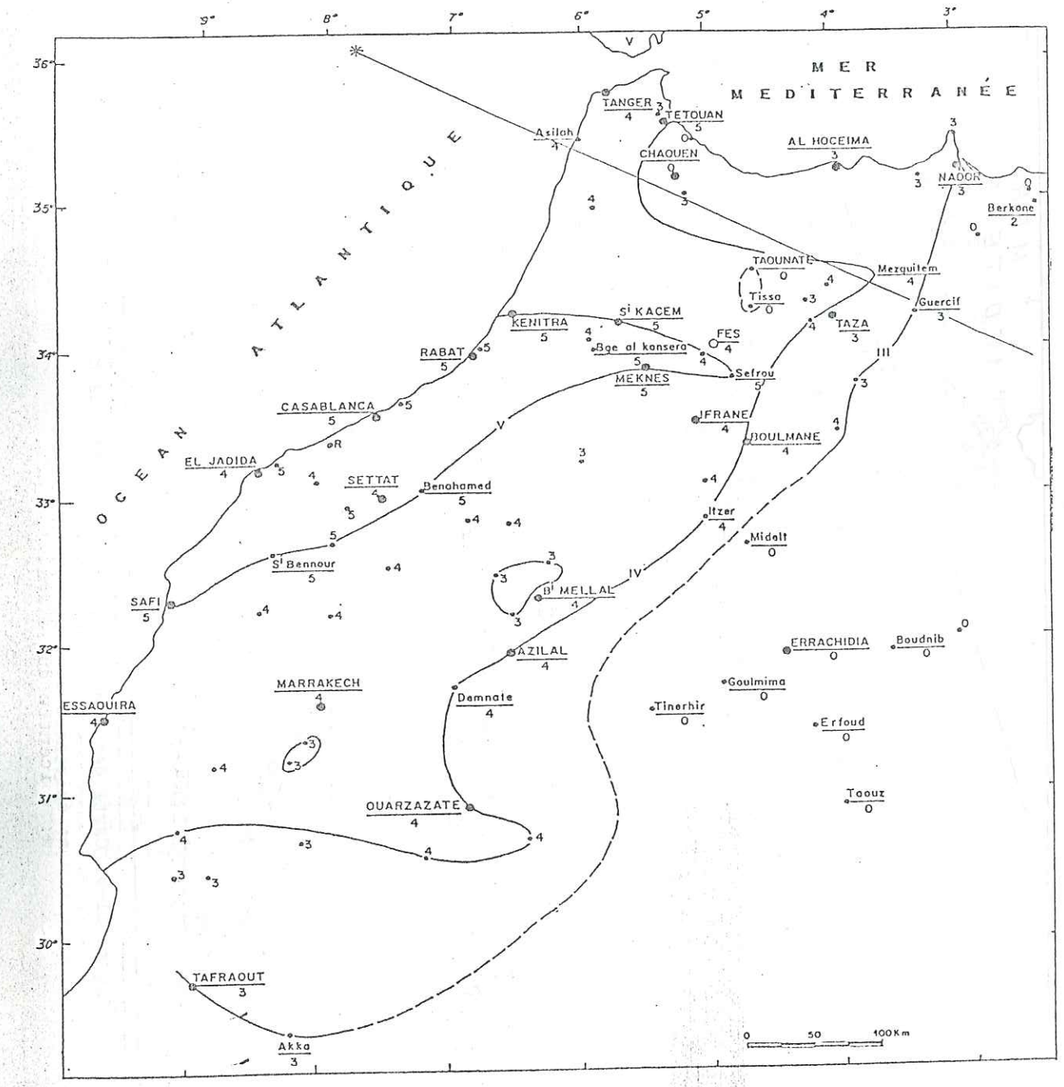


Figure II-10: Carte des isoséistes du tremblement de terre du 15/3/1964.
*: épicentre du séisme.

h) Zone-source du golfe de Cadix (GC)

Nous avons procédé de la même façon pour le calcul de la loi d'atténuation pour cette zone en exploitant les données macrosismiques et instrumentales du violent séisme du 15-3-1964.

D'après la carte des isoséistes (Fig. II-10), nous distinguons également deux régions d'atténuation différente: la première est située dans le Nord du Maroc (le Rif) comprise entre la Méditerranée et l'azimut N 115, et la deuxième comprend le reste du Maroc.

L'intensité épicentrale étant inconnue, nous avons effectué plusieurs tests pour l'évaluation de celle-ci. L'intensité maximale ressentie à terre étant égale à VII, des valeurs comprises entre VII-VIII et X ont été testées; le meilleur écart-type ($\sigma(i)=0.779$) correspond à une valeur de Io = VIII.

Les valeurs de α qui ajustent le mieux les deux lois d'atténuation sont égales à 0.0040 /km pour la zone 1 (le Rif) et à 0.0012 /km pour la zone 2. La profondeur du foyer est prise égale à 30.0 km calculée instrumentalement.

Tableau IV: Caractéristiques des séismes sélectionnés pour le calcul des lois d'atténuation dans les zones-sources. (*) intensité maximale observée à terre. erh est l'erreur en km sur la position de l'épicentre.

date du séisme	coordonnées Lat. N	Long. W	erh km	profondeur km	nombre de stations	mag.	Io
Domaine rifain (NW, NK et NE)							
17- 4-1968	35.24°	3.73°	4.8	13.0 ± 2.2	120	5.0	VI
7- 4-1970	34.87°	3.90°	6.9	27.0 ± 10.0	61	4.9	VI
Zone SA: 31- 5-1934	34.3 °	4.8 °			6	4.6	VI
Zone HM: 10- 5-1950	32.7 °	5.3 °			23	5.3	VII
Zone MA: 20- 4-1955	31.1 °	8.2 °			8	4.6	VII
Zone HO: 29- 2-1960	30.45°	9.62°			150	5.9	X
Zone SV: 28- 2-1969	36.01°	10.57°	3.3	22.0 ± 6.3	321	7.3	VII*
Zone GC: 15- 3-1964	36.13°	7.75°	4.0	30.0 ± 12.0	258	6.2	VII*
Zone AL: 18- 7-1933	35.94°	4.80°	16.5	25.6 ± 25.8	7	4.6	V*

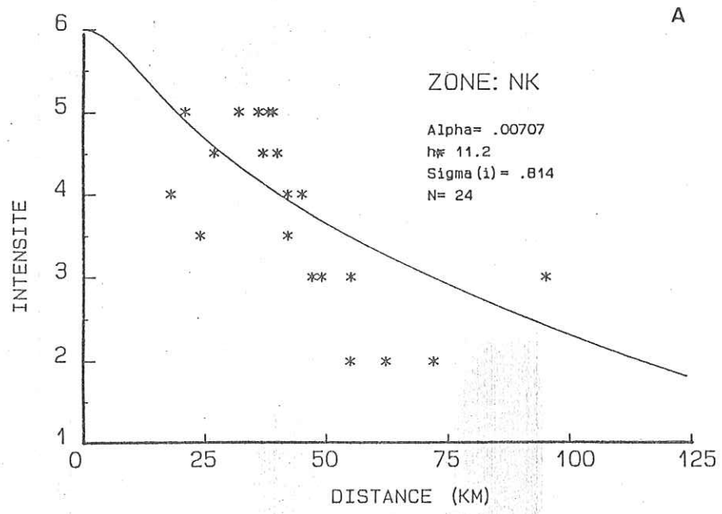


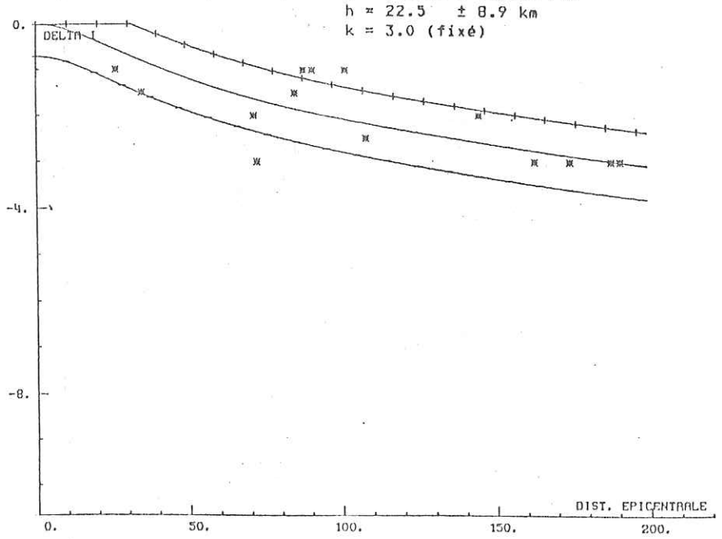
Figure II-11: Courbes de décroissance de l'intensité en fonction de la distance épicentrale pour chaque zone-source. Sur les figures B, C, D, E, et F sont également représentées les incertitudes ± σ(i) (courbes supérieure et inférieure), et l'axe des Y représente ΔI = In-Io.

B

ZONE: SA

Séisme: 31/5/1934 Io = VI

α = 0.0010 ± 0.0050 /km
h = 22.5 ± 8.9 km
k = 3.0 (fixé)

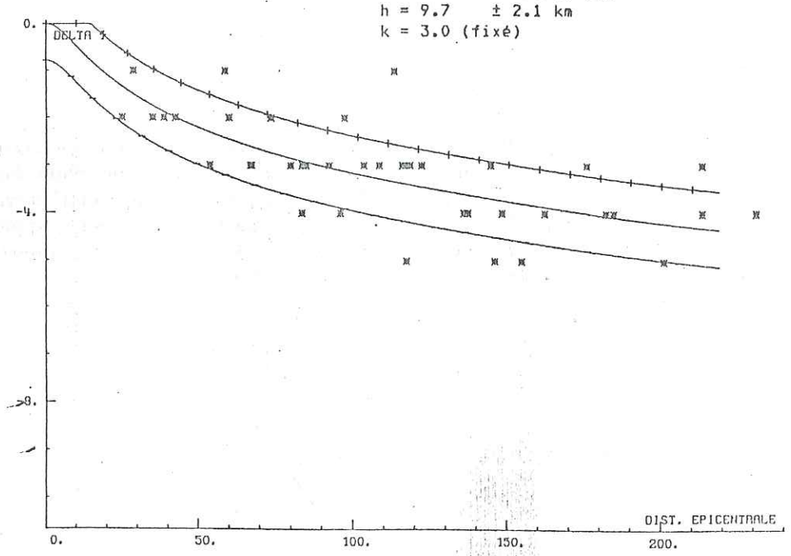


C

ZONE: HM

Séisme: 10/5/1950 Io = VII

α = 0.0010 ± 0.0018 /km
h = 9.7 ± 2.1 km
k = 3.0 (fixé)

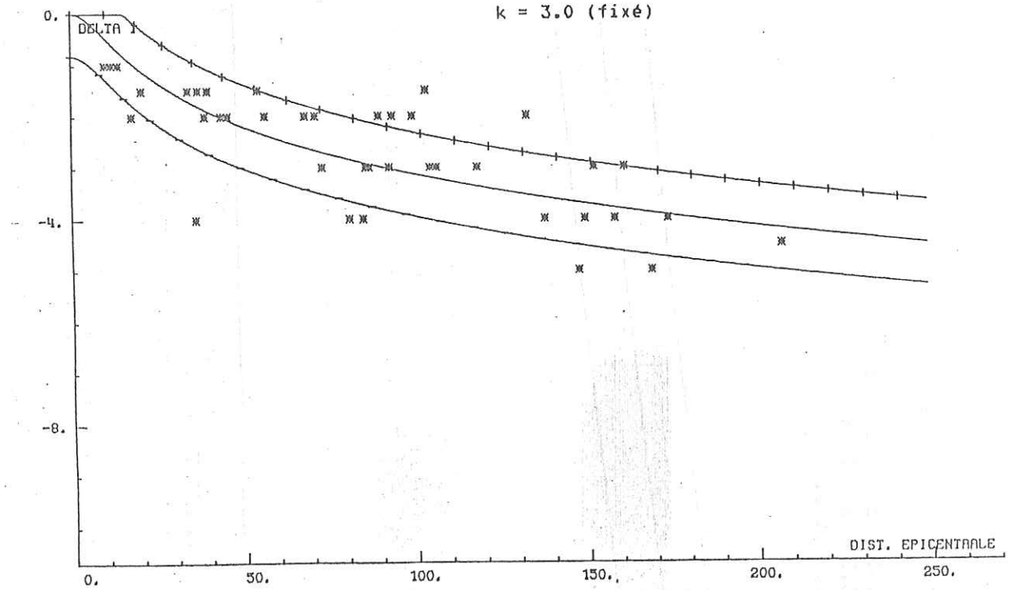


D

ZONE: MA

Séisme: 20/4/1955 Io = VII

α = 0.0010 ± 0.0022 /km
h = 9.9 ± 2.2 km
k = 3.0 (fixé)

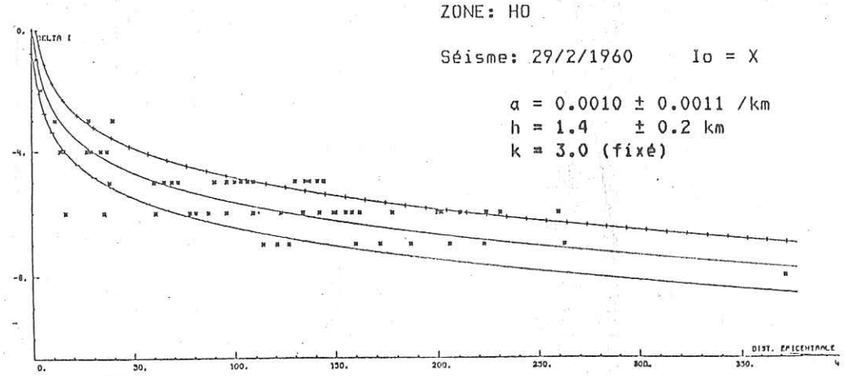


E

ZONE: HO

Séisme: 29/2/1960 Io = X

α = 0.0010 ± 0.0011 /km
h = 1.4 ± 0.2 km
k = 3.0 (fixé)

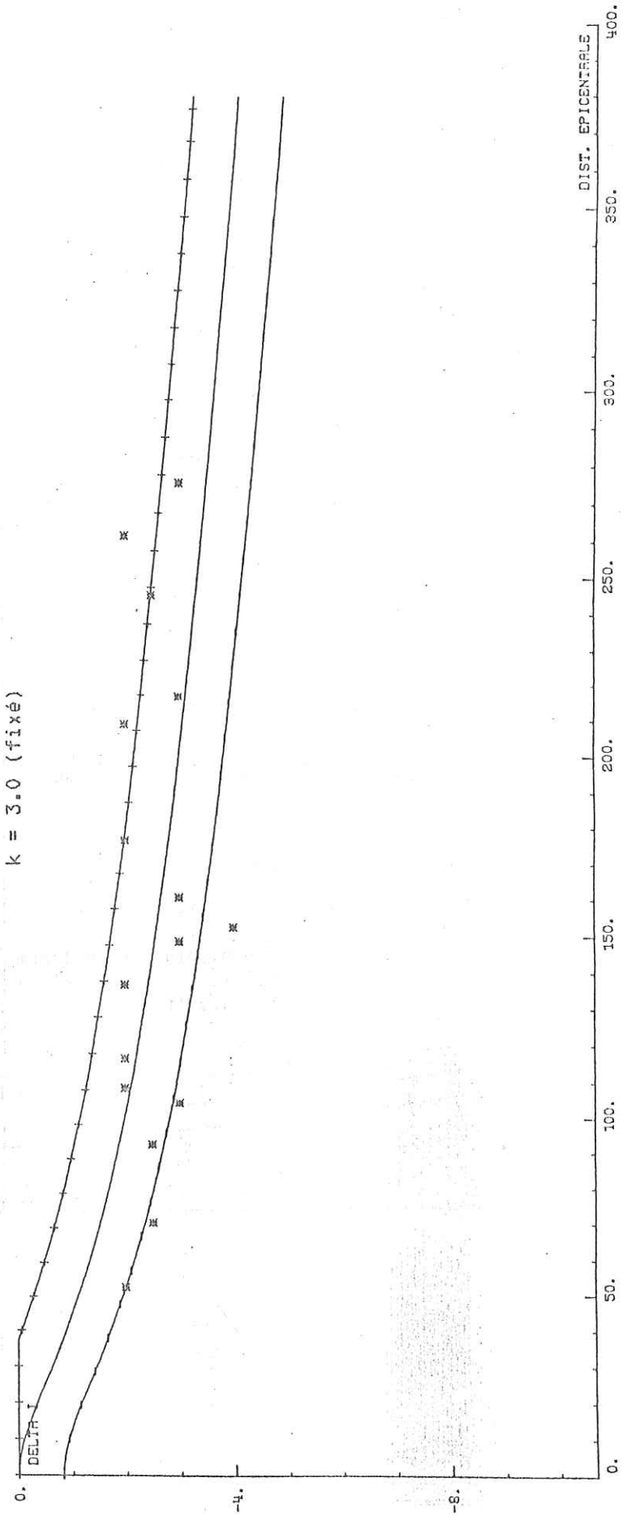


F

ZONE: AL

Séisme: 18/7/1933 Io = VI

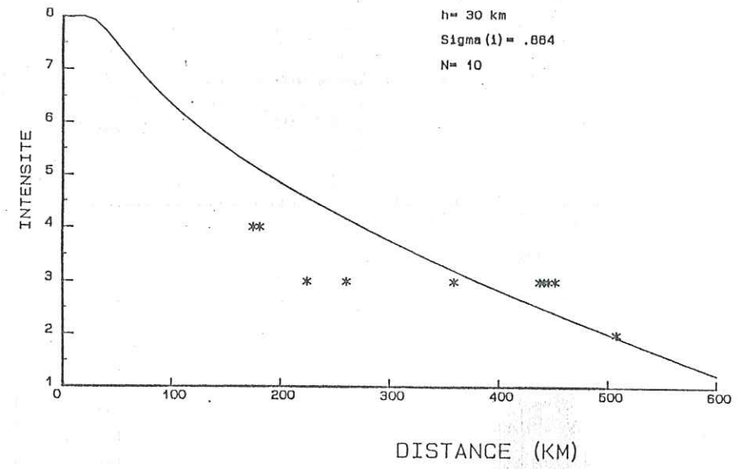
α = 0.0010 ± 0.0080 /km
h = 23.9 ± 9.3 km
k = 3.0 (fixé)



G

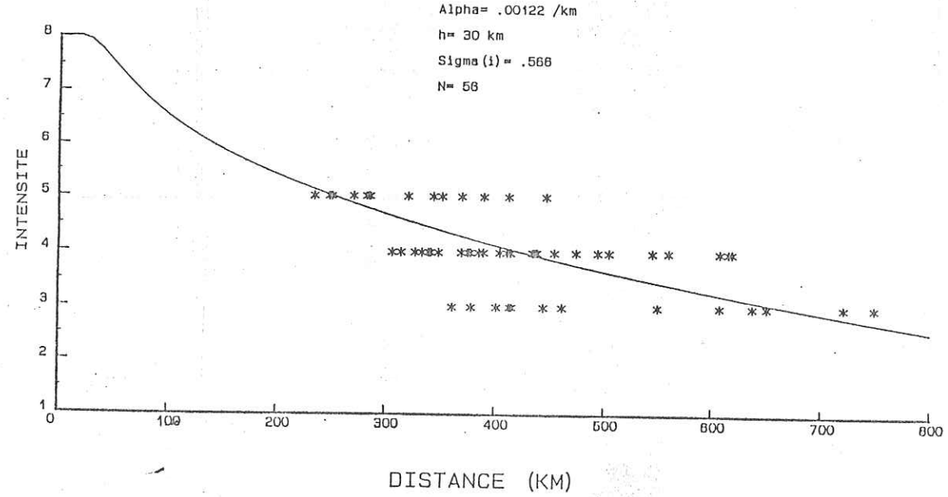
ZONE: GC (1)

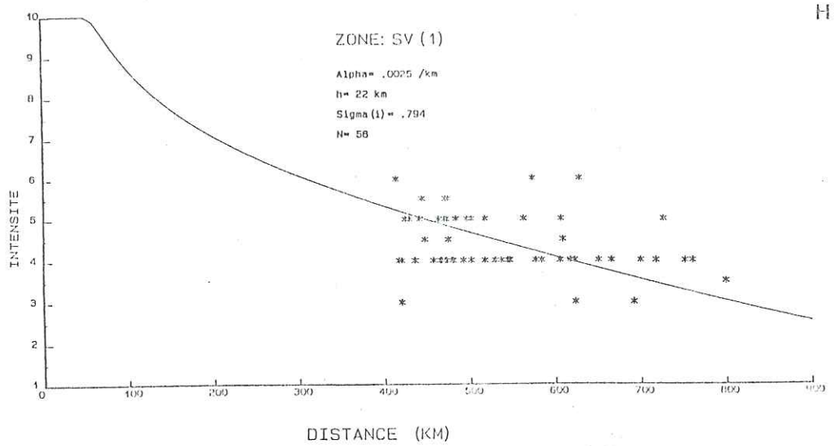
Alpha= .00404 /km
h= 30 km
Sigma(1)= .884
N= 10



ZONE: GC (2)

Alpha= .00122 /km
h= 30 km
Sigma(i)= .566
N= 56





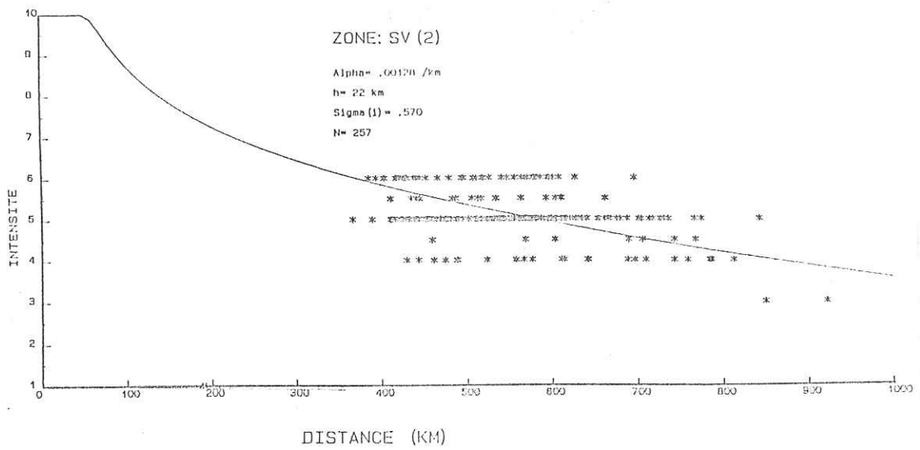


Tableau V: Valeurs des différents paramètres des lois d'atténuation, par zone-source, utilisés pour l'évaluation de l'aléa sismique. Nb est le nombre d'observation.

zone-source	Io	α ± σ(α) /km	h ± σ(h) km	σ(i)	Nb d'obs.
Domaine rifain	VI	0.0071 ± 0.0032	11.2 ± 2.3	0.814	24
Saïss	VI	0.0010 ± 0.0005	22.5 ± 8.7	0.580	15
H.M. Atlas	VII	0.0010 ± 0.0006	9.7 ± 2.1	0.550	43
Massif ancien	VII	0.0010 ± 0.0007	9.9 ± 2.2	0.430	39
H.A. Occid.	X	0.0010 ± 0.0011	1.4 ± 0.2	0.800	61
Cap St Vincent					
Zone 1	X	0.0025 ± 0.0008	22.0 ± 6.3	0.790	56
Zone 2	X	0.0013 ± 0.0005	22.0 ± 6.3	0.570	257
Golfe de Cadix					
Zone 1	VIII	0.0040 ± 0.0012	30.0 ± 12.0	0.660	10
Zone 2	VIII	0.0012 ± 0.0007	30.0 ± 12.0	0.570	56
Mer d'Alboran	VI	0.0010 ± 0.0008	23.9 ± 9.3	0.650	18

III-3 CALCUL DE LA FREQUENCE D'APPARITION DES SEISMES

Le programme de calcul EQRISK fait appel à la fréquence d'apparition des séismes par unité de temps qui est généralement prise égale à un an. Cette fréquence reflète l'activité sismique annuelle de la zone-source considérée.

Le calcul de ce paramètre n'est toujours pas aisé à faire, car ceci nécessite l'emploi d'échantillons exhaustifs et homogènes. L'exhaustivité des échantillons dépend, selon Hendrickx (1983), de trois facteurs principaux:

1) la période considérée, c'est pour cette raison que nous nous sommes limités à la sismicité récente qui a fait l'objet d'une révision complète.

2) le degré de l'intensité à partir de laquelle on sélectionne les événements. Nous avons choisi l'intensité V comme intensité seuil, car nous estimons que ce n'est qu'à partir de cette intensité que notre fichier est complet.

3) la zone-source considérée; il est certain que les données concernant une région peuplée et développée sont plus importantes, indépendamment de l'activité sismique de la dite zone, que celles d'une région isolée et peu peuplée.

Pour le calcul de la fréquence d'apparition des séismes, nous avons établi un programme informatique permettant de donner la fréquence annuelle d'apparition des séismes d'intensité Io ≥ V par classe de un demi degré d'intensité épicentrale et par périodes de temps (entre une date finale, qui est 1986, et une date initiale qui est variable).

Pour mieux étudier l'homogénéité des échantillons, il est intéressant de les visualiser sous forme d'histogrammes; l'examen de ceux-ci (Fig. II-12) et les tableaux correspondants (Tab. VI de A à I) montre que l'hypothèse de la stationnarité de la sismicité, en réculant dans le temps, n'est pas tellement respectée, et ceci d'autant plus que l'intensité est faible. Cette perte de l'information est probablement due à des événements historiques et politiques (guerres, épidémies, etc...) plutôt qu'à une baisse de l'activité sismique.

Nous estimons qu'un échantillon est homogène à partir de la date où l'on commence à observer une diminution progressive et continue de la fréquence d'apparition des séismes (Goula, 1980; Achar, 1987). Sur les tableaux VI (de A à I), nous avons encadré la date initiale à partir de laquelle un échantillon est complet (elle est indiquée par une flèche sur les histogrammes; Fig. II-12).

Pour certaines zones-sources, nous avons choisi deux dates initiales (indiquées par deux flèches sur les histogrammes), pour mettre en évidence l'incertitude sur la détermination de la fréquence. La première valeur correspond à une estimation à court terme et la deuxième à une estimation à long terme.

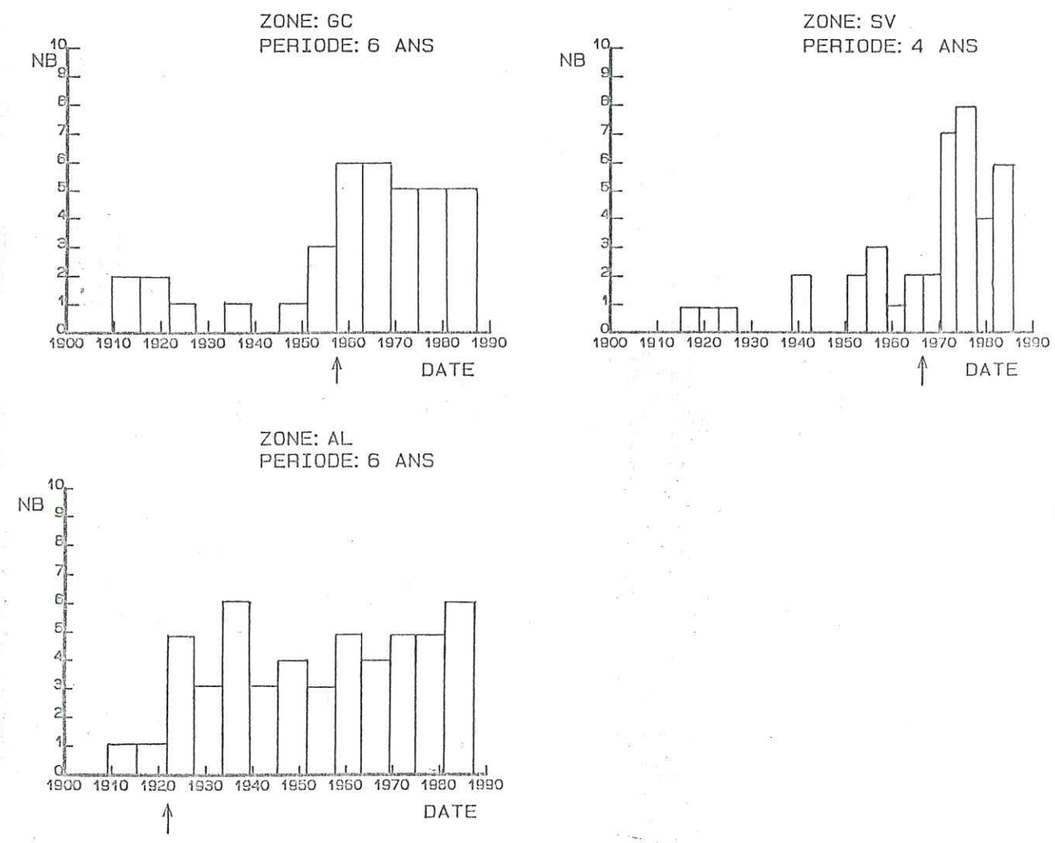
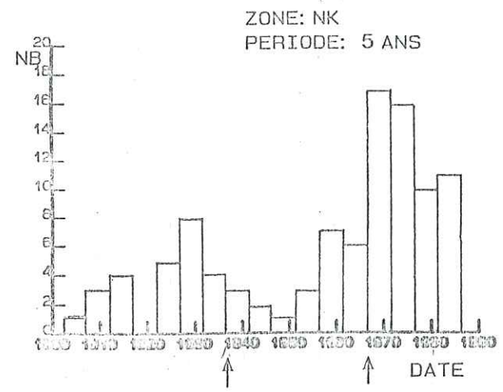
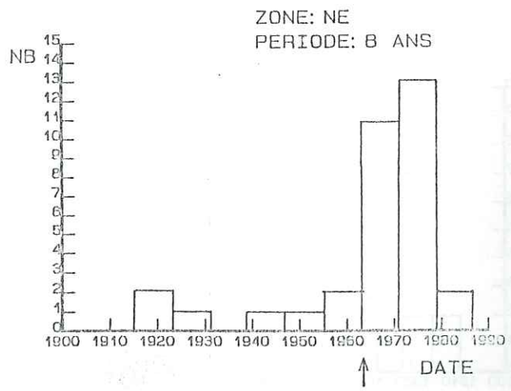
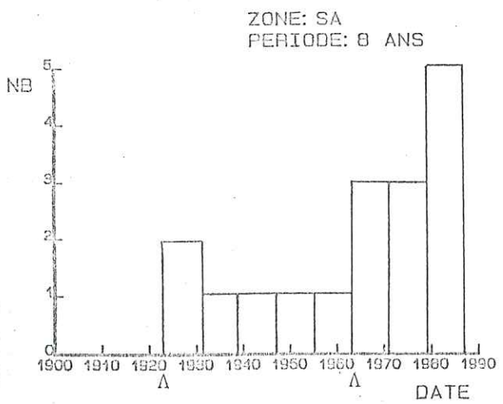
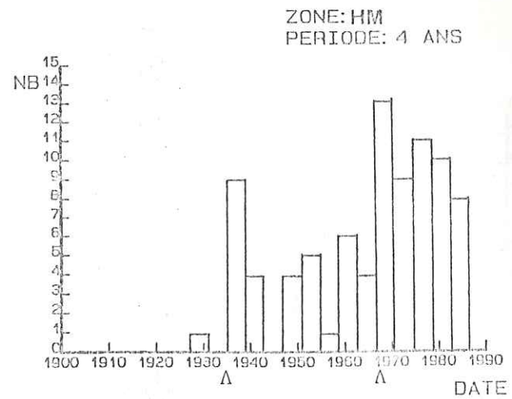


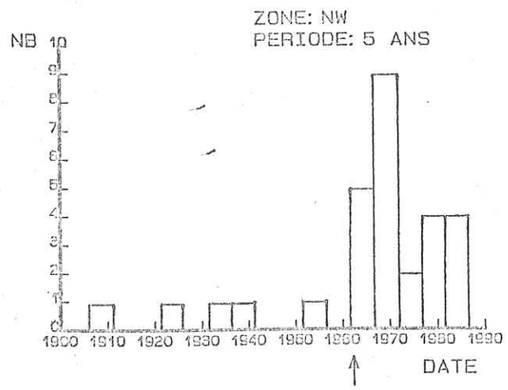
Figure II-12: Histogrammes représentant, pour chaque zone-source, le nombre total des séismes par période de temps. Les flèches indiquent la date initiale à partir de laquelle l'échantillon est estimé homogène.











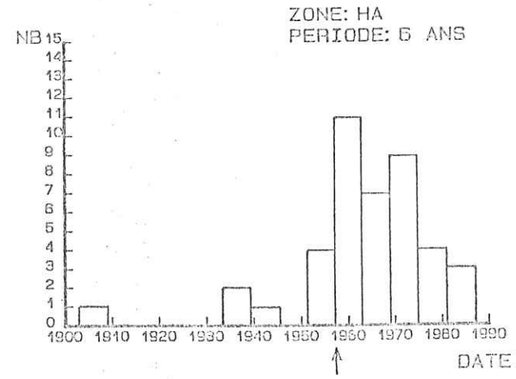


Tableau VI: Nombre total et fréquence annuelle d'apparition des séismes (premier et deuxième chiffre, respectivement, dans les colonnes des intensités) par classe d'un demi-degrè d'intensité et par période du temps.

A Zone-source: Nord-Ouest (NW)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5	
1982 - 1986	3	0.60	2	0.40	1	0.20	1	0.20
1977 - =	6	0.60	4	0.40	2	0.20	2	0.20
1972 - =	8	0.53	5	0.33	2	0.13	2	0.13
1967 - =	17	0.85	12	0.60	2	0.10	2	0.10
1962 - =	22	0.88	15	0.60	3	0.12	2	0.08
1957 - =	22	0.73	15	0.50	3	0.10	2	0.07
1952 - =	23	0.66	15	0.43	3	0.09	2	0.06
1947 - =	23	0.58	15	0.38	3	0.08	2	0.05
1942 - =	23	0.51	15	0.33	3	0.07	2	0.04
1937 - =	24	0.48	16	0.32	4	0.08	2	0.04
1932 - =	25	0.45	17	0.31	5	0.09	3	0.05
1927 - =	25	0.42	17	0.28	5	0.08	3	0.05
1922 - =	26	0.40	18	0.28	6	0.09	3	0.05
1917 - =	26	0.37	18	0.26	6	0.09	3	0.04
1912 - =	26	0.35	18	0.24	6	0.08	3	0.04
1907 - =	27	0.34	19	0.24	7	0.09	3	0.04

B Zone-source: Nekor (NK)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7		Io≥7.5	
1982 - 1986	11	2.20	6	1.20	3	0.60	1	0.20				
1977 - =	21	2.12	10	1.00	5	0.50	1	0.10				
1972 - =	37	2.47	15	1.00	7	0.47	1	0.07				
1967 - =	54	2.70	28	1.40	12	0.60	2	0.10				
1962 - =	60	2.40	33	1.32	15	0.60	3	0.12				
1957 - =	67	2.23	35	1.17	16	0.53	3	0.10				
1952 - =	70	2.00	37	1.06	17	0.49	4	0.11				
1947 - =	71	1.78	38	0.95	17	0.43	4	0.10				
1942 - =	73	1.62	40	0.89	18	0.40	4	0.09				
1937 - =	76	1.52	42	0.84	19	0.38	5	0.10				
1932 - =	80	1.45	43	0.78	20	0.36	5	0.09				
1927 - =	88	1.47	50	0.83	27	0.45	7	0.12	1	0.02		
1922 - =	93	1.43	54	0.83	31	0.48	9	0.14	3	0.05		
1917 - =	93	1.32	54	0.77	31	0.44	9	0.13	3	0.04		
1912 - =	97	1.29	56	0.75	33	0.44	11	0.15	4	0.05	1	0.01
1907 - =	100	1.25	56	0.70	33	0.41	11	0.14	4	0.05	1	0.01
1902 - =	101	1.19	56	0.66	33	0.39	11	0.13	4	0.05	1	0.01

C Zone-source: Nord-Est (NE)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5	
1979 - 1986	2	0.25	1	0.13	1	0.13		
1971 - =	15	0.94	7	0.44	5	0.31		
1963 - =	26	1.08	13	0.54	8	0.33	1	0.04
1955 - =	28	0.88	14	0.44	9	0.28	1	0.03
1947 - =	29	0.73	14	0.35	9	0.23	1	0.03
1939 - =	30	0.63	15	0.31	10	0.21	1	0.02
1931 - =	30	0.54	15	0.27	10	0.18	1	0.02
1923 - =	31	0.48	16	0.25	11	0.17	1	0.02
1915 - =	33	0.46	18	0.25	13	0.18	2	0.03

D Zone-source: Saïss (SA)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7	
1979 - 1986	5	0.63	4	0.50	2	0.25				
1971 - =	8	0.50	5	0.31	3	0.19				
1963 - =	11	0.46	8	0.33	5	0.21				
1955 - =	12	0.38	8	0.25	5	0.16				
1947 - =	13	0.33	8	0.20	5	0.13				
1939 - =	14	0.29	8	0.17	5	0.10				
1931 - =	15	0.27	9	0.16	6	0.11				
1923 - =	17	0.27	10	0.16	7	0.11	1	0.02	1	0.02

E Zone-source: Massif ancien et Haut Atlas occidental (HA)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7		Io≥7.5		Io ≥10	
1981 - 1986	3	0.50	3	0.50	2	0.33	2	0.33						
1975 - =	7	0.58	5	0.42	4	0.33	2	0.17						
1969 - =	16	0.89	8	0.44	4	0.22	2	0.11						
1963 - =	23	0.96	9	0.38	5	0.21	2	0.08						
1957 - =	34	1.13	10	0.33	6	0.20	3	0.10	1	0.03	1	0.03	1	0.03
1951 - =	38	1.06	12	0.33	8	0.22	4	0.11	2	0.06	1	0.03	1	0.03
1945 - =	38	0.90	12	0.29	8	0.19	4	0.10	2	0.05	1	0.02	1	0.02
1939 - =	39	0.81	12	0.25	8	0.17	4	0.08	2	0.04	1	0.02	1	0.02
1933 - =	41	0.76	14	0.26	10	0.19	4	0.07	2	0.04	1	0.02	1	0.02
1927 - =	41	0.68	14	0.23	10	0.17	4	0.07	2	0.03	1	0.02	1	0.02
1921 - =	41	0.62	14	0.21	10	0.15	4	0.06	2	0.03	1	0.02	1	0.02
1915 - =	41	0.57	14	0.19	10	0.14	4	0.06	2	0.03	1	0.01	1	0.01
1909 - =	41	0.53	14	0.18	10	0.13	4	0.05	2	0.03	1	0.01	1	0.01
1903 - =	42	0.50	14	0.17	10	0.12	4	0.05	2	0.02	1	0.01	1	0.01

F Zone-source: Haut Atlas central et Moyen Atlas (HM)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7		Io≥7.5	
1983 - 1986	8	2.00	4	1.00	2	0.50						
1979 - =	18	2.25	11	1.38	7	0.88	1	0.13				
1975 - =	29	2.42	19	1.00	12	1.00	1	0.08				
1971 - =	38	2.38	20	1.25	12	0.75	1	0.06				
1967 - =	51	2.55	22	1.10	13	0.65	1	0.05				
1963 - =	55	2.29	22	0.92	13	0.54	1	0.04				
1959 - =	61	2.18	23	0.82	14	0.50	1	0.04				
1955 - =	62	1.94	23	0.72	14	0.44	1	0.03				
1951 - =	67	1.86	24	0.67	15	0.42	1	0.03				
1947 - =	71	1.78	26	0.65	17	0.43	2	0.05	1	0.03		
1943 - =	71	1.61	26	0.59	17	0.39	2	0.05	1	0.02		
1939 - =	75	1.56	29	0.60	20	0.42	3	0.06	2	0.04		
1935 - =	84	1.62	34	0.65	25	0.48	5	0.10	4	0.08	1	0.02
1931 - =	84	1.50	34	0.61	25	0.45	5	0.09	4	0.07	1	0.02
1927 - =	85	1.42	35	0.58	26	0.43	6	0.10	5	0.08	1	0.02

G Zone-source: SW Cap St. Vincent (SV)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7		Io≥7.5		Io ≥ 8		Io ≥10	
1983 - 1986	6	1.50	2	0.50												
1979 - =	10	1.25	3	0.38	1	0.13										
1975 - =	18	1.50	9	0.75	4	0.33	1	0.08								
1971 - =	25	1.56	12	0.75	6	0.38	3	0.19	2	0.13						
1967 - =	27	1.35	14	0.70	7	0.35	4	0.20	3	0.15	1	0.05	1	0.05	1	0.05
1963 - =	29	1.07	14	0.58	7	0.29	4	0.17	3	0.13	1	0.04	1	0.04	1	0.04
1959 - =	30	1.07	14	0.50	7	0.25	4	0.14	3	0.11	1	0.04	1	0.04	1	0.04
1955 - =	33	1.03	17	0.53	9	0.28	5	0.16	4	0.13	1	0.03	1	0.03	1	0.03
1951 - =	35	0.97	19	0.53	11	0.31	7	0.19	6	0.17	1	0.03	1	0.03	1	0.03
1947 - =	35	0.88	19	0.48	11	0.28	7	0.18	6	0.15	1	0.03	1	0.03	1	0.03
1943 - =	35	0.80	19	0.43	11	0.25	7	0.16	6	0.14	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1939 - =	37	0.77	21	0.44	13	0.27	9	0.19	8	0.17	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1935 - =	37	0.71	21	0.40	13	0.25	9	0.17	8	0.15	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1931 - =	37	0.66	21	0.38	13	0.23	9	0.16	8	0.14	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1927 - =	37	0.62	21	0.35	13	0.22	9	0.15	8	0.13	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1923 - =	38	0.59	22	0.34	14	0.22	10	0.16	8	0.13	1	0.02	1	0.02	1	0.02
1919 - =	39	0.57	23	0.34	15	0.22	11	0.16	9	0.13	1	0.01	1	0.01	1	0.01
1915 - =	40	0.56	24	0.33	16	0.22	12	0.17	10	0.14	2	0.03	1	0.01	1	0.01

H Zone-source: golfe de Cadix (GC)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7		Io≥7.5		Io ≥ 8	
1981 - 1986	5	0.83	3	0.50	1	0.17								
1975 - =	10	0.83	5	0.42	2	0.17								
1969 - =	15	0.83	6	0.33	2	0.11								
1963 - =	21	0.88	8	0.33	4	0.17	1	0.04	1	0.04	1	0.04		
1957 - =	27	0.90	10	0.33	6	0.20	2	0.07	2	0.07	2	0.07		
1951 - =	30	0.83	13	0.36	9	0.25	2	0.06	2	0.06	2	0.06		
1945 - =	31	0.73	14	0.33	9	0.21	2	0.05	2	0.05	2	0.05		
1939 - =	31	0.65	14	0.29	9	0.19	2	0.04	2	0.04	2	0.04		
1933 - =	32	0.59	14	0.26	9	0.17	2	0.04	2	0.04	2	0.04		
1927 - =	32	0.53	14	0.23	9	0.15	2	0.03	2	0.03	2	0.03		
1921 - =	33	0.50	14	0.21	9	0.14	2	0.03	2	0.03	2	0.03		
1915 - =	35	0.49	16	0.22	11	0.15	3	0.04	2	0.03	2	0.03	2	0.03
1909 - =	37	0.47	17	0.22	12	0.15	4	0.05	3	0.04	2	0.03	2	0.03
1903 - =	37	0.44	17	0.20	12	0.14	4	0.05	3	0.04	2	0.02	2	0.03
1901 - =	38	0.44	18	0.21	13	0.15	4	0.05	3	0.03	2	0.02	2	0.02

I Zone-source: mer d'Alboran (AL)

Période	Io ≥ 5		Io≥5.5		Io ≥ 6		Io≥6.5		Io ≥ 7	
1981 - 1986	6	1.00	1	0.17	1	0.17	1	0.17		
1975 - =	11	0.92	2	0.17	1	0.08	1	0.08		
1969 - =	16	0.89	2	0.11	1	0.06	1	0.06		
1963 - =	20	0.83	2	0.08	1	0.04	1	0.04		
1957 - =	25	0.83	4	0.13	3	0.10	1	0.03		
1951 - =	28	0.78	6	0.17	5	0.14	1	0.03		
1945 - =	32	0.76	10	0.24	7	0.17	2	0.05	1	0.02
1939 - =	35	0.73	10	0.21	7	0.15	2	0.04	1	0.02
1933 - =	41	0.76	11	0.20	8	0.15	2	0.04	1	0.02
1927 - =	44	0.73	11	0.18	8	0.13	2	0.03	1	0.02
1921 - =	49	0.74	14	0.21	9	0.14	3	0.05	2	0.03
1915 - =	50	0.69	15	0.21	10	0.14	4	0.05	3	0.04
1909 - =	51	0.65	16	0.21	11	0.14	4	0.05	3	0.04

III-4 LOI D'OCCURENCE

III-4-1 Définition

Elle permet d'avoir la fréquence d'apparition des séismes en fonction de leur intensité (ou leur magnitude) supérieure ou égale à une intensité seuil Io (ou magnitude seuil Mo) au cours d'une période de temps t.

L'utilisation de la loi de fréquence suppose que la distribution des séismes suit une loi de Poisson de type:

$$Pr(n) = \frac{\exp(-\mu t) \times (\mu t)^n}{n!}$$

Pr(n) est la probabilité d'avoir $n \in N$ événements d'intensité $I \geq Io$, μ étant le nombre moyen d'événements par unité de temps. Pour avoir la probabilité annuelle, il suffit de mettre t=1 an.

La probabilité d'avoir un séisme, parmi les n séismes, avec une intensité supérieure ou égale à une intensité fixée I est donnée par la relation suivante:

$$G(Int.\geq I) = e^{-\beta(I-Io)}$$

En admettant l'indépendance des événements successifs, la probabilité annuelle d'avoir n séismes d'$I \geq If$ est déduite des deux relations précédentes:

$$Pr(n \text{ séismes d'Int.} \geq I) = \frac{(\mu G(I))^n \, e^{-\mu G(I)}}{n!}$$

La fréquence annuelle (fa) des séismes d'Int.≥I est donnée par:

$$fa(I) = \mu G(I) = \mu \, e^{-\beta(I-Io)}$$

$$\log(fa(I)) = \log(\mu) - \beta(I-Io) \log(e)$$

d'où:

$$\log(fa(I)) = a' - b'I$$

avec:

$$a' = \log(\mu) + \beta\ Io \log(e)$$

$$b' = \beta \log(e)$$

Cette relation est équivalente à celle qui a été développée par Gutenberg et Richter (1954) pour les magnitudes. La constante a' dépend de l'activité sismique de la région et par conséquent du nombre d'observations; tandis que la constante b' est influencée par les propriétés physiques du milieu et par le mécanisme de déclenchement des séismes (Kárník et Algermissen, 1980). Le calcul des coefficients a' et b' se fait par la méthode des moindres carrés.

Toutefois, nous n'allons pas utiliser la relation de Gutenberg et Richter pour le calcul du paramètre β (ou b'), celui-ci peut être calculé par la méthode du maximum de vraisemblance (Weichert, 1980). L'avantage de cette méthode c'est qu'elle accorde le poids le plus important aux faibles intensités qui sont les mieux déterminées; tandis que la relation de Gutenberg et Richter accorde le même poids à toutes les intensités bien que les fréquences des séismes forts soient moins bien déterminées, et dont le calcul ne s'appuie que sur quelques observations et parfois une seule (Goula, 1980), comme c'est le cas du Haut Atlas occidental (séisme d'Agadir) et du SW du cap St Vincent (séisme de 1969).

Le calcul de β se fait à partir de la valeur moyenne des intensités observées:

$$\beta = \frac{1}{(Im - Is)}$$

avec:

$$Im = \frac{\Sigma\ ni\ Ii}{\Sigma\ ni}$$

où:

Im: l'intensité moyenne;
Is: l'intensité seuil;
ni: la fréquence des séismes d'intensité Ii;

L'incertitude sur β peut être calculée à partir de la relation suivante:

$$\sigma(\beta) = \frac{\beta}{\sqrt{N}}$$

où N est le nombre d'observations.

III-4-2 Application

Le calcul de β a été effectué pour chaque zone-source et pour la période du temps pendant laquelle nous avons estimé que notre échantillon est homogène. Dans le cas du Haut Atlas, qui englobe les deux sous-zones du Massif ancien et du Haut Atlas occidental, le calcul s'est fait sur l'ensemble des séismes de la zone. Nous avons tenu compte dans ce calcul de la récente secousse ressentie à Essaouira, ceci n'a aucune influence sur les valeurs de l'aléa sismique pour les zones avoisinantes.

Nous avons ensuite calculé la fréquence d'apparition propre à chacune des sous-zone en tenant compte de la supérficie et de la sismicité dans chacune d'elle.

Les valeurs de β et de b', pour chaque zone-source, sont données dans le tableau VII. Nous avons présenté également, à titre indicatif, les droites de récurrence établies à partir de la relation de Gutenberg et Richter. Les valeurs de a et de b sont calculées par la méthode des moindres carrés (Fig. II-13).

Tableau VII: Valeurs de b'et de β et leur incertitude, pour chaque zone-source, calculées par la méthode du maximum de vraisemblance. Les chiffres 1 et 2 indiquent les valeurs de β et de b' pour deux périodes différentes (courte et longue respectivement).

zone-source		b' ± σ(b')	β ± σ(β)
Nord-Ouest (NW)		0.76 ± 0.16	1.75 ± 0.37
Nekor (NK)	1-	0.79 ± 0.11	1.81 ± 0.25
	2-	0.69 ± 0.07	1.60 ± 0.17
Nord-Est (NE)		0.75 ± 0.15	1.72 ± 0.34
Saïss (SA)	1-	0.70 ± 0.21	1.60 ± 0.48
	2-	0.62 ± 0.15	1.43 ± 0.35
Haut et Moyen Atlas (HM)	1-	0.80 ± 0.11	1.84 ± 0.26
	2-	0.67 ± 0.07	1.55 ± 0.17
Massif ancien et Haut Atlas occidental (HA)		0.49 ± 0.08	1.13 ± 0.19
SW cap St Vincent (SV)		0.64 ± 0.13	0.96 ± 0.29
Golfe de Cadix (GC)		0.60 ± 0.11	1.37 ± 0.26
Mer d'Alboran (AL)		0.76 ± 0.11	1.74 ± 0.25

050 035730 2

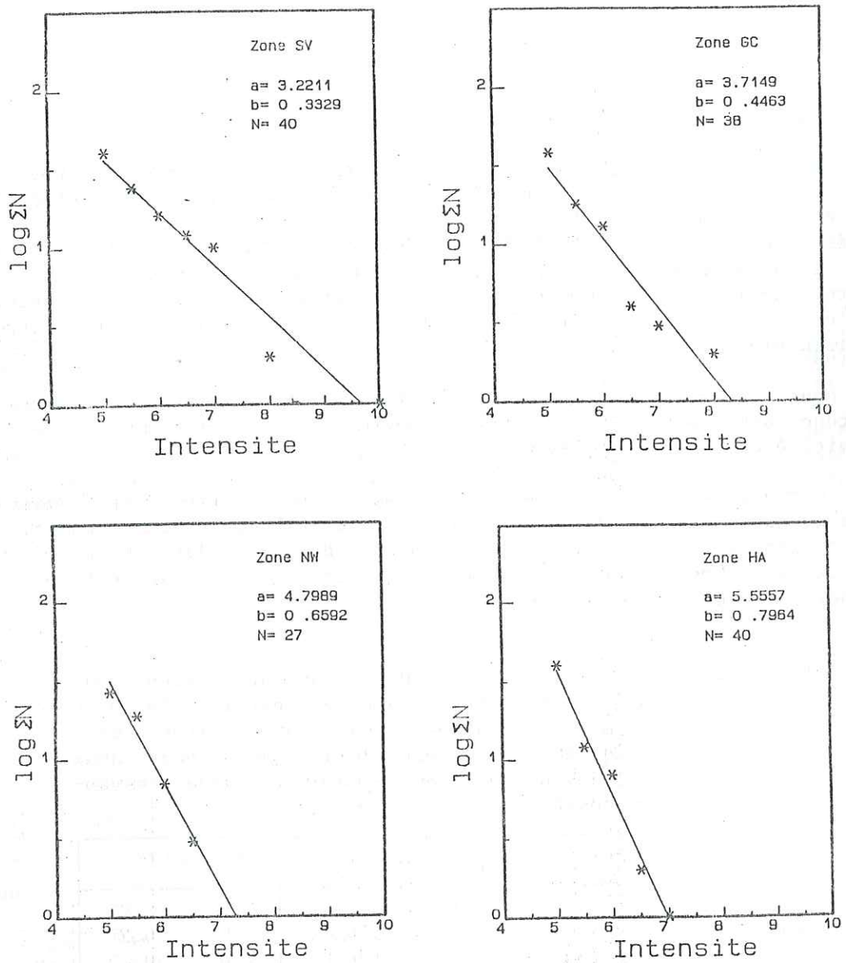
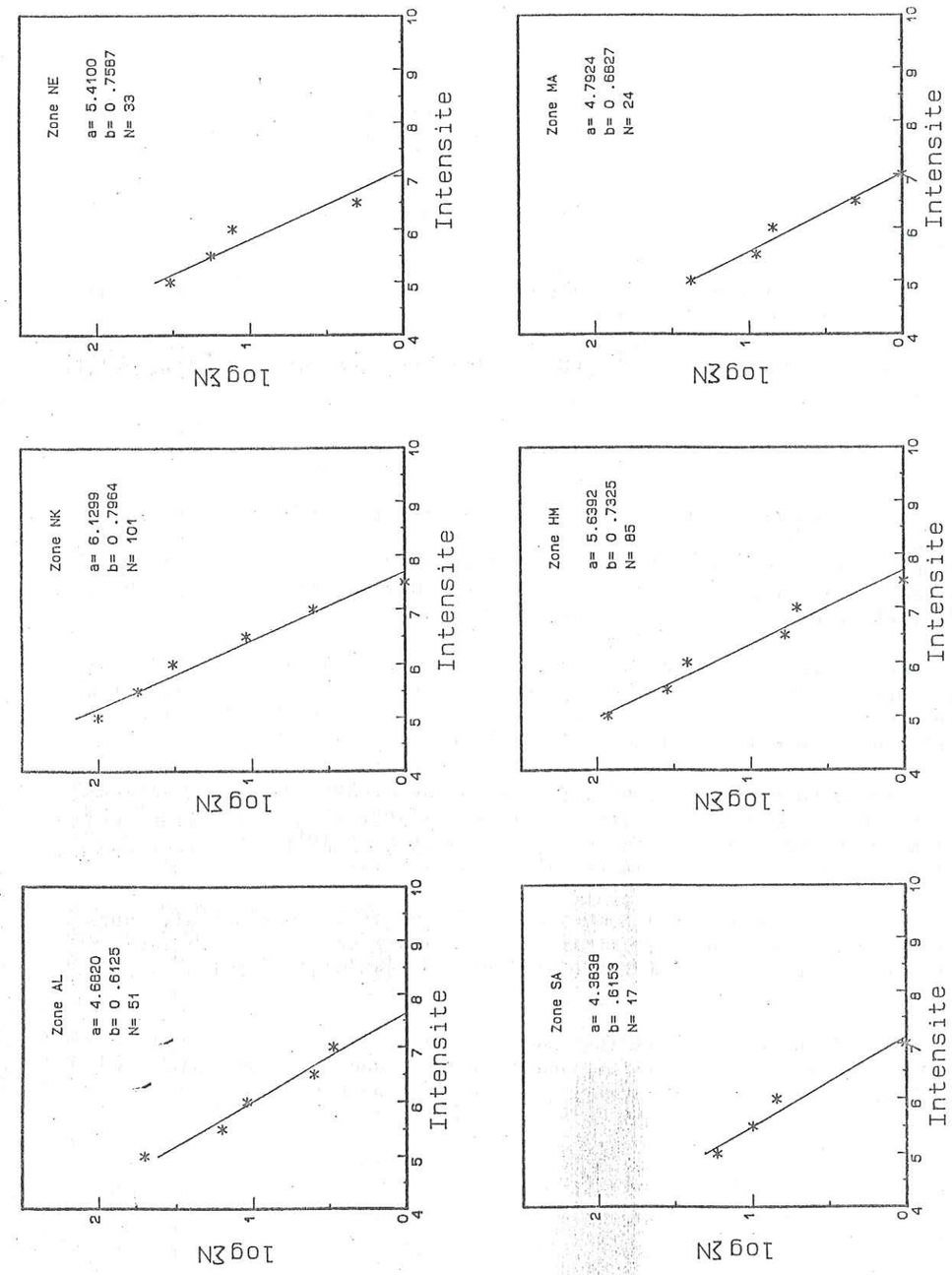


Fig. II-13: Représentation graphique de la loi fréquence cumulée-intensité épicentrale (Gutenberg et Richter, 1954) pour chaque zone-source. N représente le nombre cumulé de séismes de Io ≤ Is (intensité seuil).



IV- EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE DANS LE NORD DU MAROC

IV-1 AMENAGEMENT DU PROGRAMME DE Mc GUIRE

Le programme informatique initial de Mc Guire a subi quelques modifications par les chercheurs du B.E.R.S.S.I.N. (C.E.A.) pour tenir compte:

- des lois d'atténuation établies à partir de la relation de Sponheuer-Kovesligethy;
- de l'atténuation suivant différents azimuts, car celle-ci, peut être différente d'une direction à une autre;
- de l'atténuation par tranche de distance, suivant le même azimut.

IV-2 RESULTATS

Avant d'entreprendre les calculs de l'aléa sismique, nous avons effectué un deuxième zonage à l'intérieur des deux zones-sources du Nekor (NK) et du Haut Atlas occidental (HO), dans le but de mettre en évidence la sismicité des deux accidents majeurs qui se trouvent à l'intérieur de ces deux zones-sources.

Les lois d'atténuation et d'occurence pour chaque sous-zone sont les mêmes que pour leur zone-source respective, tandis que les fréquences annuelles d'apparition des séismes sont proportionnelles au nombre d'événements localisés à l'intérieur de chaque sous-zone.

Ainsi, pour la sous-zone de l'accident du Nekor, nous avons recensé 32 séismes depuis 1967, date à partir de laquelle l'échantillon est estimé homogène, ceci représente 59.3 % du nombre total des séismes qui est de 54 (Tab. VI-B), d'où la fréquence annuelle est égale 1.60.

En ce qui concerne la zone-source du Haut Atlas occidental, nous avons supposé que tous les séismes sont liés à l'accident sud-atlasique sauf quatre qui se trouvent localisés dans le bassin d'Essaouira.

Les résultats des calculs sont présentés sous forme de valeurs d'aléa sismique tous les un demi-degré de latitude et de longitude. Les isovaleurs de l'aléa sont données avec un écart de 0.2 degré.

Les cartes d'aléa sismique représentent les intensités susceptibles d'être dépassées une fois tout les cents ans (intensité centennale) et une fois tout les deux cents ans (intensité bi-centennale) pour des valeurs de probabilité annuelle de 0.01 et 0.005 respectivement.

L'examen de la première carte d'intensité centennale, qui correspond à une probabilité annuelle égale à 0.01 (Fig. II-14), confirme le niveau moyen de l'aléa sismique au Maroc, exception faite pour les bordures orientale et sud où les valeurs de l'aléa sont sous évaluées et ceci est due à la définition même des zones-sources.

Les plus fortes valeurs des intensités centennales, entre 6 et 6.5, sont localisées dans le Haut Atlas occidental (zone-source HO), ce qui reflète bien l'intensité élevée (X) observée lors du séisme d'Agadir.

Elles sont également observées dans le Rif occidental (zone-source NW), elles sont dues particulierement à l'influence des zones extérieures du golfe de Cadix et du SW du cap St vincent, dans le Rif central (la région du Nekor) et dans le Saïss.

Les intensités comprises entre 5.5 et 6.0, se répartissent sur une grande partie du Nord du Maroc: dans la Meseta occidentale, dans une partie du Moyen Atlas et du Haut Atlas et dans le bassin d'Essaouira. Les intensités comprises entre 5.5 et 5.0 couvrent le reste du Maroc.

La carte des intensités bi-centennales (Fig. II-15) n'est donnée ici que par "curiosité", car la période d'observation utilisée pour le calcul ne dépasse pas quelques dizaines d'années. Les valeurs de l'aléa sont supérieures de un demi degrè par rapport aux celles de la carte précédente.

Nous avons ensuite effectué différents calculs pour évaluer l'influence des zones extérieures sur les valeurs de l'aléa sismique. La comparaison des résultats se fait par rapport à la première carte de l'aléa (Fig. II-14) pour une probabilité annuelle égale à 0.01.

Dans la première carte (Fig. II-16), nous avons négligé la sismicité de la mer d'Alboran. Nous constatons la disparition de l'aire d'intenité 6.4 dans le Nord-Ouest, et les aires des intensités comprises entre 6.2 et 5.4 ont largement diminué. En revanche, la région du Haut Atlas occidental et l'aire d'intensité 5.2 n'ont pas subi de modifications.

Sur la deuxième carte (Fig. II-17), sont présentées les valeurs de l'aléa centennal en écartant, cette fois-ci, la sismicité de la zone-source du golfe de Cadix. Les valeurs de l'aléa sismique ont diminué de 0.4 environ dans le Nord-Ouest et dans une grande partie de la Meseta occidentale. En revanche, les valeurs de l'aléa ont légèrement augmenté dans le Nekor et dans le Nord-Est. Les valeurs des intensités centennales n'ont pas subit de modifications dans le Haut Atlas occidental.

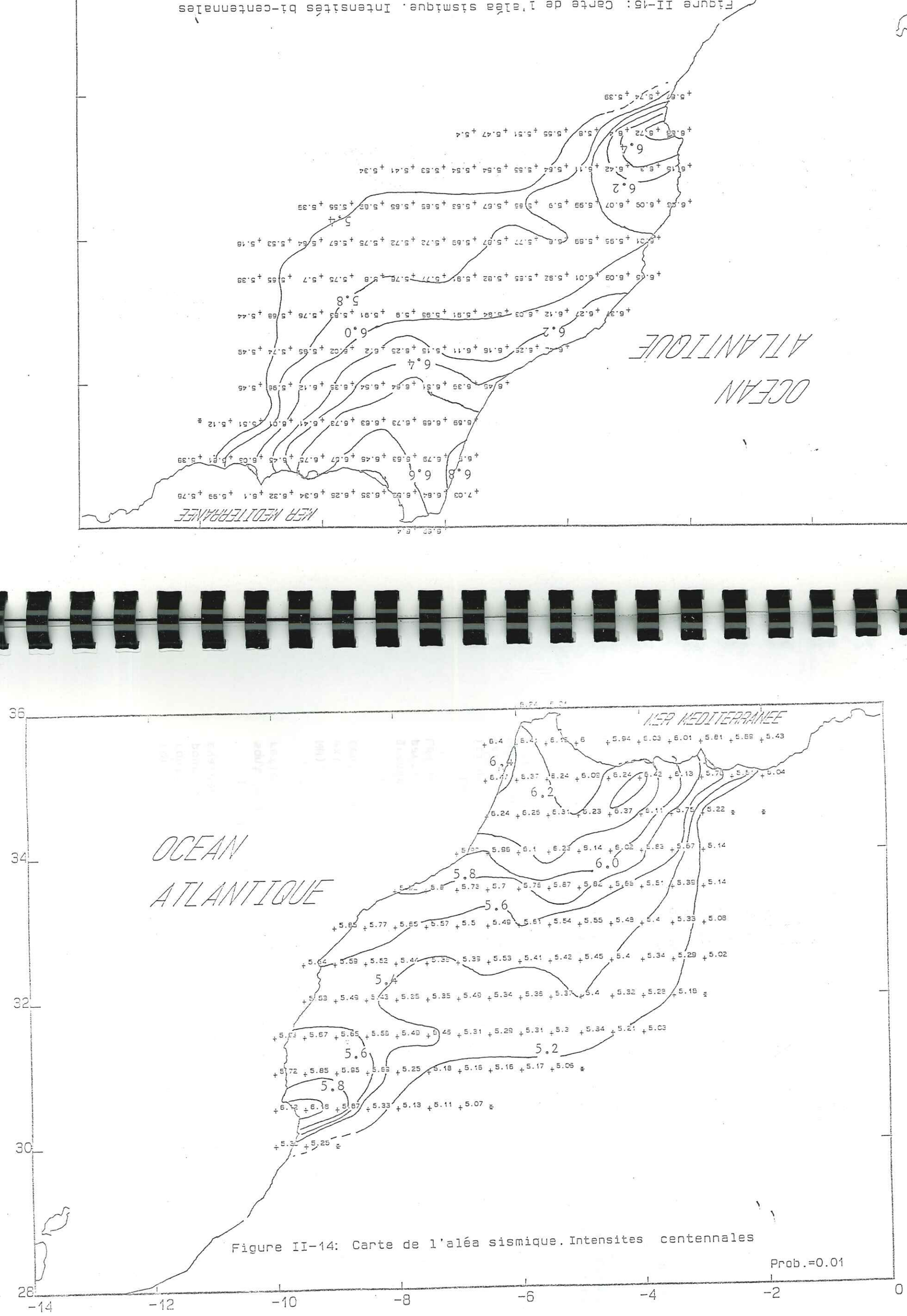


Figure II-14: Carte de l'aléa sismique. Intensites centennales

Figure II-15: Carte de l'aléa sismique. Intensités bi-centennales

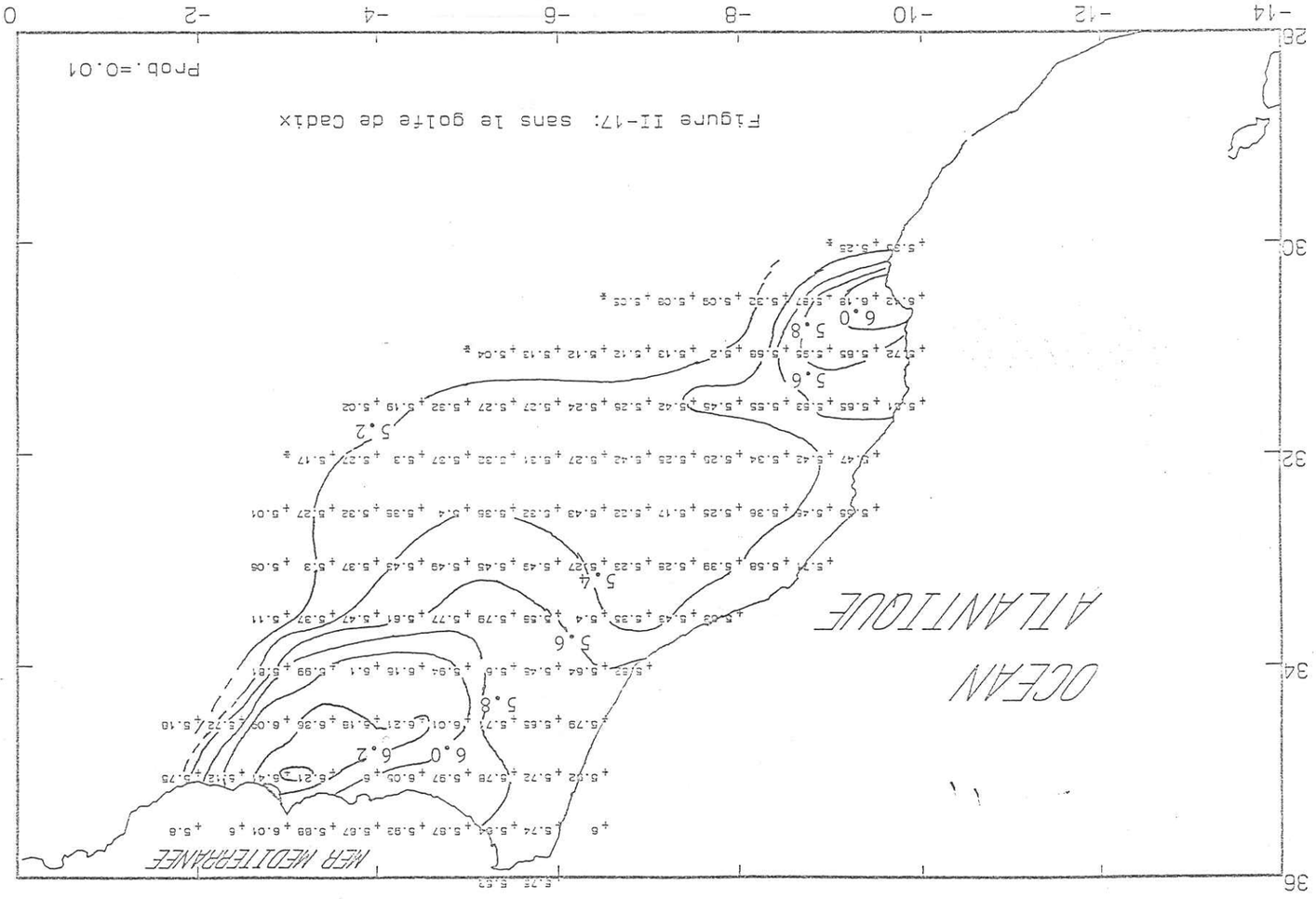


Figure II-16: sans la mer d'Alboran

Figure II-17: sans le golfe de Cadix

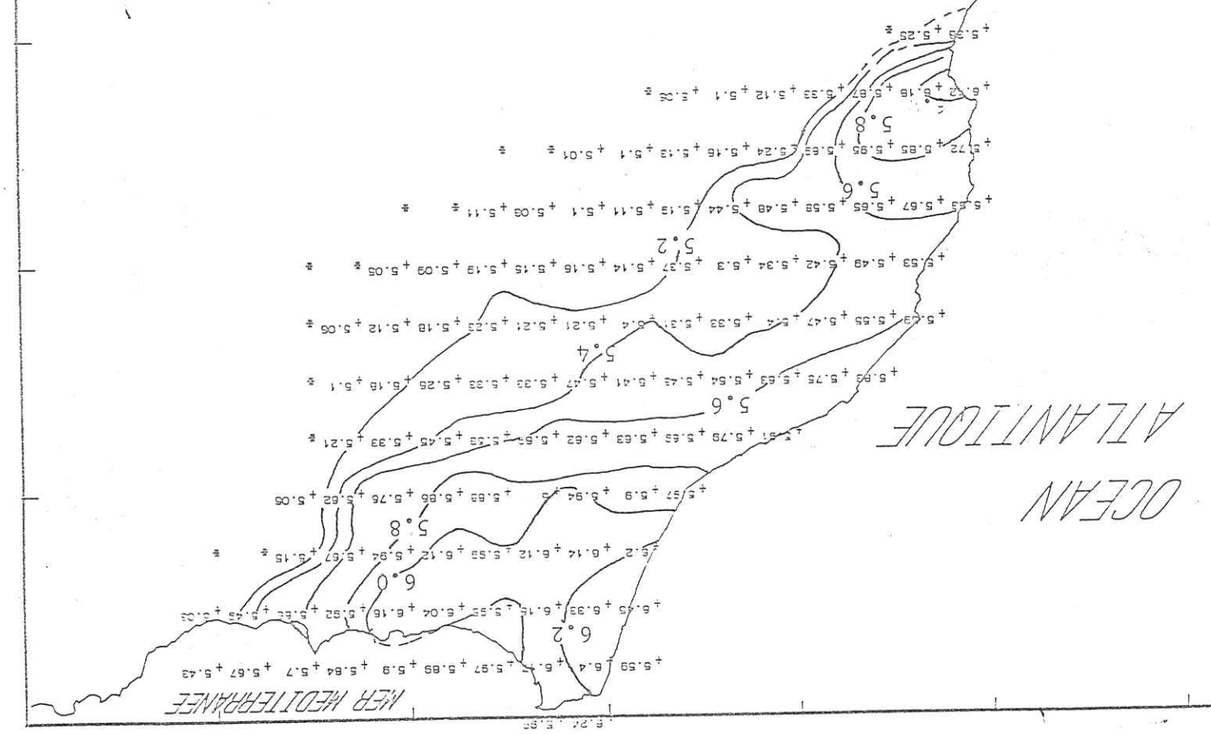


Figure II-18: sans le SW St Vincent

Sur la troisième carte (Fig. II-18), sont présentées les valeurs des intensités centennales en négligeant la sismicité de la zone-source du SW du cap St Vincent. Les valeurs calculées sont généralement inférieures par rapport aux valeurs initiales: un degrè dans la Meseta, et moins d'un demi degrè dans le Haut Atlas central et le Rif occidental.

Nous avons effectué égalemment d'autres calculs pour tester l'influence de l'incertitude sur les périodes de temps, pour lesquelles nos échantillons sont supposés complets. Comme nous pouvons le constater sur la carte de la figure II-19, les courbes des isovaleurs ont diminué de 0.2 degré dans le Nord-Ouest et dans le Nord-Est et de 0.4 dans le Nekor. Les aires comprises entre 6.0 et 5.4 n'ont pas subi de modifications significatives, tandis que l'aire 5.2 a diminué. Les valeurs de l'aléa dans le Haut Atlas occidental n'ont pas subi de modifications.

V- CONCLUSION

L'étude de l'aléa sismique au Maroc que nous avons réalisée dans le cadre de ce travail, nous a permis de procéder à une révision complète de la sismicité du Maroc depuis le début de ce siècle, et de proposer un découpage sismotectonique. Il faut cependant signaler quelques points importants.

1) L'estimation de l'aléa sismique ne peut reposer sur les seules données sismologiques couvrant une période d'observation peut être trop courte pour révéler les tendances de l'activité sismique. La période de retour des grands séismes peut en effet dépasser la durée d'observation.

2) La méthode de Cornell, et les méthodes statistiques en général, sont évidemment les mieux adaptées dans des régions où l'activité sismique est très importante et où de nombreux chocs forts représentent bien, en quelques dizaines d'années, la sismicité régionale à long terme; ou bien quand les données disponibles couvrent une période d'observation de quelques centaines d'années.

3) Cette méthode repose sur l'hypothèse de la stationnarité de l'activité sismique. Les catalogues historiques existants qui se rapportent à une période de plus de mille ans, démontrent que la sismicité apparaît quelque fois dans les régions continentales comme un phénomème non stationnaire (Ambraseys, 1971).

4) Toutefois, étant donné la nature complexe du processus sismique, d'autres variables devraient être introduites dans les modèles

statistiques rendant compte de l'activité microsismique: les changements des champs géomagnétique et électrique, les mouvements récents et actuels de l'écorce terrestre, etc...

Les cartes d'aléa sismique sont le document de base pour tout projet d'aménagement du territoire ou d'élaboration de régles de constructions parasismiques. Elles sont d'utilisation facile et permettent d'avoir une idée sur la distribution du risque à l'échelle d'une région ou d'un pays.

Cependant, ces cartes doivent être complétées par des études ponctuelles dans les zones à haut risque (microzonage) pour tenir compte des effets locaux des formations géologiques superficielles et de la topographie du terrain. En effet, il a été démontré que les dommages provoqués par les tremblements de terre sont inégalement répartis et que le degré de destruction peut changer radicalement sur des distances aussi courtes que 0.5 à 1 km (Petrovski, 1980).

Du point de vue du génie parasismique, les valeurs les plus significatives pour les ingénieurs sont les valeurs du mouvement du sol: accélération, vitesse et déplacement. Malheureusement, les données concernant les valeurs de ces paramètres ne sont pas encore disponibles. Cependant, ce problème peut être résolu, provisoirement, par l'utilisation, avec précaution, des relations empiriques liant l'intensité aux différents paramètres du mouvement du sol (kárník et Algermissen, 1980).

Pour donner une signification aux valeurs d'intensités centennales et bi-centennales fournies par les cartes d'aléa, il faut évaluer la probabilité avec laquelle ces intensités peuvent être atteintes.

Si τ est l'intervalle en temps qui sépare l'apparition de deux événements successifs de probabilité p, où τ est une variable aléatoire qui peut être exprimée par une loi approchée quant p est petit (Dadou et al., 1984):

$$\text{Prob.}[N \leq n] = 1 - \exp(-\tau p)$$

A partir de cette relation, on peut estimer la probablité d'apparition des événements centennal et bi-centennal selon le tableau suivant (Tab. VIII):

Tableau VIII: Valeurs des probablités d'apparition d'événements centennal et bi-centennal pour différentes périodes de temps.

τ (ans)	25	50	100	150	200	500
p = 0.01	0.221	0.393	0.632	0.777	0.865	0.993
p = 0.005	0.118	0.221	0.393	0.528	0.632	0.918

D'après le tableau précédent, la probablité d'avoir un événement centennal en 100 ans, par exemple, est égale à 0.63; elle est égale à 0.39 pour un événement bi-centennal. Ces valeurs passent à 0.87 pour un événement centennal, et 0.63 pour un événement bi-centennal pour un intervalle de 200 ans. Ce qui signifie qu'un ouvrage, dont la durée de vie est prévue pour cent ans, construit pour résister au séisme centennal a quatre chance sur dix d'être endommagé par un séisme bi-centennal.

Ainsi, le choix du degré de protection à préconiser dépend du choix de l'intensité nominale (Inom.), qui est un compromis entre le coût de la construction, l'intérêt que présente celle-ci et la probabilité de subir un séisme d'intensité supérieure ou égale à Inom. (Dadou et al., 1984).

DEUXIEME PARTIE

PREMIER CHAPITRE

ETUDE DETAILLEE DU SEISME D'AGADIR DU 29 FEVRIER 1960

INTRODUCTION

Le 29 Février 1960 à 23h 40mn. (T.U.), un violent tremblement de terre a secoué la ville d'Agadir et sa région. Le bilan des dégâts est catastrophique: plus de 12000 morts, plusieurs milliers de blessés et 75% des constructions ont été détruites. Les dégâts matériels sont estimés à 290 millions de dollars U.S. (valeur 1980) (Nelson et Ganse, sans date).

La secousse principale, d'intensité X (M.S.K.), a été précédée de deux prémonitoires notables dont une le jour même de la catastrophe à 11h 45mn. d'une intensité VII, provoquant des dégâts matériels. Elle a été suivie de plusieurs répliques dont une d'intensité V, le 22 mars.

Le côté scientifique de ce séisme est aussi important que le côté socio-économique. C'est la première fois qu'on enregistre un séisme de telle magnitude dans la région depuis le début de ce siècle. Certes, Agadir a connu par le passé d'autres tremblements de terre probablement aussi importants que celui de 1960; l'événement le plus "connu" est celui de 1731 mais, comme nous l'avons déjà signalé dans l'introduction, nous manquons complètement de précisions le concernant.

Le développement assez important de la sismologie et des programmes de calcul pendant les deux dernières décennies nous ont permis d'une part, de réviser les différents paramètres du séisme et d'autre part, d'étudier les effets liés à la présence des couches sédimentaires sous la ville d'Agadir.

Cette révision nous a paru nécessaire pour diverses raisons: 1) La magnitude estimée du séisme d'Agadir nous a semblé un peu faible (m = 5.75) pour provoquer de tels dégâts (destruction presque complète de la ville ce qui conduit forcément à des intensités très élevées). 2) Les fortes intensités observées à Agadir ont été expliquées par une profondeur du foyer très superficielle entre 1 et 2 km. Mais, à cette profondeur il y a encore les sédiments comme le montrent la géologie de surface et les profils sismiques. D'ailleurs, même des sédiments consolidés ne peuvent engendrer une telle magnitude.

Dans un premier temps, nous avons procédé à une révision complète des données macrosismiques et instrumentales du séisme d'Agadir (premier article), ensuite, nous avons effectué une étude sur l'influence des couches superficielles de vitesses faibles sur les valeurs des intensités (deuxième article).

I- REVISION DES DONNEES MACROSISMIQUES ET INSTRUMENTALES DU SEISME D'AGADIR

1) La carte des isoséistes

Le dépouillement des trois cent quatre vingt questionnaires et des différents documents (presse, rapports des autorités locales, photos) relatifs au séisme d'Agadir nous ont permis de modifier le tracé des isoséistes VI, V et IV. Une carte détaillée a été dressée donnant les valeurs des intensités ponctuelles dans quatre vingt sept localités.

Les isoséistes de X à VII non pas été modifiées, car elles ont été tracées à partir des observations directes sur le terrain (Choubert et Faure-Muret, 1962).

Les valeurs élevées de l'intensité peuvent être expliquées par:

- la mauvaise qualité des constructions. En effet, la majeure partie des habitations était composée de maisons en pisé ou de mauvaises maçonneries mal liées comme à la Kasba, ou de petites maisons individuelles très anciennes de construction très médiocre comme à Yachech; même les immeubles récemment construits à Talborj étaient très médiocrement projetés et exécutés (Despeyroux, 1964).

- les effets de site. L'existence d'une couche sédimentaire et la topographie de surface ont certainement contribué à amplifier les mouvements sismiques de façon notable.

2) La magnitude

Celle-ci n'a pu être calculée directement à partir de l'enregistrement de l'observatoire d'Averroës, la seule station qui existait à l'époque au Maroc, car les amplitudes des ondes P et S sont saturées et la coda du signal est masquée par l'arrivée d'une réplique.

Plusieurs centres internationaux ont calculé la magnitude du séisme d'Agadir mais, l'écart entre la valeur maximale et minimale est de l'ordre de 1.25 environ. Nous avons donc essayé de recalculer la magnitude; celle-ci devrait être comparable à la magnitude de durée du fichier que nous avons définit précédemment (première partie: chapitre I).

Nous avons donc établie une relation de corrélation entre mb(Moscou) et mb(ISC) ce qui nous a permis d'en déduire la magnitude du séisme d'Agadir égale à : 5.88 ± 0.18. A titre indicatif, la magnitude m(lg) calculée récemment par Mezcua et Martinez Solares (1983) est égale à 6.0.

3) La profondeur

Celle-ci a été évaluée par Rothé (1962) à partir des formules empiriques liant l'intensité épicentrale ou la magnitude à la profondeur. Pour une intensité épicentrale égale à X et une magnitude égale à 5.75, la profondeur a été localisée entre 1.3 et 2.0 km suivant les formules utilisées.

Pour réévaluer la profondeur, nous avons essayé deux méthodes différentes de calcul: la première, consiste à utiliser la relation de Sponheuer-Kovesligethy, et la deuxième, consiste à exploiter les valeurs de pic d'accélération calculées de manière synthétique.

a) La relation de Sponheuer-Kovesligethy (premier article)

Cette relation fait appel à toutes les données macrosismiques et permet de calculer, en plus de la profondeur, le coefficient d'atténuation α.

Nous rappelons la relation que nous avons déjà présentée précédemment (première partie: chapitre II):

$$Io - In = k.\log(\sqrt{Rn^2 + h^2}/h) + k.\ \alpha\ .\log(e).(\sqrt{Rn^2 + h^2} - h)$$

où:

- Io: intensité épicentrale;
- In: intensité observée à la distance épicentrale Rn;
- h : profondeur du foyer;
- α : coefficient d'atténuation;
- k : facteur de l'atténuation géométrique de l'accélération, il est compris entre 2 et 6;
- log(e)= 0.4343

Nous avons effectué six tests pour préciser l'influence des différents paramètres de la relation précédente sur les valeurs de l'atténuation et de la profondeur du foyer:

Dans les deux premiers cas (Fig. B: 1 et 2), nous avons fait varier l'intensité épicentrale pour tester son influence sur les différents paramètres de la relation. Les valeurs calculées de α et de h sont très proches, et la valeur de k a varié sensiblement.

Dans le troisième cas (Fig. B: 3), nous avons fixé les valeurs de l'intensité épicentrale et de k à X et à 3.0 respectivement; le meilleur ajustement est obtenu pour α = 0.001 /km et h = 1.4 km.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

Dans les deux cas 4 et 5 (Fig. B: 4 et 5), nous avons utilisé les valeurs des intensités prises sur les courbes des isoséistes suivant des azimuts compris entre N 15 et N 165 par tranche de 15° (Fig. A). L'intensité épicentrale est prise égale à X.

Dans le sixième et dernier cas (Fig. B: 6), nous avons diminué de un degré les valeurs des intensités observées sur un rayon de 20 km autour de l'épicentre; nous avons supposé que ces valeurs ont été amplifiées par la présence de la couche sédimentaire (résultat de notre deuxième article). Les valeurs de l'intensité épicentrale et de k sont fixées à IX et 3.0 respectivement. Le meilleur ajustement est obtenu pour α = 0.001 /km et h = 2.0 km.

Dans le tableau A sont présentées les valeurs des trois paramètres et les numéros des figures correspondantes pour les six cas étudiés. L'examen de ce tableau permet les remarques suivantes:

- la valeur du coefficient d'atténuation α est très faible (la valeur minimale de α a été fixée à 0.001 /km dans le programme de calcul), ceci veut dire que l'atténuation a été très grande. En effet, d'après la carte macrosismique (premier article: Fig. 3) le rayon moyen de la zone des dégâts, jusqu'à l'isoséiste VII, ne dépasse pas 7.5 km.

- la valeur de la profondeur ne varie pas beaucoup dans les cinq premiers cas, elle est comprise entre 1.0 et 1.4 km. En revanche, elle a été très sensible à la diminution des valeurs des intensités observées au voisinage de l'épicentre (sixième cas).

- seule la valeur de k a varié sensiblement, suivant les cas étudiés, entre 2.4 et 3.4.

b) Exploitation des valeurs des pics maximaux d'accélération (deuxième article)

Dans les six cas précédemment étudiés, la profondeur calculée reste très superficielle. Nous avons essayé d'exploiter les valeurs de pics maximaux d'accélération synthétique pour préciser la profondeur de la source sismique (voir plus loin).

4) Le mécanisme focal

Soixante quinze lectures ont été utilisées, dont dix sept lectures directes. Ces données nous ont permis de mieux préciser le mécanisme focal (Annexe 2).

Toutefois, la solution du mécanisme que nous proposons doit être considérée avec prudence pour les raisons suivantes:

- les lectures du sens du premier mouvement sont souvent assez difficiles.

Tableau A: Valeurs des différents paramètres, des six cas étudiés, de la relation de Sponheuer-Kovesligethy.

cas	Io (fixée)	$\alpha \pm \sigma(\alpha)$ x 0.001/km	$k \pm \sigma(k)$	$h \pm \sigma(h)$ km	fig.
1	X-XI	1.0 ± 2.37	3.0 ± 0.52	1.0 ± 0.58	B-1
2	X-IX	1.0 ± 2.80	2.4 ± 0.51	1.0 ± 0.69	B-2
3	X	1.0 ± 1.06	3.0 (fixé)	1.4 ± 0.20	B-3
4	X	1.0 ± 3.36	3.4 ± 0.28	1.0 ± 0.14	B-4
5	X	1.0 ± 1.29	3.0 (fixé)	1.0 ± 0.00	B-5
6	IX	1.0 ± 2.00	3.0 (fixé)	2.0 ± 0.14	B-6

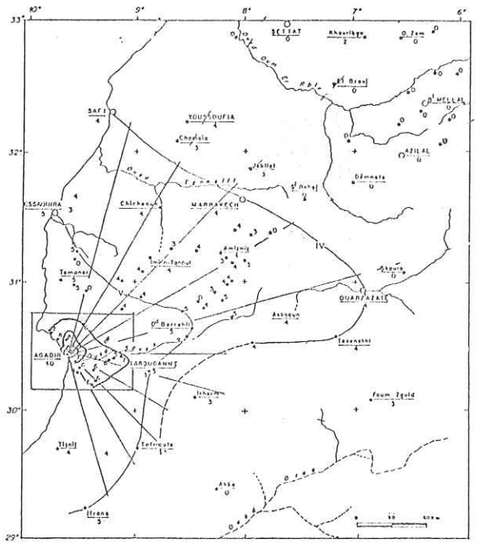
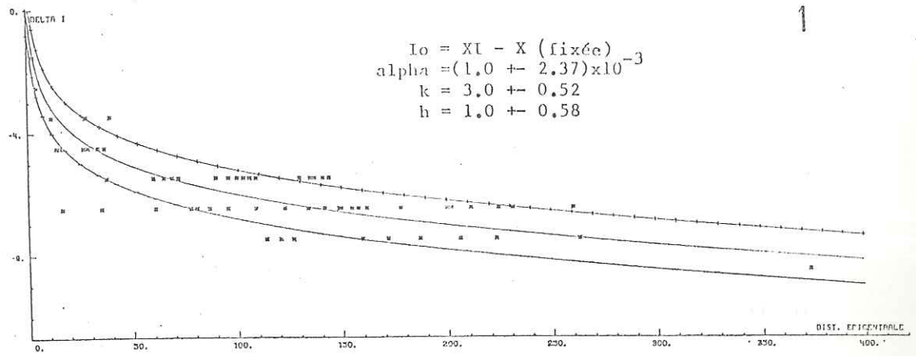
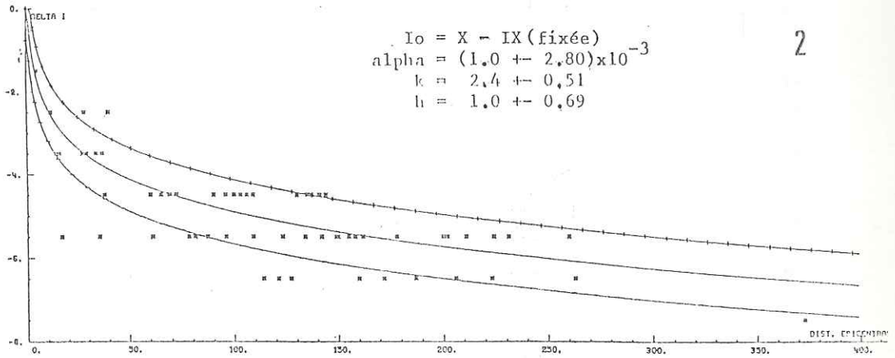


Figure A: Carte des isoséistes du séisme d'Agadir du 29/2/1960 et directions des azimuts suivant lesquels sont prises les valeurs des intensités pour le calcul des lois d'atténuation dans les cas 1 et 2.

LOI DE DECROISSANCE
DE L'INTENSITE





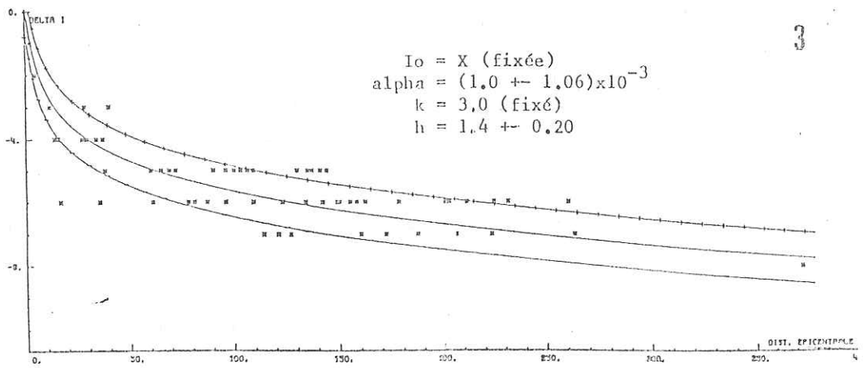
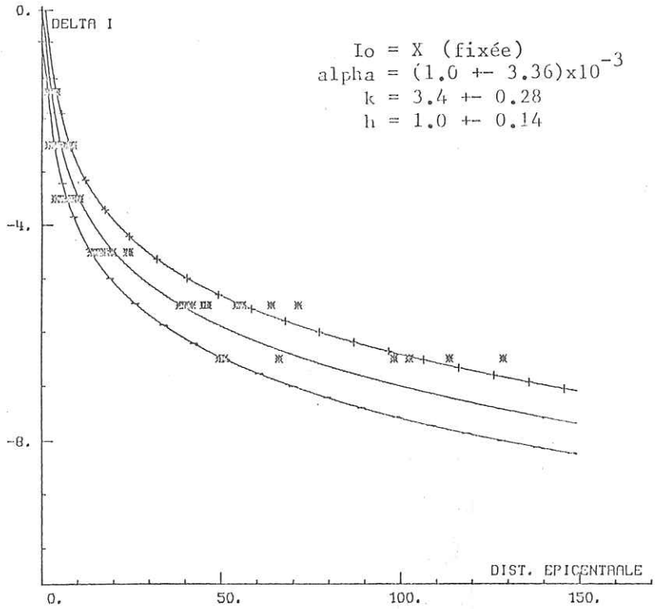


Figure B (de 1 à 6): Courbes de décroissance de l'intensité en fonction de la distance épicentrale. Les courbes supérieure et inférieure des figures de 1 à 5 représentent l'incertitude sur la courbe théorique médiane.



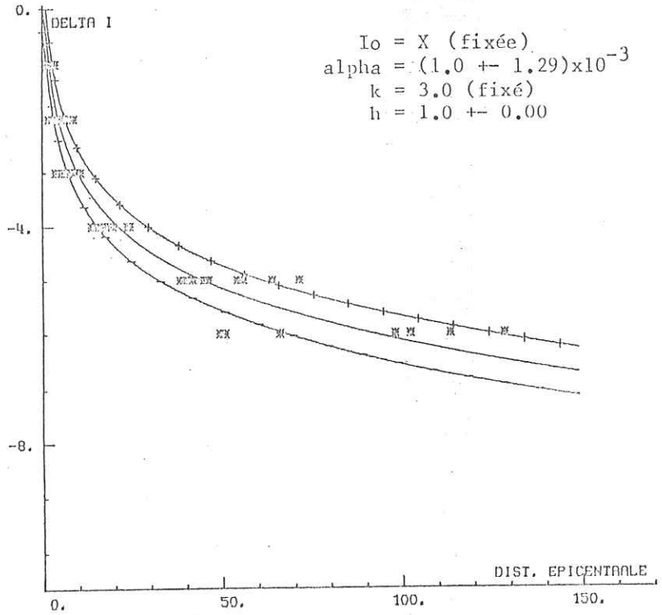


Figure B (suite)

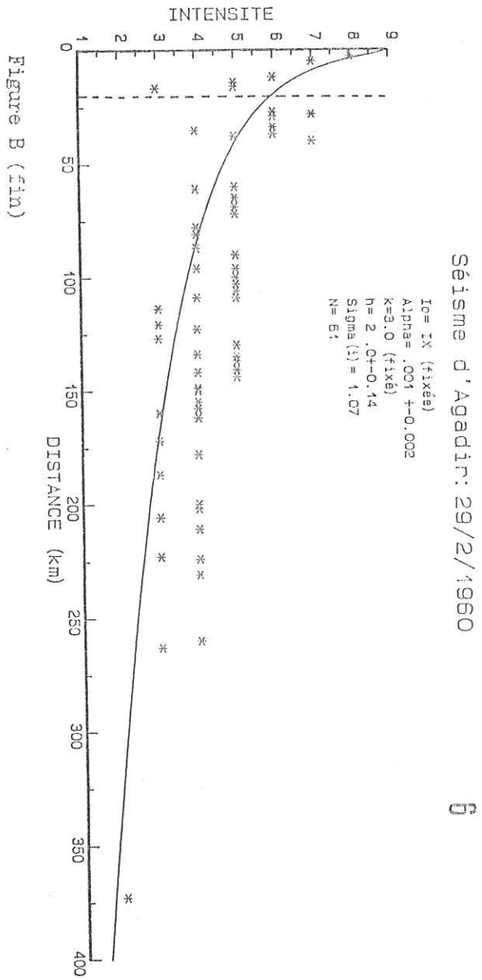


Figure B (fin)

▪ certaines copies des sismogrammes ne nous ont pas été envoyées ou ont été perdues (exemple LIS et PDA). Nous nous sommes donc contentés des données des bulletins ou celles des auteurs.

▪ les lectures des stations situées à des distances < 30° sont toujours d'utilisation difficile surtout en courtes périodes à cause des hétérogénéités du manteau supérieur.

▪ la solution du mécanisme trouvée est assez différente de ce que l'on pouvait s'attendre en se basant sur les modèles géodynamiques, puisque le déplacement Afrique-Europe est orienté NW-SE à Agadir autour d'un pôle situé au Sud des Canaries.

Dans le deuxième article, nous nous sommes intéressés à l'étude des effets des couches sédimentaires sur les valeurs des intensités observées.

En effet, la ville d'Agadir est construite sur des sédiments caractérisés par des vitesses lentes obtenues à l'aide de profils sismiques. Elles ont contribué certainement à amplifier les amplitudes des ondes sismiques. Il est donc intéressant de dissocier les effets attribuables à la couverture sédimentaire de ceux attribuables à la source sismique elle-même.

Nous avons donc utilisé deux modèles de vitesse en tenant compte ou non de la couche à vitesse lente. Nous avons comparé ensuite, la courbe théorique de décroissance de l'intensité avec la distance, déduite des valeurs calculées de pic maximal d'accélération, avec la courbe observée. La différence entre les deux courbes d'intensité, calculée et observée, dépasse parfois le degré d'intensité.

II- ETUDE DE L'EFFET DE SITE

Les observations faites sur le terrain à la suite d'un tremblement de terre ont montré que la distribution des dégâts était souvent inhomogène à des distances égales de l'épicentre et pour le même type de construction. Ces dommages ne sont pas dus uniquement à la quantité d'énergie sismique mise en jeu lors du déclenchement du séisme mais, ils sont dus également aux conditions locales au site: la topographie et la structure géologique du sol.

1) Effets de la topographie

La topographie du terrain joue un rôle non négligeable dans

l'accentuation ou la diminution des dommages dans la région sismique. Au sommet des reliefs par exemple, les ondes sismiques incidentes sont réfléchies vers l'intérieur de la structure, ce qui provoque une concentration de l'énergie sismique, ceci se traduit par des amplifications importantes de ces ondes (exemple de la Kasba et des douars situés au Sud d'Imi Mikki; premier article: Fig. 3). En revanche, au pied des reliefs, on a un effet inverse, la divergence des ondes réfléchies provoque une déamplification (Bard, 1985; Durville et al., 1985)

2) Effets des couches sédimentaires

L'importance des dégâts provoqués par un séisme est également conditionnée par la structure géologique du sol. En effet, les amplitudes du mouvement du sol sont très sensibles à la nature des terrains traversés par les ondes sismiques et particulièrement les couches superficielles à faible vitesse (Bard et al., 1984).

Dans le cadre de ce travail, nous n'avons pas effectué une étude détaillée des effets de site, car nous ne disposions pas de beaucoup de paramètres nécessaires au calcul (ils ont été évalués à partir de relations empiriques). Notre étude s'est limitée donc à la comparaison des résultats entre deux modèles de vitesse et de structure différentes: le premier, un modèle réel, multicouches, qui tient compte de la présence des couches sédimentaires sous la ville et le deuxième, un demi-espace qui ne tient donc pas compte de ces couches.

Les résultats ont servi d'une part, à évaluer l'influence des couches à faible vitesse sur les intensités observées et d'autre part, à préciser la profondeur du foyer.

II-1 APPLICATION AU CAS DU SEISME D'AGADIR

La ville d'Agadir est située sur un site géologique très complexe. La coupe géologique réalisée par Ambroggi (1963) suivant la direction NW-SE montre bien cette complexité (Fig. C).

Les différents quartiers de la ville sont bâtis sur des formations quaternaires. Le maximum des dégâts a été observé dans les quartiers de la Kasba, Founti, Talborj et Yachech situés sur les formations horizontales, qui recouvrent en discordance les couches plus anciennes, redressées par la flexure sud-atlasique (branche sud) qui passe entre les failles de la Kasba et de Tildi (deuxième article: Fig. C et Fig. 2).

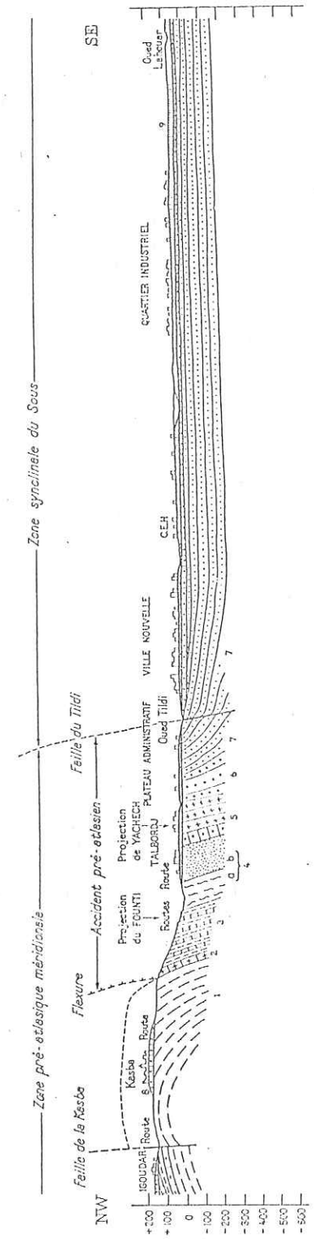


Figure C: Coupe géologique NW-SE à travers la ville d'Agadir (d'après R. Ambroggi) et variation de l'intensité macroséismique
1. Cénomanien ; 2. Turonien ; 3. Coniacien-Santonien ; 4. Campanien (a. inférieur, b. supérieur) ; 5. Maestrichtien ; 6. Oligocène ; 7. Pliocène ancien ; 8. Calabrien (Moghrébien) ; 9. Villafranchien et Quaternaire.
(d'après Ambroggi, 1960)

II-1-1 Données

Pour la réalisation de cette étude, nous avons eu besoin d'un modèle de vitesse aussi précis que possible surtout pour les couches superficielles. Ce modèle a été déduit des profils sismiques réalisés dans la région par l'O.N.A.R.E.P. Les densités des terrains ont été calculées en utilisant les relations de Gangi et Lamping (1971) pour $Vp \leq 6.0$ km/s et de Perrier et Ruegg (1973) pour $Vp > 6.0$ km/s.

Ne disposant pas de valeurs pour le facteur de qualité Q pour la région (aucune étude n'a été faite pour la mesure de Q), nous avons été contraint d'adopter des valeurs de Qp et Qs pour les différentes couches en tenant compte de la nature de chaque couche, de sa densité et de ses vitesses sismiques (Tab. B).

Tableau B: Valeurs de Qp et Qs pour les deux modèles.

Prof. (km)	0.2	0.4	0.55	1.45	2.75	4.35	15.0	25.0
1:multicouches								
Qs	60	100	150	200	300	400	600	800
Qp	80	120	150	200	300	400	600	800
2:demi-espace								
Qs	400						600	800
Qp	400						600	800

Nous avons évalué également d'autres paramètres, nécessaires au calcul, par l'utilisation de relations empiriques. A partir de la magnitude Ms = 6.1, calculée par la station Kew pour le séisme d'Agadir, nous avons déduit les valeurs de la surface de la faille et du moment sismique en appliquant les relations établies par Geller (1976) pour $Ms < 6.76$:

$$\log S = 2/3\ Ms - 2.28$$
$$\log Mo = Ms + 18.89$$

d'où $S = 61$ km² et $Mo = 9.8\ 10^{24}$ dyn.cm. Le déplacement moyen sur la

faille a été déduit à partir du moment sismique et de la surface de la faille:

$$\bar{D} = \frac{Mo}{\mu\ S} = 47 \text{ cm.}$$

où μ est la régidité, sa valeur moyenne dans la croûte est d'environ $3.4\ 10^{11}$ dyn/cm².

II-1-2 Méthode de calcul

Nous avons exploité les programmes informatiques développés au L.G.I.T. (Gariel, 1988), pour le calcul d'accélérogrammes synthétiques. Les accélérations ont été calculées en 24 récepteurs répartis sur six profils comme le montre la figure D. Chaque profil est composé de quatre recepteurs espacés de deux kilomètres.

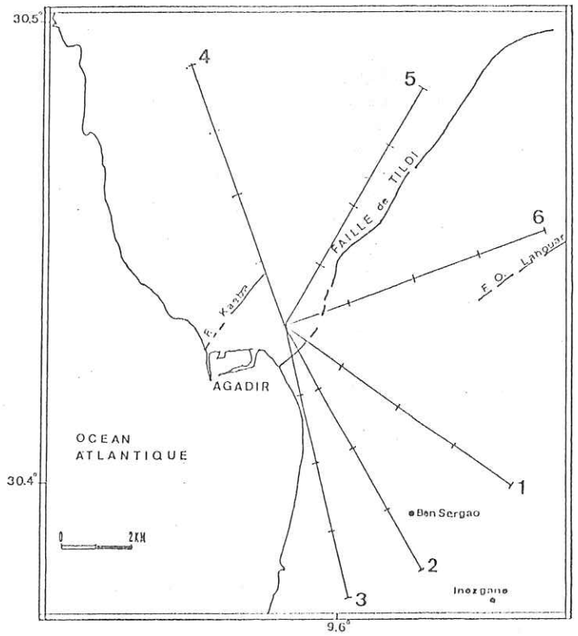


Figure D: Disposition des six profils contenant les 24 recepteurs théoriques.

Dans un premier temps, nous avons utilisé un modèle représentant la source par un point source situé à une profondeur variant entre 2 et 5 km avec un pas de 0.5 km. Les courbes d'atténuation de l'intensité déduites des valeurs de pic d'accélération ne permettaient pas une comparaison quelconque avec la courbe observée. Il était donc nécessaire d'introduire un modèle de source étendue.

Nous avons utilisé le modèle le plus simple, c'est à dire de dislocation uniforme, où la longueur de la faille est prise égale à 10 km et sa profondeur 6 km. La rupture se propage radialement à une vitesse Vr = 0.72 Vs (0.72 représente la valeur moyenne du rapport Vr/Vs pour des séismes situés dans des couches ayant des vitesses Vs comprises entre 3.5 km/s et 4.5 km/s; Geller, 1976), où Vs correspond à la vitesse des ondes S dans la couche source.

Nous avons calculé, dans un premier temps, les accélérogrammes pour les 24 récepteurs en utilisant le modèle multicouches (deuxième article: Tab III) en faisant varier la profondeur de la source sismique entre 2.5 et 4.5 km avec un pas de 0.5 km. Les valeurs correspondantes des pics maximaux d'accélération ont été converties en valeurs d'intensité en utilisant les deux relations empiriques suivantes:

$$\log(ah) = 0.30\ I(MM) - 0.014 \qquad \text{Trifunac et Brady (1975)}$$
$$\log(ah) = 0.35\ I(MM) - 0.435 \qquad \text{Murphy et O'Brien (1977)}$$

où ah est l'accélération hozirontale et I est l'intensité macrosismique selon l'échelle Mercalli modifiée. Les deux relations donnent des valeurs d'accélération très proches.

III-1-3 Résultats

A partir des valeurs maximales d'intensité, nous avons construit des courbes d'atténuation en fonction de la distance que nous avons comparées à la courbe observée obtenue à partir des valeurs des intensités relevées sur la carte macrosismique du séisme d'Agadir. La courbe de décroissance qui s'ajuste le mieux avec la courbe expérimentale correspond à une source située à 3.5 km de profondeur.

Nous avons ensuite refait le calcul des accélérogrammes, en utilisant cette-fois ci un modèle de vitesse qui ne tient pas compte des couches sédimentaires (deuxième article: Tab. III-b). La source sismique a été fixée à 3.5 km de profondeur (résultat du premier calcul). De même, une courbe de décroissance de l'intensité avec la distance a été déduite des valeurs maximales des pics d'accélération synthétique en utilisant l'une des deux relations précédentes.

La comparaison des deux courbes d'atténuation obtenues pour les deux modèles nous a permis de mesurer une amplification assez importante des valeurs d'intensité dans le premier cas par rapport au deuxième. Les valeurs d'intensité sont passées de 7.63 et 7.82 à 8.85 et 8.86, en présence des sédiments, à 2 et 4 km de l'épicentre respectivement.

III-1-4 Conclusion

Ce travail a été consacré à une étude détaillée du séisme d'Agadir du 29/2/1960, ce qui nous a permis de préciser certains paramètres du séisme: magnitude, intensité, atténuation et mécanisme au foyer, et de mettre en évidence l'importance des amplifications du mouvement du sol dus aux conditions géologiques locales.

La méthode que nous avons utilisée pour préciser l'influence des couches à faible vitesse nous a permis de mettre en évidence l'influence de celles-ci sur les valeurs des intensités qui ont été amplifiées de 14 % et 12 % à 2 et 4 km de l'épicentre.

Le résultat de ces calculs souligne l'importance des effets liés à la géologie locale dans la prévention et la prévision des séismes. Les amplitudes du mouvement du sol varie considérablement sur de courtes distances. Ainsi, lors du séisme de San Francisco (1906) les effets dus à la seule couverture sédimentaire ont été presque de trois degrès d'intensité (Borcherdt et Gibbs, 1976). On a observé également lors du séisme de Mexico (1985) des variations des accélérations maximales d'un facteur 5 dans des sites très proches (Singh et al., 1988).

Les cartes simplifiées d'aléa sismique à l'échelle régionale ou nationale doivent donc être complétées par des études ponctuelles lorsqu'il s'agit de constructions importantes: barrages, ponts, installations nucléaires, hôpitaux, etc... La réalisation de cartes de microzonage à grandes échelles: 1/10.000 ou 1/15.000 est donc indispensable, faisant intervenir la sismologie, la dynamique du sol et le génie parasismique (Petrovski, 1980).

Premier article:

Révision des données macrosismiques et du mécanisme au foyer du séisme d'Agadir du 29 février 1960.

Publié dans: "Revue de Géographie du Maroc; Vol. 12; Nouvelle série; N° 1; pp: 51-62; 1988".

Deuxième article:

The Agadir earthquake of February 29, 1960. Examination of some of the parameters.

Article présenté au Symposium "on the Seismicity, seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region". Madrid; 12-14 Avril 1989.

Publié dans les publications de "l'Instituto Geográfico Nacional; Monografia num. 8; pp: 133-148; 1991".

R.G.M., Vol 12, Nouvelle Série, N° 1, 1988

RÉVISION DES DONNÉES MACROSISMIQUES ET DU MÉCANISME AU FOYER DU SÉISME D'AGADIR DU 29 FÉVRIER 1960

Taj-Eddine CHERKAOUI* et
Fida MEDINA*

INTRODUCTION

Le séisme d'Agadir est, avec ceux d'El Asnam (1954 et 1980), un des séismes les plus destructeurs d'Afrique du Nord. Il eut lieu le 29 février 1960 à 23 h 40 mn (Temps Universel), provoqua la mort de plus de 12 000 personnes et détruisit 75 % des constructions de la ville. La magnitude moyenne était de 5,7 et, selon les travaux de l'époque, la profondeur du foyer fut située entre 1,3 et 3,0 km (Rothé *in* Duffaud *et al.* 1962, p. 14). L'intensité maximale atteignit le degré X (M.S.K.) dans les quartiers de la Kasba, Yachech et Founti. La secousse principale fut précédée de deux prémonitoires et suivie par plus d'une centaine de répliques, dont la plus forte fut de magnitude 4,4. Cette activité sismique dura presque quatre ans (Cherkaoui, sous presse).

La ville d'Agadir aurait déjà été affectée par un séisme destructeur en 1731 (Roux, 1934) ; malheureusement, il n'y a aucun renseignement précis sur l'ampleur et l'étendue des dégâts.

Dans cette note, nous présentons de nouveaux résultats basés sur l'exploitation des données macrosismiques permettant de dresser de nouvelles cartes d'isoséistes et d'évaluer la profondeur focale par l'utilisation de la relation de Sponheuer-Kovcligethy. D'autre part, le mécanisme au foyer est précisé et comparé aux données du terrain afin de mieux définir l'accident responsable du séisme et son jeu actuel.

1. CADRE GÉOLOGIQUE

Agadir est située sur la bordure sud-ouest du Haut Atlas (Fig. 1), chaîne intracontinentale qui doit sa structure actuelle aux mouvements compressifs d'âge essentiellement tertiaire et plio-quaternaire. La ville est construite à cheval sur la partie montagneuse appartenant à la « zone pré-atlasique méridionale » (Ambroggi, 1963) et sur la limite septentrionale de la plaine du Souss (Fig. 1).

La zone où ont été observées les intensités maximales lors du séisme de 1960 est géologiquement assez complexe. On y distingue trois compartiments séparés par deux accidents de direction NE-SW : les failles de la Kasba (Fig. 1, Fk) et de l'Oued Tildi (Fig. 1).

* Institut Scientifique, Rabat.

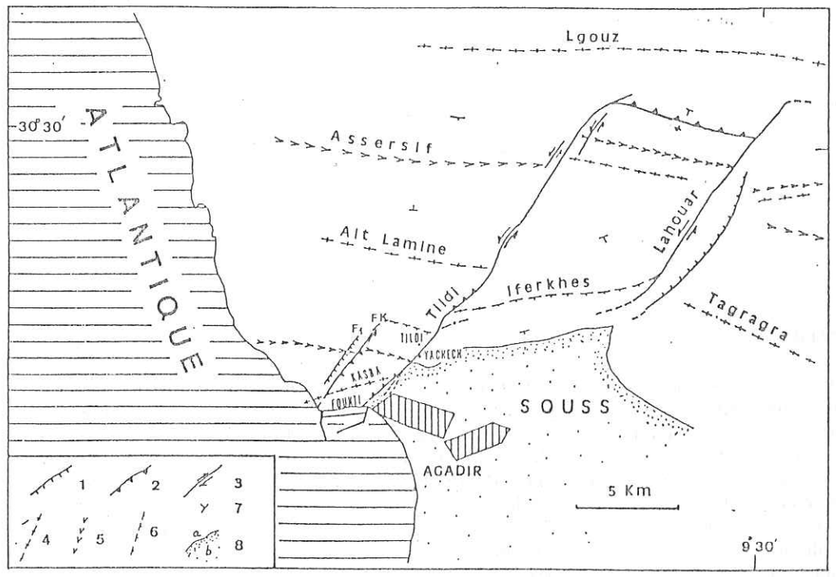


Fig. 1 – Schéma structural de la région d'Agadir. 1, faille normale ; 2, faille inverse ; 3, décrochement ; 4, axe anticlinal ; 5, axe synclinal ; 6, flexure ; 7, sens du pendage des couches ; 8a, terrains anté-quaternaires ; 8b, Quaternaire du Souss.

Le compartiment NW, d'allure simple, comprend des couches monoclinales à pendage faible vers le NW, sans autre complication qu'une faille NE-SW (Fig. 1, F1), parallèle à la faille de la Kasba, à jeu apparent normal affaissant le compartiment SE. Cette faille décale le Pliocène d'après l'interprétation des photographies aériennes de la région. Elle serait par conséquent assez récente.

Le compartiment central, le plus complexe, abrite un synclinal d'axe N 100 au Nord, puis un anticlinal aigu d'axe N 070 plus au Sud : l'anticlinal de la Kasba (Fig. 1). Le flanc méridional de ce dernier est redressé et affecté par des failles longitudinales (Fig. 1), mettant parfois en contact le Crétacé et le Pliocène. D'autres failles, orientées cette fois NW-SE, sont indiquées sur la carte géologique d'Agadir (Ambroggi, sans date), mais ne figurent pas sur les autres cartes de la région (Duffaud *et al.*, 1962), ce qui laissait planer des doutes sur leur existence réelle. L'observation détaillée des photographies aériennes de la zone montre que les couches ne subissent qu'une simple torsion près de la faille de Tildi, sans accident NW-SE visible puisqu'aucun décalage brutal des bancs n'est observable. Enfin, le compartiment SE est également simple, monoclinal ou flexuré, où les couches sont en général à pendage sud, sauf près des accidents où elles se verticalisent.

La structure de la zone la plus affectée par le séisme se résume donc à un compartiment central pris entre deux accidents : au NW, une faille à pendage sud ; au SE, un ensemble de failles en relais à pendage nord. En plus du jeu inverse, le plus marqué actuellement, il

existe une importante composante en décrochement sénestre matérialisée par le décalage des bancs et par les crochons induits par le jeu des failles.

Ce dispositif tectonique en blocs limités par des failles se retrouve à l'échelle régionale entre la plaine du Souss et le flanc sud de l'anticlinal du Lgouz, où prennent naissance la plupart des accidents. La complexité de ces structures s'explique bien par l'existence de plusieurs phases compressives superposées, mises en évidence aussi bien dans la région d'Agadir que dans le reste du Haut Atlas occidental (Allard *et al.*, 1958 ; Medina, 1985, 1986) :

– une phase majeure d'âge miocène inférieur, correspondant à une compression subméridienne, responsable de la mise en place de la plupart des structures (plis et failles inverses E-W, décrochements sénestres NE-SW) ;

– une phase miocène supérieur-pliocène, avec une compression orientée cette fois NW-SE, reprenant en partie les structures antérieures.

Les derniers mouvements (plio-quaternaires), à caractère néotectonique, se traduisent de façon spectaculaire par le soulèvement différentiel des terrasses marines le long de la côte

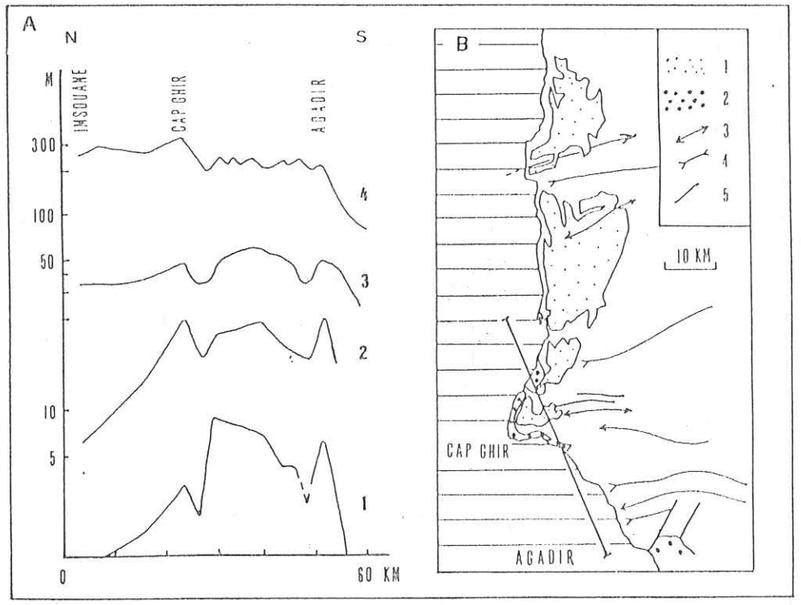


Fig. 2 – Altitude des terrasses marines le long de la côte atlantique de la région d'Agadir (d'après Weisrock, 1981, modifiée selon indications du même auteur). A : 1, Ouljien ; 2, Harounien ; 3, Maarifien ; 4, Moghrebien-Messaoudien. B : Carte de localisation du profil A ; 1, Moghrebien ; 2, terrains post-moghrébiens ; 3, axe anticlinal ; 4, axe synclinal ; 5, faille.

atlantique à l'aplomb de plis pré-existants (Ambroggi, 1963, p. 246 ; Weisrock, 1981, p. 179 et Fig. 2), et par le plissement ou la flexuration d'anciens dépôts continentaux quaternaires selon des directions NE-SW à ENE-WSW (Ambroggi, *op. cit.*, p. 253 ; Medina, 1984), ce qui correspond à une compression orientée NW-SE à NNW-SSE, poursuivant celle du Mio-Pliocène.

2. CARTE DES ISOSÉISTES

L'échelle employée (Mercalli modifiée) par les auteurs antérieurs : Ambroggi (1960), Debrach, Rothé (*in* Duffaud *et al.*, 1962) et Duvergé (1969), et les contradictions constatées sur les différentes cartes publiées nous ont poussé à réviser toutes les données macrosismiques disponibles (questionnaires, presse, rapports, photos...) et à réévaluer les intensités locales en utilisant l'échelle M.S.K. (1964) qui tient compte du type et de la qualité de la construction. Le dépouillement des quelque 380 questionnaires a révélé que, tout en tenant compte de l'emploi d'échelles différentes, les intensités ont été souvent surestimées pour la Meseta et pour la région située au sud d'Agadir (voir par exemple la carte de Debrach). Cependant, la carte des isoséistes d'Agadir même et ses proches environs, établie par Choubert et Faure-Muret (*in* Duffaud *et al., op. cit.*) d'après leurs propres observations des effets du séisme sur le terrain, n'a été modifiée que pour l'isoséiste VI (Fig. 3).

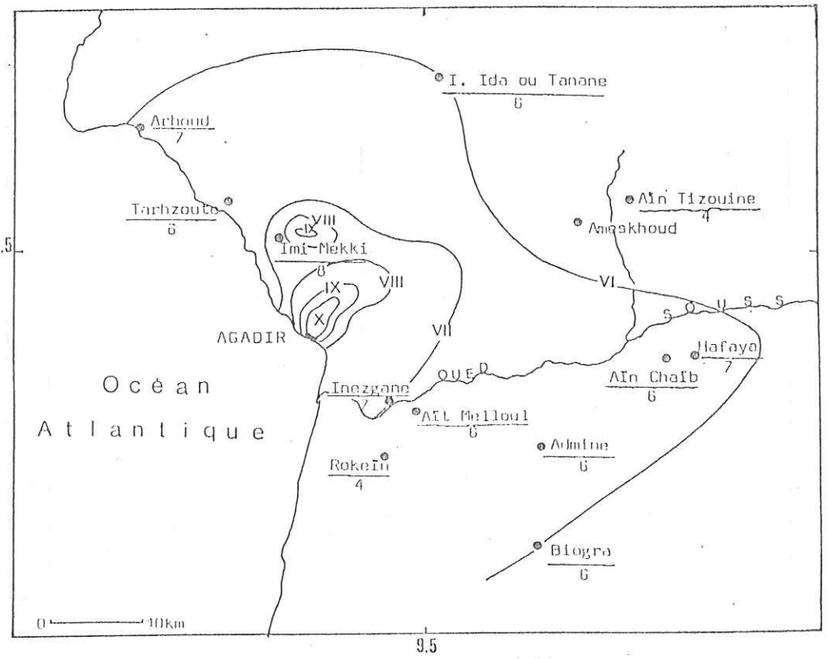


Fig. 3 – Carte des isoséistes du tremblement de terre pour Agadir et ses environs (d'après Choubert et Faure-Muret, *in* Duffaud *et al.*, 1962, modifiée).

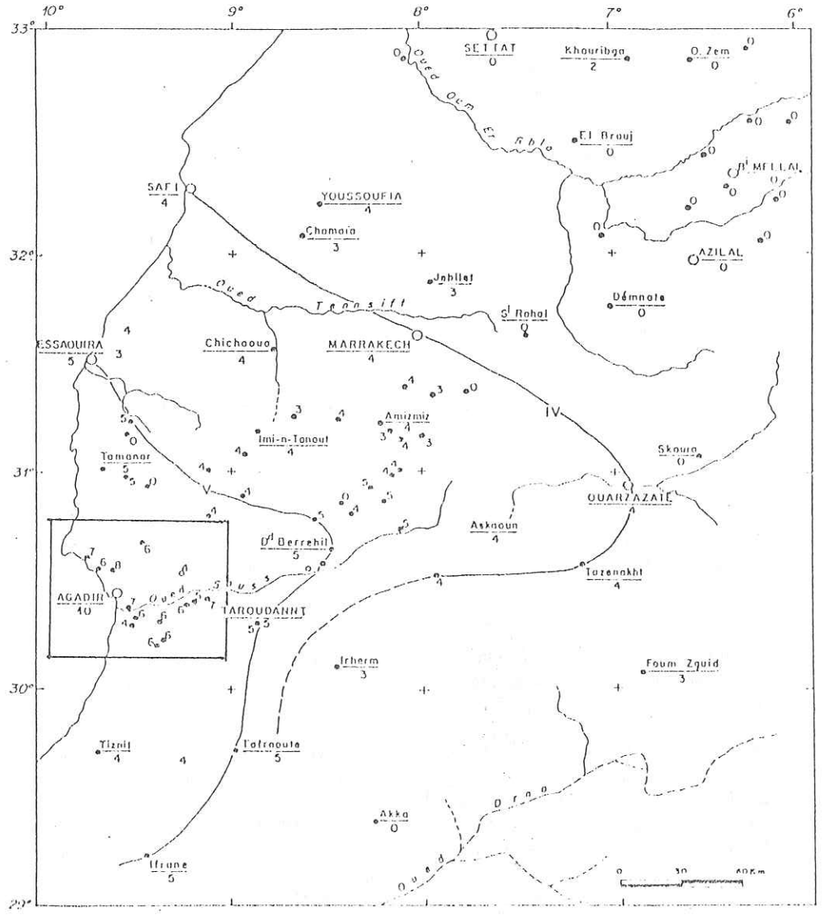


Fig. 4 – Carte régionale des isoséistes du tremblement de terre d'Agadir du 29 février 1960. L'encadré correspond à la Fig. 3.

L'allure des isoséistes montre une atténuation de l'intensité en fonction de la distance suivant les directions nord et sud ; ainsi, le rayon de l'isoséiste V est compris entre 70 et 140 km seulement ; en revanche, les lignes d'intensité s'allongent suivant une direction privilégiée orientée sensiblement ENE-WSW (Fig. 4), direction dominante des grandes structures dans la région (cf. *supra*). La faible propagation des ondes sismiques pourrait être expliquée par la faible profondeur du foyer.

3. ÉVALUATION DE LA PROFONDEUR

En raison de l'éloignement des stations sismographiques de l'épicentre (la station la plus proche, Averroës, est à 385 km), la profondeur focale du séisme d'Agadir n'a pu être déterminée à partir des temps d'arrivée des ondes sismiques. Rothé (*in* Duffaud *et al., op. cit.*, p. 14) avait utilisé des relations empiriques liant soit l'intensité épicentrale Io à la magnitude et à la profondeur (Shebalin, 1959 ; Kárník *et al.*, 1957), soit l'intensité épicentrale au rayon de l'isoséiste VII-VI (Gutenberg et Richter, 1954). D'après ces relations les valeurs de la profondeur focale sont comprises entre 1,3 et 2,0 km pour Io = X et entre 2,0 et 3,0 km pour Io = X–IX.

Ces relations présentent l'inconvénient d'être empiriques et déterminées de façon statistique pour une région donnée uniquement. Nous avons donc essayé d'exploiter les données de l'enquête macrosismique en utilisant la relation de Sponheuer-Koveligethy (Sponheuer, 1960) :

$$Io - In = \Delta I = K \log \left(\frac{\sqrt{Rn^2 + h^2}}{h}\right) + K \alpha \log e \left(\sqrt{Rn^2 + h^2} - h\right)$$

où :

Io : intensité épicentrale ;
In : intensité à la distance épicentrale Rn ;
h : profondeur du foyer en km ;
k : facteur de l'atténuation géométrique de l'accélération ;
α : coefficient d'absorption.

Selon Godefroy et Levret (*in* Davidovici, 1985), la comparaison des résultats du calcul de la profondeur focale par application de cette fomule avec la méthode instrumentale est satisfaisante.

Deux cas ont été étudiés : dans le premier, nous avons utilisé toutes les valeurs ponctuelles d'intensité et leur distance épicentrale correspondante ; dans le deuxième, nous avons utilisé les valeurs des distances épicentrales relevées sur la carte des isoséistes et leur intensité correspondante suivant des azimuts compris entre N 225 et N 180, par tranches de 15°. Les résultats de ces calculs sont donnés dans le tableau 1 pour k = 3.

Le meilleur ajustement est obtenu pour $\alpha = 0{,}001$, la profondeur est alors évaluée à 1,4 ± 0,2 km (Fig. 5).

Tableau 1 : Valeurs des paramètres h et α ajustant au mieux la loi de Sponheuer-Koveligethy, k étant égal à 3.

	h (km)	α (km^{-1})
1er cas	1,4 ± 0,2	0,001 ± 0,034
2ème cas	1,0 ± 5,8	0,021 ± 2,705

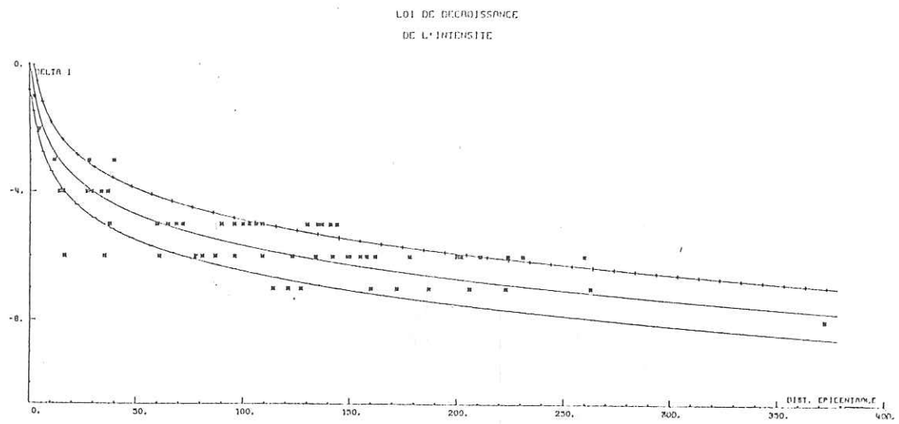


Fig. 5 – Détermination de la profondeur du foyer du séisme d'Agadir par ajustement à la loi de Sponheuer, à partir de toutes les valeurs ponctuelles d'intensité. Les valeurs des paramètres qui ajustent au mieux les données sont indiquées au tableau 1.

4. MÉCANISME AU FOYER

Trois auteurs se sont intéressés au mécanisme focal du séisme principal. Il s'agit de Öcal (1964), Hatzfeld *et al.* (1977), et Moreira (1986). Cependant, les solutions proposées sont contradictoires (cf. Tabl. 2), ce qui a rendu nécessaire la révision des données disponibles et leur confrontation avec la géologie locale.

La solution proposée par Hatzfeld *et al.* (1977) est basée sur les données corrigées de Öcal. Cependant, ce dernier auteur n'incluait pas certaines stations proches,des réseaux espagnol et portugais, ce qui diminue la fiabilité de la solution. En revanche, celle proposée par Moreira tient compte de ces données ; elle indique un axe de pression orienté pratiquement E-W (Tabl. 2), perpendiculaire à celui déterminé par Hatzfeld *et al. (op. cit.)*.

Dans le but de mieux préciser le mécanisme focal, nous avons repris les données des bulletins de l'I.S.S. et du B.C.I.S., de Öcal, de Rothé (*in* Duffaud *et al.*, 1962) et de Moreira (comm. pers.), et rajouté d'autres provenant de lectures directes des copies de sismogrammes qui nous ont été envoyées par différentes stations sismologiques. Les paramètres des plans nodaux et des axes de pression et de tension sont indiqués au tableau 2 et sur la figure 6.

Les données des bulletins ont été soit confrontées entre elles, soit contrôlées par les lectures directes, et notamment par des enregistrements longue-période. Pour le diagramme présenté, on a adopté une vitesse initiale de 6 km/s au lieu de 3,15 km/s, ce qui ne modifie que très peu les paramètres des plans nodaux puisque seuls les pendages sont légèrement diminués.

Tableau 2 : Paramètres des plans nodaux et des axes de pression et de tension déterminés par différents auteurs pour le séisme d'Agadir.

Auteur(s)	Données utilisées	Direction (D), pendage (P) et jeu des plans				Azimut (Az) et plongement (Pl) des axes de pression (P) et de tension (T)			
		1		2		P		T	
		D	P	D	P	Az	Pl	Az	Pl
Ocal (1964)	44	44	87 NW dextre*	135	61 NE senestre*				
Hatzfeld at al. (1977) et Hatzfeld (comm. pers.)	44	44	90 senestre	134	80 NE dextre	176**	8**	90**	8**
Moreira (1986 et comm. pers.)	65	34	66 NW dextre	136	73 NE senestre	85	4	178	30
cet article	75	49	68 NW dextre	143	80 NE senestre	95	8	188	23

* jeux erronés
** paramètres déterminés par les auteurs de la présente note.

Au vu des résultats, il apparait que la solution que nous proposons se rapproche plutôt de celle de Moreira *(op. cit.)*, bien que l'azimut des plans nodaux en diffère de 7° dans un cas, et de 15° dans l'autre, à cause de la position des stations AVE et CRT sur le diagramme.

La comparaison avec les cartes géologiques de la région d'Agadir montre que les plans de faille orientés NNW-SSE sont rares, ce qui nous a conduit à considérer le plan nodal orienté N 049 comme le plan principal. Cette direction est proche de celle de l'anticlinal de la Kasba et de celle dessinée par l'aire pléistoséiste (Fig. 3). En outre, Rothé *(op. cit.)* a décrit des fissures également orientées ENE-WSW dans le sol de la région affectée.

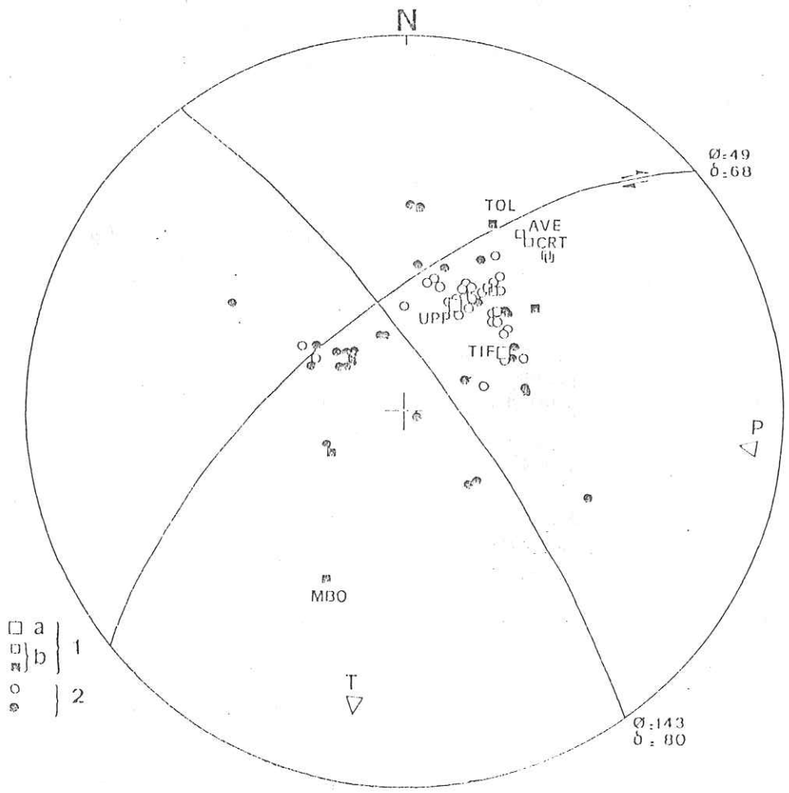


Fig. 6 – Mécanisme au foyer du séisme d'Agadir (29/2/1960). Représentation sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. 1 : lectures directes, a) enregistrement longue-période ; b) courte-période. 2 : données d'après Öcal, Moreira (comm. pers.) et les bulletins. Figurés vides : dilatation ; figurés pleins : compression. P : axe de pression ; axe de tension.

Le fait qu'aucune faille n'ait été observée le long de l'axe de l'anticlinal de la Kasba suggère que le foyer était localisé sur l'accident affectant le flanc sud de l'anticlinal, et se prolongeant sous l'axe de ce dernier. D'après le mécanisme focal que nous proposons, cette faille préexistante aurait rejoué lors du séïsme en décrochement dextre à composante inverse.

5. CONCLUSION

La révision des données macrosismiques du séisme d'Agadir a, d'une part, confirmé le caractère superficiel du foyer (1,4 km) et d'autre part, permis d'élaborer une nouvelle carte régionale des isoséistes, différente de celles déjà publiées par les auteurs antérieurs, où l'allure des courbes d'intensité épouse la direction de la chaîne atlasique.

Le mécanisme au foyer proposé montre que le séisme d'Agadir est lié au jeu en décrochement dextre d'une faille préexistante NE-SW.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement MM. D. Hatzfeld (Grenoble) pour ses critiques et suggestions et V.S. Moreira pour avoir bien voulu nous envoyer les données dont il disposait. Nous sommes également reconnaissants aux collègues qui nous ont adressé les copies des sismogrammes utilisés dans ce travail.

Nos remerciements s'adressent également à MM. B. Mohammadioun, Chef du BERSSIN (Fontenay aux Roses), qui a permis à l'un d'entre nous (T.-E.C.) d'utiliser les programmes de calcul dans les laboratoires du C.E.A., et X. Goula pour sa précieuse collaboration.

RÉFÉRENCES

Allard, P. ; Cochet, E. et Duffaud F. (1958)
L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 16, n° 143, pp. 7-16.

Ambroggi, R., sans date
Carte géologique d'Agadir au 1/50000. *Publ. Office National de l'Irrigation*, Maroc.

Ambroggi, R. (1960)
Séïsme d'Agadir. Rapport géologique. *Arch. Cent. Etudes hydrogéol.* Rabat, 34 p.

Ambroggi, R. (1963)
Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 157, 321 p.

Cherkaoui, T.-E (sous-presse)
Fichier informatisé des séismes du Maroc et des régions voisines. *Trav. Inst. Sc.*, Rabat.

Davidovici, V. (1985)
Génie parasismique. *Presse de l'Ecole Nat. des Ponts et Chaussées*, Paris, 1105 p.

Duffaud, F. ; Rothé, J.-P. ; Debrach, J. ; Erimesco, P. ; Choubert, G. et Faure-Muret, A. (1962)
Le séisme d'Agadir du 29 février 1960. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 154, 68 p.

Duvergé, J. (1969)
La séismicité du Maroc. Le séisme d'Agadir et la protection paraséismique. *Dipl. Ing. Géophys., Inst. Phys. Globe*, Strasbourg, 110 p.

Gutenberg, B. et Richter, C. F. (1954)
Seismicity of the Earth. *Princeton Univ. Press*, Princeton, 1 vol., 2ème éd., 310 p.

Hatzfeld, D. ; Frogneux, M. et Girardin, N. (1977)
Etude de la sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 4, pp. 741-747.

Karnik, V. ; Michal, E. et Molnar, A. (1957)
Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. *Trav. Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sc.*, 59, pp. 411-598.

Medina, F. (1984)
Présence d'un accident affectant le Quaternaire de la région d'Ameskroud (Haut Atlas occidental). *Bull. Inst. Sc.*, Rabat, 8, p. 94.

Medina, F. (1985)
Chronologie des phases et style tectonique dans le Haut Atlas occidental, Maroc. *Garcia de Orta, ser. Geologia*, Lisboa, 8, 1-2, pp. 43-53.

Medina, F. (1986)
Etude structurale d'un accident bordier atlasique : l'accident d'Ichemrarène-Imi n'Tanoute (Haut Atlas occidental). Implications sur la chronologie relative des phases compressives tertiaires. *Bull. Sc. Terre*, Rabat, 2, pp. 86-98.

Moreira, V. S. (1986)
Seismicity and seismotectonics of mainland Portugal. *8ème Conférence sur le Génie sismique*, Lisboa, 2.1, pp. 7-14.

Öcal, N. (1964)
Fault-plane solutions for Agadir, Morocco, earthquake of February 29, 1960 and Skoplje, Yougoslavia, earthquake of July 26, 1963. *I.I.S.E.E. Bull.*, 1, pp. 1-7.

Roux, G. (1934)
Notes sur les tremblements de terre ressentis au Maroc avant 1933. *Mém. Soc. Sc. nat. du Maroc*, n° 39, pp. 42-71.

Shebalin, N. V. (1959)
Correlation between magnitude and intensity of earthquakes ; asthenosphere. *Publ. du B.C.I.S.*, Trav. Sc., A20, pp. 31-37.

Sponheuer, W. (1960)
Methoden zur Herdteifenbestimmung in der Makroseismik. *Freidberger Forschungshefte*, C.88, Akademie, Verlag, Berlin, 117 p.

Weisrock, A.L.E. (1981)
Neotectonic and coastal morphology in the Atlantic Atlas (Morocco). *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, Suppl.-Bd. 40, pp. 175-182.

Résumé – L'exploitation des données macrosismiques disponibles (questionnaires, presse, rapports etc..) sur le tremblement de terre d'Agadir du 29 février 1960, a permis, d'une part, de tracer une nouvelle carte régionale d'intensité suivant l'échelle M.S.K. (1964) et d'autre part, d'évaluer la profondeur focale à 1,4 km par l'utilisation de la méthode de Sponheuer-Koveligethy. Le mécanisme au foyer correspond au jeu en décrochement dextre le long d'un plan de faille N 049 à pendage nord-ouest.
Mots clés : Maroc, Agadir, Séisme, carte des isoséistes, profondeur focale, mécanisme au foyer.

ملخص :
مكن استغلال جميع المعطيات الميدانية لزلزال أكادير (29 فبراير 1960) من وضع خريطة إقليمية جديدة للمنحنيات المتساوية الشدة، ومن تحديد عمق البؤرة في 1.4 كلم وذلك باستعمال طريقة «شبونهوير - كوفيليغيثي». وتتوافق آلوية البؤرة مع حركة جانبية مبامنة لانكسار ذي اتجاه ش 049 وذي ميل نحو الشمال الغربي.

Abstract – The review of all the macroseismic data available for the Agadir earthquake (February 29, 1960) allowed to establish a new regional isoseismal map and to evaluate the depth of the focus at about 1.4 km by the use of Sponheuer-Koveligethy's relation. The focal mecanism corresponds to a dextral displacement along a N 049 trending fault plane, dipping northwestwards.

Resumen – La explotacion de todos los datos macrosismicos disponibles sobre el terremeto de Agadir, ha permitido establecer un neuvo mapa de isosistas y, por otra parte, evaluar la profundidad del foco a 1.4 km por el uso de la relacion de Sponheuer-Koveligethy. El mecanismo focal corresponde a un desgarre dextral sobre un plano de orientacion N 049, de buzamiento noroeste.

Publication I.G.N. Série Monografía nº8, p. 133-148.

THE AGADIR EARTHQUAKE OF FEBRUARY, 29, 1960. EXAMINATION OF SOME OF THE PARAMETERS

T.-E. Cherkaoui (1) F. Medina (1) D. Hatzfeld (2)

(1) Institut Scientifique, Rabat, Morocco.
(2) Observatoire de Grenoble, Grenoble, France.

Abstract

We reexamine, using a more important data set and computing synthetic seismograms, some of the parameters of the Agadir earthquake of 1960. The isoseismal map shows that the maximum intensities are elongated in a NE-SW direction, and we observe an effect of the shallow sediments. The magnitude of the earthquake is likely to be approximately mb = 5.9. A careful examination of the depth of the focus, using several empirical formulae shows that the earthquake was shallow, but computing synthetic seismograms, with an appropriate velocity structure, confirms the important effect of the sediments on which Agadir is built, and therefore the probable amplification of lo which introduces a bias on the depth of the focus.

1- Introduction

On February, 29, 1960, at 23 h 40 mn (UT), the city of Agadir and surrounding area were affected by a strong earthquake. Most of the city was destroyed and the death toll was of about 12000 people, although the magnitude of the earthquake was probably smaller than 6.0. Most of the work done on this earthquake has been conducted before 1962 (**Ambroggi, 1960; Rothé; Choubert and Faure-Muret; Debrach....in Duffaud et al., 1962**), and because of the importance of this earthquake we were interested to investigate if the damage could be related to any specific local conditions on the ground motion.

2- Tectonic setting

Agadir is located across the boundary between the High Atlas, an intracontinental chain of Tertiary and Quaternary age, built at the place of a former Mesozoic subsident basin, and the Souss plain, mainly filled by Quaternary sediments. This boundary can be considered as one of the westernmost terminations of the "South Atlas Fault" (**Russo and Russo, 1934**), which bounds the Atlas chain on the South for about 2000 km (Figure 1A).

Copyright © 1.991 Instituto Geográfico Nacional-España.

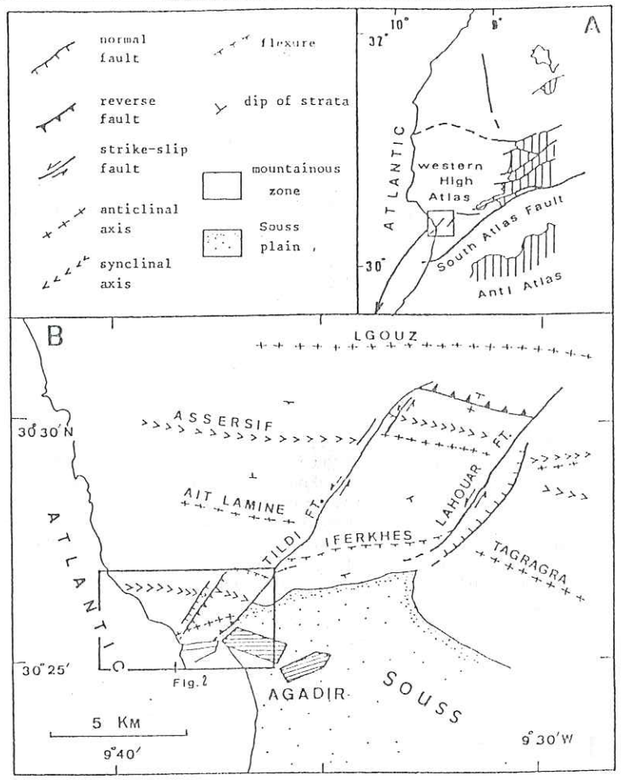


Figure 1 Regional structural setting of the Agadir area. A: location, B: simplified structural map (after Choubert and Faure-Muret, Duffaud et al., 1962; Ambroggi, undated, slightly modified).

The regional structure consists of blocks delimited by NE-SW faults located between the Souss plain and the Lgouz anticline (Figure 1B). Most of these structures can be explained by the superposition of at least two compressional events which are seen all over the western High Atlas (Allard et al., 1958; Medina, 1985; 1986):

(1) a lower Miocene compressional episode of NNE-SSW shortening, to which are related most of the structures;

(2) another compressionnal episode of Mio-Pliocene age with a shortening oriented NW-SE.

These tectonic episodes are also observed north and south of the central High Atlas (Fraissinet et al., 1988) and clearly show a post- Miocene NNW-SSE to NNE-SSW compression followed by a NW-SE to N-S compression.

The area where the maximum intensities were felt is also quite complex and consists of three blocks separated by two NE-SW major faults: the Kasba fault and the Tildi fault (Figure 2).

The NW block, which shows the simplest pattern, comprises northwestwards gently-dipping beds. The only complication is a NE-SW fault, parallel to the Kasba fault, with an apparent

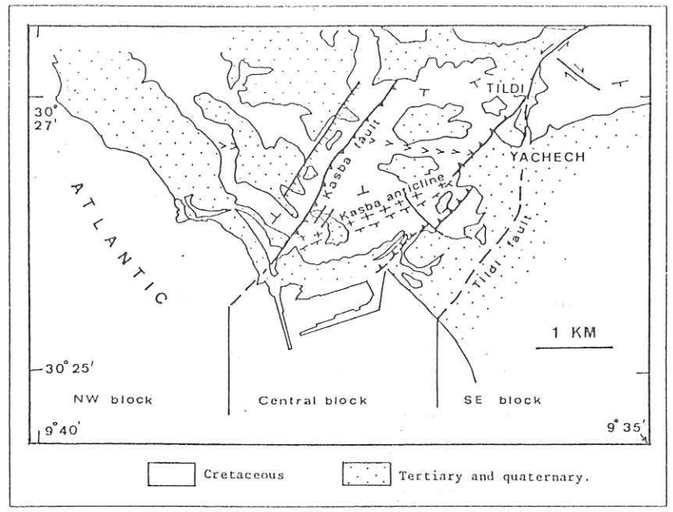


Figure 2 Simplified geological map of the Agadir area (location in figure 1); after Duffaud et al., 1962; Ambroggi, undated). Symbols as in figure 1.

normal displacement, the SE block being downthrown. As can be inferred from the aerial photographs, the Pliocene beds are clearly offset; therefore, this fault appears as very recent.

The central block is the most complex. It includes a N100 syncline to the North and a N70 sharp anticline to the South: the Kasba anticline. The almost vertical southern limb of the latter is affected by longitudinal faults, and the contact zone runs mainly between the Cretaceous and the Pliocene. Other faults, oriented NW-SE, are indicated in the Agadir geological map (Ambroggi, undated), but are not represented in the other maps. The detailed observation of the aerial photographs of this zone leads to the conclusion that the strata are affected by a simple open dragfold near the Tildi fault, without any NW-SE structures, as no abrupt offset can be neatly observed.

Finally, the SE block is also simple, flexured or gently-dipping toward the South, excepting near the faults, where the beds become vertical.

In summary, the structure of the zone that was mostly affected by the earthquake consists of a central block bounded by two faults: to the NW, a southeastwards-dipping fault (the Kasba fault); to the SE, a set of northwestwards-dipping faults. In addition to the reverse component -the most evident presently- there is an important sinistral strike-slip component materialized by the offset of the beds and by the dragfolds induced by the fault displacement.

The last movements (Plio-Quaternary), of neotectonic characters, are spectacularly materialized by a differential uplift of the marine terraces along the Atlantic coast, just over the pre-existent folds (Ambroggi, 1963; Weisrock, 1981), and by the fracturation, the folding and the flexuration of ancient Quaternary deposits along NE-SW to ENE-WSW trends (Feys and Gréber, 1963; Ambroggi, op. cit.; Huvelin, 1980; Medina, 1984), reflecting a NW-SE to NNW-SSE compression, in continuity with that of Mio-Pliocene age. Offshore, the seismic profiles show, in the prolongation of the Souss plain, that the Plio-Quaternary sediments form an anticline unconformably overlain by the younger deposits (Summerhayes et al., 1971).

3- Seismological data

Most of this work has already been published elsewhere (**Cherkaoui and Medina, 1988**), so we present here only a brief summary of the results.

3.1- Macroseismic observations

Several maps concerning the macroseismic observations were published by different authors (**Ambroggi, 1960; Rothé; Debrach; Choubert and Faure-Muret in Duffaud et al., 1962**). We reevaluated some of the observations according to the original documents of the "Département de Physique du Globe" of the "Institut Scientifique" (Figure 3a).

Some of the observed intensities were probably overestimated because of the high concentration of habitations built in the valley filled by young sediments.

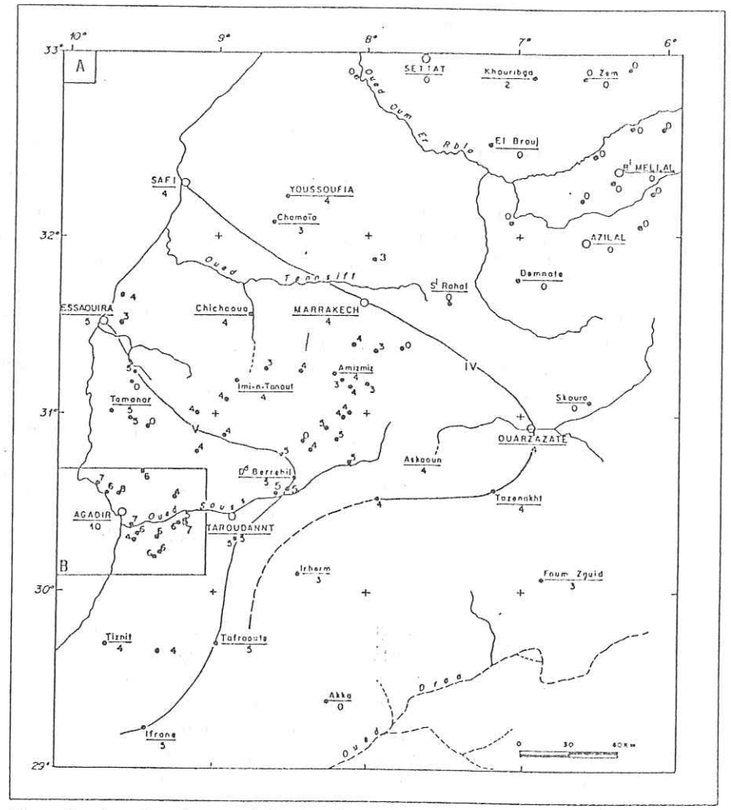


Figure 3a Isoseismal map of the Agadir earthquake. The Arab numeral indicate the value of the observed intensities (after Cherkaoui and Medina, 1988).

The detailed map around the city of Agadir shows that isolines X, IX and VIII are more or less elongated in a NE-SW direction (Figure 3b). This cannot be related to the effect of sediments because the valley is not elongated in the same direction . But it is likely that this could be due to a source effect, as we will see further.

It has been proposed that the earthquake could be due to the break of two segment faults because intensities up to IX or VIII have been observed in the Tildi valley.

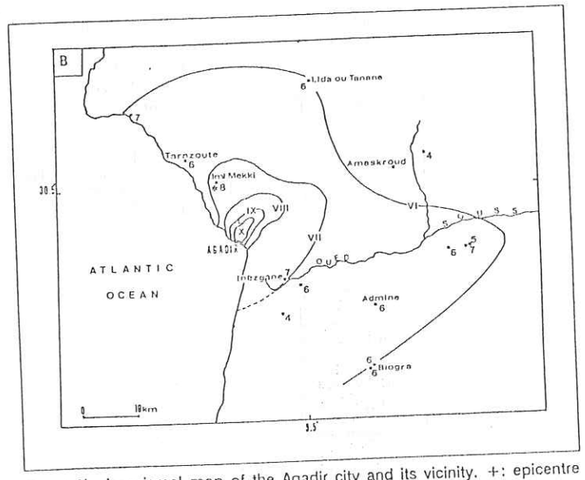


Figure 3b Isoseismal map of the Agadir city and its vicinity. +: epicentre after Rothé, *: epicentre after BCIS (after Choubert and Faure-Muret in Duffaud et al., 1962; modified).

This observation has been done in only one village, Imi Mekki, located on young sediments; however, no observation have been done on the mountains. Therefore, we think that the damages observed in this village are due to a local effect and cannot be related to a secondary fault.

3.2- Instrumental data

Epicentral coordinates: the coordinates given by the BCIS are 30° 30'N and 9° 40'W. These coordinates cannot be considered as very well constrained because of the lack of stations recording the earthquake toward the South.

They do not correspond to any important geological fault as predicted out by **Choubert and Faure-Muret (op. cit.)**. **Rothé (op. cit.)**, on the basis of the macroseismic observations, proposed an epicentre far from the center of the isoseist X (Figure 3b).

No surface rupture could be attributed to a possible fault on the ground. Few breaks were seen in some places (**Rothé, op. cit.**), but cannot be followed for a long distance. This lack of surface rupture confirms that the magnitude of the earthquake was probably smaller than 6.0.

Magnitude: the magnitude of the earthquake has been evaluated by several seismological centers or observatories (Table I), the difference between the maximal and minimal values being of 1.35. **Rothé (op. cit.)** proposed an average magnitude of mb=5.75 based on the values given by seven stations (underlined in Table I).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

Table I
Values of the magnitude mb calculated by the different international centres and stations for the Agadir earthquake.

Centre or station	mb
Lwow	5.4
Collmberg	5 1/2
Praha	5 1/2
Zagreb	5.6
kew	5.7; Ms=6.1
Moskva	5 3/4
Strasbourg, Roma	5 3/4 - 6
Pruhonice	5.9
Skalnate-Pleso	6
Quetta	6 1/4
Pasadena	6.4
Hurbanovo	6 3/4

Table II
Comparison of the values of h calculated by Rothé (1962) and by the present authors, modifying the values of mb (5.9) and the size of the 6.5 isoseist.

Relation	Rothé	This work
1	1.3	1.9
2	2.0	2.5
3	1.6	5.1
4	-	1.4

In order to compare with ISC magnitude, we established a relation between the magnitude given by Moscow (Mos) and by ISC for the Mediterranean area. The relation we found using 25 earthquakes during 1964-1965 is:

$$mb(Mos) = 0.74\ mb(ISC) + 1.40$$

Therefore a mb(Mos) of 5.75 will give a mb(ISC) of 5.88 ± 0.18, the standard deviation for M(Mos) and M(ISC) is respectively 0.42 and 0.53.

It is difficult to have a more precise evaluation of the magnitude, the only local station was Averroës and it was not equiped with Wood Anderson or digital instrument.

Focal depth: because of the lack of any seismological stations close to Agadir it is not possible to have an accurate depth for this earthquake using only time arrivals.

Rothé (op. cit.) inferred from macroseismic empirical relations a probable depth of the earthquake between 1.3 and 2.0km:

(1) $mb = 0.55\ Io + 0.93 \log(h) + 0.14$ (Karnik et al., 1957)

(2) $mb = 0.7\ Io + 2.3 \log(h) - 2.0$ (Shebalin, 1959)

(3) $h = r / \{10^{(Io-6.5)/3} - 1\}^{1/2}$ (Gutenberg and Richter, 1954)

The two first relations use only the magnitude (mb) and the maximum intensity (Io), therefore an incertainty of 0.5 in the magnitude could introduce a bias of 5.0km.

The third relation is based only on the maximum intensity and the size of the 6.5 isoseist. This size could be difficult to estimate. Roth used a value of r = 6km which gives a depth of 1.6km, according to our revised isoseismal map we believe that the value of r is 18.8km which gives a depth of 5.1km (Figure 3b).

A more accurate way of estimating the depth is to smooth the observations by using a law as that of **Sponheuer (1960)**, and to try to obtain the best fit between the observations and the theoretical attenuation curve (Figure 4).

$$(4)\quad Io - In = k \log(Rn/h) + k\,\alpha \log e\,(Rn - h)$$

Where:

Rn: focal distance, with $R^2 = h^2 + r^2$;

In: intensity at epicentral distance rn;

h : focal depth;

α : inelastic attenuation coefficient;

k : attenuation geometric factor of acceleration;

loge = 0.434.

In this case the depth we found is 1.4km (**Cherkaoui and Medina, 1988**). The results obtained using these four relations are summarized in Table II.

As we will see later, we try to evaluate the effects on the shallow velocity structure on the observed intensities in order to better constrain the depth of the focus.

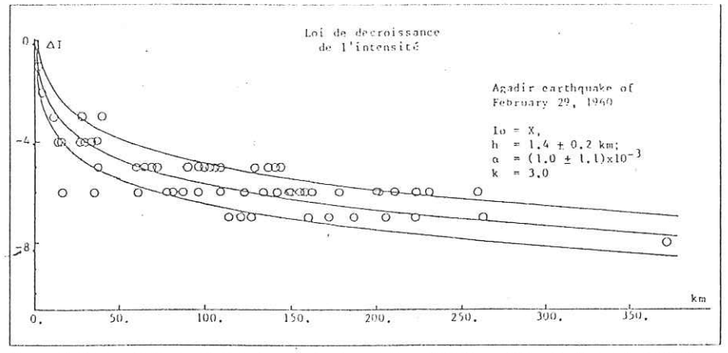


Figure 4 Determination of the focal depth of the Agadir earthquake by adjustment to Sponheuer's law, from all the punctual values of intensity (after Cherkaoui and Medina, 1988).

4- The focal mechanism

We have already presented a detailed study of the focal mechanism of the Agadir earthquake (**Medina and Cherkaoui, 1988; Cherkaoui and Medina, 1988**), so only a brief review is given hereafter.

The first focal mechanism of the Agadir earthquake was the one of Öcal (1964), based on his own observations. In his solution, the nodal planes determined are striking N44 and N185, and plunge respectively 87NW and 61NE. However, the wrong motions along the nodal planes were corrected on the base of the same data by **Hatzfeld et al.** (1977). According to the corrected data, the P and T axes are nearly horizontal and trend respectively N-S and E-W.

The second solution, based on more numerous data, was suggested by Moreira (1986 and pers. communication), and comprises almost the same planes, but with a pressure axis trending E-W.

Our solution comprises the same data, together with new readings of chosen close stations (TOL, CRT, ALI, AVE, MBO..). This solution is an almost pure strike-slip mechanism (Figure 5). One plane is striking N49° and plunging 68NW, the other striking N143 and plunging 80 NE. The P axis is trending N95° and the T axis N188°.

In the area of Agadir, most of the geological structures are striking NE-SW or ENE-WSW as the Kasba anticline (Figure 2), this direction is also that of the "South Atlas fault".

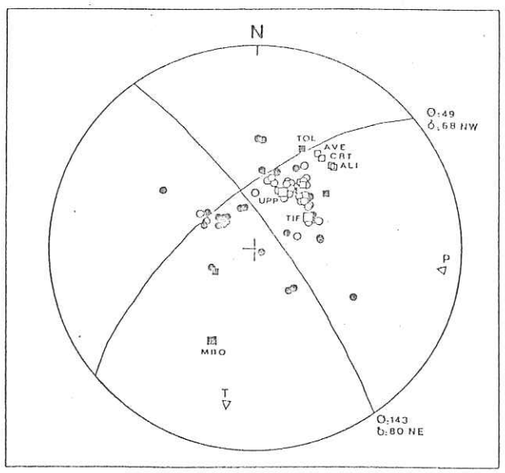


Figure 5 Focal mechanism of the Agadir earthquake (Schmidt net, lower hemisphere). Squares, data observed by the authors: large, L-P; small, S-P; circles, data taken from others sources (Öcal, 1964; Moreïra, pers. communication and the ISS and BCIS bulletins). Open symbols: dilatation, solid symbols: compression. P: pressure axis; T: tension axis. Ø, strike and δ dip of the nodal planes.

Therefore, we think that the N49 striking plane is likely to be the fault plane, and the mechanism is then a dextral strike-slip motion on this plane.

However, this focal mechanism is computed with various sources of information and shows some inconsistency in the polarities on the focal sphere.

5- The effect of the shallow structure on the observed ground motion

Because Agadir is located upon young sediments of the Souss plain, the observed intensities could be amplified (Bard, 1985). Therefore, the inferred calculated depth of the focus could be misestimated using the previous formulae. To better estimate the effect of the sediments we computed synthetic seismograms in the area field using the method described by **Gariel** (1988). The source is considered as a point source. The seismic moment is deduced from the surface wave magnitude Ms = 6.1 using the Geller's relation (1976) for a uniform dislocation (**Haskell, 1964**).

Unfortunately, we were unable to found any geotechnical measurements concerning the uppermost 200 m of the sediments overlying the Agadir plain. The only data are those from the ONAREP concerning seismic reflexion profiles carried out around the city.

Table III

The two models used in this study; the first model (a) is derived from the seismic reflexion profiles, the second (b) is derived from the deep seismic sounding carried out by Makris et al. (1985).

Model (a)

Thickness of layer (km)	Vp km/s	Vs km/s	density g/cm³
0.200	2.3	1.33	2.05
0.400	2.6	1.50	2.10
0.900	2.7	1.56	2.20
1.800	3.2	1.85	2.25
3.100	4.1	2.37	2.50
4.700	5.7	3.29	2.74
15.300	6.1	3.52	2.84
25.300	6.6	3.79	2.95

Model (b)

Thickness of layer (km)	Vp km/s	Vs km/s	density g/cm³
4.350	5.2	3.03	2.65
15.000	6.1	3.52	2.84
25.000	6.6	3.79	2.95

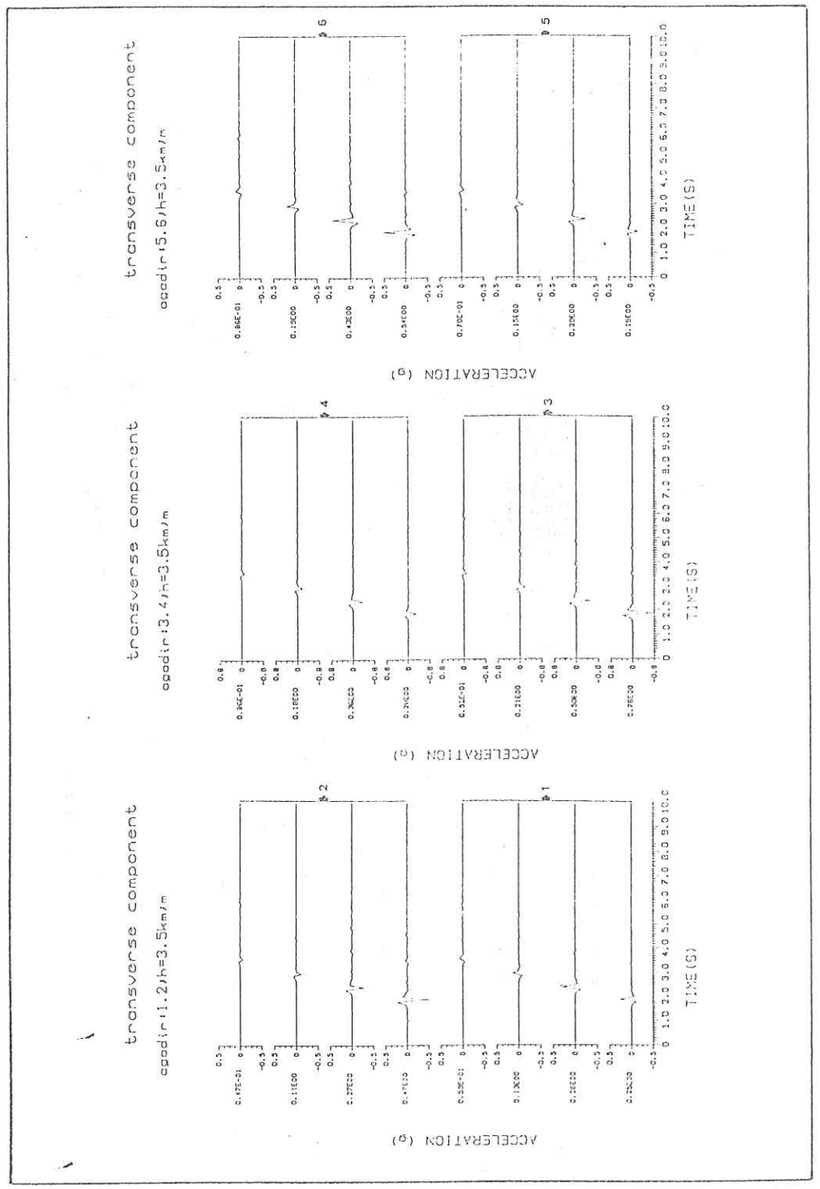


Figure 6A: Example of synthetic accelerations at the 24 receivers disposed along six profiles (the numbers at the right of the traces) using the model (a). The numbers on the left of the traces indicate the absolute values (in g) of the acceleration peak for a depth of 3.5km.

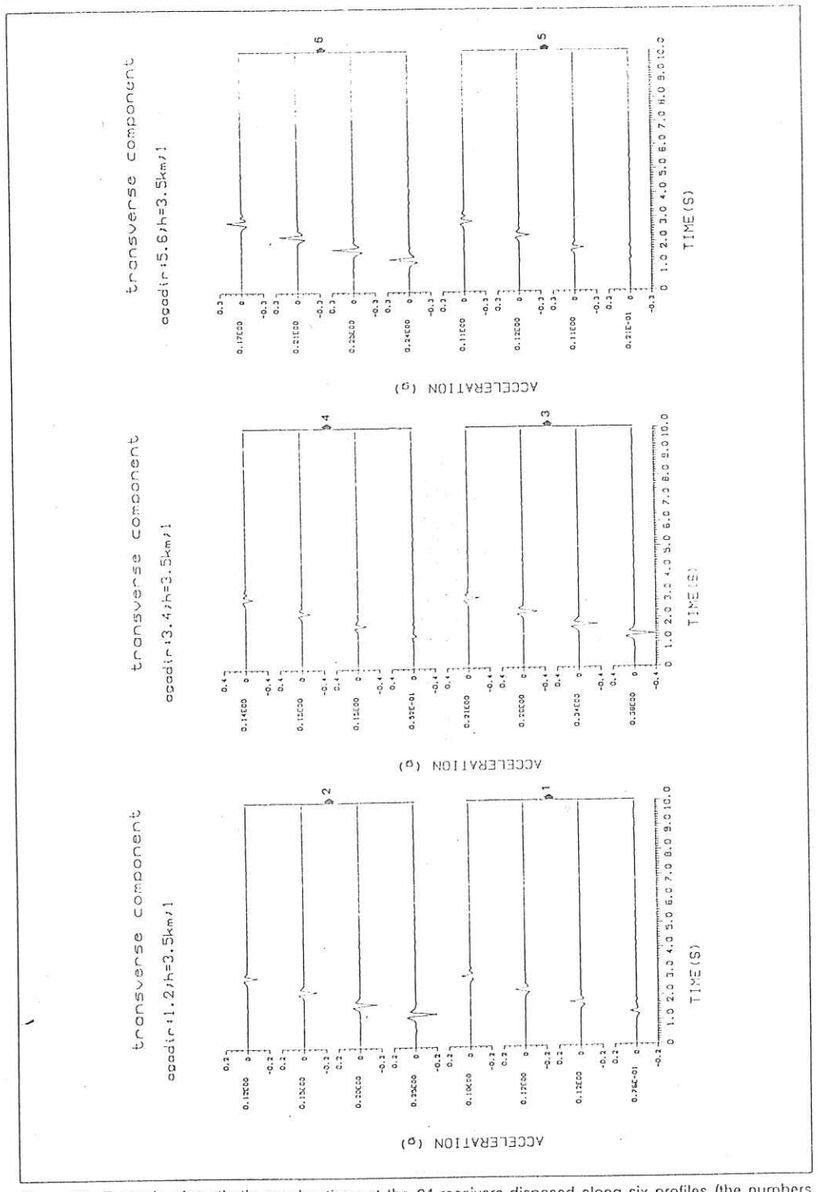


Figure 6B Example of synthetic accelerations at the 24 receivers disposed along six profiles (the numbers at the right of the traces) using the model (b). The numbers on the left of the traces indicate the absolute values (in g) of the acceleration peak for a depth of 3.5km.

From the velocity structure we inferred density in each of the layers using the relation of Gangi and Lamping (1971) for Vp ≤ 6.0km/s and of Perrier and Ruegg (1973) for Vp > 6.0km/s. The structure, model (a), is given in Table III.

We also computed the acceleration for a half space using the model (b) given in Table III.

From the synthetic seismograms (Figure 6) we deduced the peak acceleration and using the relation of Trifunac and Brady (1975):

$$\log(ah) = 0.30\ I(MM) - 0.014$$

or the relation of Murphy and O'Brien (1977):

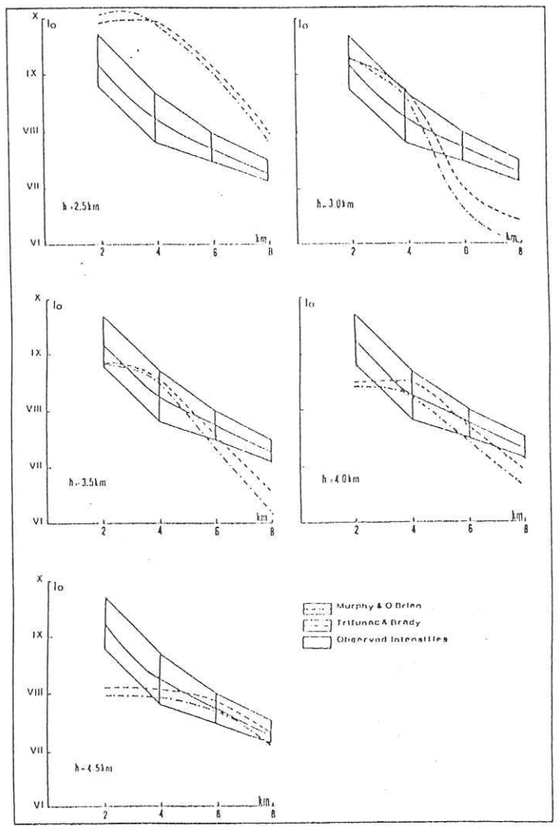


Figure 7 Comparison of the observed and calculated attenuation curves as a function of distance, for different depths, using the two intensity/peak acceleration relationships.

$$\log(ah) = 0.35\ I(MM) - 0.435$$

Where ah is the average horizontal component peak acceleration in cm/sec^2 and I(MM) is the intensity measured on Modified Mercalli scale.

We inferred intensity values and compared them with observed intensities. This computation was done for focal depths ranging from 2.5 km to 4.5 km (Figure 7).

The best fit between the observed and computed values is observed for a depth of 3.5 km. This corresponds to the top of the interface between the sediments and the basement.

The same calculation conducted for a half space and for the same depth shows clearly a maximum intensity, smaller of about one degree (Figure 8). This confirms clearly that the observed acceleration in Agadir (and therefore the intensities) were amplified due to the shallow structure beneath the city. It is likely that Agadir constructed on the basement would experiment intensities smaller than IX.

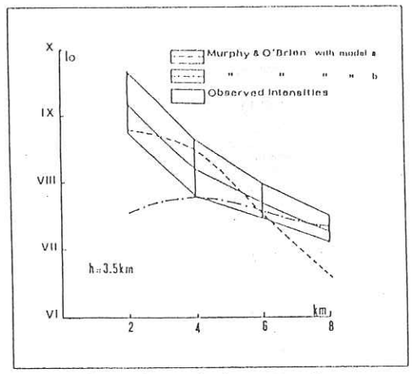


Figure 8 Comparison of the attenuation curves, using models "a" and "b", with the attenuation curve observed for a depth of 3.5km.

6- Conclusion

This paper was concerned in giving a quick review of the parameters of the Agadir earthquake of 1960. Although we agree with the location (30° 27'N and 9° 37'W), the proposed magnitude (mb = 5.9) is slightly different from that evaluated by Rothé (mb = 5.75), and the focal mechanism, quite different from the one proposed by cal (1964), is close to the solution suggested by Moreira (1986, and personal communication). Concerning the depth of the focus, we computed synthetic seismograms and found a clear effect of the sediments which increases the maximum intensity observed in the epicenter by

one degree and therefore induces an error in the depth of the focus when using the empirical formulae.

Acknowledgements

The authors express their deep gratitude to P.-Y. Bard, M. Campillo, J.-C. Gariel and O. Coutant, from the I.R.I.G.M., Grenoble, for their help during the preparation of this work, and to the responsibles of the O.N.A.R.E.P., Rabat, for their invaluable help.

References

- Allard, P., Cochet, E. and Duffaud, F. (1958). L'Oligocéne dans le Haut Atlas occidental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 16, 143: 7-16.*
- Ambroggi, R. (undated). Carte géologique d'Agadir au 1/50000. *Publ. Office National de l'Irrigation, Maroc.*
- Ambroggi, R. (1960). Séisme d'Agadir. Rapport géologique. Arch. Cent. *Etudes hydrogéol. Rabat, 3-4p.*
- Ambroggi, R. (1963). Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes et Mém. *Serv. géol. Maroc, 157, 321p.*
- Bard, P.-Y. (1985). Les effets de site d'origine structurale: principaux résultats expérimentaux et méthodes. in Davidovici, V.: Génie parasismique. *Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 223-238.*
- Cherkaoui, T.-E. and Medina, F. (1988). Révision des données macrosismiques et du mécanisme au foyer du séisme d'Agadir du 29 Février 1960. *Rev. Géogr. Maroc, 12, 2, in press.*
- Duffaud, F., Roth, J.-P., Debrach, J., Erimesco, P., Choubert, G. and Faure-Muret, A. (1962). Le séisme d'Agadir du 29 Février 1960. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 154, 68p.*
- Feys, R. and Gérber, Ch. (1963). Le Stéphanien et l'Autunien du Souss dans les Ida-ou-Zal (Haut Atlas occidental, Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 22, 170: 19-43.*
- Fraissinet, C., Zouine, E.M., Morel, J.L., Poisson, A., Andrieux, J. and Faure-Muret, A. (1988). Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In Jacobshagen, V. H.: The Atlas system of Morocco. *Lecture Notes in Geosci., Springer-Verlag, 15: 273-291.*
- Gangi, A.F. and Lamping, N.E. (1971). An in situ method of determining the pressure dependance of phase-transition temperatures in the crust. In the structure and physical proprcties of the earth's crust; geophysical monograph 14, Heacock, J.G. ed., *Am. geophys. Union, Washington. 187-190.*
- Gariel, J.-C. (1988). Simulation numérique des mouvements forts en champ proche. *Thèse d'Université, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 174p.*

- Geller, R.G. (1976). Scalling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am., 66: 1501-1523.*
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954). Seismicity of the Earth. Princeton Univ. *Press, Princeton, 1 vol., 2ed ed., 310p.*
- Haskell, N.A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation fault. *Bull. Seismol. Soc. Am., 54: 1811-1841.*
- Hatzfeld, D., Frogneux, M. and Girardin, N. (1977). Etude de la sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 4: 741-747.*
- Huvelin, P. (1980). Baryum. In Caïa, J. and Huvelin, P.: Baryum et Strontium. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 276, I: 271-308.*
- Karnik, V., Michal, E. and Molnar, A. (1957). Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. *Trav. Inst. Gophys. Acad. Tchcosl. Sc., 59: 411-598.*
- Makris, J., Demnati, A. and Klussmann, J. (1985). Deep seismic sounding in Morocco and a crust and upper mantle model deducted from seismic and gravity data. *Ann. Geophys., 3, 3: 369-380.*
- Medina, F. (1984). Présence d'un accident affectant le Quaternaire de la région d'Ameskroud (Haut Atlas occidental). *Bull. Inst. Sc., Rabat, 8: 94.*
- Medina, F. (1985). Chronologie des phases et style tectonique dans le Haut Atlas occidental, Maroc. *Garcia de Orta, ser. Geologia, Lisboa, 8, 1/2: 43-53.*
- Medina, F. (1986). Etude structurale d'un accident bordier atlasique: l'accident d'Ichemrarne-Imi n'Tanoute (Haut Atlas occidental). Implications sur la chronologie relative des phases compressives tertiaires. *Bull. Sc. Terre, Rabat, 2: 86-98.*
- Medina, F. and Cherkaoui 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, Helsinki, 24, 1/2: 57-66.*
- Moreira, V.S. (1986). Seismicity and seismotectonics of mainland Portugal. *8énie Conférence sur le génie sismique, Lisboa, 2.1: 7-14.*
- Murphy, J.R. and O'Brien, L.J. (1977). The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am., 27, 3: 877-915.*
- Öcal, N. (1964). Fault-plane solutions for Agadir, Morocco, earthquake of February 29, 1960 and Skoplje, Yogoslavia, earthquake of July 26, 1963, *Bull. Intern. Inst. Seismol. Earthquake Eng., 1: 1-7.*
- Perrier, G. and Ruegg, J.C. (1973). Structure profonde du Massif Central Franais. *Ann. Gophys., 29: 435-502.*
- Russo, P. and Russo, L. (1934). Le grand accident sud-atlasien. Bull. Soc. géol. Fr., 4: 375-384.
- Shebalin, N.V. (1959). Correlation between magnitude and intensity of earthquakes; asthenosphere. *Publ. du B.C.I.S., Trav. Sc., A20: 31-37.*
- Sponheuer, W. (1960). Methoden zur Herdteifenbestimmung in der Makroseismik. *Freidberger Forschungshefte, Akademie, Verlag, Berlin, 117p.*
- Summerhayes, C.P., Nutter, A.H. and Tooms, J.S. (1971). Geological structure and development of the continental margin of Northwest Africa. *Mar. Geol., 11: 1-25.*

– Trifunac, M.D. and Brady, A.G. (1975). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am., 65: 139-162.*

– Weisrock, A.L.E. (1981). Neotectonic and coastal morphology in the Atlantic Atlas (Morocco). *Z. Geomorph. N. F., Berlin, Suppl.-Bd., 40: 175-182.*

DEUXIEME CHAPITRE

ETUDE MICROSISMIQUE DE LA REGION D'AL HOCEIMA

INTRODUCTION

La ville d'Al Hoceima et ses environs sont parmi les régions les plus sismiques du Maroc; les cartes de sismicité de la région montrent un important alignement sismique de direction NE-SW. Nous estimons que la fréquence annuelle d'apparition des séismes d'intensité ≥ V (MSK) est égale à 2.4 (1ère partie: chapitre II).

Dans le but de mieux localiser la sismicité et de déterminer les mécanismes au foyer (en préparation), le Département de Physique du Globe de l'I. S. (Rabat) et le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (Grenoble), dans le cadre de l'Action Intégrée 88/359, ont effectué une campagne d'enregistrement de microsismicité entre le 13 octobre et le 17 novembre 1989.

Un réseau, composé de 16 stations portables à enregistrement graphique au noir de fumée, a été installé aux environs immédiats de la ville (Tab. II-1). Ce réseau de surveillance couvrait une superficie de 760 km² environ, il s'étendait de la côte méditerranéenne au Nord à Arba de Taourirt au Sud et de l'oued Nekor à l'Est jusqu'à Beni Hadifa à l'Ouest (Fig. II-1).

I- DESCRIPTION DU MATERIEL UTILISE ET INSTALLATION DU RESEAU

Les 16 stations que nous avons utilisées sont de type Sprengnether MEQ 800; chaque station est connectée à un sismomètre à composante verticale de fréquence propre 1 Hz. La vitesse de rotation du tambour a été réglée sur 60 mm/mn ce qui permettait une autonomie de 48 heures.

La station est équipée également d'une horloge interne à quartz qui marque sur le film les tops de la seconde ou les 10 secondes, selon les stations, de la minute et de l'heure. A chaque changement de sismogramme, les tops horaires du Temps Universel (T.U.) sont captés par un récepteur H.B.G. permettant de faire les corrections nécessaires à l'obtention de l'heure T.U. des temps d'arrivée.

Les sites où ont été placées les stations ont été soigneusement choisis permettant l'enregistrement à un gain élevé de 78 dB, exception faite des stations installées à Talat Youssef (YOS), à cause de la proximité de la mer, et Imezane (IME), à cause de l'activité humaine, où le gain a été de 72 dB et 66 dB respectivement.

Dans la géométrie du réseau, nous avons essayé de respecter d'une part, la répartition azimutale des stations de façon à couvrir la plus grande superficie possible et d'autre part, une distance maximale entre

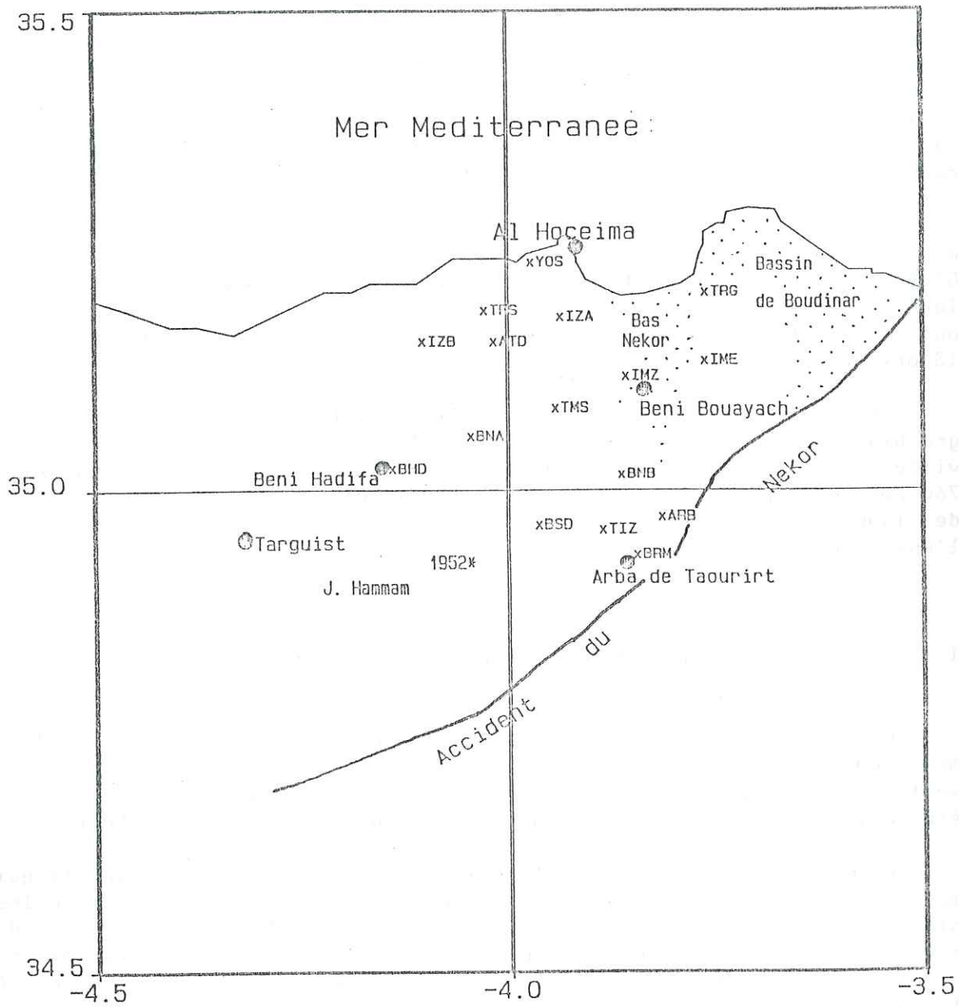


Figure II-1: L'emplacement géographique du réseau sismographique utilisé pendant la campagne de microsismicité d'Al Hoceima entre le 13/10 et le 17/11/1989. Les noms des sites et leurs coordonnées géographiques sont donnés dans le tableau II-1.

deux stations voisines n'excèdant pas une dizaine de kilomètres (la distance moyenne entre les stations du réseau était de 11.4 km), car nous avons supposé que les foyers dans cette région sont superficiels.

Tableau II-1: Coordonnées (en degrés et minutes) des stations du réseau utilisé pendant la campagne de microsismicité d'Al Hoceima.

code	lat. N	long. W	alt. (m)	période de fonctionnement
ARB	34 58.17	3 49.17	340	14/10 - 16/11
ATD	35 09.05	4 01.26	300	17/10 - 17/11
BHD	35 01.17	4 08.78	900	16/10 - 17/11
BNA	35 03.24	4 03.00	600	16/10 - 17/11
BNB	35 00.75	3 52.18	923	17/10 - 16/11
BRM	34 55.82	3 50.96	420	22/10 - 16/11
BSD	34 57.69	3 58.04	1420	14/10 - 16/11
IME	35 07.87	3 46.02	380	15/10 - 17/11 et 24/10 - 17/11
IMZ	35 06.97	3 51.80	322	13/10 - 17/11
IZA	35 10.72	3 56.49	300	14/10 - 17/11
IZB	35 09.04	4 06.47	370	17/10 - 17/11
TFS	35 11.03	4 01.94	320	16/10 - 17/11
TIZ	34 57.35	3 53.41	1110	13/10 - 16/11
TMS	35 05.00	3 56.88	340	13/10 - 16/11
TRG	35 12.27	3 46.23	60	15/10 - 17/11
YOS	35 14.11	3 58.57	230	16/10 - 17/11

II- TRAITEMENT DES DONNEES

II-1 Dépouillement

La lecture des temps d'arrivée a été faite à l'aide de loupes de grande précision graduées à 0.10 mm. Nous estimons les erreurs commises sur les temps d'arrivées des ondes P et S de l'ordre de 0.1 s et 0.3 s respectivement. Au terme de ce travail, 328 événements ont été identifiés, soit une moyenne de 9.4 événements par jour.

II-2 Localisation des séismes

Nous avons utilisé pour la localisation des 328 événements,

enregistrés pendant la campagne d'Al Hoceima, le programme informatique HYPO71 (Lee et Lahr, 1975) qui a été conçu essentiellement pour les séismes superficiels comme c'est le cas dans cette étude.

II-3 Calcul de la magnitude

Le calcul de la magnitude des séismes faibles et locaux se fait généralement à partir de la durée du signal. Nous avons utilisé la relation du programme dont les coefficients ont été déterminés pour les séismes californiens.

$$Ml = -0.087 + 2.00 \log(\tau) + 0.035\, d$$

où: τ: la durée du signal en secondes;
d: la distance épicentrale en kilomètres.

La magnitude de chaque séisme est obtenue à partir de la moyenne des magnitudes calculées à chaque station. Ces magnitudes n'ont pour but que de comparer les séismes entre eux.

II-4 Détermination du rapport Vp/Vs

Pour la détermination du rapport des vitesses Vp/Vs, nous avons préféré travailler avec un certain nombre d'événements au lieu de l'ensemble. Ce choix a été basé sur une première localisation que nous avons faite avec un modèle à demi-espace d'une vitesse Vp = 5.9 km/s et un rapport Vp/Vs = 1.70.

Les "meilleures" localisations ont été sélectionnées en appliquant les critères suivants:

1) le nombre de phases P et S utilisé pour la localisation d'un même événement doit être supérieur à 20;
2) le résidu quadratique moyen (RMS) doit être inférieur à 0.1 s;
3) les incertitudes sur la position de l'épicentre (ERH) et sur la profondeur du foyer (ERZ) doivent être inférieures ou égales à 1.0 km;
4) le plus grand angle azimutal (GAP) entre les stations doit être inférieur à 181°.

Après ce tri, 68 événements ont été retenus pour le calcul du rapport Vp/Vs. Celui-ci a été déterminé à l'aide de deux méthodes différentes.

II-4-1 Méthode de Wadati

En construisant, pour chaque séisme, un graphe représentant la différence des temps d'arrivée des ondes S et P (Ts - Tp) en fonction des temps d'arrivée des ondes P (Tp), nous obtenons ainsi une droite dont la pente est égale à 1- Vp/Vs d'où le rapport Vp/Vs (Fig. II-2).

Nous avons effectué ce calcul pour les 68 événements sélectionnés en éliminant les valeurs qui s'écartaient de $\pm 2\sigma$ de la droite. Le rapport moyen calculé sur l'ensemble des valeurs est égale à Vp/Vs = 1.690 ± 0.098.

II-4-2 Diagramme Tp(j-i), Ts(j-i)

Nous avons calculé pour chaque événement le rapport entre la différence des temps d'arrivée des ondes P à deux stations i et j et la différence des temps d'arrivée des ondes S aux mêmes stations.

Ce calcul a été fait pour les 68 événements et les valeurs ont été reportées sur un même graphe. Le rapport Vp/Vs calculé, par moindres carrés, est égal à 1.642 ± 0.008 (Fig. II-3).

Pour la suite de notre travail, nous avons retenu la valeur, arrondie, de 1.70 déterminée par la méthode de Wadati, car nous estimons que la valeur de 1.64 déterminée par la deuxième méthode est un peu faible. Ce choix peut être justifié, car les localisations des épicentres varient peu en utilisant l'une ou l'autre valeur.

II-5 Détermination du modèle de vitesse

Dans un premier temps, nous avons utilisé un modèle à demi-espace avec une vitesse Vp = 5.9 km/s et avons effectué une première localisation des 328 événements, ceci nous a permis de faire un premier tri en ne retenant que les séismes dont les ERH et ERZ sont ≤ 1.0 km, le RMS ≤ 0.1 s, le nombre de phases utilisé pour la localisation est ≥ 15 et l'angle azimutal est < 181°. A l'issu de ce tri, 131 séismes ont été retenus.

Un deuxième tri a été effectué où 27 séismes, dont la profondeur est ≤ 7.0 km, sont retenus. Ces séismes ont été relocalisés en utilisant un modèle à demi-espace dont la vitesse varie entre 5.0 et 6.5 km/s. Le RMS moyen calculé sur l'ensemble des événements selectionnés a un minimum pour Vp1 = 5.5 km/s.

Nous avons ensuite utilisé un modèle à une couche dont la vitesse est Vp1 et l'épaisseur variant entre 2 et 16 km. La vitesse dans la

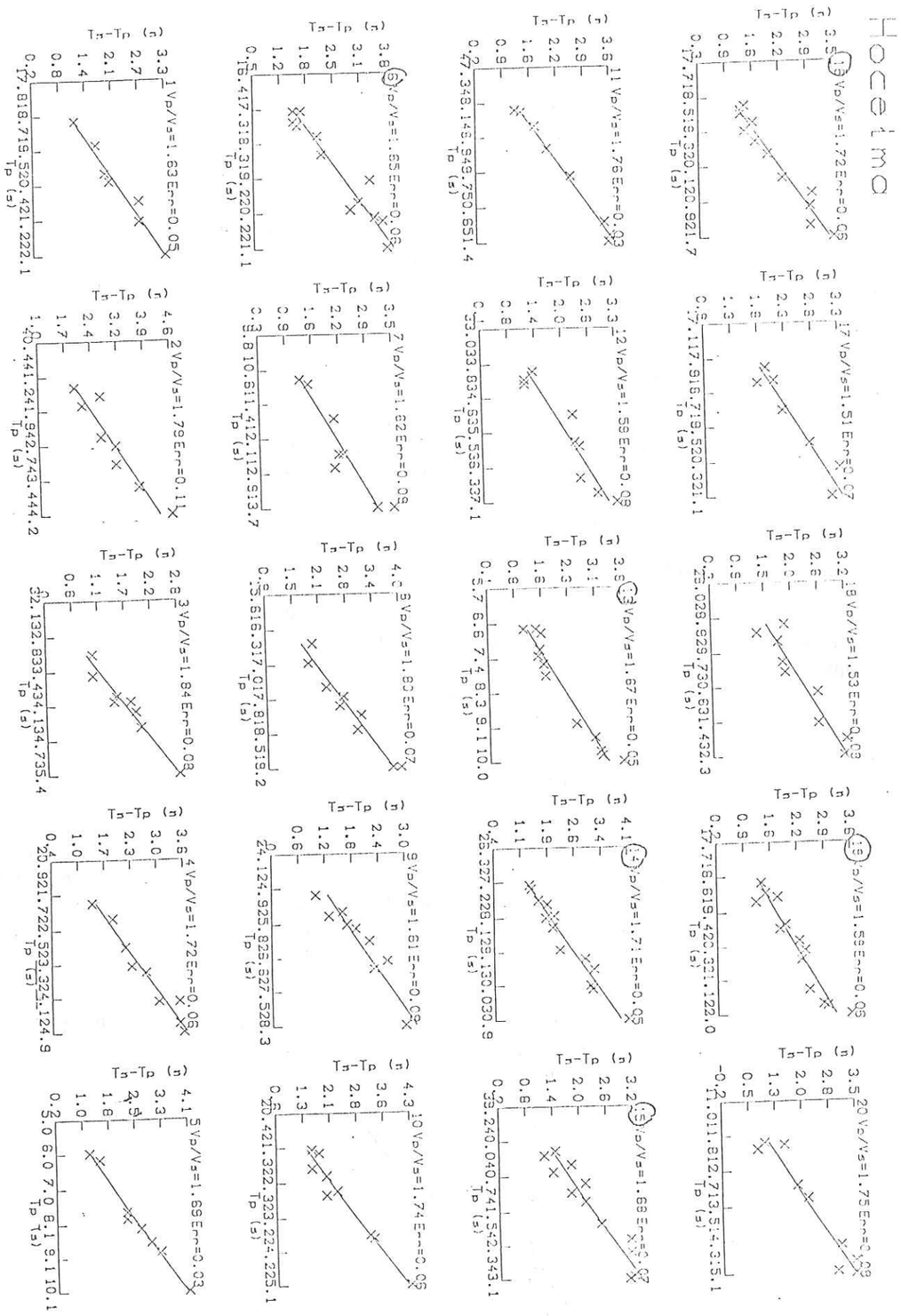


Figure II-2: Exemple de droites de Wadati construites pour chaque séisme à partir de la différence des temps d'arrivée des ondes S et P en fonction des temps d'arrivée des ondes P.

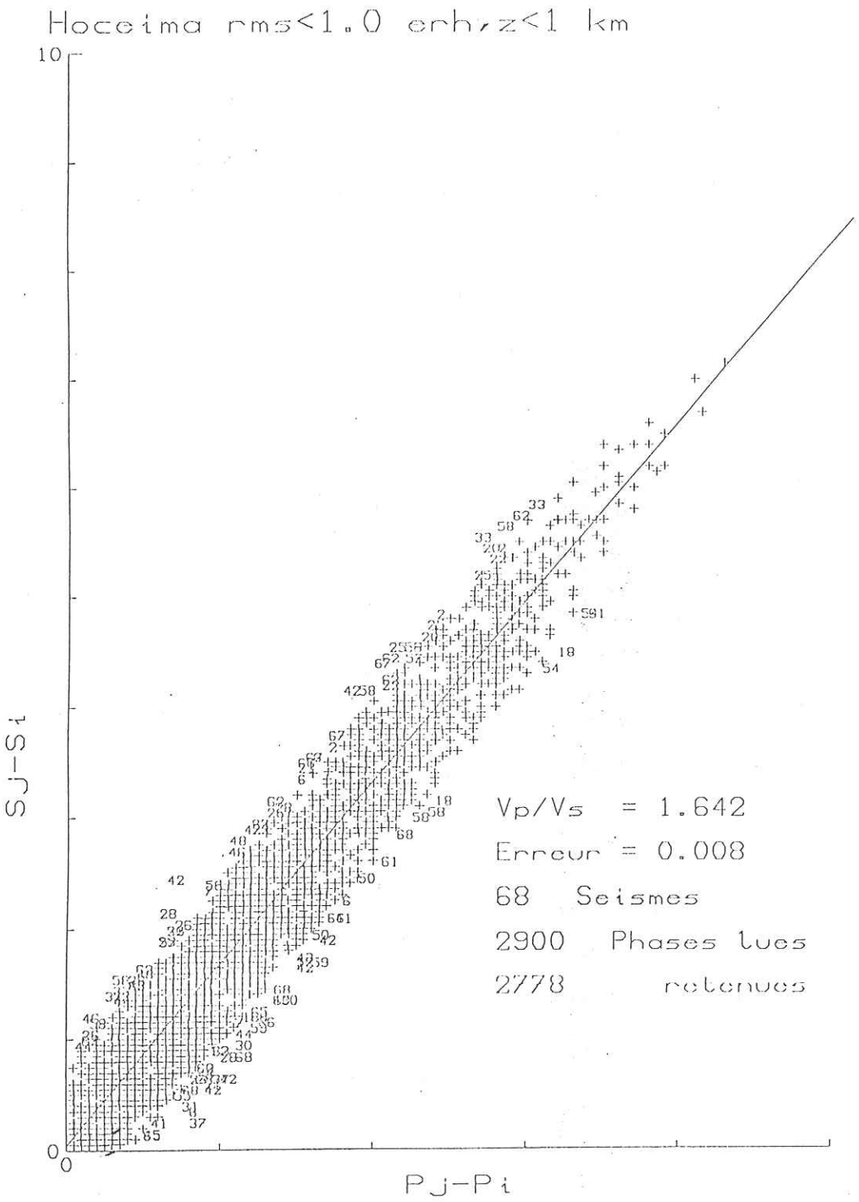


Figure II-3: Calcul du rapport Vp/Vs à l'aide du diagramme Tp (j-i), Ts(j-i).

couche inférieure varie entre 5.6 et 6.6 km/s. Nous avons utilisé les 127 séismes dont la profondeur est ≤ 15 km. Le modèle qui donne le meilleur RMS moyen est obtenu pour une épaisseur égale à e1 = 6.0 km pour la couche superficielle et une vitesse Vp2 = 5.9 km/s pour le demi-espace.

Nous avons procédé de la même façon pour un modèle à deux couches; nous avons fait varier l'épaisseur de la deuxième couche entre 7 et 16 km, et avons testé des vitesses entre 6.0 et 6.3 km/s dans la couche inférieure. Le meilleur RMS moyen calculé sur les 131 séismes apparaît pour une épaisseur e2 = 4 km et une vitesse Vp3 = 6.2 km/s.

Nous avons reporté sur la figure II-4 la variation du RMS moyen pour un modèle à une couche et à deux couches. Le tableau II-2, donne le modèle de vitesse final qui a été adopté pour la localisation des épicentres.

Tableau II-2: Modèle de vitesse final adopté pour la localisation des séismes.

Profondeur km	Vp km/s	Vs km/s
0.0	5.5	3.23
6.0	5.9	3.47
10.0	6.2	3.65
30.0	8.0	4.71

III- DISTRIBUTION SPATIALE DES EPICENTRES

III-1 Précision des localisations

La précision des localisations est fonction de plusieurs paramètres: la couverture azimutale (GAP), la distance épicentrale entre la station la plus proche et l'épicentre (DMIN), le nombre de phases utilisé pour la localisation, les incertitudes sur la localisation (ERH) et sur la profondeur du foyer (ERZ) et le résidu quadratique moyen (RMS).

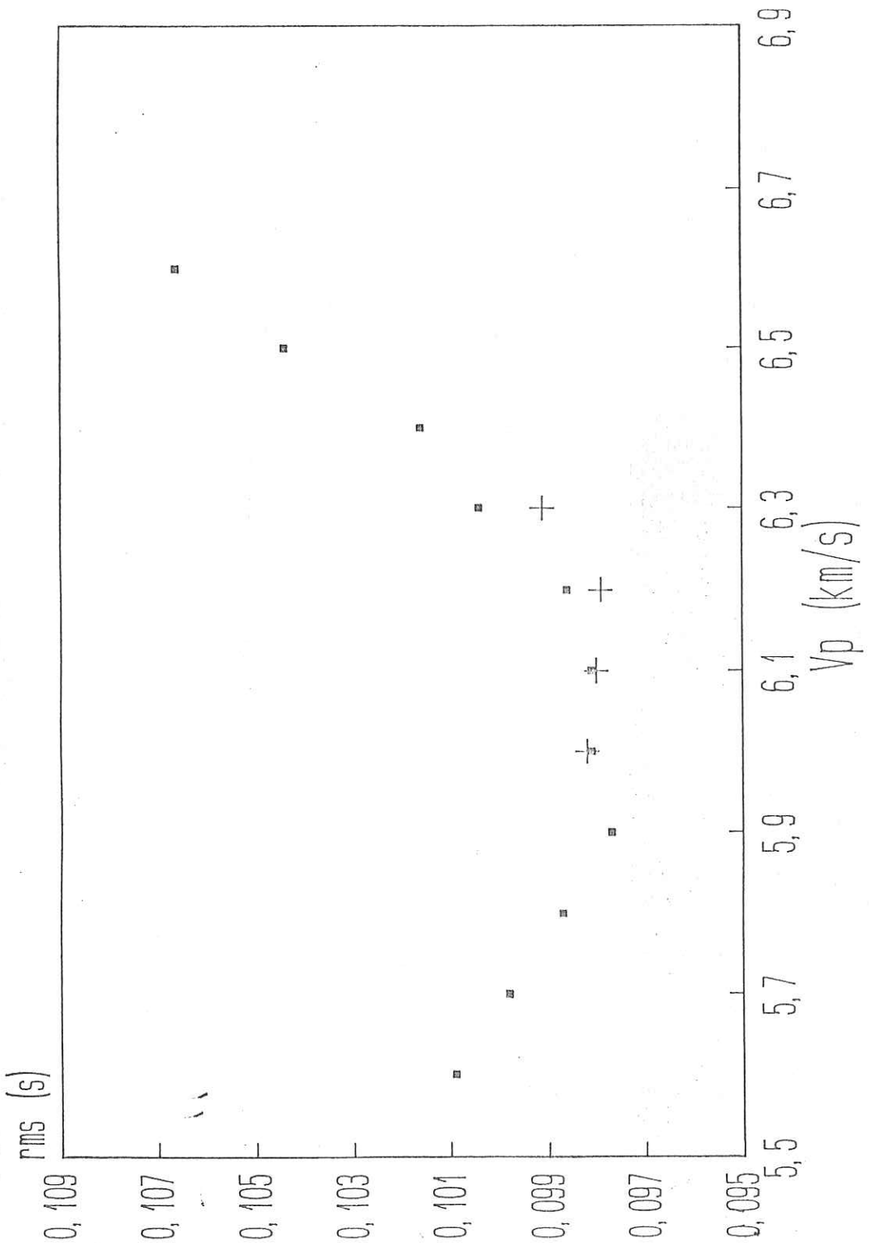


Figure II-4: Diagramme de variation du RMS moyen.
▪ : variation du RMS moyen pour les modèles à une couche en utilisant 127 séismes sélectionnés. Le minimum apparaît pour Vp = 5.9 km/s.
+ : variation du RMS moyen pour les modèles à deux couches en utilisant 131 séismes sélectionnés. Le minimum apparaît pour Vp = 6.2 km/s.

Une précision importante sur les localisations des épicentres est indispensable pour une meilleure interprétation sismotectonique et pour pouvoir corréler la sismicité à la géologie de surface. Hatzfeld et al. (1987) pensent que les meilleures localisations sont celles qui varient peu en utilisant différents modèles de vitesses plausibles: ceux qui donnent les meilleurs résultats lors des tests précédents. En effet, Christodoulou (1986) avait constaté, en effectuant plusieurs tests, que la position de l'épicentre est peu influencée par le changement du modèle de vitesse.

III-2 Choix des localisations

Nous avons localisé l'ensemble des événements (328) en utilisant les trois modèles de vitesses plausibles: le modèle à une couche, le modèle à deux couches et le modèle multicouches que nous avons adopté comme modèle final. Nous avons ensuite éliminé tous les séismes qui ont "bougé" de plus de 5.0 km lors des trois localisations. A la suite de ce tri, 296 événements ont été retenus, les magnitudes des séismes sont comprises entre 0.3 et 2.9 (Annexe 5).

Un deuxième tri a été effectué sur les 296 séismes, en ne gardant que ceux dont les ERH et ERZ sont ≤ 2.0 km, le RMS ≤ 0.2 s et dont le nombre de phases est ≥ 10. Ce tri laisse 253 événements dont les localisations sont les plus fiables.

III-3 Carte de sismicité

Sur la carte de sismicité (Fig. II-5) nous observons quatre groupes d'épicentres bien distincts, séparés par des lacunes de sismicité.

1) Le premier groupe d'épicentres, orienté sensiblement NNW-SSE, est localisé dans la plaine du bas Nekor. Ce groupe est le plus important sismiquement, il représente à lui seul 43.5 % de la sismicité (le pourcentage est donné par rapport aux 253 séismes). Les magnitudes des séismes sont comprises entre 0.7 et 2.2.

2) Le deuxième groupe est situé au Sud immédiat du précédent, où 77 épicentres (30.4 %) ont été localisés, de magnitudes comprises entre 0.7 et 2.5. Ce groupe se présente sous forme d'une bande, orientée N-S, de 15 km de long sur 8.5 km de large.

3) Le troisième groupe représente un essaim de 14 épicentres (5.5 %) centré sur 35.1° N - 3.9° W, de magnitudes comprises entre 0.9 et 2.7. Ces épicentres sont probablement des répliques du choc principal qui a eu lieu le 20/10, car avant cette date aucun séisme n'a été détecté par le réseau. L'activité sismique s'est poursuivie jusqu'à la fin de la mission.

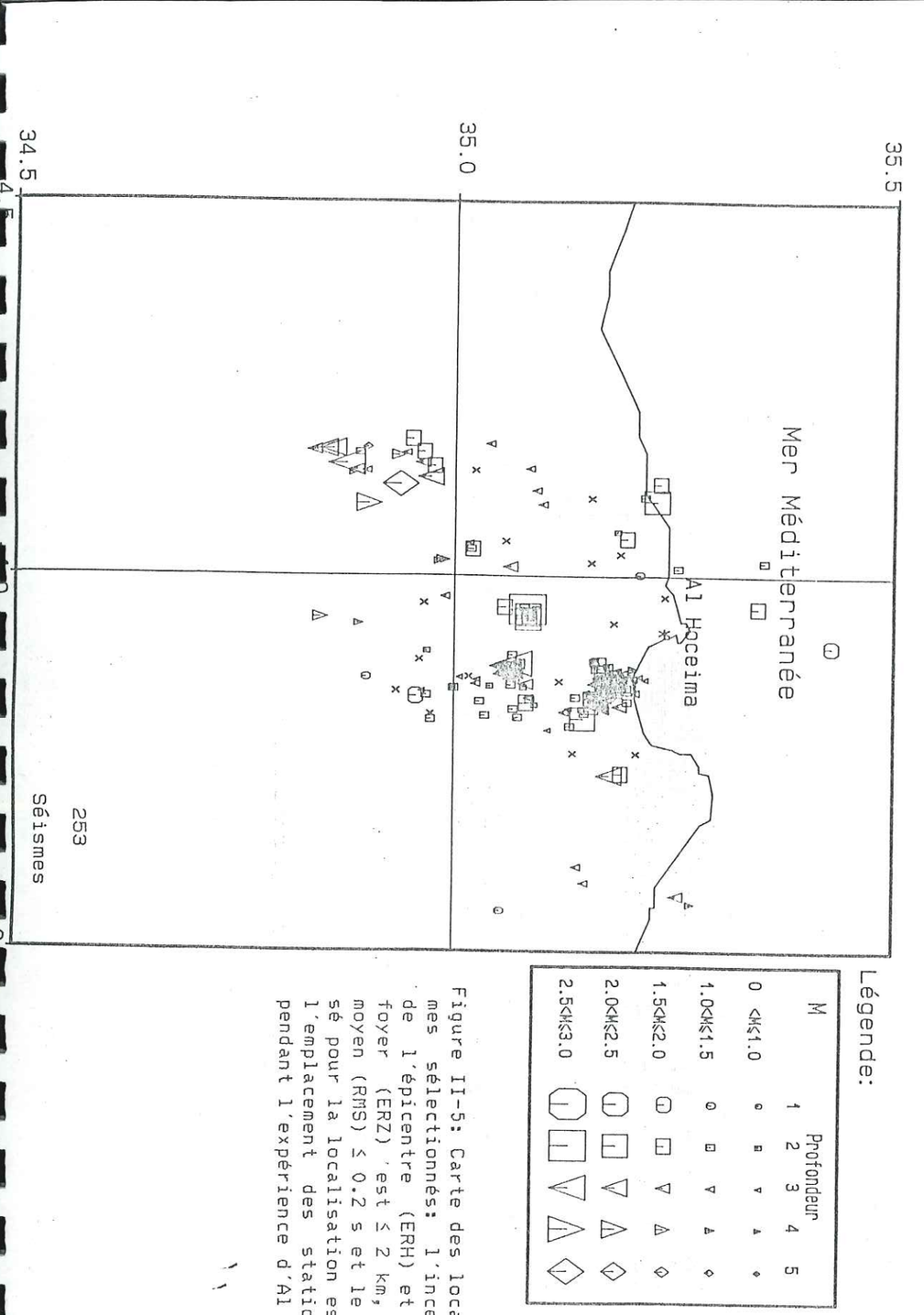


Figure II-5: Carte des localisations des 253 séismes sélectionnés: l'incertitude sur la position de l'épicentre (ERH) et sur la profondeur du foyer (ERZ) est ≤ 2 km, le résidu quadratique moyen (RMS) ≤ 0.2 s et le nombre de phases utilisé pour la localisation est ≥ 10. Les x indiquent l'emplacement des stations MEQ 800 utilisées pendant l'expérience d'Al Hoceima.

4) le quatrième et dernier groupe est situé à l'Est de Targuist. Les 17 épicentres (6.7 %) se répartissent sur une bande orientée sensiblement NNE-SSW, d'environ 26.5 km de long sur 8.5 km de large. Bien que les séismes soient en dehors du réseau, ils ont été détectés par la totalité des stations. Les magnitudes des séismes étaient comprises entre 1.0 et 3.0, ceci souligne l'importance de l'activité sismique dans cette zone.

III-4 Relation entre la sismicité et la géologie de surface

Nous avons projeté les 253 événements les mieux localisés sur une carte représentant les accidents reconnus dans la région de notre étude (Fig. II-6). Deux remarques peuvent déjà être faites:

a) la sismicité se présente comme complexe et diffuse là où les accidents de petites dimensions sont partout présents;

b) l'activité sismique de l'accident majeur de Nekor est faible. Deux séismes seulement, de faible magnitude, ont été localisés sur sa partie méridionale.

Dans la plaine du bas Nekor, au SE d'Al Hoceima, l'activité sismique est très intense, celle-ci peut être liée au rejeu des failles méridiennes (à confirmer par les mécanismes au foyer) qui longent la bordure orientale du bassin du bas Nekor (Chotin et Aït Brahim, 1988; Aït Brahim et al., 1990), provoquant ainsi un phénomène de subsidence dans ce bassin.

Ces failles ont joué lors de la phase fini-messinienne et sont actives de nos jours; cette activité est attestée par la formation de cônes torrentiels, l'étagement des terrasses fluviatiles (Angelier et al., 1976) et par l'importance du remplissage quaternaire de la plaine du bas Nekor (Frizon de Lamotte, 1982).

Au Sud immédiat de Beni Bouayach, nous distinguons à partir de l'Est, un alignement d'épicentres de direction N-S, les profondeurs des foyers sont comprises entre 4 et 8 km. Les séismes se situent sur l'accident méridien qui passe à l'Est de Beni Bouayach et rejoint l'accident du Nekor au Sud.

A l'Ouest de l'alignement précédent, nous distinguons deux concentrations d'épicentres: le premier, dont les foyers sont un peu plus profonds (entre 8 et 12 km), ne semble pas être lié à aucun accident visible sur le terrain, tandis que le deuxième, se superpose à un réseau de failles de direction dominante N-S.

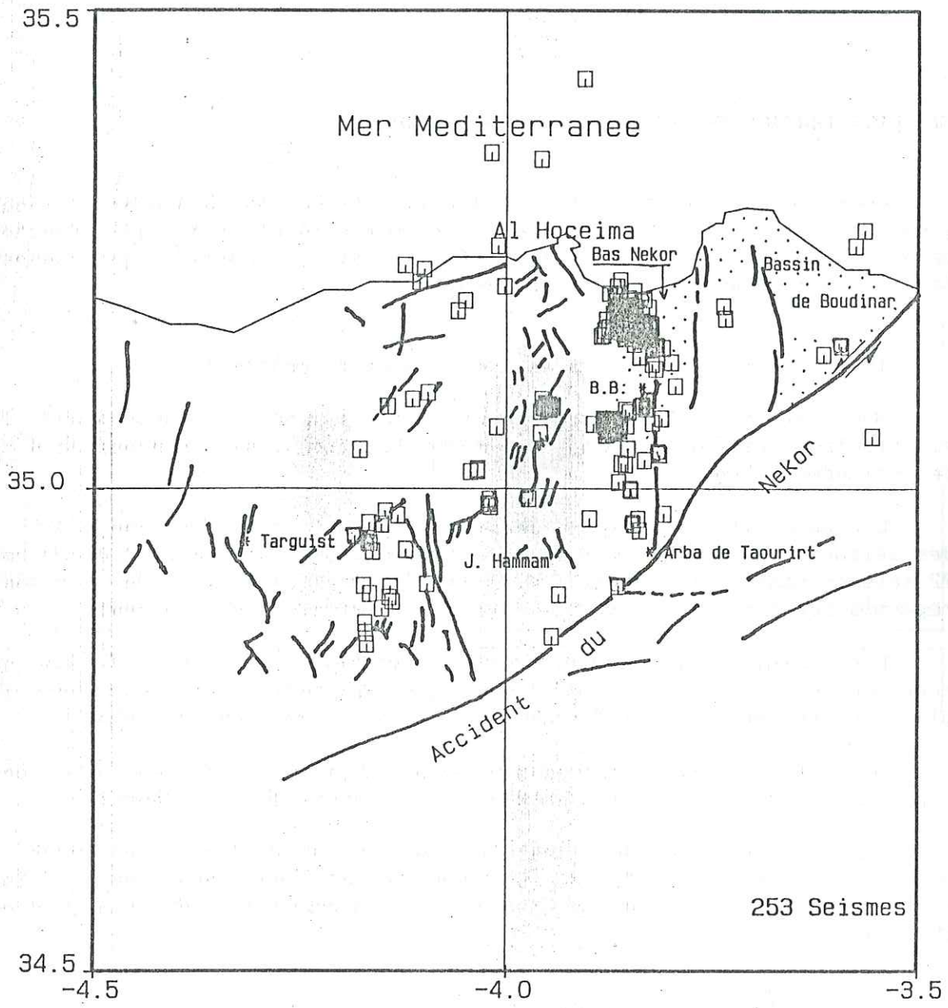


Figure II-6: Position des 253 séismes sélectionnés par rapport aux accidents géologiques reconnus dans la région (carte des accidents établis d'après: Andrieux, 1971; Frizon de Lamotte, 1982; la carte géologique d'Al Hoceima au 1/50.000, 1984). B.B.: Beni Bouayach.

Le dernier alignement est situé à l'Est de Targuist. Les épicentres sont localisés sur un réseau de failles, de direction dominante N-S, du horst de Jbel Hammam. Ces failles sont tectoniquement actives au Quaternaire récent (Aït Brahim et al., 1990). D'autres épicentres ne semble pas être liés à aucun accident reconnu.

IV- DISTRIBUTION DES SEISMES EN PROFONDEUR

Pour mieux étudier la répartition des séismes en profondeur, nous avons utilisé d'une part, des cartes de sismicité réalisées par tranches de profondeur de 4 km et d'autre part, des coupes verticales qui donnent la distribution des foyers en profondeur.

IV-1 Cartes de sismicité en fonction de la profondeur

Nous avons réalisé cinq cartes de sismicité représentant la distribution des 253 séismes, les mieux localisés, par tranches de 4 km de profondeur (Fig. II-7).

L'examen des cinq cartes de sismicité fait apparaitre que 90.5 % des séismes sont localisés à des profondeurs comprises entre 4 et 12 km: 92 séismes sont situés entre 4 et 8 km et 138 entre 8 et 12 km. Ils sont répartis sur les quatre zones de sismicité définies précédemment.

Les séismes très superficiels (profondeur entre 0 et 4 km) ne représentent que 2.8 % dont deux épicentres sont localisés dans la plaine du bas Nekor et un épicentre situé sur l'accident du Nekor.

Les 14 séismes de profondeur comprise entre 12 et 16 km, sont répartis entre la plaine du bas Nekor et le horst de Jbel Hammam.

Enfin, deux séismes seulement ont une profondeur supérieure à 16 km ce qui représente 0.8 %. Ces deux séismes sont localisés à l'Est de Targuist, à l'extérieur du réseau, à des profondeurs égales à 17.4 et 31.8 km.

IV-2 Coupes verticales

Pour une meilleure représentation de la distribution des foyers en profondeur, nous avons réalisé huit coupes verticales, dont six perpendiculaires et parallèles à la direction des trois groupes de séismes: bas Nekor, Beni Bouayach et Est de Targuist, plus deux (perpendiculaire et parallèle) suivant l'accident du Nekor (Fig. II-8).

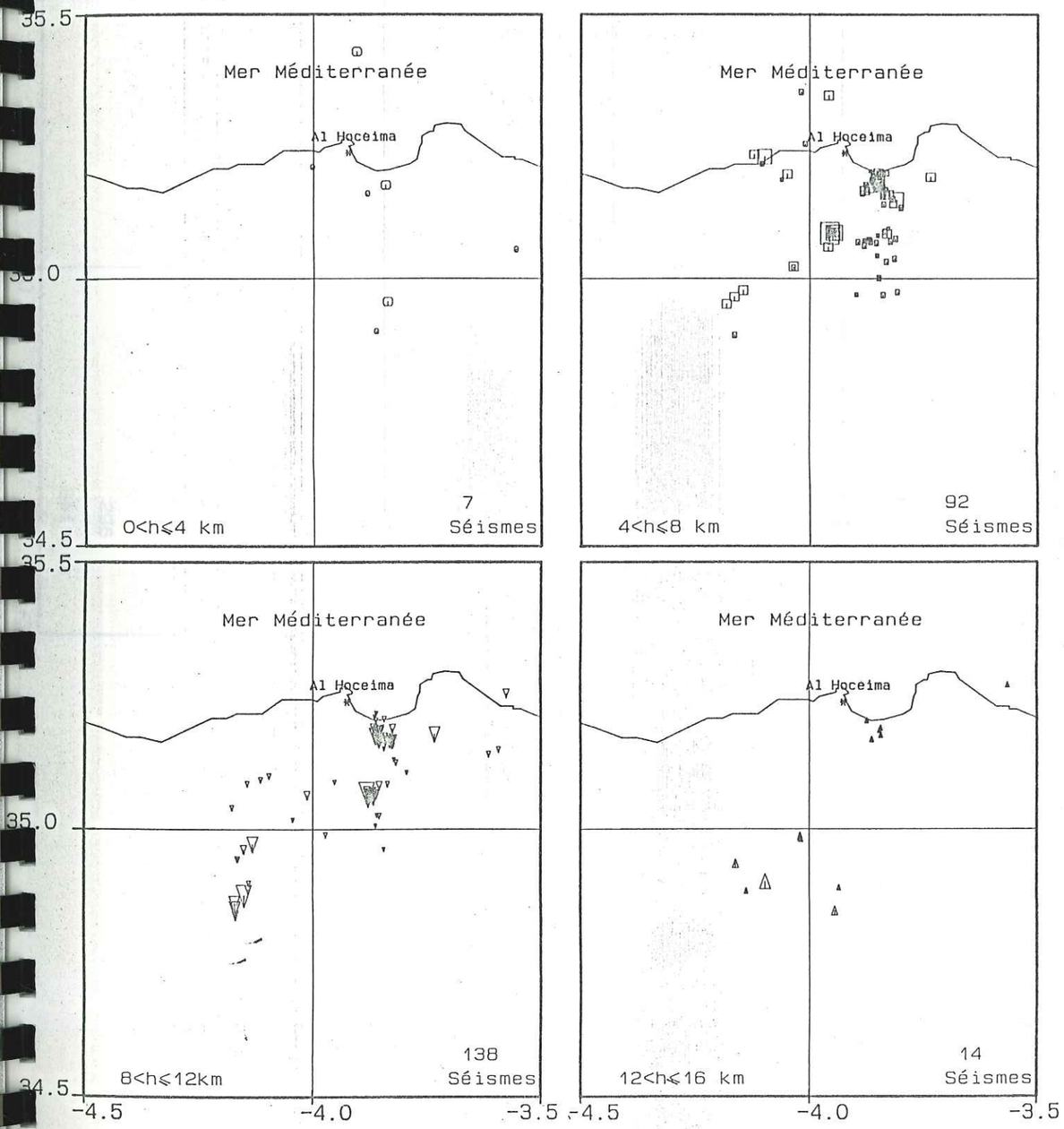
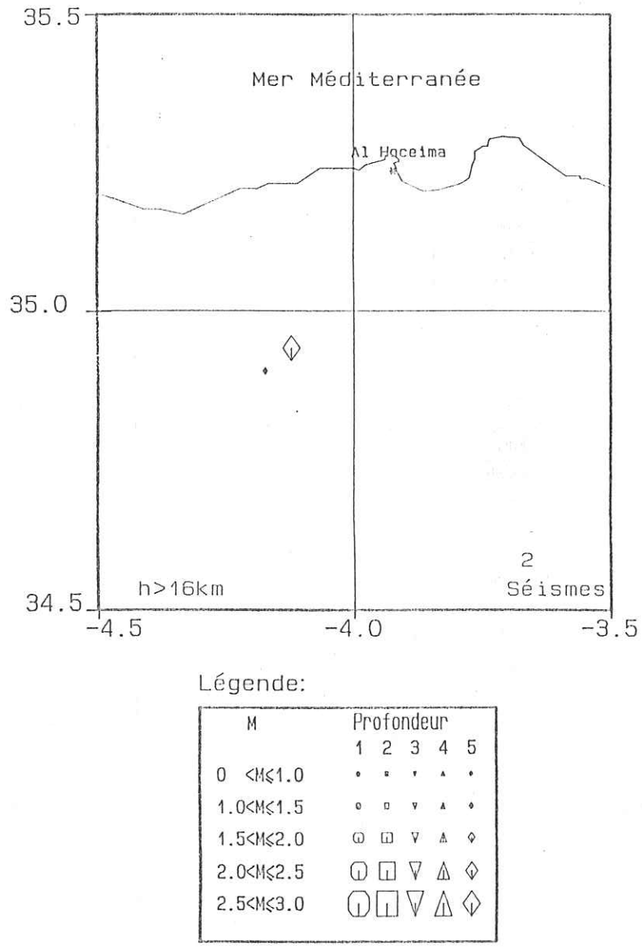


Figure II-7



Profondeur:
1: 0 ≤ h ≤ 4 km
2: 4 < h ≤ 8 km
3: 8 < h ≤ 12 km
4:12 < h ≤ 16 km
5: h > 16 km

Figure II-7: Distribution des 253 séismes les mieux localisés par tranches de 4 km de profondeur.

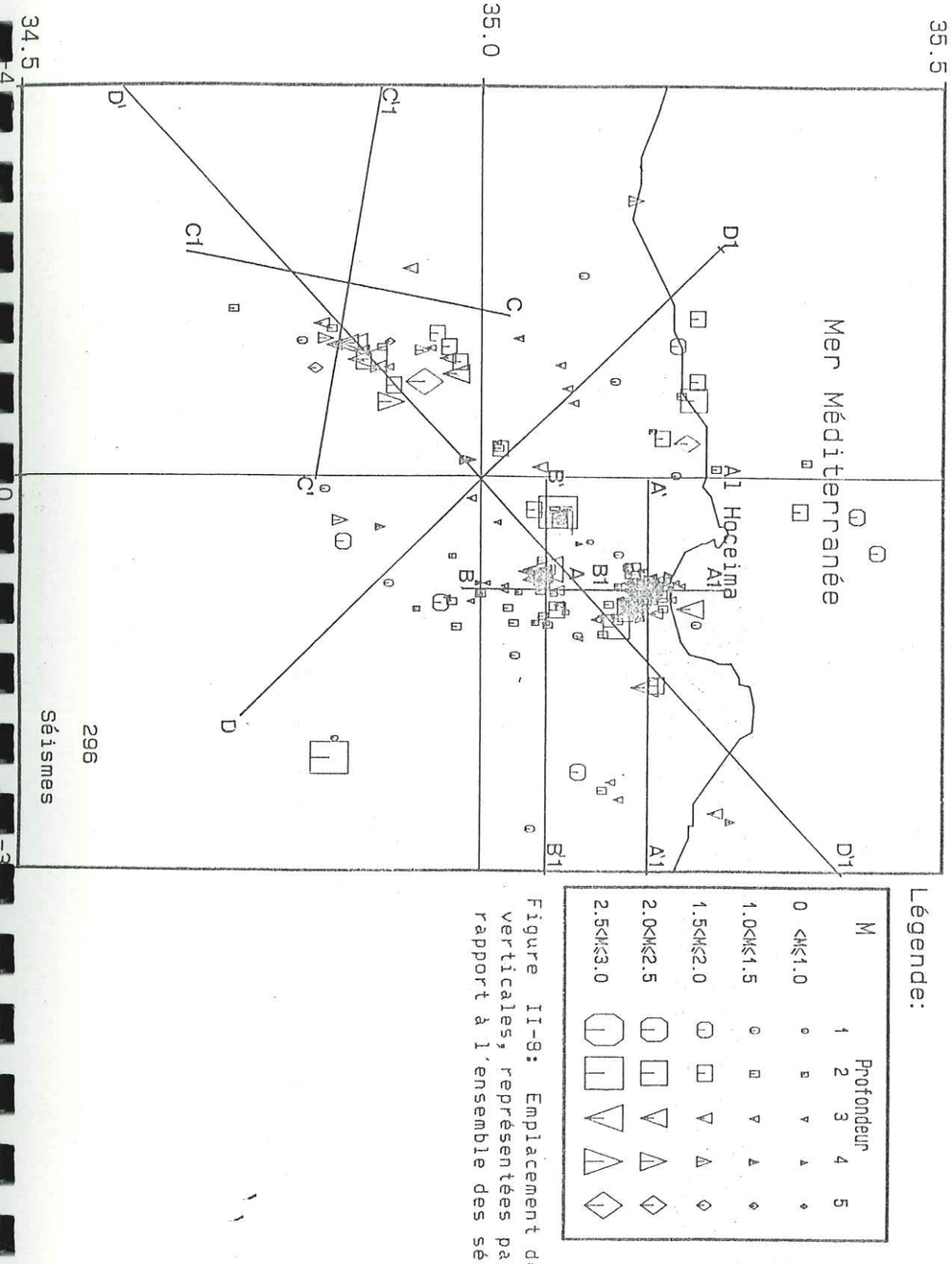


Figure II-8: Emplacement des différentes coupes verticales, représentées par un trai continu, par rapport à l'ensemble des séismes.

La méthode consiste à projeter les foyers des séismes sur un plan orthogonal au plan de faille permettant ainsi de déterminer l'azimut, le pendage et la dimension du plan de faille.

Coupes A-A1 et A'-A'1 (Fig. II-9-A)

La première coupe (A-A1), de direction N-S, est sensiblement parallèle au premier groupe d'épicentres situé dans la plaine du bas Nekor. La profondeur des foyers croît progressivement du Sud vers le Nord.

La deuxième coupe (A'-A'1), de direction E-W, perpendiculaire à la précédente, met en évidence la concentration des foyers dans une zone rectangulaire d'environ 8.5 km de large sur 10.5 km de profondeur. Aucun plan de faille n'a pu être déterminé à partir de cette coupe.

Coupes B-B1 et B'-B'1 (Fig. II-9-B)

La comparaison des deux coupes verticales B-B1, de direction N-S, et B'-B'1, de direction E-W, montre que les foyers des épicentres sont beaucoup plus dispersés suivant la première direction que la deuxième. Ceci laisse supposer que le plan de la faille de Beni Bouayach est presque vertical.

Coupes C-C1 et C'-C'1 (Fig. II-9-C)

La première coupe C-C1, de direction SSW-NNE, montre une grande disperssion des foyers en profondeur, entre 4.2 et 31.8 km. Signalons également que tous les épicentres de cet essaim se trouvent situés à l'extérieur du réseau.

La deuxième coupe C'-C'1, perpendiculaire à la direction dominante du réseau de failles (N-S) met en évidence un pendage quasiment vertical avec une légère inclinaison vers le NNW.

Coupes D-D1 et D'-D'1 (Fig. II-9-D)

Les deux dernières coupes verticales ont été réalisées par rapport à l'accident du Nekor. La première (D-D1), de direction NE-SW, parallèle à l'accident et la deuxième (D'-D'1), de direction NW-SE, perpendiculaire à la coupe précédente.

L'examen de la première coupe ne confirme pas l'hypothèse d'un pendage vers le NW (Frogneux, 1980) ni vers une autre direction, ceci

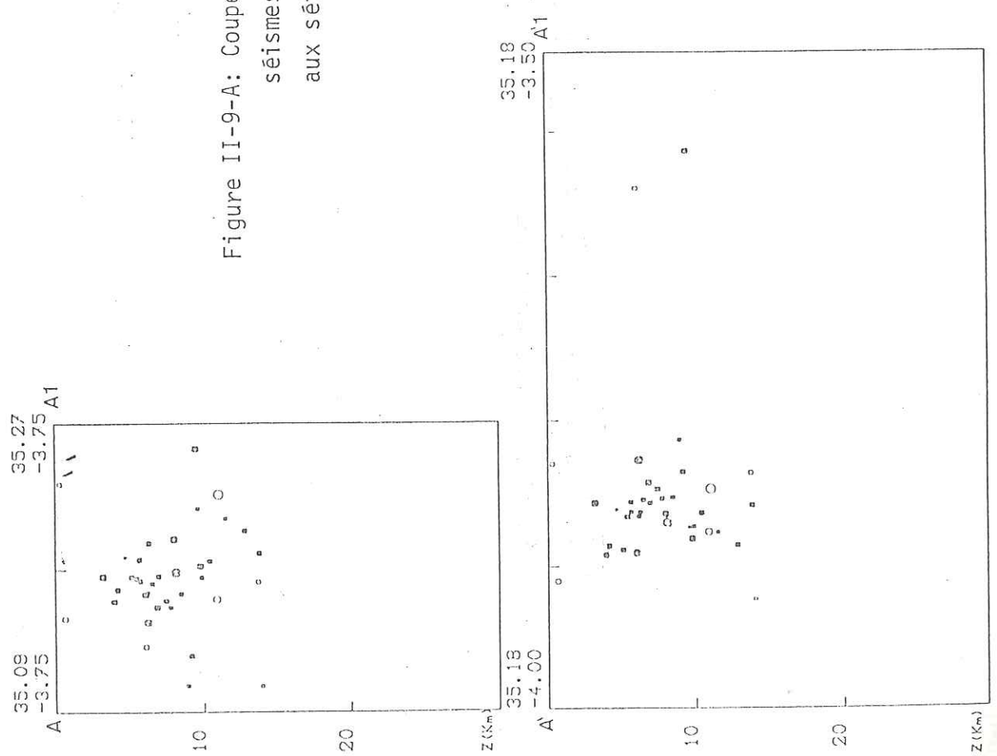


Figure II-9-A: Coupes verticales représentant la projection des foyers des séismes sur un plan vertical. Les cercles pleins correspondent aux séismes les mieux localisés.

Al Hoceima, coupes // et perp à l'essaim sud

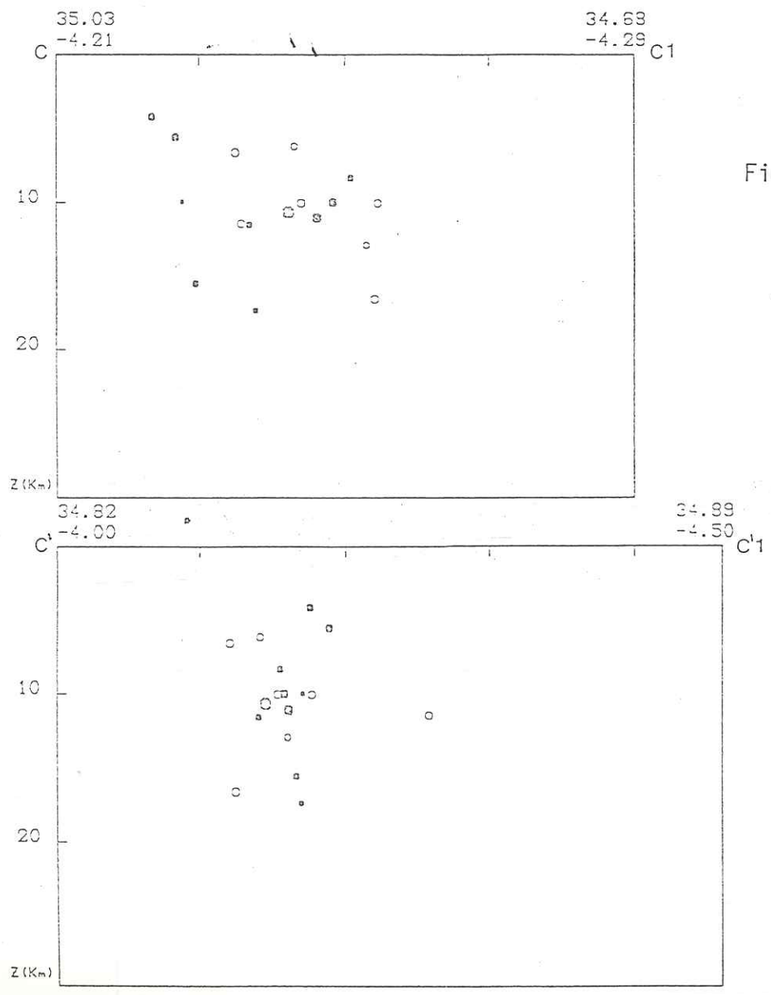


Figure II-9-C: Même légende que la figure II-9-A.

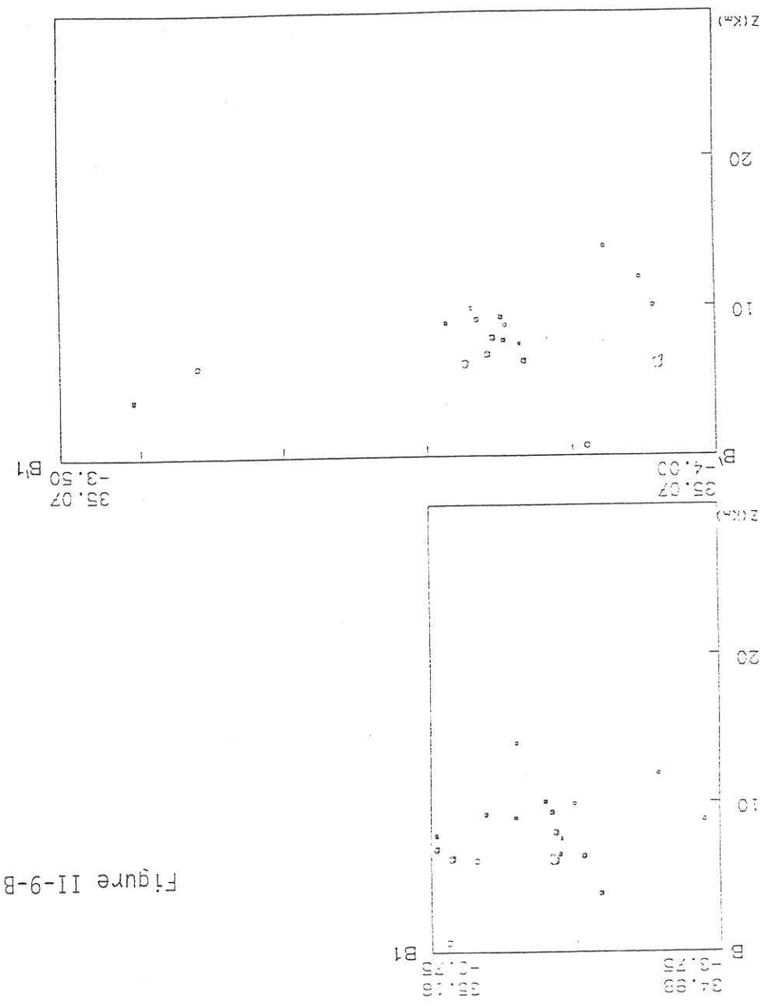


Figure II-9-B: Même légende que la figure II-9-A.

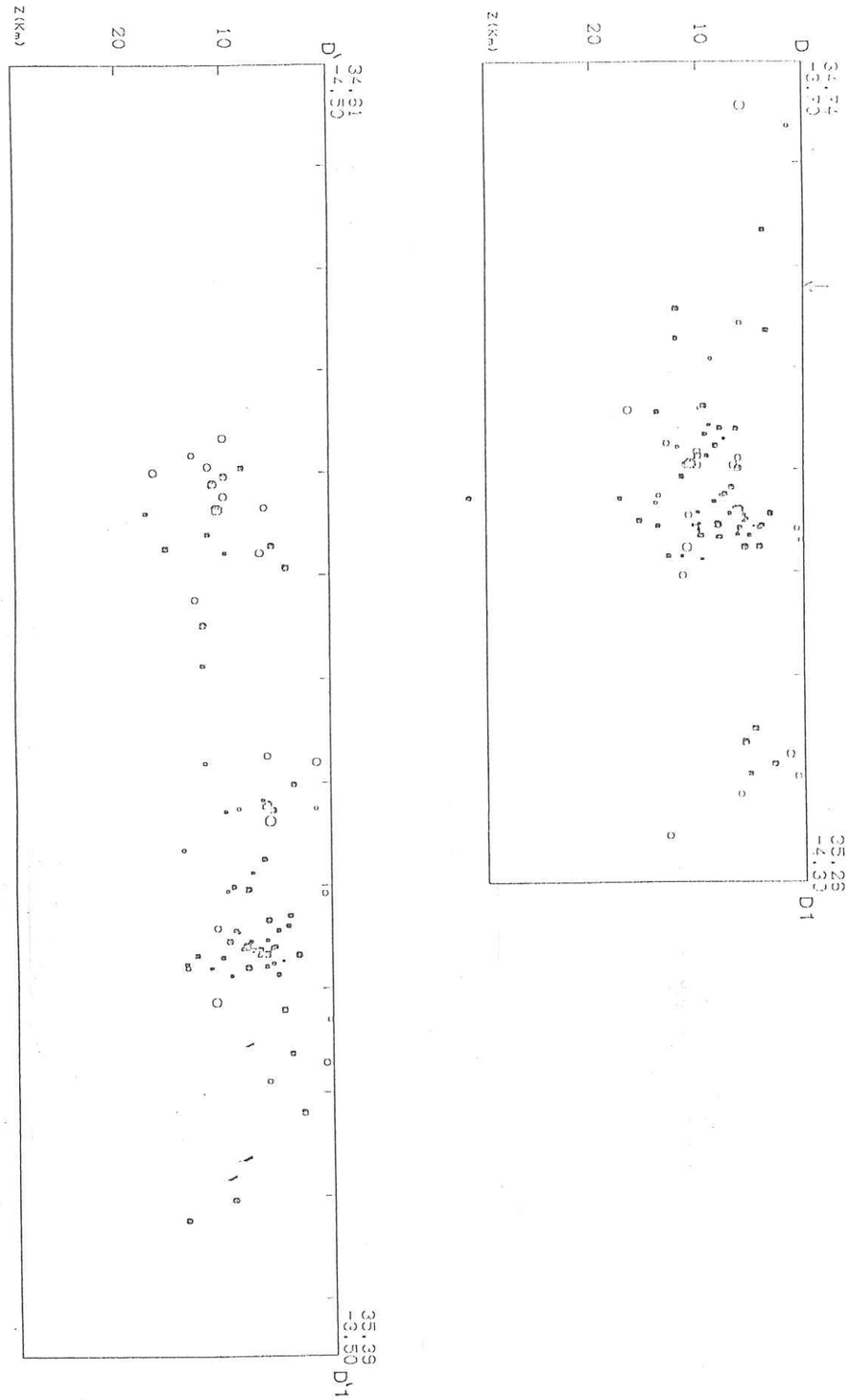


Figure II-9-D: Même légende que la figure II-9-A. La flèche indique la trace de l'accident du Nekor en surface.

nous permet de supposer que ce n'est pas l'accident du Nekor qui est responsable de l'activité sismique enregistrée pendant la campagne d'Al Hoceima 1989.

V- DISCUSSION DES RESULTATS ET CONCLUSION

La deuxième campagne de microsismicité, réalisée dix ans après celle de Frogneux (1980), a permis la localisation de 296 séismes dans la région située entre l'oued Nekor et Beni Hadifa. Cette expérience a permis également de localiser la sismicité et de déterminer la profondeur des foyers avec une grande précision (ERH et ERZ ≤ 2 km).

Les cartes des épicentres établies à l'issue de cette expérience montrent que la sismicité est exclusivement localisée dans le compartiment occidental de l'accident majeur du Nekor, elle est répartie essentiellement sur trois zones: la plaine du bas Nekor, Beni Bouayach et Jbel Hammam.

La sismicité est due probablement (en attendant les résultats des mécanismes au foyer) au rejeu des failles auxiliaires de direction Nord-Sud. Notons également la sismicité presque négligeable de l'accident du Nekor, mais ceci ne signifie pas que l'accident est inactif, car une période de surveillance de 35 jours ne permet pas de confirmer une telle hypothèse.

La distribution des hypocentres par tranches de profondeur montre que 90.5 % des séismes sont localisés entre 4 et 12 km de profondeur, et 99.2 % entre 0 et 16 km. Ceci suppose que la zone de transition entre la croûte a comportement fragil (cassant) et celle à comportement ductil est située donc entre 12 et 16 km de profondeur.

Les coupes verticales que nous avons effectuées suivant les trois principaux groupes d'épicentres et suivant l'accident du Nekor montrent qu'il nous a été impossible de déterminer de plans de faille avec certitude, sauf peut être pour le groupe d'épicentres de Jbel Hammam (Fig. II-9-C). Ceci peut être expliqué par le fait que les séismes ne se produisent pas sur un seul plan de faille unique, mais sur tout un système de cassures qui peuvent avoir des azimuts et des pendages différents.

En effet, les séismes et les répliques de faibles magnitudes enregistrées pendant l'expérience d'Al Hoceima représentent plutôt des fractures de la croûte, ce qui signifie des plans de failles différents à ceux des événements majeurs (Christodoulou, 1986).

L'intense activité sismique enregistrée pendant cette expérience confirme d'une part, qu'Al Hoceima est exposé non seulement au danger de la sismicité de la mer d'Alboran mais aussi au danger de la sismicité locale, et d'autre part, l'extrême importance des études menées sur le

terrain, car les cartes de sismicité du Maroc établies à partir des données du réseau sismographique permanent ne donnent qu'une idée générale sur la distribution des épicentres.

Ainsi, l'installation d'un réseau permanent de surveillance dans les régions à "haut" risque est le moyen le plus efficace pour améliorer nos connaissances dans le domaine de l'aléa sismique.

CONCLUSION GENERALE

Nous rappelons ici les principaux résultats trouvés au cours de ce travail. Nous avons donné à la fin de chaque chapitre, une discussion et une interprétation détaillées de ces résultats.

Notre travail a comporté deux parties complémentaires:

I-1 le premier chapitre de la première partie, a consisté en l'élaboration d'un fichier des séismes du Maroc depuis le début de ce siècle jusqu'à 1986;

I-2 dans le deuxième chapitre, nous avons exploité les données du fichier pour une évaluation de l'aléa sismique régionale au Maroc;

II-1 dans le premier chapitre de la deuxième partie, nous avons effectué une étude détaillée du séisme d'Agadir, complétée par une étude des effets des couches superficielles;

II-2 dans le deuxième et dernier chapitre de cette partie, nous avons présenté les principaux résultats de la compagne de microsismicité que nous avons effectuée dans la province d'Al Hoceima.

I-1 ETABLISSEMENT D'UN FICHIER DES SEISMES POUR LE MAROC

Notre premier objectif dans le cadre de ce travail était de constituer un fichier des séismes aussi complet que possible pour le Maroc, car c'est le document de base pour toute étude de l'aléa sismique. Les données doivent être complétées, homogénéisées et présentées une certaine continuité dans le temps et dans l'espace.

Nous avons ainsi procédé à une révision complète des données macrosismiques (presse, rapports des autorités locales, questionnaires des enquêtes macrosismiques, etc...) et instrumentales (bulletins sismologiques et sismogrammes). A l'issue de ce travail, nous avons recencé 4091 événements pour la période comprise entre 1901 et 1984 pour la zone comprise entre 21°N - 38°N et 0°W - 20°W.

Les principaux résultats de ce travail, qui a duré cinq ans, sont les suivants:

- 34 % des séismes ont été relocalisés en utilisant le programme informatique HYPO71;
- de nouvelles formules ont été établies pour le calcul de la magnitude des séismes dont $M \geq 4.0$;
- toutes les intensités ont été réévaluées et ramenées à la même échelle M.S.K. 1964;
- de nouvelles relations ont été établies liant l'intensité macrosismique à la magnitude;

▪ une vingtaine de cartes marcosismiques ont été établies pour les séismes largement ressentis au Maroc;

▪ une carte des intensités maximales ressenties a été établie, pour la période 1901-1988, à partir des données des intensités penctuelles observées dans 596 localités.

I-2 ETUDE DE L'ALEA SISMIQUE REGIONAL DANS LE NORD DU MAROC

L'élaboration d'un fichier de séismes pour le Maroc et les régions avoisinantes nous a permis de procéder à une approche probabiliste de l'évaluation de l'aléa sismique.

Nous avons proposé dans le cadre de cette étude, un zonage sismotectonique en se basant sur des données géologiques et sismologiques , et avons établi des lois de décroissance de l'intensité avec la distance pour chaque zone-source.

L'application de la méthode de Cornell (1968, 1971) et l'utilisation du programme informatique développé par Mc Guire (1976), nous a permis d'établir des cartes des intensités centennales et bi-centennales.

Les résultats de ces calculs confirment d'une part, le caractère de la sismicité modérée d'une grande partie du Nord du Maroc, où nous observons des intensités centennales inférieures à 6.0, et d'autre part, de souligner le danger sismique que présentent les régions de Nekor, Agadir, et une partie du domaine rifain, où les intensités centennales sont supérieures à 6.0 (c'est à partir de cette intensité qu'on commence à avoir des dégâts importants selon l'échelle M.S.K. 1964).

Les résultats de l'approche probabiliste pour l'évaluation de l'aléa sismique régional peuvent être exploités dans la prise en compte des actions sismiques et dans l'identification des régions où les régles de construction parasismique doivent s'appliquer (Goula et Godefroy, 1985).

Comme nous l'avons déjà signalé, les résultats de nos calculs ne reposent que sur une période d'observation assez courte. Les données de la sismicité historique, dans les régions à sismicité modérée comme le Maroc, doivent être prises en compte permettant ainsi de disposer d'échantillons de données plus significatifs et de réduire les incertitudes sur les modèles d'occurence (Goula et Godefroy, 1985).

Dans les régions à haut risque sismique (Agadir et Nekor par exemple) ou quand il s'agit de projets de construction des grands ouvrages (centrales nucléaires, barrages, dépôts de stocks chimiques ou radioactifs; hôpitaux etc...), il est indispensable d'établir des cartes

de microzonage sismique qui tiennent compte des effets de site d'origine structurale: topographie de la surface, interfaces entre les différentes formations géologiques (Bard et al., 1984; Bard, 1985; Durville et al., 1985).

II-1 ETUDE DES EFFETS DES COUCHES SUPERFICIELLES SUR LES VALEURS DES INTENSITES

Pour mieux préciser les effets des couches sédimentaires sur les valeurs des intensités observées lors du séisme d'Agadir du 29/2/1960, nous avons effectué une révision complète des données instrumentales et macrosismiques, ceci nous a permis de réévaluer certains paramètres de ce séisme: la magnitude, la profondeur du foyer et le mécanisme au foyer.

Nous avons procédé par la suite au calcul des accélérations synthétiques en utilisant les programmes informatiques développés au L.G.I.T. par Gariel (1988). Les valeurs maximales des pics d'accélération calculées ont été converties en valeurs d'intensité en utilisant deux relations empiriques liant l'intensité au pic maximal d'accélération (Trifunac et Brady, 1975; Murphy et O'Brien, 1977).

Nous avons utilisé, pour le calcul des accélérations théoriques, un modèle de vitesse déduit des profils sismiques réalisés dans la région par l'O.N.A.R.E.P.; ce modèle tient compte de la présence des couches à vitesse lente.

Nous avons refait le même calcul, en utilisant un modèle de vitesse à demi-espace qui ne tient pas compte, cette fois-ci, de la présence des couches superficielles.

La comparaison entre les deux courbes d'atténuation de l'intensité avec la distance, déduites des valeurs maximales d'accélération, montre que les intensités sont supérieures d'un peu plus d'un degré sur la première courbe par rapport à la deuxième à une distance de 2 km de l'épicentre.

Ce calcul nous a permis également de préciser la profondeur du foyer du séisme d'Agadir en supperposant les deux courbes d'atténuation observée et calculée (d'après le modèle de vitesse réel). Le meilleur ajustement se fait à une profondeur de la source égale à 3.5 km.

II-2 ETUDE DE LA MICROSISMICITE DU BAS NEKOR

La compagne de microsismicité réalisée dans la région du bas Nekor nous a permis de localiser la sismicité dans la région et de préciser la

profondeur des foyers. Pendant les 35 jours de l'expérience, 296 séismes ont été identifiés et localisés dont 253 avec une grande précision (ERH et ERZ ≤ 2.0 km, RMS ≤ 0.2 sec et le nombre de phases ≥ 10).

La sismicité est répartie entre trois régions principales: la plaine du bas Nekor, elle représente à elle seule 42.9 % de la sismicité totale, puis la région située au Sud de Beni Bouayach (35.8 %) et enfin le Jbel Hammam, à l'Est de Targuist (6.7 %). L'accident majeur du Nekor a été presque inactif, deux séismes seulement ont été localisés sur sa partie méridionale.

La distribution de la sismicité en profondeur montre que 99.2 % des séismes ont une profondeur inférieure à 16.0 km dont 90.5 % sont situés entre 4 et 12 km.

Les coupes verticales que nous avons effectuées suivant des directions parallèle ou perpendiculaire aux différents groupements de séismes et l'accident du Nekor n'ont pas permis de déterminer des plans de faille avec précision.

BIBLIOGRAPHIE

ACHAR V. (1987): Contribution à un zonage sismotectonique de la France. Calcul des caractéristiques sismiques nécessaires à une évaluation probabiliste de l'aléa sismique. Dip. Ing. Géophys.; Inst. Phys. Globe; Strasbourg; 90p.

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 (bassin de Saïss, rides prérifaines, bassins post-nappes du Rif central). Thèse 3ème cycle; Univ. Mohammed V; Rabat; 178p.

AIT BRAHIM L. (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. Scien.; 9; pp: 89-96.

AIT BRAHIM L. & ROSANOV M. (1986): Apport de l'analyse morphométrique pour la connaissance de la néostructure de la chaîne rifaine. Bull. Scien. Terre; 2; Rabat; pp: 100-110.

AIT BRAHIM L., CHOTIN P., TADILI B. & RAMDANI M. (1990): Failles actives dans le Rif central et oriental (Maroc). C.R. Acad. Scien. Paris; 310; II; 1123-1129.

ALEM E.M. & LAMTAHRI E. (1971): Rapport national pour la XVème Assem. génér. Uni. Géod. Géophys. Intern. Doc. Inédit; 9p plus 1 carte. h. t.

AMBRASEYS N.N. (1971): Value of historical records of earthquakes. Nature; 232; pp: 375-379.

AMMAR A. (1987): Analyse sismique des corps sédimentaires quaternaires de la marge méridionale de la mer d'Alboran. Thèse d'Univ. Perpignan; 145p.

ANDRIEUX J. (1971): La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique en compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 235; 155p.

ANGELIER J., CADET J.-P., DELIBRIAS G., FOURNIGUET J., GIGOUT M., GUILLEMIN M., HOGREL M.T., LALOU C. & PIERRE G. (1976): Les déformations du Quaternaire marin indicateurs néotectoniques. Quelques exemples méditerranéens. Rev. géol. dyn. Géog. phys.; 2; XVIII; 5; pp: 427-448.

ARGUS D. F., GORDON R.G., DeMETS C. & STEIN S. (1989): Closure of the Africa-gurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. J. Geophys. Res.; 94; pp: 5585-5602.

AMBROGGI R. (1960): Le séisme d'Agadir (29 Février 1960 à 23 h 41) dans son cadre géologique. Ministère Trav. Pub. Maroc; 51p.

AMBROGGI R. (1963): Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 157; 321p.

BARD P.-Y. (1985): Les effets de site d'origine structurale: principaux résultats expérimentaux et théoriques. In "Génie parasismique; sous dir. Davidovici V." Presses Ecol. Nat. Ponts et Chaussées; pp: 223-238.

BARD P.-Y, DURVILLE J.-L. & MENEROUD J.-P. (1984): Influence de la topographie sur la modification des ondes sismiques. Méditerranée; 1/2; pp: 113-121

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; pp: 5585-5602.

BEN SARI D. (1978): Connaissance géophysique du Maroc. Thèse d'Etat; Univ. Grenoble; 262p; plus fig.
1987: 2ème édition; C.N.C.P.R.S.T. éd.; 207p.

BEUZART P. (1972): La sismicité de la région méditerranéenne et de ses bordures. Dip. Ing. Géophys.; Univ. Strasbourg;

BIJU DUVAL B., DERCOURT J., & LE PICHON X. (1976): La genèse de la Méditerranée. La Recherche; 71; pp: 811-822.

BORCHEKDT R.D. & GIBBS J.F. (1976): Effects of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities on the 1906 earthquakes. Bull. seism. Soc. Am.; 66; pp: 467-500.

BOUSQUET J.C. & PHILIP H. (1981): Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. In "C.F. Wezel: Sedimentary basins of the Mediterranean margins". Tecnoprint; Bologna; pp: 389-405.

CHALOUAN A. (1986): Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Thèse d'Etat; Univ. Louis Pasteur; Strasbourg; 317p.

CHERKAOUI T.-E., HERQUEL G., ASEBRIY L. & EL ALAMI S.O. (1987): Projet de barrage sur l'oued Smir (région de Tétouan, Maroc). Etude du risque sismique. In "Symposium sur: Tremblements de terre. Evaluation du risque, mesures de prévention et d'aide": Brigue, 7-10 avril 1986; pp: 396-414.

CHERKAOUI T.-E. (1988): Fichier des séismes du Maroc et des régions limitrophes: 1901-1984. Trav. Inst. Scien. Rabat; Série géol. géogr. phys.; 17; 158p; carte h.t.

CHOTIN P. & AIT BRAHIM L. (1988): Transpression et magmatisme au Néogène-Quaternaire dans le Maroc oriental. C.R. Acad. Scien. Paris; 306; II; pp: 1479-1485.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1962): Le séisme d'Agadir, ses effets et son interprétation géologique. In "Le séisme d'Agadir du 29 Février 1960. Duffaud F., Rothé J.-P., Debrach J., Erimesco P., Choubert G. & Faure-Muret A." Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 154; pp: 53-68.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Mém. hors série Soc. géol. France; 1; pp: 447-527.

CHRISTODOULOU A.A. (1986): Etude sismotectonique et inversion tridimentionnelle en Grèce du Nord. Thèse d'Univ.; Grenoble; 181p.

COISY P. & FROGNEUX M. (1980): Une étude de microsismicité. La région de Tillouguite (Haut Atlas de Beni Mellal). Mines, Géol. et Energie; 47; Rabat; pp: 93-102.

COLLETTA B. (1977): Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse 3ème cycle; Univ. Grenoble; 136p.

CORNELL C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. Bull. seism. Soc. Am. 58; 5; pp: 1583-1606.

CORNELL C.A. (1971): Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads. Dynamics in civil Engineering; pp: 473-493.

CORNELL C.A. & MERZ H.A. (1975): Seismic risk analysis of Boston. J. Struct. Div. Am. Soc. civ. Engrs.; 101; pp: 2027-2043.

DADOU C. (1981): Valorisation des données de sismicité historique et contemporaine et application au calcul du risque sismique dans les Alpes Maritimes. Rapport B.R.G.M. 81 SGN 324 GEG; Thèse Doc.-Ing.; Univ. Paris VII; 271p.

DADOU C., GODEFROY P. & VAGNERON J.M. (1984): Evaluation probabiliste de l'aléa sismique régional dans le Sud-Est de la France. Doc. B.R.G.M.; 59; 246p.

DEBRACH J. (1950): Premières observations relatives au tremblement de terre marocain du 10 mai 1950. C. R. Soc. Scien. Nat. Maroc; 5; pp: 77-78.

DEBRACH J. (1954a): Note préliminaire sur un séisme de profondeur exceptionnelle ressenti dans la péninsule ibérique et au Maroc (29 mars 1954). C. R. Soc. Scien. Nat. Phys. Maroc; 4; pp: 97-98.

DEBRACH J. (1954b): Deuxième note sur le séisme bético-rifain profond survenu le 29 mars 1954. Isoséistes au Maroc. C. R. Soc. Sien. Nat. Phys. Maroc; 5; pp: 97-99.

DEBRACH J. (1954c): Sur quelques alignements séismiques remarquables du Maroc. Essai d'interprétation tectonique. Pub. B.C.I.S.; Série A; Trav. Scien.; 19; pp: 307-313.

DESPEYROUX J. (1964): Notre expérience du comportement des constructions soumises à un ébranlement sismique. Introduction aux méthodes actuelles du génie sismique. Ann. Inst. Tech. Bât. Trav. Pub.; 17 ème année; 194; pp: 199-253.

DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973): Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull.; 84; pp: 3137-3180.

DURAND DELGA M., HOTTINGER L., MARCAIS J., MILLIARD Y. & SUTER G. (1960-1962): Données actuelles sur la structure du Rif. Mém. hors série Soc. géol. France.; 1; pp: 399-422.

DURVILLE J.-L., MENEROUD J.-P., MOUROUX P. & SIMON J.-M. (1985): Evaluation de l'aléa sismique local-microzonage. In "Génie parasismique; sous dir. Davidovici V." Presses Ecol. Nat. Ponts et Chaussées; pp: 239-264.

DUTOUR 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 ségment du bâti atlasique. Rev. géol. dyn. Géog. phys.; 26; 5; pp: 285-297.

DUVERGE J. (1969): La séismicité du Maroc. Le séisme d'Agadir et la protection paraséismique. Dip. Ing. Géophys.; Inst. Phys. Globe; Univ. Strasbourg; 110p.

ELMRABET T., LEVRET A., RAMDANI M. & TADILI B. (1991): Historical seismicity in Morocco: methodological aspects and cases of multidisciplinary evaluation. In "Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region". Pub. Inst. Geogr. Nacional; monografía 8; Madrid; pp: 115-129.

FADAN B. (1988): Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochement: le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoique. Thèse d'Etat; Univ. Mohammed V; Rabat; 338p.

FRAISSINET C., ZOUINE E.-M., MOREL J.-L., POISSON A., ANDRIEUX J. & FAURE-MURET A. (1988): Structural evolution of the southern and northern central high Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In "The Atlas system of Morocco studies on its geodynamic evolution. Lecture notes in earth sciences". Jacobshagen V.H. (Ed.); 15; Springer-Verlag; pp: 273-291

FRIZON DE LAMOTTE D. (1982): Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental (Maroc). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 314; pp: 239-309.

FROGNEUX M. (1980): La sismicité marocaine. Etude des paramètres à la source des séismes proches. Thèse 3ème cycle; Univ. Grenoble; 131p.

GALBIS RODRIGUEZ J. (1932): Catalogo sismico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N. I; Inst. Geogr. y Catastral; 807p.

GALBIS RODRIGUEZ J. (1940): Catalogo sismico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N. II; Inst. Geog. y Catastral; 207p.

GANGI A.F. & LAMPING N.E. (1971): An in situ method of determining the pressure dependance of phase-transition temperatures in the crust. In "Structure and physical propreties of the earth's crust". Geophysical monograph 14; Heacock J.G. (editor); Am. geophys. Union; Washington; pp: 187-190.

GARCIA FERNANDEZ M. & LOPEZ ARROYO A. (1987): Données complémentaires pour une meilleure connaissance sur le danger sismique dans le détroit de Gibraltar. In "Symposium sur: Tremblements de terre. Evaluation du risque, mesures de prévention et d'aide"; Brigue, 7-10 avril 1986; pp: 138-154.

GARIEL J.-C. (1988): Simulation numérique des mouvements forts en champ proche. Thèse d'Univ. Joseph Fourier; IRIGM; Grenoble; 174p.

GELLER R.G. (1976): Scalling relations for earthquake source parameters and magnitudes. Bull. seism. Soc. Am.; 66; pp:1501-1523.

GODEFROY P. & LEVRET A. (1985): Nature et définition de l'aléa sismique. In "Génie parasismique; sous dir. Davidovici V." Presses Ecol. Nat. Ponts et Chaussées; pp: 159-177.

GOULA X. (1980): Etude de faisabilité d'une approche probabiliste de l'évaluation du risque sismique. Application au Sud-Est de la France. Rapport Commissariat Enér. Atom.; D.S.N. 387; 35p.

GOULA X & GODEFROY (1985): Evaluation de l'aléa sismique régional. Zonage à petite échelle. In "Génie parasismique; sous dir. Davidovici V." Presses Ecol. Nat. Ponts et Chaussées; pp: 207-221.

GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (LE) (1977): L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Bull. Soc. géol. France; 7; XIX; 3; pp: 575-614.

GRUPO DE TRABAJO DEL MAPA DE LA NORMA (1986): Propuesta del mapa de riesgo sismico de la nueva norma de construcción sismorresistente. Informe para la Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes. Madrid; non publié.

GUILLEMIN M. & HOUZAY J.-P. (1982): Etudes géologiques sur la chaîne du Rif: III. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 314; pp: 7-238.

GUTENBERG B. & RICHTER C.F. (1954): Seismicity of the earth and associated phenomena. Princeton Univ. press ed.; 2ème éd.; 310p.

HARMAND C. & MOUKADIRI A. (1986): Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin: exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). Bull. Soc. géol. France; 11; 4; pp: 595-603.

HATZFELD D. (1976): Etude de sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar. Ann. Géophys.; 32; pp: 71-85.

HATZFELD D. (1978): Etude sismotectonique de la zone de collision ibéro-maghrébine. Thèse d'Etat; Univ. Grenoble. 281p.

HATZFELD D., CHRISTODOULOU A.A., SCORDILIS E.M., PANAGIOTOPOULOS D. & HATZIDIMITRIOU P.M. (1987): A microearthquakes study of the mygdonian graben (northern Greece). Earth Planet. Scien. Lett.; 87; pp: 379-396.

HEE A. (1932): La séismicité dans l'Afrique du Nord de 1911 à 1931. Matériaux pour l'étude des calamités; 28; Genève; pp: 291-337.

HENDRICKX M.S. (1981): Prévision à long terme de séismes dans un contexte de prise de décision. Application à la région du Sud-Est de la France. Thèse Doc.-Ing.; Ecol. Cent. Arts et Manufac.; 201p.

HERQUEL G., CHERKAOUI T.-E. & ASEBRIY L. (1987): Evaluation du risque sismique dans le région du détroit de Gibraltar. Symposium sur "Tremblements de terre. Evaluation du risque, mesures de prévention et d'aide."; Brique, 7-10 avril 1986; pp: 155-181.

HERNANDEZ J., LAROUZIERE F.D., BOLZE J. & BORDET P. (1987): Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc. géol. France; 8; III; 2; pp: 257-267.

HERVOUET Y. (1983): Phases compressives quaternaires du Maroc oriental (bordure rifaine). Ann. Soc. géol. Nord; CIII; pp: 407-412.

HERVOUET Y. (1985): Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique au Nord du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse d'Etat; Univ. Pau; 367p.

HUVELIN P. (1973): Mouvements préatlasiques, atlasiques et récents dans les Jbilet et sur leur pourtour. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 33; 249; pp: 83-129.

JEBLI H. & RAMDANI F. (1988): Le tremblement de terre du 9 avril 1988 au Sud d'Essaouira: étude macrosismique. Bull. Inst. Scien; 12; pp: 55-57.

JENNY J. (1983): Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central, Maroc): prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test est clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Eclogae geol. Helv.; 76/1; pp: 243-251.

JENNY J. (1988): Carte géologique du Maroc: feuille Azilal (Haut Atlas central) au 1/100.000. Mémoire explicatif. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 339 bis.

KARNIK V. (1969): Seismicity of the European area. Part I; Reidel pub. comp.; Dordrecht; 364p.

KARNIK V. (1971): Seismicity of the European area. Part II; Reidel pub. comp.; Dordrecht; 364p.

KARNIK V. & ALGERMISSEN S.T. (1980): Zonage sismique. In "La protection contre le risque sismique. Catastrophes naturelles"; 1;UNESCO; Paris; pp: 11-50.

LEE W.H. & LAHR J.E. (1975): HYPO71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv.; Open file report; pp: 75-331.

LEBLANC D. & OLIVIER P. (1984): Role of strike-slip faults in the betic-rifian orogeny. Tectonophysics; 101; pp: 345-355.

LEVRET A. & MOHAMMADIOUN B. (1984): Determination of seismic reference motion for nuclear sites in France. Engineering . Geol.; 20; pp: 25-38.

LOPEZ ARROYO A. & UDIAS A. (1972): After shock sequence and focal parameters of the february 28, 1969 earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone. Bull. seism. Soc. Am.; 62; 3; pp: 699-720.

MARTIN MARTIN A.J. & YAGUE A.G. (1985): Estudio paramétrico del riesgo sismíco en la Península Ibérica. pp: 143-154.

MASSINON B. (1979): Vue d'ensemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. In "Les tremblements de terre en France; sous dir. de Vogt J." Mém. B.R.G.M.; 96; pp: 193-202.

MASSINON B. & VOGT J. (1985): Sismicité historique et sismicité instrumentale. In "Génie parasismique; sous dir. Davidovici V." Presses Ecol. Nat. Ponts et Chaussées; pp: 179-186.

Mc GUIRE R.K. (1976): EQRISK. Evaluation of earthquake risk to site. Fortran computer program for seismic risk analysis. U.S. Geol. Surv.; Open file report 76/67; 90p.

Mc KENZIE D. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. astr. Soc.; 30; pp: 109-185.

MEDVEDEV S., SPONHEUER W. & KARNIK V. (1963): Intensity scale of earthquakes. U.G.G.I.; 13ème Conf., Berkeley.

MERZ H.A. & CORNELL C.A. (1973): Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law. Bull. seism. Soc. Am.; 63; 1999-2006.

MEZCUA J. & MARTINEZ SOLARES J.M. (1983): Sismicidad del area iberomogrebi. Inst. Geog. Nacional; 203; 301p.

MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P. & HAINES E. (1974): Numerical delling of instantaneous plate tectonics. Geophys. J.R. astr. Soc.; 36; pp: 541-576.

MINSTER J.B. & JORDAN T.H. (1978): Present-day plate motions. J. Geophys. Res.; 83; pp: 5331-5354.

MONTESSUS DE BALLORE F. (DE) (1906): Les tremblements de terre. Ed. Armand Colin; Paris; 475p; 3 cartes h.t.

MOREIRA V.S. (1986): Seismicity and seismotectonics of mainland Portugal. 8ème Conf. seismic Eng.; Lisbon; 2/1; pp: 7-14.

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). Thèse d'Etat In Mém. Géodiffusion; Paris; 1988; 4; 584p.

MOREL J.L. (1989): Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'Actuel. Geodinamica Acta; 3; 4; pp: 283-294.

MUNOZ A. & UDIAS A. (1985): Estudios recientes del riesgo sísmico en Espagña. In "Seminario sobre sismidad y riesgo sísmico". Córdoba, 7-11/11/1983; Inst. Geogr. Nacional; 1; Madrid; pp: 105-114.

MUNUERA J.M. (1963): Datos basicos para un estudio de sismicidad en el área de la peninsula ibérica (seismic data). Mem. Inst. Geogr. y Catastral; XXXII; Madrid; 97p.

MURPHY J.R. & O'BRIEN L.J. (1977): The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parametrs. Bull. seism. Soc. Am.; 27; 3; pp: 877-915.

NELSON J.B. & GANSE R.A. (sans date): Significant earthquakes 1900-1979. Carte publiée par National Geophysical and Solar-Terrestrial data Center et World data Center a for Solid Earth Geophysics.

PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.-M., BEUZART P., BONNIN J. & OLIVET J.-L. (1982): Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. géol. France; 7; XXIV; 2; pp: 363-373.

PERRIER G. & RUEGG J.-C. (1973): Structure profonde du Massif Central Français. Ann. Géophys.; 29; pp: 435-502.

PETROVSKI J.T. (1980): Cartographie de détail des zones sismiques (microzonage) et problèmes connexes. In "La protection contre le risque sismique. Catastrophes naturelles"; 1;UNESCO; Paris; pp: 51-69.

PITMAN W.C. & TALWANI M. (1972): Sea floor speading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull.; 83; pp: 619-646.

RAMDANI M.& TADILI B. (1980): Sismicité détaillée du Moyen Atlas. Sondages sismiques profonds dans le Maroc central. Thèse de 3ème cycle; Univ. Grenoble; 169p.

ROTHE J.-P. (1960): La séismicité de la Méditerranée occidentale: 34°N-38°N, 1°E-7°W. Epicentres 1917-1958; manuscrit 8p.

ROTHE J.-P. (1962): Le séisme d'Agadir et la séismicité du Maroc. In "Le séisme d'Agadir du 29 Février 1960. Duffaud F., Rothé J.-P., Debrach J., Erimesco P., Choubert G. & Faure-Muret A." Notes et Mém. Serv. géol. Maroc; 154; pp: 7-29.

ROTHE J.-P. (1969): La séismicité du Globe de 1953 à 1965. Pub. UNESCO; Sciences de la terre; Paris; 1; 336p.

ROUX G. (1934): Notes sur les tremblements de terre ressentis au Maroc avant 1933. Mém. Soc. Scien. Nat. Maroc; XXXIX; pp: 42-71.

SAGESSER R. & MAYER-ROSA (1978): Erdbebengefährdung in der Schweiz. Scheizerische Bauzeitung; 96/97; pp: 107-123.

SAVARENSKY E.F. & NERSESOV I.L. (1980): Prévision des séismes. In "La protection contre le risque sismique. Catastrophes naturelles"; 1; UNESCO; Paris; pp: 70-95.

SAVOSTIN L.A., SIBUET J.-C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X. & ROULET M.-J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics; 123; pp: 1-35.

SERVICE DE PHYSIQUE DU GLOBE (1967): Catalogue des épicentres de 1900 à 1966 inclus. Liste géographique des épicentres localisés dans la zone comprise entre 28° et 37° de latitude nord et 0° à 15° de longitude ouest. Inst. Scien. Chérifien; 66p.

SINGH S.K., MENA E. & CASTRO R. (1988): Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from strong motion data. Bull. seism. Soc. Am.; 78; pp:451-477.

SOFRATOME & OFFICE NATIONAL D'ELECTRICITE (1985): Etude de sites et de faisabilité d'une première centrale électronucléaire au Maroc. Doc. inédit; 69p.

SPONHEUER W. (1960): Methoden zur herdteifenbestimmung in der makroseismik. Freidberger Forschungshefte, Akademic, Verlag; Berlin; 117p.

TAHER M.A. (1979): Corpus des textes arabes relatifs aux tremblements de terre et autres catastrophes naturelles, de la conquête arabe au XIIème siècle H. / XVIIIème siècle J.C. Thèse d'Etat; Univ. Paris I; 337p.

TAPPONNIER P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. géol. France; 19; 3; pp: 437-460.

TRIFUNAC M.D. & BRADY A.G. (1975): On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong motion. Bull. seism. Soc. Am.; 65; pp: 139-162.

UDIAS A., LOPEZ ARROYO A. & MEZCUA J. (1976): Sismotectonic of the Azores-Alboran region. Tectonophysics; 31; pp: 259-289.

UDIAS A. & BUFORN E. (1985): Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. In "Mecanismo de los terremotos y tectónica; Udias et al. (Ed.)"; Univ. Complutense; Madrid; pp: 217-232.

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). U.S. Geol. Surv.; Open file report 86/626.

VOGT J. (1985): Révision d'anciens séismes ibéro-maghrébins. In "Etudes de sites de faisabilité d'une première centrale électronucléaire au Maroc". Doc. inédit; Sofratome et Off. Nat. Elec. Maroc. 69p.

WEICHERT D.H. (1980): Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for differents magnitudes. Bull. seism. Soc. Am.; 70; 4; pp: 1337-1346.

ANNEXES

Annexe 1

Comparaison des valeurs de la magnitude Md, en utilisant les relations md1 et md2 (première partie: chapitre I, paragr. III-3-2c), avec celles des magnitudes ISC et USGS.

date	lat. N	long. W	mb ISC	mb USGS	AVE	IFR Md1	TIO	AVE	IFR Md2	TIO
27-05-67	35.7	0.3	4.6	4.7	5.0	4.9		4.8	4.8	
13-07-67	35.5	0.1	4.9	5.0	5.4	5.3		5.3	5.3	
28-08-67	31.5	6.1	4.7	4.6	4.2	4.7		4.6	4.5	
24-09-67	32.4	5.8	4.4	4.3	3.9	4.7		4.4	4.5	
22-01-68	35.1	5.7	4.4	4.1	3.9	4.3		4.3	4.3	
17-04-68	35.2	5.0	5.0	5.0	5.0			4.8		
12-06-68	36.7	7.3	4.3		4.0	3.9		4.3	4.2	
11-07-68	33.9	15.6	4.4	4.4	4.9	4.6		4.6	4.8	
15-08-68	35.0	4.0	4.1		3.9	3.9		4.2	4.1	
31-08-68	36.3	6.5	4.1	4.2	4.1	4.2		4.4	4.3	
30-10-68	35.2	3.8	4.6	4.6	4.4	4.7		4.6	4.6	
07-01-69	36.5	2.8		4.2	4.0	3.5		4.3	4.0	
28-02-69	35.9	10.6		4.1	3.8	3.7		4.2	4.2	
02-03-69	35.9	10.6	4.5	4.4	4.5	4.4		4.6	4.5	
05-03-69	35.9	10.6	4.6	4.7	4.3	4.4		4.5	4.5	
06-03-69	35.9	10.6	4.9	4.8	4.6	4.8		4.8	4.7	
07-03-69	35.9	10.6		4.3	3.9	3.6		4.2	4.1	
08-03-69	35.9	10.6	4.3	4.2	4.2	4.1		4.4	4.4	
09-03-69	35.9	10.6	4.5	4.5	4.3	4.3		4.4	4.4	
18-03-69	35.9	10.6	4.2	4.2	4.3	4.4		4.4	4.5	
24-03-69	35.9	10.6	4.3	4.3	4.4	4.5		4.5	4.6	
17-04-69	35.9	10.6	4.2		4.0	3.9		4.3	4.1	
19-04-69	35.9	10.6		4.3	4.4	4.2		4.4	4.4	
20-04-69	35.9	10.6	4.5	4.6	4.3	4.4		4.5	4.5	
05-05-69	35.9	10.6	5.5	5.5	4.8	5.4		5.2	5.5	
08-05-69	35.9	10.6		4.3	4.2	4.2		4.3	4.4	
10-05-69	35.9	10.6	4.4	4.3	4.3	4.2		4.5	4.2	
24-05-69	35.9	10.6	4.1		3.9	3.8		4.2	4.2	
03-08-69	35.9	10.6		4.1	4.2	4.2		4.4	4.4	
08-08-69	35.9	10.6	4.3	4.2	4.3	4.4		4.4	4.5	
06-09-69	35.9	10.6	5.5	5.7		5.6			5.8	
05-11-69	35.9	10.6	4.4	4.6	4.4	4.4		4.5	4.5	
04-12-69	35.9	10.6	4.2	4.3	4.1	4.0		4.4	4.3	
24-12-69	35.9	10.6	5.0	5.1	4.6	4.6		4.7	4.7	
22-03-70	34.2	3.6	4.5		4.3	4.6		4.5	4.4	
07-04-70	34.9	3.9	4.8	4.9		5.0			4.8	
14-05-70	35.9	10.7	4.3		4.3	4.2		4.4	4.4	
01-05-71	36.9	3.8		4.3	4.0	3.5		4.2	4.0	
18-11-71	33.0	19.5	4.4	4.6	4.0			4.4		
19-01-72	31.4	13.8	4.9	4.9	4.8			4.7		
01-02-72	35.4	4.6		4.1	3.8	4.0		4.2	4.1	
16-03-72	37.4	2.3	4.6	4.8	4.8			4.6		
18-04-72	36.3	11.3	4.6	4.7	4.9	5.0		5.1	5.0	

date	lat. N	long. W	mb ISC	mb USGS	AVE	IFR Md1	TIO	AVE	IFR Md2	TIO
29_04_72	34.5	4.1	4.5	4.6	4.3	4.8	4.6	4.6	4.6	4.8
02_05_73	36.5	12.3	4.7	4.4	4.9	3.9	4.4	4.8	4.3	4.7
15_12_73	36.6	4.9	4.3	4.5	4.1	3.9	3.9	4.3	4.2	4.4
10_06_74	33.7	3.9	4.3	4.3	4.2	4.5	4.2	4.4	4.4	4.5
13_06_74	36.9	4.0	4.1	4.1		4.0	3.6		4.3	4.3
14_07_74	35.6	3.7	4.3	4.4	4.3	4.3	4.1	4.4	4.3	4.5
05_03_75	36.2	10.4	4.4	4.3	4.2	4.2	4.1	4.4	4.4	4.5
29_03_75	36.0	3.2	4.4	4.5	4.6	3.6	3.8	4.5	4.0	4.3
26_05_75	35.7	17.5	4.6	4.6	5.3		3.8	4.8		4.5
26_05_75	35.7	17.1	4.5			3.7	3.6		4.4	4.4
26_05_75	35.8	16.9	4.4		5.1	4.0	3.7	4.7	4.5	4.5
26_05_75	36.0	17.6	5.5	5.6	6.0	5.1	4.7	5.6	5.2	5.1
26_05_75	36.2	17.8	4.6	4.7	5.8	4.3	4.1	5.2	4.7	4.7
28_05_75	36.1	17.7	4.5	4.5	5.1	3.0	3.5	4.7	4.2	4.4
29_05_75	35.6	17.6	4.8	4.8	5.8	4.3	4.1	5.3	4.7	4.7
08_06_75	35.6	17.7	4.4	4.4	5.3	3.8		4.8	4.5	
11_06_75	35.6	17.8	4.6	4.7	5.1	3.8	3.8	4.7	4.5	4.6
18_06_75	35.1	17.5	4.6	4.5	5.4	4.2	3.9	4.9	4.7	4.6
09_09_75	35.5	17.3	4.9	4.9	5.2	4.1		4.8	4.6	
23_09_75	35.9	17.9	4.6	4.7	5.2	3.9		4.7	4.5	
16_12_75	35.6	16.9	4.9	4.9		4.0	4.0		4.5	4.6
15_01_77	33.7	3.6		4.4	4.1	4.2	4.0	4.4	4.2	4.3
02_04_77	36.1	10.7	4.5	4.8	4.4	4.3	4.1	4.5	4.4	4.5
06_06_77	37.6	1.7	4.1	4.2	4.7	3.9	3.9	4.6	4.3	4.5
16_10_77	36.3	11.0		4.7	4.1	4.1	3.6	4.3	4.4	4.3
18_10_77	36.9	13.4		4.7	4.8	4.5	4.1	4.6	4.7	4.6
16_06_78	36.2	7.7	4.5	4.7	4.1	4.4	3.9	4.4	4.4	4.4
11_08_78	36.2	10.6	4.4	4.5	4.4	4.3		4.5	4.5	
08_10_78	37.2	14.1	4.9	4.8	5.4	5.0	4.6	5.2	5.0	5.0
12_01_79	35.5	17.2	5.8	5.3	5.7	5.1		5.3	5.2	
17_01_79	33.3	5.3	4.7	4.5	4.2			4.6		
24_02_79	34.9	4.3	4.4	4.3	3.9	4.3	3.9	4.2	4.3	4.4
20_06_79	37.2	3.5	4.7	4.6	4.2	4.4	4.0	4.3	4.4	4.5
29_07_79	37.7	18.3	4.5	4.3	5.4	4.1	3.9	4.8	4.7	4.7
22_06_80	36.0	5.2	4.7	4.7	4.3	4.8	4.2	4.5	4.6	4.5
18_08_80	35.7	10.2	4.5	4.7	4.2	4.7	4.3	4.4	4.7	4.6
08_12_80	36.0	2.1	3.8	4.3	4.5	4.6		4.5	4.5	
14_02_81	36.2	9.1	4.7	4.7	4.0	4.1	4.1	4.3	4.3	4.5
14_02_81	36.2	9.0	4.2	4.3	4.0	4.0	3.9	4.3	4.3	4.4
06_01_83	36.6	2.2	5.0	4.8	4.5	4.4		4.5	4.5	
20_03_83	36.5	2.2	4.7	4.6	4.5	4.2		4.5	4.4	
24_07_83	36.1	8.3	4.4	4.5	4.0	4.3		4.3	4.4	
20_09_83	34.9	5.5		4.5	3.8	4.3		4.2	4.3	
17_10_83	37.6	17.5	5.9	6.0	6.2	5.5		5.9	5.9	
18_10_83	37.4	17.0	5.1	4.9	5.1	3.8		4.7	4.5	
24_06_84	37.0	3.7	4.9	4.8	4.4	4.6	4.4	4.5	4.5	4.7
13_09_84	37.0	2.4	4.7	4.2	4.4	4.2	4.0	4.4	4.4	4.5
28_01_86	32.0	5.4	4.3	4.2	4.0	4.9	4.4	4.4	4.7	4.5
28_01_86	32.0	5.4	4.9	4.9	4.4	5.2	4.9	4.9	5.0	4.9

Annexe 2: Cartes des isoséistes des principaux séismes ressentis au Maroc entre la période 1901-1988.

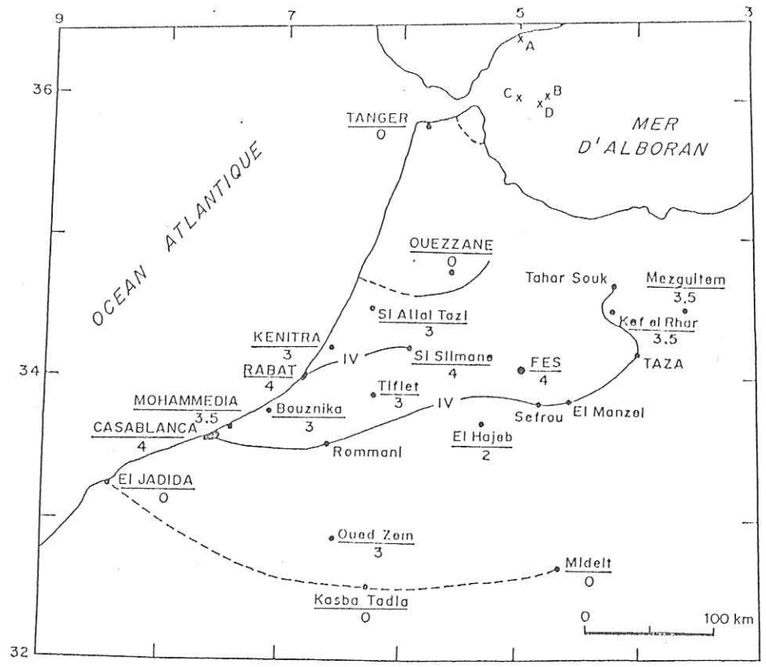


Fig. 1 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 18_07_1933
(x) épicentre selon : (A) KARNIK , (B) S.S.I.S., (C) I.S.S.
(D) CHERKAOUI

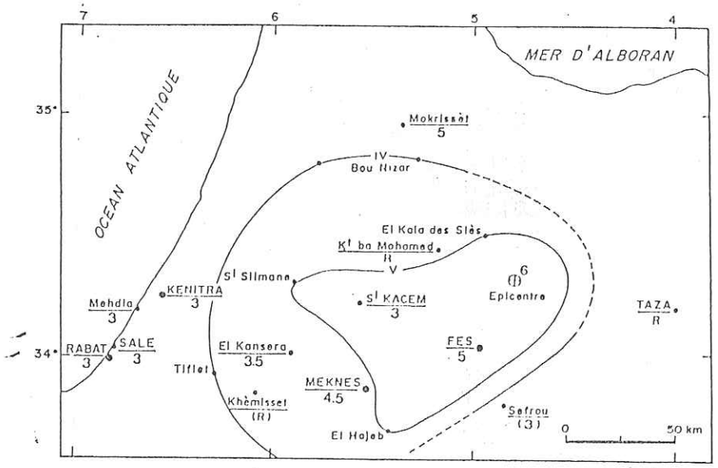


Fig. 2 : Carte des intensités ressenties lors du tremblement de terre du 31_05_1934 .

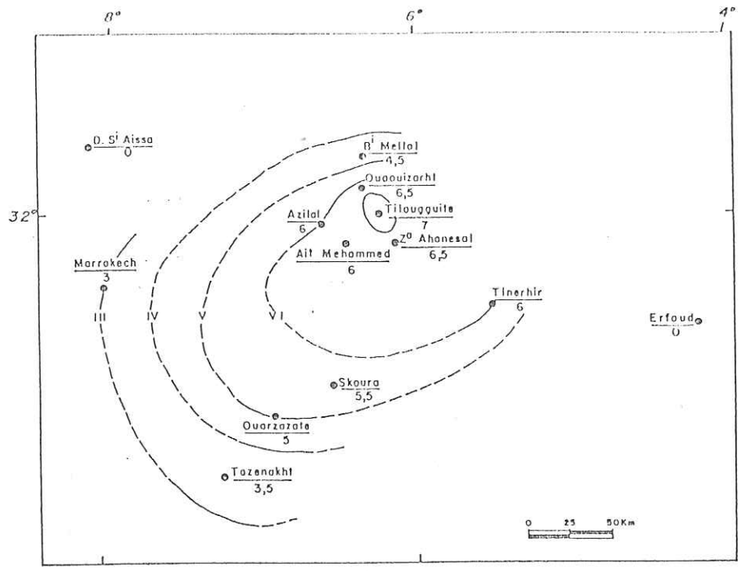


Fig.3 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 14/10/1936.

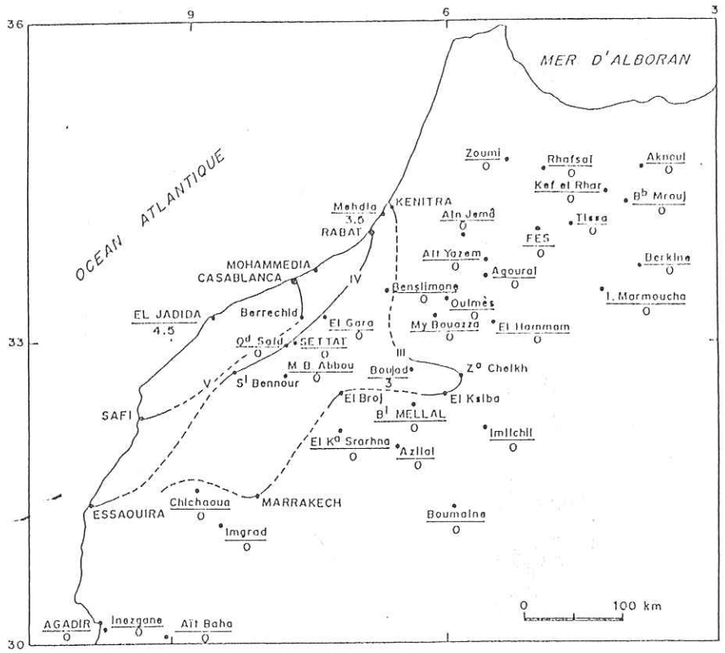


Fig. 4 : Carte des isosáistes du tremblement de terre du 25 - 11 - 1941
Epicentre en Atlantique par 37.815°N - 18.858°W

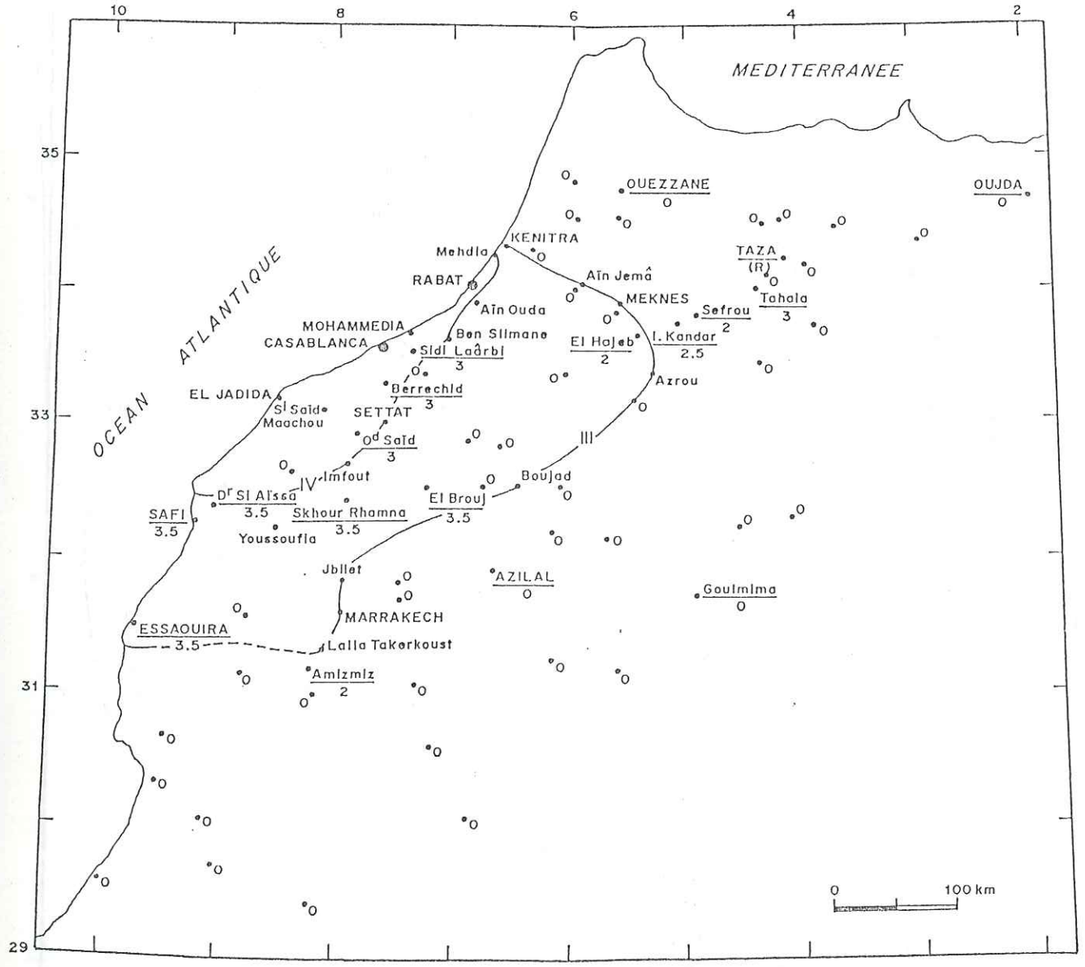


Fig. 5 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 27.12.1941
Epicentre en Atlantique par : 36.349°N - 10.588°W

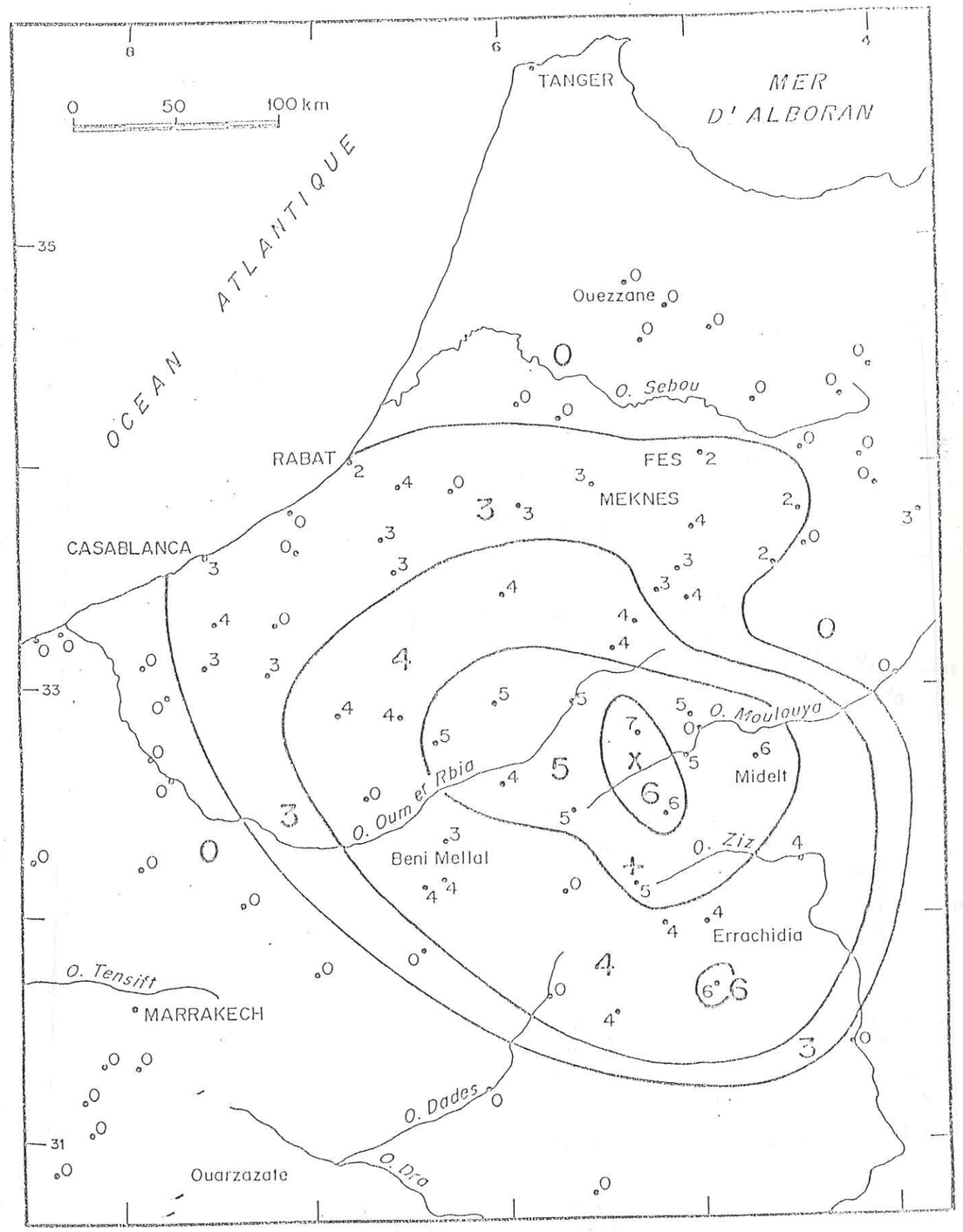


Fig. 6 : Carte des isoséites du tremblement de terre du 10/05/1950 (d'après DUVERGE)
(x) épicentre macroséismique. (+) épicentre B.C.I.S. et I.S.S.

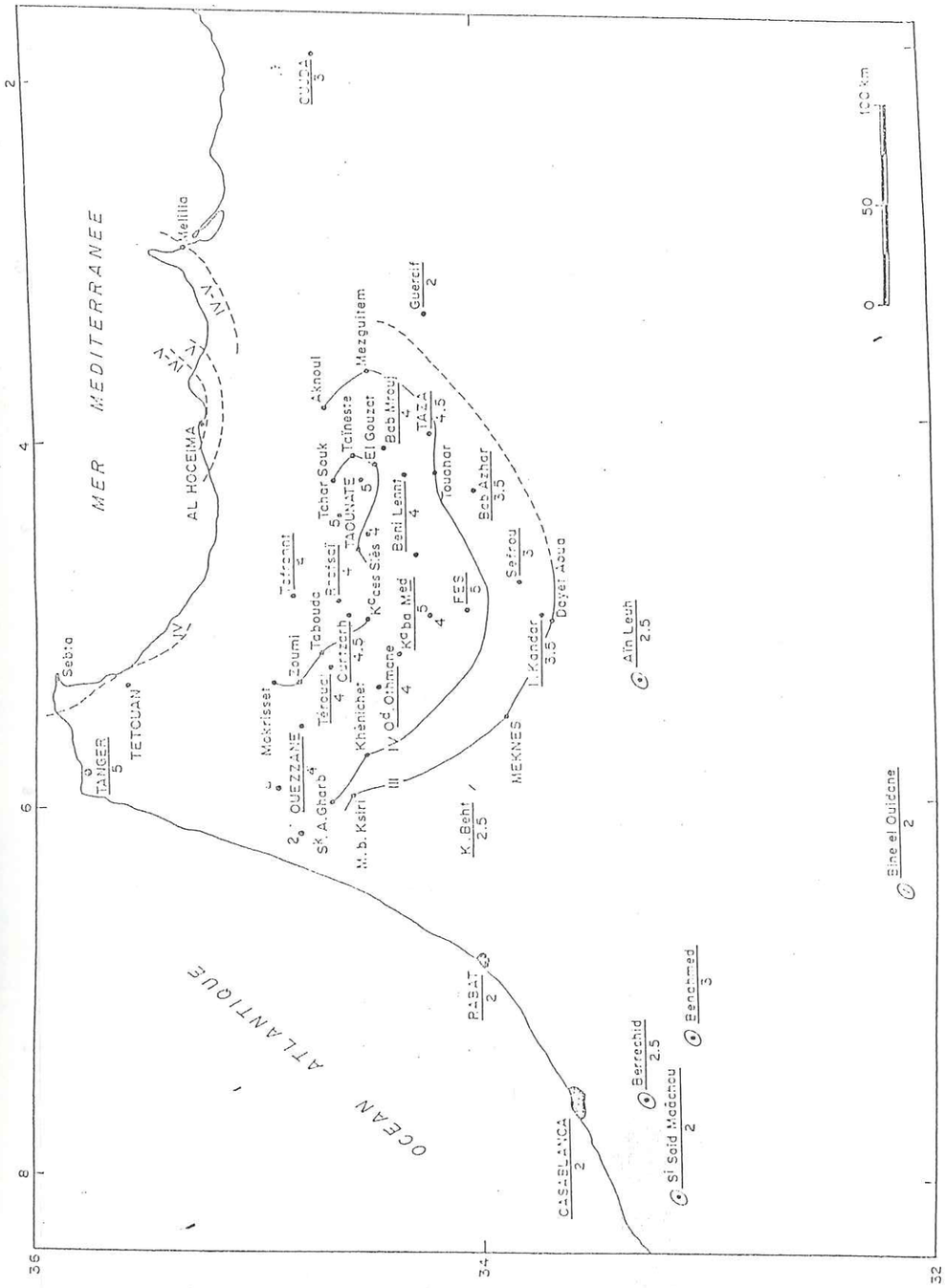


Fig. 7 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 29.03.1954
(---) isoséistes tirés de la carte de J. M. ROMERO (échelle d'intensité n'est pas precisée)

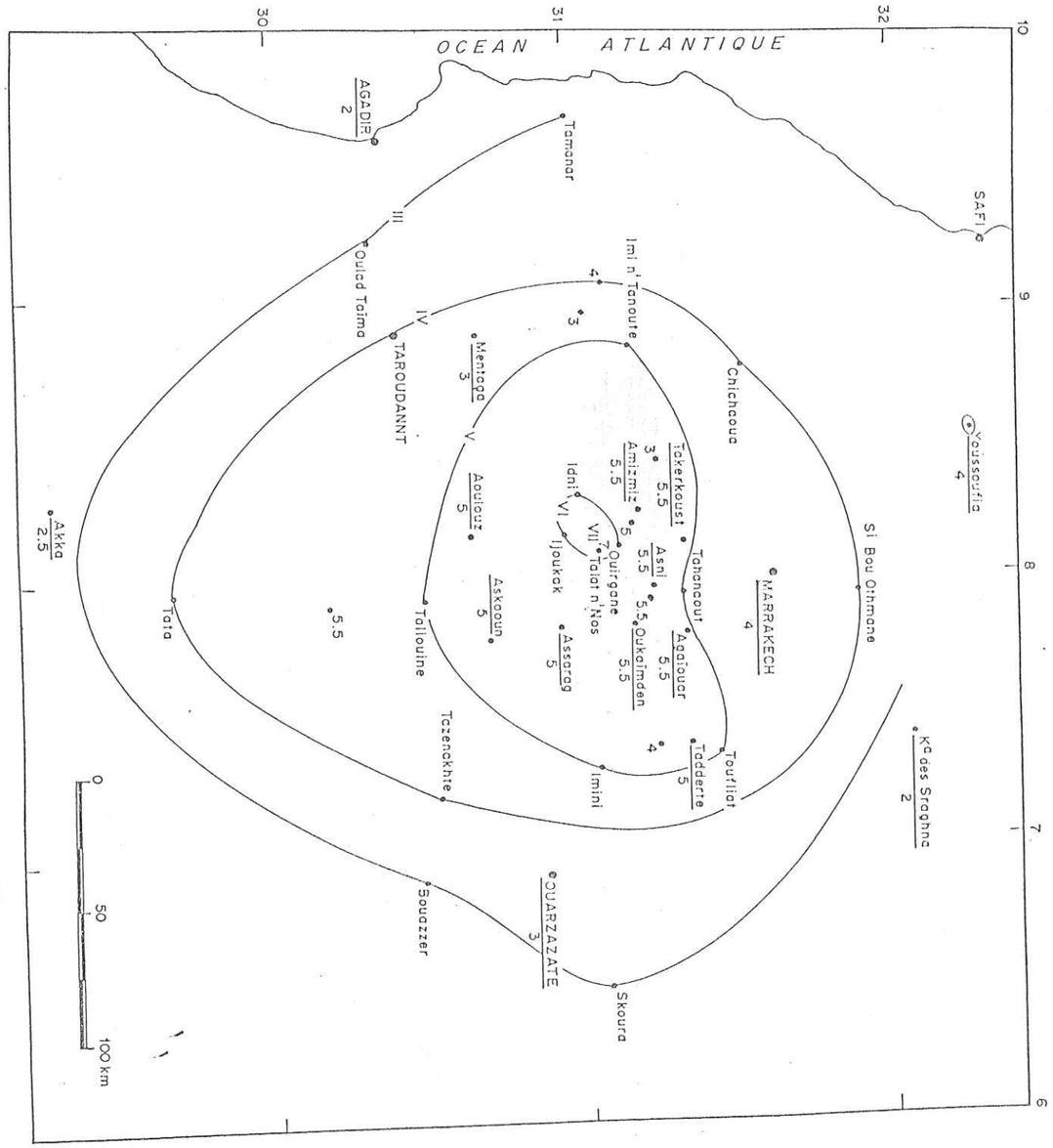


Fig. 8 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 20.04.1955

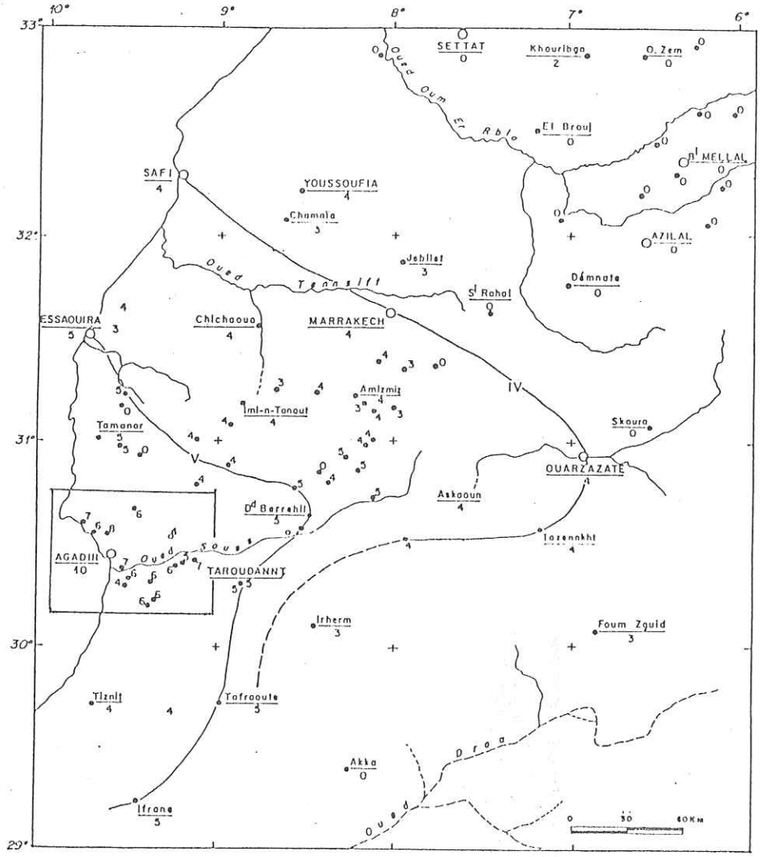


Fig. 9a Carte régionale des isoséistes du tremblement de terre d'Agadir du 29 février 1960. L'encadré correspond à la Fig. 9b.

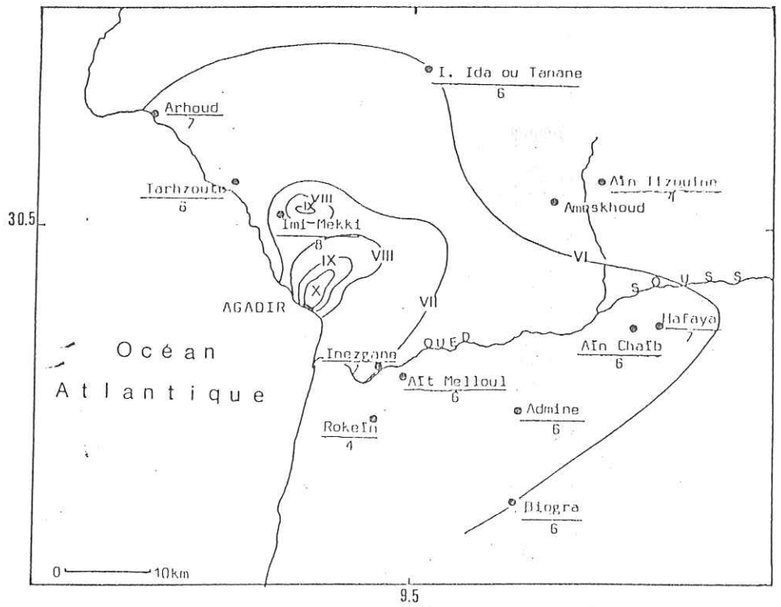


Fig. 9b – Carte des isoséistes du tremblement de terre pour Agadir et ses environs (d'après Choubert et Faure-Muret, *in* Duffaud *et al.*, 1962, modifiée).

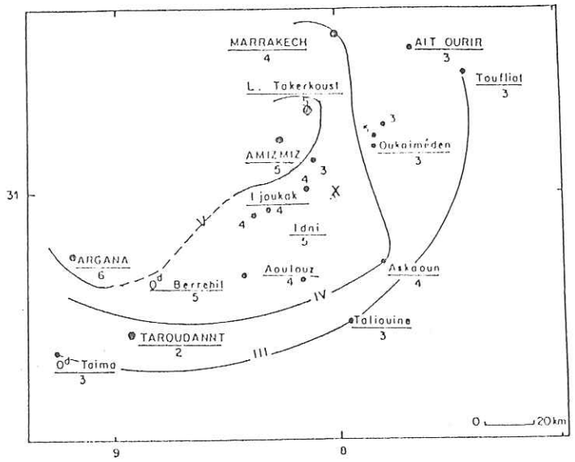


Fig. 10 : Tremblement de terre du 17-1-1956.
X : épicentre

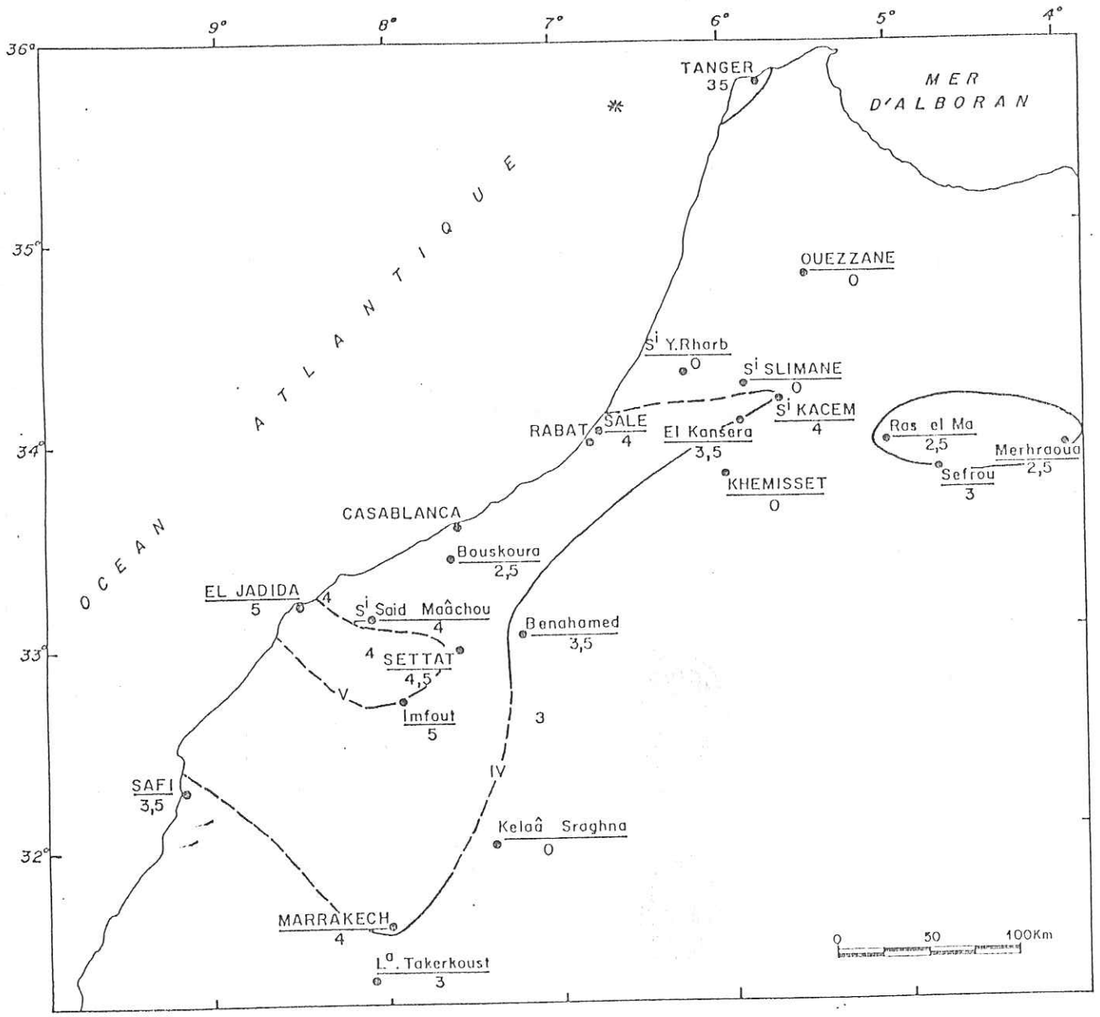


Fig. 11: Carte des isoséistes du séisme 05/12/1960.

✳ : épicentre.

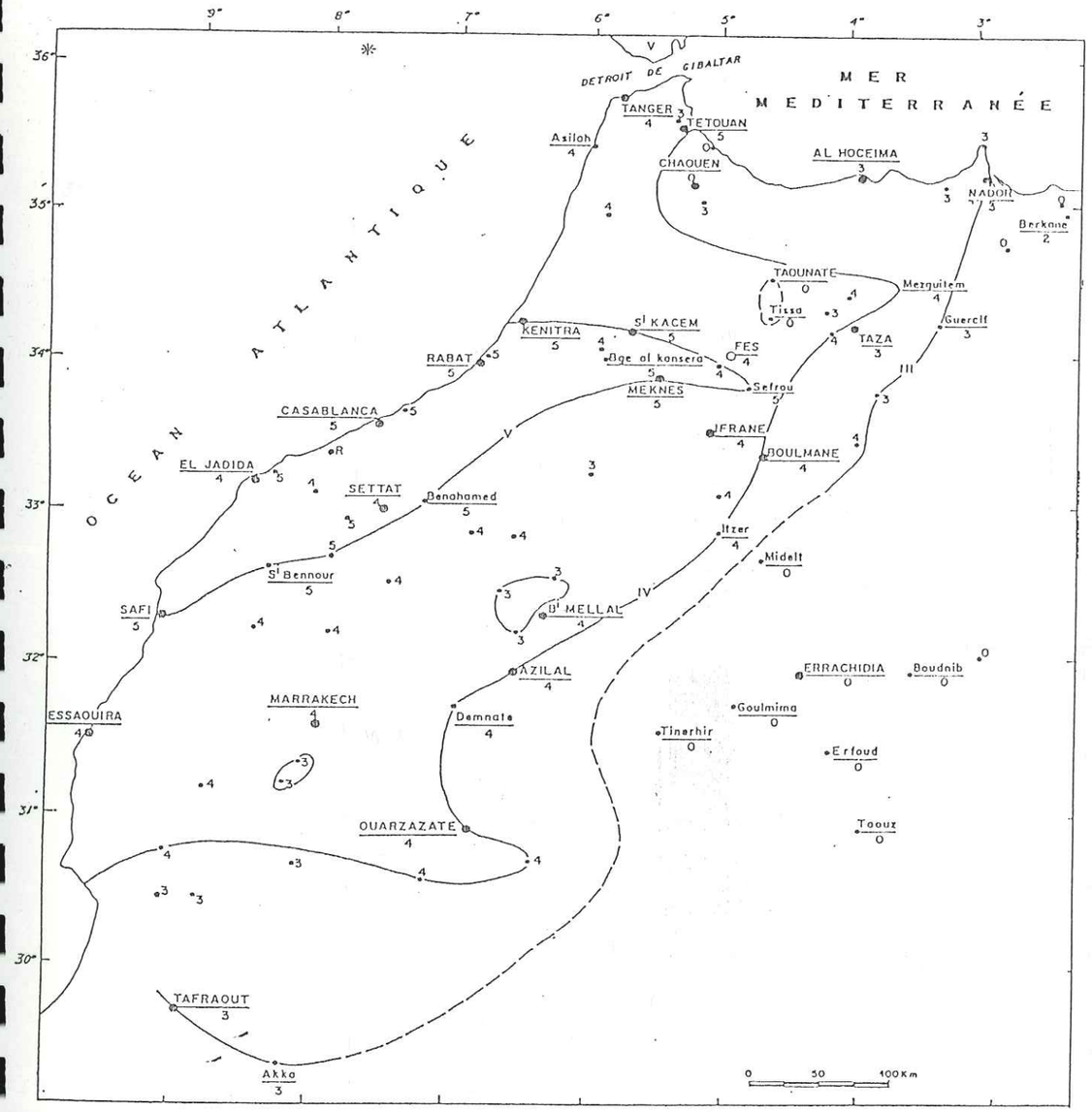


Fig. 12 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 15/03/1964.
✳ : Épicentre

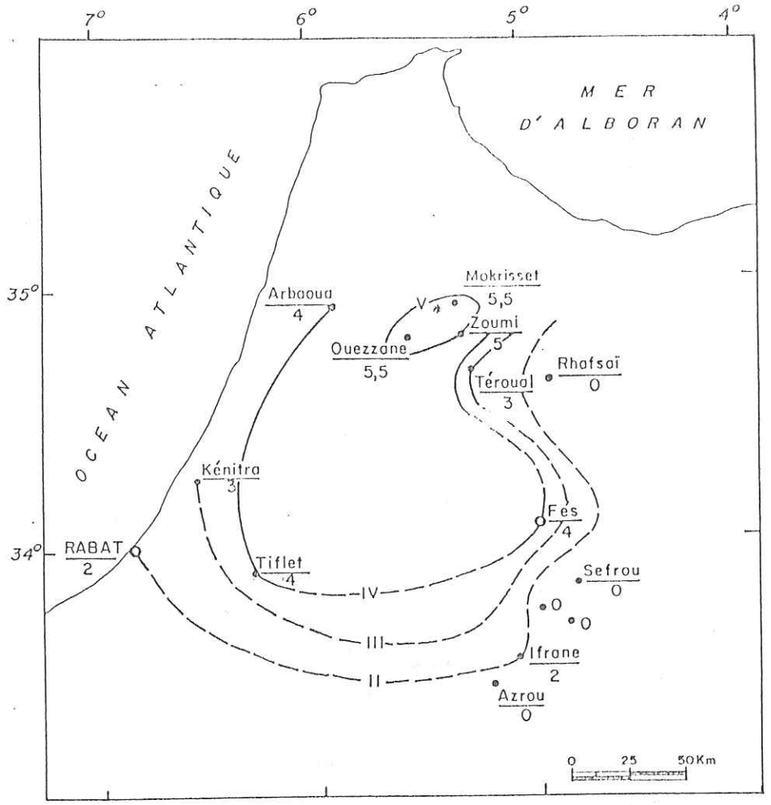


Fig. 13: Carte des isoséistes du tremblement de terre du 15-11-1964.

* : épicentre.

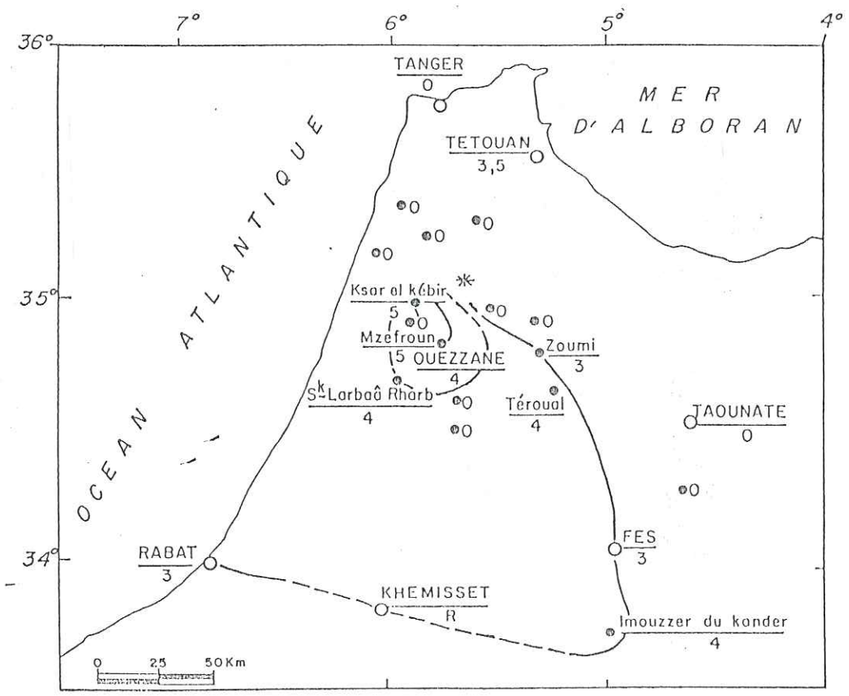


Fig14: Carte des isoseistes du tremblement de terre du 22/01/1968

* épicentre.

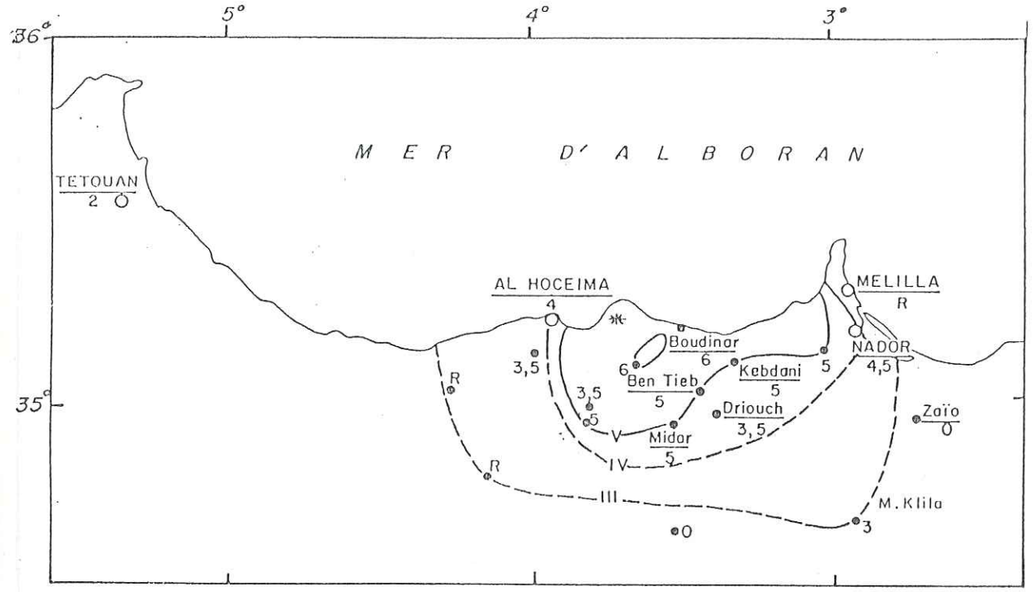


Fig. 15: Carte des isoséistes du tremblement de terre du 17/04/1968

* : épicentre.

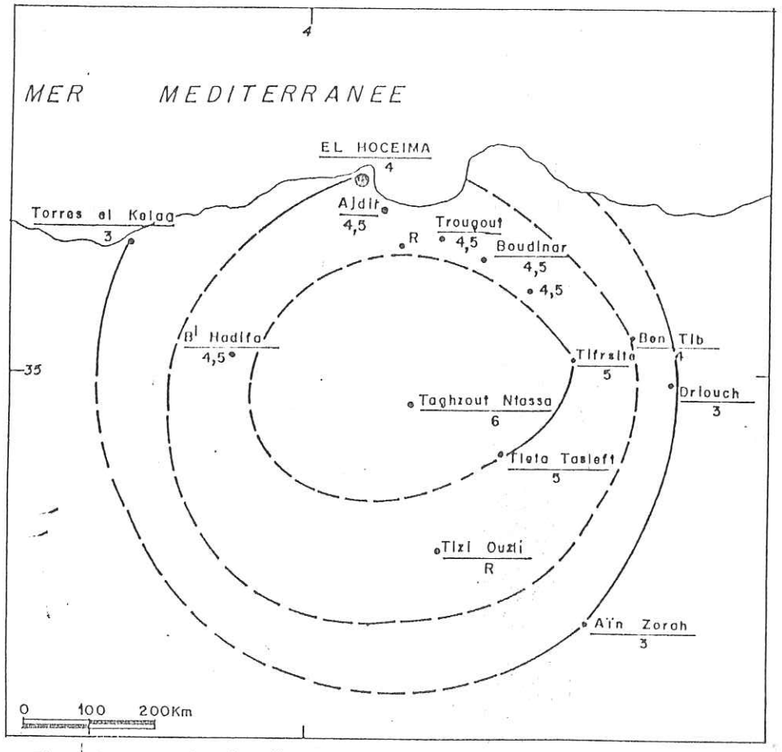


Fig. 16 : Carte des isoséistes du tremblement de terre du 7/4/1970

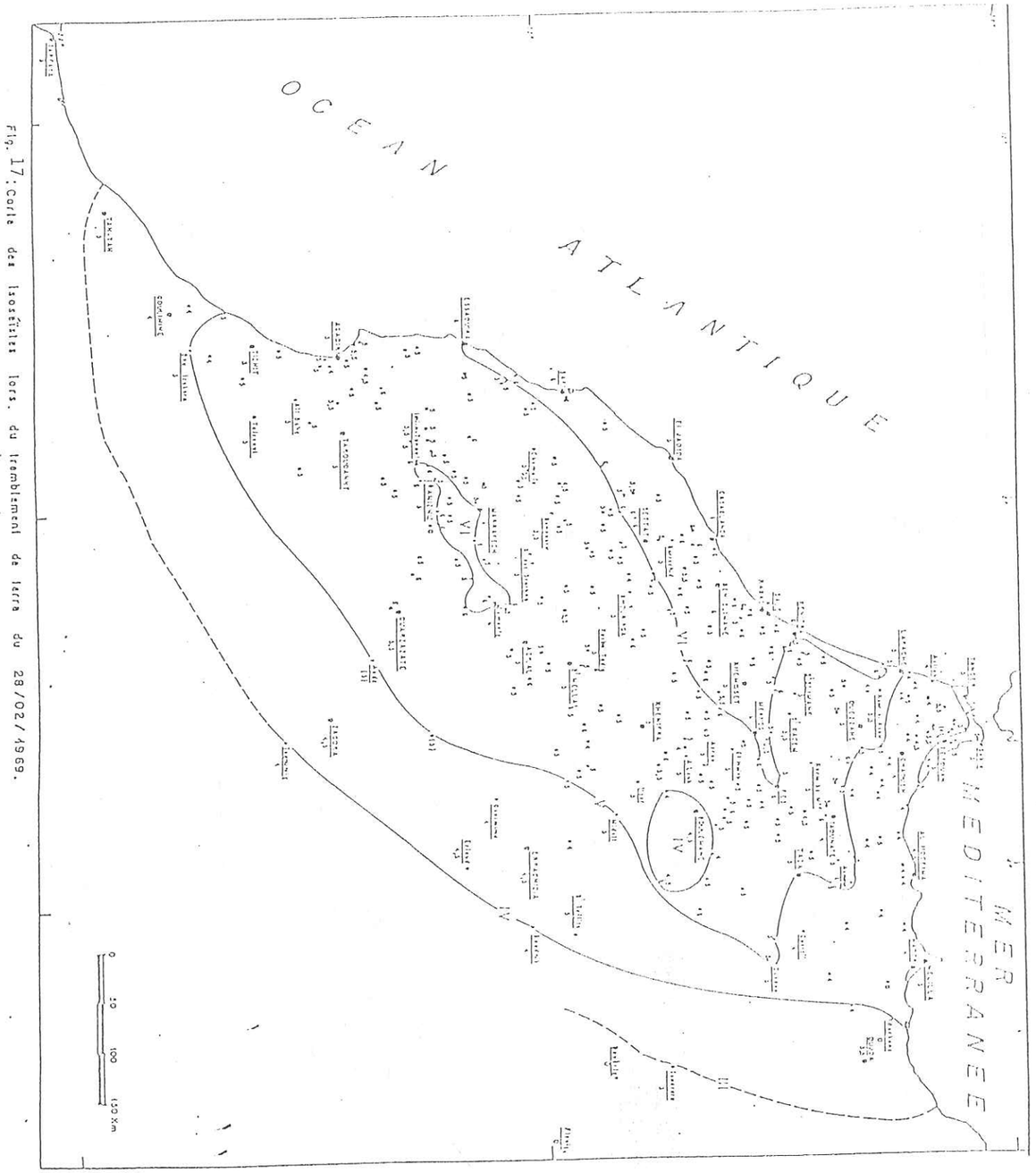


Fig. 17: Carte des isoséistes lors du tremblement de terre du 28/02/1969.

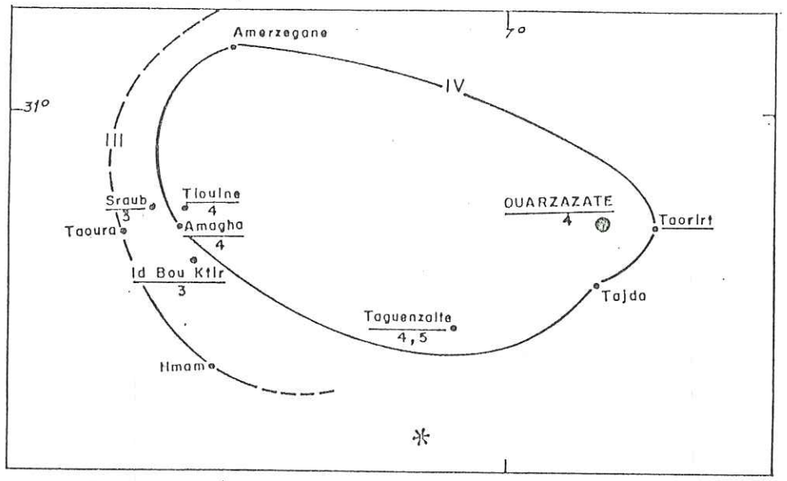


Fig.18: Séisme du 20 Juin 1975

* : Epicentre.

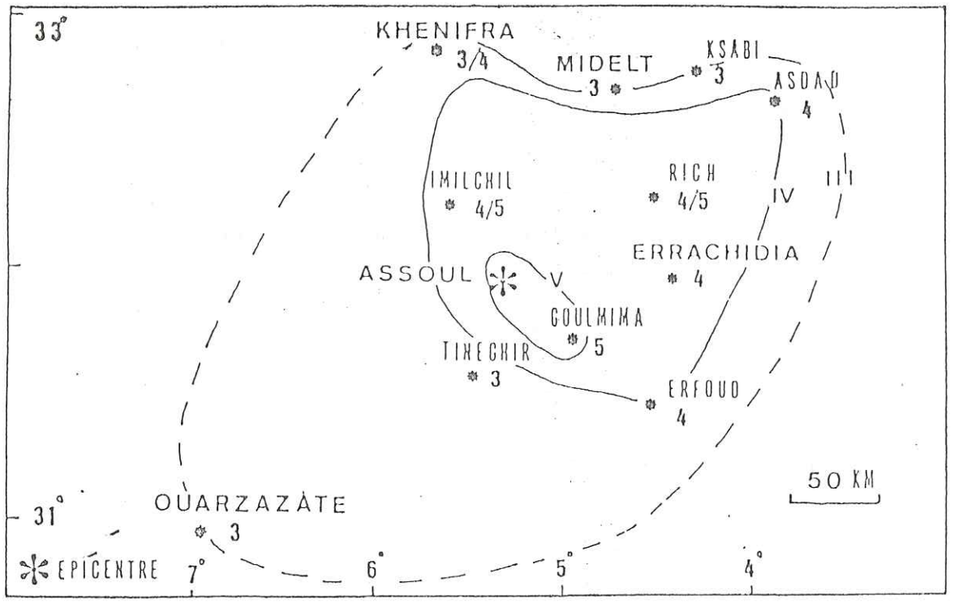


Figure19: Carte macrosismique du séisme d'Assoul du 28.01.1986. Chiffres arabes indiquent les valeurs d'intensité observées.

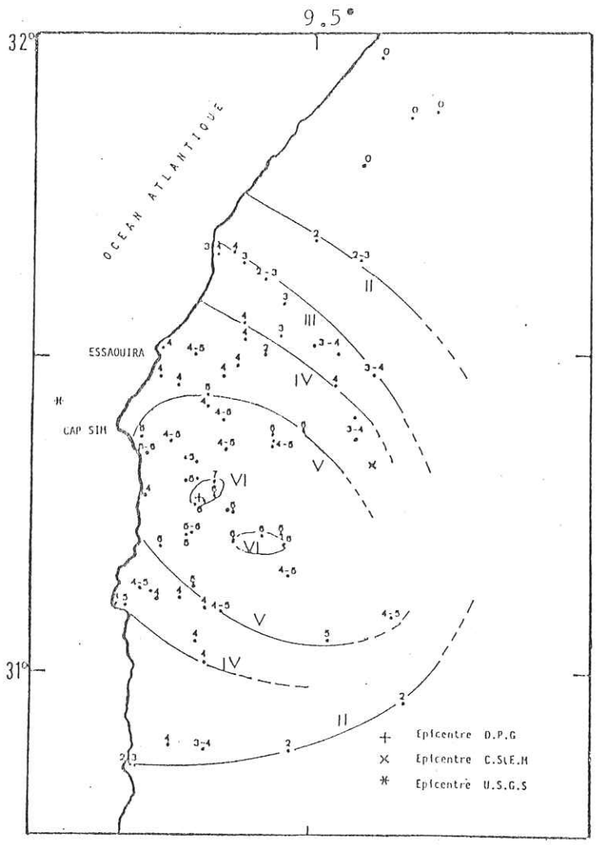


Fig. 20 : Isoséistes du tremblement de terre du 9 avril 1988. (d'après Jebli et Ramdani, 1988).

Annexe 3: Liste des 596 localités et leur intensité maximale ressentie pour la période 1901-1988.

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
1	ABADOU	31.53	7.25	5.0
2	ADASSIL	31.13	8.48	6.0
3	ADDOUZ	31.12	8.65	3.0
4	ADIR	33.25	8.40	5.0
5	ADMINE	30.31	9.37	6.0
6	AFOURER	32.22	6.53	5.0
7	AGADIR	30.38	9.57	10.0
8	AGAIOUAR	31.28	7.82	6.0
9	AGDZ+	30.70	6.45	5.0
10	AGHBALA	32.49	5.63	5.0
11	AGHBALOU LARBI	33.13	4.92	4.0
12	AGHBALOU N'SERDANE	32.68	5.30	4.0
13	AGHBALOU+	31.52	9.50	4.0
14	AGOUDIM	32.38	5.18	5.0
15	AGOUIM	31.15	7.47	5.0
16	AGOURAI	33.65	5.60	5.0
17	AGUELMOUSS	33.17	5.83	4.0
18	AGUERCIF	32.78	5.13	4.0
19	AHFIR	34.95	2.10	4.0
20	AHLAF	33.32	7.03	6.0
21	AIN ABELIOUN	33.33	5.72	5.0
22	AIN AICHA	34.48	4.70	5.0
23	AIN ASMAMA	30.80	9.23	6.0
24	AIN BERIAKH (RAS)	33.12	5.82	3.0
25	AIN BOUTERHELLA+	33.60	5.91	6.0
26	AIN CHAIB	30.40	9.23	6.0
27	AIN DEFALI	34.60	5.55	7.0
28	AIN DORIJ	34.61	5.29	4.0
29	AIN EJ JMAA+	34.05	5.82	4.0
30	AIN EL AOUDA	33.81	6.80	6.0
31	AIN EL HADJAR	31.63	9.60	4.0
32	AIN EL HARCHA	33.86	6.60	6.0
33	AIN HAROUDA	33.63	7.45	6.0
34	AIN JOHRA	34.10	6.37	6.0
35	AIN KBIRA	33.98	3.01	5.0
36	AIN LABIOD	33.34	6.28	6.0
37	AIN LEUH	33.28	5.33	6.0
38	AIN MEDIOUNA	34.50	4.57	6.0
39	AIN MZAGH	33.00	7.62	5.0
40	AIN RAMI	35.00	5.27	5.0
41	AIN SFERGUILA	33.72	6.93	6.0
42	AIN TAFETTACHTE	31.58	9.20	5.0
43	AIN TAMALOKT	30.63	9.77	5.0
44	AIN TAOUJDATE	33.95	5.22	6.0
45	AIN TAZERTE	33.62	5.74	6.0
46	AIN TIZOUINE	30.55	9.27	5.0
47	AIN TOLBA	33.82	6.70	5.0
48	AIN ZORAH	34.48	3.53	3.0
49	AIT ABDELLAH	29.82	8.77	6.0
50	AIT AHMED	31.21	9.55	6.0
51	AIT ALI	31.33	9.72	5.0
52	AIT ATTAB	31.12	6.68	5.0
53	AIT AYACH	33.95	4.93	5.0
54	AIT BAHA	30.07	9.16	5.0
55	AIT BERDA+	31.20	9.75	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
56	AIT BOURD	31.22	8.37	6.0
57	AIT DAOUD+	31.08	9.35	5.0
58	AIT HAIMOUCH	31.69	9.50	2.0
59	AIT HANI	31.78	5.45	5.0
60	AIT ISEHAK	32.77	5.73	5.0
61	AIT LAHCEN	31.42	9.68	4.0
62	AIT LAKHDAR	31.50	9.58	2.0
63	AIT MEHAMMED	31.88	6.47	6.0
64	AIT MELLOUL	30.35	9.50	6.0
65	AIT M'BAREK	31.45	9.45	4.0
66	AIT NEAAMAN+	33.73	5.37	3.0
67	AIT OUBERKANE	33.97	4.67	5.0
68	AIT OURDA	32.11	6.51	5.0
69	AIT OURIBEL	33.74	6.17	4.0
70	AIT OURIR	31.57	7.67	6.0
71	AIT SAID+	31.47	9.38	4.0
72	AIT SEKRI	31.22	9.58	6.0
73	AIT SRAIDI	31.47	9.65	4.0
74	AIT TAHRIA	31.67	9.63	4.0
75	AIT TAMLIL	31.47	6.95	6.0
76	AIT YOUSSEF OU ALI	35.17	3.92	3.0
77	AIT ZERRAR+	31.35	9.57	5.0
78	AJDIR	35.20	3.90	5.0
79	AKKA	29.40	8.23	3.0
80	AKNOUL	34.67	3.87	6.0
81	AL HOCEIMA	35.25	3.93	6.0
82	AL KANTARA	35.17	6.12	6.0
83	AMAGHA	30.92	7.26	4.0
84	AMAGOUR	30.23	8.87	5.0
85	AMELLAGO	31.98	5.00	5.0
86	AMERZEGANE	31.04	7.22	3.0
87	AMIZMIZ+	31.20	8.27	6.0
88	ANEJA	29.22	9.85	4.0
89	ANEZAL	30.76	7.30	3.0
90	ANEZI	29.65	9.37	5.0
91	ANOSSEUR	33.67	4.83	5.0
92	ANZA	29.42	9.65	5.0
93	AOULOUZ	30.67	8.18	5.0
94	ARBAOUA	34.92	5.92	4.0
95	ARGANA	30.78	9.13	6.0
96	ARHBALA	32.48	5.65	6.0
97	ARHBAR	30.87	8.40	4.0
98	ARHOUD	30.59	9.73	7.0
99	ASDAD	32.64	3.91	4.0
100	ASILAH	35.47	6.02	4.0
101	ASKAOUN	30.73	7.72	5.0
102	ASNI	31.25	8.00	6.0
103	ASNOD+	34.95	3.95	4.0
104	ASSAKA N'OUAM+	33.09	5.18	6.0
105	ASSARAG	30.97	7.83	5.0
106	ASSARHN+	31.12	9.78	5.0
107	ASSIF EL MAL	31.22	8.42	6.0
108	ASSOUL	31.96	5.22	6.0
109	AVERROES (OBSERVATOIRE)	33.30	7.41	4.0
110	AZGOUR	31.15	8.28	6.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
111	AZIB DE LARBI TOUIL	34.82	5.85	4.0
112	AZILAL	31.97	6.57	6.0
113	AZROU	33.45	5.22	5.0
114	BAB AZHAR+	34.07	4.29	4.0
115	BAB BERRED	35.00	4.90	4.0
116	BAB EL ARBA	34.00	4.10	4.0
117	BAB EL MROUJ	34.42	4.05	4.0
118	BAB TAZA	35.05	5.20	4.0
119	BENAHMED	33.07	7.23	6.0
120	BENGUERIR+	32.23	7.97	6.0
121	BENI BOUAFROUN	35.15	3.02	5.0
122	BENI BOUAYACH	35.05	3.82	5.0
123	BENI BOUFRAH	35.15	4.32	4.0
124	BENI BOU RAIS	32.35	6.35	5.0
125	BENI FDAL	34.36	6.31	5.0
126	BENI HADIFA+	35.03	4.13	5.0
127	BENI LENNT	34.33	4.21	5.0
128	BENI MALEK	34.78	5.64	4.0
129	BENI MELLAL	32.35	6.38	5.0
130	BENI OULID	34.58	4.45	5.0
131	BENI TAJJITE	32.30	3.47	6.0
132	BENI TOUZINE (TRIBU)	35.00	3.70	7.0
133	BEN SARGAOU	30.38	9.57	5.0
134	BEN SLIMANE	33.62	7.12	6.0
135	BEN TIEB	35.05	3.47	5.0
136	BERKANE	34.93	2.33	4.0
137	BERKINE	33.75	3.83	5.0
138	BERRECHID	33.28	7.60	5.0
139	BINE EL OUIDANE	32.12	6.45	5.0
140	BIOGRA	30.20	9.38	6.0
141	BIOT	35.82	5.43	4.0
142	BIR EL KOUACH	31.55	9.63	3.0
143	BIR EL MEKKI	33.40	6.85	5.0
144	BLED DENDOUN	34.13	6.62	6.0
145	BLED EL HASBA	32.87	7.52	3.0
146	BOU AZZER	30.50	6.90	3.0
147	BOUDENIB	31.95	3.60	4.0
148	BOUDINAR	35.17	3.65	6.0
149	BOUHACHEM	35.27	5.40	4.0
150	BOUHAMED+	35.33	4.95	6.0
151	BOUHANI	35.28	5.82	5.0
152	BOU IZAKARN	29.17	9.72	5.0
153	BOUJAD	32.78	6.40	5.0
154	BOUKHMIS	33.30	5.37	4.0
155	BOULAOUANE	32.87	8.07	5.0
156	BOULBAB	33.50	5.55	5.0
157	BOULEMANE+	33.38	4.73	6.0
158	BOUMALNE	31.35	5.97	5.0
159	BOUNIA	32.72	5.10	5.0
160	BOU NIZER	34.80	5.34	4.0
161	BOU RACHED	33.88	3.60	5.0
162	BOURED	34.73	4.10	5.0
163	BOUSKOURA	33.45	7.67	6.0
164	BOU TFERDA	32.38	5.83	5.0
165	BOUTROUBA	33.45	5.07	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
166	BOUZAMMA	31.43	9.68	5.0
167	BOUZNIKA	33.82	7.17	3.0
168	BRIKYINE	32.30	8.07	5.0
169	BZOU	32.08	7.42	5.0
170	CAP DES 3 FOURCHES	35.45	2.97	6.0
171	CAP OUILATES	35.15	3.70	4.0
172	CASABLANCA+	33.58	7.65	6.0
173	CHAOUEN	35.17	5.27	4.0
174	CHEMAIA	32.10	8.62	5.0
175	CHICHAOUA	31.55	8.78	6.0
176	CHOUAIRAT	34.00	4.70	4.0
177	COL DE TOUAHER	34.20	4.18	4.0
178	DAOURAT	32.94	8.07	4.0
179	DAR CHAOUI+	35.53	5.73	6.0
180	DAR ECH CHAFI	32.55	7.50	5.0
181	DAR KEBDANI	35.13	3.32	5.0
182	DAR SALEM	34.21	6.32	6.0
183	DAR SI AISSA+	32.38	9.10	4.0
184	DAYET AOUA	33.65	5.03	3.0
185	DAYET HACHLEF	33.54	5.00	5.0
186	DEBDOU	34.00	3.00	5.0
187	DEMNATE	31.73	6.98	6.0
188	DHAR+	31.15	9.53	5.0
189	DHAR LASSERA	33.50	7.13	5.0
190	DOUIRANE	31.22	8.73	5.0
191	DRIDRATE	32.40	9.18	6.0
192	DRIOUCH	34.97	3.40	5.0
193	EL AIOUN	34.58	2.50	5.0
194	EL ALLEB	34.83	1.97	3.0
195	EL ARABE (DOUAR)+	31.50	9.70	5.0
196	EL ARBA DE TAOURIRT	34.93	3.85	5.0
197	EL ARBA DE TROUGOUT+	35.19	3.78	5.0
198	EL BOUCHTIA	34.35	6.43	3.0
199	EL BROUJ	32.52	7.18	5.0
200	EL GARA+	33.28	7.23	6.0
201	EL GHAZOUA+	31.45	9.73	4.0
202	EL GOUZAT	34.50	4.15	5.0
203	EL HADDADA	34.62	4.59	5.0
204	EL HAJEB	33.68	5.37	5.0
205	EL HAMMAM	33.17	5.48	5.0
206	EL HARCHA	33.50	6.15	6.0
207	EL JADIDA	33.25	8.50	5.0
208	EL KANSERA DE BEHT	34.05	5.93	6.0
209	EL KHATOUAT	33.22	6.86	5.0
210	EL KOLEA (DOUAR)	31.48	9.63	4.0
211	EL KOUACH (DOUAR)	31.55	9.62	4.0
212	EL KSIBA	32.57	6.02	4.0
213	EL MALALIYINE	35.62	5.35	3.0
214	EL MENZEH	34.28	6.48	5.0
215	EL MENZEL	33.85	4.53	5.0
216	EL OUALI	33.98	4.78	4.0
217	ERFOUD	31.43	4.23	4.0
218	ER RACHIDIA+	31.75	4.40	5.0
219	ESSAOUIRA	31.52	9.77	6.0
220	ES SEBT	31.53	8.32	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
221	EZ ZHILIGA	33.30	6.53	3.0
222	FASK	29.00	9.85	4.0
223	FEKKOUS	33.72	3.65	4.0
224	FERME JOUET	32.03	9.02	5.0
225	FES	34.06	4.98	6.0
226	FKIH BEN SALEH	32.52	6.68	4.0
227	FNIDEQ	35.85	5.38	5.0
228	FOUM EL ANSAR	32.37	6.27	4.0
229	FOUM ZGUID	30.08	6.88	3.0
230	GHABA GHLIFA	35.03	6.03	6.0
231	GHABA LARACHE	35.12	6.13	5.0
232	GOULIMIME	28.98	10.05	6.0
233	GOULMIMA	31.70	4.93	6.0
234	GOUNDAFA	31.00	8.10	4.0
235	GUEMASSA	31.42	8.40	5.0
236	GUERCIF	34.23	3.35	6.0
237	GUERTITE	34.73	6.12	2.0
238	GUISSER	32.77	7.50	5.0
239	GZANAIA (TRIBU)	34.80	3.80	5.0
240	HAD DRAA	31.58	9.54	3.0
241	HAD EL BRACHOUA	33.67	6.67	3.0
242	HAD JAAFRA	32.35	7.68	5.0
243	HAD KADDOUR	33.83	5.42	5.0
244	HAD KOURT	34.63	5.73	5.0
245	HAD MENABHA	31.98	8.13	5.0
246	HAFAYA	30.42	9.13	7.0
247	HANCHA SIDI ANAR+	34.20	6.67	4.0
248	HASSI BERKANE	34.83	2.88	5.0
249	HMAM	30.82	7.23	3.0
250	I'AZZANENE	35.26	3.10	4.0
251	ICHOURHARH	31.27	9.68	6.0
252	IDA OU AISSA	30.20	9.38	6.0
253	IDA OU GOURD+	31.43	9.64	5.0
254	IDA OU NADIF	29.92	9.08	5.0
255	IDA OU TALIT	31.22	9.72	5.0
256	IDA OU TRHOUNA	30.84	9.70	2.0
257	ID BOUCHNI	29.47	10.08	5.0
258	ID BOUJEMAA	31.13	9.71	5.0
259	ID BOU KTIR	30.89	7.25	4.0
260	ID BOUZID (DOUAR)	30.88	9.75	4.0
261	IDIKEL	32.48	5.47	4.0
262	IDMINE+	31.33	9.80	6.0
263	ID MOUNTIR	31.30	9.70	5.0
264	IDNI	30.92	8.28	6.0
265	ID OU LASRI	31.33	9.72	5.0
266	IFERHERN+	31.25	7.92	6.0
267	IFRANE	33.53	5.12	4.0
268	IFRANE ANTI-ATLAS	29.21	9.50	5.0
269	IJOUKAK	30.99	8.16	6.0
270	IJRAD	31.27	9.70	6.0
271	IKAKERN	30.88	8.95	4.0
272	IKNIOUN	31.17	5.62	5.0
273	ILES CHAFFARINES+	35.18	2.42	6.0
274	IMEJJAT	31.21	9.63	6.0
275	IMERGUERN	30.87	8.21	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
276	IMFOUT	32.72	7.93	5.0
277	IMGRAD	31.18	9.55	5.0
278	IMILCHIL	32.17	5.65	5.0
279	IMI MEKKI	30.52	9.55	8.0
280	IMINI	31.10	7.28	6.0
281	IMI N'TANOUT+	31.18	8.85	6.0
282	IMLIL	31.73	7.02	6.0
283	IMOUZZER DES MARMOUCHA	33.47	4.29	5.0
284	IMOUZZER DU KANDER	33.73	5.02	5.0
285	IMOUZZER IDA OU TANANE	30.68	9.48	6.0
286	IMSOUANE	30.85	9.82	3.0
287	INZOUREN (BOUKOYA)+	35.18	3.98	4.0
288	INEZGANE	30.33	9.53	7.0
289	INOUZGAOUN	31.05	9.47	5.0
290	IRHERM	30.10	8.47	5.0
291	IRHERM N'OUGDAL	31.21	7.42	4.0
292	ITZER+	32.88	5.05	6.0
293	IZNOUREN	35.17	3.85	4.0
294	JBEL OUTKA	34.73	4.82	4.0
295	JEBHA	35.20	4.65	5.0
296	JEMAA DES OULAD ABBOU+	32.63	7.98	4.0
297	JEMAA EL MA BERD+	32.37	8.18	4.0
298	JEMAA SHAIM	32.35	8.85	5.0
299	JEMMALAT+	31.40	9.65	5.0
300	JNANATE	31.62	8.03	5.0
301	JORF	31.50	4.40	5.0
302	KARIA BA MOHAMMED	34.37	5.22	5.0
303	KASBA HAMIDOUCH	31.98	9.35	6.0
304	KASBA TADLA	32.60	6.27	5.0
305	KEF EL RHAR	34.52	4.27	5.0
306	KELAA DES SLES	34.50	4.97	5.0
307	KELAA DES SRAGHNA	32.05	7.40	5.0
308	KENITRA	34.27	6.57	6.0
309	KERROUCHEN	32.80	5.32	7.0
310	KHEMISSET	33.85	6.08	5.0
311	KHENICHET	34.43	5.68	4.0
312	KHENIFRA	32.93	5.67	5.0
313	KHMIS DES ANJRA	35.67	5.30	4.0
314	KHMIS DES BENI AROUSS	35.32	5.63	4.0
315	KHMIS DES TEMSAMAN	35.12	3.63	6.0
316	KHMIS MJADEN	31.83	6.93	5.0
317	KHOURIBGA	32.88	6.90	4.0
318	KODIA TAIFOR	35.67	5.38	4.0
319	KORIMATE	31.45	9.33	2.0
320	KOUMCH	32.65	5.87	5.0
321	KOUZENT	31.07	9.32	3.0
322	KRAKRA	32.37	7.12	5.0
323	KSABI	32.83	4.40	3.0
324	KSAR EL KEBIR+	35.00	5.91	6.0
325	LAARAICH	31.55	9.70	4.0
326	LALLA AZIZA	31.12	8.72	5.0
327	LALLA TAKERKOUST+	31.36	8.14	6.0
328	LARACHE	35.18	6.17	5.0
329	MACHRAA+	31.37	9.57	5.0
330	MACHRA BEL KSIRI	34.58	5.93	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
331	MACHRA BEN ABBOU	32.65	7.80	5.0
332	MACHRA BOU DERRA	34.38	6.07	3.0
333	MACHRA KLILA	34.65	2.98	3.0
334	MACHRA SAFSAF	34.92	2.47	5.0
335	MAISON WATIER	31.53	9.72	6.0
336	MARRAKECH	31.60	8.02	6.0
337	MARTIL	35.62	5.28	5.0
338	MATMATA	34.10	4.55	5.0
339	MEDIOUNA	33.45	7.52	6.0
340	MEHDIA	34.27	6.67	4.0
341	MEJJAT	31.37	8.52	5.0
342	MEKNES	33.88	5.55	6.0
343	MELHA KOURT	34.93	5.05	4.0
344	MELILLA	35.29	2.95	7.0
345	MELLOUSSA	35.73	5.47	4.0
346	MENTAGA	30.63	8.87	3.0
347	MERDMA	31.28	9.67	6.0
348	MERHRAOUA+	33.93	4.05	3.0
349	MESKALA (VILLAGE)+	31.37	9.42	4.0
350	MESKALA (ONAREP)+	31.40	9.42	4.0
351	MESSAOUD (DOUAR)	31.53	9.62	4.0
352	MEZGUITEM	34.48	3.65	4.0
353	MIDAR	34.94	3.53	5.0
354	MIDELT	32.68	4.73	5.0
355	MISSOUR	33.05	3.98	5.0
356	MJARA	34.59	5.24	4.0
357	MKHEINIZA	33.93	6.82	6.0
358	MOHAMMEDIA	33.72	7.40	5.0
359	MOKRISSET	34.92	5.35	6.0
360	MOULAY BOUAZZA	33.25	6.17	5.0
361	MOULAY IDRISS ZEREHOUN	34.07	5.52	5.0
362	MOULAY LAHCEN	33.65	6.09	4.0
363	MSAADA	34.33	5.30	5.0
364	MSEMRIR	31.70	5.82	6.0
365	MSOUN	34.28	3.73	4.0
366	MZEFROUN	34.83	5.75	5.0
367	M'ZOUDA	31.25	8.68	5.0
368	NADOR+	35.18	2.93	5.0
369	NAKHLA (BARRAGE)+	35.45	5.41	6.0
370	NEFSA	30.19	9.19	5.0
371	NKHEILA	33.78	6.68	4.0
372	NOUACER	33.37	7.63	6.0
373	OUAOUIZARHT+	32.17	6.35	7.0
374	OUARZAZATE	30.92	6.91	6.0
375	OUED AHLIL	34.19	4.28	5.0
376	OUED KROUMANE	34.12	5.71	4.0
377	OUED LAOU	35.45	5.10	5.0
378	OUED MASSA	29.97	9.65	5.0
379	OUED RAOUZ	35.68	5.50	5.0
380	OUED ZEM	32.88	6.57	6.0
381	OUEZZANE	34.80	5.57	6.0
382	OUIOUANE	33.14	5.35	6.0
383	OUIRGANE	31.15	8.12	6.0
384	OUJDA+	34.68	1.92	4.0
385	OUKAIMEDEN+	31.21	7.92	6.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
386	OULAD AISSA	30.57	8.60	5.0
387	OULAD ALI	33.47	3.97	6.0
388	OULAD BERREHIL	30.65	8.48	5.0
389	OULAD BOU ALI	32.58	7.07	5.0
390	OULAD JEMAA	34.22	4.67	5.0
391	OULAD MHAMED	33.10	7.08	5.0
392	OULAD OTHMANE	34.47	5.37	4.0
393	OULAD SAID	32.97	7.82	6.0
394	OULAD SEBBAH	33.48	7.37	5.0
395	OULAD SEGHIER	32.87	7.55	5.0
396	OULAD TAIMA+	30.40	9.20	6.0
397	OULAD ZIDOUH+	32.32	6.90	6.0
398	OULMES	33.43	6.02	5.0
399	OUM LAAYOUN	31.67	9.67	3.0
400	OUNARHA	31.48	9.55	4.0
401	OURTZARH	34.55	4.95	5.0
402	OUTAT EL HAJ	33.34	3.70	7.0
403	OUTERBATE	32.15	5.37	5.0
404	PENON DE VELEZ GOMERA	35.17	4.32	6.0
405	RABAT+	34.02	6.83	6.0
406	RAS EL AIN+	32.98	7.47	6.0
407	RAS EL KSAR	33.93	3.84	3.0
408	RAS EL KTIB	33.51	5.72	5.0
409	RAS EL MA	33.98	5.10	4.0
410	RCHIDA	34.00	3.29	5.0
411	REHANA	35.47	5.78	4.0
412	RHAFSAI	34.63	4.91	5.0
413	RIBAT EL KHAIR	33.82	4.42	2.0
414	RICH	32.25	4.50	4.0
415	RIMA	32.82	7.40	5.0
416	ROKEIN	30.30	9.55	5.0
417	ROMMANI	33.55	6.60	4.0
418	SAFI	32.30	9.23	6.0
419	SAGH-SOGH	35.10	6.12	6.0
420	SAHEL	35.28	6.03	4.0
421	SAIDIA	35.08	2.23	6.0
422	SAKA	34.62	3.42	4.0
423	SAKIAT OUED BEHT	33.82	5.92	4.0
424	SALE	34.03	6.83	6.0
425	SEBTA	35.88	5.33	6.0
426	SEBT BENI GORFET(ZARFE	35.25	5.83	4.0
427	SEBT GZOULA	32.12	9.08	5.0
428	SEBT IMGRAD+	31.10	9.65	5.0
429	SEBT NEKNAFA	31.29	9.57	5.0
430	SEFROU	33.83	4.83	5.0
431	SEGANGANE	35.15	3.01	4.0
432	SELOUANE	35.07	2.94	4.0
433	SENOUAL	32.97	5.21	5.0
434	SETTAT	33.00	7.62	6.0
435	SIBARA	33.42	6.75	4.0
436	SIDI ABDELLAH	32.38	7.83	4.0
437	SIDI ABDELLAH(NORD)	34.17	4.33	5.0
438	SIDI AHSINE	33.03	5.93	3.0
439	SIDI ALI OUTOUL	29.18	10.17	4.0
440	SIDI ALLAL TAZI	34.57	6.23	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
441	SIDI AMIRA	34.05	6.67	5.0
442	SIDI AZZOUZ	33.88	6.63	5.0
443	SIDI BENNOUR	32.67	8.43	6.0
444	SIDI BETTACHE	33.58	6.88	5.0
445	SIDI BOU OTHMANE	31.90	7.95	4.0
446	SIDI BOURJA+	31.30	9.67	7.0
447	SIDI BOUSKRI+	33.85	5.52	4.0
448	SIDI CHOUARI	34.09	6.07	5.0
449	SIDI EL AIDI	33.15	7.62	5.0
450	SIDI EL MOKHFI	34.60	4.78	3.0
451	SIDI HAJJAJ	32.90	7.22	4.0
452	SIDI HAMMOU DU MEFTAH+	34.23	3.97	6.0
453	SIDI HARAZEM	34.03	4.88	4.0
454	SIDI KACEM+	34.22	5.71	6.0
455	SIDI KAOUKI	31.37	9.80	5.0
456	SIDI LAABI	33.58	7.35	3.0
457	SIDI LAMINE	32.92	6.07	4.0
458	SIDI MALEK	31.38	9.52	5.0
459	SIDI MOUSSA EL HARATI	34.08	5.97	3.0
460	SIDI MSAHAL	32.37	9.22	5.0
461	SIDI RAHAL	32.78	7.77	5.0
462	SIDI MAACHOU	33.15	8.11	5.0
463	SIDI SLIMANE	34.27	5.92	5.0
464	SIDI YAHYA DU RHARB	34.30	6.32	5.0
465	SIDI YAHYA OU YOUSSEF	32.40	5.38	5.0
466	SIDI YOUSSEF	34.12	6.06	5.0
467	SKHINAT	34.03	4.86	4.0
468	SKHOUR RHAMNA	32.48	7.92	4.0
469	SKHOUR+	32.37	8.18	5.0
470	SKOURA+	33.55	4.55	6.0
471	SKOURA (SUD)	31.07	6.53	3.0
472	SMENTO(NORD)	34.22	6.40	6.0
473	SMIMOU+	31.22	9.71	6.0
474	SOUIHLA	31.70	8.25	5.0
475	SOUK EL BI.HASSANE+	35.35	5.37	5.0
476	SOUK EL ARBA DU RHARB	34.70	6.00	5.0
477	SOUK EL HAD	35.05	5.40	4.0
478	SOUK EL HAD DES MZOURA	32.83	7.90	6.0
479	SOUK EL HAD DES RHARBI	35.20	6.10	4.0
480	SOUK ES SEBT	33.22	6.25	4.0
481	SOUK JEMAA OULAD ABBOU	32.70	7.92	5.0
482	SROUB	30.93	7.28	5.0
483	TAATOFT+	35.03	5.77	5.0
484	TABOUDA	34.72	5.15	6.0
485	TADDERTE	31.35	7.42	5.0
486	TADDOUTE	33.51	4.53	5.0
487	TAFEDNA	31.10	9.87	4.0
488	TAFINGOULT	30.77	8.38	5.0
489	TAFIRA	34.98	4.77	4.0
490	TAFORALT	34.83	2.40	4.0
491	TAFRANNT+	34.62	5.12	6.0
492	TAFRAOUT	29.72	8.98	5.0
493	TAGANNT	29.08	9.77	4.0
494	TAGANT	31.13	9.82	5.0
495	TAGHARAMT	30.92	6.97	5.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
496	TAGHZOUTE NTASSA	34.96	3.82	6.0
497	TAGNANAIT	33.61	4.71	6.0
498	TAGOUNITE	29.97	5.62	4.0
499	TAGUELFT	32.25	6.11	5.0
500	TAGUENZALTE	30.85	7.04	5.0
501	TAHALA	34.07	4.45	5.0
502	TAHANAOUTE	31.33	7.95	5.0
503	TAHAR SOUK	34.67	4.27	5.0
504	TAINESTE+	34.55	4.14	6.0
505	TAIRIST	31.25	9.63	5.0
506	TAJDA	30.88	6.93	4.0
507	TALAT N'MOS	31.05	8.13	7.0
508	TALAT N'YACOUB	30.99	8.20	5.0
509	TALEKJOUNT	30.73	8.55	5.0
510	TALIOUINE	30.53	7.92	5.0
511	TALMESTE	31.84	9.34	5.0
512	TALSINNT	32.59	3.38	7.0
513	TAMANAR	31.00	9.68	5.0
514	TAMELLAKOUTE	30.76	7.38	4.0
515	TAMOUDA	35.55	5.42	4.0
516	TAMRHART	30.55	9.57	5.0
517	TANANNT	31.87	6.93	6.0
518	TANGER	35.78	5.81	6.0
519	TANGARO	31.47	9.77	4.0
520	TANOUNJA	30.97	9.57	5.0
521	TAN-TAN	28.43	11.10	5.0
522	TAOULOUKOULT	31.23	9.03	5.0
523	TAOUNATE	34.70	4.62	5.0
524	TAOUNZA N'ESSADIS	32.30	63.50	4.0
525	TAOURA	30.92	7.30	3.0
526	TAOURIRT	34.42	2.90	4.0
527	TAOURIRT (SUD)	30.92	6.88	4.0
528	TAOURIRT N'TINI	32.52	5.88	5.0
529	TARFAYA	28.94	12.92	3.0
530	TARGUIST	34.94	4.32	5.0
531	TARHZIRT+	32.45	6.20	5.0
532	TARHZOUTE	30.50	9.72	6.0
533	TARMILET	33.40	6.10	4.0
534	TAROUDANNT	30.47	8.88	5.0
535	TARRAST	30.36	9.60	3.0
536	TASRASSART	31.10	9.68	4.0
537	TASSAOUIRGANE	31.17	8.00	3.0
538	TATA	29.75	79.80	5.0
539	TAZA	34.21	4.01	6.0
540	TAZENAKHT	30.58	7.20	5.0
541	TAZETOT	33.15	6.08	4.0
542	TEMDRARA	33.05	2.00	3.0
543	TEROUAL	34.68	5.28	6.0
544	TETOUAN	35.57	5.37	5.0
545	TIDDAS	33.58	6.27	5.0
546	TIDOURINE (DOUAR)	31.28	9.81	4.0
547	TIDZI	31.30	9.72	5.0
548	TIFLET	33.90	6.30	5.0
549	TIFRISTE	35.01	3.54	5.0
550	TIGDIT	31.20	9.77	6.0

Enreg. N°	LOCALITE	LATN	LONW	IMAX
551	TIGMIJJOU+	31.62	9.58	3.0
552	TIGOUDAR	31.26	9.64	5.0
553	TIGUELMAMINE	33.42	5.05	4.0
554	TIRHZA	33.97	3.91	5.0
555	TILOUGGUITE	32.03	6.20	7.0
556	TIMDOUINE	30.57	8.55	5.0
557	TIMLILT	31.02	9.12	4.0
558	TIMOULAYE IZDER	29.15	9.57	4.0
559	TINERHIR	31.53	5.52	6.0
560	TINLIST	32.25	5.42	5.0
561	TIOUINE	30.93	7.26	5.0
562	TIRHEZRATINE	34.57	3.90	5.0
563	TIRRHIST	32.27	5.43	5.0
564	TISFOULA	32.78	5.35	5.0
565	TISSA+	34.30	4.67	5.0
566	TISTOUTINE	34.97	3.15	6.0
567	TIT MELLIL	33.55	7.50	5.0
568	TIZGUI+	31.18	8.18	5.0
569	TIZGUINE	31.30	8.30	5.0
570	TIZI IFRI	34.87	4.27	4.0
571	TIZI MAACHOU	31.08	8.95	4.0
572	TIZNIT	29.70	9.72	5.0
573	TLETA DES BENI OULID	34.58	4.43	5.0
574	TLETA DES HENCHANE	31.53	9.44	5.0
575	TLETA OULAD DLIM	31.97	8.27	5.0
576	TLETA RAISSANA	35.20	5.97	5.0
577	TLETA TASLEFT (AZLAF)	34.90	3.67	5.0
578	TNINE D'ADAI	29.10	9.30	4.0
579	TNINE DES AIT ERKHA	29.36	9.63	4.0
580	TNINE IMI N'TLIT	31.21	9.70	5.0
581	TNINE SIDI EL YAMANI	35.37	5.98	3.0
582	TORRES EL KELAA	35.15	4.32	4.0
583	TORRETA	35.54	5.37	4.0
584	TOUFLIATE	31.47	7.43	5.0
585	TOUNFITE	32.47	5.23	6.0
586	TOURTITE	33.30	5.46	5.0
587	YOUSSOUFIA	32.27	8.53	5.0
588	ZAGOURA+	30.32	5.87	5.0
589	ZAIO+	34.97	2.73	6.0
590	ZAOUIA AHANESAL+	31.85	6.12	7.0
591	ZAOUIA CHERIF	31.65	9.62	3.0
592	ZAOUIA ECH CHEIKH	32.63	5.87	5.0
593	ZERHOUNE (JBEL)	34.02	5.47	6.0
594	ZGUITT	33.38	6.17	4.0
595	ZIDANIA	32.52	6.43	5.0
596	ZOUMI	34.81	5.35	6.0

Annexe 4

Données des lectures du sens du 1er mouvement des stations utilisées pour le mécanisme au foyer du séisme d'Agadir du 29-02-1960.

N°	Station	1er mvt.	Réf.
1	Aberdeen	D	ISS
2	Alicante	D	l.d.
3	Alméria	D	l.d.
4	Athènes	D	ISS
5	Averroës	C	l.d.
6	Bâle	D	ISS
7	Bensberg	D	ISS
8	Beograd	C	BCIS
9	Bratislava	D	l.d.
10	Brebeuf	C	ISS
11	Broken Hill	C	ISS
12	Bulawayo	C	ISS
13	Butte	C	Ö
14	Caracas	C	l.d.
15	Cartuja	D	l.d.
16	Chur	D	ISS
17	Cl.-Ferrand	D	N.M.
18	College	C	ISS
19	Collmberg	C	ISS
20	Columbia C.S.	C	Ö
21	Durham	D	ISS
22	Florence	C	N.M.
23	Garchy	C	ISS
24	Goris	D	V.M.
25	Hamburg	C	ISS
26	Heidelberg	D	Ö
27	Helouan	C	Ö
28	Huancayo	C	ISS
29	Istambul	C	Ö
30	Jérusalem	C	Ö
31	Kew	C	ISS
32	Kishinev	D	V.M.
33	La Paz	C	l.d.
34	Lick	C	ISS
35	Lisbonne	C	ISS
36	Ljubljana	C	ISS
37	Longmire	C	Ö
38	Lvov	D	ISS

N°	Station	1er mvt.	Réf.
39	M'Bour	C	l.d.
40	Mesßtetten	D	l.d.
41	Mineral	D	ISS
42	Morgantown	D	ISS
43	Mt. Hamilton	C	Ö
44	Neuchâtel	D	Ö
45	Nord	D	Ö
46	Nurmijarvi	D	Ö
47	Pasadena	C	Ö
48	Ponta Delgada	C	ISS
49	Poona	D	Ö
50	Porto	C	ISS
51	Potsdam	D	Ö
52	Pulkovo	D	V.M.
53	Rapid City	C	Ö
54	Rathfarnham	C	ISS
55	Ravensburg	D	l.d.
56	Reno	C	ISS
57	Riverview	C	BCIS
58	Rome	C	l.d.
59	Shillong	C	ISS
60	Sodankylä	D	ISS
61	Strasbourg	C	l.d.
62	Stuttgart	C	l.d.
63	Tamanrasset	C	ISS
64	Tbilissi	D	l.d.
65	Tolède	C	l.d.
66	Trieste	C	N.M.
67	Tübingen	D	l.d.
68	Tucson	C	Ö
69	Tumwater	C	Ö
70	Vienne	D	V.M.
71	Uppsala	D	l.d.
72	Uzhgorod	D	V.M.
73	Weston	D	l.d.
74	Witteveen	D	Ö
75	Yerevan	C	V.M.

Abréviations utilisées: l.d.: lecture directe; Ö: Öcal; V.M.:V. Moreira; N.M. Notes et Mémoires; ISS: International Seismological Summary; BCIS: Bureau Centra International de Séismologie.

C: compression; D: dilatation; Réf: référence.

date	heure	LAT N	LONGW	prof	mag	ns	ang	dm	rms	erh	erz	qm
14-10-89	14-18-16.71	35.226	3.831	10.99	2.29	7	308	11.3	.13	3.2	2.8	d3
14-10-89	17-17-29.82	35.065	3.854	6.37	1.49	11	172	5.7	.07	.5	.8	b3
15-10-89	19-25-40.15	35.189	3.844	13.78	1.27	10	231	8.8	.1	1.1	1.5	c3
15-10-89	19-36-16.10	35.182	3.869	9.74	1.63	11	214	6.5	.13	1.2	1.5	c3
16-10-89	03-21-09.02	34.956	3.838	3.52	1.51	14	217	2.2	.15	1	1.2	c3
16-10-89	05-15-55.48	35.071	3.814	9.87	.89	9	149	6.7	.16	1.3	3.4	c3
16-10-89	11-21-20.60	35.161	3.864	10.85	1.67	8	185	5	.11	1.4	1.4	c3
17-10-89	11-41-30.30	35.167	3.875	4.16	1.32	11	190	5.8	.06	.4	.9	c3
17-10-89	13-15-23.68	35.203	3.874	12.79	1.17	14	228	9.7	.11	1	1.2	c3
17-10-89	14-24-24.01	35.175	3.878	5.1	1.27	14	255	5.8	.13	1	1.1	c3
17-10-89	14-47-59.15	35.186	3.842	5.62	1.17	13	266	8	.14	1.6	1	c3
17-10-89	17-39-50.58	35.164	3.880	6.02	1.66	19	238	5.6	.14	.8	.8	c3
18-10-89	07-49-10.17	35.148	3.901	.61	1.4	19	207	4.9	.14	.7	6.3	d3
18-10-89	08-41-40.69	35.16	3.881	3.94	1.5	16	234	5.8	.12	.8	1.3	c3
18-10-89	09-02-24.28	35.174	3.853	5.4	1.29	15	259	8	.12	.8	1.5	c3
18-10-89	12-00-33.53	35.187	3.848	4.68	0	13	167	7.3	.07	.5	1.2	b3
18-10-89	17-08-13.95	34.989	3.840	8.76	.97	9	183	3	.08	.9	.9	c3
18-10-89	18-11-23.57	35.146	3.810	6.2	2.01	17	153	5.9	.08	.3	.7	b3
19-10-89	02-28-37.59	35.175	3.842	6.92	1.29	23	126	6.9	.12	.4	.8	b2
19-10-89	04-57-26.31	35.172	3.819	13.7	1.16	8	161	5.7	.04	.6	.7	b3
19-10-89	06-17-58.96	35.175	3.842	3.17	1.64	22	126	6.9	.08	.2	1.1	b3
19-10-89	11-27-17.56	35.160	3.832	7.43	1.41	17	128	5.7	.07	.4	.7	b3
19-10-89	11-39-26.30	35.084	3.837	9.3	1.29	10	148	4.2	.08	.6	.8	b3
19-10-89	18-58-05.80	35.406	3.952	.61	1.62	14	297	25.3	.9	1.2	29.5	d2
19-10-89	19-31-12.46	35.198	3.851	7.98	1.66	17	155	7.4	.9	.5	.9	b3
19-10-89	21-51-17.15	35.082	3.831	7.92	1.61	22	153	4.8	.9	.3	.8	b3
19-10-89	23-10-05.22	35.233	3.812	.27	1.18	13	238	5	.13	1.7	40.8	d3
19-10-89	23-33-38.45	35.185	3.850	10.38	1.23	22	138	7.6	.9	.4	.9	b3
20-10-89	12-31-15.98	34.890	3.936	12.09	1.24	13	279	8.3	.13	1.3	1	c3
20-10-89	12-39-57.28	34.847	3.944	12.06	1.93	19	276	12.8	.13	1.1	1	c2
20-10-89	13-07-12.40	35.083	3.955	6.14	2.69	22	63	.7	.13	.4	.7	a3
20-10-89	18-15-29.23	34.964	4.165	4.17	1.79	20	282	6.3	.13	1	1.3	c3
20-10-89	23-07-13.55	35.233	4.122	5.56	1.95	20	264	9.3	.9	.6	.3	c3
21-10-89	00-11-13.50	35.156	3.839	7.75	1.17	16	140	5	.08	.4	.7	b3
21-10-89	00-41-42.19	35.165	3.852	6.16	1.02	19	125	5.6	.11	.4	.8	b3
21-10-89	01-29-12.48	35.106	3.795	8.92	.9	12	241	6.3	.07	.8	.9	c3
21-10-89	03-07-41.37	35.08	3.958	6.51	1.17	15	115	8.8	.08	.3	.8	b3
21-10-89	03-56-50.23	35.178	3.857	8.09	2.13	21	129	6.9	.12	.4	.9	b3
21-10-89	04-21-33.95	35.171	3.840	6.5	1.22	15	129	6.5	.12	.5	.8	b3
21-10-89	04-40-25.09	35.125	3.819	9.14	1.25	15	174	4.1	.11	.6	1.2	b3

date	heure	LAT N	LONGW	prof	mag	ns	ang	dm	rms	erh	erz	qm
21-10-89	05-30-44.68	35.164	3.838	8.45	1.12	14	135	5.8	.07	.4	.9	b3
21-10-89	06-40-50.38	35.084	3.954	6.04	1.13	19	72	.6	.11	.4	.6	a3
21-10-89	11-00-01.30	35.156	3.827	6.83	1.71	19	134	5.5	.1	.5	1.3	b3
21-10-89	14-08-11.39	35.211	3.865	11.48	.88	14	170	7.8	.06	.4	.6	b3
21-10-89	16-13-00.99	35.106	3.915	13.96	.91	13	93	4.9	.13	1.1	2.7	b3
21-10-89	17-34-02.76	35.088	3.952	10.02	.96	19	68	.8	.12	.5	.9	a3
21-10-89	20-55-58.57	35.079	3.851	7.53	.85	16	181	4.2	.9	.5	.7	c3
22-10-89	01-34-44.80	35.172	3.849	5.67	1.26	19	123	6.4	.11	.4	.7	b3
22-10-89	02-53-33.17	35.197	3.858	0	1.13	11	153	7.9	.1	.4	12.1	c3
22-10-89	09-32-48.13	35.195	4.049	5.8	1.63	22	190	5.6	.9	.4	.3	c3
23-10-89	02-49-58.22	35.177	3.734	10.02	2.25	23	246	4.5	.11	.8	.7	c3
23-10-89	03-59-31.70	35.03	3.832	6.97	1.04	20	154	3.9	.08	.3	.6	b3
23-10-89	04-52-14.00	35.19	3.736	5.87	1.71	23	260	3.5	.9	.6	.3	c3
23-10-89	04-59-20.00	35.167	3.826	8.5	1.6	24	127	6.6	.1	.4	.8	b3
23-10-89	06-39-31.22	35.131	3.800	7.41	1.18	17	187	6	.2	1.1	1.7	c3
23-10-89	06-41-08.24	35.064	4.012	9.2	1.77	23	88	3.6	.11	.4	.7	a3
23-10-89	07-59-01.22	35.130	3.823	10.19	.76	15	167	3.9	.9	.4	.9	b3
23-10-89	08-09-44.68	35.170	3.824	10.93	.99	18	138	6.1	.08	.5	.7	b3
23-10-89	19-52-07.62	34.972	4.131	9.25	2.2	21	245	5.4	.12	.9	.7	c3
23-10-89	23-56-04.09	35.160	3.833	7.99	.95	17	128	5.6	.1	.5	.9	b3
24-10-89	02-04-09.64	35.185	4.058	7.37	.8	18	224	5.1	.11	.9	1.1	c3
24-10-89	03-15-41.91	35.345	3.958	4.61	1.77	21	280	18.5	.07	.5	.3	c2
24-10-89	08-32-26.78	35.184	3.847	12.5	1.36	13	167	7.3	.14	1.1	1.3	c3
24-10-89	13-28-04.25	35.156	3.826	8.29	1.38	20	120	5.6	.9	.4	.8	b3
24-10-89	17-10-27.72	35.1	4.095	9.72	1.06	11	203	8.8	.11	.9	1.7	c3
24-10-89	21-45-52.75	35.153	3.84	7.82	.86	8	142	4.6	.1	.9	1.7	b3
25-10-89	08-28-15.41	35.176	3.863	8.95	1.65	27	157	6.7	.07	.2	.4	b3
25-10-89	15-46-03.23	35.157	3.832	11.15	1.3	23	124	5.4	.11	.5	.7	b3
26-10-89	04-58-46.69	35.175	3.844	12.44	1.1	15	152	6.8	.9	.6	1.1	b3
26-10-89	11-29-09.04	35.156	3.828	8.05	1.31	22	102	5.5	.1	.4	.8	b3
26-10-89	14-22-16.83	35.188	3.853	7.69	1.01	23	142	7.8	.11	.5	1	b3
26-10-89	15-43-50.96	34.851	3.917	.71	1.71	21	276	10.8	.13	.8	10.1	d3
26-10-89	19-43-11.50	35.187	3.863	9.56	.98	21	175	7.1	.06	.2	.4	b3
26-10-89	20-56-13.84	35.093	4.114	8.43	1.12	24	165	6.4	.9	.4	.9	b3
27-10-89	00-54-51.66	34.998	3.863	15.7	.67	9	128	1.7	.13	1.7	2.3	b3
27-10-89	01-04-41.18	35.191	3.861	7.52	1.13	21	173	7.4	.9	.4	.9	b3
27-10-89	02-14-23.20	35.026	3.861	10.04	.97	22	113	1.8	.1	.4	.5	b3
27-10-89	02-45-26.31	35.159	3.884	6.32	1.26	22	109	5.1	.12	.4	.8	b3
27-10-89	23-12-11.95	35.092	3.957	7.24	.89	17	73	1.4	.9	.4	.8	a3
27-10-89	23-54-58.75	34.836	3.643	5.79	2.67	31	310	21.5	.21	1.7	1.4	c2

date	heure	LAT N	LONGW	prof	mag	ns	ang	da	rms	erh	erz	qa
28-10-89	01-44-19.20	35.191	3.848	10.44	.98	24	146	7.2	.9	.4	.6	b3
28-10-89	02-49-26.06	35.254	4.01	5.15	1.2	12	246	3.7	.12	1.3	.9	c3
28-10-89	05-09-59.07	35.351	4.018	5.13	1.32	16	286	13.5	.14	1.3	.8	c2
28-10-89	05-53-20.58	34.826	4.196	10.02	1.82	24	302	21.9	.1	6.1	6.9	d2
28-10-89	05-53-39.07	34.840	4.168	8.31	1.56	20	295	20	.1	.6	1.4	c2
28-10-89	06-02-31.18	34.902	4.096	12.8	2.05	19	259	13.5	.19	1.6	1.5	c3
28-10-89	06-53-27.04	34.831	4.176	12.9	1.55	16	298	21.1	.14	1.3	2.5	c2
28-10-89	06-54-20.63	35.233	4.202	6.02	1.64	13	282	12.6	.9	1.9	2.4	c2
28-10-89	08-31-10.00	34.876	4.150	10.66	2.53	26	284	15.9	.11	.7	1.3	c2
28-10-89	08-32-24.02	34.851	4.169	9.97	2.03	23	293	18.8	.1	.7	.4	c2
28-10-89	08-45-19.86	34.900	4.172	17.36	1.24	11	294	13.4	.1	2	1.5	c2
28-10-89	08-46-12.26	34.872	4.147	6.16	1.66	21	284	16.4	.15	1	6	d2
28-10-89	08-53-42.49	34.888	4.141	10.07	1.65	17	278	14.6	.13	1.2	1.4	c3
28-10-89	08-54-02.25	34.904	4.116	6.57	1.93	19	265	13	.15	1.2	2.5	c2
28-10-89	08-57-38.83	35.428	3.905	2.8	1.67	15	320	22.4	.9	.9	1.1	c2
28-10-89	09-50-39.95	34.861	4.170	11.04	2.28	17	292	17.7	.07	1	1	c2
28-10-89	09-51-36.17	34.869	4.161	10.01	1.85	20	288	16.7	.2	1.7	3.3	c2
28-10-89	13-18-46.33	35.187	3.851	4.51	1.19	8	167	7.7	.04	.3	1.2	b3
28-10-89	15-12-30.83	35.160	3.831	7.33	1.1	12	128	5.7	.12	.9	1.9	b3
28-10-89	21-25-05.40	35.144	4.123	1.35	1.28	10	235	1.6	2.23	17.2	21.3	d3
28-10-89	21-31-26.79	35.041	3.852	6.65	.84	19	121	3.6	.9	.3	.7	b3
28-10-89	21-54-35.54	35.059	3.814	7.55	.72	9	154	7.2	.06	.6	1.3	b3
28-10-89	22-33-46.31	35.167	3.831	8.5	.89	20	136	6.4	.08	.4	.7	b3
29-10-89	02-10-26.95	34.899	4.14	11.53	1.45	16	275	13.3	.9	1.2	1	c2
29-10-89	02-45-20.66	34.974	3.808	7.12	1.05	16	205	1.1	.14	.9	1.1	c3
29-10-89	03-21-26.89	34.805	4.173	1.5	1.29	10	301	23.8	.17	3.6	42.7	d3
29-10-89	03-28-32.38	35.164	3.834	7.2	1.32	24	111	6	.9	.3	.7	b3
29-10-89	04-15-04.89	35.184	3.864	6.32	1.4	27	137	7	.1	.3	.7	b3
29-10-89	04-29-09.72	34.930	3.831	7.31	.32	9	255	1.7	.05	.6	.6	c3
29-10-89	05-25-25.34	35.170	3.866	9.37	1.32	28	121	6	.08	.2	.5	b3
29-10-89	05-28-38.23	35.170	3.864	9.2	1.42	27	121	6	.1	.3	.6	b3
29-10-89	05-51-16.79	35.170	3.865	9.09	1.75	26	121	6	.08	.2	.5	b3
29-10-89	06-09-16.03	35.174	3.850	11.76	1.17	21	124	6.5	.08	.4	.6	b3
29-10-89	06-23-37.25	35.190	3.862	8.06	1.2	25	144	7.3	.11	.4	.8	b3
29-10-89	06-35-27.14	35.172	3.865	9.42	1.36	23	122	6.2	.08	.3	.5	b3
29-10-89	09-27-16.98	35.172	3.848	7.9	1.79	29	122	6.4	.1	.3	.6	b3
29-10-89	11-54-57-74	34.977	4.146	6.28	1.76	18	259	4.7	.13	1.2	1.2	c3
29-10-89	18-39-12.96	34.838	4.189	6.97	1.25	8	299	20.5	.1	2.3	9.7	d3
29-10-89	19-40-27.51	34.968	3.840	7.17	1.19	19	102	1.9	.11	.6	.7	b3
29-10-89	20-35-10.26	35.165	3.835	7.27	1.03	22	113	6	.08	.3	.7	b3
29-10-89	22-50-43.30	35.217	3.861	9.60	.85	13	179	8.3	.9	.6	1.3	b2
30-10-89	02-02-29.10	35.175	3.861	9.85	1.03	23	155	6.5	.08	.3	.5	b2
30-10-89	02-50-07.11	35.018	3.942	11.89	.9	20	71	6.7	3.12	13.1	21.6	c2
30-10-89	03-37-25.38	35.151	3.845	10.43	.77	13	140	4.2	.08	.5	.6	b3
30-10-89	03-53-26.11	35.179	3.869	9.43	1.73	26	130	6.5	.9	.3	.6	b3
30-10-89	03-53-52.14	35.172	3.864	10.03	2.17	27	123	6.2	.07	.3	.4	b3
30-10-89	04-25-32.53	35.170	3.851	10.03	1.31	24	121	6.2	.07	.3	.4	b3
30-10-89	10-16-33.94	35.068	3.823	8	1.09	19	142	6.5	.9	.4	.7	b3
30-10-89	11-08-03.42	34.831	3.984	1.42	1.04	8	318	14.5	.08	1.9	17.7	d3
30-10-89	17-42-31.02	34.891	4.165	5.75	1.47	17	285	14.3	.11	1.2	.6	c3
30-10-89	20-00-16.95	35.000	3.85	6.83	1.29	24	123	2.3	.9	.4	.6	b3
30-10-89	21-06-23.30	35.16	3.834	7.71	1.15	26	128	5.5	.9	.3	.6	b3
30-10-89	23-49-55.83	35.158	3.825	8.93	.73	15	123	5.9	.9	.5	.8	b3
30-10-89	23-54-56.19	35.007	3.863	11.67	.76	18	103	.8	.11	.6	.9	b3
31-10-89	03-01-38.23	35.171	3.862	7.9	.8	14	150	6.1	.08	.4	.8	b3
31-10-89	04-37-29.07	35.086	3.835	7.79	1.08	22	122	4.1	.1	.3	.7	b3
31-10-89	05-07-54.59	35.254	3.575	9.45	1.55	18	315	18.6	.9	.9	.5	c2
31-10-89	05-15-27.27	35.054	3.555	3.86	1.35	18	292	21.1	.11	.8	1.4	c2
31-10-89	05-21-12.58	35.270	3.564	13.87	1.41	13	320	20.1	.06	1	.8	c2
31-10-89	08-21-05.58	34.963	4.150	10.46	1.52	27	266	6.2	.9	.6	.5	c3
31-10-89	13-54-23.23	35.166	3.823	10.8	1.76	22	135	6.3	.9	.5	.9	b3
31-10-89	20-13-03.78	34.998	3.848	7.42	.96	20	114	2.4	.08	.3	.5	b3
31-10-89	20-27-29.79	35.019	4.035	7.51	1.02	26	134	4.1	.1	.3	.6	b3
31-10-89	21-44-54.86	35.183	3.852	8.24	.85	16	167	7.8	.08	.4	.7	b3
01-11-89	15-44-44.26	35.156	3.856	8.78	.81	14	128	4.6	.11	.6	1.2	b3
02-11-89	03-12-46.45	35.175	3.842	9.62	1.39	24	125	6.9	.1	.4	.7	b3
02-11-89	04-09-48.44	35.145	3.823	7.15	.66	13	107	4.9	.07	.4	.9	b3
02-11-89	04-34-35.91	35.187	3.865	8.63	1.4	24	140	7	.9	.3	.8	b3
02-11-89	04-47-46.09	35.110	4.257	1.74	1.43	15	300	14.4	.1	.9	5.5	d3
02-11-89	11-43-55.87	35.212	4.168	1.33	1.93	10	305	8.7	.06	1.1	3.3	c2
02-11-89	12-03-50.96	35.189	3.867	10.56	1.67	19	142	6.9	.1	.4	1	b3
02-11-89	18-43-34.02	35.210	4.001	2.39	1.46	17	166	3.6	.05	.3	.7	b3
02-11-89	20-47-24.87	34.842	3.668	1.4	.97	9	311	19.2	.59	14.8	137	d2
03-11-89	00-07-19.26	35.166	4.353	12.77	1.62	23	315	22.5	.16	1.3	2.4	c2
03-11-89	03-22-07.40	34.731	4.213	4.76	1.49	13	326	34	.21	19.9	50	d3
03-11-89	18-21-48.74	35.182	3.857	8.53	1.1	22	163	7.4	.9	.4	.8	b3
03-11-89	20-42-40.55	35.165	3.855	8.55	1.36	23	116	5.6	.9	.3	.6	b3
03-11-89	23-13-37.50	35.167	3.833	8.74	.68	14	137	6.3	.11	.6	1.1	b3
04-11-89	01-29-57.30	35.175	3.858	5.98	1.38	25	126	6.5	.12	.4	.5	b3
04-11-89	03-40-24.35	35.162	3.853	8.87	1.24	21	113	5.2	.07	.3	.5	b3
04-11-89	12-24-38.00	35.040	4.177	10.33	1.33	18	273	11.7	.18	1.8	1.7	c3
04-11-89	20-10-31.58	35.169	3.852	8.96	1.21	24	145	6	.9	.4	.6	b3
04-11-89	21-34-56.77	35.167	3.848	10.03	1.24	24	117	5.9	.9	.3	.5	b3
04-11-89	22-14-53.25	35.169	3.825	9.83	1.17	24	137	6.4	.08	.3	.5	b3
05-11-89	08-30-50.22	35.203	3.862	9.17	1.32	21	161	7.7	.1	.4	.7	b3
05-11-89	20-58-08.34	35.025	3.855	9.13	1.27	18	117	1.9	.9	.4	.7	b3
07-11-89	05-55-21.48	35.167	3.864	12.63	1.31	25	145	5.7	.13	.5	.9	b3
07-11-89	20-08-55.34	35.018	4.043	9.51	.98	22	139	4	.1	.3	.8	b3
07-11-89	20-30-43.63	35.021	4.035	7.71	1.66	25	148	3.9	.08	.3	.6	b3
07-11-89	21-05-18.11	35.062	3.876	8.55	1.58	25	100	5.6	.11	.3	.8	b3
07-11-89	21-08-05.57	35.060	3.868	9.10	2.08	28	106	5.3	.12	.3	.7	b3
07-11-89	21-09-06.18	35.058	3.867	8.62	1.52	27	107	5.1	.1	.3	.6	b3
07-11-89	21-09-38.08	35.064	3.867	9.75	1.4	26	106	5.7	.12	.4	.8	b3
07-11-89	21-09-52.34	35.059	3.870	8.81	1.23	26	105	5.3	.1	.3	.7	b3
07-11-89	21-10-03.13	35.055	3.879	9.83	2.05	25	99	4.9	.9	.3	.6	b3
07-11-89	21-10-48.37	35.068	3.882	9.16	2.52	25	96	5.6	.08	.2	.5	b3
07-11-89	21-13-03.60	35.071	3.877	8.03	1.09	19	122	5.1	.12	.4	.8	b3
07-11-89	21-15-02.00	35.061	3.870	9.03	1.38	24	105	5.4	.1	.3	.7	b3
07-11-89	21-18-12.90	35.063	3.872	9.77	1.19	24	103	5.7	.12	.4	.9	b3
07-11-89	21-21-01.27	35.064	3.877	8.02	1.85	24	99	5.8	.14	.4	.9	b3
07-11-89	21-21-28.14	35.060	3.871	9.95	1.27	19	104	5.3	.12	.5	.9	b3
07-11-89	21-24-24.28	35.067	3.862	9.97	.99	17	109	5.4	.9	.4	.7	b3
07-11-89	21-25-32.37	35.072	3.882	9.03	1.63	22	112	5.1	.11	.4	.7	b3
07-11-89	21-26-50.88	35.065	3.869	9.64	1.04	23	105	5.7	.11	.4	.8	b3
07-11-89	21-26-58.27	35.072	3.812	4.76	1.23	24	151	6.7	.9	.3	.8	b3
07-11-89	21-28-08.89	35.066	3.894	7.47	1.31	24	89	5.2	.11	.3	.7	a3
07-11-89	21-31-18.94	35.068	3.877	9.49	1.6	25	99	5.4	.12	.4	.7	b3
07-11-89	21-39-58.31	35.067	3.868	9.52	1.12	26	105	5.5	.1	.3	.6	b3
07-11-89	21-40-29.90	35.117	3.918	3	.93	24	72	4.7	5.12	11.9	37.4	c3
07-11-89	21-40-56.19	35.068	3.874	9.54	1.19	28	100	5.4	.11	.3	.6	b3
07-11-89	21-44-24.12	35.065	3.881	8.15	1.4	24	97	5.8	.1	.3	.7	b3
07-11-89	21-47-43.40	35.070	3.880	9.37	.92	17	119	5.3	.9	.4	.6	b3
07-11-89	21-49-01.94	35.068	3.874	8.88	1.01	23	101	5.3	.12	.4	.7	b3
07-11-89	21-53-03.81	35.064	3.874	10.55	1.02	21	101	5.8	.1	.3	.7	b3
07-11-89	21-54-47.29	35.066	3.871	9.72	1.02	26	103	5.5	.11	.3	.6	b3
07-11-89	22-01-08.55	35.061	3.877	9.41	1.41	27	100	5.5	.1	.3	.6	b3
07-11-89	22-02-02.58	35.064	3.876	9.37	1.65	28	100	5.8	.11	.3	.6	b3
07-11-89	22-14-14.44	35.065	3.877	10.93	1.07	23	99	5.7	.9	.3	.5	b3
07-11-89	22-16-23.23	35.067	3.870	10.63	1.05	23	104	5.4	.9	.3	.6	b3
07-11-89	22-35-32.40	35.066	3.876	9.25	1.22	20	101	5.4	.8	.3	.7	b3
07-11-89	22-50-02.21	35.066	3.861	8.22	1.08	23	110	5.5	.8	.3	.7	b3
09-11-89	23-07-30.14	35.163	3.861	8.14	1.35	24	114	5.3	.08	.3	.6	b3
09-11-89	21-42-08.19	35.087	3.947	4.66	1.01	24	64	.5	.12	.3	.6	a3
09-11-89	19-54-52.14	35.058	3.958	7.95	1.69	26	60	1.3	.11	.3	.7	a3
09-11-89	19-29-40.15	35.161	3.855	8.66	1.07	22	112	5.1	.9	.3	.7	b3
09-11-89	18-32-06.89	35.065	3.878	10	1.22	27	99	5.8	.11	.3	.5	b3
09-11-89	16-41-28.00	35.072	3.869	8.42	1.16	22	127	4.9	.11	.4	.6	b3
09-11-89	07-25-23.46	35.168	3.871	7.25	1.65	23	119	5.9	.9	.3	.6	b3
09-11-89	07-19-32.89	34.936	4.161	15.55	1.54	18	277	9.3	.08	.5	.8	c2
09-11-89	04-58-34.45	35.068	3.871	8.28	.87	19	103	5.3	.12	.4	.8	b3
09-11-89	01-42-38.59	35.188	3.826	11.29	1.56	25	140	5.4	.9	.4	.7	b3
08-11-89	23-18-57.57	35.161	3.858	9.24	1.25	29	111	5	.08	.2	.5	b3
08-11-89	23-06-50.17	35.061	3.862	8.58	.91	21	110	5.4	.12	.4	.8	b3
08-11-89	22-49-11.70	35.085	4.143	11.3	1.48	21	220	7.3	.1	.6	.8	c3
08-11-89	21-22-29.00	35.105	3.627	3	1.58	17	276	13.1	.1	1	3.7	c3
08-11-89	19-27-01.11	35.065	3.868	9.78	1.27	22	105	5.6	.13	.4	.8	b3
08-11-89	19-22-15.07	35.222	4.042	25.37	2.31	16	234	4.4	.28	2.7	4	d3
08-11-89	19-14-10.81	35.174	3.835	10.57	1.13	15	147	6.8	.06	.4	.6	b3
08-11-89	14-45-55.07	34.820	4.139	16.58	1.96	11	308	22.2	.12	2	3.3	c2
08-11-89	13-49-13.80	35.070	3.869	9.67	1.52	25	103	5.1	.13	.4	.8	b3
08-11-89	10-54-39.04	35.167	3.855	7.96	1.29	21	143	5.8	.9	.3	.6	b3
08-11-89	06-00-50.69	35.067	3.867	7.45	1.03	15	106	5.5	.9	.4	.8	b3
08-11-89	04-17-37.11	35.181	3.859	8.17	1.46	24	134	7.3	.07	.2	.6	b3
08-11-89	03-07-28.44	35.072	3.868	7.19	.8	14	104	4.9	.1	.4	.9	b3
08-11-89	01-54-45.01	35.066	3.872	9.28	1.19	25	103	5.6	.12	.4	.8	b3
08-11-89	01-34-56.52	35.063	3.873	9.99	1.01	24	103	5.6	.11	.4	.7	b3
08-11-89	01-30-44.21	35.059	3.869	9.57	1.46	24	106	5.2	.11	.3	.7	b3
08-11-89	01-20-16.18	35.059	3.880	7.87	1.06	22	98	5.4	.1	.3	.6	b3
08-11-89	01-11-16.30	35.06	3.866	10.22	1.05	21	108	5.3	.12	.4	.7	b3
08-11-89	00-04-44.82	35.062	3.877	9.47	2.04	25	100	5.5	.11	.3	.7	b3
08-11-89	00-01-06.88	35.057	3.871	9.55	1.61	27	105	5	.11	.3	.7	b3
07-11-89	23-44-40.43	35.069	3.870	7.82	1.12	25	103	5.3	.13	.4	.8	b3
07-11-89	23-41-26.47	35.063	3.867	9.12	.92	19	106	5.7	.11	.4	.8	b3
07-11-89	23-16-11.84	35.062	3.876	9.66	.92	20	100	5.6	.08	.3	.6	b3
07-11-89	23-13-11.23	35.06	3.872	9.77	1.7	25	103	5.3	.08	.3	.5	b3
07-11-89	23-12-22.23	35.069	3.850	7.42	1	12	136	5.4	.08	.4	.7	b3
07-11-89	22-40-32.55	35.072	3.871	7.89	.7	12	123	4.9	.08	.5	.8	b3
07-11-89	22-39-36.18	35.064	3.862	8.63	.91	15	126	5.7	.9	.4	.8	b3
07-11-89	22-33-44.53	35.061	3.879	8.49	1.68	26	99	5.5	.11	.3	.7	b3

date	heure	LAT N	LONGW	prof	mag	ns	ang	de	res	erh	erz	qb
15-11-89	20-22-34.54	35.201	3.868	7.82	.91	20	156	7.1	.9	.4	.7	b3
16-11-89	00-18-04.95	35.091	3.828	7.79	.96	17	124	4.1	.1	.4	.7	b3
16-11-89	02-26-52.86	35.082	3.947	5.05	1.18	29	65	.1	.11	.3	.5	a3
16-11-89	04-52-54.50	35.148	3.817	6.82	1.14	26	146	5.5	.12	.4	1	b3
16-11-89	07-46-40.56	34.9	3.863	3.93	1.08	16	269	3.6	.9	.8	.7	c3
16-11-89	08-16-58.94	35.036	3.814	5.5	1.21	25	161	5.7	.9	.3	.5	b3
16-11-89	08-17-26.14	35.104	3.778	.2	1.05	18	142	4.1	.1	.4	15.6	c3
16-11-89	16-02-45.65	35.176	3.850	7.71	.82	14	154	6.8	.08	.4	.8	b3
16-11-89	23-10-42.66	34.963	3.845	.11	.76	14	110	2.5	.07	.6	.6	b3
17-11-89	03-35-13.56	35.148	3.593	8.66	1.27	12	293	15.9	.08	1.2	1.2	c3
17-11-89	03-40-05.02	34.952	4.182	5.55	1.85	27	283	8.2	.13	.8	.4	c2
17-11-89	04-34-37.71	34.945	4.164	9.95	1.01	14	284	8.3	.9	.9	.5	c2
17-11-89	05-08-23.53	35.131	3.604	6.03	1.22	14	287	14.8	.06	.7	2.1	c2
17-11-89	07-00-24.31	35.196	3.832	7.95	1.28	28	153	5.7	.11	.5	.8	b3
17-11-89	10-40-06.60	34.990	3.972	8.08	1.13	22	110	3.2	.11	.4	.7	b3
17-11-89	15-26-53.26	35.037	3.773	2.73	1.41	11	253	8.6	.08	.8	2.8	c3

date	heure	LAT N	LONGW	prof	mag	ns	ang	de	res	erh	erz	qb
16-11-89	02-05-24.12	35.157	3.856	6.64	1.49	25	108	4.6	.9	.3	.6	b3
16-11-89	02-44-52.54	35.19	3.862	7.1	1.35	21	143	7.3	.1	.3	.9	b3
16-11-89	02-47-05.63	35.065	3.945	5.3	.96	19	66	.4	.9	.3	.6	a3
16-11-89	02-47-19.41	35.087	3.950	5	.92	18	70	.5	.9	.3	.5	a3
16-11-89	02-55-56.19	35.085	3.947	6	1.78	28	65	.3	.1	.2	.3	a3
16-11-89	03-16-46.20	35.172	3.846	7.04	1.2	22	122	6.4	.08	.3	.6	b3
16-11-89	07-18-55.94	35.061	3.872	8.23	1.22	19	124	5.5	.1	.3	.6	b3
16-11-89	15-44-12.63	35.167	3.833	9.66	1.19	16	137	6.3	.9	.5	.9	b3
16-11-89	19-31-20.50	34.985	4.021	13.03	1.12	19	171	5.6	.05	.3	.4	b3
16-11-89	19-34-09.71	34.989	4.020	12.65	1.2	24	164	5.8	.11	.5	.8	b3
16-11-89	02-03-20.83	34.982	4.018	12.61	1.07	15	174	5.2	.9	.6	.8	b3
16-11-89	03-14-55.24	35.169	3.842	9.21	.9	17	142	6.2	.07	.4	.7	b3
16-11-89	05-14-05.79	35.179	3.852	4.45	1.03	9	160	7.1	.06	.4	1.1	b3
16-11-89	06-52-30.87	35.155	3.836	5.99	1.58	26	103	5	.11	.3	.4	b3
16-11-89	07-02-43.41	35.196	3.85	6.25	1.18	15	178	7.3	.06	.3	.8	b2
16-11-89	07-14-18.54	35.173	3.855	4.77	1.3	26	124	6.4	.12	.3	1	b3
16-11-89	09-22-31.91	35.071	3.868	8.55	.83	16	104	5	.1	.4	.8	b3
16-11-89	10-51-14.48	35.160	3.861	8.49	.87	12	135	5.3	.08	.6	1	b3
16-11-89	13-25-43.03	35.172	3.863	9.2	1.37	24	123	6.2	.08	.3	.6	b3
16-11-89	13-26-28.09	35.172	3.863	8.32	.88	18	152	6.2	.9	.4	.8	b3
16-11-89	15-42-16.72	35.166	3.849	9.84	1.13	17	141	5.8	.08	.3	.5	b3
16-11-89	18-40-59.67	35.089	3.948	6.48	2.19	29	65	.2	.12	.3	.6	a3
16-11-89	19-59-19.72	35.084	3.943	6.2	2.04	26	66	.4	.1	.3	.5	a3
16-11-89	20-01-43.45	35.086	3.943	6.05	.95	13	130	.5	.9	.4	.6	b3
16-11-89	21-50-56.65	35.160	3.614	9.16	1.48	15	266	13.9	.1	1.2	1.6	c3
16-11-89	22-01-09.56	35.206	3.844	9.33	1.08	15	201	6.7	.13	.9	1.3	c3
16-11-89	22-08-33.59	34.969	3.878	6.23	.66	10	127	1.7	.07	.5	.7	b3
16-11-89	01-25-08.44	35.082	3.855	9.18	1.53	26	109	3.9	.08	.3	.5	b3
16-11-89	01-28-09.41	34.922	4.265	11.43	1.81	16	301	15.4	.9	2.5	1.8	c2
16-11-89	03-47-48.63	35.176	3.862	7.01	1.14	27	156	6.7	.12	.4	.8	b3
16-11-89	05-49-36.03	35.148	3.861	6.93	.67	9	129	3.7	.9	.5	.9	b3
16-11-89	11-07-53.74	34.938	4.121	31.82	2.57	24	254	9.3	.14	1.2	1.2	c2
16-11-89	13-10-25.60	35.216	4.104	5.02	1.23	19	257	7.2	.12	.7	.5	c3
16-11-89	07-17-23.21	35.229	4.099	5.76	2.32	23	256	8	.1	.7	.3	c3
16-11-89	10-39-41.06	35.138	3.838	5.81	1.19	26	89	3.3	.9	.3	.3	a3
16-11-89	16-17-34.37	35.171	3.833	9.35	.76	12	143	6.7	.07	.5	.9	b3
16-11-89	17-24-07.86	34.884	4.137	12.19	1.43	22	278	15	.16	1.1	1.3	c3
16-11-89	21-44-33.62	35.188	3.857	8.2	1.26	30	142	7.8	.11	.3	.7	b3
16-11-89	16-58-43.57	35.164	3.855	9.97	1.29	29	114	5.4	.11	.3	.4	b3

ABREVIATIONS UTILISEES

B.C.I.S.: Bureau Central International de Sismologie.

B.E.R.S.S.I.N.: Bureau d'Evaluation du Risque Sismique pour la Sécurité des Installations Nucléaires (du C.E.A.).

B.R.G.M.: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

C.E.A.: Commissariat à l'Energie Atomique.

D.P.G.: Département de Physique du Globe (de l'I.S.).

L.G.I.T.: Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (de l'I.R.I.G.M.).

I.R.I.G.M.: Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique.

I.S.: Institut Scientifique.

I.S.C.: International Seismological Centre.

I.S.S.: International Seismological Summary.

O.N.A.R.E.P.: Office National de Recherches et d'Exploitations Pétrolières.

S.S.I.S.: Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica.

U.S.G.S.: United States Geological Survey.