Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR STRASBOURG

THÈSE

Présentée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Louis Pasteur - Strasbourg I (Spécialité Géophysique)

par

Pierre-Jean ALASSET

Sismotectonique et identification des sources sismiques en domaine à déformation lente : cas des Pyrénées Occidentales et des Alpes du Nord (France).
Le Tsunami créé par le séisme de Zemmouri (M_W=6.9, Algérie) du 21 Mai 2003

Soutenue publiquement le 05 juillet 2005.

Membres du jury :

Directeur de thèse :	Pr. Mustapha Meghraoui	I.P.G. Strasbourg
Co-Directeur de thèse :	Pr. Michel Cara	I.P.G. Strasbourg
Rapporteurs externes :	Dr. Daniela Pantosti	I.N.G.V. Rome (Italie)
	Dr. Alexis Rigo	O.M.P. Toulouse
Rapporteur Interne :	Pr. Michel Granet	I.P.G. Strasbourg
Examinateur :	Pr. Emile Okal	Northwestern university (Illinois, USA)

Travail réalisé à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg – UMR 7516.

Remerciements

Je voudrais remercier mes deux directeurs de thèse Mustapha Meghraoui et Michel Cara qui m'ont transmis tout au long de cette thèse leurs connaissances, leurs aides. Sur des sujets différents mais complémentaires, nous avons pu développer une approche qui a mis du temps parfois à donner des résultats, mais en discutant et partageant nos idées nous sommes arrivés à bout de ce travail. Une partie de mon emploi du temps fut consacré à l'enseignement, Michel Cara et Marc Munschy m'ont apporté toutes leurs compétences et soutiens pour accomplir au mieux cette tache.

Je tiens à remercier les membres du jury d'avoir accepter de commenter et d'être présents à la soutenance de thèse malgré pour certains un emploi du temps très surchargé. En premier lieu, je suis reconnaissant à Daniela Pantosti d'avoir été une des premières à donner des idées de travail au début de ma thèse de par son expérience en paléosismologie en domaine à déformation lente. Ensuite, après avoir été un de mes encadrants lors de mes stages à l'Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse, je remercie Alexis Rigo de m'avoir permis ainsi de me faire mes premières gammes en sismotectonique pyrénéenne. Cette thèse a été soutenue par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et plus particulièrement par son directeur, Michel Granet que je remercie sincèrement. En tant que responsable du Réseau National de Surveillance Sismique, il fut très sensible au sujet développé dans le cadre de ce travail. Enfin, l'expérience que j'ai acquise sur les ondes hydroacoustiques et les tsunamis je la dois en partie à Emile Okal. Depuis le début de notre collaboration en 2000, il reste un très bon conseiller, et un professeur que je respecte.

La seconde partie de cette thèse (le tsunami), n'aurait pu se faire sans l'aide et la collaboration d'Hélène Hébert du CEA/DASE/LDG qui m'a permis de me familiariser avec les contraintes de la modélisation de tsunami. Malgré un emploi du temps parfois surchargé tu as toujours été disponible, je tenais à te remercier. Par la même occasion, trois étudiants nous ont permis d'avancer dans cette étude, et je voulais les remercier : Valérie Calbini, Aurélie Legaz et Guillaume Biessy.

Au cours de cette thèse, d'autres personnes de l'I.P.G.S. m'ont aidé pour obtenir des résultats. Je remercie sincèrement Christophe Sira, du BCSF, qui m'a donné son amitié, sa gentillesse et toute son expérience sur la méthode des tracés d'isoséistes, me permettant ainsi de faire une estimation des séismes historiques. Jérôme Van der Woerd m'a permis d'aborder sereinement l'étude dans les Alpes en essayant de développer une méthodologie pour

démontrer la présence d'une faille active. Même si les datations cosmogéniques n'apparaissent pas dans les résultats de ce travail, il m'a expliqué le fonctionnement des datations, et j'espère que les résultats que nous allons obtenir seront convaincants. La petite touche finale à ce travail fut apportée par Luis Rivera, qui m'a permis de confondre mes signaux obtenus en 1905 avec une modélisation synthétique qui l'a réalisée. Merci à vous deux. Enfin, l'entraide entre doctorants est très importante et fut très présente dans ce travail. Olivier Loeffler et l'équipe de proche surface m'ont permis de réaliser et de traiter de nombreux profils géoradars dans les Pyrénées et dans les Alpes. L'inversion des données sismologiques a été grandement facilitée par l'aide apportée par Anne Sieminski pour l'utilisation du programme développé par Cara et Lévêque. Je tiens à vous remercier pour votre aide, et je veux aussi remercier mes chers collègues de bureau qui sont des amis, pour les très bons moments passés à leurs côtés. Merci à Tony Némer et à Sophie Bertand-Ricour. Enfin, 4 étudiants de l'EOST ont participé à une des missions réalisées dans les Alpes, et je tenais à les remercier : Samuel Auclair, Matthieu Gachenot, Kévin Samyn et Thomas Campagne.

Il arrive souvent dans les thèses qu'une partie du sujet se rajoute en cours de parcours. Ce fut le cas pour moi, et cela m'a permis de découvrir des gens formidables, très gentils et très accueillants. Parmi les membres du CRAAG (Algérie), je (dit Farid outre-Méditerranée) voulais remercier plus particulièrement Saïd Maouche, Assia Harbi, Hakim Ayadi et tous ceux qui m'ont aidé pendant mon séjour en Algérie. D'autres personnes m'ont apporté leurs amitiés comme Abdallah Bounif par exemple. Le voyage méditerranéen s'est poursuivi avec une escale dans les îles Baléares où Jordi Gimenez Garcia et Sebastia Monserrat m'ont accueilli, m'ont expliqué les particularités de ces îles, et m'ont fourni des données. Merci encore pour tout.

Pour obtenir des données j'ai dû demander des autorisations pour faire des mesures géophysiques comme dans les Pyrénées ou dans les Alpes. Plusieurs propriétaires de terrain ont bien voulu me laisser faire mes études, et je tiens à remercier messieurs Gratianne, Réchou, Mengelle et Faderne. Dans le cas des Aiguilles Rouges, l'association ASTERS et la préfecture de Haute-Savoie nous ont donné une autorisation spéciale pour mener à bien nos investigations. Je remercie Jacky Ravanel de l'association des Aiguilles Rouges de nous avoir conseillé et accompagné pendant l'une de nos missions. Parfois, j'ai contacté divers organismes pour obtenir des données marégraphiques. Sans leurs collaborations, je n'aurais pas pu mener à terme l'étude du tsunami. Merci à Raymond Jehan (SHOM), à Stefano Corsini (A.P.A.T. - Agence Italienne pour la Protection de l'Environnement et services techniques),

au Lieutenant Maurizio Demarte (du bureau du Service Hydrographique de la Marine Italienne - département Géophysique), à Begoña Pérez (Puertos del Estado) et à Maria-Jesus Garcia (Instituto Español de Oceanografía). Enfin plusieurs scientifiques m'ont permis d'avoir des informations à titre personnel, comme Valérie Andrieu-Ponel (Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie), Jean-Claude Sibuet (Ifremer), Christiane Nicoli (RéNaSS), Jean-Paul Santoire (CEA/DASE/LDG), Pho Hoang-Trong et Daniel Rouland (IPGS), je les en remercie.

Il y a des personnes qui font peu de bruit, qui gravitent autour du monde de la recherche et sans qui nous ne pourrions pas faire grand-chose. A mes yeux, Janine Fischbach, est plus qu'une bibliothécaire, car elle fait toujours son maximum au service des étudiants, sa gentillesse et sa patience sont ses qualités premières. Qu'elle soit assurée de toute ma gratitude. Les missions, et tous les problèmes administratifs ont toujours été efficacement gérés avec le sourire et la bonne humeur par Monique M., Binta, Caroline, Patricia, Marie-Paule et France. Pour tout votre travail effectué, je tiens à toutes vous remercier.

Le dépannage informatique est tout un art, surtout avec mes ordinateurs qui ne veulent pas fonctionner comme les autres. Je remercie Xavier Rose et Jean-Marc Brendle pour les fréquentes réparations !

Je remercie également toutes les personnes avec lesquelles j'ai eu l'occasion de collaborer pendant ce séjour à Strasbourg, me permettant de travailler dans une très bonne ambiance, notamment Tony, Sophie B. et Laurent, Olivier, Anne, Valérie, Sophie L., Audrey, Jean, Nicolas, Juan, Mickaël, Gidéon, Jeff., Rachid, Jean-Bernard, Monique W., Jean-Yves, Bernard, Laurent, André.

Le plus important soutien fut apporté par ma famille. Je ne peux que leur dire un immense merci pour leurs encouragements et une récompense spéciale doit être décernée à ma Sophie pour sa patience lors de ces derniers mois de rédaction …

Résumé

L'identification des failles actives en domaine à déformation lente est un exercice difficile et nécessaire à la connaissance de l'aléa sismique d'une région. En France métropolitaine, quelques séismes historiques ont une magnitude ≥ 6. Cependant, les failles à l'origine de ces séismes destructeurs sont inconnues et nous avons choisi d'appliquer une approche qui combine la géomorphologie, la paléosismologie, la géophysique de surface, la sismicité historique et le calcul des paramètres à la source dans deux zones sismiques avec des événements historiques importants, les Pyrénées Occidentales et les Alpes de Haute-Savoie.

Dans chaque zone, nous avons étudié 4 séismes d'intensité Io ≥ VII. L'étude des données macrosismiques nous permet de leur affecter une magnitude, soit à partir de lois d'atténuation complètes, soit à partir d'une méthode différentielle basée sur les différences d'intensité entre le séisme historique et un séisme de référence connu instrumentalement. En outre, pour le séisme instrumental d'Arette de 1967 dans les Pyrénées nous avons pu calculer des magnitudes Ms et Mw ainsi qu'un mécanisme au foyer basé sur l'inversion des ondes de surface. L'approche paléosismologique a favorisé l'identification de la faille de Lourdes, d'orientation Est-Ouest. Celle-ci présente une longueur de 50 km subdivisée en 3 sous-segments, avec un dernier séisme probable entre 2918 et 4221 BC, et une vitesse de l'ordre de 0,2 mm/an. Dans les Alpes du Nord, la Faille de Remuaz près de Chamonix a également été étudiée. Elle présente des stries récentes, post-glaciaires, dont le mouvement en faille normale sénestre est en accord avec les enregistrements obtenus à la station de Goettingen lors du séisme d'Avril 1905. Cette faille de ~ 10 km de long, est probablement l'une des causes de l'activité sismique de la région et possèderait une vitesse de glissement de l'ordre de 0,3 mm/an.

Dans la deuxième partie de la thèse, nous nous sommes intéressés au séisme du 21 Mai 2003, de magnitude Mw 6,9, qui a affecté la côte algérienne provoquant un soulèvement côtier de ~ 55 cm le long de la zone épicentrale et un tsunami avec des vagues atteignant une amplitude de 1 à 2 mètres de hauteur qui se sont abattues sur les Iles Baléares. A partir des 5 sources sismiques différentes publiées dans la littérature, nous avons modélisé pour chacune d'entre elles, la génération et la propagation du tsunami. Les données sismiques et marégraphiques ainsi que les observations récoltées sur la côte algérienne sont expliquées par une source peu profonde (< 8 km) proche de la côte, avec une magnitude de 6,9.

Mots-Clés : tectonique active, magnitude séisme, aléa sismique, Pyrénées, Alpes, tsunami.

Abstract

The identification of the active faults in regions of slow deformation is a difficult and necessary task to address the seismic hazard assessment. Some historical earthquakes in France have magnitudes ≥ 6. However, active faults at the origin of these damaging earthquakes are unknown and we chose to apply an approach which combines the geomorphology, paleoseismology, surface geophysics, historical seismicity and calculation of the source parameters in two seismic zones, the Western Pyrenees and the Alps of Haute-Savoie, where significant historical events occurred.

4 earthquakes with Io ≥ VII were selected in each studied zone. The analysis of macroseismic data enables us to assign a magnitude to the selected seismic event, either starting from complete laws of attenuation, or starting from a method based on differences in intensity between historical earthquakes and an instrumentally referenced earthquake. Moreover, we were able to calculate the Ms and Mw magnitudes as well as the fault mechanism solution based on the inversion of surface waves of the 1967 instrumental earthquake of Arette (Pyrénées). Application of the paleoseismological approach helps us identifying the E-W trending Lourdes fault. It shows a 50-km long rupture with 3 sub-segments, and a last earthquake probably between 2918 and 4221 BC, and a slip rate of ~ 0.2 mm/yr. The fault of Remuaz in the northern Alps presents recent postglacial striations showing left-lateral normal faulting in agreement with the inversion of seismic records of the April 1905 earthquake obtained at the Goettingen station. This ~ 10-km fault length probably participates to the origin of the seismic activity of the region and could have a slip rate of ~ 0.3 mm/yr.

In the second part of the thesis, we were interested in the earthquake of May 21, 2003, magnitude Mw 6.9, which has affected the Algerian coast. The earthquake caused an average coastal uplift of ~ 0.55 m along the epicentral area and a tsunami with waves reaching an amplitude from 1 to 2 meters that affected the Balearic Islands. The generation and propagation of tsunami was modelled using 5 different seismic sources published in the literature. Seismic data, tide gauge records and other observations collected in the epicentral area show that a shallow source (< 8-km-depth) close to the shoreline with an Mw 6.9 provides a good fit to the dataset and the field observations.

Key words: active tectonics, earthquake magnitude, seismic hazard, Pyrénées, Alps, tsunami.

"La joie de contempler et de comprendre,

voilà le langage que me porte la nature"

Albert Einstein

Table des matières

Remerciements ..... **i**

Résumé ..... **v**

Abstract ..... **vi**

Introduction **1**

Chapitre 1 : Bases conceptuelles de la recherche sur les failles actives **7**

I. Méthodologie pour étudier l'activité d'une région **7**

II. Les failles actives et leurs caractéristiques physiques **9**

A. Source sismique *9*

B. Rupture sismique *10*

C. Faille fragment et faille segment *13*

D. Cycle sismique *15*

III. L'approche paléosismologique **17**

IV. Sismotectonique de la France **19**

V. La sismicité de la France **23**

A. Sismicité historique *24*

B. Sismicité instrumentale *27*

Chapitre 2 : Recherche de faille Holocène dans les Pyrénées Occidentales **29**

I. Les séismes majeurs historiques et instrumentaux dans les Pyrénées Occidentales **30**

A. Etude macrosismique et comparaison *30*

1) Descriptif de la méthode 30

2) Comparaison des aires pour les séismes des Pyrénées Occidentales 32

3) Magnitude de séismes relative à un événement de référence 37

4) Discussion sur les lois d'atténuation 38

B. Cas du séisme d'Arette : détermination des paramètres de la source *42*

1) Magnitude M_{SZ} du séisme d'Arette 42

2) Inversion des signaux pour la détermination de la source 46

II. Approche paléosismologique appliquée à la région **51**

A. Etude géomorphologique *51*

B. Profils géophysiques réalisés *53*

C. Etude géomorphologique et paléosismologie *54*

D. Article soumis à Tectonophysics en novembre 2004 et révisé en juin 2005 ..... *56*

Chapitre 3 : Recherche de failles actives Holocène dans les Alpes de Haute-Savoie **81**

I. Etude de séismes majeurs en Haute-Savoie **83**

A. Etude macrosismique et comparaison ... *83*
1) Méthode adoptée pour cette région ... 83
2) Comparaison des aires ... 83
3) Magnitude de séismes relative à un événement de référence ... 93
4) Discussion sur les lois d'atténuation ... 95
5) Comparaison des décroissances entre Chamonix 1905 et Remiremont 1682, et Bilan de l'évaluation des magnitudes relatives en France ... 99
B. Cas des deux séismes de Chamonix 1905 : détermination instrumentale des paramètres de la source ... *103*

II. La faille de la Remuaz dans le Massif des Aiguilles Rouges : une source possible pour les séismes de Chamonix de 1905 ? ... 105
A. Géologie du Massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc ... *105*
B. Etude géomorphologique ... *107*
C. Profils géophysiques réalisés ... *118*
1) Observations et résultats au niveau du Golliet ... 118
2) Observations et résultats au niveau de la zone blanche striée ... 124
D. Contraintes d'âge et Discussion sur l'activité Holocène de la faille de la Remuaz ... *127*
1) Recherche d'une contrainte d'âge sur les structures observées ... 127
2) Discussion sur l'activité récente de cette faille ... 127

Chapitre 4 : Le séisme de Zemmouri du 21 Mai 2003 (Algérie) : ses conséquences tectoniques ... 131

I. Contexte tectonique et premiers résultats sur cet événement (Ayadi *et al.*, 2003 EOS) ... 131

II. Première conséquence de ce séisme : le soulèvement côtier (Meghraoui *et al.*, 2004 GRL) ... 135

III. Seconde conséquence du tremblement de terre : le tsunami ... 139
A. Description du tsunami ... *139*
B. Données utilisées ... *139*
C. Méthodologie effectuée pour la modélisation ... *140*
1) Regrouper les données bathymétriques ... 140
2) Création de grilles adaptées à l'étude ... 141
D. Article soumis à GJI en mai 2005 ... *142*

Conclusions et perspectives ... 171

Bibliographie ... 179

Annexes ... 188

Annexe 1 – Carte des indices de rupture Quaternaire par Baize *et al.*, 2002 ... 188

Annexe 2 - Echelle d'intensité macrosismique MSK-64 ... 189

Annexe 3 - Short form of the EMS-98 ... 193

Annexe 4 – Comparaison des inversions des mécanismes au foyer d'Arette – 1967 ... 194

Annexe 5 - Échelle macrosismique Rossi-Forel de 1883 ... 202

Annexe 5 - Échelle macrosismique Rossi-Forel de 1883 ... 203

Annexe 6 – Articles parus pour le séisme du 29 avril 1905 204

Annexe 7 – Article paru pour le séisme du 13 août 1905 205

Annexe 8 – Comparaison Remiremont vs. Chamonix 206

Annexe 9 – Discussion sur les données instrumentales des séismes de Chamonix avril et août 1905 207

1) Séisme du 29 avril 1905 207
2) Séisme du 13 août 1905 208

Liste des Figures 209

Liste des Tableaux 215

Introduction

Ce travail comporte deux sujets distincts. Le principal concerne la caractérisation de failles actives et la réévaluation de séismes majeurs historiques et récents en France, en domaine montagneux à déformation lente. Le second se rapporte à l'étude du tsunami engendré dans la Mer Méditerranée occidentale par le séisme côtier de Zemmouri (Algérie) de magnitude M_W=6,9.

Plusieurs questions et problèmes fondamentaux restent non résolus en tectonique active : l'occurrence d'un fort séisme continental en Europe est-elle possible de nos jours et, si oui, sur quelle faille ? Quelle est la signature en surface des séismes successifs dans des zones à vitesse de déformation lente (< 1 mm/an) telles que les Alpes et les Pyrénées ? La réponse à ces questions passe par la paléosismologie qui permet d'identifier des mouvements cosismiques anciens et de mettre en évidence les paramètres sismiques des failles actives. Ceci nécessite des travaux combinés en morphologie des escarpements de faille, en géophysique de surface (Géoradar, sismique haute résolution et tomographie électrique) et en investigation en tranchées. Notre approche sur la reconnaissance des failles actives et sismogènes consiste à étudier les zones ayant connu un fort séisme historique tel que cela a déjà été réalisé par Meghraoui et co-auteurs, dans la région des séismes de Roermond en 1992 aux Pays-Bas et de Bâle en 1356 en Suisse (Meghraoui *et al.*, 2001; Ferry *et al.*, 2005). Le but principal de cette thèse est d'étendre ces recherches à des failles potentiellement actives en France.

La paléosismologie est l'étude des mouvements tectoniques liés à une faille active et associés aux cycles sismiques durant le Pléistocène supérieur et l'Holocène (les derniers 100 000 ans, Meghraoui - 2001). Emergeant dans les années 1970, elle prit véritablement son essor dans les années 1980, dans les régions où la déformation est importante (Etats-Unis d'Amérique, Japon, Nouvelle-Zélande, *etc.*). Une fois les nouveaux concepts et les méthodes développés, la paléosismologie s'est intéressée à des zones de déformation plus lente comme l'Algérie, l'Italie ou la Grèce. Un des problèmes majeurs dans ces zones où la déformation est lente (≤ 1 mm/an), est l'équilibre entre le taux d'érosion et le taux de déformation qui

peuvent être comparables. Dans les zones où la déformation est encore plus lente, comme en France, il est nécessaire de prêter attention à d'infimes détails dans les observations de terrain et de regrouper le plus d'évidences possibles en utilisant les outils de la géologie, de la tectonique, de la géophysique et de la géomorphologie.

Là où les catalogues de sismicité historique ne dépassent pas quelques siècles, la paléosismologie devient un complément nécessaire à la définition d'une période de retour des forts séismes et du cycle sismique associé. Nous avons sélectionné quelques zones actives à proximité de séismes historiques connus, à partir des travaux de terrain dans les Pyrénées Occidentales et les Alpes du Nord, des études sismotectoniques et des données de la sismicité historique et instrumentale.

Les méthodes de paléosismologie comme outil d'identification et de caractérisation de failles sismogènes peuvent s'appliquer à toute zone active continentale à faible taux de déformation. Ces zones peuvent contenir de grandes failles actives majeures, mais elles se composent aussi d'une multitude de petites failles dont la longueur dépasse rarement les 10 km. Ces failles de petite dimension que nous appelons «faille-fragments» sont à l'origine des séismes de magnitude dite modérée ($5,5<M<6,5$) mais souvent destructeurs (cf. Chapitre 1).

Nous proposons ainsi dans cette étude de tester ces méthodes dans deux zones sismiques en France (première partie des chapitres 2 et 3). Les premières étapes de ce travail consistent en une analyse de la sismicité historique et instrumentale, en association avec les recherches de terrain le long des structures géologiques sélectionnées. La reconnaissance d'une déformation active associée à une succession de tremblements de terre est directement liée à un enregistrement permanent de cette déformation en surface. Un examen des photos aériennes et une cartographie par Modèle Numérique de Terrain (M.N.T.), couplés avec des investigations en géomorphologie et géologie du Quaternaire (distribution des terrasses, réseau hydrographique, évaluation des facteurs climatiques) sont réalisés.

Des sites pour l'application des techniques de prospection géophysique, de géomorphologie quantitative, avec ouverture de tranchées (et datations isotopiques) ont été choisis, et décrits dans la seconde partie des chapitres 2 et 3. L'utilisation des diverses méthodes de datation (C^{14}, U-Th, Cosmonucléides et modélisation des escarpements de faille) permet de dater les différents événements sismiques liés à l'activité tectonique d'une

faille. L'application de ces approches de terrain conduit à une meilleure définition des caractéristiques physiques des failles actives.

Dans les Pyrénées Occidentales (cf. Chapitre 2), un séisme majeur est celui d'Arette du 13 août 1967. Il a provoqué d'importants dégâts (intensité VIII, échelle MSK-64). Outre ce séisme, une sismicité modérée et persistante est enregistrée dans cette région depuis plusieurs dizaines d'années. Nous avons utilisé l'apport des images satellites pour générer un M.N.T. de haute résolution (90 m). Il apparaît clairement que la sismicité se situe au pied de la chaîne près d'une structure linéaire avec un escarpement topographique qui contrôle le réseau hydrographique et de drainage provenant de l'amont. En couplant ce M.N.T. avec les données géologiques, géomorphologiques et tectoniques, nous mettons en évidence la présence d'une faille active de 50 kilomètres de long.

Nous avons en outre, entrepris la réévaluation du séisme d'Arette (Io = VIII, M=5,8 selon J.P. Rothé, 1972) en utilisant : 1) les données macrosismiques du Bureau Central Sismologique Français (BCSF) et des documents historiques (journaux de l'époque, publications et rapports) afin de le comparer à d'autres séismes majeurs de la région (Arudy 1980, Juncalas 1750, Bigorre 1660) ; 2) les enregistrements sismiques du séisme aux stations internationales.

Dans le nord des Alpes Françaises (cf. Chapitre 3), quatre tremblements de terre d'intensité Io $\geq$ VIII (échelle MSK-64) ont eu lieu au cours du siècle dernier : le 29 avril 1905 et le 13 août 1905 (M=5,7 et M=5,6, selon Karnik, 1969) près de Chamonix, le 14 décembre 1994 (M_{LDG}=5,1 et $M_{RéNaSS}$=4,7) et le 15 juillet 1996 (M_{LDG}=5,3 et $M_{RéNaSS}$=5,2) près d'Annecy. Les deux premiers ont été très peu étudiés. Nous avons décidé d'entreprendre la même étude que dans les Pyrénées. Parallèlement aux investigations de terrain, une recherche sur les enregistrements sismiques de la séquence de 1905 dans la Haute-Savoie a été entreprise. Plusieurs documents montrent la sévérité des chocs principaux et apportent des informations substantielles sur la répartition des dégâts en France et dans les pays voisins (Suisse, Italie). Une réévaluation des effets macrosismiques confirme l'intensité épicentrale Io = VIII (échelle MSK-64) attribuée au premier séisme de 1905.

Compte tenu de l'importance des séismes de 1905, une recherche de la faille susceptible d'en être à l'origine nous est apparue nécessaire. Une trace de faille située à

l'ouest d'Argentière et de direction N020, est visible à flanc de pente. Le plan de faille comporte à la base des stries de friction nettes, non glaciaires, et un escarpement à morphologie quaternaire qui suggère un mouvement tectonique récent. Une zone blanche avec stries au pied du mur de faille d'une trentaine de centimètres de haut, fut le premier indice visible qui nous a conduit à regarder cette faille plus attentivement.

Le second sujet abordé dans cette thèse est l'étude du tsunami dû au séisme du 21 mai 2003, à 60 kilomètres à l'Est de la ville d'Alger, un soulèvement côtier et un tsunami ont été engendrés par ce séisme de magnitude M_W=6,9 (cf. Chapitre 4). Une profondeur faible de l'épicentre et une localisation en bord de côte ont provoqué plus de 2500 victimes.

Le mécanisme de rupture en faille inverse a produit instantanément un déplacement vertical sur plus de 50 km de long. De nombreux témoins ont indiqué un retrait de la mer côté algérien, et une mer agitée au niveau des îles Baléares avec plusieurs bateaux de pêcheurs détruits, alors que dans le reste de la Méditerranée, peu de variations et de dégâts ont été répertoriés. Des glissements sous-marins ont généré, en outre, des ruptures de câbles de télécommunications qui longeaient la côte nord africaine.

Dans tout le pourtour ouest méditerranéen (Algérie, Espagne, France, Italie), des marégraphes ont enregistré une variation du niveau de la mer pendant plusieurs heures. Par conséquent, nous avons pu estimer les temps d'arrivée et les périodes moyennes des vagues. A partir des données tectoniques, de nivellement et d'inversion d'onde sismique, des modèles de faille ont été proposés par différents auteurs, permettant de ce fait d'établir un jeu de paramètres à tester dans la simulation du tsunami (pour le cas d'une source sismique) et à comparer aux données marégraphiques disponibles. La simulation du tsunami a été réalisée sur des grilles bathymétriques imbriquées de résolution croissante à l'approche des baies ou ports concernés (Baléares, Alger). Une synthèse fine des données bathymétriques côtières et portuaires (type SHOM) a été effectuée et intégrée dans les grilles bathymétriques plus larges. Une simulation numérique a été lancée sur 5 différentes sources sismiques (code utilisé avec la collaboration d'Hélène Hébert du CEA/DASE/LDG). Ainsi testées et confrontées aux observations, seules deux sources semblent être cohérentes avec la réalité et montrent l'effet de directivité de l'énergie vers les îles Baléares, et de la résonance des ports et des baies.

Une question enfin débattue est celle de l'éventualité d'un glissement sous-marin majeur susceptible de générer des vagues, essentiellement locales, de courte période (quelques minutes) mais souvent de grande amplitude. Il n'a pas été observé de "*run-ups*" le long de la côte algérienne (*i.e.* pas d'inondation le long de la côte). Ceci est une première indication de l'absence d'un fort glissement sous-marin. De petits glissements sous-marins dans les différents canyons bien observés dans la bathymétrie, sont suffisants pour engendrer des ruptures de câbles observées. Enfin, nous avons regardé les ondes hydroacoustiques (ondes T) qui se propagent dans l'eau à une vitesse de l'ordre de 1,4 km/s. Si un glissement majeur avait eu lieu, il aurait dû générer un signal sismique (ondes P,S et T) assez conséquent. La particularité des ondes T est que la propagation subit peu d'atténuation au cours du trajet parcouru, un tremblement de terre d'amplitude modérée (M=4,5 – 5) pouvant ainsi être observé sur plusieurs centaines de kilomètres.

C'est la première fois qu'un séisme en Mer Méditerranée a généré un tsunami enregistré par plusieurs marégraphes et j'ai pu ainsi saisir cette opportunité pour élargir mon sujet de thèse initial à l'effet de la source et rupture des séismes sur l'émission et la propagation d'un tsunami.

Chapitre 1 : Bases conceptuelles de la recherche sur les failles actives

I. Méthodologie pour étudier l'activité d'une région

L'étude d'une région sismique doit d'abord comporter la collection de toutes les informations géologiques et tectoniques, et de toutes les données sismiques connues. La première source est le catalogue des tremblements de terre historiques et celui des séismes instrumentaux. Dans le premier cas, nous avons des données d'intensité pour chaque commune, ou canton, avec parfois, pour les événements majeurs, une carte macrosismique avec les tracés d'aires d'égale intensité : les isoséistes. Dans le second cas, nous avons une valeur de l'énergie sismique libérée par le séisme, enregistrée à différentes stations sismologiques et exprimée sous forme d'une magnitude.

Si dans la période instrumentale, nous connaissons relativement bien les caractéristiques de l'événement comme sa localisation, sa profondeur, sa magnitude, soon mécanisme au foyer (pour les plus récents), en revanche nous avons peu d'informations pour la période historique. Dans la plupart des régions, des travaux considérables ont été entrepris pour recenser les séismes des siècles passés. Toutefois, ces catalogues restent incomplets, et les interprétations des données consignées ne sont pas toujours de bonne qualité. Dans le cadre de ce travail, nous avons retracé des aires macrosismiques afin de pouvoir comparer différents événements d'une même zone entre eux. Ainsi, lorsqu'on peut avoir un dessin précis, comme dans le cas du séisme de Bâle de 1356 (Io=IX, MSK-64, SisFrance 2005, Figure 1), il est possible de retrouver la localisation de la source potentielle.

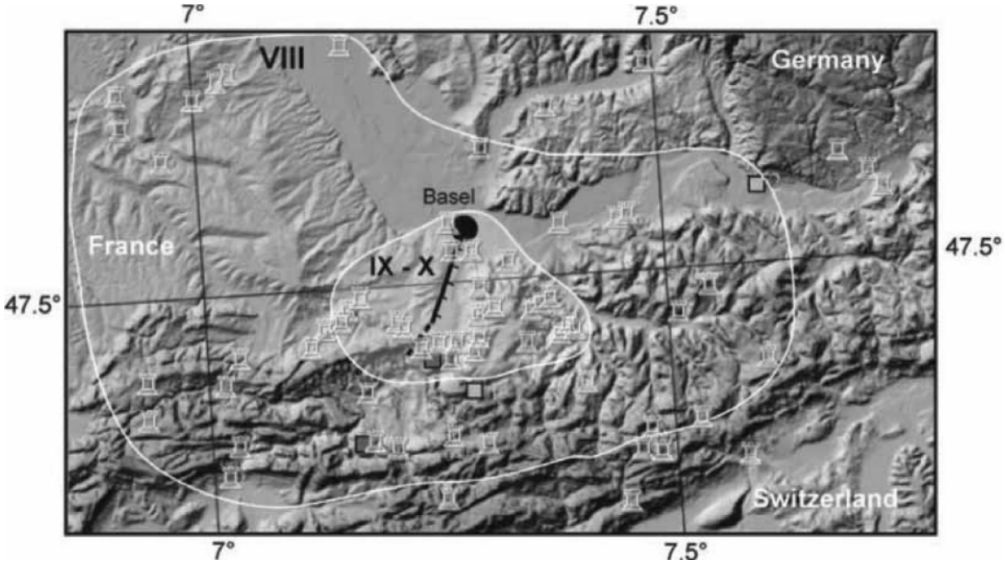


Figure 1- Carte macrosismique de la région épicentrale du séisme de Bâle en 1356 avec isoséistes VIII, IX et X MSK-64. Au sud de Bâle est indiquée la faille active (Meghraoui et al., 2001).

A titre d'exemple et dans le cas de l'étude du séisme de Bâle de 1356, Meghraoui *et al.* (2001) ont montré l'existence d'une faille normale active dans la zone épicentrale dont le dernier mouvement pouvait correspondre au séisme de 1356.

En connaissant la sismicité à l'échelle d'une région, il est possible de déterminer le nombre de séismes en fonction de la magnitude. Gutenberg et Richter, en 1944, ont déterminé une relation entre la fréquence de séismes et leur magnitude. Les coefficients dépendent des caractéristiques sismiques et géologiques d'une région ou d'un système de faille. Cette relation montre que les séismes se distribuent de façon logarithmique en fonction de la magnitude suivant la loi :

$$\log N = a - bM$$

avec a et b des constantes définies après analyse par régression sur une période donnée, M représente la magnitude (en général M_L ou M_S) et N le nombre d'événements possédant une magnitude supérieur ou égale à M. La valeur de b (pente de la droite) est généralement proche de 1, mais elle peut varier régionalement entre 0,6 et 1,3. Elle mesure le nombre relatif de séismes faibles et forts. Cette loi a ses limites car elle dépend du catalogue de sismicité choisis, et par conséquent on ne peut pas considérer que le catalogue de sismicité historique soit homogène dans le temps.

Outre la relation de Gutenberg-Richter, rappelons deux relations antérieures qui donnent la distribution temporelle de la sismicité liée aux répliques. Omori en 1894 décrit la décroissance des répliques au cours du temps, suite au séisme de Nobi de 1891 (Japon) :

$$n(t) = \frac{K}{(t+c)}$$

avec une décroissance en loi de puissance du nombre *n(t)* de séismes après un choc principal à t=0, K et c sont des constantes. Le paramètre c est presque toujours trouvé positif et varie typiquement entre 0,5 et 20 heures d'après des études empiriques comme celle d'Utsu en 1961. Utsu propose alors de modifier cette précédente loi :

$$n(t) = \frac{K}{(t+c)^p}$$

avec p une constante empirique proche de 1.

En utilisant ces différentes données sismologiques, il est possible d'envisager un travail de fond pour étudier l'activité sismique liée aux failles actives. Il faut d'abord définir

le contexte tectonique et les caractéristiques physiques d'une faille afin de mettre en place, par la suite, une approche paléosismologique adaptée.

II. Les failles actives et leurs caractéristiques physiques

Lors des investigations géomorphologiques et par tranchées, nous accédons directement à des paramètres de la faille, tels que sa longueur, le déplacement cosismique pour chaque événement, le pendage apparent de la faille, le cycle sismique, *etc*.

A. Source sismique

Les caractéristiques d'une source sismique comprennent : le déplacement et la longueur de la rupture, le mécanisme de la déformation, la géométrie et la cinématique de segments ou fragments de faille associés, ainsi que la vitesse de glissement le long de la rupture (Meghraoui, 2001). Pour estimer l'énergie libérée par une faille lors d'un paléoséisme à partir de ces différents paramètres, nous pouvons estimer la magnitude de moment M_W qui est reliée au moment sismique Mo (exprimé en dyne.cm) par la relation semi-empirique déterminée par Kanamori (1977) : $M_W = \frac{2}{3}\log Mo - 10{,}73$. Le moment sismique Mo est relié directement à la faille par 3 paramètres (Aki, 1966) : $Mo = \mu.S.D$ avec le module de rigidité μ (constante de la croûte supérieure estimée à $3{,}3.10^{11}$ dyne.cm^{-2}), la surface de la faille S dans la croûte sismogène, et le glissement moyen D le long de cette faille lors du séisme.

Ce moment sismique scalaire Mo peut être associé à des données provenant du mécanisme au foyer pour former le tenseur du moment sismique M_{ij}. Dans le cas d'une source représentée par un double couple ponctuel (Aki et Richards, 1980) :

$$M_{ij} = Mo\ (u_i n_j + u_j n_i)$$

avec n_i ième composante d'un vecteur unitaire normal au plan de faille et u_i ième composante d'un vecteur unitaire dans la direction du glissement. Si le glissement est dans le plan de faille, les deux vecteurs sont orthogonaux. Ce tenseur est symétrique, il peut être également obtenu directement à partir d'une analyse des sismogrammes. Si on prend un volume V dans lequel toute la déformation se fait ("volume-source"), Kostrov (1974) donne une relation entre la déformation moyenne $\bar{\varepsilon}_{ij}$ du volume V et la somme des tenseurs de moment de tous les séismes se produisant à l'intérieur de ce volume :

$$\bar{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu V}\sum_{n=1}^{N} M_{ij}^{n}$$

A partir de l'enregistrement de sismogrammes, nous avons la possibilité de déterminer les paramètres physiques de la faille : surface de la faille et glissement, ainsi que le mécanisme au foyer. Il est possible, par inversion des ondes de volume ou de surface des enregistrements, d'obtenir directement un moment sismique et ces différents paramètres pour produire une solution comme le mécanisme CMT de Harvard par exemple. Dans le cadre de cette thèse, nous génèrerons des sismogrammes synthétiques d'ondes de Rayleigh et de Love pour les comparer aux enregistrements originaux de 2 tremblements de terre : Arette 1967 dans les Pyrénées et Chamonix 1905 dans les Alpes.

B. Rupture sismique

Le concept moderne sur l'origine des failles actives a été décrit en 1905 par E.M. Anderson. Il a reconnu que les failles résultaient de la rupture fragile (cassante), et a résolu ce problème en appliquant le critère de Coulomb.

Anderson a identifié que les orientations principales des contraintes pouvaient changer parmi les provinces géologiques dans la croûte supérieure terrestre. Il a ainsi pu déduire le raccordement entre trois types communs de failles : la faille normale, la faille décrochante, et la faille inverse. Les trois principaux systèmes de contraintes résultant de la conséquence de l'hypothèse suivante : l'une des contraintes principales doit être normale à la surface de la Terre (Figure 2).

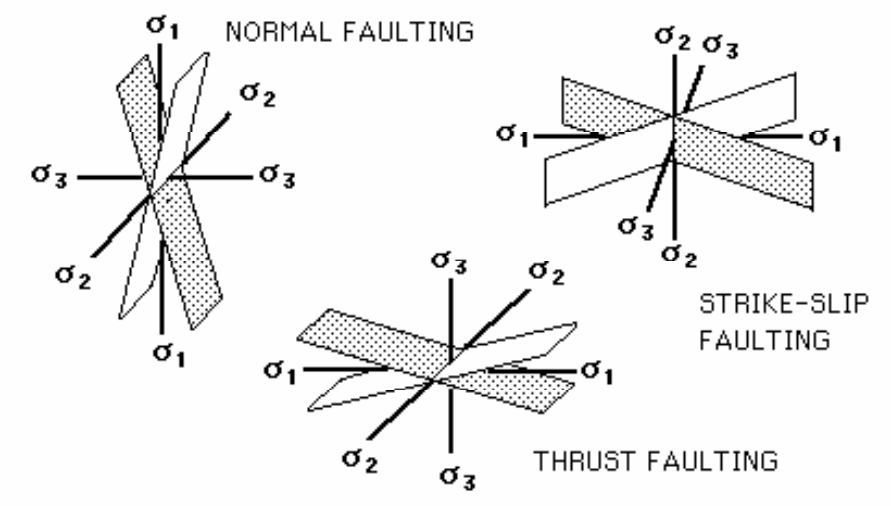


Figure 2 - Classification des failles et des contraintes par Anderson (1905), σ_1 étant la contrainte maximum.

Avant l'occurrence d'un tremblement de terre, les contraintes (forces) qui agissent sur le plan de faille sont proches du seuil de résistance des roches. L'élément déterminant qui va finir par déclencher plus ou moins tardivement l'événement est la friction statique. Un des modèles les plus communément utilisés pour représenter la friction est celui proposé par Byerlee (1978) selon lequel les forces de friction empêchent tout glissement jusqu'à ce que la contrainte de cisaillement dépasse 60 % de la pression de confinement (ou pression lithostatique) exercée par les roches entourant la faille.

A noter que pour les roches la contrainte cisaillante τ nécessaire pour provoquer une rupture fragile est liée à la cohésion c du matériel rocheux et à une constante μ multipliée à la contrainte normale σ_N : $\tau = c + \mu \cdot \sigma_N$. Le coefficient μ est appelé le coefficient de friction interne et τ contrainte de Coulomb (Scholz, 1990).

Selon le comportement de la friction (chute brutale au niveau du point de nucléation, ou maintien à un niveau constant) nous observerons deux comportements différents de la faille : respectivement sismique (le glissement se propage brusquement le long de la rupture) et asismique (la faille est active sans provoquer de tremblements de terre).

Dans les régions de déformation lente ou rapide, la rupture est notamment contrôlée par la croûte sismogène. En fonction du mécanisme de la faille, les forces de cisaillement ne sont pas les mêmes à une même profondeur. En effet, nous remarquons qu'une faille inverse demande 2 à 3 fois plus de forces de cisaillement qu'une faille décrochante, qui elle-même demande 2 fois plus de forces qu'une faille normale (Figure 3).

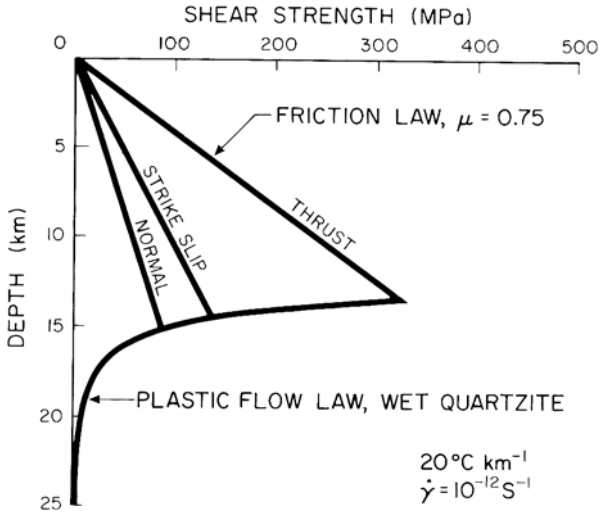


Figure 3 - Modèle simple de la résistance au cisaillement par rapport à la profondeur dans la lithosphère suivant le mécanisme de faille. Avec une friction de Coulomb μ = 0,75 dans la partie supérieure, et loi expérimentale basée sur des quartzites extrapolée (d'après Sibson, 1984; Scholz, 1990).

Divers auteurs (*e.g.* Burridge et Knopoff, 1964) ont proposé une théorie des dislocations qui a permis de calculer le rayonnement sismique de la faille au cours du glissement. Haskell (1964) a introduit le premier modèle de front de dislocation se

propageant le long d'une faille préexistante. Ce modèle est à la base de toutes les techniques d'inversion du mouvement à la source à partir d'observation du mouvement en champ proche ou lointain. En effet, la théorie des dislocations dans un milieu homogène semi-infini est communément employée pour modéliser les déformations aussi bien intersismiques que cosismiques (Okada, 1985). Nous utiliserons un modèle de dislocation pour reproduire les déformations produites par le séisme du 21 mai 2003 en Algérie afin d'observer la propagation du tsunami dans la Mer Méditerranée.

Pour chaque type de faille, il existe des contraintes différentes et des paramètres de rupture différents. En inversant les données enregistrées sur les sismogrammes, on peut déterminer le moment sismique et donc les paramètres de la faille. Wells et Coppersmith (1994) donnent des lois d'échelle qui permettent de relier, par exemple, le déplacement moyen en fonction de la magnitude de moment (Figure 4a), ou la longueur en surface de la rupture (Figure 4b). Nous pouvons ainsi estimer à partir de ces relations les magnitudes des séismes associés aux failles que nous observons sur le terrain.

a

b

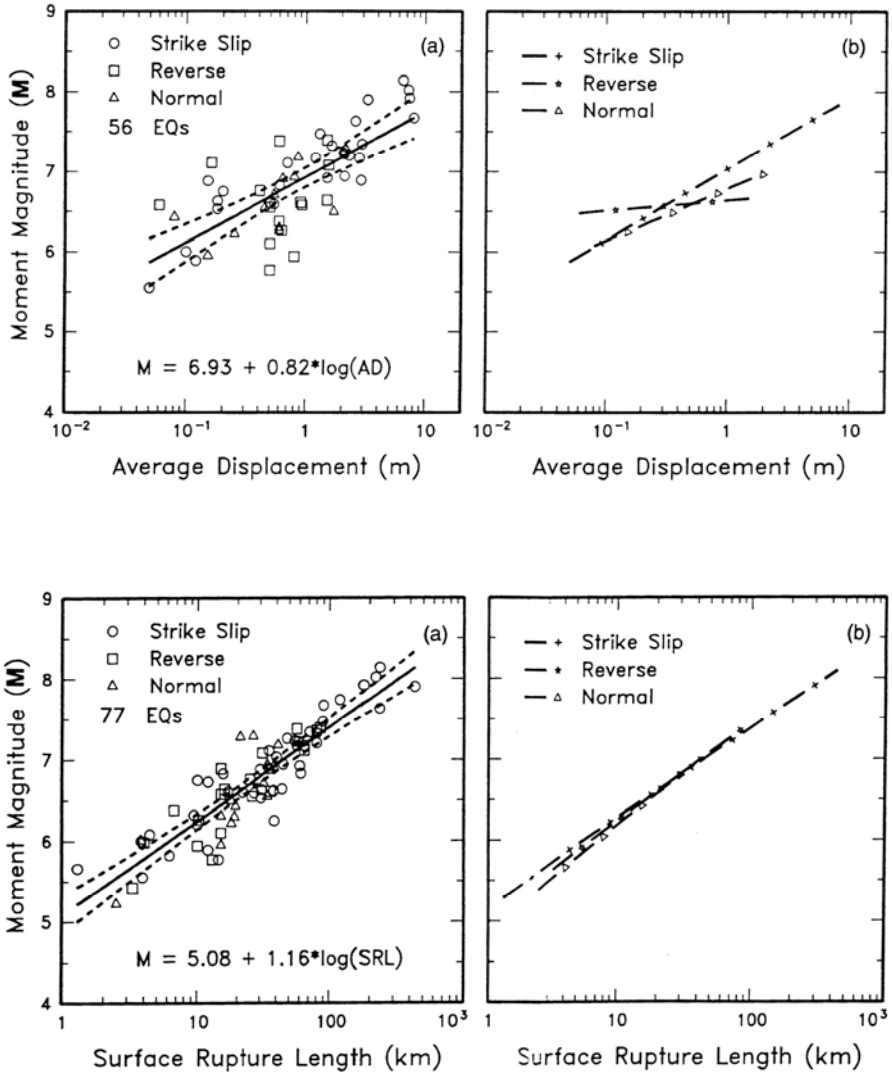


Figure 4 - Exemple de relations empiriques données par Wells et Coppersmith (1994). (a) Relation entre le déplacement moyen (AD) et la magnitude de moment M_W. (b) Relation entre la longueur en surface de la rupture (SRL) et la magnitude de moment. Les figures de droite montrent des courbes de régression pour chaque type de faille.

Enfin, lors de forts séismes, la rupture peut se propager sur plusieurs segments de faille voisins comme par exemple pour les séismes de Landers en 1992, de Kokoxili en 2002, *etc*.

C. Faille fragment et faille segment

Un des meilleurs exemples de segmentation de faille est le séisme de Landers en 1992 (Californie, M_{USGS}=7,5). Li *et al.* (1994) ont montré que le glissement s'est arrêté sur la faille principale avant de repartir sur un segment adjacent. La forte magnitude de ce séisme a laissé une importante trace en surface, permettant de voir l'existence de ces différents segments.

En domaine tectonique à déformation rapide (>> 1mm/an), les grands tremblements de terre peuvent générer d'importantes ruptures en surface. En revanche, dans les régions où la déformation est lente, encore diffuse et résulte d'une tectonique récente (Pléistocène moyen à supérieur) il est plus fréquent d'observer des séquences de tremblements de terre modérés. Ces séismes impliquent des ruptures de petite dimension dues à des failles qui ne sont pas "mâtures" : les failles fragments (Figure 5). La série de 3 tremblements de terre, en 1997, de magnitude 5,5<M_W<6 dans la région de Umbria-Marche en Italie en est un exemple typique.

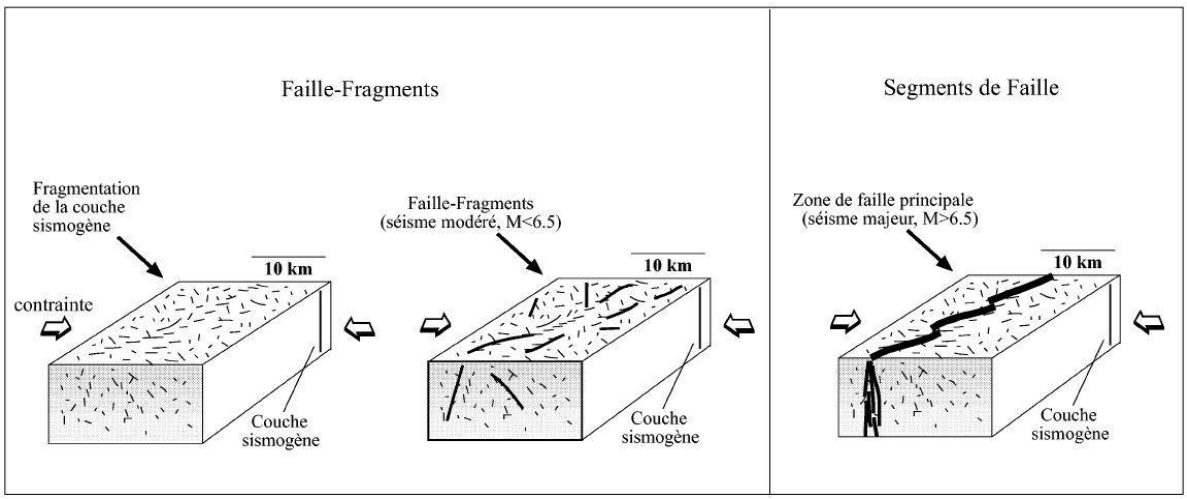


Figure 5 - Processus de fracturation de la couche sismogène avec formation de failles fragments liées à l'évolution de la déformation crustale (Meghraoui et al., 1999). La segmentation des failles n'intervenant que tardivement dans le processus de déformation, elle implique la présence de failles capables de générer de forts séismes (M >6,5).

Une faille fragment se définit par une aire de rupture associée à un séisme modéré qui implique toute l'épaisseur de la croûte sismogène (Meghraoui *et al.*, 1999). Toutefois, la faible activité sismique d'une telle zone empêche la conservation sur le long terme des traces d'une activité sismique récente importante mais modérée.

Schwartz et Coppersmith (1984) expliquent la segmentation des failles actives et leur relation dans l'initiation et la répétition des séismes historiques et préhistoriques. Le long d'un même segment de faille au cours des séismes anciens, ils définissent une répétition quasi identique du déplacement co-sismique le long de la faille active (Figure 6). Le concept du "séisme caractéristique" est proposé ; il définit essentiellement le comportement répétitif d'un segment de faille et la fréquence des séismes importants par rapport à la sismicité ambiante telle que rapportée par la loi Gutenberg-Richter (Figure 6c).

Il existe aussi d'autres modèles de comportement de faille : variable et uniforme (Figures 6a et 6b). Dans ces deux cas, le glissement sur le long terme est constant le long de la faille. Plus récemment, le modèle des sections (ou fragments) de failles (patches model, Figure 6d) tient compte de l'apport des séismes modérés (5,5 < M < 6,5) le long de petits segments (ou fragments de failles) par rapport à un déplacement total comparable le long de la faille majeure (Sieh, 1996). Dans ces figures, les zones grises correspondent à des séismes majeurs et les zones blanches à des événements plus petits.

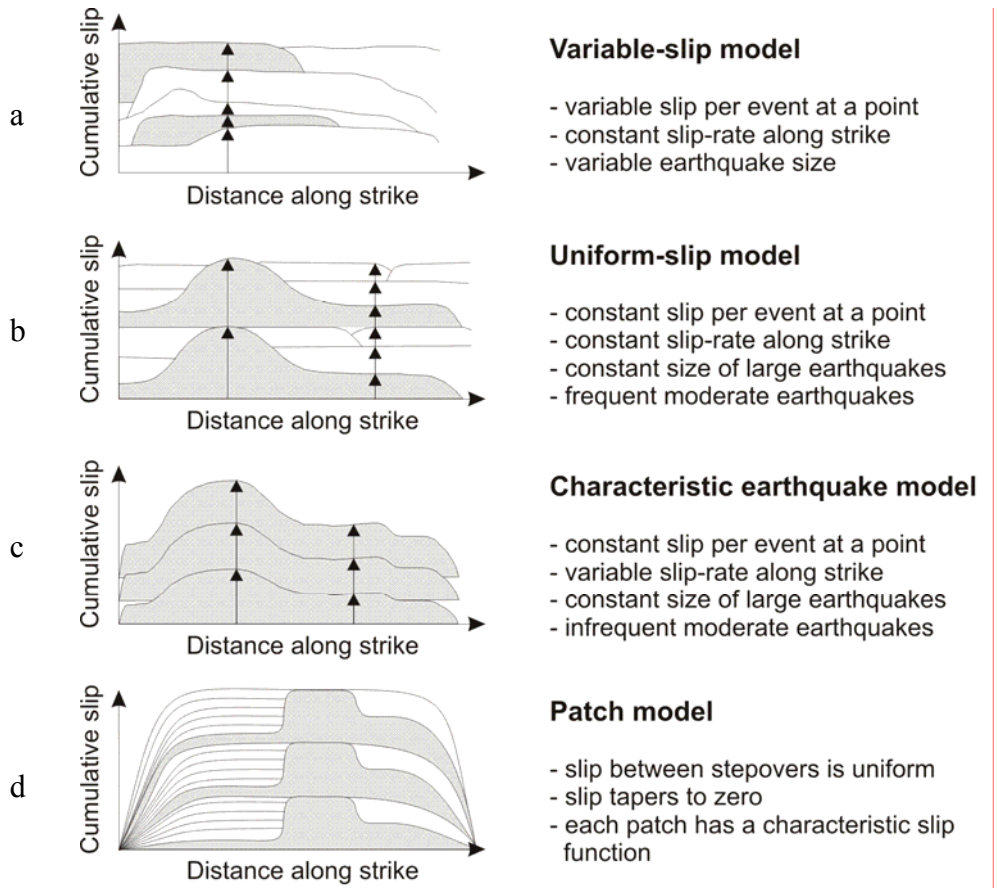


Figure 6 - Modèles pour (a) un glissement variable (variable slip), (b) glissement uniforme (uniform slip), (c) tremblement de terre caractéristique (characteristic earthquakes) d'après Schwartz et Coppersmith (1984) et (d) modèle patch d'après Sieh (1996).

Il est à noter que la faille de San Andréas, une des plus importantes au monde, montre des sous-segments qui peuvent contrôler la rupture au cours d'un séisme majeur. Pour rattacher une zone à l'un de ces modèles, il faut connaître la récurrence ou le cycle sismique pour chaque faille.

D. Cycle sismique

Harry Reid fut l'un des premiers à décrire les mouvements tectoniques dus à un séisme. Avec celui de San Francisco le 18 avril 1906, il fut l'auteur de la théorie du "rebond élastique", avec relachement brutal de l'énergie élastique accumulée dans le milieu. Il écrivit à propos de ce tremblement de terre : "the only way in which the indicated strains could have been set up is by a relative displacement of the land on opposite sides of the fault and at some distance from it" (Reid, 1910).

Si nous nous intéressons maintenant au cycle sismique au cours du temps, en choisissant la représentation ci-dessous, nous pouvons avoir :

- un modèle périodique (Figure 7a) ;

- un modèle "*time-predictable*" à seuil supérieur de contrainte. Ainsi le temps pour le prochain tremblement de terre peut être prévu par le déplacement du dernier événement ; plus la chute de contrainte est importante plus le temps séparant d'un prochain événement augmente (Figure 7b) ;

- un modèle "*size (slip)-predictable*" à seuil inférieur de contrainte : la durée de la période intersismique prédit la valeur du glissement possible et donc la taille du prochain séisme. Plus la période est grande, plus le futur événement aura une forte magnitude (Figure 7c).

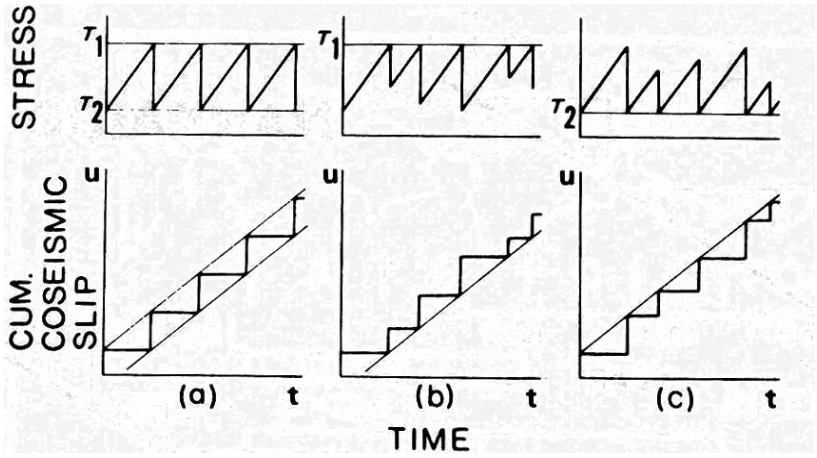


Figure 7 - Modèles simples de récurrence au cours du temps (a) modèle périodique, (b) modèle time predictable, (c) modèle size predictable (d'après Shimazaki et Nakata, 1980).

Lors d'une étude globale en paléosismologie le long de la faille de San Andreas, Weldon *et al.* (2004) remarquent que d'une façon générale, les intervalles courts entre 2 séismes tendent à coïncider avec de grands déplacements et les longs intervalles avec de petits déplacements. La corrélation la plus significative trouvée est que les tremblements de terre sont plus fréquents après des périodes d'accumulation nette de contrainte enjambant les plusieurs cycles sismiques. A partir de leur étude réalisée sur le site de Wrightwood le long de la faille de San Andreas, ces auteurs déduisent que la déformation libérée lors d'un tremblement de terre n'est pas simplement celle accumulée depuis le dernier événement. En effet, le glissement se produit sur un large éventail de niveaux de déformation, ne libérant pas la même quantité de déformation ou ne retournant pas le niveau de contrainte à une valeur fixe après un tremblement de terre.

Dans le cas d'autres failles, la répartition se fait par séquence (*cluster*), comme le séisme d'El Asnam de 1980 (M_S=7,3) et ses précédents (Figure 8). Ces informations proviennent de travaux paléosismologiques qui ont pu mettre en évidence, ainsi, un comportement différent de ceux présentés auparavant.

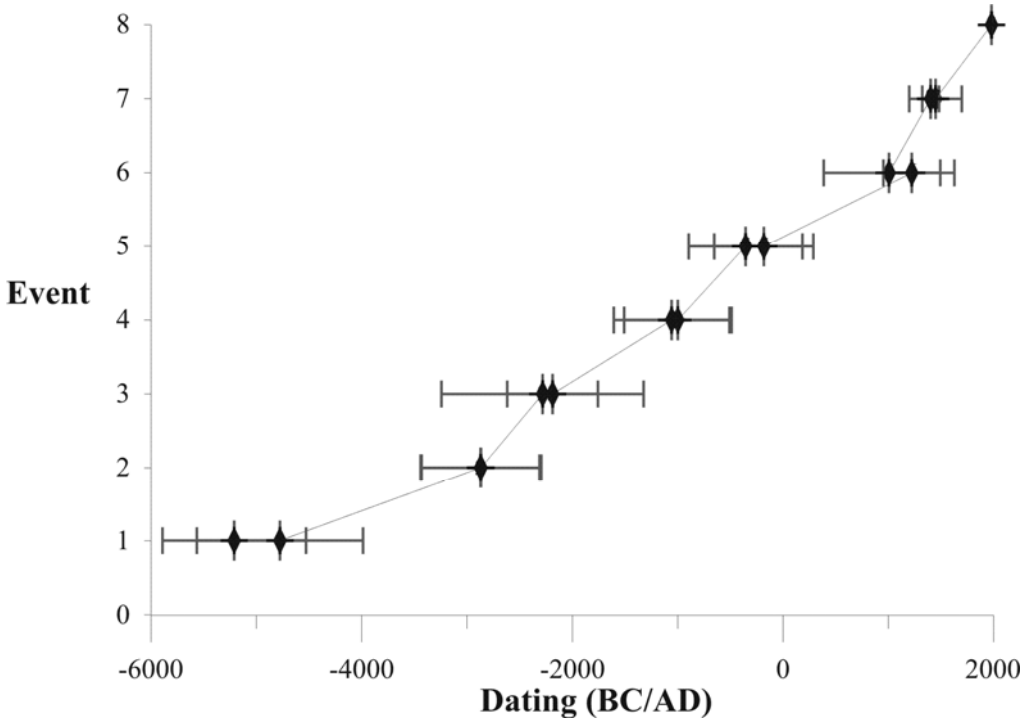


Figure 8 - Distribution épisodique des séismes associés à la faille inverse d'El Asnam avec des périodes de calme entre -4700 BC et -3000 BC, et des périodes d'activité importante avec de nombreux doublets (Meghraoui et Doumaz, 1996).

A partir de l'évidence d'une homogénéité dans le comportement des failles actives et de leurs caractérisations sismologiques, il est nécessaire d'augmenter le plus possible la fenêtre temporelle d'observation d'événements. Selon Richter (1935), la géologie des tremblements de terre doit faire partie intégrante de la sismologie. Ainsi, nous devons recourrir à la paléosismologie pour mieux contraindre tous les paramètres de faille précédemment décrits y compris le comportement tectonique à long terme (> 5000 ans).

III. L'approche paléosismologique

La caractérisation et l'identification des failles actives, responsables des séismes actuels, sont un des enjeux majeurs des Sciences de la Terre. Lors d'un événement sismique il y a des conséquences sur le terrain dues à la déformation (tectonique) et à la secousse elle-même. Dans le premier cas, nous pouvons observer des ruptures en surface, des plis, fissures, escarpements, ou du point de vue stratigraphique des lentilles colluviales, des dépôts de tsunami, *etc.* Dans le second cas, des glissements de terrain, des fissures, de la subsidence peuvent apparaître dans la morphologie, ou une déformation des sédiments meubles (liquéfaction), des turbidites, une sédimentation lacustre rapidement déposée sont des signes dans la stratigraphie. Ces marques laissées sur le terrain sont utilisées dans la détermination de la localisation et de la sévérité des tremblements de terre du Quaternaire récent.

Toutefois, l'enregistrement des paléoséismes n'est que partiel, une partie de l'information étant absente du fait que de :

- nombreuses évidences sont érodées, perturbées par des processus superficiels : érosion, activité humaine, *etc.* ;

- un large tremblement de terre peut engendrer une grande déformation, qui peut elle-même dissimuler les effets de précédents et plus petits séismes ;

- la plupart des séismes sont trop petits pour laisser des marques visibles ;

- le nombre de sites où les conditions sont favorables pour affirmer, sans ambiguïté, la présence d'un paléoséisme est très petit.

La paléosismologie repose sur l'hypothèse selon laquelle les séismes de forte magnitude (M > 6) produisent une déformation permanente en surface (déformation co-sismique) résultant du glissement sur une faille (Meghraoui, 2001). Cependant, le seuil de magnitude pour déclencher une rupture en surface n'est pas le même pour toutes les failles :

il dépend du type et des propriétés mécaniques des roches, de la profondeur du foyer, des conditions de surface du site, *etc.*

Suivant la nature de la faille et le contexte géologique, différentes techniques de terrain peuvent être mises en œuvre. Cependant, la reconnaissance géomorphologique du terrain à différentes échelles d'observation est essentielle pour la sélection des sites favorables à une analyse paléosismologique. A l'aide d'un modèle numérique de terrain, de cartes topographiques détaillées (au 1:25000 par exemple), d'images satellites (ASTER, SPOT, InSAR, LANDSAT, *etc.*), de photos aériennes, et d'une analyse des déformations cosismiques sur le terrain, nous pouvons reconnaître des escarpements de faille, des soulèvements ou des déplacements latéraux. Sur les sites préalablement sélectionnés, nous pouvons estimer les déplacements cosismiques et entreprendre la réalisation de profils topographiques détaillés, perpendiculaires à la faille, par exemple, pour une faille à forte composante verticale. En outre, des méthodes de prospection géophysique peuvent venir en complément afin de confirmer ou infirmer les analyses précédemment réalisées avec les diverses approches citées ci-dessus. Habituellement, le géoradar (Ground Penetrating Radar en anglais) qui envoie des ondes électromagnétiques en faisant une "échographie du sous-sol", la sismique réflexion et réfraction, et les méthodes de résistivité électrique sont des méthodes fréquemment utilisées. Enfin, la dernière étape est la réalisation de tranchées pour observer la déformation des terrains quaternaires et notamment Holocène, la présence d'une faille, et le recueil d'échantillons pour contrôler l'âge des événements sismiques.

Après l'identification des failles actives, nous devons chercher à les caractériser. Quelles dimensions, quel type de mécanisme, quel comportement et taux de récurrence entre chaque séisme, et quelle magnitude pouvons nous estimer ? Devant toutes ces questions, il existe différentes méthodes à mettre en œuvre pour y répondre. Pour déterminer le comportement de faille et/ou l'occurrence, nous pouvons estimer les objets géologiques déformés, surélevés ou décalés. Toutefois, une des erreurs sur cette estimation peut avoir lieu lorsque la déformation le long de la faille s'effectue par fluage lors des périodes intersismiques. Ceci provoque une surestimation de la déformation induite par un simple tremblement de terre.

Pour déterminer le taux des processus tectoniques précédemment indiqués au cours des 100 000 dernières années, il est nécessaire d'effectuer des **datations** des roches et sédiments déformés. Différentes méthodes de datation existent comme la datation optique

ou thermoluminescence (Forman, 1989), la datation au radiocarbone par AMS (spectromètre de masse, Linick *et al.,* 1989), la datation par les cosmonucléides (Béryllium, Chlore, *etc.*, Gosse et Phillips, 2001), et la datation des cernes d'arbre : la dendrochronologie.

Les datations vont nous permettre d'évaluer **la récurrence** qui existe entre deux ou plusieurs événements successifs. Ceci est un point important dans l'estimation de l'aléa sismique. Nous pouvons supposer que l'intervalle en temps entre deux séismes est toujours le même, toutefois l'étude de certaines failles a montré que cela ne pouvait pas se vérifier sur le long terme (un des premiers à le montrer fut Allen en 1975).

Pour déterminer la magnitude de tremblements de terre historiques, il existe différentes méthodes, une des plus communément utilisées est celle de Wells et Coppersmith (1994) rappelée précédemment qui établit entre autres une relation entre la longueur de la rupture en surface de la faille et la magnitude.

IV. Sismotectonique de la France

En France, de nombreuses failles géologiques ont été cartographiées par différents auteurs. Ainsi, en 1993, Grellet *et al.*, ont publié une première carte de la sismotectonique de la France métropolitaine, sur laquelle étaient repris les travaux antérieurs de Vogt et Godefroy (1981) par exemple. Ces auteurs ont établi une carte de la tectonique récente et actuelle au 1:1.000.000 sous la direction de la société GEOTER (GEOlogie Tectonique Environnement et Risques). La figure 9 présentée par Terrier *et al.* (2000), reprend le tracé de Grellet *et al.* (1993) avec une classification simplifiée des failles en deux types : failles principales et failles profondes possibles dont la présence a été établie notamment suite aux sondages sismiques profonds (par exemple ECORS).

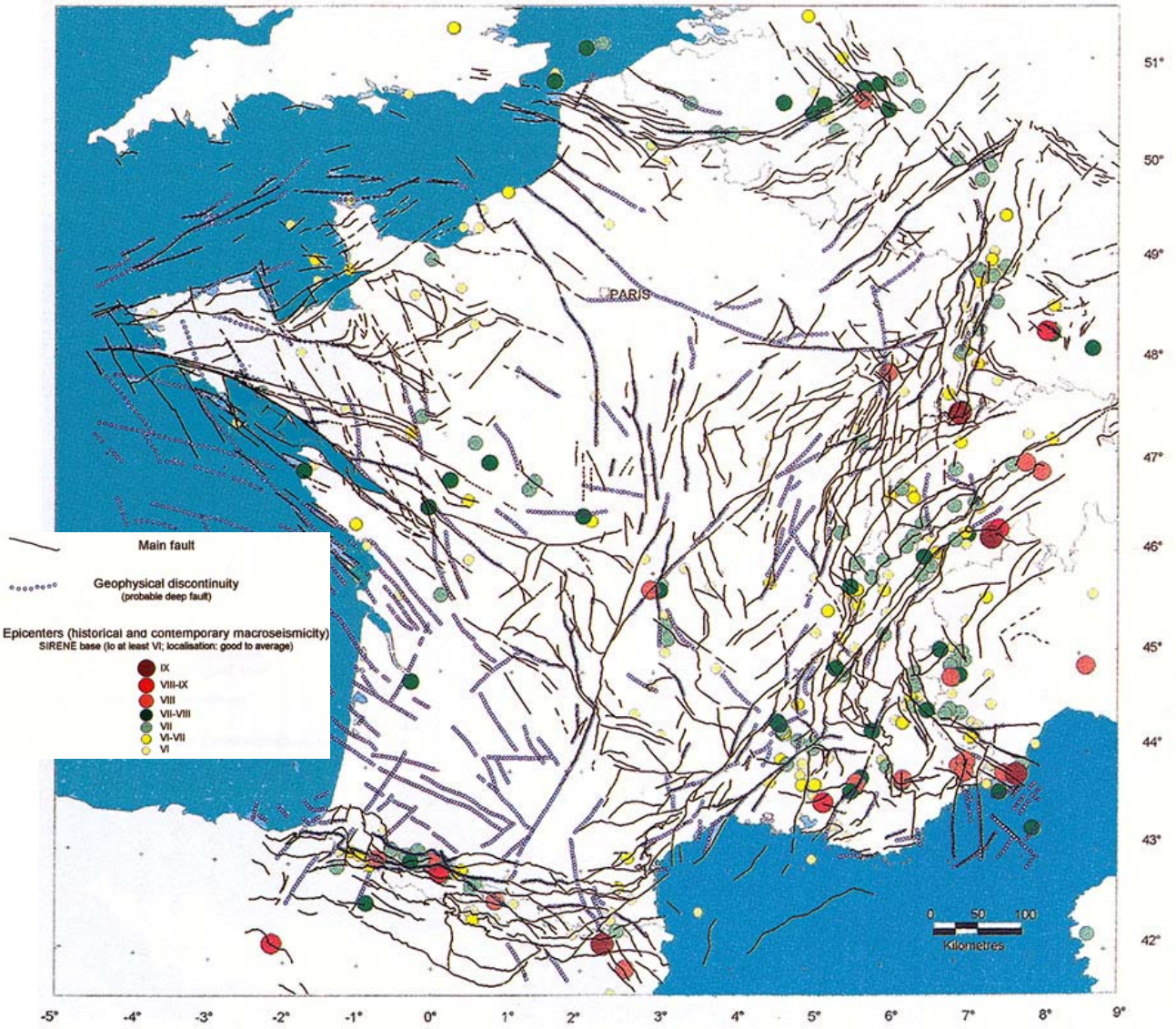


Figure 9 - Carte sismotectonique établie par Terrier et al. (2000), avec les failles géologiques principales en trait plein noir et les failles probables en alignement de rond.

En outre, Baize *et al.* (2002), dressent un inventaire des indices de rupture en France Métropolitaine et ses environs affectant le Quaternaire (cf. Annexe 1). Notons qu'il y a très peu d'études paléosismologiques entreprises en France pour caractériser l'activité récente et contemporaine d'une faille active. Seules les régions de Bâle (Suisse, travaux de Ferry *et al.*, 2005) et de Bree (Belgique, travaux de Vanneste *et al.*, 2001) ont montré de façon convaincante la présence de failles holocènes.

Par ailleurs, les premières réglementations en matière de prévention sismique en France datent de 1969.

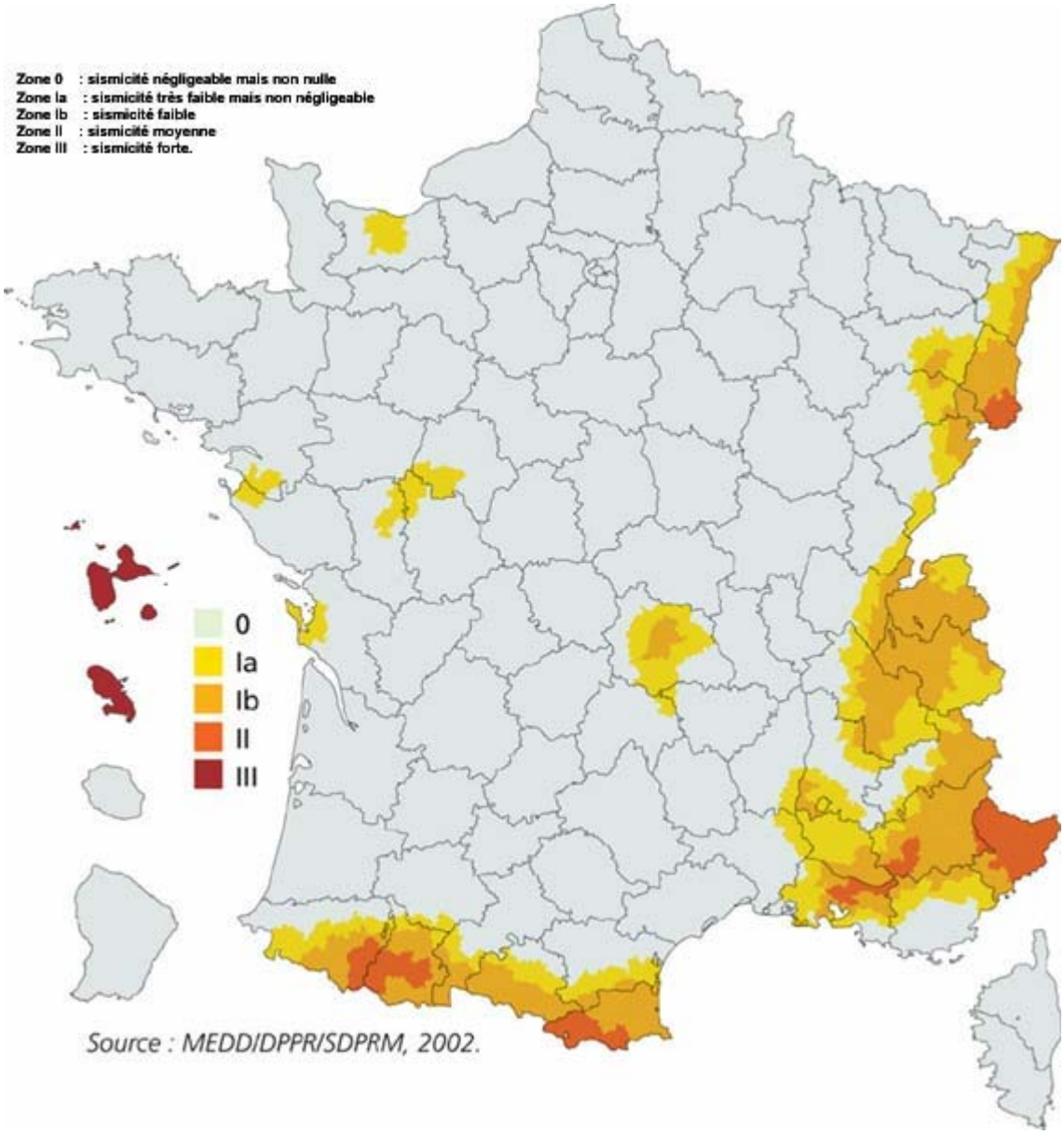


Figure 10 - Carte du zonage sismique de la France (1991), Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (MEDD)

(http://www.prim.net/citoyen/definition_risque_majeur/zonage_sismique_france/).

C'est à cette date qu'ont été définies les normes de construction parasismiques dites PS 69 et le premier **zonage sismique** qui leur est associé. Ces normes parasismiques sont fonction de l'aléa sismique évalué dans les zones urbaines ou à urbaniser : plus l'aléa sismique est grand et plus les normes de construction sont sévères. Pour établir ce premier zonage sismique, le poids des données de sismicité historique est important et le canton est utilisé comme limite administrative.

Les zones d'aléa sismique liées à différents niveaux de sismicité ont été définies en fonction de la classification suivante (suivant le zonage administratif de 1991) : *zone 0* :

sismicité négligeable mais non nulle, *zone Ia* : sismicité très faible mais non négligeable, *zone Ib*: sismicité faible, *zone II* : sismicité moyenne, *zone III* : sismicité forte.

Quand nous comparons la carte du zonage sismique (Figure 10) avec les cartes sismotectoniques publiées (Figure 9, Annexe 1), nous nous rendons compte qu'il existe des failles considérées comme potentiellement actives (Baize *et al.*, 2002), capables de générer de forts tremblements de terre en zone Ia de sismicité qualifiée de "très faible" par la réglementation.

Toutefois, aucune preuve d'activité des failles montrées sur la figure 9 ou dans l'annexe 1 n'a encore été apportée. A proximité de nos frontières, le séisme de Bâle du 18 octobre 1356 (Io=IX, échelle MSK-64, données SisFrance 2005, Mayer-Rosa et Cadiot, 1979) a été étudié et identifié par Mustapha Meghraoui (Meghraoui *et al.*, 2001) et Matthieu Ferry (Ferry *et al.*, 2005). En effet, en combinant des profils de résistivité électrique, des profils de sismique réflexion, et des données d'observation directe à partir de 6 tranchées réalisées à travers l'escarpement de faille normale, ils ont pu mettre en évidence 5 paléoséismes dont celui de Bâle, ceci dans les derniers 7800 ans, avec une moyenne du déplacement cosismique de l'ordre de 0,5 à 0,8 mètre. Enfin, à partir de plusieurs datations au Carbone 14, Ferry et coauteurs constatent que le dernier événement a eu lieu dans l'intervalle 500 – 1450 A.D. (2 σ, valeur de l'erreur où nous avons la plus forte confiance dans les données), ce qui peut correspondre au séisme de Bâle en 1356.

Dans le sud-est de la France, de multiples travaux ont été entrepris au niveau de la région de Lambesc, suite au séisme du 11 juin 1909 (Io=IX, échelle MSK-64, selon SisFrance, 2005). La zone responsable de ce séisme est considérée comme étant l'anticlinal de la Trévaresse (Chardon et Bellier, 2003, par exemple). Toutefois, aucune donnée directe de tranchée n'a montré une activité au cours des 100 derniers milliers d'année qui, en terme de paléosismologie est le critère communément admis pour classer une structure tectonique comme faille active.

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier d'autres zones sismiques en France, de les caractériser de manière tectonique, et d'étudier les séismes historiques et instrumentaux majeurs dans les régions considérées. Un des buts est de savoir quelles sont les magnitudes

les plus importantes atteintes par les tremblements de terre de ces régions, et si ceux-ci arrivent à créer ou non une déformation en surface.

V. La sismicité de la France

La convergence entre l'Afrique et l'Europe, qui a une vitesse entre 4 mm/an (à 0°E de longitude) et 6 mm/an (à 10°E, modèles Nuvel 1 et Nuvel 1A, DeMets *et al.*, 1990 et 1994, Sella *et al.*, 2002) est accommodée par différentes zones sismiques. La frontière de plaque se situant le long du pourtour sud de la Mer Méditerranée, la majorité des séismes a lieu au niveau du Maroc, de l'Algérie, puis atteint la Sicile. Le 24 février 2004, un tremblement de terre de magnitude M_W=6,4 (CSEM), causa de sérieux dégâts dans la ville de Al Hoceima et dans ses environs, au Maroc. De même, 9 mois auparavant, le séisme de Zemmouri, du 21 mai 2003, à 60 km à l'est de la capitale Alger, a fait plus de 2500 victimes et de nombreux dégâts (M_W=6,9, Ayadi *et al.*, 2003). Ce séisme, le plus violent dans la région après le séisme d'El Asnam (10/10/1980, M_S=7,2, Catalogue de l'International Seismic Center – ISC, et M_S=7,3 selon l'USGS), a été marqué par un soulèvement côtier d'environ 0,5 m dans la zone épicentrale (Meghraoui *et al.*, 2004) et par un tsunami dans toute la Mer Méditerranée occidentale (Alasset *et al.*, 2005).

Une deuxième zone à prendre en compte est la zone de l'arc bétique, dans la partie Sud de l'Espagne où plusieurs tremblements de terre historiques ont eu lieu en 881 (Io=X-XI), 1431 et 1884 (Io=XI, Institut Andalou de Géophysique, 2003). Au même niveau de latitude, mais en Italie cette fois-ci, l'accommodation de la convergence s'exprime par une rotation anti-horaire de la plaque adriatique et par une sismicité assez importante au niveau des Apennins.

La dernière zone, plus au nord en Europe, comprend celle qui nous concerne plus particulièrement dans cette étude, à savoir la France. Les derniers travaux de Nocquet et Calais (2004), montrent que le signal géodésique est toujours en dessous de la résolution technique (Figure 11). Il est à noter qu'ils trouvent des valeurs plus faibles que celles du modèle Nuvel 1A, et que leurs principaux résultats sont une extension au niveau des Alpes de l'ordre de 1 mm/an perpendiculairement à l'axe de la chaîne, et une possible extension de 0,5 mm/an NNE-SSW dans les Pyrénées et ESE-WNW dans le Fossé Rhénan. Le taux de déformation au niveau de la chaîne pyrénéenne et dans les Alpes est donc nettement inférieur à celui de l'Afrique du Nord et de l'Italie (Figure 11).

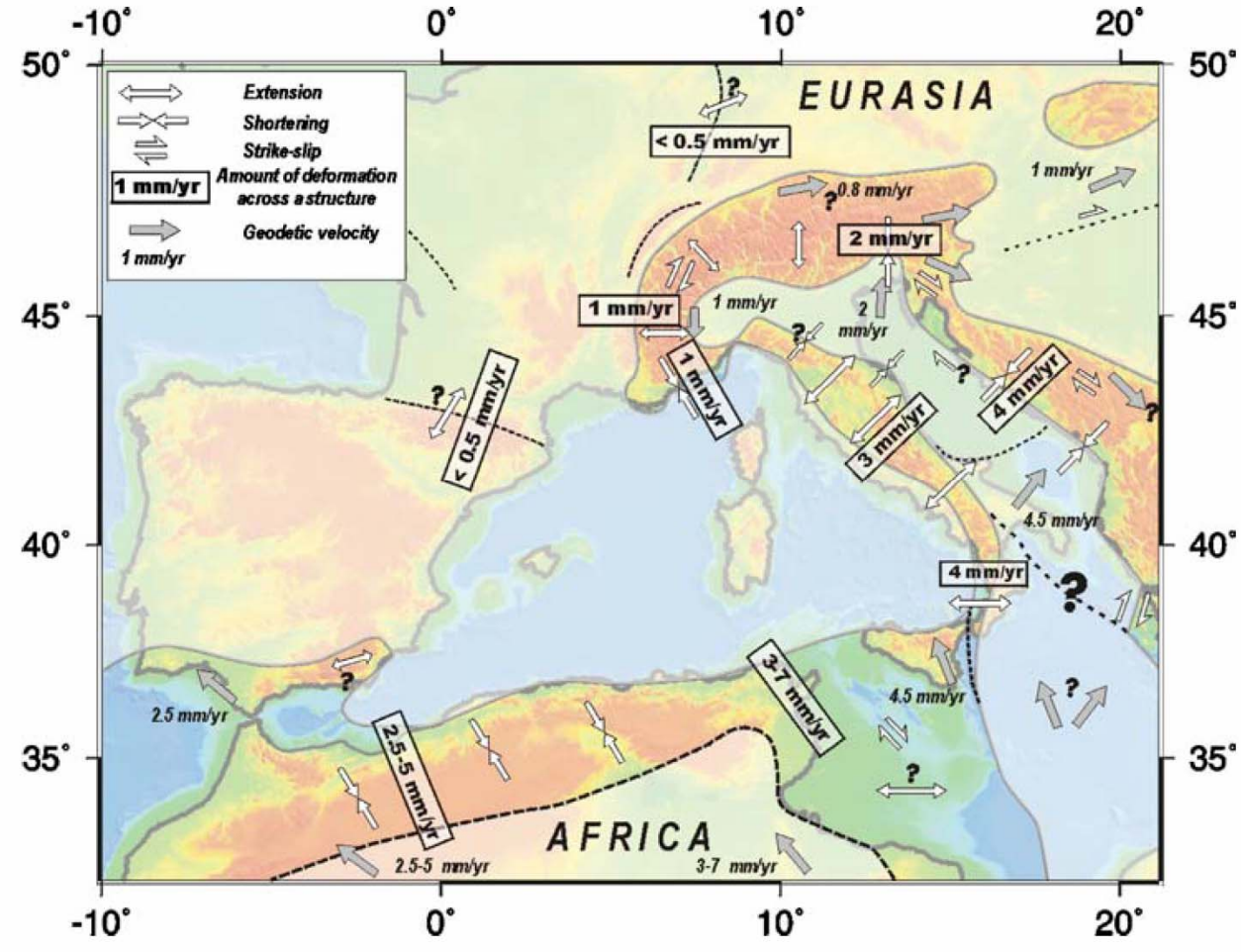


Figure 11 - Représentation des mesures géodésiques de la déformation dans l'Europe de l'Ouest et de la Méditerranée Occidentale (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches grises indiquent les mouvements de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie. La corrélation de ces mesures avec les estimations de la déformation à long terme reste une question majeure dans les régions à faible taux de déformation.

Dans ce contexte, la France connaît une sismicité modérée. Nous admettons généralement qu'il y a quelques événements par décennie de magnitude supérieure à 5, et quelques uns proches ou de l'ordre de 6 par siècle sans pouvoir préciser d'avantage la magnitude maximum atteinte sur la période historique. La connaissance de ces tremblements de terre se fait soit à travers des documents historiques variés (photos, lettres, articles de presse ou autres récits), soit par des mesures instrumentales depuis un siècle, et surtout depuis une quarantaine d'années (réseau LDG en France, WWSSN dans le monde).

A. Sismicité historique

Dans le passé, les séismes étaient perçus par la population comme d'étranges phénomènes attribués parfois à des forces divines. Les données objectives sont des récits décrivant la manière dont les séismes ont été ressentis, ou divers documents et rapports, financiers notamment, attestant de l'existence de dégâts. La méthode utilisée pour estimer la

grandeur du séisme est d'évaluer les différents témoignages en leur donnant une valeur d'intensité suivant une échelle (celle de Medvedev, Sponheuer et Karnik de 1964 – MSK-64 – Annexe 2 – pour la base de données SisFrance) et un facteur de qualité sur l'estimation de la valeur d'intensité (de A, meilleure qualité, à D). Créé en 1921, le Bureau Central Sismologique Français (BCSF), est en charge de dresser des cartes macrosismiques pour les différents séismes français. De 1978 à 1986, ce travail a été confié au Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) dans le cadre de la constitution d'une base de données sur les séismes historiques réalisée conjointement avec l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN) et Electricité de France (EDF). Cette base (SIRENE puis maintenant SisFrance) est accessible sur internet à l'adresse http://www.sisfrance.net/. SisFrance regroupe environ 6000 événements métropolitains avec, pour chacun le catalogue des intensités MSK-64 et des références bibliographiques. Il est important de noter que sur ces 6000 événements, 3300 (dont 500 douteux) seulement sont antérieurs à 1900, début de l'ère instrumentale en sismologie.

Depuis 1998, le Bureau Central Sismologique Français a révisé ses procédures de collecte et de traitement de l'information macrosismique sous l'impulsion de Michel Cara, son directeur, et de Christophe Sira. Depuis 2000, le BCSF utilise la nouvelle échelle d'intensité EMS 98 (European Macroseismic Scale, Annexe 3), qui est calée sur la MSK-64 mais avec une prise en compte plus rigoureuse de la vulnérabilité de la construction, et d'éléments statistiques dans les effets des séismes. Une enquête macrosismique est déclenchée dès que la magnitude atteint M_L=3,5, valeur qui correspond à des effets largement ressentis au niveau d'un canton.

Les premiers événements historiques répertoriés en France datent des années 500, mais le catalogue commence à devenir plus fourni à partir des XV-XVI^{ème} siècles. Pour chacun d'entre eux, il est affecté une valeur d'intensité épicentrale Io, une localisation de l'épicentre macrosismique et un indicateur de qualité pour chacun des paramètres. Dans le détail, les témoignages sont regroupés par ville, à laquelle une valeur d'intensité et sa qualité de détermination sont attribuées.

La figure 12 est basée sur le catalogue SisFrance du BRGM jusqu'à l'année 1980 (date à laquelle commence le catalogue RéNaSS). Ne sont représentés que les événements dont l'intensité maximale Io est supérieure ou égale à VI (échelle MSK-64), seuil limite où des dégâts apparaissent sur les bâtiments. Cette valeur d'intensité correspond à des lézardes dans les murs, ou sur les cheminées. Elle correspond à un séisme de magnitude modérée

(M_L communément entre 4,5 et 5,5). En plus d'avoir donné une couleur différente en fonction de l'intensité Io, j'ai choisi différentes formes de symboles suivant la qualité donnée pour la détermination de Io.

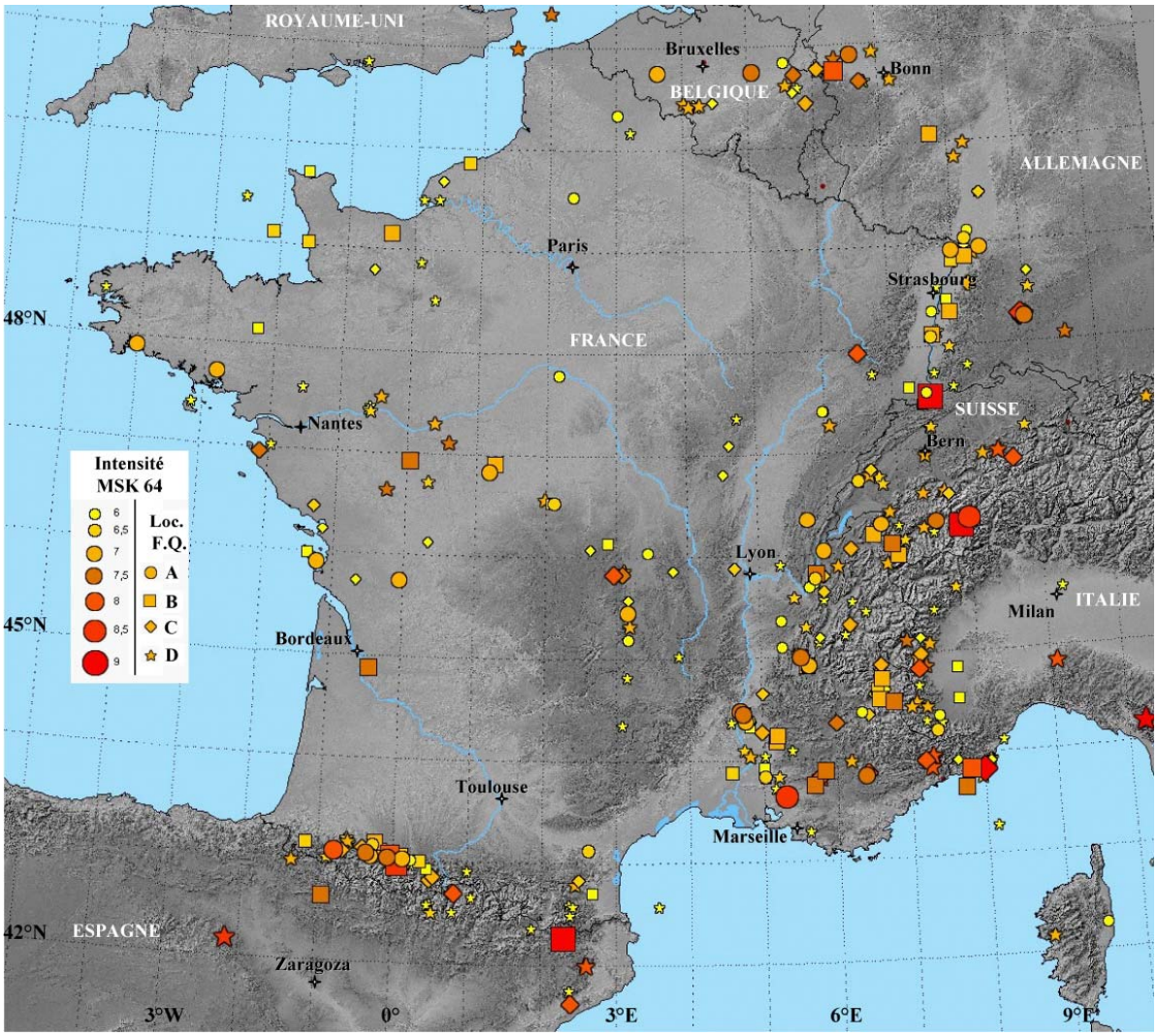


Figure 12 - Sismicité historique pour les événements d'intensité maximale Io supérieure ou égale à VI (échelle MSK-64), tirée de la base SisFrance du BRGM jusqu'en 1980. La couleur dépend de Io (intensité maximale) et la forme du symbole dépend de la qualité de localisation (A dans un rayon de quelques km, B de 10 km, C de 20 km, D de 50 km). En fond, le modèle numérique de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission de la NASA), dans le système RGF 93.

L'activité sismique historique modérée à forte se localise en différents endroits du nord au sud :

- dans le Fossé Rhénan dont le plus fort séisme est celui du 18/10/1356, au niveau de la ville de Bâle en Suisse (Io=IX, Qualité : B);

- dans les Alpes du Nord avec le séisme de Chamonix en 1905 (Io=VII-VIII, noté "séisme d'Emosson" dans la base SisFrance) qui fait l'objet du chapitre 3 de cette thèse, et celui du 26/07/1855 en Valais Suisse (Io=VIII);

- dans les Alpes du Sud, le Briançonnais, le Vercors et la Provence, avec le séisme de Lambesc le 11/06/1909 (Io=VIII-IX) et celui de 07/09/1920 en Lombardie (Io=IX), et le long de la côte ligure;

- et enfin dans les Pyrénées, ou deux essaims sont observés, un à l'est avec les séismes de 1427 et du 02/02/1428 (Io=IX) de Cerdagne, et un à l'ouest, le plus concentré et le plus important en France avec les séismes de Bigorre 1660 (Io=VIII-IX) et d'Arette du 13/08/1967 (Io=VIII, $M_{D\text{-}LDG}$=5,3). Le chapitre 2 de cette thèse traite l'aspect macrosismique et sismotectonique de cette région.

B. Sismicité instrumentale

La connaissance de la sismicité instrumentale n'a commencé qu'au début du siècle dernier avec l'installation de sismographes suffisamment sensibles et équipés d'une base de temps absolue. Le Bureau Central International de Sismologie (BCIS) créé à Strasbourg en 1901, a publié systématiquement des catalogues et des rapports sur la sismicité mondiale. En France, un catalogue fiable sur la sismicité instrumentale n'est disponible que depuis 1962 avec l'installation du réseau de détection sismique du LDG (bulletins du Laboratoire de Détection et de Géophysique – CEA/DAM/DASE/LDG, situé à Bruyères-le-Châtel - 91). Depuis 1980, le site central du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS, basé à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg) centralise les données des autres réseaux de surveillance sismique dépendants du CNRS et des universités, et donne une magnitude pour tout événement sismique.

La magnitude locale donnée par le LDG et par le RéNaSS diffère et n'a pas toujours été basée sur la même méthode. Par exemple, la magnitude locale du LDG est basée sur l'amplitude des ondes Lg mais le LDG a aussi déterminé une magnitude de durée M_D (communication personnelle de J.-P. Santoire). Le RéNaSS, quant à lui, a changé plusieurs fois sa méthode de calcul de la magnitude (communication personnelle de M. Cara), tout en ne laissant apparaître que la dénomination M_L dans ses bulletins depuis sa création en 1980. Ceci aura une conséquence sur la méthode de travail pour comparer des séismes historiques dans les chapitres suivants.

Sur les 25 dernières années (Figure 13), nous retrouvons la même tendance dans la répartition géographique de la sismicité que dans la figure précédente, c'est-à-dire le L à l'envers (⌋), depuis le Fossé Rhénan, en passant par les Alpes et la Provence, pour terminer dans les Pyrénées. En outre, une zone plus diffuse part du Massif Central pour remonter jusqu'en Bretagne qui a connu plusieurs séismes importants dans la période instrumentale,

mais qui est très pauvre en sismicité historique (exemple de séisme dans la période instrumentale : Hennebont, près de Lorient, en septembre 2002 - $M_{RéNaSS}$=5,4).

Le Fossé Rhénan et ses environs ont connu le séisme de Remiremont du 29 décembre 1984 (M_{LDG} et $M_{RéNaSS}$ = 4,8), de Rambervillers du 22 février 2003 (M_{LDG}=5,9 et $M_{RéNaSS}$=5,4), de Baume-les-Dames le 23 février 2004 (M_{LDG}=5,5 et $M_{RéNaSS}$=5,1). Plus au sud, les Alpes du Nord ont connu le séisme du Grand Bornand (le 14 décembre 1994, M_{LDG}=5,1 et $M_{RéNaSS}$=4,7) et celui d'Epagny (le 15 juillet 1996, M_{LDG}=5,3 et $M_{RéNaSS}$=5,2) alors que la région de Lambesc est silencieuse. Dans les Pyrénées, il y a eu ceux d'Arudy à l'ouest (le 29 février 1980, M_{LDG}=5,8 et $M_{RéNaSS}$=5,1), et de Saint-Paul de Fenouillet à l'est (le 18 février 1996, M_L=5,6 donnée par le RéNaSS et LDG). Nous pouvons remarquer que la plus grande concentration de séismes instrumentaux a lieu dans les Pyrénées Occidentales comme pour le catalogue des séismes historiques.

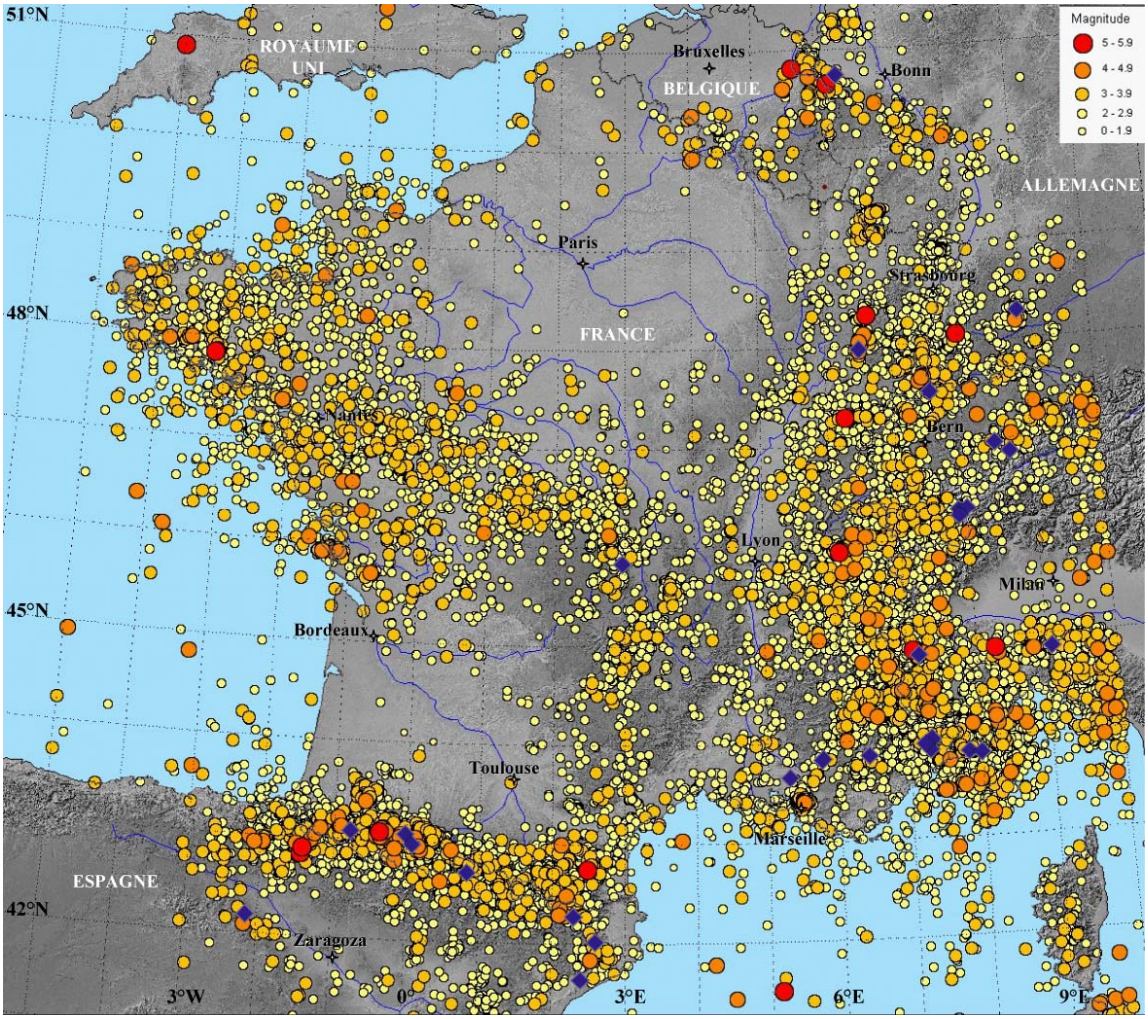


Figure 13 - 25 ans de sismicité instrumentale entre 1980 et 2004 du catalogue RéNaSS - BCSF. Les losanges bleus indiquent les plus forts tremblements de terre historiques avec une intensité Io≥VIII, selon SisFrance 2005. En fond, le modèle numérique de terrain SRTM, dans le système RGF 93.

Chapitre 2 : Recherche de faille Holocène dans les Pyrénées Occidentales

La chaîne de montagne des Pyrénées forme sur 400 kilomètres de long et environ 100 km de large, la frontière naturelle entre la France et l'Espagne, résultant de la convergence entre la plaque Eurasiatique et la microplaque Ibérique. La structure des Pyrénées est généralement considérée comme une structure en "éventail" avec des ensembles orientés ESE-WNW. Nous observons du sud au nord les structures géologiques suivantes :

- un bassin d'avant Pays : le Bassin de l'Ebre, qui est le lieu de la suture de la mer Téthys;

- une **Zone Sud-Pyrénéenne** (Z.S.P.) avec des terrains du Secondaire et Tertiaire, limitée au sud par le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen;

- une **Zone Axiale** (Z.A.) avec des terrains d'âge Primaire caractérisés par l'orogenèse hercynienne;

- une **Zone Nord-Pyrénéenne** (Z.N.P.), avec des terrains du Secondaire et Tertiaire, limitée au nord par la **Faille Nord-Pyrénéenne** (F.N.P.);

- enfin, une zone de bassin d'avant-pays aquitain limitée au sud par le **Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen** (C.F.N.P.).

Plusieurs modèles géologiques ont été proposés sur l'évolution des Pyrénées (*e.g.* Montadert et Winnock en 1971, Choukroune *et al.* en 1973, Olivet en 1996), le dernier en date est celui de Sibuet *et al.* (2004) qui propose à partir des données du profil ECORS (Etude Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismique) et des données télésismiques la présence de deux *slabs* à travers la chaîne (Figure 14). Celui situé le plus au sud montre l'activité de la fermeture de la Téthys entre 118 Millions d'années (Ma) et 100 Ma. Plus au nord, depuis 85 Ma, le second *slab* est actif, en raison de la subduction de la croûte continentale inférieure localisée au sud de la chaîne des Pyrénées. La compression maximale a eu lieu par la suite pendant la période Eocène-Oligocène (40 Ma) d'après Fitzgerald *et al.* (1999). De nos jours, la déformation est très lente, et les dernières mesures de géodésie montrent que le signal est toujours inférieur au bruit, ce qui implique un taux de déformation (sur la fenêtre d'observation du G.P.S.) inférieure à 0,5 mm par an (Nocquet et Calais, 2004).

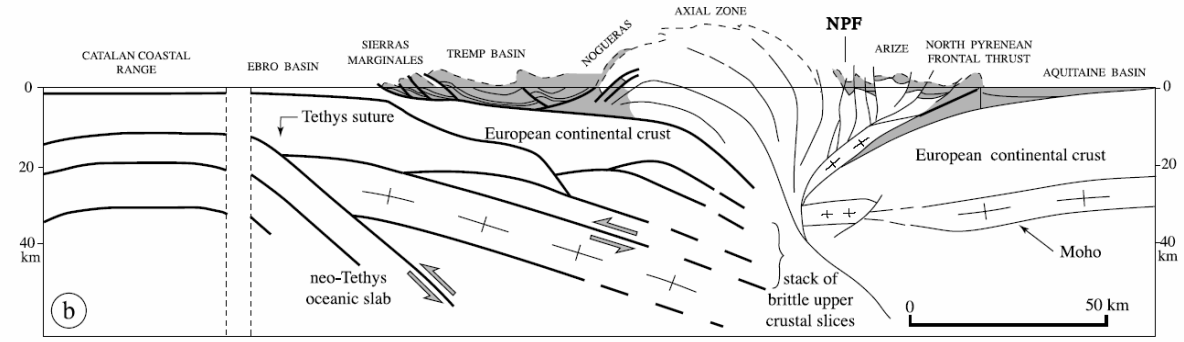


Figure 14 - Interprétation proposée par Sibuet et al. (2004) dans la partie sud de la chaîne et en adoptant celle de Roure et Choukroune (1998) pour la partie nord de la coupe.

Sur cette structure, une sismicité s'est développée avec deux comportements distincts à l'ouest et à l'est de la chaîne. A l'est de la chaîne, il existe différents essaims de sismicité dont certains ont généré les séismes majeurs de 1427 et 1428 en Cerdagne (Io=IX sur l'échelle MSK-64, SisFrance), tandis qu'à l'ouest, nous remarquons une bande étroite de 20 km de large et d'une centaine de kilomètres de long au sud des villes de Pau et de Tarbes (Figure 12).

Une étude détaillée de cette dernière région par une approche sismologique et paléosismologique a été entreprise dans le cadre de ce travail.

I. Les séismes majeurs historiques et instrumentaux dans les Pyrénées Occidentales

A. Etude macrosismique et comparaison

1) Descriptif de la méthode

La déformation étant relativement faible, le cycle sismique entre deux tremblements de terre majeurs peut être de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années. Pour pouvoir contraindre ce cycle, nous commençons par nous intéresser aux séismes historiques, pour lesquels nous avons des informations sur les dégâts et sur les oscillations et vibrations ressenties par la population traduites en intensités macrosismiques.

La méthode utilisée au BCSF pour dessiner les isoséistes (courbe délimitant des aires macrosismiques de même intensité), conduit à des résultats sensiblement différents de ceux donnés par le BRGM dans la base SisFrance. Le tracé adopté par le BCSF tient compte de la qualité et de la dispersion des données, en faisant une interpolation colorimétrique pour chaque valeur d'intensité pour obtenir des isoplages. Les isoséistes sont dans les deux cas tracées manuellement et tendent à envelopper les intensités maximum les plus fiables.

Dans le cadre de ce travail, la technique adoptée est celle du BCSF mise au point par C. Sira. Nous avons redessiné les cartes macrosismiques à partir des données SisFrance pour

4 événements majeurs des Pyrénées Occidentales dont les épicentres sont à l'intérieur d'une zone de moins de 100 km d'extension.

Pour chaque isoséiste (III, IV, V, VI, VII, *etc.*), nous calculons l'aire *S* de la surface délimitée par l'isoséiste et en déduisons son rayon moyen *r* (pour un disque de surface identique). Lorsque l'isoséiste n'est pas fermée, nous prenons l'aire *S* correspondant au secteur angulaire d'ouverture θ défini par l'isoséiste partiel. Nous nous ramenons ainsi à un rayon moyen *r* qui, si θ est exprimé en degrés, vaut :

$$r = \sqrt{\frac{S}{\pi} \times \frac{360°}{\theta}} \quad \textbf{(Équation 1)}$$

Pour chaque séisme, nous obtenons un tableau de valeurs de rayon pour chaque intensité macrosismique. Nous pouvons ainsi comparer les événements historiques entre eux. L'étape suivante est de donner une magnitude aux séismes historiques à partir des observations macrosismiques de séismes instrumentaux de référence.

Il existe dans la littérature plusieurs relations entre la magnitude *M* et l'intensité *I* à une distance hypocentrale *R* en km. Musson et Cecic (2002) donnent la relation synthétique suivante (équation 2) :

$$M = aI + b\log R + cR + d \quad \textbf{(Équation 2)}$$

Levret *et al.* (1994) ont publié une loi d'atténuation de l'intensité basée sur 140 principaux tremblements de terre métropolitains et en utilisant les magnitudes du LDG (M_L et M_D, équation 3) :

$$M = 0{,}44I + 1{,}48\log R + 0{,}48 \text{ avec } \sigma_M = 0{,}4 \quad \textbf{(Équation 3)}$$

Le terme *cR* de la relation (2) n'apparaît pas dans la relation de Levret *et al.* (1994), sa valeur déduite des régressions linéaires étant proche de 0.

Souriau (2005) a proposé une nouvelle relation basée sur 20 événements de magnitude locale comprise entre 3 et 5,4 utilisant les derniers travaux du BCSF et du BRGM pour chaque type de magnitude (LDG, et RéNaSS) :

$$M_{LDG} = 0{,}45(\pm 0{,}05)I + 1{,}63(\pm 0{,}1)\log R + 0{,}61(\pm 0{,}25) \quad \textbf{(Équation 4)}$$

$$M_{RéNaSS} = 0{,}46(\pm 0{,}04)I + 1{,}63(\pm 0{,}09)\log R + 0{,}36(\pm 0{,}22) \quad \textbf{(Équation 5)}$$

L'utilisation directe de ces lois nécessite de connaître les coefficients *a, b* et *d* ainsi que la profondeur du séisme. Pour comparer deux séismes à partir de leur courbe I=fn(R), nous pouvons aussi utiliser la méthode différentielle proposée par Cara *et al.* (2005) pour écrire que la variation de magnitude (d'un même organisme) qui existe entre ces deux séismes à une distance épicentrale donnée, est égale à la variation d'intensité que multiplie la constante "*a*" au premier ordre (équation 6).

$$\Delta M = a \times \Delta I \quad \textbf{(Équation 6)}$$

Cette méthode suppose que nous puissions confondre la distance épicentrale *r* et hypocentrale *R*. Ceci ne se justifie que si nous sommes suffisamment loin de l'épicentre.

En effet, prenons deux séismes dont la profondeur est fixée à 5 km pour le premier et 15 km pour le second, à même distance épicentrale *r* = 25 km, en utilisant les équations de Souriau (2005) par exemple :

$\underline{Cas\ A}$: $R = \sqrt{25^2 + 5^2} = 25{,}495$ donc $1{,}63 \times \log R = 2{,}292$

$\underline{Cas\ B}$: $R = \sqrt{25^2 + 15^2} = 29{,}154$ donc $1{,}63 \times \log R = 2{,}387$

Si nous faisons la différence entre ces deux cas, l'effet géométrique de la variation de la profondeur, à 25 km de distance d'observation n'est que de 0,095 sur la variation de la magnitude. A la distance *r* = 100 km, cette variation n'est plus que de 0,007. Un calcul au 1er ordre montre que si nous fixons une tolérance de 5% sur l'écart entre *r* et *R*, la distance épicentrale *r* doit être supérieure à 47 km pour une profondeur de 15 km, et à 16 km pour une profondeur de 5 km. Avec 10% de tolérance, pour une profondeur de 15 km cette distance épicentrale *r* n'est plus que de 33 km, et pour h = 5 km, nous avons *r* = 11 km.

Le type de magnitude choisie pour faire des comparaisons est la magnitude locale, qui est sensible aux ondes de fréquence comprise entre 1 et 10 Hz. Cette fenêtre de fréquence est à peu près celle des effets ressentis et qui cause les dégâts aux constructions. M_L est donc la magnitude pertinente pour un calage des données macrosismiques (Cara *et al.*, 2005).

Pour appliquer cette méthode, nous allons faire la moyenne des variations d'intensité à différente valeur de R (25 km, 50 km, 75 km, 100 km, …), multiplier cette moyenne par la valeur de la constante "*a*" (équation 6) et nous obtiendrons ainsi la variation de magnitude qui existe entre les deux séismes considérés. Cette méthode proposée par Cara *et al.* (2005), pour comparer le séisme de Rambervillers du 22 Févier 2003 ($M_{L\text{-RéNaSS}}$=5,4) et le séisme historique de Remiremont en 1682 (Io=VIII, échelle MSK-64, SisFrance), situé à 30 km au sud de Rambervillers conduit par exemple à donner une magnitude "RéNaSS" de 6 au séisme de 1682.

2) Comparaison des aires pour les séismes des Pyrénées Occidentales

Pour établir les cartes d'aires macrosismiques des quatre séismes choisis (21/06/1660, 24/05/1750, 13/08/1967, 29/02/1980 - Figures 15 et 16), nous avons utilisé les données de la base SisFrance 2005.

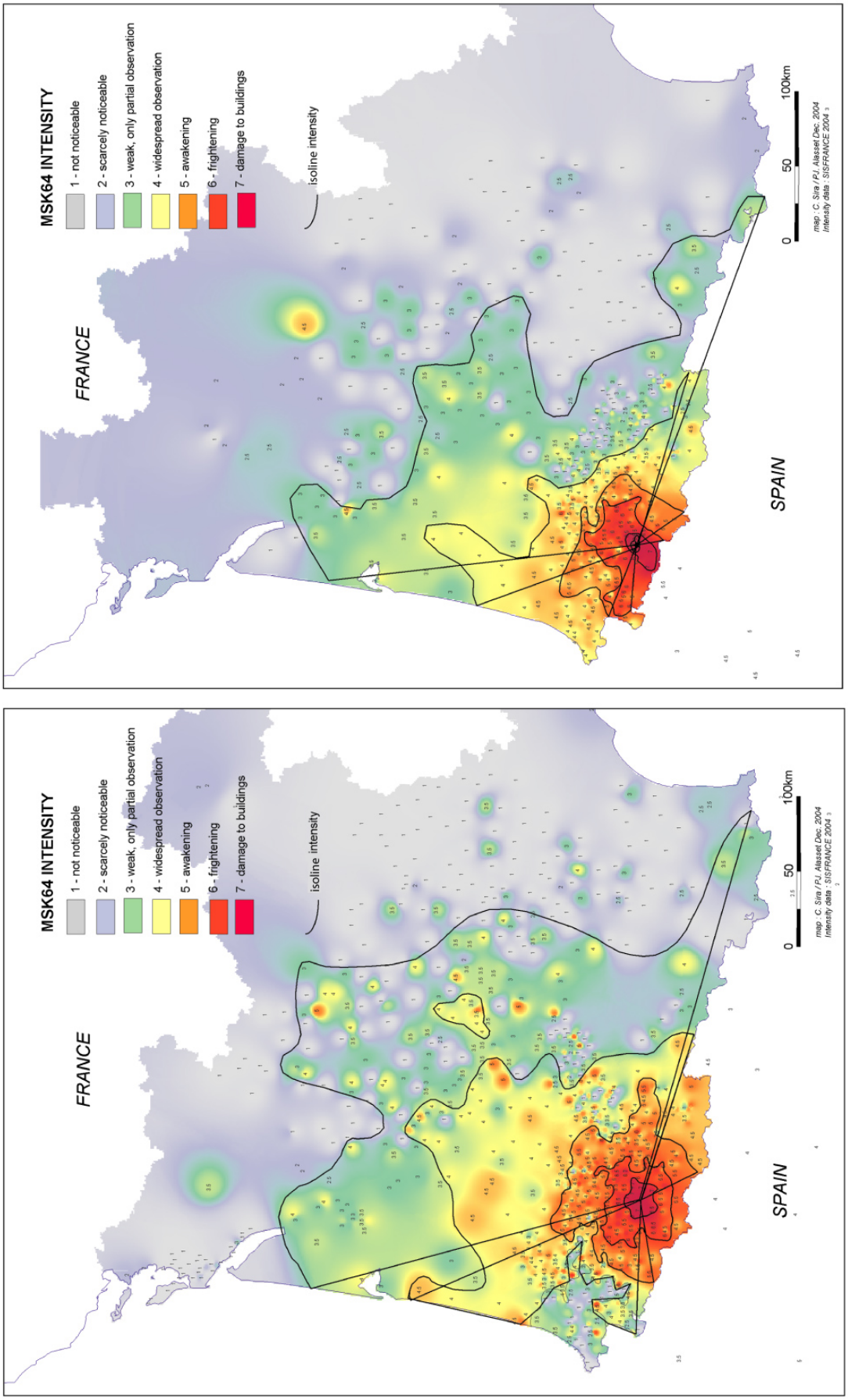


Figure 15 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, séismes d'Arudy 1980 en bas et d'Arette 1967 en haut, échelle MSK-64 (collaboration de C. Sira).

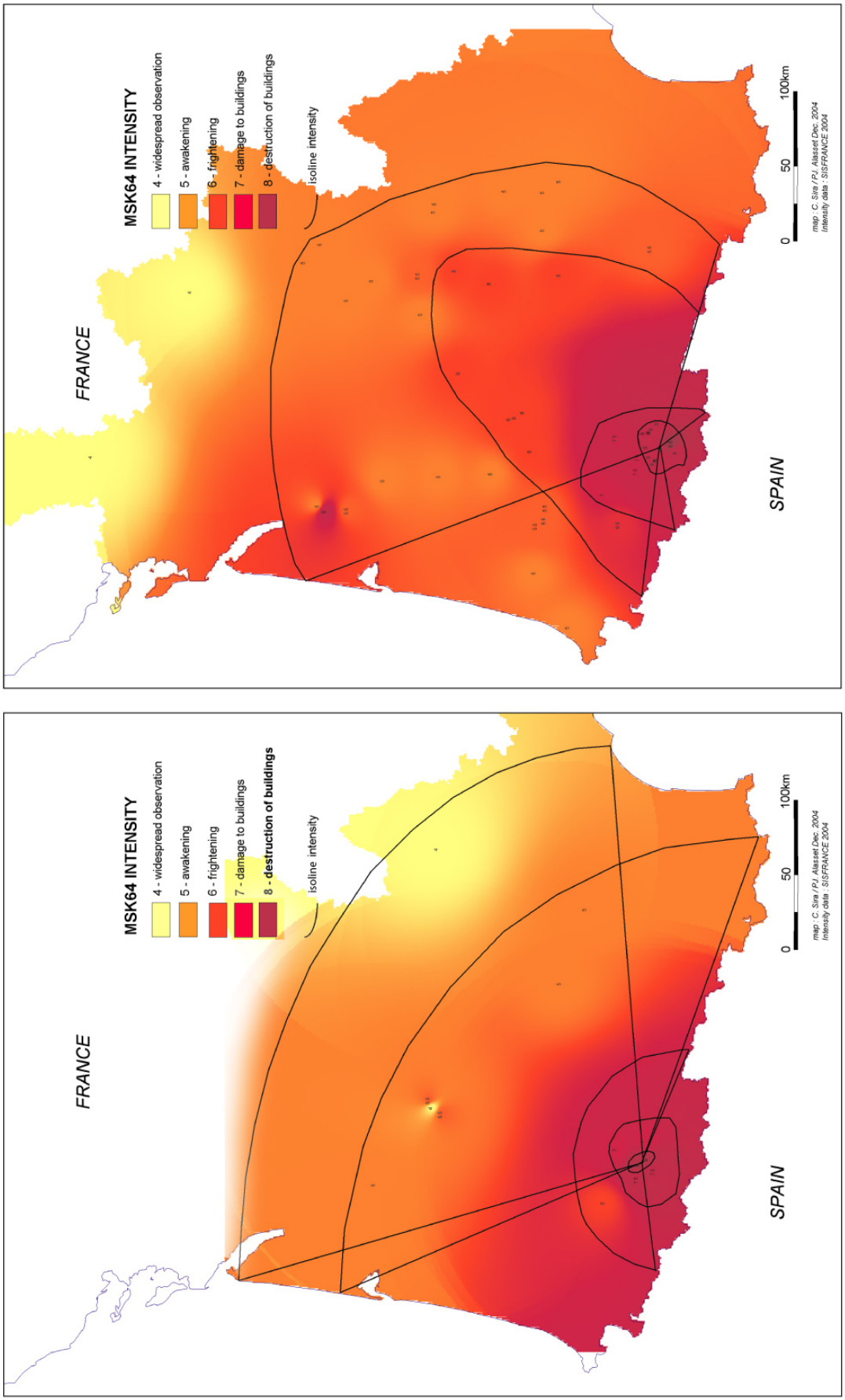


Figure 16 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, séismes de Juncalas 1750 en bas et de Bigorre 1660 en haut, échelle MSK-64 (collaboration de C. Sira).

A partir des illustrations des Figures 15 et 16, nous avons déterminé un rayon moyen *r* lié à chaque aire sismique de chaque tremblement de terre, récapitulé dans les tableaux (tableaux 1 à 4). Le tableau 5 donne les rayons moyens du séisme de 1660 avec le tracé BRGM de SisFrance pour comparaison.

Intensité MSK-64	Aire calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	415	360	415	11,5
VI	2385	360	2385	27,6
V	6647	251	9533	55,1
IV	19212	131	52797	129,6
III	53319	126	152339	220,2

Tableau 1 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Arudy (29/02/1980).

Intensité MSK-64	Aire calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VIII	46,6	360	46,6	3,9
VII	317	360	317	10,1
VI	1819	256,5	2553	28,5
V	3626	213,5	6114	44,1
IV	7976	128	22432	84,5
III	32812	117,5	100531	178,9

Tableau 2 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Arette (13/08/1967).

Intensité MSK-64	Aire calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VIII	174	360	174	7,4
VII	2211	360	2211	26,5
VI	6261	210	10733	58,4
V	43111	140	110857	187,8
IV	64761	103	226349	268,4

Tableau 3 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Juncalas (24/05/1750).

Intensité MSK-64	Aire calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VIII	8567	360	857	16,5
VII	3901	242	5802	43,0
VII	25302	190	47941	123,5
V	59457	118	181396	240,3

Tableau 4 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Bigorre (16/06/1660).

Intensité MSK-64	Aire calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VIII	493	360	493	12,6
VII	5976	217,5	9891	56,1
VI	27356	193	51027	127,4
V	81827	143,5	205280	255,6
IV	116679	92	456570	381,2

Tableau 5 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Bigorre (16/06/1660 avec le Tracé du BRGM d'après la carte parue sur le site SisFrance).

Pour comparer ces événements entre eux, il suffit ensuite de représenter les courbes respectives rayon *r* en fonction des différentes valeurs d'intensité (Figure 17).

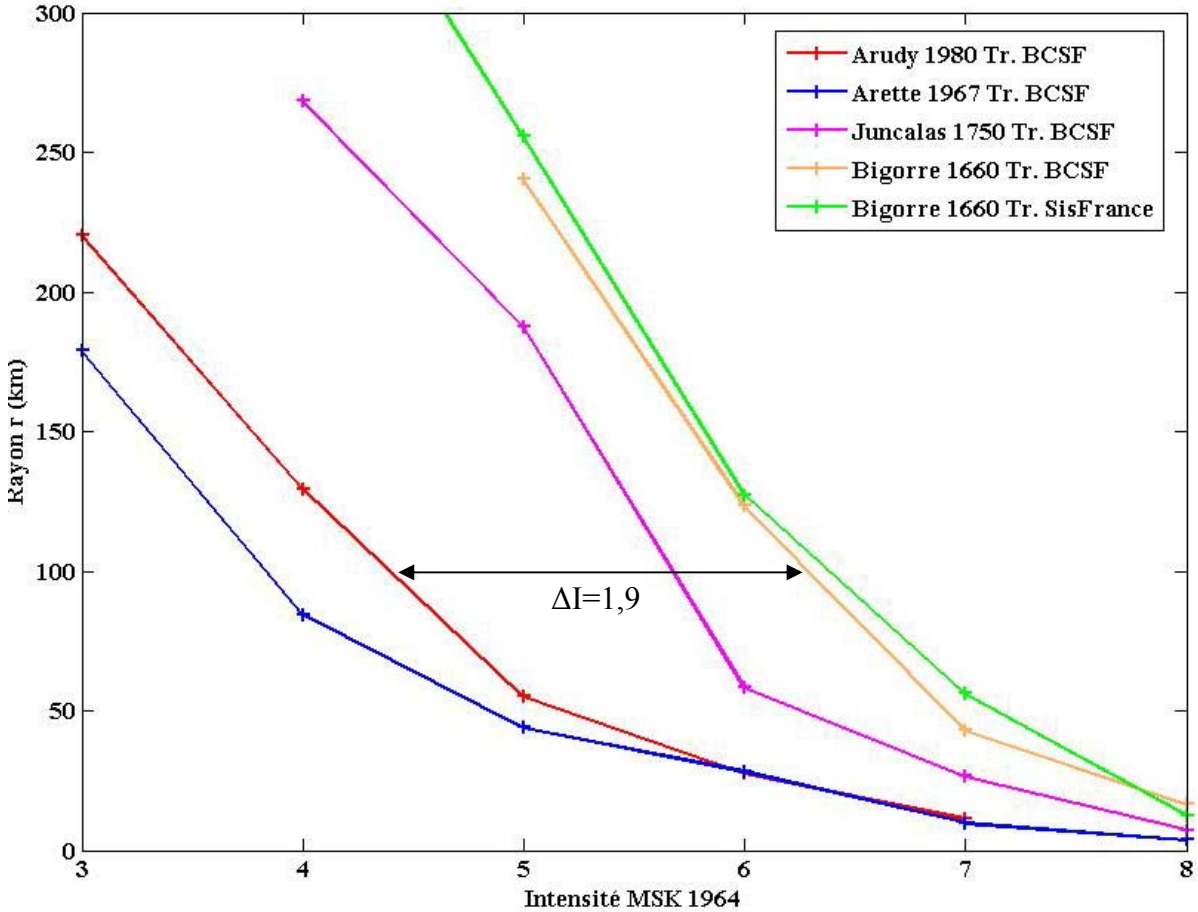


Figure 17 - Comparaison des rayons des différents tremblements de terre en fonction des intensités MSK-64. Exemple de différence ΔI de 1,9 pour une valeur de r = 100 km entre Arudy (en rouge) et Bigorre (en jaune).

D'après la figure 17, nous observons que le séisme d'Arette, est le séisme qui a les aires les plus petites, excepté à très faible distance hypocentrale (<10 km). Ceci peut être dû à une profondeur superficielle du séisme comme le suggère la détermination donnée par le LDG à 4 km (communication personnelle de J.-P. Santoire). Les deux séismes historiques au voisinage de la ville de Lourdes ont été relativement violents et ressentis sur une surface beaucoup plus grande. La différence qui existe entre le tracé du BRGM (SisFrance) et celui

réalisé par nos soins pour le tremblement de terre de Bigorre est négligeable en moyenne. Etant donné le faible nombre de données, nous pouvons discuter sur l'interpolation des isoséistes et faire varier les rayons de quelques dizaines de kilomètres sans grande incidence sur les résultats. Compte tenu des lois d'atténuation qui apparaissent sur la figure 17, une variation de rayon *r* confondu avec le rayon hypocentral *R*, inférieure à 50 km correspond à une variation d'intensité inférieure à un demi-degré.

Il suffit à présent d'établir les variations d'intensité à différentes valeurs de R pour déterminer l'écart de magnitude entre deux événements.

3) Magnitude de séismes relative à un événement de référence

En confondant le rayon *r* et la distance hypocentrale *R*, le tableau 6 présente la différence d'intensité à une valeur de rayon donnée.

Séismes	Io	R = 25 km	R = 50 km	R = 75 km	R = 100 km	R = 150 km	R = 200 km	ΔI
Arudy (1980)	VII-VIII	0	0	0	0	0	0	**0**
Arette (1967)	VIII	0	-0,34	-0,5	-0,55	-0,47	--	**-0,37**
Juncalas (1750)	VIII	0,9	1,08	1,15	1,28	1,51	1,62	**1,26**
Bigorre (1660, Tr. BCSF)	VIII-IX	1,5	1,72	1,88	1,9	1,99	2,12	**1,85**
Bigorre (1660, Tr. BRGM)	VIII-IX	1,55	1,95	2,01	2,0	2,05	2,21	**1,96**

Tableau 6 - Ecart d'intensité pour différentes valeurs de rayons et écart moyen par rapport au tremblement de terre de référence d'Arudy (le plus important instrumentalement dans la zone d'étude considérée et le mieux connu).

La conversion des écarts *ΔI* en écart de magnitude nécessite l'utilisation d'un paramètre *a* (équation 2). Nous avons vu qu'il existe dans la littérature les valeurs de *a* = 0,44 pour Levret *et al.* (1994) avec des magnitudes LDG, *a* = 0,45 (M_{LDG}) et *a* = 0,46 ($M_{RéNaSS}$) pour Souriau (2005). Ces valeurs sont assez faibles quand nous les comparons à d'autres valeurs internationales calibrées sur des séismes plus forts où *a* = 0,71 en Nouvelle-Zélande ou *a* = 0,62 en Australie par exemple (Musson et Cecic, 2002).

Nous remarquons que quelle que soit la valeur utilisée de Levret *et al.* (1994) ou de Souriau (2005), les valeurs de variation en magnitude sont très proches. Elles sont évidemment plus importantes si nous utilisons la valeur de 0,62 de l'Australie. L'écart peut atteindre 0,3 en magnitude avec celle de la France pour le tremblement de terre de Bigorre

(1660), 0,2 pour celui de Juncalas (1750) et -0,07 pour Arudy (1980). Ainsi, nous pourrions avoir une magnitude de 6,3 au lieu de 6,0 en $M_{RéNaSS}$ ou de 6,9 au lieu de 6,6 en M_{LDG} pour Bigorre (et 7 au lieu 6,7 en M_{LDG} pour le tracé BRGM du même séisme) avec la valeur de *a* australienne. La méthode utilisée est insensible aux paramètres *b, c* et *d* de la loi d'atténuation, seuls le paramètre *a* et la magnitude du séisme de référence influent sur la valeur obtenue.

Séismes	*a* = 0,44 Levret M_{LDG}		*a* = 0,45 Souriau M_{LDG}		*a* = 0,46 Souriau $M_{RéNaSS}$		*a* = 0,62 (Australie)		
	ΔM	M_{LDG}	ΔM	M_{LDG}	ΔM	$M_{RéNaSS}$	ΔM	M_{LDG}	$M_{RéNaSS}$
Arette (1967)	-0,16	5,6	-0,16	5,6	-0,17	4,9	-0,23	5,6	4,9
Juncalas (1750)	0,55	6,4	0,57	6,4	0,58	5,7	0,79	6,6	5,9
Bigorre (1660, Tr. BCSF)	0,81	6,6	0,83	6,6	0,85	6,0	1,15	7,0	6,3
Bigorre (1660, Tr. BRGM)	0,86	6,7	0,88	6,7	0,9	6,0	1,22	7,0	6,3

Tableau 7 - Variation ΔM en fonction de ΔI du tableau 6 précédent et des valeurs de la constante a, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Arudy ($M_{RéNaSS}$=5,1 et M_{LDG}=5,8). Pour le séisme de Bigorre, les deux résultats sont présentés (aires d'isoséistes des tracés du BCSF et du BRGM).

Dans le paragraphe qui suit, nous comparons les variations d'intensité obtenues avec les courbes d'atténuation théorique qui tiennent compte de l'ensemble des paramètres (magnitude, profondeur du foyer, distance épicentrale).

4) Discussion sur les lois d'atténuation

Pour discuter les valeurs de magnitude trouvées précédemment, je compare le tracé de Levret *et al.* (1994) et de Souriau (2005) avec les données d'intensité du séisme d'Arudy que j'ai considéré comme tremblement de terre de référence (Figure 18). Nous remarquons que pour ce dernier séisme, la loi proposée par Levret *et al.* (1994), présente des valeurs d'intensités trop élevées. Il y a un décalage d'un degré d'intensité à une distance hypocentrale de 50 km, alors que celle de Souriau (2005) est juste pour les faibles intensités, et un peu élevée pour les intensités VI et VII. Afin d'établir ma propre loi sur ces données j'ai pris pour le séisme d'Arudy les caractéristiques suivantes : M_{LDG}=5,8 (communication personnelle de J.-P. Santoire) et profondeur h=4 km (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982).

A partir des données obtenues dans le tableau 1, j'ai effectué un ajustement des paramètres *a, b* et *c* sur le séisme d'Arudy et sa magnitude LDG (en utilisant la fonction

curve fitting de Matlab). La loi d'atténuation a une pente presque identique à celle proposée par Levret *et al.* (1994), soit 1,53 (paramètre *b*), mais des valeurs différentes pour les constantes *a* et *c* (équation 7).

$$M_{LDG} = 0{,}49I + 1{,}53\log R + 0{,}65$$ **(Équation 7, loi Alasset Pyrénées Occidentales)**

Si nous faisons varier la magnitude de 0,1 ou la profondeur de 1km, nous voyons des variations de l'ordre de ± 0,02 pour *a*, de ± 0,05 pour *b*, et de ± 0,1 pour *c*. Nous remarquons que le paramètre le plus stable est *a*, et c'est justement ce paramètre qui nous intéresse dans la méthode suivie au paragraphe précédent. Si nous prenons la M_L du RéNaSS de 5,1 pour le séisme d'Arudy, nous obtenons *a*=0,45 ($M_{RéNaSS} = 0{,}45I + 1{,}4\log R + 0{,}4$).

Si nous appliquons ce dernières valeurs de *a* pour calculer les variations de magnitude en fonction des variations d'intensité du tableau 6, nous obtenons les valeurs suivantes (tableau 8).

Séismes	*a* = 0,49 Alasset M_{LDG}		*a* = 0,45 Alasset $M_{RéNaSS}$	
	ΔM	M_{LDG}	ΔM	$M_{RéNaSS}$
Arette (1967)	-0,18	5,6	-0,16	4,9
Juncalas (1750)	0,61	6,4	0,57	5,7
Bigorre (1660, Tr. BCSF)	0,90	6,7	0,83	5,9
Bigorre (1660, Tr. BRGM)	0,96	6,8	0,88	6,0

Tableau 8 - Variation ΔM en fonction de ΔI pour les paramètres "a" proposés dans ce travail, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Arudy (M_{LDG}=5,8, $M_{RéNaSS}$=5,1).

Nous constatons que la loi proposée par Souriau (2005) et celle de ce travail sont assez proches, avec un léger décalage vers les fortes intensités quand I > V. Une magnitude LDG de 5,8 pour le séisme d'Arudy ne convient pas par contre à la loi de Levret *et al.* (1994), il faut une magnitude de 5,3, pour expliquer les valeurs d'intensité comme proposent Levret *et al.* (1994).

Si maintenant, nous prenons la loi d'atténuation trouvée pour Arudy, et si nous l'appliquons au séisme d'Arette en la comparant à la loi proposée par Levret *et al.* (1994) nous obtenons la figure 19. Il faut remarquer que pour ce tremblement d'Arette, la magnitude instrumentale locale connue est une magnitude de durée de 5,3 et une profondeur superficielle de 4 km, données par le LDG. Ce dernier n'a pas pu calculer de M_L, *sensus stricto*, car les instruments LDG ont saturé.

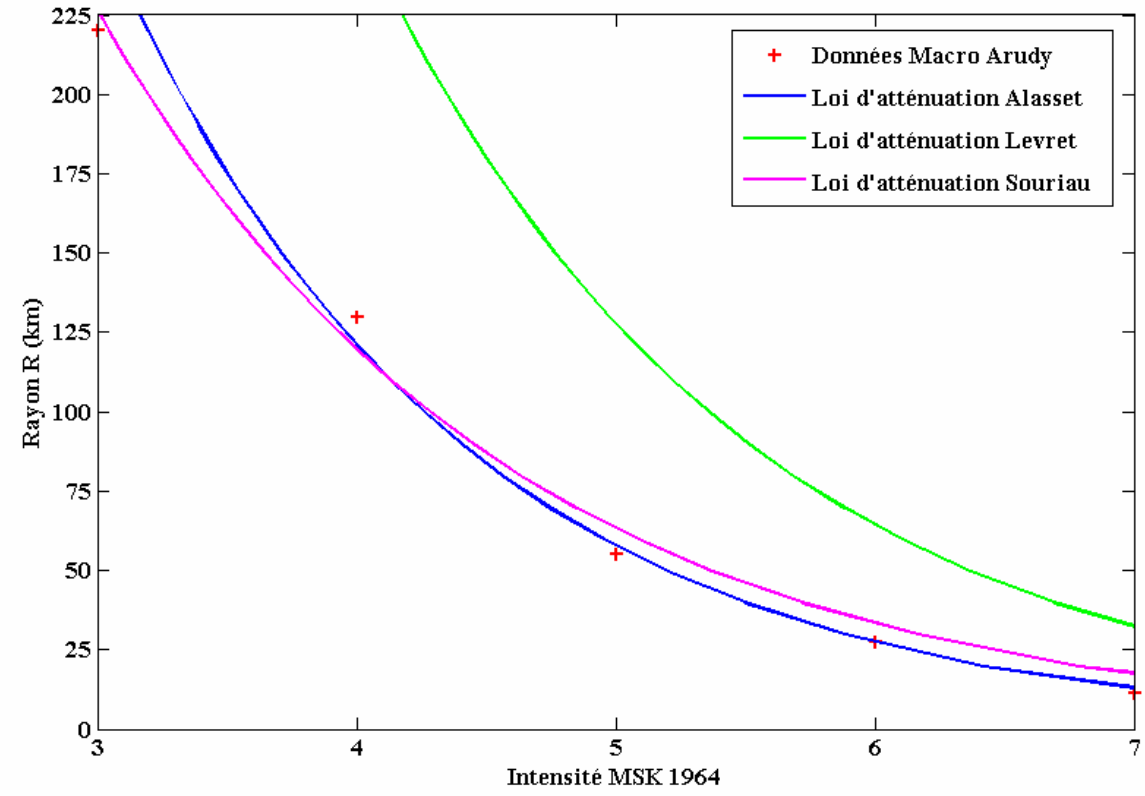


Figure 18 - Comparaison entre les deux lois d'atténuation de Levret et al. (1994) et Souriau (2005) avec celle proposée dans ce travail pour le séisme d'Arudy appliquée avec la magnitude M_{LDG}=5,8 et une profondeur de 4 km.

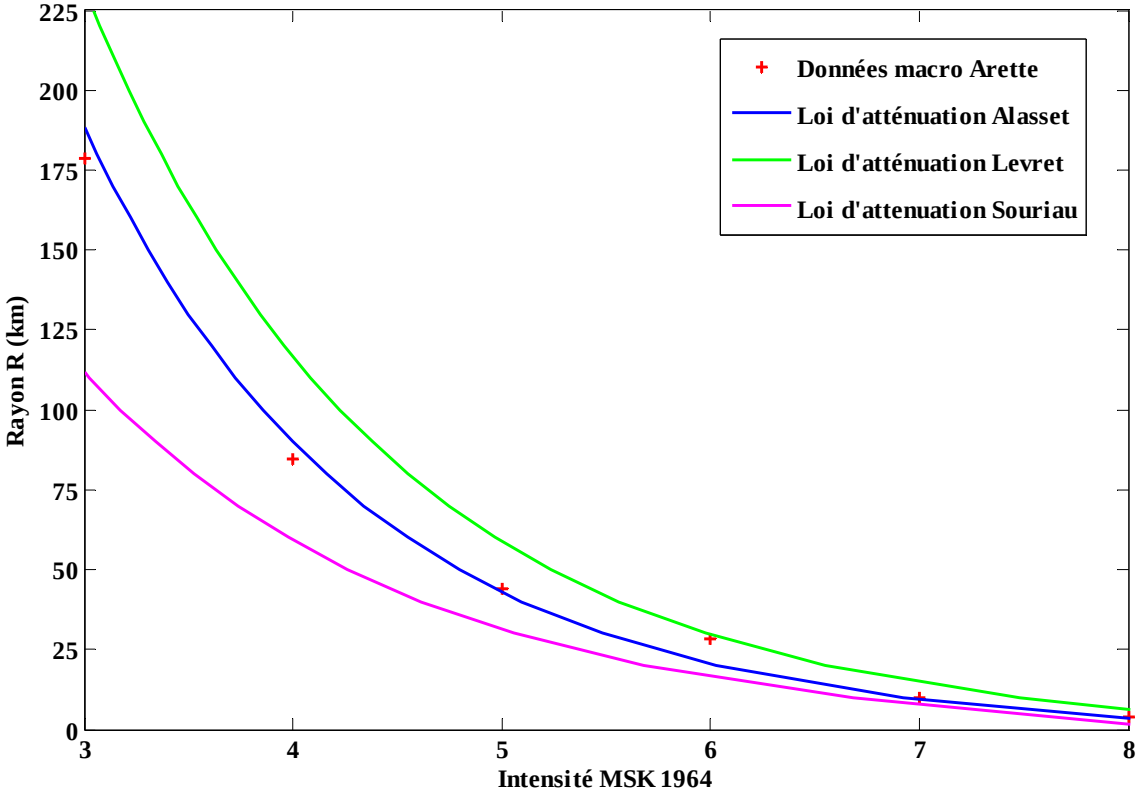


Figure 19 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994) et de Souriau (2005) pour le séisme d'Arette appliquée avec la magnitude $M_{D\text{-}LDG}$=5,3 et h=4 km. La loi d'atténuation que j'ai déterminée pour Arudy (courbe bleue) donne M_{LDG}=5,6 et h=3 km.

Nous remarquons que la loi de Levret *et al.* (1994) est cette fois-ci très proche de des données, elle nécessite une magnitude de 5,2, alors que Souriau (2005) est par contre nettement décalée vers le bas et nécessiterait une magnitude plus forte. La raison, est que la magnitude utilisée n'est pas la M_{LDG} traditionnelle mais la $M_{D\text{-}LDG}$, qui est généralement plus faible de 0,3 (communication personnelle de J.-P. Santoire) que M_{LDG}. Ainsi, nous remarquons que si nous prenons une magnitude M_{LDG} de 5,6, notre loi d'atténuation est proche des données. Cette valeur de 5,6 est identique à la magnitude LDG trouvée par la méthode des variations d'intensité (tableau 8).

Si j'applique la même méthode pour le séisme de Bigorre de 1660, je trouve une magnitude M_{LDG} = 6,7 et une profondeur de 15 km, alors que pour Levret *et al.* (1994) la magnitude ne serait que M_{LDG} = 6,2 avec h=15 km et pour Souriau (2005) je trouve la même magnitude que ce travail soit 6,7 avec une profondeur de 20 km (Figure 20).

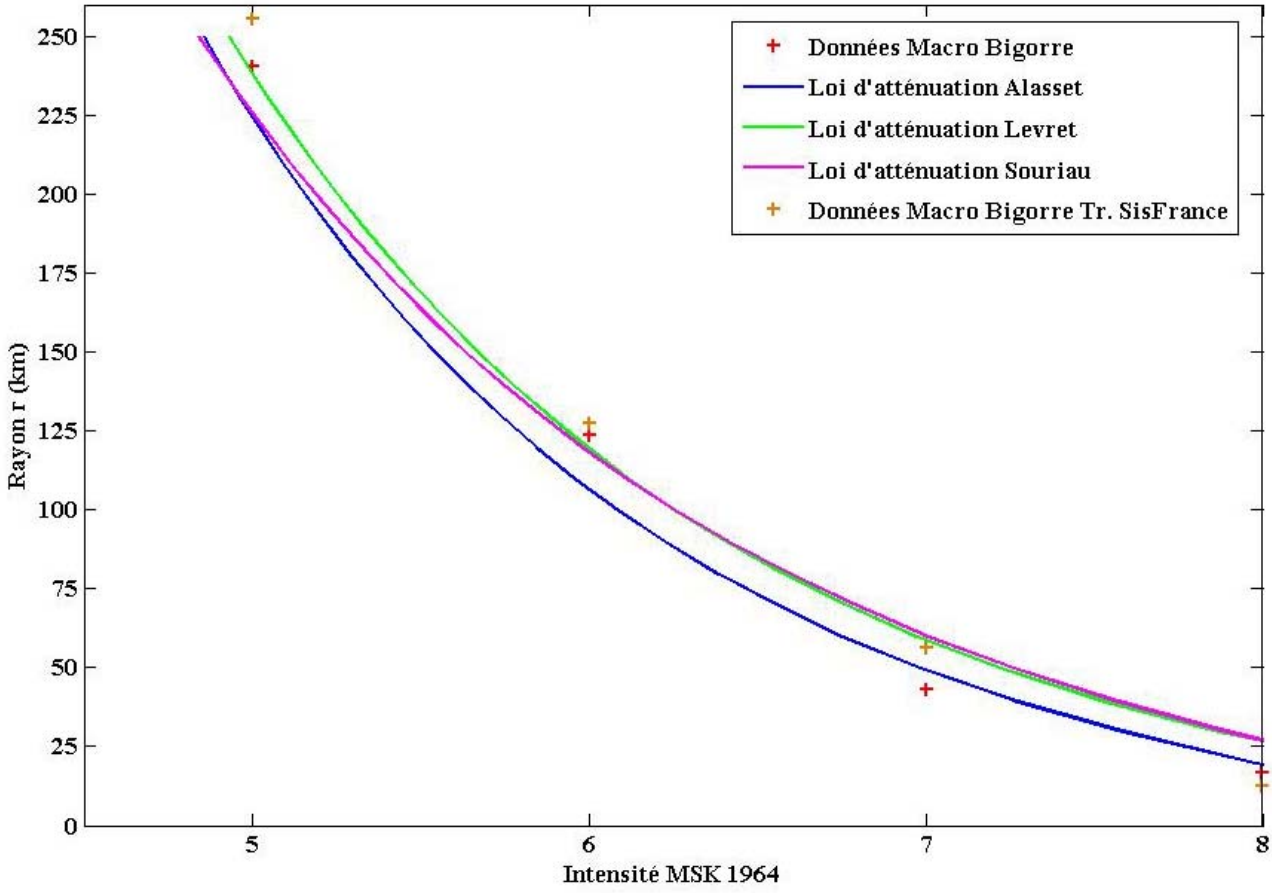


Figure 20 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), de Souriau (2005) et celle proposée dans ce travail pour le séisme de Bigorre. M_{LDG}=6,7 et h=15 km avec la loi d'atténuation Alasset, M_{LDG}=6,2 et h=15 km avec celle de Levret et M_{LDG}=6,7 et h=20 km avec celle de Souriau.

En résumé, nous pouvons conclure que la relation magnitude-intensité-distance hypocentrale proposée par Levret *et al.* (1994) sous-estime les magnitudes LDG de l'ordre

de 0,5 par rapport aux lois proposées par Souriau (2005) et celle proposée dans ce travail pour ces séismes des Pyrénées Occidentales. Avec la méthode différentielle reliant directement la variation de magnitude à la variation d'intensité (équation 6), nous nous rendons compte que la loi Levret *et al.* (1994) donne des valeurs très différentes de celle obtenue avec la méthode des lois d'atténuation (*e.g.* 6,7 au lieu de 6,2 pour le séisme de 1660). C'est la seule loi d'atténuation à donner de si importantes différences avec la méthode différentielle.

En outre, il apparaît que le séisme de Bigorre du 21 mai 1660 possède une magnitude M_{LDG} = 6,6 ou 6,7 suivant la loi d'atténuation utilisée, ce qui lui confère une magnitude importante, même si la magnitude M_{LDG} est surestimée par rapport à une magnitude de type M_S qui serait plus appropriée pour cet ordre de grandeur. La profondeur de ce séisme est relativement grande entre 15 et 20 km suivant les modèles, ce qui diffère des séismes d'Arudy (29/02/1980, 4 km) et d'Arette (13/08/1967, 3 km).

Enfin, nous remarquons que les deux méthodes utilisées pour estimer les magnitudes de séismes historiques à partir des variations d'intensité, et à partir des lois d'atténuation, présentent des valeurs similaires.

Cette première étape donne une fourchette de magnitude 4,9-5,6 pour le séisme d'Arette à partir des données macrosismiques. Utilisons maintenant les sismogrammes du WWSSN (WorldWide Standardized Seismograph Network) pour préciser cette magnitude.

B. Cas du séisme d'Arette : détermination des paramètres de la source

1) Magnitude M_{SZ} du séisme d'Arette

Rothé et Vitart (1969) donne une magnitude voisine de 5,8 pour le séisme d'Arette, avec une profondeur de 15±7,5 km (donnée par "la calculatrice électronique"). Cette magnitude est supérieure à toutes celles que nous venons d'obtenir par méthodes macrosismiques. Dans ce cas nous avons pu déterminer instrumentalement, la magnitude et les paramètres de la source.

Puisque les données du réseau LDG ont saturé lors du séisme du 13 août 1967, nous avons décidé d'utiliser les données du réseau américain WWSSN. Chaque station était équipée de 3 capteurs "courtes périodes" et 3 capteurs "longues périodes", afin de couvrir une plus grande gamme de fréquences que ce qui se faisait à l'époque. Ce réseau WWSSN a fonctionné dès le début des années 1960 avant de devenir obsolète dans les années 1980. Il était composé de 120 stations réparties sur 60 pays.

Nous avons sélectionné les stations les plus proches de la source, soit à une distance inférieure à 3000 km (tableau 9) et cherché les données longues périodes, pour extraire une magnitude d'ondes de surface.

CODE	Dist. (km)	Dist. (°)	Localisation	Lat. (°)	Long. (°)	Commentaires
TOL	463	4,16	"Toledo, Espagne	39,88	-4,05	
LOR	577	5,19	"Lormes, France"	47,27	3,86	Pas trouvée
PTO	693	6,23	"Porto, Portugal"	41,14	-8,6	
MAL	784	7,06	"Malaga, Espagne"	36,73	-4,41	Pas de données
STU	983	8,85	"Stuttgart, Allemagne"	48,77	9,19	Pas trouvée
AQU	1155	10,39	"Aquila, Italie"	42,35	13,4	Que LP N-S
TRI	1181	10,63	"Trieste, Italie"	45,71	13,76	
VAL	1208	10,87	"Valentia, Irlande"	51,94	10,24	
ESK	1362	12,25	"Eskdalemuir, Ecosse"	55,32	-3,21	
COP	1678	15,10	"Copenhage, Danemark"	55,68	12,43	
KON	1962	17,66	"Kongsberg, Norvège"	59,65	9,63	
ATH	2137	19,23	"Athènes, Grèce"	33,43	-84,33	Pas trouvé
PDA	2193	19,73	"Ponta Delgada, Azores"	37,75	-25,66	
IST	2451	22,06	"Istanbul, Turquie"	41,04	28,98	
NUR	2569	23,11	"Nurmijarvi, Finlande"	60,51	24,65	
UME	2656	23,90	"Umea, Suède"	63,82	20,24	
AAE	5377	48,38	"Addis Abeba, Ethiopie"	9,03	38,77	
BKS	9274	83,45	"Berkeley, Californie"	37,88	-122.24	

Tableau 9 - Liste des stations WWSSN utilisées pour la détermination de la magnitude M_{Sz}, et pour la modélisation des ondes de surface, classée en fonction de la distance épicentrale. Seules les stations en fond blanc ont été utilisées, les deux dernières en fond gris sont des stations qui ont été utilisées seulement pour vérifier les valeurs rapportées par Rothé et Vitart (1969).

Nous avons numérisé les données longues périodes trois composantes pour les 11 stations choisies à partir des films rassemblés au BCSF à l'EOST depuis 2004. Le traitement a été réalisé pour obtenir, *in fine*, des sismogrammes corrigés de la dérive du temps et de l'effet d'enregistrer sur une feuille de papier en déplacement hélicoïdal.

Pour mesurer la magnitude pour chaque station, j'ai regardé l'amplitude maximale crête à crête et associé la période de l'onde de surface. J'utilise la formule définie par Karnik *et al.* (1962), dite "Formule de Prague" que le comité IAPSEI réuni sur les magnitudes à Zurich a recommandé (équation 8) :

$$M_{Sz} = \log_{10}\frac{A}{T} + 1{,}66\log_{10}\Delta + 3{,}3 \quad \textbf{(Équation 8),}$$

avec *A* l'amplitude simple du mouvement du sol exprimée en micromètre (amplitude mesurée sur le papier divisée par l'amplification de l'instrument), *T* période en secondes, et *Δ* distance épicentrale en degrés d'arc. La magnitude M_{Sz} est mesurée seulement sur la composante verticale du sismomètre à longue période.

Le tableau suivant 10 résume les valeurs mesurées sur chaque station, et la magnitude M_{Sz} associée en tenant compte de la distance épicentrale en degrés.

Stations	½ Amplitude sur papier en µm	Amplification	A (½ Amplitude en µm)	Période T en sec	Magnitude M_{Sz}
TOL	49870	1500	33.25	7,5	5,0
PTO	87030	1500	58.02	6	5,6
TRI	39330	6000	6.56	11	4,8
VAL	57800	1500	38.53	11	5,5
ESK	47330	1500	31.53	10,5	5,6
COP	2291	750	3.05	7,5	4,9
KON	4657	1500	3.10	12,5	4,8
PDA	3700	750	4.93	11	5,1
IST	2667	1500	1.51	11	4,7
NUR	3450	1500	2.30	12,5	4,8
UME	15500	5500	2.82	11,2	5,0
AAE	2500	1500	1.67	18	5,1

Tableau 10 - Tableau récapitulatif des différents paramètres pour les 11 stations WWSSN utilisées dans le cadre de cette étude. La magnitude M_{Sz} est calculée suivant l'équation 8 de Karnik.

En faisant la moyenne sur les différentes valeurs du tableau 10, nous obtenons une magnitude M_{Sz} de 5,1±0,3, ce qui est moindre que la valeur trouvée par Rothé et Vitart en 1969, mais proche de celle 4,9 trouvée par l'étude macrosismique si l'on utilise un calage sur la magnitude 5,1 RéNaSS du séisme d'Arudy.

Il faut rechercher d'où vient alors la différence entre celle de Rothé et Vitart (1969) et la nôtre. Dans les Annales de l'Institut de Physique du Globe, Rothé (1972) indique une mesure de la magnitude faite à Addis Abeba en Ethiopie de 5,9. En reprenant les signaux originaux de la station d'Addis Abeba, en tenant compte de l'amplification et de la distance épicentrale, la magnitude M_{Sz} que je trouve est de 5,1. Pour la station de Berkeley, en Californie, Rothé (1972) rapporte une magnitude de 6,2. Si nous regardons sur la figure 21, l'enregistrement original sur la composante verticale, il faut, pour une magnitude de M_S=5,1, que le signal ait 2,1 mm en demi-amplitude (avec T=15 s; et 4 mm pour M_S=5,5). Le séisme

d'Arette a lieu à 22h07mn50s, or à 22h11mn et à 22h15mn11sec, il y a deux séismes en Papouasie Nouvelle-Guinée de magnitude respective m_b=4,6 et m_b=5,4 (Bulletin de l'International Seismological Centre – ISC http://www.isc.ac.uk/).

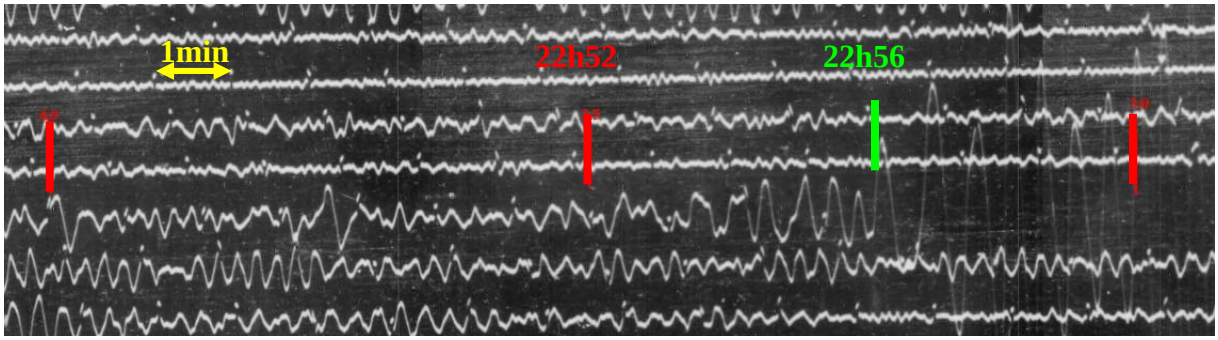


Figure 21 - Extrait de la station Berkeley, composante verticale. Le "point" espacé, correspond au début d'une minute. La distance sur papier entre 2 minutes (flèche jaune) est de 1,5 cm, ce qui donne automatiquement l'échelle verticale. Les marques rouges, indiquent l'arrivée des ondes de Rayleigh pour le séisme d'Arette pour une vitesse moyenne de 4 (22h45), 3,5 et 3 km/s (22h59).

L'arrivée de l'onde Rayleigh devrait être aux alentours de 22h52 pour le séisme d'Arette, barre rouge du milieu sur la figure 21, et à 22h56 pour le second de Papouasie (trait en vert). De toute évidence, le signal dû au séisme d'Arette est noyé dans celui de Papouasie Nouvelle-Guinée, ne permettant pas ainsi de déterminer la magnitude. Si nous mesurons la demi-amplitude sur le sismogramme vertical aux alentours de 22h52 nous trouvons 40,45 mm avec une période de 21 secondes, ce qui donne après correction de distance et d'amplification une magnitude M_{Sz} de 6,3, proche de la magnitude Berkeley de 6,2 rapportée par Rothé (1972) pour le séisme d'Arette. Les différences qui existent entre notre étude, et celles de Rothé et Vitart (1969) et Rothé (1972), proviennent donc d'une confusion entre ces séismes.

Enfin un enregistrement non saturé très proche de l'épicentre, mais dont nous n'avons pas les constantes instrumentales exactes (sismographe de Mainka), est celui de Bagnères-de-Bigorre dont la composante E-W a enregistré le séisme (la composante N-S était en panne). A partir de la feuille de papier recouverte de noir de fumée, le sismographe Mainka (grand pendule horizontal) a enregistré les oscillations sur plusieurs minutes (Figure 22).



Figure 22 – Vue négative de l'enregistrement sur noir de fumée de la composante E-W sur le sismographe Mainka de Bagnères de Bigorre (80 km à l'est de l'épicentre environ).

Sur l'enregistrement, nous pouvons mesurer une durée d'enregistrement du signal (durée où l'amplitude est supérieure au moins deux fois à l'amplitude du bruit) afin de calculer une magnitude de durée.

Une des relations communément utilisées est la formule empirique obtenue à partir du réseau de l'USGS et établie par Lee *et al.* (1972). Ils donnent une magnitude estimée de Richter M déterminée par la durée du signal τ en secondes et de la distance épicentrale Δ en kilomètres.

$$M = -0{,}87 + 2.00\log_{10}\tau + 0{,}0035\Delta \quad \textbf{(Équation 9)}$$

En prenant une durée de 800 secondes au maximum (flèche sur la figure ci-dessus 22), et une distance épicentrale de 80 km, nous obtenons une magnitude de Richter de 5,2. Ceci est en bon accord avec la magnitude de durée obtenue par le LDG de 5,3 et notre M_{Sz} calculée de 5,1. Les magnitudes instrumentales rapportées par Rothé (1972) semblent donc nettement surestimées.

2) Inversion des signaux pour la détermination de la source

A partir des données numérisées, le dernier travail que j'ai effectué est de tester différents types de mécanisme au foyer et de moment sismique et donc de magnitude de moment. La méthode utilisée consiste à tester les formes de signaux synthétiques calculés par les ondes de Love et de Rayleigh en utilisant un programme développé par Cara et Lévêque (1987). Le modèle de Terre moyen entre la station sismique et la source est construit à partir des modèles PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski et Anderson, 1981) pour le manteau et 3SMAC (Nataf et Ricard, 1996) pour la croûte.

Des sismogrammes synthétiques sont calculés dans un modèle de Terre initial et sont comparés au signal réel après filtrage entre 15 et 80 secondes, dans la bande d'arrivée des ondes possédant une vitesse de groupe comprise entre 3,1 et 3,9 km/s.

Nous comparons les composantes transversales et verticales de chaque station. En effet, les ondes de Love et de Rayleigh s'observent respectivement sur la direction transversale T et verticale Z, l'onde de Love arrivant avant l'onde de Rayleigh. Nous possédons des enregistrements NS, EW et Z. La composante Z peut être comparé directement au signal synthétique alors que pour les composantes horizontales, nous devons les transformer pour obtenir la partie radiale et la partie transversale du signal. Nous devons passer ainsi d'une convention WWSSN dont la partie positive est le mouvement vers le Nord pour la composante NS, vers l'Est pour la composante EW et vers le haut pour Z, à une convention de trièdre direct RTZ avec R positif en s'éloignant de l'épicentre, T positif vers la gauche quand on regarde dans la direction de propagation, et Z positif vers le haut (Figure 23 suivante).

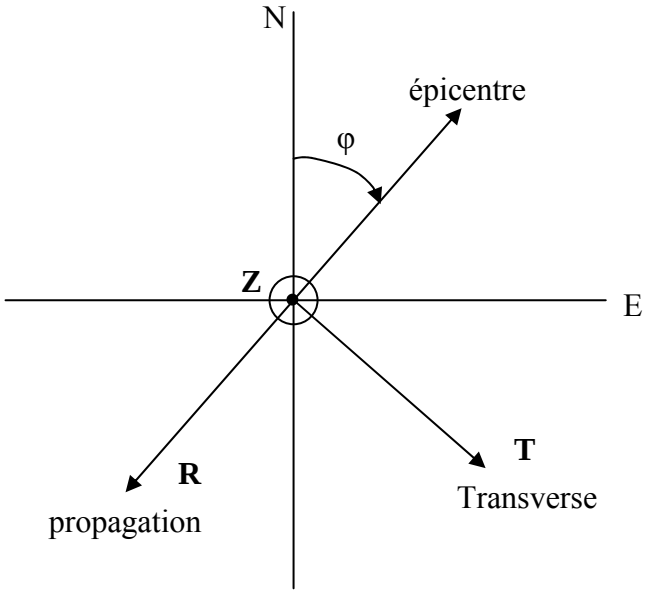


Figure 23 - Représentation schématique permettant de passer des conventions WWSSN (données réelles) aux conventions de trièdre direct RTZ (données synthétiques).

A partir de la figure 23, nous en déduisons les relations suivantes :

$R = -N \cos\varphi - E \sin\varphi$ et $T = -N \sin\varphi + E \cos\varphi$

avec φ l'azimut de l'épicentre vu de la station. Il faut noter que le signal réel numérisé subit des transformations. Nous devons tenir compte des effets de distorsion lors de la numérisation par scanner des films photographiques comportant les enregistrements, puis corriger de la dérive en temps introduite par un enregistrement sur un papier en déplacement hélicoïdal sur un cylindre pour nous ramener à un enregistrement standard actuel. Ce traitement et la rotation effectués, nous générons des signaux synthétiques avec le

mode fondamental pour des périodes entre 20 et 120 secondes. Nous avons besoin de comparer ces signaux créés avec les données réelles dans une même bande de fréquence. Pour cela, nous avons ré-échantilloné les données avec une donnée toutes les 0,5 secondes, et les avons filtrées entre 20 et 80 secondes.

Nos premiers essais se sont portés sur les deux mécanismes au foyer publiés dans la littérature pour le séisme d'Arette. Le premier fut celui de Hoang Trong et Rouland en 1971 donnant une faille décrochante avec une composante normale (*Str* = -49,2, *Dip* = 63,3, *Rake* = -18,9), alors que le second fut celui de McKenzie en 1972 qui proposa une faille inverse (*Str* = 38,1, *Dip* = 44,1, *Rake* = 84,4). Nous avons étalonné la magnitude de moment sur ces deux sources sans faire aucune intercorrélation ni décalage en temps du signal synthétique (Figures 4A à 4B de l'Annexe 4).

La fenêtre de temps choisie pour la visualisation est entre 2,8 et 4,2 km/s, ce qui couvre la fenêtre des ondes de surface comprise généralement entre 3 (trajet en domaine continental) et 4 km/s (trajet océanique). Pour ces deux mécanismes bien différent, nous remarquons qu'une magnitude de moment proche de 5,1 suffit pour modéliser l'amplitude générale des signaux, ce qui est en accord avec la magnitude M_{SZ} trouvée précédemment (5,1 également).

La magnitude de moment M_W ainsi déterminée, nous allons pouvoir calculer des intercorrélogrammes pour déterminer le nombre d'échantillons nécessaire pour décaler le signal synthétique afin de ressembler au mieux au signal réel. Les plus petites périodes sont de 20 secondes en synthétiques, et sont généralement de 10 à 20 secondes pour les données réelles, nous autorisons un décalage d'un peu plus d'une période, soit ± 25 secondes (soit 50 échantillons).

Nous présentons dans l'Annexe 4, la comparaison entre le signal réel et les données synthétiques. Nous remarquons, que pour les deux sources, le décalage pour une même station n'est pas le même entre la composante transversale T et la composante verticale Z. Nous pouvons penser que le problème vient du modèle de Terre choisi, avec des différences de vitesse de phase et de groupe le long des trajets entre les ondes de Love et les ondes de Rayleigh.

Après décalage, il nous est possible de dire que la source de Hoang Trong et Rouland (1971, Figures 4E et 4F de l'Annexe 4) explique mieux les signaux réels que ceux calculés avec la source de McKenzie (1972, Figures 4G et 4H de l'Annexe 4).

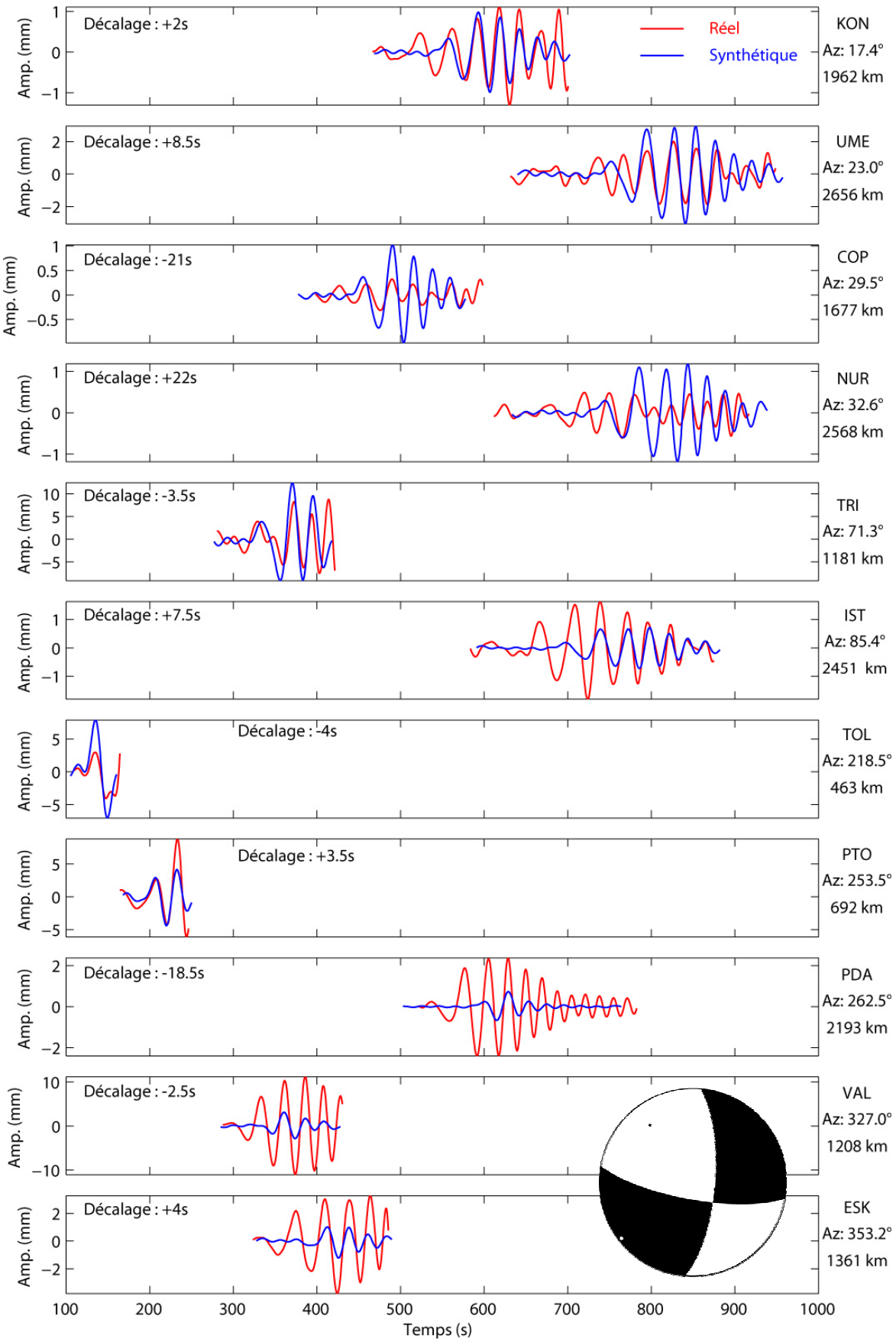


Figure 24 - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z filtrés entre 20 et 80 s. Le mécanisme proposé est représenté en bas à droite avec décalage calculé pour chaque trace. En rouge le signal original, en bleu le signal synthétique.

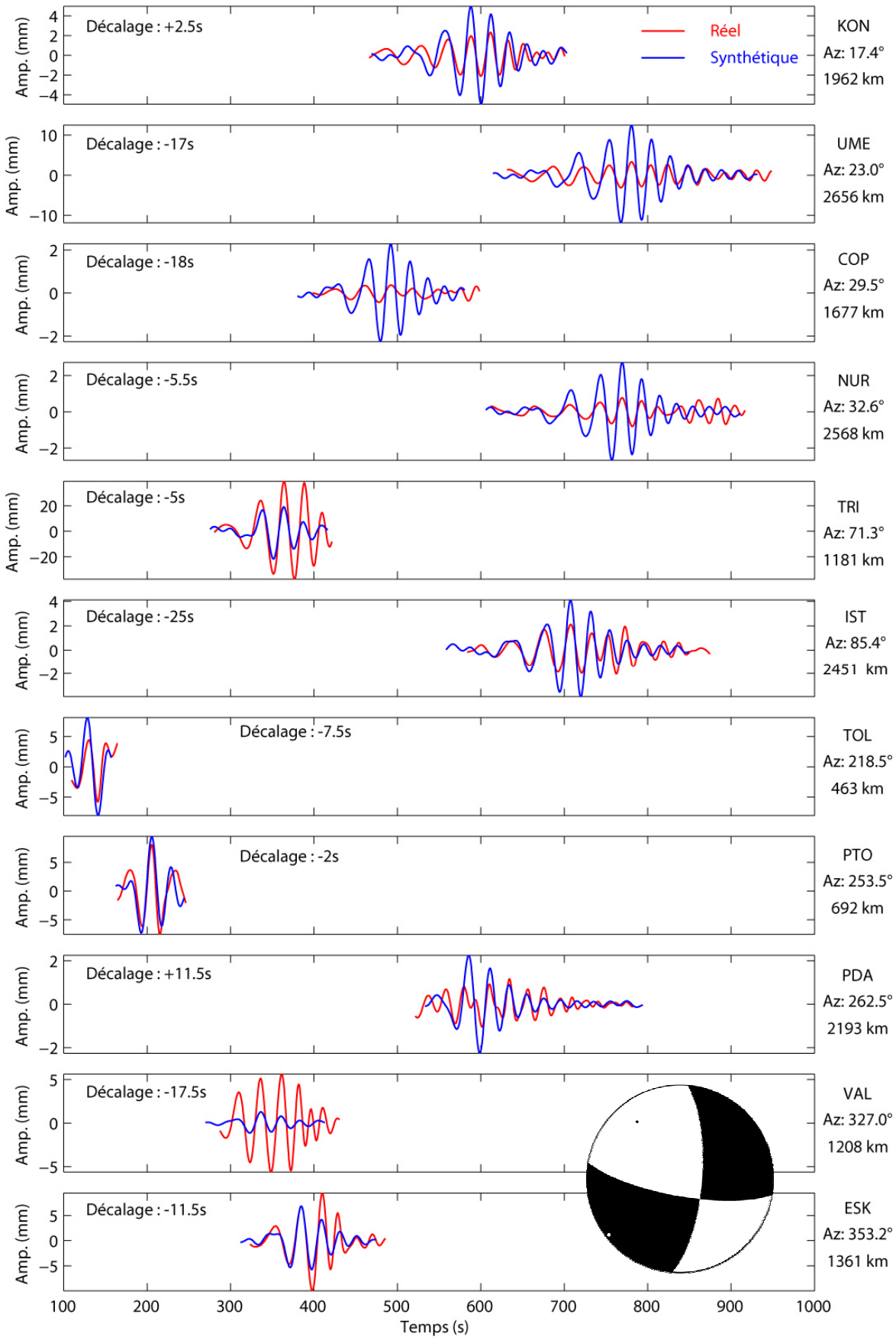


Figure 25- Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante T filtrés entre 20 et 80 s. Le mécanisme proposé est représenté en bas à droite avec décalage calculé pour chaque trace. En rouge le signal original, en bleu le signal synthétique.

Toutefois, on peut trouver une source en meilleur accord avec les données d'ondes de surface que celles présentées dans l'annexe 4. En cherchant par itération la solution présentant le plus faible écart-type dans la bande de vitesse 3,1-3,9 km/s, en balayant tous les spectres des valeurs de *Strike*, *Dip* et *Rake*, nous avons obtenu une meilleure solution présentant un plus faible écart-type que celles de Hoang et Rouland (1971) et de McKenzie (1972). Après filtrage entre 20 et 80 sec, nous obtenons le mécanisme au foyer suivant (Figures 24 et 25) : *Strike* = 100° ± 5°, *Dip* = 75°± 5°, *Rake* = -160° ± 5° (conventions de Aki et Richards, 1980). C'est une faille décrochante dextre si on considère un plan est-ouest, assez proche du mécanisme obtenu pour celui d'Arudy (1980) par Nicolas *et al.* (1990).

II. Approche paléosismologique appliquée à la région

En présence d'une activité sismique importante avec des séismes historiques majeurs, il était nécessaire d'initier une étude tectonique pour identifier la (les) faille(s) active(s) sources de la sismicité. Notre approche en paléosismologie associe les investigations d'un escarpement de faille en géomorphologie, l'utilisation des méthodes géophysique de surface et l'ouverture de tranchées à travers les failles. Les méthodes d'investigations sont présentées succinctement ci-dessous et les résultats font l'objet d'un article soumis à la revue Tectonophysics (en révision), également présenté ci-dessous.

A. Etude géomorphologique

Nous avons procédé à un examen des images satellites SPOT (4 et 5), ASTER, LANDSAT, et différentes photos aériennes au 1:17000. En outre, les cartes IGN TOP 25 (au 1:25000) et les cartes géologiques du BRGM (au 1:50000) sont également disponibles sur la région d'étude. Par ailleurs, différents travaux de détails en sismotectonique, sismicité historique, aléa sismique et calcul des effets de site ont été réalisés au cours de la préparation des différentes thèses à l'Observatoire Midi-Pyrénées (H. Pauchet en 1998, ou N. Dubos en 2003). Souriau *et al.* (2001) présentent des nouvelles contraintes sismotectoniques en compilant dans la littérature différents travaux sur la détermination des axes P et T des mécanismes au foyer. Le résultat principal est que "l'Ouest est caractérisé par des axes P d'orientation préférentielle NW-SE et des axes T d'orientation NNE-SSW à NE-SW" (comme pour le mécanisme d'Arette des figures 24 et 25), alors qu'à l'Est les axes P (généralement subhorizontaux) ne présentent pas de direction dominante, et les axes T semblent indifféremment NE-SW ou NW-SE. En retenant une faille Est-Ouest, pour concilier un cisaillement dextre à l'ouest et sénestre à l'est, une structure (ou plusieurs) doit

donc assurer le passage entre les deux, la Faille de l'Adour en Bigorre pouvant être un de ces relais (Figure 26).

Par ailleurs, des études locales à Arudy ont été réalisés par Sylvander en 1999 qui a montré des variations géographiques assez importantes du paramètre b de la distribution fréquence-magnitude (loi de Gutenberg et Richter) entre 0,45 et 1,79. Ainsi, une valeur très faible de b peut correspondre à des contraintes élevées. Grâce à cette étude une aspérité a ainsi pu être détectée à quelques kilomètres au sud-est d'Arudy.

Enfin Baubron *et al.* (2002) ont réalisé des études géochimiques dans la région épicentrale du séisme de 1980, soit au sud-est de la ville d'Arudy. Pour ce séisme situé à 4 km de profondeur (Gagnepain *et al.*, 1982) le mécanisme au foyer calculé est une faille décrochante dextre de direction N080 (Nicolas *et al.*, 1990). Les données géochimiques indiquent des anomalies de gaz (Rn^{222}, CO_2, et He^4) dans différentes fractures orientées N30/N50°E et N140/150°E. Les auteurs interprètent ainsi deux segments de faille décrochante dextre orientée est-ouest avec un mécanisme de bassin en pull-apart au niveau du col du Jaut.

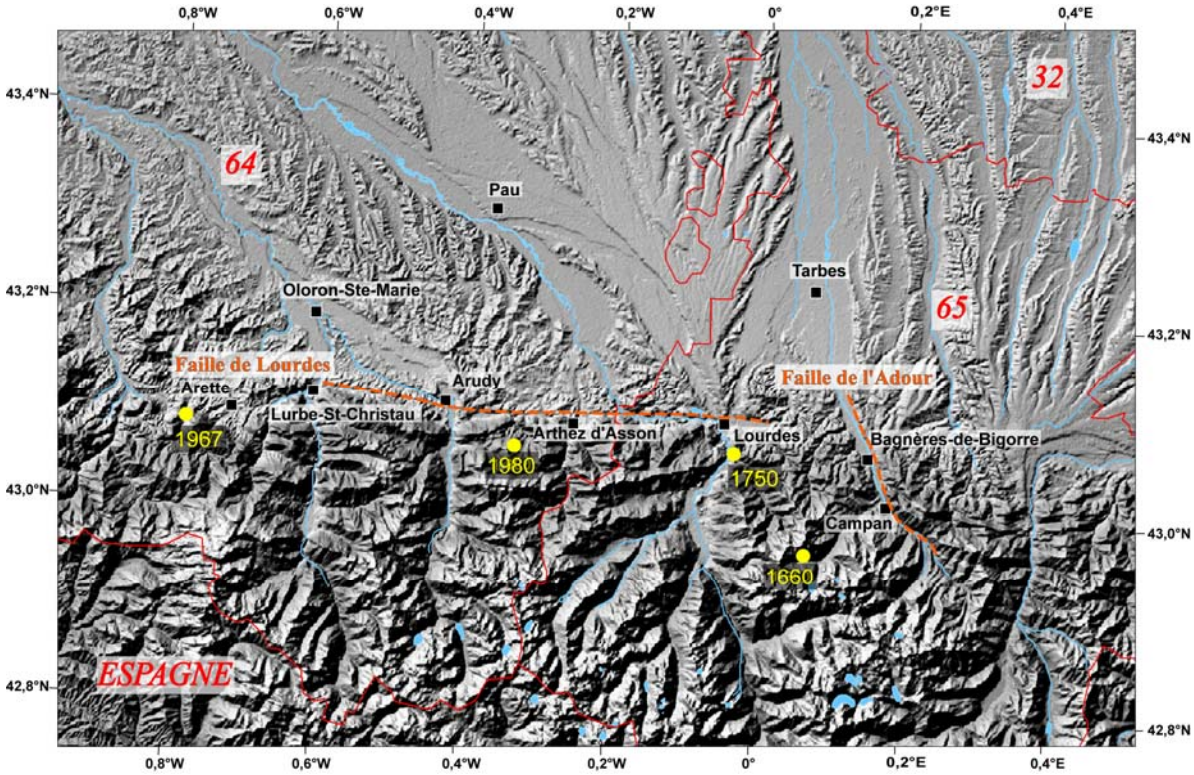


Figure 26 - Modèle Numérique de Terrain obtenu à partir des données SRTM avec effet d'ombrage sur notre zone d'étude des Pyrénées Occidentales (Système RGF 93). En jaune, sont indiqués les épicentres macrosismiques d'après SisFrance des 4 séismes précédemment étudiés. La Faille de Lourdes sur laquelle notre attention s'est portée dans cette partie, est indiquée.

A partir de ces différents travaux associés à la sismicité instrumentale et historique, nous avons entrepris des investigations géomorphologiques détaillées. Pour cela nous avons

utilisé un modèle numérique avec une résolution de 90 mètres à partir des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) afin de repérer les structures géomorphologiques importantes de la région d'étude (Figure 26).

A partir des analyses des images satellites et aériennes associées aux investigations de terrain, nous avons pu identifier un escarpement topographique linéaire sur plus de 50 km de long allongé est-ouest entre les villes de Lourdes et d'Arudy (tireté orangé Figure 26 ci-dessus).

B. Profils géophysiques réalisés

Dans le cadre d'une étude paléosismologique, la connaissance des premiers mètres sous la surface est essentielle pour localiser les déformations en surface liées à une faille., Nous avons réalisé une série de profils géoradars (Ground Penetrating Radar – GPR) le long de l'escarpement avec l'aide de l'équipe proche surface de l'IPGS (O. Loeffler en particulier). Le géoradar permet de réaliser des profils du sous-sol, avec différentes fréquences d'impulsion électromagnétique. A chaque interface rencontrée, une partie de l'énergie est réfléchie vers la surface et enregistrée par une antenne réceptrice ou dipôle (Daniels, 1996). Une interface nécessite une variation des propriétés électromagnétiques comme la constante diélectrique et la conductivité du sous-sol.

Le géoradar est utilisé dans divers cas, tels que des recherches archéologiques, (Pipan *et al.*, 1999 ; Dabas *et al.*, 2000), vérification de mur en ciment (Maierhofer, 2003) ou estimation de la teneur en eau (Loeffler, 2004). Des études sur les failles actives ont également été réalisées en utilisant le GPR (Ferry *et al.*, 2005; Gross *et al.*, 2004; Gross *et al.*, 2002)

L'image obtenue, nommée "radargramme", est une image temps-distance du sous-sol. La profondeur d'investigation dépend de la fréquence centrale de l'antenne utilisée (plus la fréquence est élevée, plus grande est la précision, et moins profonde la pénétration du signal), ainsi que des propriétés diélectriques et électriques du sol. Il existe des terrains fortement conducteurs (argiles, présence d'eau) où les ondes sont fortement atténuées.

Les fréquences utilisées pour les investigations en géophysique varient entre 50 MHz (MégaHertz) et 1,2 GHz, voire plus. Pour les profils réalisés à travers la Faille de Lourdes, il nous est nécessaire d'observer la structure à une échelle qui permet l'identification des déplacements récents en surface. Pour cela nous avons essentiellement travaillé avec des antennes de fréquences centrales de 50 MHz et 100 MHz.

Les antennes émettrices et réceptrices sont séparées d'une distance constante et décalées ensemble le long d'un profil, en général par intervalles constants. Nos mesures ont été faites par acquisition en mode TE (*Transverse Electric*) : les 2 dipôles sont parallèles entre eux et perpendiculaires au profil. L'acquisition des données est faite de manière manuelle en déplaçant pas à pas le système de mesure d'une certaine valeur repérée sur le sol par décamètre. Pour garder l'équidistance entre les deux antennes, nous utilisons un accessoire en bois qui permet de déplacer les deux antennes. Nous avons réalisé une durée d'écoute assez longue de 260 ns (1 nanoseconde = 1.10^{-9} sec) ou plus, afin d'enregistrer des réflexions profondes. En outre, pour mieux faire ressortir le signal du bruit nous avons additionné les traces ("*stack"* en anglais, en général nous avons sommé 256 traces).

Ainsi, en 2002 et 2003, nous avons réalisé 11 profils avec une antenne RAMAC (Malå Geosciences) non blindée de fréquence centrale 100 MHz et 2 profils avec une antenne de 50 MHz, répartis le long de l'escarpement. Les paramètres d'acquisition principaux sont les suivants :

Antenne 100 MHz :

- Durée d'écoute : 260 ou 392 ns,
- Stacks : 256,
- Distance intertrace : 20 cm, distance entre antennes : 1 m.

Antenne 50 MHz :

- Durée d'écoute : 712 ns ,
- Stacks : 256,
- Distance intertrace : 40 cm, distance entre antennes : 2 m.

Dans le paragraphe suivant (article soumis à Tectonophysics, page 56), nous présentons les profils radar réalisés à deux parties différentes de l'escarpement.

C. Etude géomorphologique et paléosismologie

En fonction des résultats obtenus avec les profils géophysiques, et de la possibilité d'observer des déformations encore intactes sans intervention humaine ou de l'érosion, nous avons pu réaliser deux tranchées à deux endroits différents au niveau de la Faille de Lourdes.

Outre ces tranchées creusées par nous-mêmes, nous avons eu la possibilité de regarder une excavation de construction de maison au pied de l'escarpement topographique à quelques kilomètres d'un des sites retenu (celui de Capbis). Nous observons des dépôts de

colluvions avec des surfaces non horizontales et des galets plats inclinés vers le sud (Figure 27).

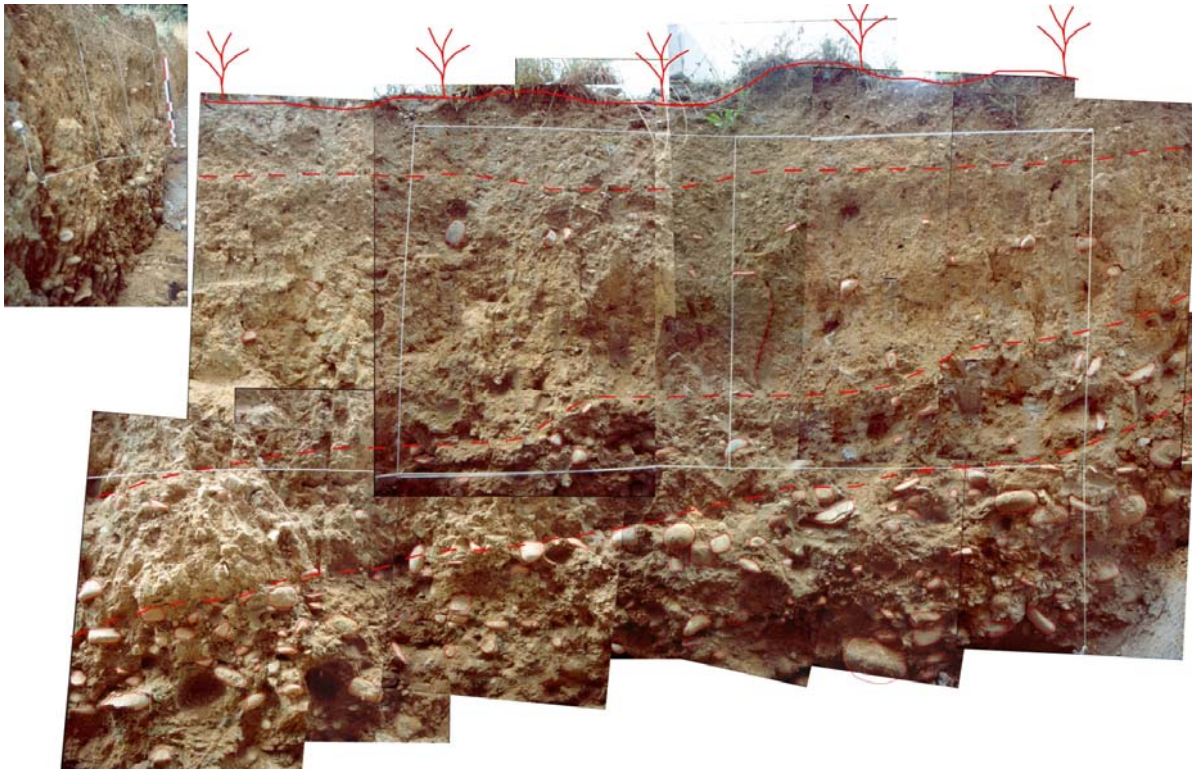


Figure 27 - Mosaïque photo d'un mur Ouest à une vingtaine de mètres du pied de l'escarpement topographique. La photo en haut à gauche montre la paroi dans son ensemble. Une série de colluvions grossiers en bas et des dépôts plus fins à mi-hauteur et recouvert d'une couche de sol. Le quadrillage est de 1 mètre.



Figure 28 - Vue Est d'une tranchée lors d'une construction de la maison, au niveau de Bourréac, quelques kilomètres à l'est de la ville de Lourdes. Les points rouges indiquent le niveau horizontal.

Dans la figure précédente 28, nous remarquons que la déformation est intense puisque tous les dépôts sont verticalisés et lités. Une couche fluvio-glaciaire de 80 centimètres d'épaisseur recouvre les dépôts précédents. La surface de contact entre les deux niveaux n'est pas horizontale et montre une zone de forte déformation où le glacier de Lourdes est venu déposer une partie de ses dépôts. Ces travaux que nous avons réalisés sur la Faille de Lourdes sont présentés en détails dans l'article suivant.

D. Article soumis à Tectonophysics en novembre 2004 et révisé en juin 2005

ACTIVE FAULTING IN THE WESTERN PYRÉNÉES (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures

Pierre-Jean Alasset* and Mustapha Meghraoui

EOST - Institut de Physique du Globe de Strasbourg,
UMR 7516, 5 rue René Descartes
67084 Strasbourg Cedex, France.
Phone : +33 (0)390 240 345
Fax: +33 (0)390 240 125
pierrejean.alasset@eost.u-strasbg.fr

* Corresponding author

Submitted to Tectonophysics
Initial submission: 18 November 2004,
Revised Version 7 June 2005

Abstract

We have identified a 50-km-long active fault scarp, called herewith the Lourdes Fault, between the city of Lourdes and Arette village in the French Pyrénées. This region was affected by large and moderate earthquakes in 1660 (Io = VIII-IX, MSK-64), in 1750 (Io = VIII, MSK-64) and in 1967 (M_d=5.3, Io = VIII, MSK-64). Based on most earthquakes in this area are shallow and the few available focal mechanism solutions do not indicate a consistent pattern of active deformation. Field investigations in active tectonics indicate an East-West trending and up to 50-m-high fault scarp, in average, made of 3 contiguous linear fault sub-segments. To the north, the fault controls Quaternary basins and shows uplifted and tilted alluvial terraces. Deviated and abandoned stream channels of the southern block are likely due to the successive uplift of the northern block of the fault. Paleoseismic investigations coupled with geomorphic studies, georadar prospecting and trenching along the fault scarp illustrate the cumulative fault movements during the late Holocene. Trenches exhibit shear contacts with flexural slip faulting and thrust ruptures showing deformed alluvial units in buried channels. ^{14}C dating of alluvial and colluvial units indicate a consistent age bracket from two different trenches and show that the most recent fault movements occurred between 4221 BC and 2918 BC. Fault parameters and paleoseismic results imply that the Lourdes Fault and related sub-segments may produce a Mw 6.5 to 7.1 earthquake. Fault parameters imply that the Lourdes Fault segment corresponds to a major seismic source in the western Pyrénées that may generate earthquakes possibly larger than the 1660 historical event.

Key Words : Paleoseismicity, Active Fault, Pyrénées, Geomorphology, Lourdes

1 – Introduction

The Pyrenean mountains range results from the Iberian and Eurasian plate convergence since 90 Ma (Sibuet *et al.*, 2004). The model of present-day plate motion of Africa towards Europe predicts NNW–SSE to NW–SE convergence with 4 to 6 ± 0.5 mm/y from Gibraltar to Sicily (DeMets *et al.*, 1994). A North-South cross-section shows that the Pyrénées correspond to a fanlike structure (Mattauer, 1968, Choukroune, 1976) with north and south major thrust faults (Figure 1B). The Neogene and Quaternary evolution of the Pyrénées (since 20 Ma) indicates a relatively slow convergence (Vergés, 1993). Recent GPS measurements over the last 10 years show uncertainties greater or close to the tectonic

signal (0,5mm/yr ± 1,5mm/yr, Nocquet, 2002). According to these convergence rate and those from the NUVEL – 1A model (DeMets et al., 1994) we may assume that the deformation rate in the Pyrénées is less than 1 mm/yr for the Quaternary.

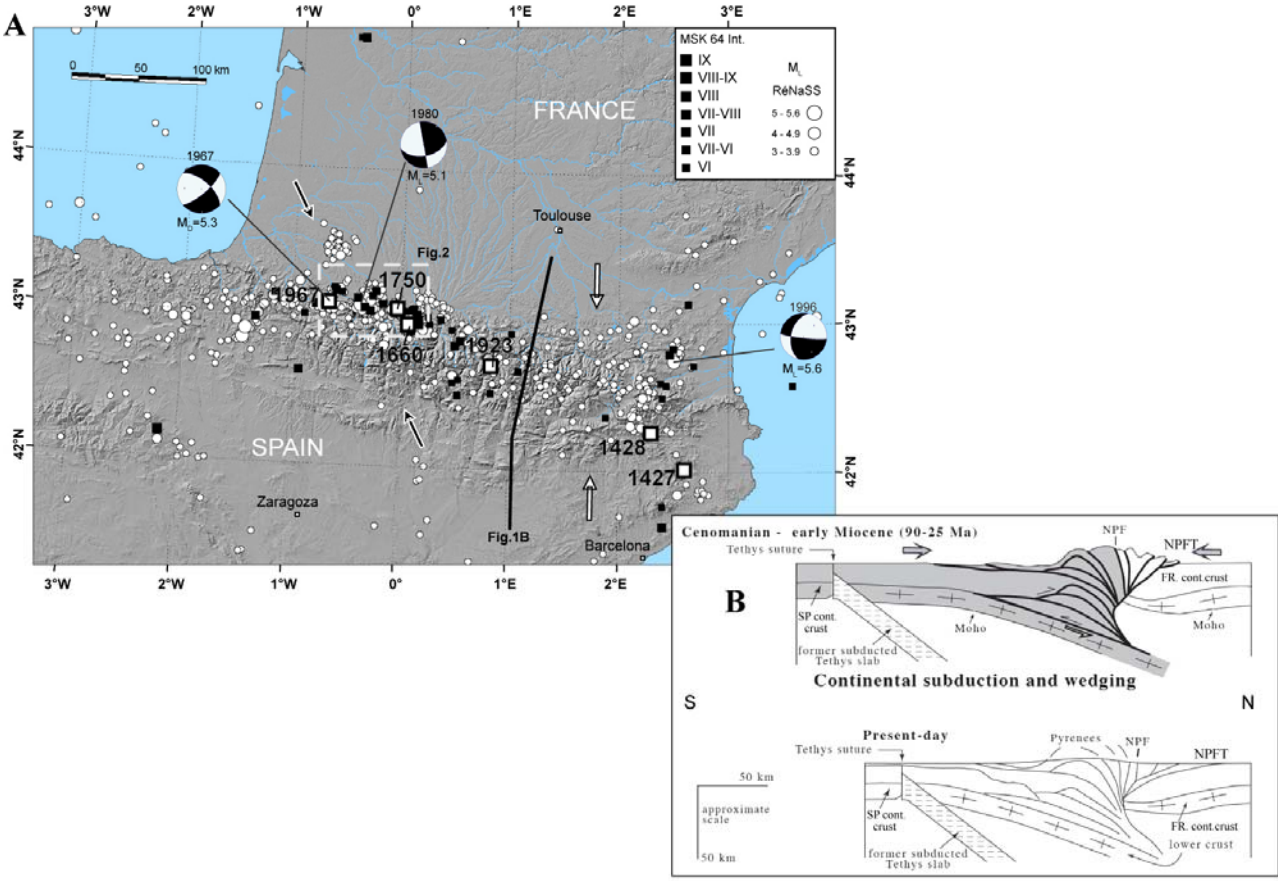


Figure 1: A: Historical and instrumental seismicity of the Pyrenean range. with digital elevation model in background (SRTM, 90 m resolution; (white square for major historical event Io ≥ VIII, MSK scale, black square historical events with V<Io<VIII , white circles for instrumental seismicity 1980-2004; Lambert and Levret, 1996 and RENASS -French seismological survey- at http://RENASS.u-strasbg.fr). The 1428 seismic event is the largest earthquake (Io = IX) ever felt in the Pyrénées (see also Table 1). Focal mechanism solutions of earthquakes with M>5 compiled from Hoang Trong and Rouland (1971), Nicolas *et al.* (1990) and Rigo *et al.*, (1997). Black arrows indicate average direction of P axes (Souriau *et al.*, 2001) and imply right-lateral component on east-west trending fault of the western Pyrénées. The stress tensor calculated from fault kinematicshas a N-S to NNE-SSW direction in the eastern Pyrénées (Goula *et al.*,1999). The black line indicates the cross section of Figure 1B. Dotted square indicates Figure 2.
B: Schematic geological sections across the Pyrénées interpreted as a continental collision and subduction dated from Middle Mesozoic to early Miocene, and present-day (modified from Sibuet *et al.*, 2004). N.P.F. = North Pyrenean Fault and N.P.F.T. = North Pyrenean Frontal Thrust.

Historical and instrumental seismicity follow roughly the E-W trend of the range, with epicentres concentrated in the western Pyrénées (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1996, Souriau and Pauchet, 1998). Among major earthquakes with intensity larger than VIII (M≥5.5) that occurred in the Pyrenean range, three major earthquakes took place in the western regions the 21 June 1660, the 24 May 1750 and the 13 August 1967 (Figure 1A and

Figure 2; Lambert and Levret, 1996, Table 1). Although the Pyrénées is one of the most seismically active areas in Western Europe, earthquake faults are unknown and no surface expressions of active faulting have been identified so far. In fact, the relationship between seismicity and active tectonics in slow deforming regions is complex and difficult to establish in particular when the trace of surface faulting may be subdued by external factors such as natural erosion, agriculture, vegetation cover, etc.. Indeed, recent earthquakes are relatively small to moderate (M≤6) in the Pyrénées, and coseismic ruptures may not break up to the surface. Faults are therefore difficult to identify and although well known thrust-and-fold structures can be observed in the range and in the piedmont, no active faults have been described yet.

DD	M	Year	LON (°E)	LAT (°N)	AREA	I0	Mm	Md
21	6	1660	0.07	42.97	CENTRAL PYRÉNÉES	VIII-IX	-	
24	5	1750	-0.03	43.07	CENTRAL PYRÉNÉES	VIII	-	
22	5	1814	-0.4	43.13	WESTERN PYRÉNÉES	VII	-	
17	11	1850	-0.17	43.1	CENTRAL PYRÉNÉES	VII	-	
20	7	1854	-0.05	43.03	CENTRAL PYRÉNÉES	VII-VIII	5.6	
26	11	1873	0.15	43.03	CENTRAL PYRÉNÉES	VII	-	
6	5	1902	-0.67	43.1	WESTERN PYRÉNÉES	VII	-	
13	7	1904	0.12	43.07	CENTRAL PYRÉNÉES	VII	-	
24	7	1911	-0.23	43.18	WESTERN PYRÉNÉES	VII	-	
22	2	1924	-0.28	43.05	WESTERN PYRÉNÉES	VII	-	
31	1	1950	0.17	42.97	CENTRAL PYRÉNÉES	VII	5.0	
13	8	1967	-0.78	43.08	WESTERN PYRÉNÉES	VIII	5.2	5.3
29	2	1980	-0.33	43.07	WESTERN PYRÉNÉES	VII-VIII	5.3	5.0

Table 1: List of historical earthquakes from SisFrance Catalogue (Lambert and Levret, 1996). Mm is the macroseismic magnitude from Levret *et al.*, 1996. Md is the duration magnitude from Laboratoire de Détection et de Géophysique (CEA/DASE/LDG). The latitude and longitude epicentral location is given with 10 to 20 km error range.

In regions with low-level seismicity and recent tectonic processes (middle to late quaternary tectonic episodes), fault fragments may constitute the principal source of earthquakes with $5.5 < M < 6.5$ (Meghraoui *et al.*, 1999). Slow active faults show a slip rate of the order of 1/10 mm/yr to 1/100 mm/yr. As shown by the Bree fault example

(Meghraoui *et al.*, 2000), an active fault in a region of slow deformation (intraplate Europe) has a likely slip rate of 0.08 mm/yr with a return period of major earthquakes of 10 to 15 ka.

In this paper, we combine aerial photographs, satellite images, and digital elevation model to identify the Lourdes Fault segment. Geomorphologic analysis along the prominent fault scarp shows evidence of young displacement during the late Pleistocene and Holocene. Paleoseismic trenches coupled with ground penetrating radar (GPR) exposes shear zones and timing of the most recent coseismic slip in late Holocene deposits. The active faulting characterization provides estimate of the maximum earthquake magnitude in the western Pyrénées and requires a reevaluation of the seismic hazard in SW France.

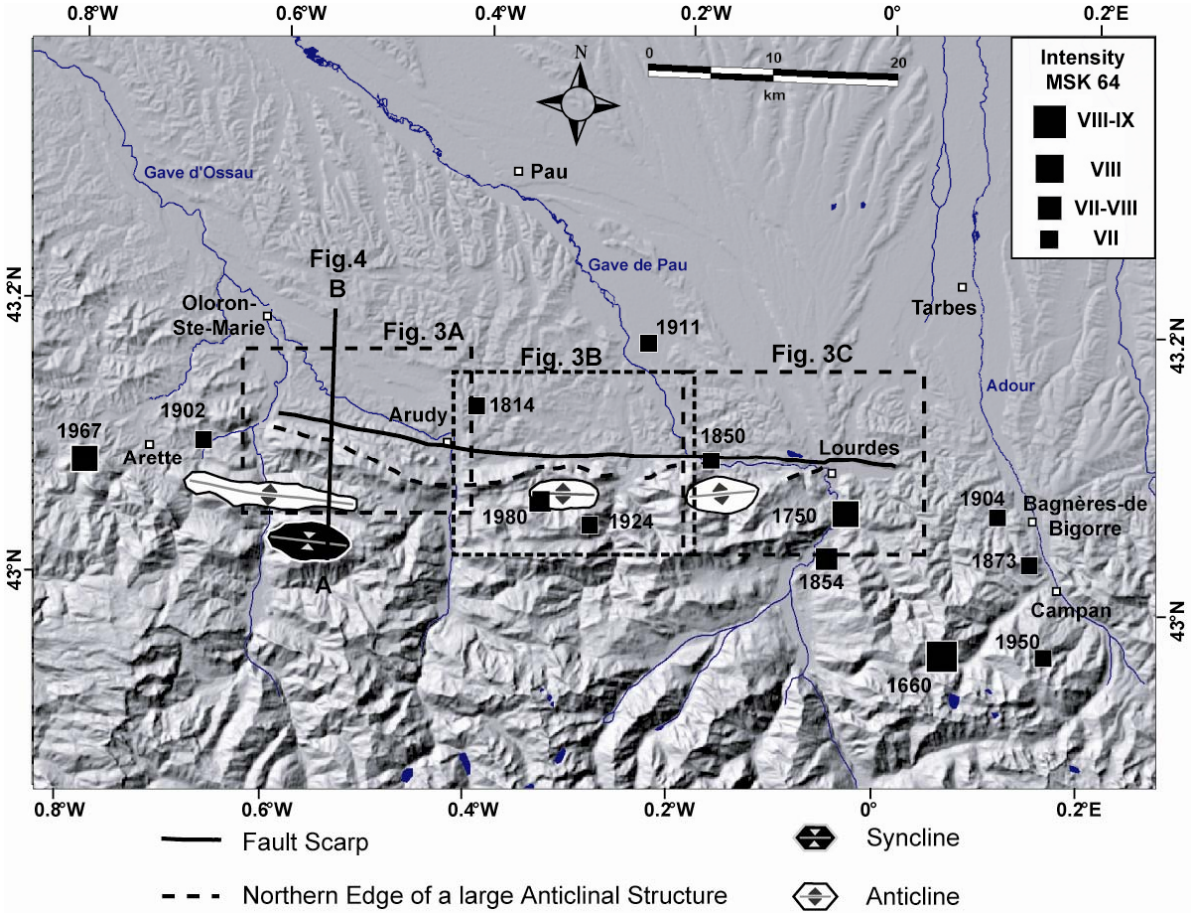


Figure 2: Morphotectonics along the Lourdes Fault segment (see the arrows). Black squares indicate major historical earthquakes (Io ≥ VII MSK; Lambert and Levret, 1996). Arrows show the edge of the 50-km-long fault scarp with the sub-segments of St Christau (western dotted square), Capbis and Arcizac (eastern dotted square). The Lourdes Fault segment has a linear morphology and appears to be a sharp structure younger than the southern folded Paleozoic and Mesozoic basement (see also white line indicating the northern edge of anticline). Details of the fault scarp geomorphology (white dotted square) are in Figures 3 A, B and C. The A-B black line indicates the geological cross section of Figure 4.

2 – Geological and seismotectonic settings

The Pyrénées is a 400-km-long, ESE-WNW trending, continental mountain range that results from a collision between Europe and Iberia plates. This thrust-and-fold system is made of: 1) an axial zone of basement rocks (mainly paleozoic terrains), 2) a south Pyrenean zone with mainly north dipping thrusts affecting Mesozoic and Tertiairy formations, 3) a north Pyrenean massif with Hercynian basement, and 4) a sub-Pyrenean zone with Mesozoic and Tertiairy formations overlying paleozoic basement; the two latter zones are separated by the south dipping north Pyrenean fault and north Pyrenean frontal thrust (Mattauer, 1968; Sibuet *et al.*, 2004). The shortening movements that reach ~50 km since the Eocene are north-south trending over the mountain range and have a major role over the Pyrénées (Figure 1B, Sibuet *et al.*, 2004).

Since the Pyrénées is an active mountain range, Pliocene and Quaternary faulting might have contributed to the recent tectonics and late collision movements. Quaternary deposits can be correlated with climatic fluctuations and in particular with glaciation activities during the Mindel, Riss and Würm periods (500ky - 350ky, 300ky - 120ky, 80ky - 10ky respectively). Numerous valleys display U-shaped cross sections due to the continuous erosion of the glaciers. Some glacial tongues reached 50 to 60 km, and a maximum thickness of 800 m to 900 m (Taillefer, 1969). The north-south trending pre-glacial morphological configuration directed the extension and direction of Quaternary glaciers. At present, these glaciers are limited to high altitudes (> 2500m) and therefore, do not participate in the erosional processes at lower altitudes.

Two main glaciers that cross all geological structures existed in Gave de Pau and Gave d'Ossau valleys during the different glacial periods in the western Pyrénées (Figure 3). Palynological studies indicate that the beginning of the last glacial retreat occurred prior to 38.4 Ky BP in the northern Pyrénées and in the Lourdes piedmont area (Mardones, 1982). The presence of external and internal moraines in the valleys may be the consequence of an irregular glacial retreat interrupted by re-advance and stagnation stages (Andrieu *et al.*, 1988). At around 25 Ky BP, there was the definite retreat of the different glaciers with an increase of the dryness.

Generally, the historical and instrumental seismicity of the northern Pyrénées indicates the existence of two domains (Figure 1A): 1) a western area, where earthquakes are distributed along an East-West trending narrow corridor (20 km), and 2) an eastern area

where seismicity is diffused. Among all major earthquakes of the Pyrénées, only three earthquakes with $M_L > 5$ have been recorded during the instrumental period (1963 to 2004, Table 1). Although focal mechanism solutions provide with NW-SE and north-south directions of principal stress tensor in the western and eastern Pyrénées, respectively (Souriau *et al.*, 2001; Goula *et al.*, 1999), little is known about the neotectonic faulting and the relationships with the recent seismicity. However, focal mechanisms obtained for magnitude over 3 may suggest two areas of different faulting pattern (Figure 1A; Souriau *et al.*, 2001; Goula *et al.*, 1999). East-West trending right-lateral strike-slip regime under NW-SE compression (with either reverse or normal faulting mechanism) characterises the western area, whereas East-West trending left-lateral strike-slip regime characterizes the eastern part under N-S to NNE-SSW compression. Hence, the regional tectonic regime for the Western Pyrénées suggests NW-SE compression with thrusting and zones of transfer faulting (strike-slip or extensional tectonics). Historical and instrumental seismic catalogue that extend back to the 14th century suggest an East-West elongated active zone parallel to the Lourdes Fault scarp (Figure 2). Furthermore, we note that most large earthquakes in the Western Pyrénées are located along the Lourdes Fault segment, with the 1660 and 1967 seismic events at the fault extremities, and the 1750 and 1980 in the central section of the fault (Table 1 and Figure 2).

3 – The Lourdes Fault Scarp: geomorphology and structural descriptions

The geomorphology of the western Pyrénées aided with the analysis of aerial photographs, geological maps (Casteras *et al.* 1970 a, b) and a 90m-SRTM-digital elevation model shows a 50-km-long linear scarp visible north of the E-W trending anticlines (Figure 2). The Lourdes Fault segment corresponds to a 50-km-long fault scarp, made of 3 contiguous sub-segments with linear morphology. The fault dips ~75° to north and is located between the North Pyrenean Fault (to the south) and the North Pyrenean Frontal Thrust (to the north; Figures 1B and 4). The fault scarp is north to a large East-West trending folding system made of Albian limestone (north limit indicated in Figure 2). Although approximately parallel to folds, the linear fault trace that corresponds to a ~ 50-m-high topographic scarp, truncates vertical Cenomanian flysch and limestone and related folding system (Figure 2). It can be clearly observed, however, that the structural trend of the anticlines and the fault scarp are not parallel. The fault scarp controls to the South narrow (200 m to 500 m) East-West elongated Quaternary basins (Figures 2 and 3).

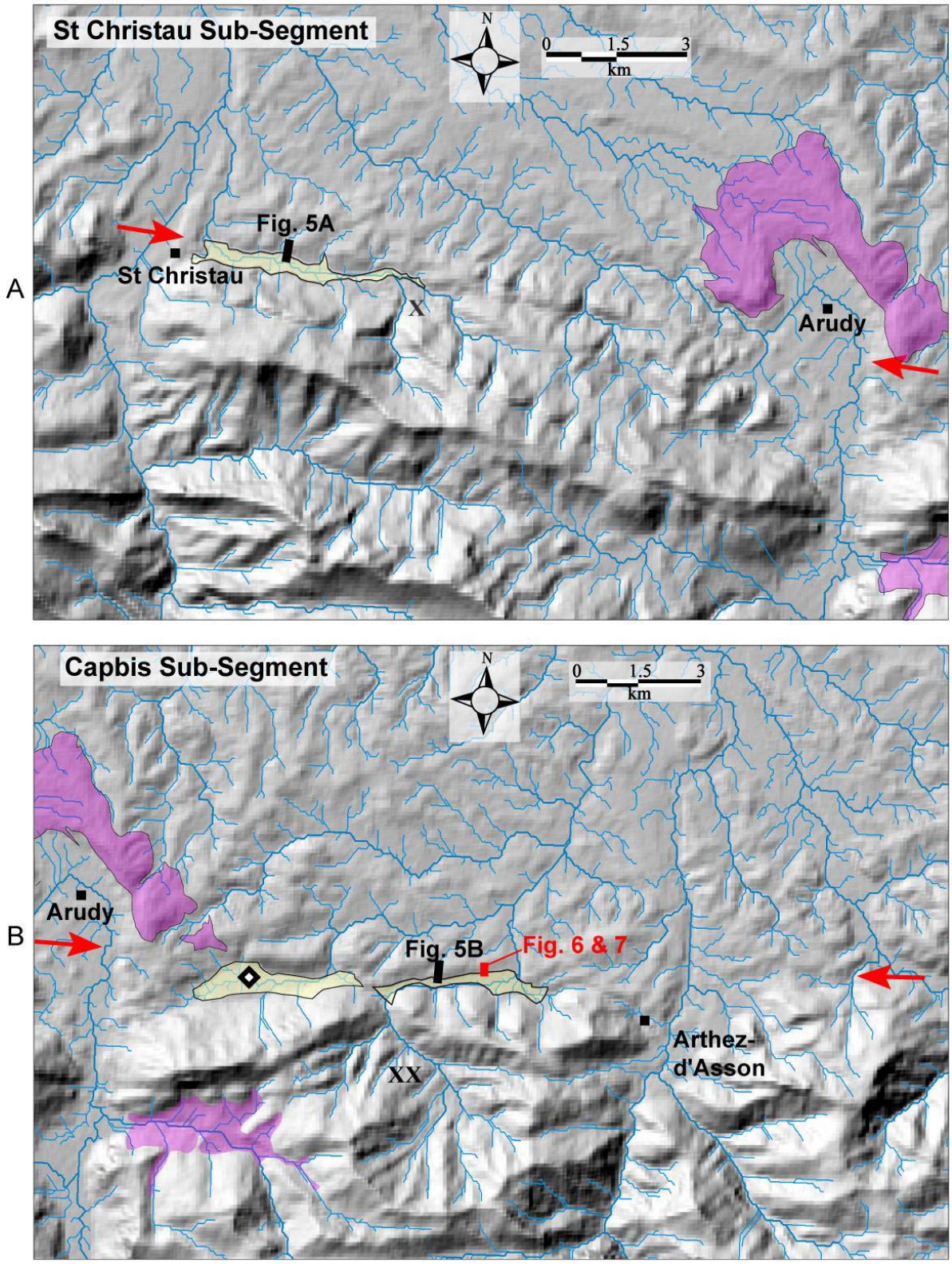
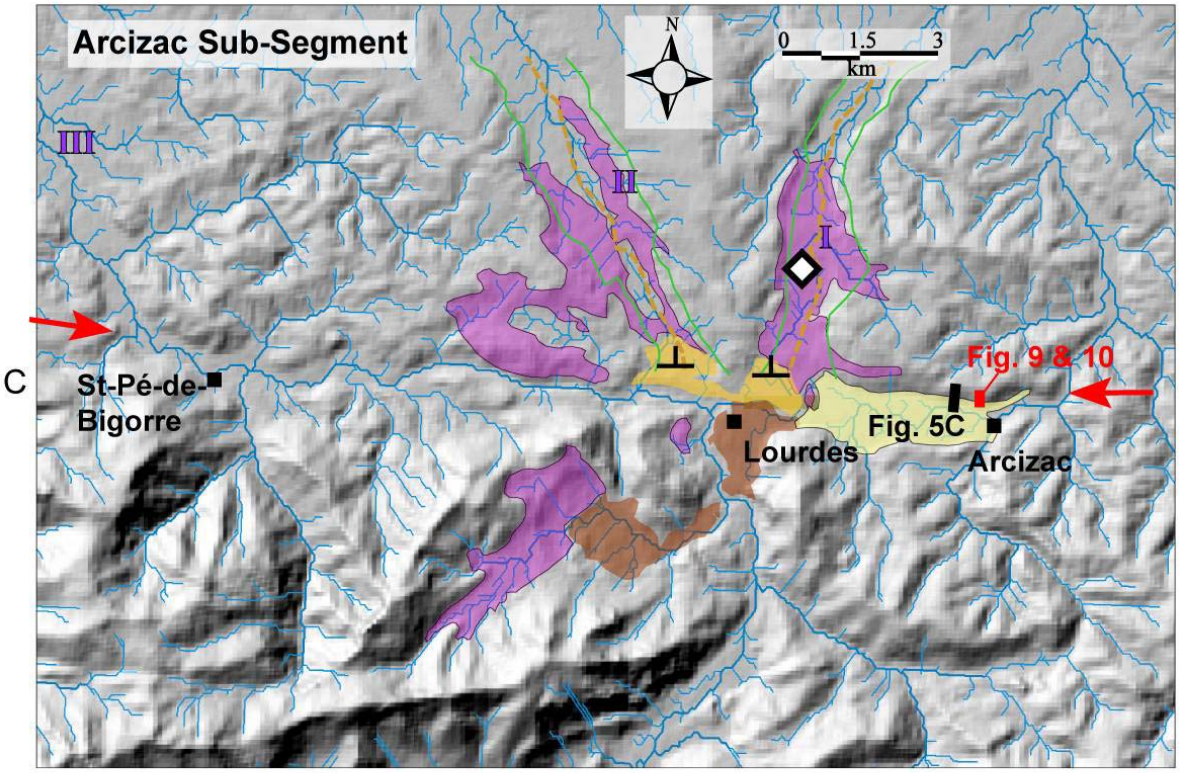


Figure 3: Caption next page.



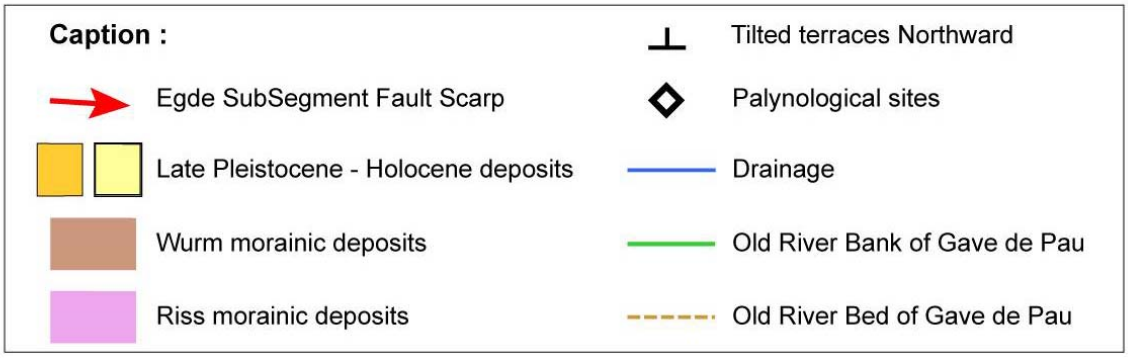


Figure 3: Geomorphology along the Lourdes Fault sub-segments with Quaternary deposits and related drainage system (see text for explanations) : A) St Christau western sub-segment ; B) Capbis sub-segment and C) Arcizac eastern sub-segment. Quaternary lacustrine basins, terraces and glacial-morainic deposits are indicated along the fault segment. Note late Pleistocene terraces dipping north near Lourdes city. The losange symbol represents the palynologic studies of Andrieu *et al.* (1988) and Mardones (1982). X and XX symbols in A and B (respectively) indicate the result of dammed drainage system along the fault. Small black lines show location of topographic profiles in Figures 5A, B and C. Paleoseismic sites at Capbis and Arcizac are indicated along the fault as location of Figures 6-7 and 9-10).

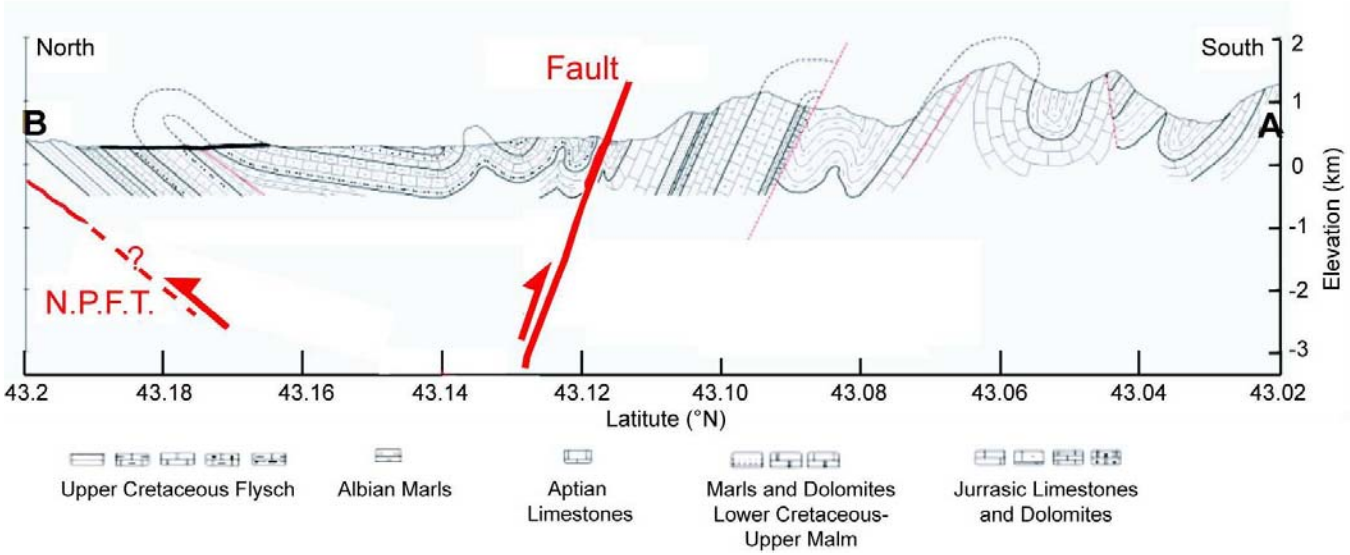


Figure 4: Geologic cross-section (see location in Figure 2) with the large anticline in the southern part and the North Pyrenean Frontal Thrust (N.P.F.T.) located in the piedmont. The Lourdes Fault dipping ~75° northward controls at the tip late Quaternary basins (less than 500 m wide).

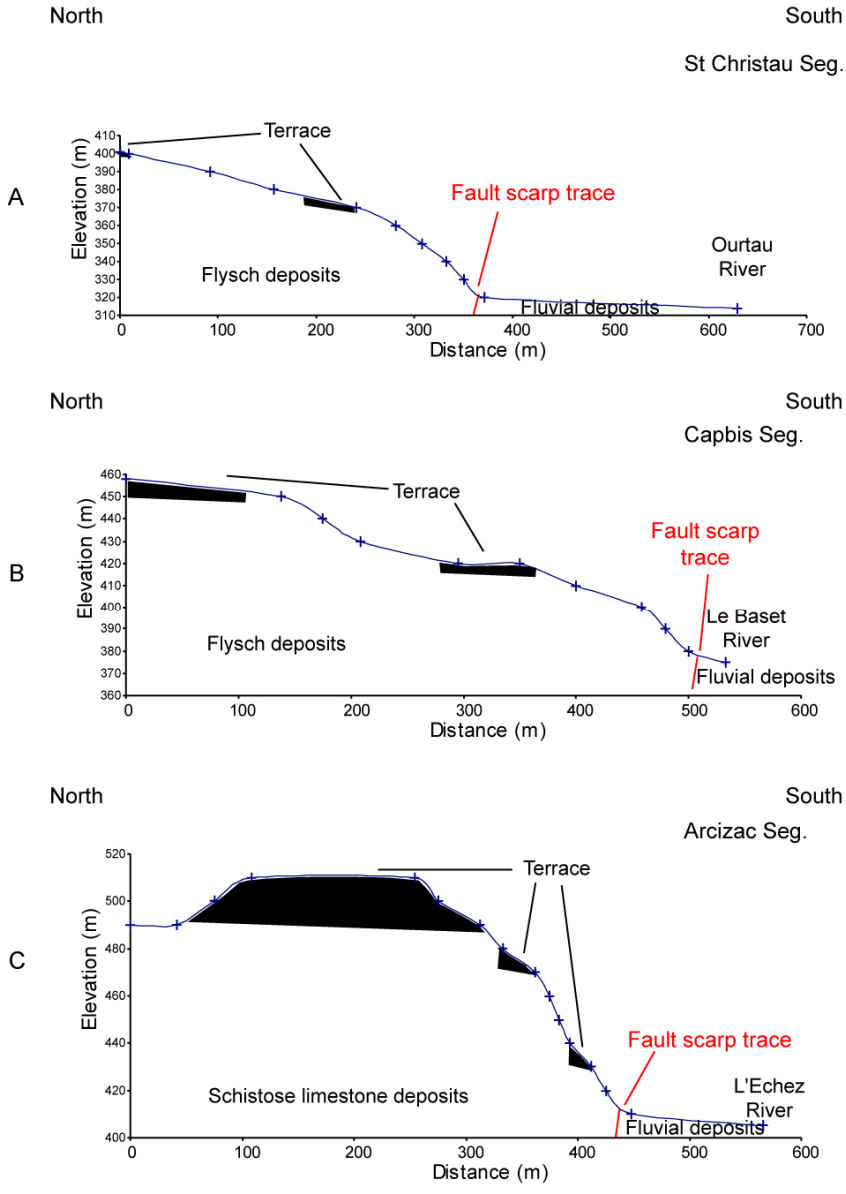


Figure 5: North-South topographic profiles across the Lourdes Fault scarp (vertical exaggeration ve = 2). A) The St Christau sub-segment displays a ~ 80-m-high topographic offset that consists of 3 uplifted alluvial terraces at 25m, 45m and 80m above the fault scarp trace. B) The Capbis sub-segment, the profile also shows a ~ 80-m-high topographic offset with 2 uplifted alluvial terraces at 40m and 80m above the fault scarp trace. C) The Arcizac sub-segment exhibits a ~100-m-high topographic offset with 3 uplifted alluvial terraces at 25m, 65m and possibly be 100m along the fault scarp trace. Inferred ages of terraces provide a maximum 0.2 mm/yr. of uplift rate (Table 2).

An important observation is the existence of late Quaternary lacustrine deposits along the fault at St Christau and immediately east of Arudy (Andrieu, 1987). The analysis of paleolakes (by means of palynostratigraphy) indicates the timing of climatic fluctuations between 27150 yr. BP and 10760 yr. BP, the latter age pointing out the recent Dryas in the Pyrénées (Andrieu *et al.*, 1988). The location of these lakes next to the Lourdes Fault suggests the presence of a promiment scarp controlling the late Pleistocene and Holocene deposits.

Traces of the advances of the two major glaciers towards the piedmont can be observed in the Lourdes and the Arudy valleys (Figures 3A and 3C). Tilted old morainic deposits north to Lourdes city provide evidence for recent tectonic movements (paleo valley I, Figure 3C). The glaciers intersected the E-W trending topographic scarp and related structures and have probably erased valuable tectonic information (*e.g.* Riss morainic terraces).

Taking into account the distribution of Mesozoic (Cenomanian) outcrops, coupled with the fault scarp geomorphology limited by the glacial valleys, the fault scarp can be divided in 3 sub-segments. We present in the following a detailed fault scarp description from West to East.

1) The Saint Christau fault sub-segment, in the western part between Arudy and Saint Christau (Figure 3A), consists on a 15-km-long and up to 80-m-high East-West trending linear and sharp morphological feature; a late Pleistocene-Holocene basin was formed along the westernmost part of the fault scarp (Figure 3A). The drainage systems flowing northward from the high mountains are stopped by the fault scarp, which dams the water flow making the streams flowing mainly westwards. North of the fault scarp, streams have a SW-NE trend, not in continuation of the upstream southern drainage system. Based on the geomorphology and topographic contours (from 1/25000 maps), the detailed topographic profile across the fault scarp indicates an uplift of 50 ± 5 m and 80 ± 5 m from the flat valley and two late Quaternary alluvial terraces (Figure 5A). On the western end of this sub-segment, we observe a SSW-NNE fault, which can be a transfer fault.

2) The central Capbis fault sub-segment (Figure 3B) is in prolongation of the western scarp and displays a 18-km-long geomorphic scarp. Two sedimentary basins with late Pleistocene-Holocene deposits are related to the fault scarp. Palynological studies (Andrieu *et al.*, 1988) indicate a paleolake during the last Würm deglaciation with peat bog deposits. Here again, and except for large rivers with high energy flow all drainage system

flowing to the North is dammed when crossing the fault scarp (see XX in Figure 3B, as X in Figure 3A); it also appears that the river system had to flow eastward in general due to the fault scarp. The presence of SW-NE trending small streams, on the fault scarp marks here also the newly formed geomorphic structure. Finally, two uplifted terraces at 50 ± 5 m and 80 ± 5 m from the flat valley are visible in the middle of the central sub-segment (Figure 5B).

3) The eastern Arcizac sub-segment is~17-km-long) linear morphology characterised by the major river Gave de Pau that follows the scarp along 11 km (Figure 3C). This area was the place of an intense glacier activity during the Riss and Würm periods with large paleovalleys (I and II in Figure 3C), a narrow valley at the Würm only (III in Figure 3C)and a late Quaternary sedimentary basin to the East along the fault scarp produced partly by the glacier activity. Close to the fault scarp in the northern block and visible in paleovalley I, uplifted and slightly tilted young alluvial and glacial terraces visible at 55 ± 5 m and 80 ± 5 m from the flat valley. In this same valley, palynological studies (Mardones, 1982) showed that the maximum glacial advance occurred prior to 38.4 Ky B.P. and pre-dating uplifted terraces visible in paleovalley I (Figure 5C). Evidence of the successive and continuous uplift of riverbanks (largely distributed along the fault scarp) is indicated by flat surfaces with alluvial units visible in the field and on topographic maps and Digital Elevation Models.

Terraces	Elevation	Age	Rate	Observations
Capbis trench	0.8m	~ 6370 BP	0.12 mm/yr	Fluvial terrace
Arcizac	80m	~ 400 ky (Mindel)	0.2 mm/yr	Mindel glacial terrace

Table 2: Estimate of uplift rate from alluvial and glacial terraces along the Capbis and Arcizac sub-segments. Since the maximum denudation rates for the Pyrénées were estimated to be 0.03 to 0.06 mm/yr. during the late Holocene (Morris *et al.*, 1998), they do not significantly affect the uplift rate estimates. The extracted slip rate (from uplift rate) reaches 0.2 to 0.25 mm/yr. along the Lourdes Fault.

Although the rate of active deformation is likely less than 1 mm/yr based on GPS data (Nocquet and Calais, 2004, Table 2), the fault trace displays prominent geomorphologic features and controls the drainage system. The systematic ~ 50 m and 80 m uplift of alluvial terraces, related control of stream system, and presence of late Quaternary basins along the 50-km-long scarp suggest the presence of an active fault. This pattern of geomorphological features is comparable to active structures documented in other mountain ranges (Burbank and Anderson, 2001). In order to evidence and document recent surface

faulting and better constrain the long term behaviour of the active fault, we performed local paleoseismological investigations at two sites, including high-resolution geophysics and trenching.

4 – Paleoseismology

We selected two sites along the fault in order to conduct extensive paleoseismic investigations with geophysical prospecting and trenching. The Capbis and Arcizac sites show a prominent fault scarp morphology affecting Quaternary alluvial deposits and represent typical geomorphological conditions (alluvial environment with low energy river flow) for the record of recent tectonic episodes.

a – Capbis site in the central sub-segment

i – Geophysical Investigations: The site is located in the middle of the Capbis sub-segment (Figure 3B), where the fault shows an up to 80 m-high topographic scarp that limits a late Quaternary basin. The scarp is cut by a river that flows northward and then eastward from the southern large drainage basin (Figure 3B). We performed three parallel G.P.R. profiles, distant of 30 m each, across the fault scarp in order to image the subsurface structures and recent faulting movements.

Data were acquired using a RAMAC GPR equipment with unshielded bistatic antennae (100 MHz). The trace increment was set to 20 cm, and we applied a stack of 256 traces in order to improve the signal/noise ratio for the profiles. The penetration depth was shallow (~ 3 m), as electromagnetic waves were strongly attenuated by a conductive topsoil. After a time shift and a gain for the attenuation compensation with depth, the depth of investigation was enhanced. Time shift and compensation are usual corrections that do not induce significant errors in GPR prospecting (Davis and Annan, 1989). The signal attenuation with depth is also taken into account with compensation instead of automatic gain control. Dewow filtering, background removal and a running average filter over 3 traces enhance the signal/noise ratio. For a better view of the data, the profiles were cut below the depth of investigation (around 70 ns corresponding to ~3-4 m) and the time axis converted into depth axis with a velocity of 0.08 m/ns determined by diffraction modelling. At each site, we did detailed topographic profiles (using a total station) for topographic corrections applied to the three GPR profiles. The westernmost GPR profile (Figure 6) shows from south to north different signals content for each slope domain visible in

topography: it can be interpreted as two channel deposits for the southern step, 1 channel structure with slightly tilted deposits to the South for the central step. Channels are recognized by their concave upward shape of reflectors and nearly horizontal deposits within the curve. Similar channels displaced by lateral faulting are also observed in GPR profiles along the North Anatolian fault in Turkey (Ferry *et al.*, 2004). The absence of a significant signal at the top of the profile is probably due to the presence of thick clay deposits (clays attenuate electromagnetic waves, Figure 7). The two other profiles also indicate similar characteristics in that, the channel deposits are visible in the southern part of the profile and there is a low signal along the steep section.

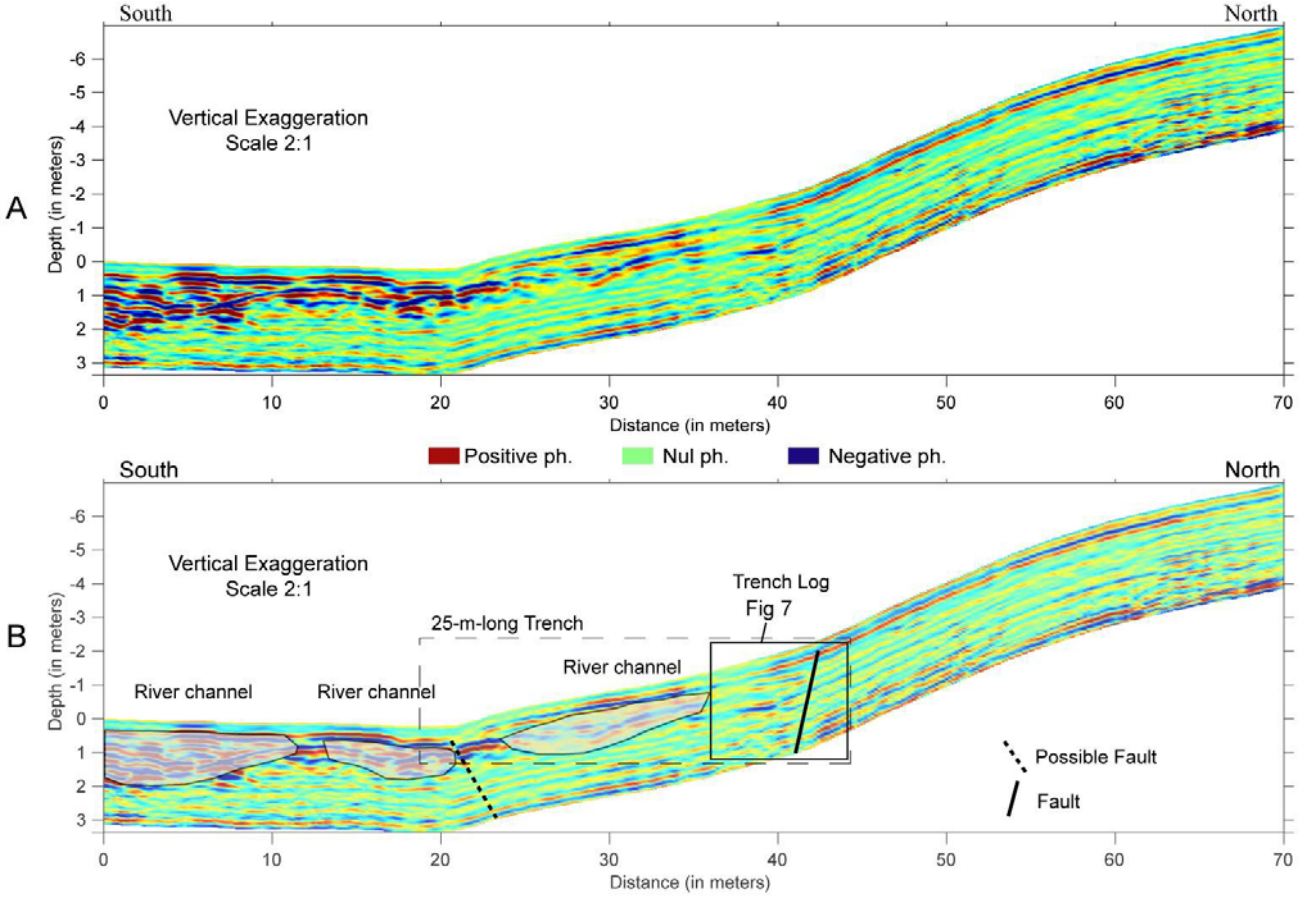


Figure 6: Original (A) and interpreted (B) G.P.R. profiles across the composite fault scarp (100 MHz antenna, ve = 2) at Capbis paleoseismic site. A fault contact can be identified as in the trench log of Figure 7. Three channel sedimentary structures corresponding to. the nearby river bed. Red colour is positive phase, green colour is 0, and blue colour is negative phase

ii – Trench investigations: A 25-m-long trench and a small trench further south in the flat zone were dug across the prominent scarp along the Capbis sub-segment at mid-slope (see profile of Figure 6). In the southern section of the trench we note the presence of horizontal alluvial deposits with gravels, conglomerates and sand (units G, f, e and d layers

in Figure 7 likely from the nearby channel) against the nearly vertical (70° south dipping) black schistose limestones (Sch1 in Figure 7).

The limestones are cut by a fault (dipping 55° to 70° southward at the surface) that show a shear fabric with a lense of plastic clay unit dragged within the fault plane (green layer in Figure 7). The alluvial layers curve upward near the fault and are cut by the flexural fault. Here, the surface rupture has apparently a normal faulting geometry but the steepness of limestones bedding parallel to the fault plane suggests a flexural slip faulting (Figure 8). Similar interaction between bedding plane and surface faulting were observed during the El Asnam earthquake (Ms 7.3, 10/10/1980) in the Tell Atlas thrust and fold belt of North Africa (Meghraoui and Doumaz, 1996).

At the top of trench exposure, a mixed colluvial and alluvial deposits and topsoil (units a1 and a2 in Figure 7) overly the fault zone The thick alluvial deposits immediately south of the fault attest for the successive movements in the past. Furthermore, the thickness of units b2 and C next to the fault scarp suggests ~ 0.40 m of vertical slip during the last seismic event. Since unit b2 layer does not seem to be affected by the fault whereas unit c is faulted, it suggests that the last large movement on this sub-segment occurred between 5388 B.C. and 2918 B.C (2 σ calendar age, see also Table 3).

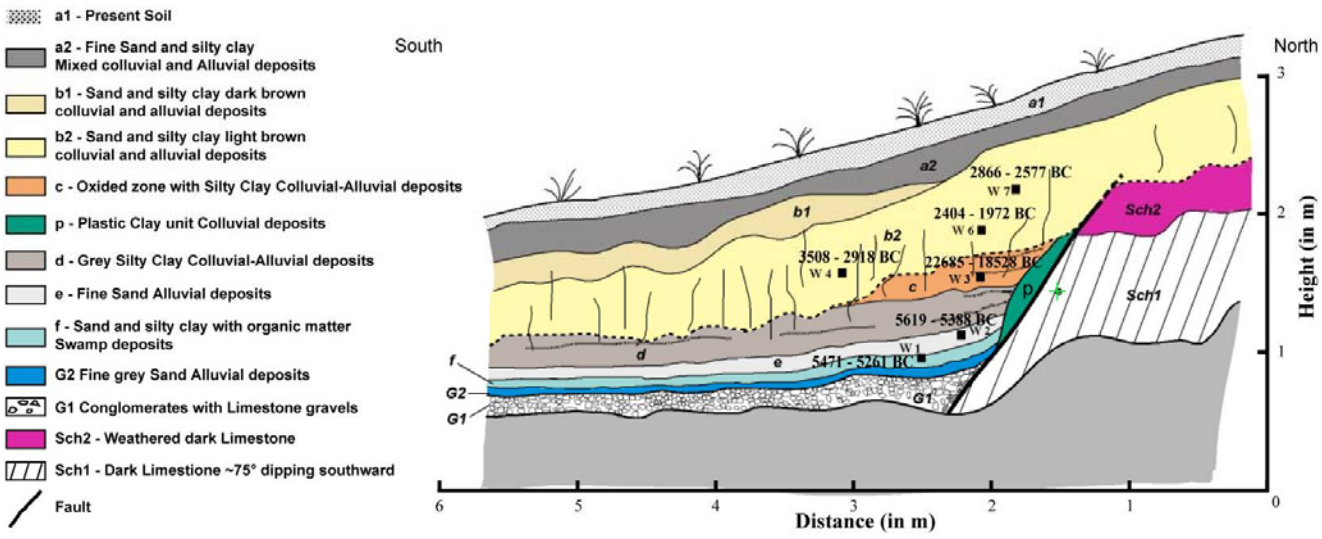


Figure 7: Trench exposure (west wall) across the fault scarp (see also square in Figure 6). The vertical limestone units (bottom right) are truncated by a 55°-70° south dipping fault that implies a flexural slip faulting (see text for explanation). Units C and b2 correspond to colluvial units (silty-clay deposits) that fill a wedge next to the fault scarp. The AMS ^{14}C dating are given with 2 σ calibrated age range (Table 3).

Sample	Fraction	Carbon weight mg)	Conventional Age (BP)	$\delta^{13}C$ (‰)	Calibrated Date (2σ range *)
CAPBIS W7	al	1.9	4120 ± 30	-24.08 ± 0.17	2866 – 2577 BC
CAPBIS W6	al	0.4	3760 ± 60	-32.60 ± 0.26	2404 – 1972 BC
CAPBIS W4	al	0.2	4520 ± 100	-35.73 ± 0.30	2918 – 2918 BC
CAPBIS W3	al	0.1	19040 +930 / -840	-33.40 ± 0.29	22685 – 18528 BC
CAPBIS W2	al	0.17	8590 + 210 / - 200	-29.58 ± 0.19	8238 – 7180 BC
CAPBIS W2	hu	1.0	6565 ± 50	-24.04 ± 0.25	5619 – 5388 BC
CAPBIS W1	hu	1.2	6370 ± 50	-23.30 ± 0.11	5471 – 5261 BC
CAPBIS E7	al	4.4	310 ± 20	-28.60 ± 0.14	1492 – 1647 AD
CAPBIS E6	al	1.7	400 ± 25	-26.50 ± 0.05	1440 – 1617 AD
ARCIZAC E1	al	0.6	3780 ± 45	-28.41 ± 0.18	2398 – 2038 BC
ARCIZAC E4	al	0.07	7900 ± 400	-38 ± 2.0	---
ARCIZAC E6	al	0.04	11670 ± 150	-23.41 ± 0.45	12109 – 11240 BC
ARCIZAC E7	al	0.8	40450 + 2880 / - 2120	-9.44 ± 0.16	---
ARCIZAC E10	al	0.14	22910 + 1560 / - 1310	-18.44 ± 0.09	---
ARCIZAC W1	al	0.1	4890 + 220 / - 210	-26.00 ± 0.22	4221 – 3094 BC

Table 3: Radiocarbon dates of samples from Capbis and Arcizac trenches. 14 samples of organic material including charcoal were collected from trenches. The ^{14}C concentration of the samples was measured by comparing the simultaneously collected ^{14}C, ^{13}C, and ^{12}C beams for each sample with those of Oxalic Acid standard CO_2 and coal background material (Schleicher *et al.*, 1998). Conventional ^{14}C ages were calculated according to Stuiver and Polach (1977). Calibrated ages are given for a 2 σ (95.4%) confidence interval.
(*) Stuiver *et al.* (1998) with probability of 95.4%. al : alkali residue ; hu : humic residue

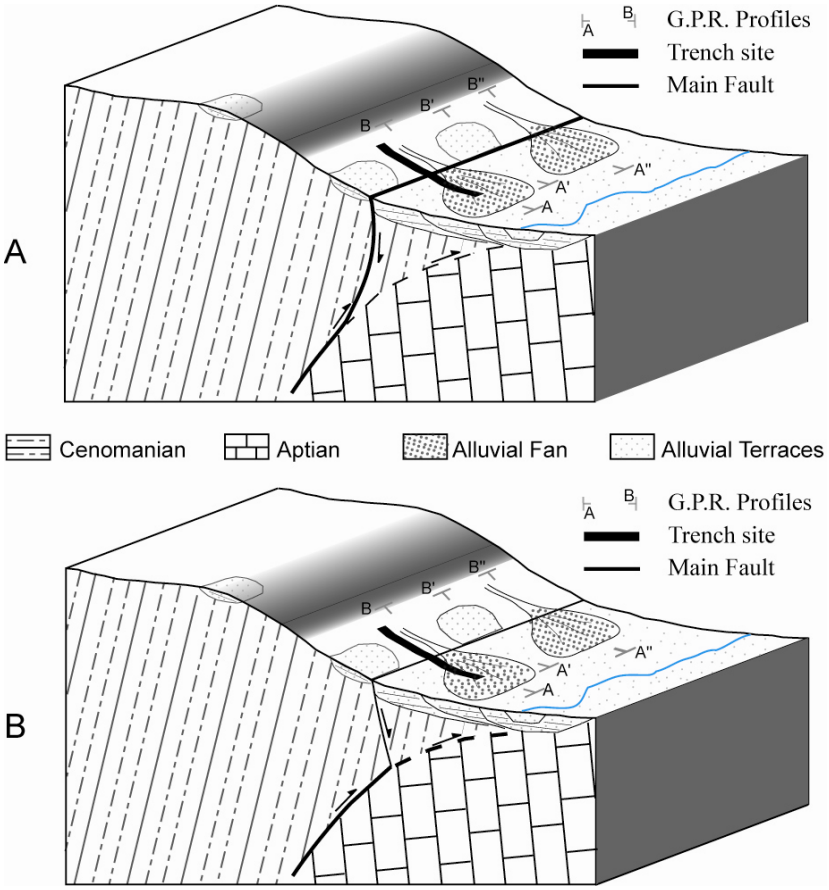


Figure 8: Interpretations of the surface expression of thrust ruptures as A) flexural slip faulting and B) secondary normal faulting that illustrate the normal geometry visible in trench of Figure 7 (see text for explanations). These surface rupture configurations are commonly observed during large earthquakes (Yeats *et al.*, 1997).

b –Arcizac site in the eastern sub-segment

This site is located few kilometres East of Lourdes (Figure 3C), at the easternmost section of the fault scarp, where the difference in level between the scarp crest and the Quaternary basin is > 100m (Figure 5C).

i – Geophysical investigations: In this sub-segment, we used the georadar prospecting with 100 MHz unshielded antennae, and the same default processing was used as for previous profiles. In Figure 9, the topographic profile (GPR profile is topographically corrected) shows a break in the slope corresponding to the toe of the scarp. South of the slope, the GPR profile (Figure 9) clearly shows a 30m wide concave upward reflector with flat layers inside and can be interpreted as a river channel and related southward dipping late Quaternary alluvial deposits. Immediately north of this channel at the break in the slope, we note perturbations in the GPR profile typical of rupture zones with steep geometry that can be interpreted as due to the successive surface faulting. On the hangingwall, the profile suggests the presence of colluvial layers dipping southward.

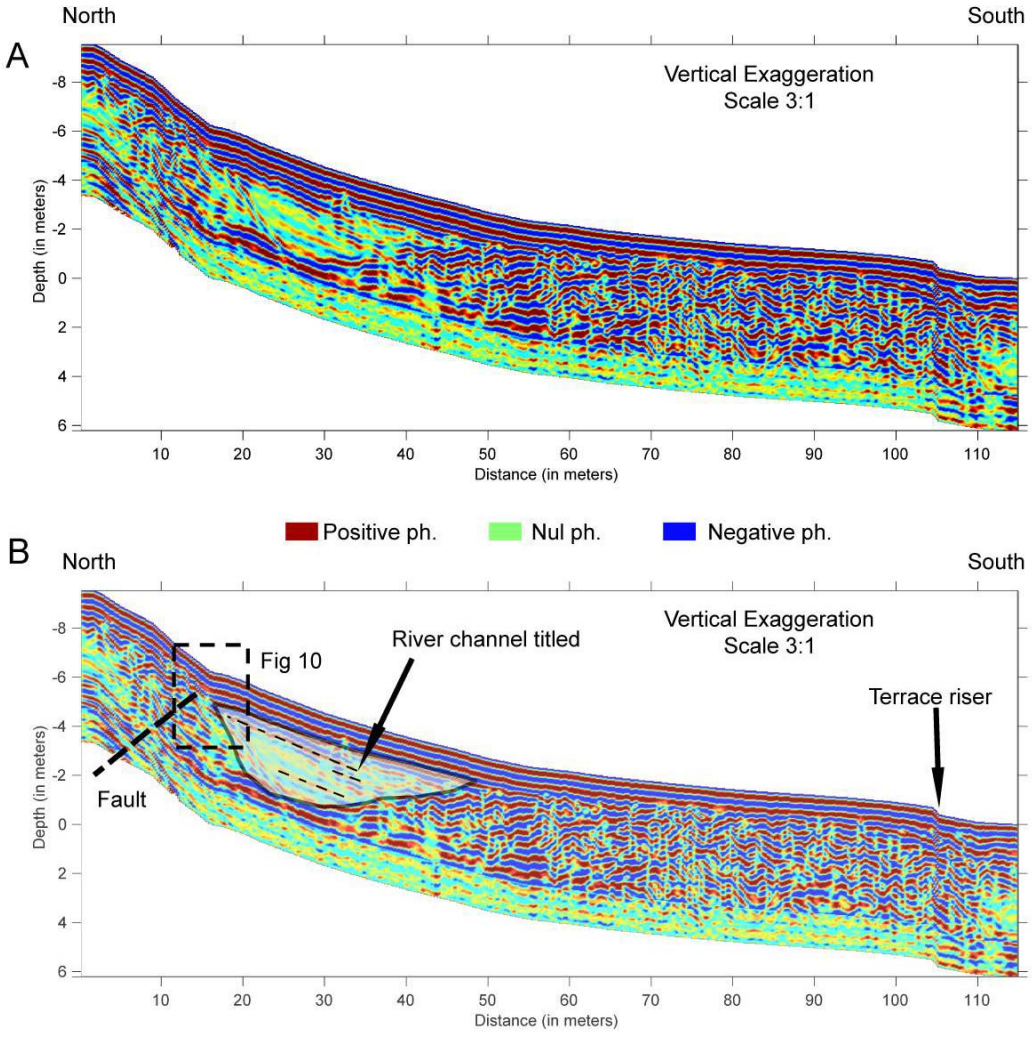


Figure 9: Original (A) and interpreted (B) G.P.R. profiles across the fault scarp near Arcizac (ve=3, 100 MHz antenna; see Figure 3C for location). The northern section of the profile clearly shows a river channel with south dipping alluvial units (dotted lines). The northern edge of the tilted channel deposits is interpreted as the surface expression of the thrust rupture. Red colour is positive phase, green colour is 0, and blue colour is negative phase.

ii – Trench investigations: The geomorphology coupled with GPR profiles imply the existence of an active fault zone. We dug 13-m-long trench at the location of river channel deposits visible in the GPR profile, in order to observe the contact between the termination of tilted deposits of the river channel and the south-dipping layers (Figure 10). The trench, in the southern part, exposes river channel deposits (unit R) gently tilted southward (less than 5°) as predicted by the geophysical survey. To the North, the lithology and the dip change suddenly showing 40° South. These two blocks are limited by a shear zone with ~20° north dipping oriented pebbles and gravels. This shear zone in between units G and R clearly suggests a thrust geometry for the fault. The R and G units are subsequently truncated by a first 0.40-m-thick colluvial deposit (C1), with conglomerate elements, overlain by 2 other fine colluvial deposits (C2 and C3).

5 charcoal samples were collected on the eastern wall and 1 on the west wall. We note that samples located on the hanging wall (unit G) are old (22910 ± 1560 yr. B.P. and 40 450 ± 2880 yr. B.P. (see also Table 3), whereas the river channel unit (R) gets an age between 4890 ± 220 yr. B.P. and the overlying unit C2 dates 3780 ± 45 yr. B.P. According to these dates, we can consider that the last fault movement occurred between the large 2σ calibrated age bracket (density function) i.e., 4221 and 2038 BC.

Above this trench, we may observe the presence of 20-cm-thick travertine deposit (20m x 20m area), characterizing a hydrothermal flow, typical of active fault zones (Hancock *et al.*, 1999). Indeed, travertine deposits are preferentially located along fracture traces, either immediately above extensional fissures or in the hanging walls of normal faults, and the morphology of travertine deposits overlying extensional fissures is controlled by the rheology of the underlying materials. In our case the hanging wall of the thrust fault system has fissures inside of which hydrothermal flow can reach the surface. The edge of this deposit, close to the fault scarp is linear, probably controlled by the fault. This deposit could be stopped after a major earthquake that changed the hydrothermal system at depth. Indeed, several hydrothermal springs exist along the fault at St. Christau, Lourdes and Eaux-bonnes.

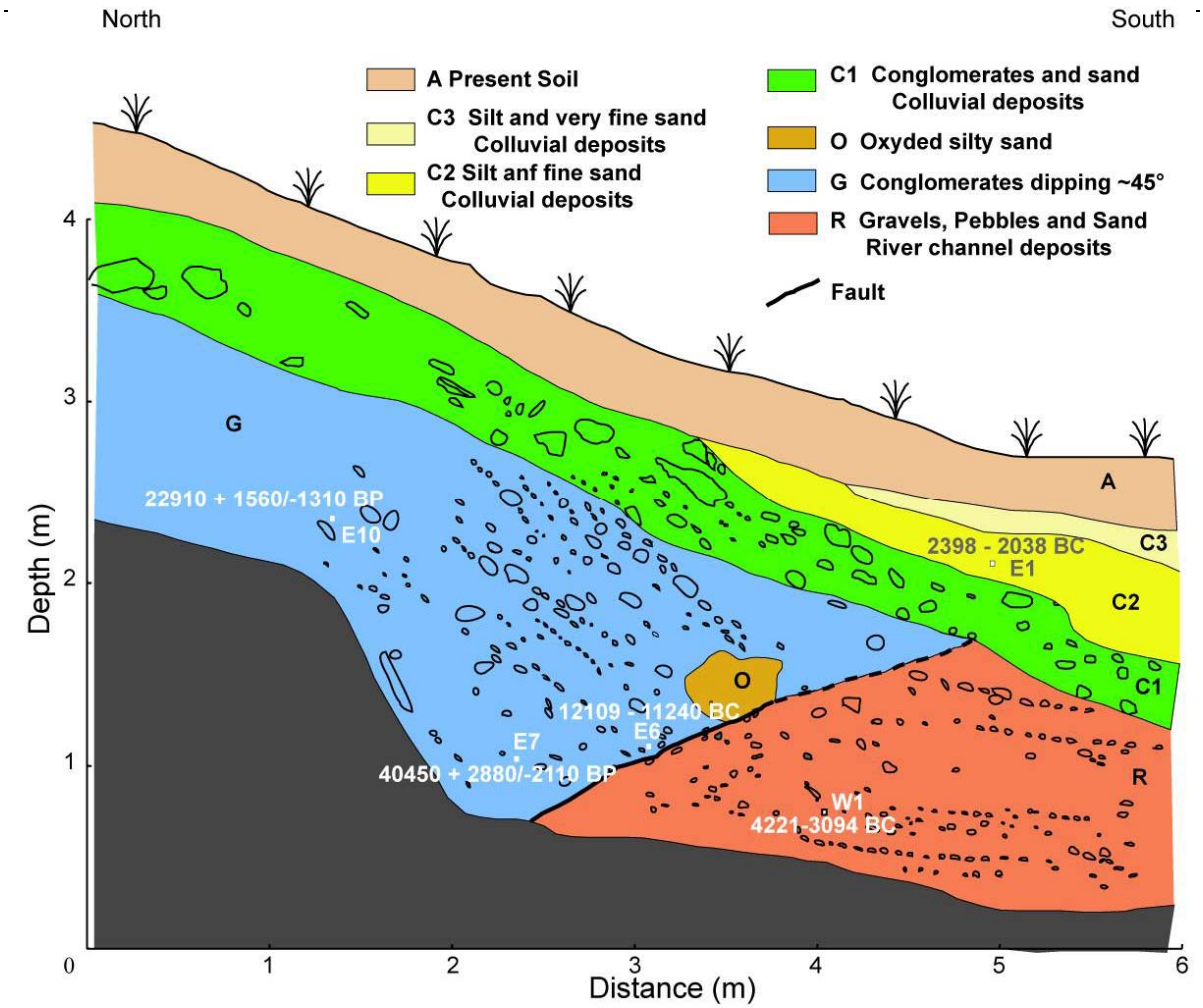


Figure 10: The Arcizac trench exposure (east wall) showing gently south dipping channel deposits R (also visible in G.P.R. profile of figure 9) separated by a shear zone with the southward dipping (45°) conglomerate units G . The shear zone (black line between units R and G) exposes clay fabric and a silty-sand unit (O) with oriented gravels and pebbles dipping ~25° north .

5 – Discussion and Conclusions

The identification of active faulting in mountainous and slowly deforming regions is complex because the traces of late Quaternary faulting are scarce and often subdued by the inherited geological structures. The slow rate of deformation (< 1 mm/yr.) and long-term interval of earthquakes make difficult the visibility of coseismic fault scarps and related earthquake ruptures. For comparison, the seismicity rate for the last centuries in the Pyrénées is one to two orders of magnitude less than that of the thrust-and-fold Atlas Mountains of Algeria or the Apennines Range of Italy. However, using combined field investigations in earthquake geology we have identified the Lourdes Fault scarp located in the piedmont of the NW Pyrenean range. The 50-km-long active thrust fault can be observed along 3 linear sub-segments (or fragments) forming a prominent fault scarp that control Quaternary basins with lacustrine deposits and the drainage system. For instance, the fault scarp limits ~ 10 Kyr. Old paleolakes in St. Christau and Capbis sub-segments

(Andrieu, 1987). The lakes formation evidences the prominent scarp that is high enough to dam the stream flows during the late Quaternary. Moreover, the drainage system shows peculiar flow directions (not in agreement with present-day slopes) probably due to the recent fault movements and uplift of the southern block. The geomorphology shows uplifted alluvial and glacial terraces from a few meters up to 80 m on the hanging block, and those younger than 38.4 Ky B.P, are slightly tilted.

GPR profiles show tilted river channel, fast lateral contrast between alluvial deposits and bedrock or colluvial layers. In trenches, flexural contacts exhibits north dipping shear zones (see the Arcizac trench, Figure 10) with the bedrock overthrusting river channel deposits (Figure 10). Radiocarbon dates from two trenches provide with the timing of coseismic movements along the fault. In the central Capbis sub-segment, colluvial deposits upon the fault indicate that the most recent earthquake can be bracketed between 5388 B.C. and 2918 B.C. On the eastern Arcizac sub-segment the burial of faulted river channel deposits shows that the last seismic event is between 3094 to 2398 B.C. The consistent radiocarbon age obtained from two trenches dug across the scarp implies that a strong earthquake of the past and related coseismic movement may involve at least two sub-segments of the Lourdes Fault.

Three main sub-segments are characterised along the Lourdes Fault segment using the geomorphology and active tectonics approaches. Sub-segments have an average 17-km length and each fault rupture can generate an earthquake with $M_W \sim 6.5$ (obtained from $M = 5 + 1.22 \log$ [Surface Rupture Length] empirical relation of Wells and Coppersmith, 1994). Moreover, we assume minimum 12 km for the seismogenic layer based on the depth of background seismicity and depth of aftershocks during the 1980 Arudy earthquake (Souriau and Pauchet, 1998). Alhough the sub-segments lengths may vary, we consider the 50-km-long total fault length that includes the hidden sections below young deposits of Gave de Pau and Gave d'Ossau Valleys. The ~ 0.40 m of vertical slip observed in the Capbis trench can be considered as an average coseismic rupture consistent with the total fault length. The possibility for a major coseismic rupture along 2 or 3 sub-segments of the fault cannot be ruled out and in this case, the potential for the entire fault is to generate M_W 6.8 to 7.1 earthquakes. The uplifted alluvial terraces provide a mean value of the cumulative vertical slip along the fault and according to their inferred ages (Table 2), we may estimate 0.2 to 0.25 mm/yr slip rate for the Lourdes thrust Fault during late Pleistocene and Holocene.

The visibility of active flexural-slip faults is problematic because they are intimately associated to inherited fold-and-thrust structures within mountain ranges. The Ms 7.3 El Asnam earthquake that occurred in the Tell Atlas Mountains of North Africa revealed coseismic slip along bedding planes typical of flexural slip faults and clustering of past large earthquakes during the last 6000 years BP (Meghraoui and Doumaz, 1996). Large earthquakes that occurred in the Tien Shan ($7.5 < M < \sim 8.5$) from 1887 to present also shows flexural slip faulting within mountain ranges and with recurrence intervals of about 1000 years according to the rate of active deformation (Ghose *et al.*, 1997). Therefore, the succession of such earthquakes within a relatively short time span with respect to the seismic cycle suggests an episodic behaviour with long period of quiescence that may exceed 5000 years. Field observations and focal mechanism solutions of the Lourdes Fault segment suggest transpression tectonics in the western Pyrénées. This region constitutes an important mountain range which experienced several large earthquakes in the past. An analysis of the historical and instrumental seismicity indicates that major seismic events (with a maximum intensity IX MSK) are located in the area of the fault scarp (Lambert and Levret, 1996). Uncertainties in the epicentral location and damage area of the 1660 historical earthquake (e.g., ± 10 to 20 km) allow us to infer that the Lourdes Fault can possibly be at the origin of the 1660 large event and other major seismic events with surface ruptures in the Western Pyrénées. The Lourdes Fault source is not taken into account for the seismic zoning and hazard evaluation of the Pyrénées (Martin and Combes, 2002).

Acknowledgements

We would like to thank the field owners M. Gratianne, Réchou, Mengelle and Faderne for giving authorisations for paleoseismic trenching. We thank O. Loeffler and R. Intissar for processing the GPR data and J. Van der Woerd and T. Nemer for their help during trenching campaigns. We also thank V. Andrieu-Ponel and J.-C. Sibuet for providing access to unpublished reports on northwestern Pyrénées. Radiocarbon dating were performed at the Leibniz Laboratory of Kiel University, Germany. We are grateful to two anonymous reviewers for their remarks that improved the presentation of this work. This research project is supported by the INSU programme ACI FNS Risques Naturels Changement Climatique. This is an IPG Strasbourg UMR 7516 contribution N° …

References

Andrieu, V., 1987, Le paléo-environnement du piémont nord-pyrénéen Occidental de 27 000 B.P. au Postglaciaire : la séquence de l'Estarrès (Pyrénées-Atlantiques, France) dans le bassin glaciaire d'Arudy, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **t. 104**, II, 2, 103-108.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Herail, G., 1988, Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire, *Bull. Asso. Fran. pour l'étude du Quaternaire*, **2/3**, 55-67.

Burbank, D. W., and Anderson, R. S., 2001, *Tectonic geomorphology*, Blackwell Scientific Pub., pp 274, Oxford (UK).

Casteras, M., Canerot, J., Paris, J.P., Tisin, D. and Azambre, B., 1970a, Carte Géologique de la France au 1/50 000 : feuille d'Oloron Sainte-Marie, *Service Géologique National, Ed. BRGM*.

Casteras, M., Villanova, M., Godechot, J., Labourguigne, J. and Azambre, B., 1970b, Carte Géologique de la France au 1/50 000 : feuille de Lourdes. *Service Géologique National, Ed. BRGM*.

Choukroune, P., 1976, Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale, *Mémoire de la Société Géologique de France*, **T. LV**, **127**, 1-116.

Davis, J.L., and Annan, A.P., 1989, Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophys. Prospecting*, v. **37**, p. 531-551.

DeMets, C., Gordon, G.R., Argus, D.F. and Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, n°20, 2191-2194.

Ferry, M., Meghraoui, M., Rockwell, T.K., Kozaci, Ö., Akyüz, S., Girard, J.-F. and Barka, A., 2004, GPR investigations along the North Anatolian fault near Izmit (Turkey): Constraints on the right-lateral movement and slip history, *Geology,* v. **32**, no. 1; 85–88.

Gagnepain-Beyneix, J., Massinon, B., Olivera, C. and Martinez-Solarès, J.M., 1996, *Synthèse Géologique des Pyrénées Vol1: Introduction Géophysique*, *Cycle Hercynien*, *Ed. BRGM-ITGE*, 64-66 & Graph 2.

Ghose, S., R. J. Mellors, A. M. Korjenkov, M. W. Hamburger, T. L. Pavlis, G. L. Pavlis, M. Omuraliev, E. Mamyrov and A. R. Muraliev, 1997, The M_S = 7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **87**, 23-38.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera L.A., Cisternas, A. and Carbon, D., 1999, Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrénées, *Tectonophysics*, **308**, 487-502.

Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E. and Cakir, Z., 1999, Travitonics : using travertines in active fault studies, **21**, *Journal of Structural Geology*, 903-916.

Hoang Trong, P. and Rouland, D., 1971, Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées-Atlantiques, *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D: Sciences Naturelles*, **272**, 3249-3251.

Lambert, J., and Levret, A., 1996, Mille ans de séismes en France, Catalogue d'épicentres paramètres et références, *Ouest Editions, Presses Académiques*, 80 pp.

Levret, A., Cushing, M. and Peyridieu, G., 1996, Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France. Atlas de 140 cartes macrosismiques. *IPSN Publication*, **2 vol.**, 400p. and 140 maps.

Mardones, M., 1982, Le Pléistocène supérieur et l'Holocène du piémont de Lourdes : le gisement de Biscaye, *Ph.D Thesis*, University of Toulouse le Mirail, 96pp.

Martin, C. and Combes, P., 2002. Révision du zonage sismique de la France, étude probabiliste, *Ministère Ecologie et Développement Durable*, internal report "GTR/MATE/0701-150 synthèse, 39pp.

Mattauer, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne, *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, **X (1)**, 3-11.

Meghraoui, M., and Doumaz, F. 1996, Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.,* 101, 17617-17644.

Meghraoui, M., Bosi, V., and Camelbeeck, T., 1999, Fault fragment control in the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence, *Geophys. Res. Letters*., **26**, 8*,* 1069-1072,.

Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M. and Jongmans, D., 2000, Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium, *J. Geophys. Res*., **105(B6)**, 13809-13842.

Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J. (1998) Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. /Basin Research /*10*(1), 69-85.doi:10.1046/ j.1365-2117.1998.00053.x

Nocquet, J.-M., 2002, Mesure de la déformation crustale en Europe Centrale par Géodésie Spatiale, *Ph.D Thesis*, University of Nice Sophia Antipolis, 311 pp.

Nocquet, J. M., & Calais, E., 2004, Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661– 681.

Nicolas, M., Santoire, J.-P. and Delpech, P.-Y., 1990, Intraplate seismicity; new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27-53.

Rigo, A., Pauchet, H., Souriau, A., Gresillaud, A., Nicolas, M., Olivera, C., and Figueras, S., 1997, The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrénées; first results, *Journal of seismology*, **1**, 3-14.

Schleicher, M., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J. and Schoon, A., 1998, The carbonate ^{14}C background and its component at the Leibniz AMS facility, *Radiocarbon*, **40/1**, 85-93.

Sibuet, J.-C., Srivastava, P.H., and Spakman, W., 2004, Pyrenean orogeny and plate kynematics, *Journal of Geophys. Research*, Vol 109, B08104, doi:10.1029/2003JB002514.

Souriau, A. and Pauchet, H., 1998, A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **290**, 221-244.

Souriau, A., Sylander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M. and Ponsolles, C., 2001, Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques, *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, n°1, 25-39.

Stuiver, M. and Pollach, H.A., 1977, Discussion: Reporting of 14C data, *Radiocarbon*, **19/3**, 355-363.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. and Spurk, M., 1998, INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP, *Radiocarbon*, **40/3**, 1041-1083.

Taillefer, F., 1969, Les glaciations des Pyrénées, *Bull. Asso. Fran. pour l'étude du Quaternaire*, **213**, 129-140.

Vergés, J, 1993, Estudi geologic del versant sud del Pirnieu oriental I central: Evolucio cinematica en 3D, 203pp., *Ph.D thesis*, Univ. Barcelona, Barcelona.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84/4**, 974-1002.

Yeats, R., Sieh, K., and Allen, C., 1997, The geology of earthquakes, *Oxford University Press*, 568 pp.

Chapitre 3 : Recherche de failles actives Holocène dans les Alpes de Haute-Savoie

La chaîne de montagne des Alpes a été essentiellement formée pendant l'Eocène-Oligocène (40 – 30 Millions d'années). Elle résulte de la collision du promontoire italien (continent africain) avec l'Eurasie (Lemoine *et al.*, 2000). Cette remontée provoque la fermeture du domaine océanique et la collision des marges qui vont devenir un empilement d'écailles ou de nappes à matériel océanique (donc à socle ophiolitique) ou appartenant aux deux marges en présence (socle continental).

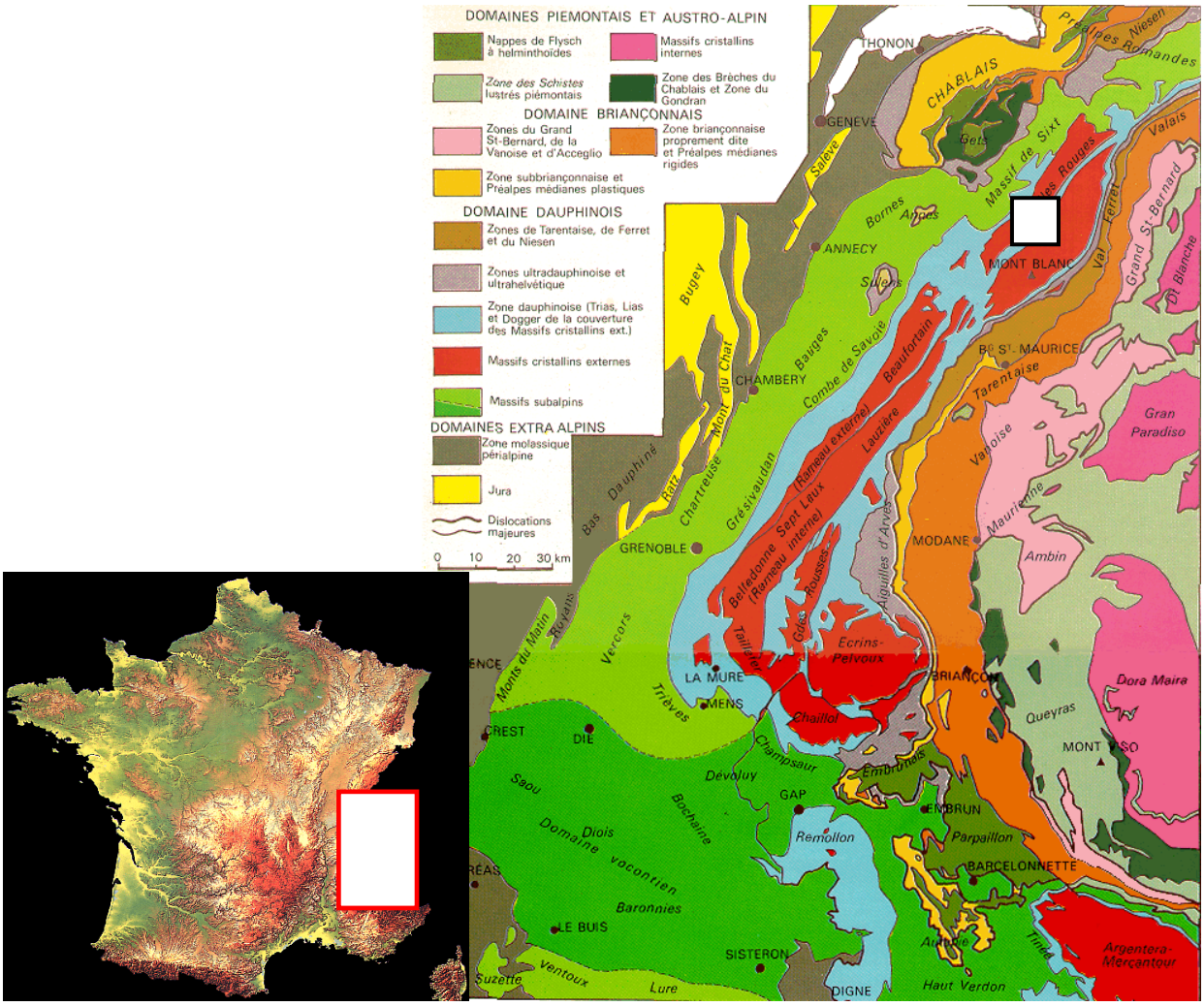


Figure 29 - Carte structurale et géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au 1:250.000 par Gidon (1977). Cette carte est positionnée sur une carte général de la France. L'encadré noir indique la zone d'étude au nord de Chamonix (§II de ce chapitre).

Les Alpes franco-italiennes que nous voyons sur la figure 29, ne sont qu'un fragment de la chaîne alpine qui se prolonge à l'est jusqu'en Autriche. Ce fragment est long de 400 km environ et large de 150 km. Dans les régions centrales plus élevées (Mont-Blanc, Mont Rose, et autres sommets des Alpes), nous observons des roches cristallines, alors que les calcaires et autres roches sédimentaires du Mésozoïque sont prédominants sur les parties plus basses.

On distingue généralement (Debelmas, 1974) :

- une zone interne, affectée par le métamorphisme alpin avec la zone briançonnaise (roches du Carbonifère et du Trias essentiellement) et plus à l'est, la zone piémontaise (schistes lustrés et ophiolites);

- un grand chevauchement : le Chevauchement Pennique Frontal qui sépare Alpes externes et internes;

- une zone externe alpine, côté ouest, constituée : (1) des Chaînes Subalpines comportant des roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque (Massifs des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors par exemple) ; (2) des Massifs Cristallins Externes comportant des roches du Paléozoïque (Massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne par exemple).

Les Alpes sont affectées par différents essaims de séismes. C'est le cas dans les Alpes internes au niveau des arcs briançonnais et piémontais (Figure 13 du chapitre 1), qui connaissent des événements de magnitude relativement faible à modérée (inférieure à 5). La sismicité des zones externes est concentrée à l'avant des Massifs Cristallins Externes.

La sismicité historique et instrumentale comporte plusieurs séismes ayant entraînés des dégâts relativement importants. Les plus importants (Io≥VIII ou M≥5) sont énumérés ci-dessous en rapportant les intensités macrosismiques épicentrales à l'échelle MSK-64 (annexe 2) :

- Ligure, le 23 février 1887 (Io=IX, SisFrance, 2005),

- Lambesc, le 11 juin 1909 (Io=VIII-IX, SisFrance, 2005),

- Chamonix, le 29 avril 1905 (Io=VIII, BCIS, 1909, M=5,7 Karnik, 1969), et le 13 août 1905 (Io=VI-VII, BCIS, 1909, M=5,6 Karnik, 1969),

- Corrençon (Vercors), le 15 avril 1962 (Io=VII-VIII, SisFrance, 2005),

- Haut-Verdon, le 12 décembre 1885 (Io=VIII, SisFrance, 2005),

- Manosque, le 14 août 1708 (Io=VIII, SisFrance, 2005), et quelques plus anciens dans les Alpes-Maritimes (1564, Io=VIII),

- Annecy, le 15 juillet 1996 (Io=VII, SisFrance, 2005, M_{LDG}=5,3, $M_{RéNaSS}$=5,2),

- Grand-Bornand, le 14 décembre 1994 (Io=VII, SisFrance, 2005, M_{LDG}=5,1, $M_{RéNaSS}$=4,7).

De ces différents séismes, quatre (29/04/1905, 13/08/1905, 14/12/1997, 15/07/1996) ont eu lieu dans le département de la Haute-Savoie (74). L'approche suivie dans le chapitre précédant sur les intensités macrosismiques dans les Pyrénées permet d'entreprendre une étude similaire sur ce département. J'ai comparé les données macrosismiques de ces quatre événements dont les épicentres sont situés dans une zone étendue de 70 km, puis ai déterminé les magnitudes de la séquence des séismes de 1905, 1994. Je présenterai ensuite les travaux de géomorphologie et géophysique réalisés dans le Massif des Aiguilles Rouges (région de Chamonix), site probable des épicentres des séismes de 1905 entre l'épicentre macrosismique du séisme du 29 avril placé à Emosson dans SisFrance, au lieu du barrage électrique franco-suisse et la ville de Chamonix. Ce barrage mis en service en 1975 est à 8 km au nord de notre zone d'étude. Sa voûte à double courbure retient 225 millions de m^3 d'eau, et elle s'élève à 180 m de haut pour une longueur de 554 m.

I. Etude de séismes majeurs en Haute-Savoie

A. Etude macrosismique et comparaison

1) Méthode adoptée pour cette région

La méthode est la même que celle utilisée dans le chapitre précédent. Dans la plupart des cas, nous avons des isoséistes fermées. On a juste fait appel à l'équation 1, sur quelques surfaces ouvertes où les angles ont été mesurés.

2) Comparaison des aires

Les données utilisées sont celles de la base SisFrance 2005, du BCIS (bulletin publié en 1909), du Bulletin de la Société Sismologique Italienne de 1905 (bulletin BSSI publié en 1907), de l'ETH Zurich (catalogue ECOS accessible à l'adresse internet suivante http://histserver.ethz.ch/). Du fait du caractère frontalier des séismes, ces dernières données ne sont pas toujours incluses dans la base SisFrance. Ce travail établit les cartes macrosismiques pour les quatre séismes les plus importants de la Haute-Savoie : 29/04/1905, 13/08/1905, 14/12/1994 et 15/07/1996 (Figures 31 à 34). Un point important a dû être traité dans cette étude : la correspondance entre différentes échelles macrosismiques utilisées depuis le début du XX^{ème} siècle. L'ETHZ a mis en ligne des intensités EMS-98

(Annexe 3), alors que le BCIS et le BSSI donnent des intensités suivant l'échelle de Rossi-Forel (échelle couramment utilisée à la fin du XIX^{ème} – début XX^{ème} siècle).

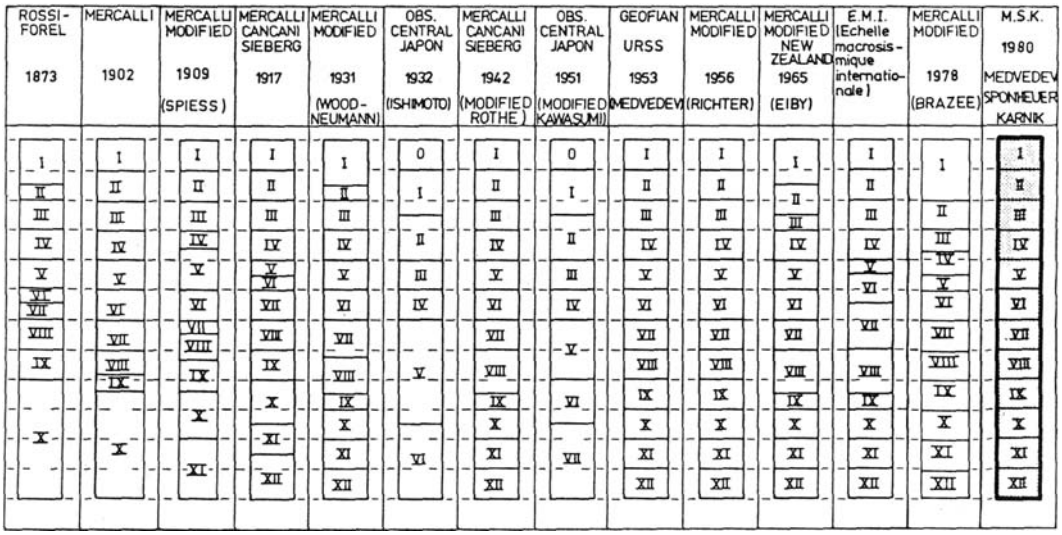


Figure 30 - Comparaison de différentes intensités d'après Levret et al. (1988).

Levret *et al.* (1988) donnent un tableau de comparaison entre différentes échelles macrosismiques (Figure 30). Notons que la première colonne de ce tableau fait appel à une valeur de l'échelle Rossi-Forel datée de 1873 alors que c'est en 1883 que M.S. de Rossi et F.A. Forel ont mis en commun leurs échelles, auparavant utilisées respectivement en Italie et en Suisse (de Rossi, 1883). Quand nous examinons dans le détail la définition de la Rossi-Forel (Annexe 5), nous pouvons faire correspondre cette échelle avec celle de MSK-64 (Annexe 2). Les travaux de Levret *et al.* (1988) indiquent une fusion des intensités VI et VII Rossi-Forel pour la faire correspondre en MSK-80. A noter qu'il n'existe pas de décalages entre l'échelle MSK-80 et MSK-64. Nous n'interprétons pas de la même façon la correspondance entre les échelles et proposons une nouvelle relation résumée dans le tableau 11 suivant.

Echelle	**Valeur d'intensité**											
EMS 98	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
MSK 64	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R-F 1883	I		II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	

Tableau 11 - Correspondance entre les différentes échelles utilisées par l'ETHZ (EMS-98), le BCSF et SisFrance (MSK-64), le BCIS et BSSI (Rossi-Forel, 1883).

A partir de ce tableau, nous avons converti les différentes données afin d'établir les cartes macrosismiques présentées ici.

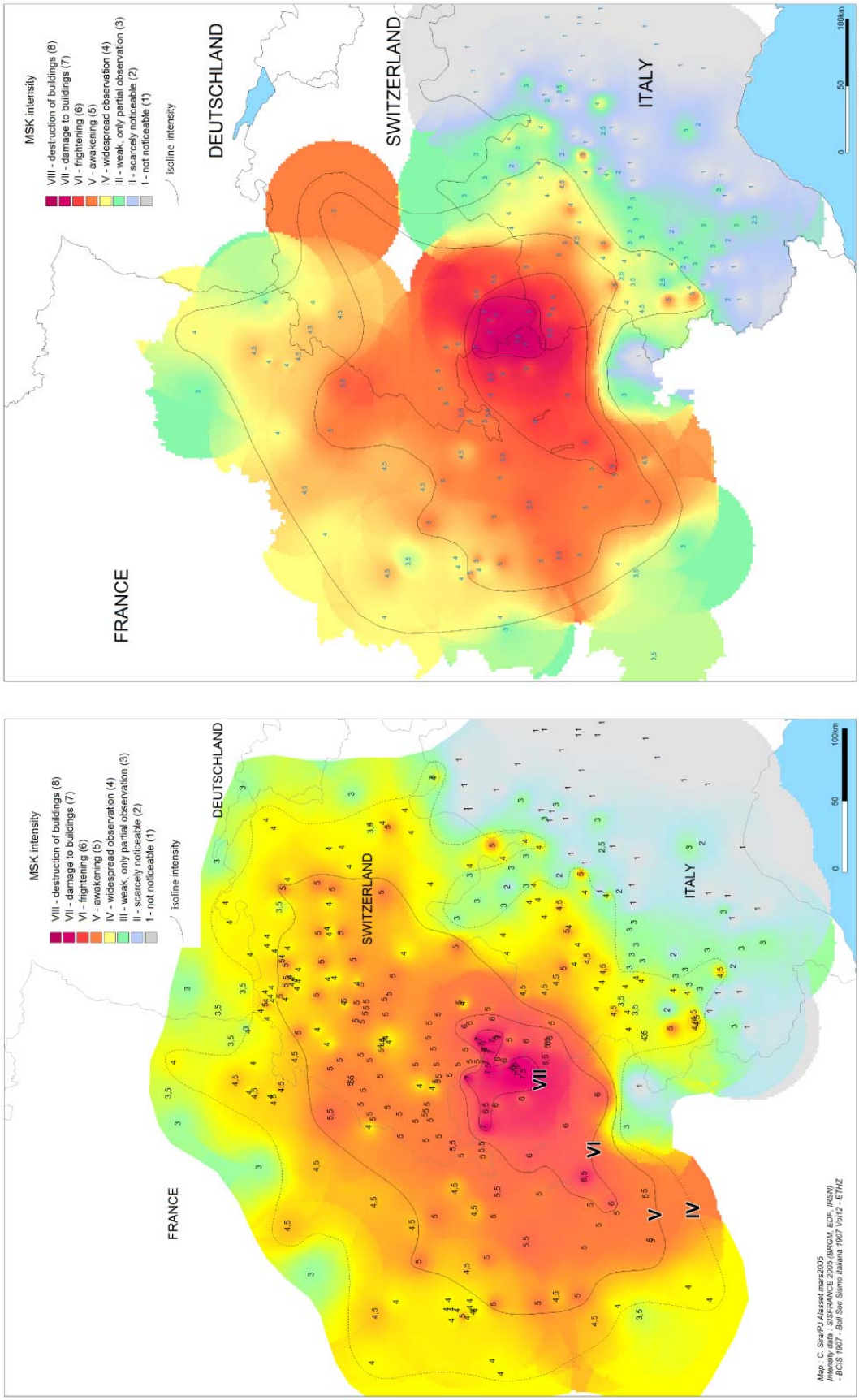


Figure 31 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCIS, ETHZ et BSSI en bas pour le séisme du 29 avril 1905 de Chamonix-Argentière, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira).

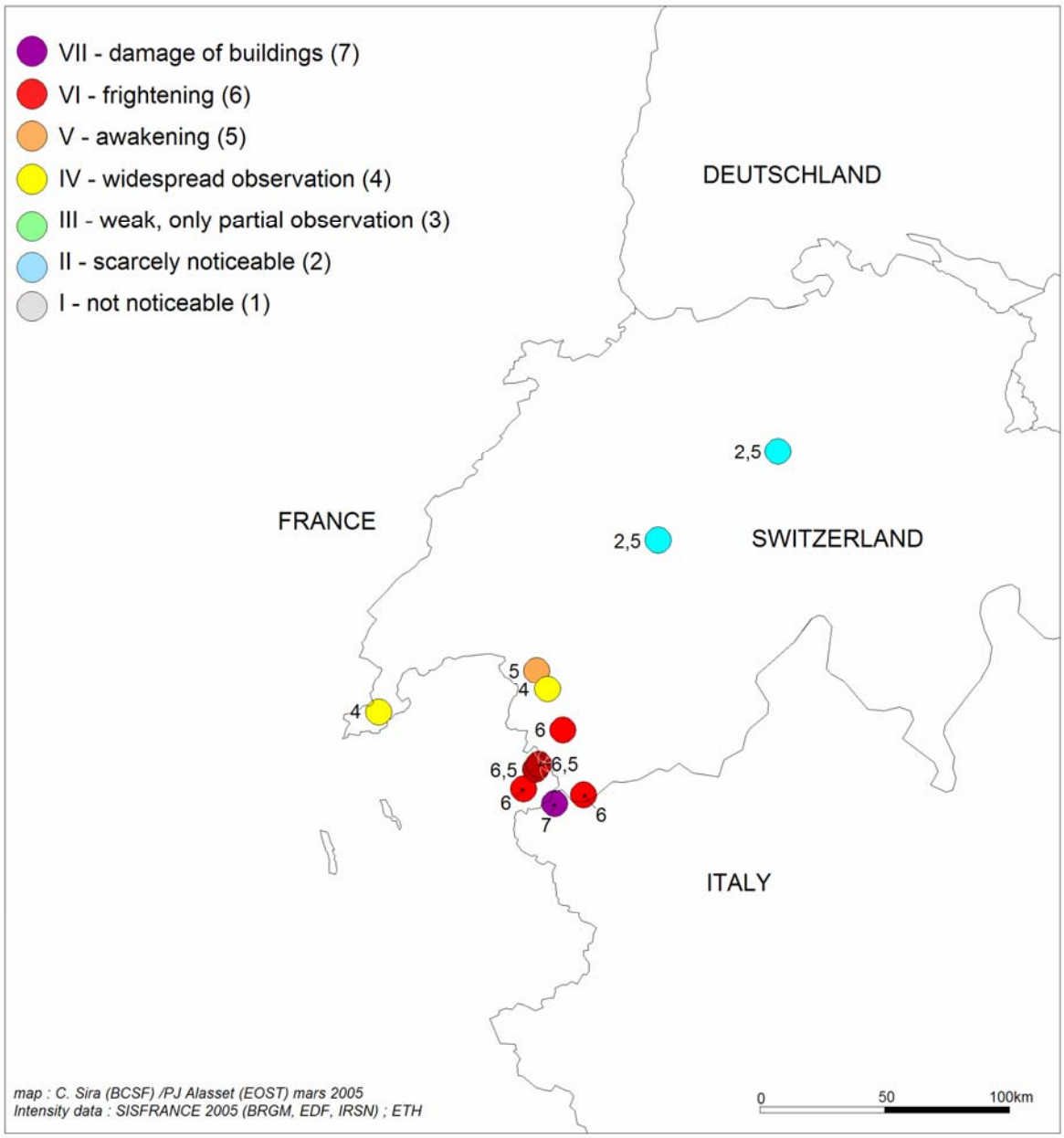


Figure 32 - Dessins des intensités macrosismiques en utilisant les données SisFrance pour le séisme du 13 août 1905 de Chamonix-Argentière, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira).

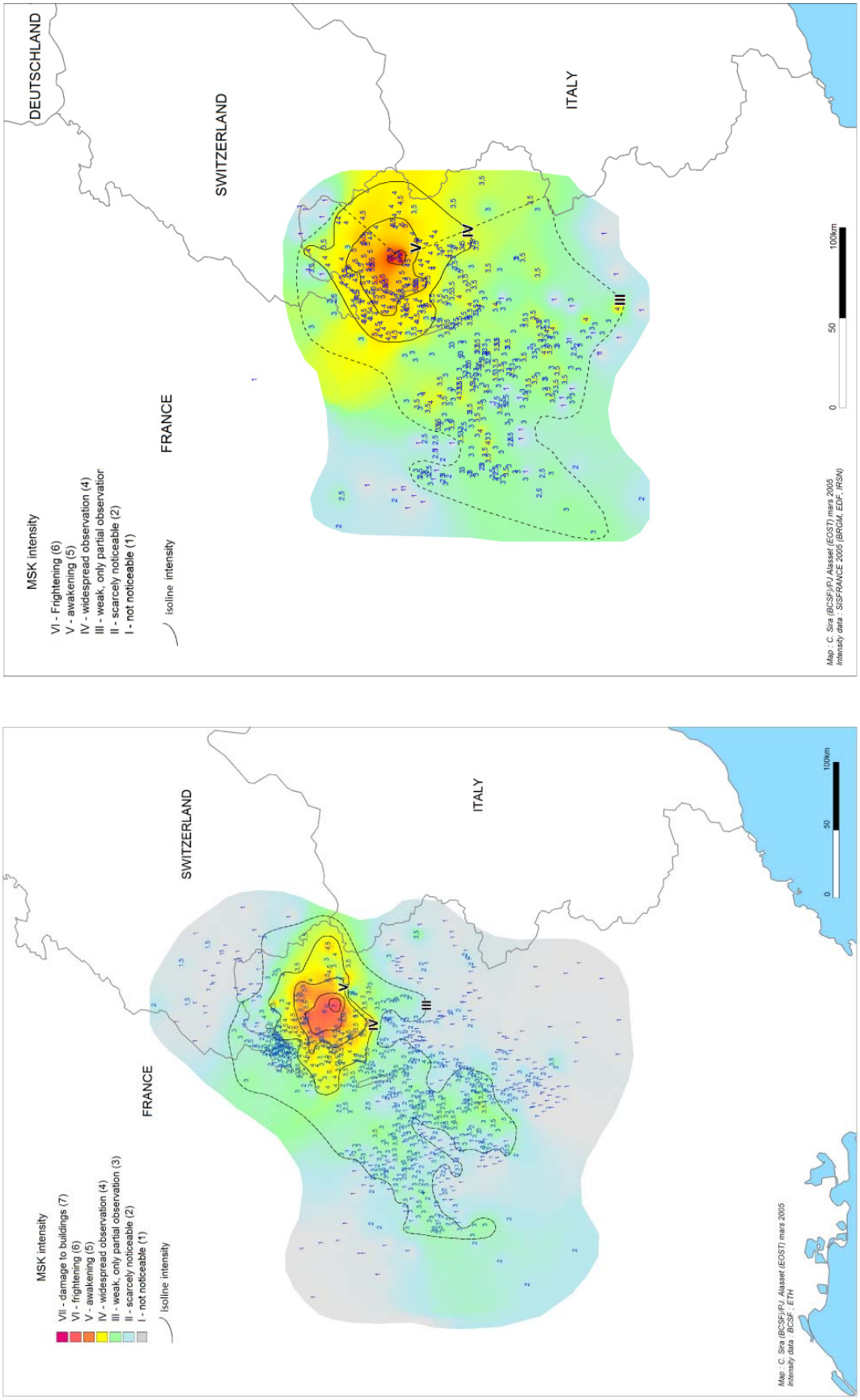


Figure 33 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCSF, ETHZ en bas et pour le séisme du 14 décembre 1994 du Grand-Bornand, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira).

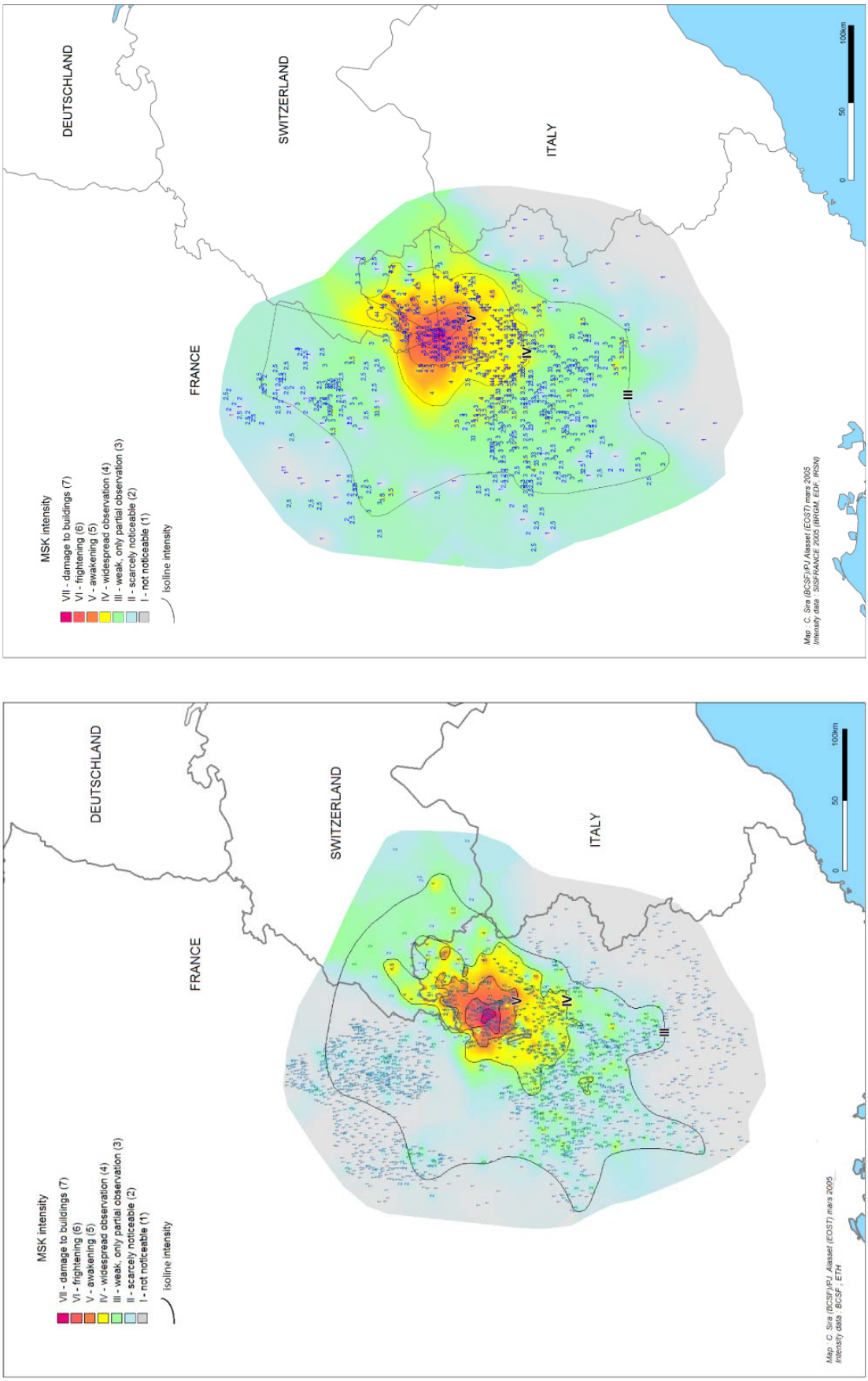


Figure 34 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCSF, ETHZ en bas et pour le séisme du 15 juillet 1996 d'Epagny-Annecy, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira).

A partir de ces dessins, nous avons déterminé un rayon moyen *r* pour chaque aire de chaque tremblement de terre, récapitulé dans les tableaux suivants (tableaux 12 à 19) :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	2024	25,4
VI	10084	56,6
V	45290	120,1
IV	86655	166,1

Tableau 12 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données SisFrance selon le Tracé BSCF.

En utilisant les données publiées par d'autres organismes et en les rajoutant aux données SisFrance, nous obtenons les valeurs suivantes :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	1546	22,2
VI	9007	53,5
V	49061	125,0
IV	100340	178,7

Tableau 13 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données du BCIS, de BSSI, ETHZ et SisFrance selon le Tracé BSCF.

A partir de la carte publiée sur le site internet de SisFrance, nous pouvons de même calculer les surfaces des aires macrosismiques du séisme d'avril 1905, ce qui donne des valeurs différentes résumées dans le tableau 14 suivant :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	782	15,8
VI	6894	46,8
V	34526	104,8
IV	75390	154,9
III	150495	218,9

Tableau 14 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données SisFrance selon le Tracé SisFrance.

La figure 32 montre que pour le séisme du 13 août 1905 de Chamonix, le nombre de données est insuffisant pour tracer des isoséistes. Nous pouvons dire cependant que cet événement n'est pas aussi important que celui du 29 avril 1905 et que nous pouvons le considérer comme une réplique de ce dernier. L'étude instrumentale présentée dans l'annexe 9 confirme ce point.

Pour le tremblement de terre du Grand-Bornand de 1994 nous avons, à notre disposition, d'une part, les données du BCSF et de l'ETHZ, et d'autre part, celles de SisFrance. Les tableaux suivants donnent les valeurs d'intensité pour les deux cas :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	42	3,6
VI	367	10,8
V	1122	18,9
IV	2915	30,5
III	13520	65,6

Tableau 15 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 avec les données du BCSF, et de l'ETHZ, tracé BCSF.

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	-	-
VI	55	4,2
V	1528	22,1
IV	4973	39,8
III	24382	88,1

Tableau 16 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 avec les données de SisFrance selon Tracé BCSF.

Nous remarquons que l'intensité maximale est plus importante avec les données BCSF-ETHZ et que la décroissance avec la distance est beaucoup plus rapide qu'avec les données SisFrance.

Enfin, le dernier événement est celui d'Epagny-Annecy.

Intensité MSK-64	Aire partielle Calculée (km²)	Angle (°)	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	17	360	17	2,3
VI	297	360	297	9,7
V	1616	360	1616	22,7
IV	6096	308,5	7117	47,6
III	28699	287	35999	107,0

Tableau 17 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données SisFrance et ETHZ selon le Tracé BCSF.

En utilisant les données publiées par d'autres organismes, nous obtenons les valeurs suivantes :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	70	4,7
VI	474	12,3
V	1857	24,3
IV	7837	49,9
III	36488	107,8

Tableau 18 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données du BCSF et ETHZ selon le Tracé BSCF.

.

A partir de la carte publiée sur le site internet de SisFrance, nous pouvons de même estimer les aires macrosismiques pour le séisme d'Epagny-Annecy de juillet 1996, ce qui nous permet d'obtenir le tableau 19 suivant :

Intensité MSK-64	Aire totale (km²)	Rayon *r* (km)
VII	17	2,3
VI	242	8,8
V	1808	24,0
IV	7001	47,2
III	24126	87,6

Tableau 19 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données SisFrance selon le Tracé SisFrance.

A partir de ces différents tableaux, nous pouvons comparer directement les événements entre eux. Nous pouvons aussi voir l'influence des différentes méthodes de tracés et celles des différentes données.

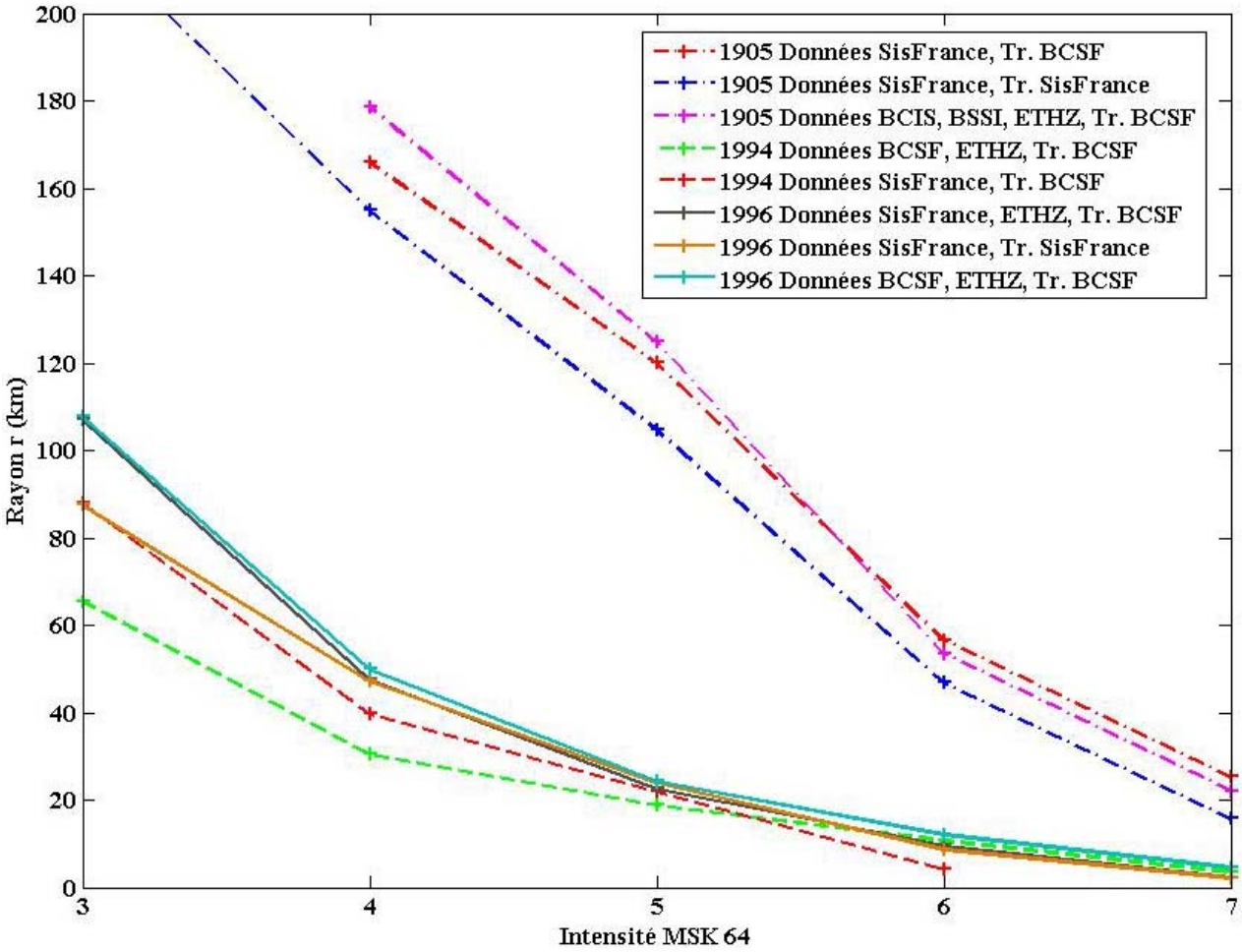


Figure 35 - Comparaison des rayons des différents tremblements de terre (29/04/1905, 14/12/1994, 15/07/1996) en fonction des intensités MSK-64.

D'après la figure 35, nous voyons que le séisme du Grand-Bornand de 1994 est le plus faible, ce qui confirme la différence de magnitude avec le séisme d'Epagny-Annecy de 1996. On observe des tracés d'atténuation assez différents selon les données (*e.g.* différence de rayon de 20 km pour l'intensité III). L'intensité maximale est par exemple Io=VI avec R_{VI}=4,2 km avec les données SisFrance, alors que nous avons Io=VII, avec R_{VII}=3,6 km pour les données BCSF-ETHZ. Par conséquent, ce séisme n'est pas très bien contraint du point de vue macrosismique ; en outre du point du vue instrumental, la localisation et la magnitude, déterminées par le LDG et le RéNaSS, ne sont pas très sûres (communications personnelles de J.-P. Santoire et C. Nicoli). Une profondeur de 10 km et un mécanisme en faille décrochante dextre sont donnés par Frechet *et al.* (1996).

Pour le tremblement de terre d'Epagny-Annecy, les deux tracés du BCSF sont quasiment identiques quelle que soit l'origine des données, et présentent des rayons un peu supérieurs à ceux du tracé SisFrance sur les mêmes données. Pour le séisme historique du 29 avril 1905 de Chamonix, nous avons un décalage moyen de 2 degrés d'intensité, en

première approximation, par rapport aux données de 1996. La même remarque que lors du séisme de 1996 peut être faite pour le 1905, à savoir le décalage entre le tracé du BCSF et celui de SisFrance, sur le même jeu de données. Enfin les données regroupées des différents organismes pour 1905 (courbe violette), sont légèrement supérieures aux deux autres, car elles couvrent une grande zone, et évite ainsi une interpolation incertaine.

Comme au chapitre précédent, ce travail va permettre d'extraire une relation entre intensité et magnitude tout en fournissant une loi d'atténuation pour la région des Alpes du Nord.

3) Magnitude de séismes relative à un événement de référence

La distance hypocentrale R est comme précédemment confondue avec le rayon du cercle d'aire macrosismique. Nous prenons comme référence le séisme d'Epagny-Annecy étudié par Thouvenot *et al.* en 1998 (M_{LDG}=5,3, $M_{RéNaSS}$=5,2, Io=VII SisFrance, 2005) avec les données SisFrance et le tracé BCSF (courbe noire de la figure 35 précédente). Le tableau 20 présente ainsi, à une valeur de rayon donnée, les différences d'intensité.

Séismes	Données utilisées *	Io	R = 25 km	R = 50 km	R = 75 km	R = 100 km	ΔI
Epagny Tr. BCSF	3	VII	0,0	0,0	0,0	0,0	**0,0**
Epagny Tr. SisFrance	1	VII	0,05	-0,03	-0,23	-	**-0,07**
Epagny Tr. BCSF	2	VII	0,07	0,04	0,03	0,01	**0,04**
Chamonix Tr. BCSF	1	VII-VIII	2,1	2,25	2,17	2,2	**2,18**
Chamonix Tr. SisFrance	1	VII-VIII	1,79	1,98	1,97	1,96	**1,93**
Chamonix Tr. BCSF	4	VII-VIII	2,00	2,15	2,13	2,23	**2,13**
Grand-Bornand Tr. BCSF	2	VII	-0,43	-0,52	-	-	**-0,48**
Grand-Bornand Tr. BCSF	1	VII	-0,07	-0,17	-0,27	-	**-0,17**

Tableau 20 - Ecart d'intensité pour différentes valeurs de rayon et différence moyenne par rapport au tremblement de terre d'Epagny-Annecy avec le tracé BCSF sur les données SisFrance. * Type de données utilisées 1 : SisFrance; 2 : BCSF+ETHZ; 3 : SisFrance+ETHZ; 4 : BCIS+BSSI+ETHZ.

Rappelons que pour appliquer l'équation 6 du chapitre 2, nous disposons des différentes valeur du coefficient a : a = 0,44 (M_{LDG}) pour Levret *et al.* (1994), a = 0,45

(M_{LDG}) et a = 0,46 ($M_{RéNaSS}$) pour Souriau (2005). Nous allons essayer de déterminer à l'aide de ces coefficients une valeur de magnitude.

Séismes	a = 0,44 Levret M_{LDG}		a = 0,45 Souriau M_{LDG}		a = 0,46 Souriau $M_{RéNaSS}$		a = 0,62 (Australie)		
	ΔM	M_{LDG}	ΔM	M_{LDG}	ΔM	$M_{RéNaSS}$	ΔM	M_{LDG}	$M_{RéNaSS}$
Epagny Tr. SisFrance	-0,03	5,3	-0,03	5,3	-0,03	5,2	-0,04	5,3	5,2
Epagny Tr. BCSF	0,02	5,3	0,02	5,3	0,02	5,2	0,03	5,3	5,2
Chamonix Tr. BCSF	0,96	6,3	0,98	6,3	1,00	6,2	1,36	6,7	6,6
Chamonix Tr. SisFrance	0,85	6,2	0,87	6,2	0,89	6,1	1,20	6,5	6,4
Chamonix Tr. BCSF	0,94	6,2	0,96	6,3	0,98	6,2	1,33	6,6	6,5
Grand-Bornand Tr. BCSF	-0,21	5,1	-0,22	5,1	-0,22	5,0	-0,30	5,0	4,9
Grand-Bornand Tr. BCSF	-0,08	5,2	-0,08	5,2	-0,08	5,1	-0,11	5,2	5,1

Tableau 21 - Variation ΔM en fonction de ΔI du tableau 20 précédent et des valeurs de la constante a, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Epagny-Annecy avec les données SisFrance et ETHZ et selon le tracé BCSF ($M_{RéNaSS}$=5,2 et M_{LDG}=5,3).

Nous voyons que quelle que soit la valeur utilisée de Levret *et al.* (1994) ou de Souriau (2005), j'obtiens pratiquement les mêmes valeurs de variation en magnitude. Pour le séisme d'Epagny-Annecy, les fluctuations de magnitude sont bien inférieures à 0,1 suivant la méthode de tracé, ou le type de données utilisées. Le tracé BCSF sur les données SisFrance et ETHZ représente bien une valeur moyenne pour cet événement.

Le tremblement de terre du Grand-Bornand a une variation de -0,1 à -0,2, ce qui correspondrait à une magnitude de type LDG M_L de 5,1 ou 5,2 en total accord avec les mesures instrumentales. Toutefois, pour la magnitude RéNaSS, la variation n'est pas assez importante (0,2 au maximum alors qu'il faudrait 0,5) pour atteindre la valeur instrumentale de $M_{RéNaSS}$=4,7.

Enfin, le séisme du 29 avril 1905 a une magnitude comprise entre 6,2 et 6,3 en M_{LDG}, ou entre 6,1 et 6,2 en $M_{RéNaSS}$, ce qui correspond a un séisme majeur pour la région, et plus fort que la valeur de 5,7 donnée par Karnik en 1969. Le deuxième séisme du mois

d'août 1905, n'a pas été ressenti à grande distance et la magnitude de 5,6 donnée par Karnik semble surestimée. De nombreuses coupures de presse font état de nombreux dégâts dans la zone épicentrale du 29 avril 1905 : "les murs de la plupart des maisons sont lézardés très profondément, une quantité de cheminées ont été jetées à terre" (article de presse la Croix de Haute-Savoie du 07 mai 1905, Annexe 6). Au contraire, celui du 13 août n'a fait des dégâts que sur Chamonix même (article de presse - Annexe 7), et ne fut pas ressenti de manière régionale, laissant supposer une réplique assez superficielle du 29 avril proche du bourg de Chamonix.

Comme pour le cas des Pyrénées, nous avons ensuite établi une loi d'atténuation régionale, s'ajustant au mieux aux données.

4) Discussion sur les lois d'atténuation

Utilisons les intensités du séisme de référence (Epagny-Annecy de 1996), avec les données SisFrance et ETHZ et la méthode du tracé BCSF. La magnitude LDG pour cet événement est de 5,3. La profondeur du séisme est superficielle, aux alentours de 2-5 km (données Thouvenot *et al.* - 1998, LDG et RéNaSS). Avec ces valeurs, nous pouvons tracer les lois théoriques de Levret *et al.* (1994), (équation 3, chapitre 2) et de Souriau (2005), (équation 4). Nous pouvons aussi déterminer une loi d'atténuation régionale qui permettra de donner des valeurs de magnitude-profondeur pour les deux autres séismes de 1994 et 1905.

La figure 36 montre les lois d'atténuation proposées dans la littérature et celle proposée dans le cadre de ce travail pour le séisme d'Epagny-Annecy avec la magnitude locale LDG - M_{LDG}). Nous remarquons que pour ce séisme, la loi d'atténuation proposée par Levret *et al.* (1994), appliquée à nos données, sous-estime la magnitude. Elle possède un décalage d'un degré d'intensité à une distance hypocentrale de 50 km, comme dans le cas des Pyrénées. Une magnitude de 4,8 est nécessaire pour ajuster cette loi aux données comme ils l'indiquent dans l'article de 1994. Avec la loi de Souriau (2005), l'ajustement aux données est assez correct, la prise en compte des grandes intensités conduisant à une légère sous-estimation de la magnitude.

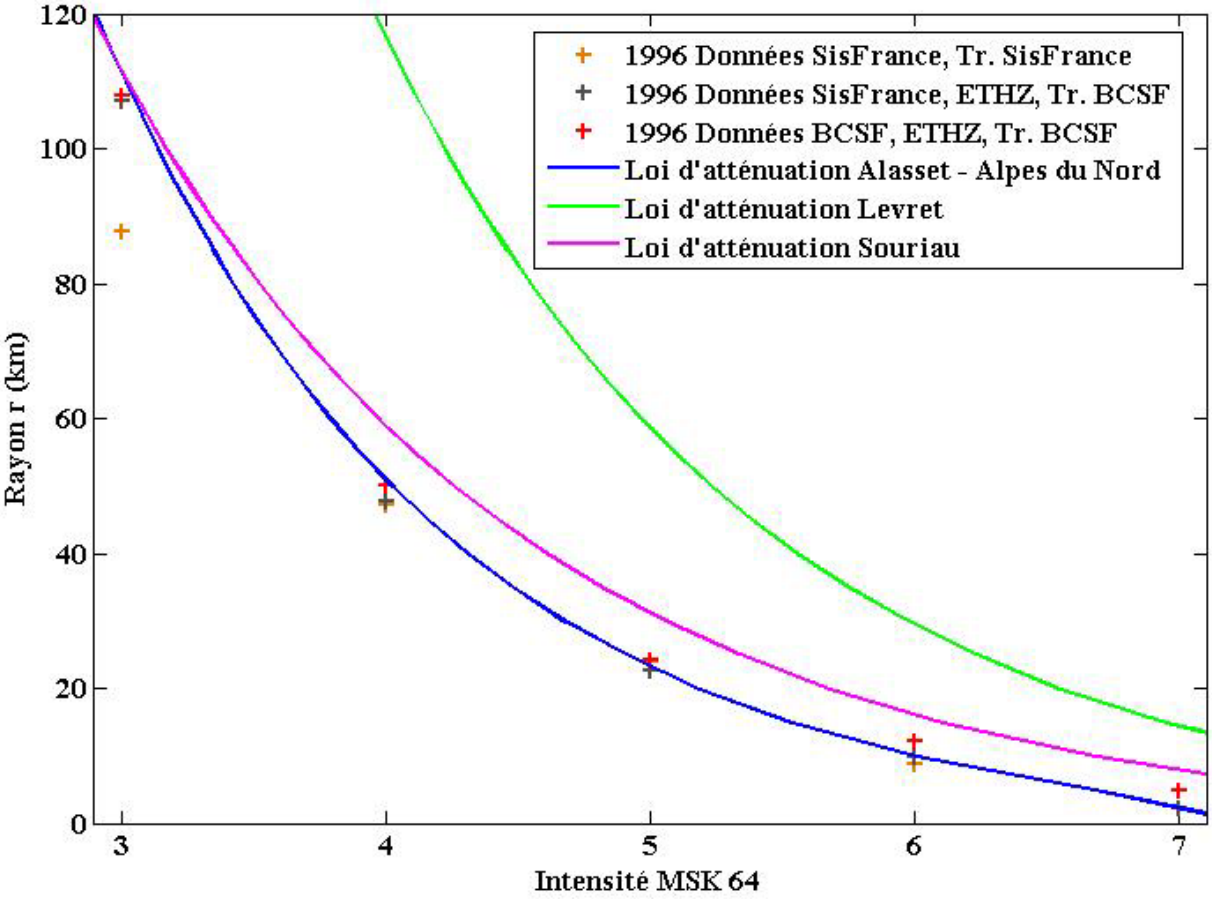


Figure 36 - Lois d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005) pour le séisme d'Epagny-Annecy calées avec une magnitude M_{LDG}=5,3 et une profondeur h=4 km. La loi d'atténuation que je propose (en bleu) est différente de celle des Pyrénées. Elle est adaptée avec M_{LDG}=5,3 et h=4 km.

A partir des données obtenues dans le tableau 17, je propose une loi d'atténuation dont la pente est presque la même que celle proposée dans la loi pour les Pyrénées (équation 7). Le paramètre principal *a* est le même que dans la loi pyrénéenne, *b* est 1,45 cette fois-ci au lieu de 1,53, *c* est la valeur la moins contrainte avec 0,87 (équation 10).

$$M_{LDG} = 0{,}49I + 1{,}45\log R + 0{,}87 \quad \textbf{(Équation 10, loi Alasset Alpes)}$$

Si nous utilisons le coefficient *a* de cette loi pour calculer les variations de magnitude en fonction des variations d'intensité comme au tableau 21, nous obtenons les valeurs suivantes (tableau 22). A noter que si nous prenons la magnitude locale du RéNaSS de 5,2 en vue d'établir une loi d'atténuation nous obtenons un coefficient *a* de 0,48 ($M_{RéNaSS} = 0{,}48I + 1{,}55\log R + 0{,}53$).

Séismes	*a* = 0,49 Alasset M_{LDG}		*a* = 0,48 Alasset $M_{RéNaSS}$	
	ΔM	M_{LDG}	ΔM	$M_{RéNaSS}$
Epagny Tr. SisFrance	-0,03	5,3	-0,03	5,2
Epagny BCSF, ETHZ - Tr. BCSF	0,02	5,3	0,02	5,2
Chamonix Tr. BCSF	1,07	6,4	1,05	6,3
Chamonix Tr. SisFrance	0,95	6,3	0,93	6,1
Chamonix BCIS, BSSI, ETHZ	1,04	6,3	1,02	6,2
Grand-Bornand BCSF, ETHZ	-0,24	5,1	-0,23	5,0
Grand-Bornand SisFrance	-0,08	5,2	-0,08	5,1

Tableau 22 - Variation ΔM en fonction de ΔI pour la loi d'atténuation proposée dans ce travail pour les Alpes du Nord, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Epagny-Annecy (M_{LDG}=5,3, $M_{RéNaSS}$=5,2).

Si j'applique ma loi d'atténuation LDG complète aux données macrosismiques du séisme de Chamonix d'avril 1905, je trouve une magnitude locale de M_{LDG}=6,3 et une profondeur de 10 km (Figure 37). Cette valeur de magnitude en bon accord avec celles trouvées à partir de la relation variation d'intensité - variation de magnitude dans le tableau 21.

Comme pour tous les séismes, la loi de Levret *et al.* (1994) se retrouve décalée vers les fortes intensités, alors que les lois de Souriau et la nôtre sont relativement proches. Une profondeur supérieure à 10 km décalerait trop vers le bas ces deux dernières courbes théoriques. Un autre problème apparaît, le manque de données cohérentes pour estimer des effets sur les personnes à plus de 200 km de l'événement, lors d'un séisme historique, pour donner une valeur d'intensité de IV. Nous remarquons qu'il faudrait 60 à 90 km de rayon en plus pour l'intensité IV pour qu'elles puissent joindre les courbes théoriques des modèles Souriau (2005) et le nôtre.

Enfin, si nous essayons de contraindre le séisme du Grand-Bornand, et d'estimer de manière macrosismique la magnitude relative LDG et la profondeur, nous obtenons la figure 38.

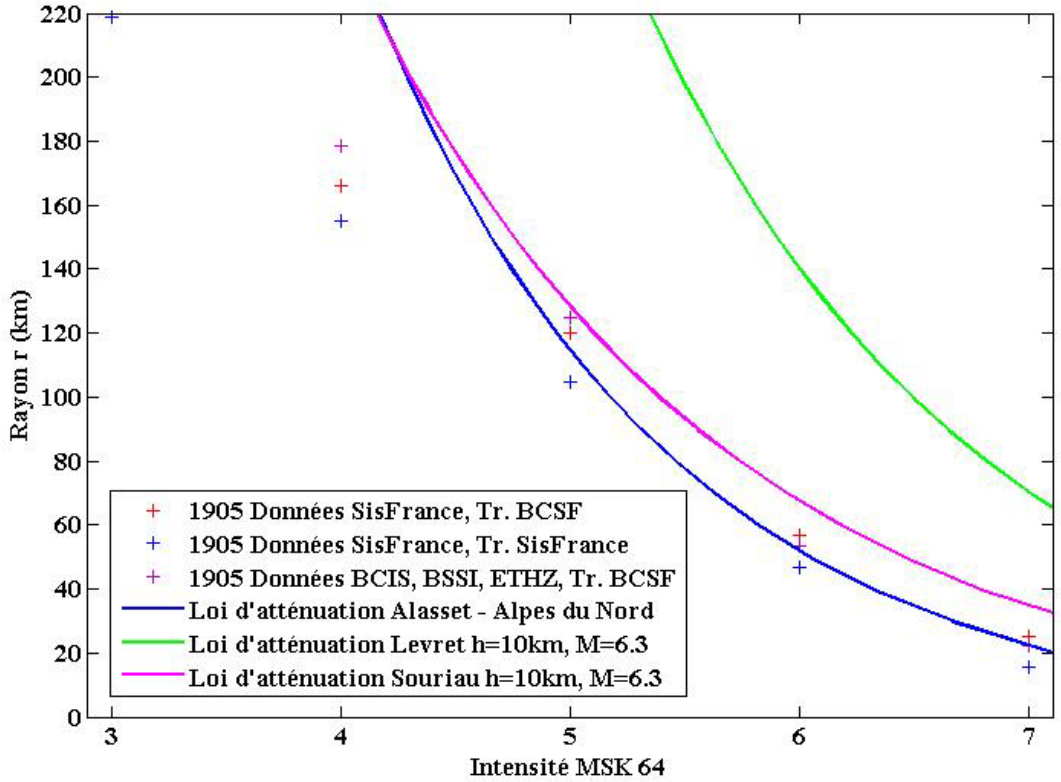


Figure 37 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005) pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 appliquée avec la magnitude M_{LDG}=6,3 et h=10 km. La loi d'atténuation proposée est celle donnée par l'équation 10 avec les mêmes valeurs de la source.

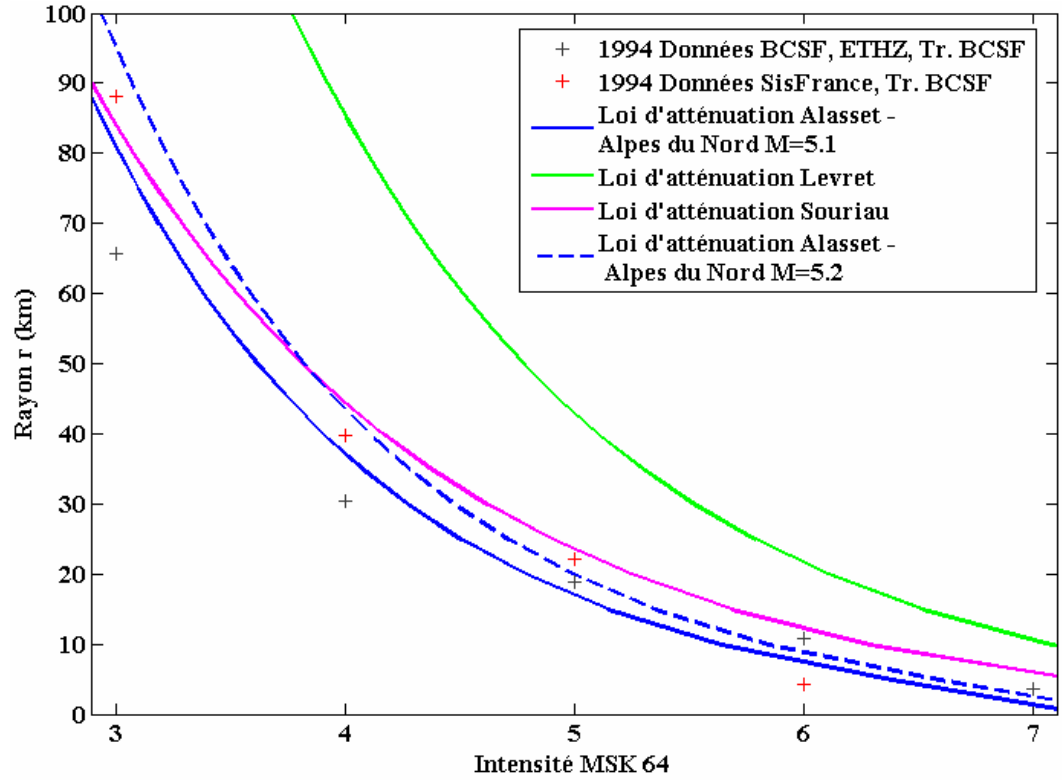


Figure 38 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005), et de cette étude pour les Alpes du Nord pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 appliquée avec la magnitude M_{LDG}=5,1 et h=4 km. En pointillé, notre loi d'atténuation proposée pour les Alpes avec une magnitude M_{LDG}=5,2 et h=4 km.

La magnitude instrumentale du LDG pour le tremblement de terre du Grand-Bornand (M_{LDG} =5,1, soit 0,2 de moins que celle d'Epagny-Annecy) est vérifiée par l'étude macrosismique où nous retrouvons cette même valeur et une profondeur du foyer superficielle. Comme précédemment, la loi de Souriau ajuste relativement bien les données sauf aux fortes intensités, alors que la loi de Levret *et al.* (1994), cadre très mal avec les données.

5) Comparaison des décroissances entre Chamonix 1905 et Remiremont 1682, et Bilan de l'évaluation des magnitudes relatives en France

Le séisme d'avril 1905 a été ressenti jusque dans le département des Vosges où se situe la ville de Remiremont. Cette dernière fut aussi le lieu d'un violent tremblement de terre en 1682 (Io=VIII, échelle MSK-64, SisFrance, 2005). Une manière simple de comparer ces deux séismes est de regarder la décroissance des intensités macrosismiques pour chacun, en direction de l'épicentre de l'autre (Figure 39).

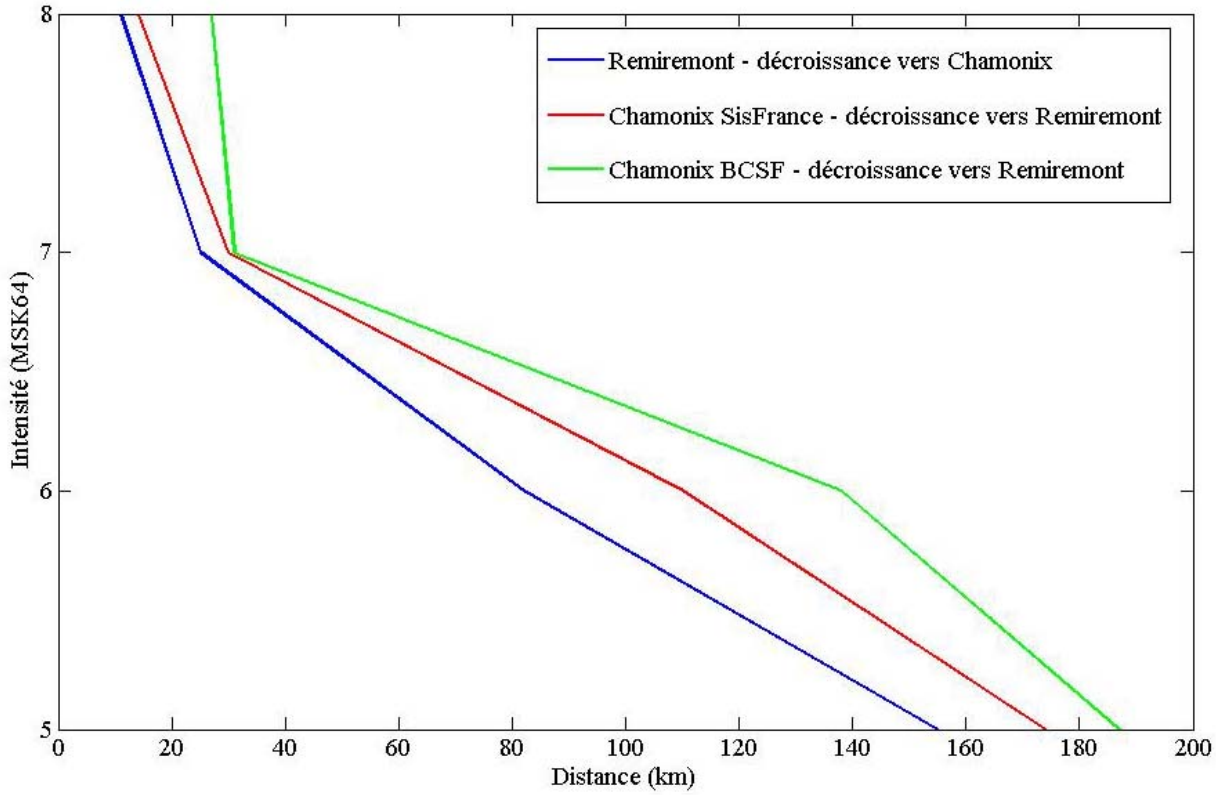


Figure 39 - Comparaison des décroissances du séisme de Chamonix d'avril 1905 avec deux tracés différents (SisFrance et BCSF) et celui de Remiremont de 1682 (tracé SisFrance) en fonction des intensités MSK-64. Les valeurs sont celles prises sur la droite reliant les deux épicentres coupée par les différentes isoséistes (Annexe 8 pour plus de détails).

Nous constatons sur la figure 39, que le séisme de Remiremont semble plus petit que le séisme de Chamonix. Je n'ai pris que les intensités supérieures ou égales à V (échelle MSK-64), afin de m'affranchir de problèmes liés à l'estimation des effets sur les personnes

pour les séismes historiques. Le séisme de Remiremont a par ailleurs été étudié et comparé au séisme de Rambervillers du 22 février 2003 (Io=VI, échelle MSK-64, SisFrance, 2005) par Cara *et al.* (2005).

Si nous prenons les valeurs de rayons trouvées par ces auteurs, récapitulées dans le tableau 23, nous pouvons établir une loi d'atténuation pour cette dernière région, et la comparer aux lois théoriques de Levret *et al.* (1994) et de Souriau (2005), (Figure 40).

Si nous prenons les données SisFrance du séisme de Rambervillers, avec le tracé BCSF, méthode appliquée pour la plupart des séismes dans cette étude et la magnitude LDG de 5,9, nous obtenons une loi d'atténuation assez différente des précédentes, à savoir :

$$M_{LDG} = 0{,}56I + 1{,}51\log R + 0{,}68$$ **(Équation 11 Est de la France)**

Séismes	I=III	I=IV	I=V	I=VI	I=VII	I=VIII
Remiremont, 1682 (MSK-64 Données et Tracé SisFrance)	-	310 km	171,1 km	89,2 km	27,8 km	11 km
Rambervillers, 2003 (EMS-98 Données et Tracé BCSF)	204,5 km 223 km	148 km	65 km	15 km	-	-
Rambervillers, 2003 (MSK-64 Données et Tracé SisFrance)	169,7 km	90,1 km	31,4 km	11,3 km	-	-
Rambervillers, 2003 (MSK-64 Données SisFrance, Tr. BCF)	209,8 km	97,1 km	37,3 km	11,3 km	-	-

Tableau 23 - Rayons pour les différentes aires des deux séismes de Rambervillers (22/02/2003, M_{LDG}=5,9) et de Remiremont (12/05/1682, Io=VIII, échelle MSK-64, selon SisFrance 2005). Les 2 premières lignes correspondent aux valeurs de Cara et al. (2005).

La valeur du coefficient *a* est identique à celle trouvée par Marin *et al.* (2004), basée sur une toute autre méthode : les PGA – Peak Ground Acceleration – et sur toute la France. Cette équation régionale de l'Est de la France est à comparer aux deux lois précédentes obtenues :

$$M_{LDG} = 0{,}49I + 1{,}45\log R + 0{,}87$$ **(Équation 10 Alpes du Nord)**

$$M_{LDG} = 0{,}49I + 1{,}53\log R + 0{,}65$$ **(Équation 7 Pyrénées Occidentales)**

Si nous appliquons la loi régionale de l'Est de la France (équation 11), au séisme historique de Remiremont, nous obtenons une magnitude LDG de 6,9 avec une profondeur aux alentours de 10 km en utilisant la loi d'atténuation proposée.

Avec la méthode différentielle, en prenant la valeur de M_L du LDG de 5,9 pour le séisme de Rambervillers, l'événement de Remiremont a une magnitude entre 6,4 et 6,6

suivant la méthode de tracés et le paramètre *a*. Le séisme de Remiremont serait donc plus grand que celui de Chamonix en magnitude LDG, ce qui est contradictoire avec les conclusions que l'on peut tirer de la figure 39 basée sur les données brutes de décroissances d'intensité sur la ligne Remiremont-Chamonix.

Par contre si nous utilisons la magnitude locale du RéNaSS de 5,4 pour le séisme de référence de Rambervillers (au lieu de 5,9 du LDG) et de 5,2 (au lieu de 5,3 du LDG) pour le séisme de référence d'Epagny-Annecy, en utilisant la loi de Souriau (2005), la tendance s'inverse. $M_{RéNaSS}$ (Remiremont) serait de 6,0 (cohérent avec Cara *et al.,* 2005) et de 6,1-6,2 suivant le tracé d'isoséiste, pour le séisme de Chamonix d'avril 1905 (tableau 21). La méthode différentielle est évidemment directement dépendante de la magnitude du séisme de référence. La magnitude locale de 5,9 du LDG pour le tremblement de terre de Rambervillers apparaît donc trop forte au vu des conséquences que cela entraîne lors des comparaisons d'intensités montrées dans ce travail.

Bilan sur les deux méthodes utilisées

Dans ce travail nous avons utilisé deux méthodes : la méthode différentielle reliant directement I à M ($\Delta M = a \times \Delta I$) et la méthode basée sur les lois d'atténuation. Avec la figure 40, nous illustrons le problème posé par l'utilisation des lois d'atténuation complètes. Ces dernières sont très sensibles aux paramètres *a, b* et *d*, en plus de la profondeur, de la magnitude et de la méthode de tracé des isoséistes. Nous nous rendons compte ainsi, que nous obtenons une magnitude variant de 6,0 avec la loi de Levret *et al.* (1994) à 6,9 avec celle proposée pour l'Est de la France pour le séisme de Remiremont de 1682. Si nous utilisons les lois obtenues d'une part dans les Pyrénées et dans les Alpes dans ce travail, et par Souriau (2005) pour toute la France, nous obtenons respectivement M_{LDG}=6,5 et 6,4 pour ce séisme. Ce faible écart montre que les deux lois régionales Alpes du Nord et Pyrénées Occidentales peuvent être rassemblées en une seule (une seule pour les magnitudes LDG et une seule pour les magnitudes RéNaSS) pour être généralisée à la France.

Avec la méthode différentielle, nous ne faisons appel qu'au paramètre *a* des lois d'atténuation. Suivant les auteurs, nous obtenons des valeurs de *a* comprises entre 0,44 (Levret *et al.*, 1994) et 0,56 (loi proposée pour l'Est de la France à partir du séisme de Rambervillers), en passant par des valeurs de 0,45 (Souriau, 2005) et 0,49 (lois proposées pour les Alpes du Nord et les Pyrénées Occidentales). Cara *et al.* (2005) indiquent une différence d'intensité moyenne entre Remiremont et Rambervillers de ΔI=1,3. Si nous utilisons l'équation : $\Delta M = a \times \Delta I$, nous obtenons une différence de magnitude ΔM comprise

entre 0,6 et 0,7. La différence de magnitude est par conséquent très minime, et donne une magnitude LDG de 6,5-6,6 pour Remiremont ou une magnitude RéNaSS de 6,0-6,1. A noter que cela est cohérent avec les valeurs obtenues par nos courbes régionales des Alpes du Nord et des Pyrénées Occidentales appliquées aux données de Remiremont.

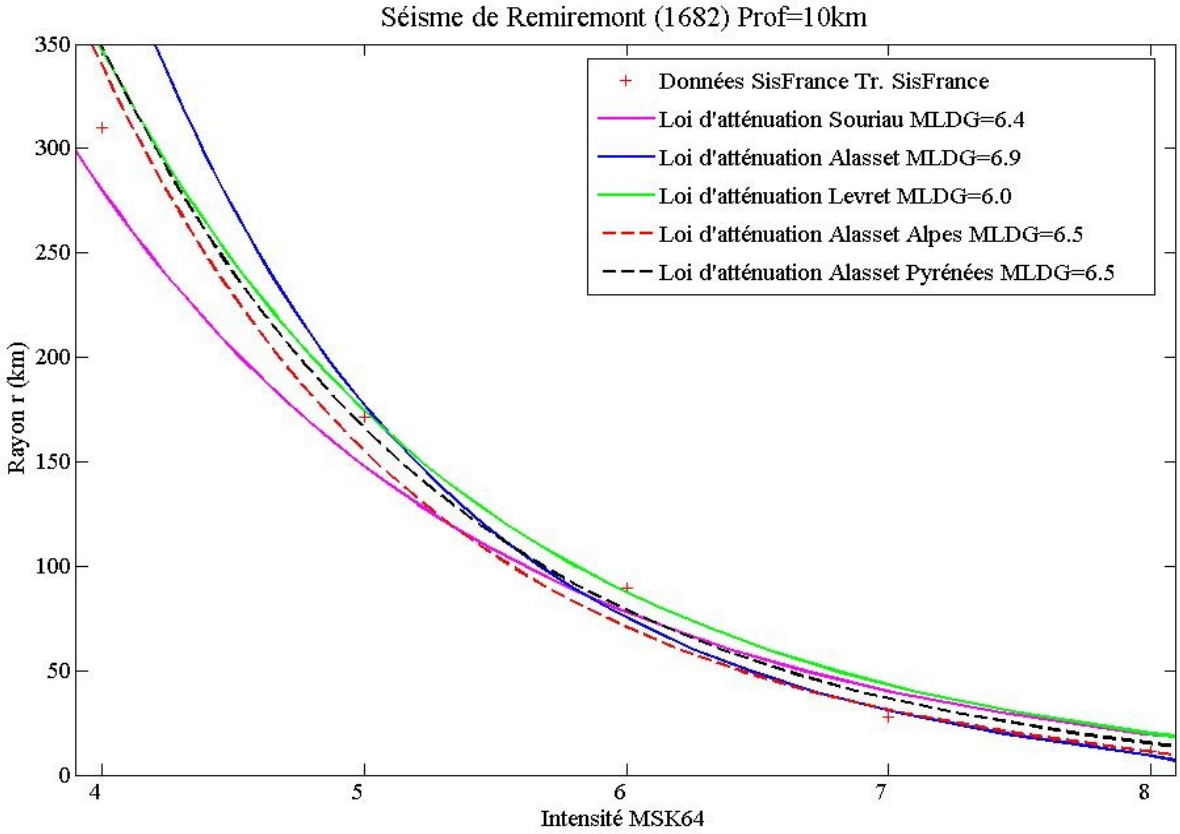


Figure 40 - Comparaison des différentes lois d'atténuation pour ajuster les données SisFrance avec le tracé SisFrance pour le séisme du 12 mai 1682 de Remiremont (Io=VIII, MSK-64). La profondeur est fixée à 10 km.

En conclusion, avec ce dernier exercice nous voyons que la méthode basée sur les variations d'intensité à différentes valeurs de rayon est beaucoup plus robuste que celle basée sur les lois d'atténuation complètes. Les lois d'atténuation proposées pour les Alpes du Nord et les Pyrénées Occidentales sont par ailleurs les mieux adaptées aux séismes majeurs étudiés si l'on veut utiliser des lois complètes. Elles donnent des valeurs de magnitude similaires à celles obtenues par la méthode des variations d'intensité.

Par contre, si nous utilisons la loi complète de Levret *et al.* (1994), avec calage sur les magnitudes LDG, nous sous-estimons la magnitude des tremblements de terre majeurs de l'ordre de 0,5 par rapport aux valeurs obtenues par la méthode différentielle calée sur les mêmes magnitudes LDG. Cette loi d'atténuation, à la différence des autres lois, ne montre pas de résultats cohérents entre les deux méthodes utilisées, quel que soit le tremblement de

terre étudié. Il est possible que la différence vienne du fait que la loi d'atténuation de Levret *et al.* (1994) est basée sur une régression linéaire appliquée directement aux données brutes, alors que les autres lois (Souriau - 2005 et celles de ce travail) sont basées sur le tracé d'isoséistes.

B. Cas des deux séismes de Chamonix 1905 : détermination instrumentale des paramètres de la source

Pour retrouver la magnitude de ces deux événements et tester si le mécanisme au foyer lié à la Faille de la Remuaz faisant l'objet de la section suivante est plausible, nous avons récupéré les données instrumentales de deux stations : Goettingen en Allemagne et d'Uppsala en Suède. Pour le séisme du mois d'avril, Goettingen et Uppsala nous ont fourni deux composantes EW et NS, la composante verticale n'existait pas à l'époque. Pour le séisme du mois d'août, la station d'Uppsala ne fonctionnait pas, et nous avons récupéré que les données de Goettingen sur lesquelles nous observons de très faible amplitude comparé à celui du mois d'avril.

Il s'avère que de l'ensemble des sismogrammes disponibles, un seul, celui de la composante EW du sismomètre de Wiechert de 1200 kg présente les garanties suffisantes pour que l'on puisse tenter une estimation de magnitude d'ondes de surface et une modélisation par sismogramme synthétique. Nous trouverons dans l'annexe 9 une discussion sur les constantes instrumentales des appareils des deux stations et les arguments qui nous font rejeter les enregistrements d'Uppsala.

Nous estimons d'abord une magnitude d'ondes de surface M_S (formule IASPEI, équation 8) basée sur cette composante ayant principalement enregistré l'onde de Love. Avec une amplitude double du mouvement du sol de 228 microns et une amplitude simple As de 114 microns observée à la période T=18 s on obtient une magnitude d'onde de surface de 5,4 (cf. Annexe 9) alors que Karnik (1969) donne une magnitude macrosismique de 5,7 pour cet événement. Cette valeur est bien plus importante que celle trouvée pour le séisme du 13 août dont la magnitude calculée dans l'annexe 9 est de M_L~4,5.

Dans un second temps, nous avons calculé le sismogramme synthétique des figures 41 et 42 en prenant le mécanisme au foyer donné par la Faille de la Remuaz (indiqué sur la figure 42 avec *Strike*= 20, *Dip*=70, *Rake*=-70, convention de Aki et Richards, 1980) et en ajustant la magnitude de moment M_W à 5,5 pour obtenir un bon accord.

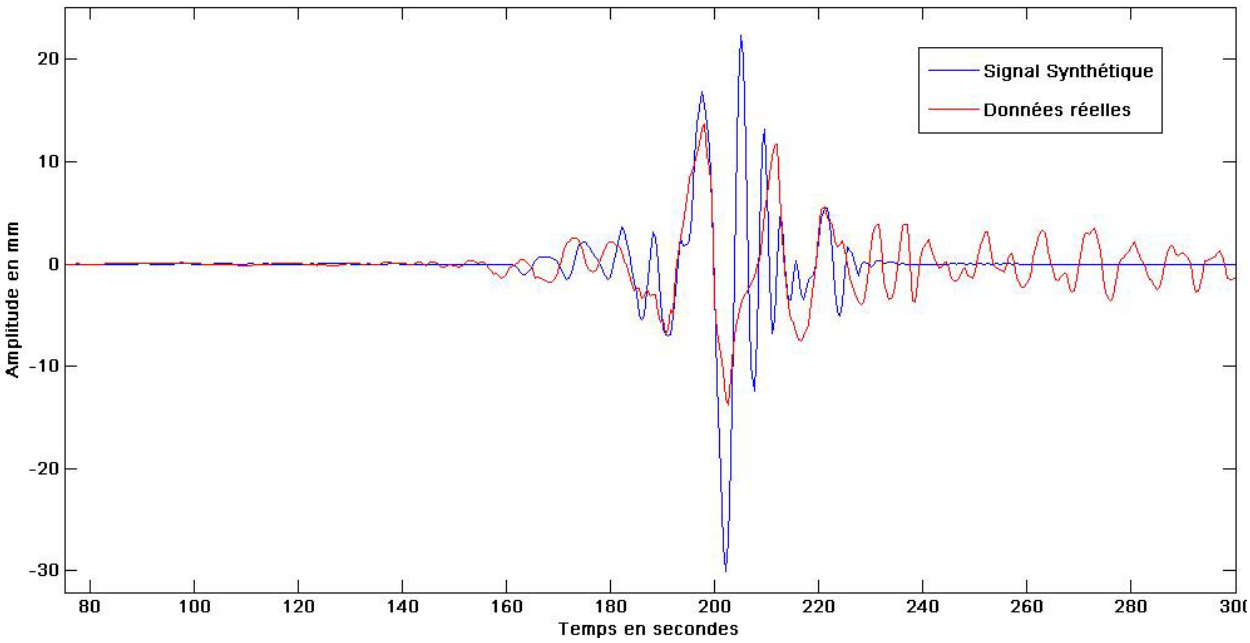


Figure 41 - Comparaison entre le signal synthétique en rouge (M_W=5,5 et paramètre de faille décrite dans le paragraphe suivant) et le signal réel brut en bleu pour la composante EW du Wiechert Moyenne Période. Le temps est calculé par rapport au To du séisme.

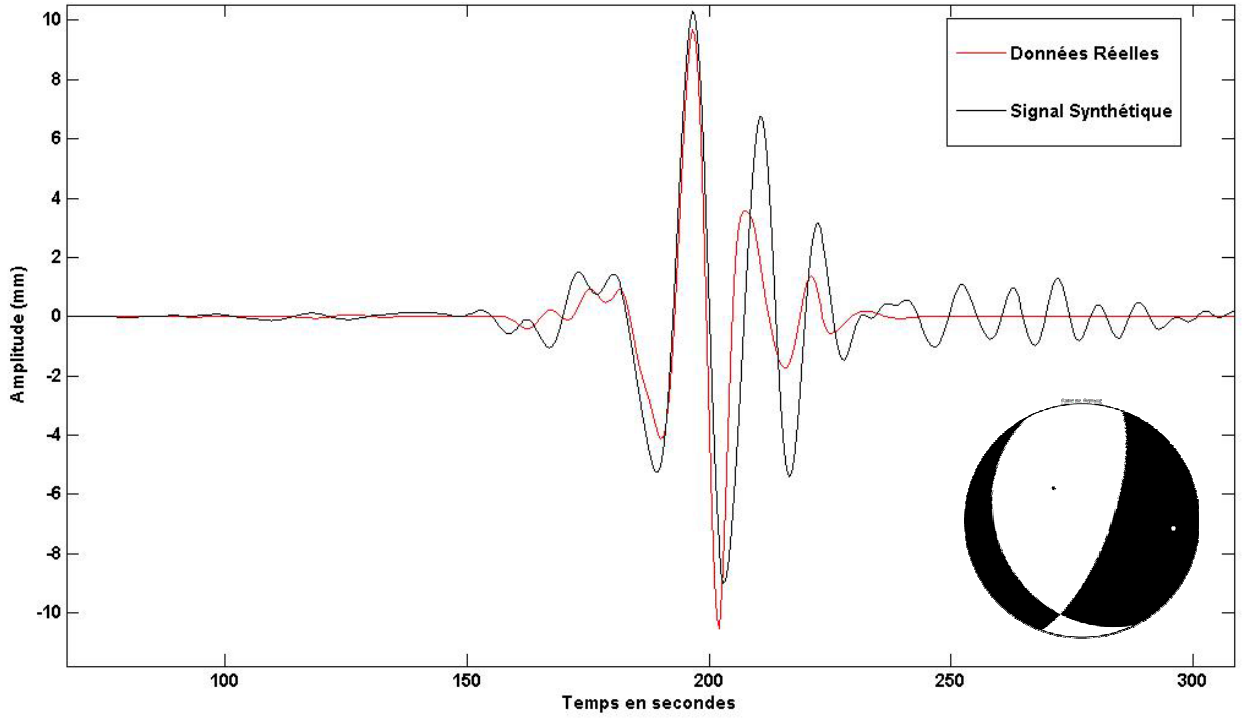


Figure 42 - Comparaison entre le signal synthétique en rouge (M_W=5,5 et paramètre de faille décrite dans le paragraphe suivant) et le signal réel en noir pour la composante EW du Wiechert Moyenne Période. Signal filtré en passe-bas (T=15s). En bas, à droite est représenté le mécanisme au foyer utilisé : celui de la Faille de la Remuaz (Str:20, Dip:70, Rake:-70, cf §2 de ce chapitre).

Le type de modélisation utilisé dans ce cas-ci est une modélisation par sommation en fréquence et nombre d'onde (Hermann et Wang, 1985) avec l'aide de Luis Rivera.

Nous obtenons une excellente corrélation avec ces paramètres à la source. Nous pouvons de plus donner un temps origine à ce séisme soit 01h47mn06sec en corrélant les

ondes de Love synthétiques et réelles. Nous remarquons qu'après la plus grande amplitude (après 200 secondes, Figure 42), le signal synthétique diffère du réel. Cela est dû à un décentrage de l'axe de la plume vers le bas, provoquant une asymétrie des phases du signal avec des pentes plus douces en montée et plus forte en descente dans ce cas de figure.

Sans pouvoir conclure d'avantage à ce stade, nous dirons qu'une magnitude M_W de 5,5, basée sur une hypothèse de mécanisme au foyer tirée des observations de terrain, et une magnitude macrosismique de 6, basée sur une comparaison avec le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996, encadre la magnitude de 5,7 donnée par Karnik (1969) pour le séisme du 29 avril 1905.

Le deuxième séisme, celui du 13 août 1905 était beaucoup plus faible comme nous avons pu nous en convaincre à partir des données macrosismiques et comme le confirme les données instrumentales de Goettingen (cf. Annexe 9). Il s'agissait donc d'une simple réplique.

II. La faille de la Remuaz dans le Massif des Aiguilles Rouges : une source possible pour les séismes de Chamonix de 1905 ?

La séquence de séismes ayant affectés la vallée de Chamonix en 1905 montre des dommages suffisamment importants et une magnitude suffisamment élevée d'après les développements de la partie I de ce chapitre, entre 5,5 et 6, pour envisager la présence de ruptures en surface.

A. Géologie du Massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc

Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges appartiennent à la zone externe alpine (Figure 29, début de ce chapitre). Le socle pré-triasique qui est constitué de schistes cristallins, apparaît sous forme de boutonnières et est recouvert par des dépôts mésozoïques discordants. Ces deux massifs s'allongent suivant une direction NE-SW. Entre les deux, une bande étroite et continue de roches mésozoïques fortement tectonisées les séparent (Belliere, 1980), et correspond à une forte dépression rectiligne : le synclinal médian (Figure 43a).

Le Massif du Mont-Blanc est un massif constitué essentiellement de granite daté à 304 ± 3 Ma (Bussy *et al.*, 1993). Le granite est intrusif dans des gneiss hercyniens qui affleurent largement à la bordure nord-est et à l'extrémité sud du massif du Mont-Blanc et dans le massif des Aiguilles Rouges (Figure 43a). En outre, les gneiss et les granites hercyniens de la bordure nord-ouest du Mont-Blanc ont été déformés lors de l'orogenèse alpine dans une zone de cisaillement, la zone de cisaillement du Mont-Blanc (Leloup *et al.*,

2002). Cette zone de cisaillement s'exprime par une schistosité plongeant de 65° ± 10° vers le sud-est. Elle montre un jeu inverse, avec une légère composante dextre. Elle a accommodé le chevauchement du Mont-Blanc sur le synclinal médian et le massif des Aiguilles Rouges (Masson *et al.*, 2002).

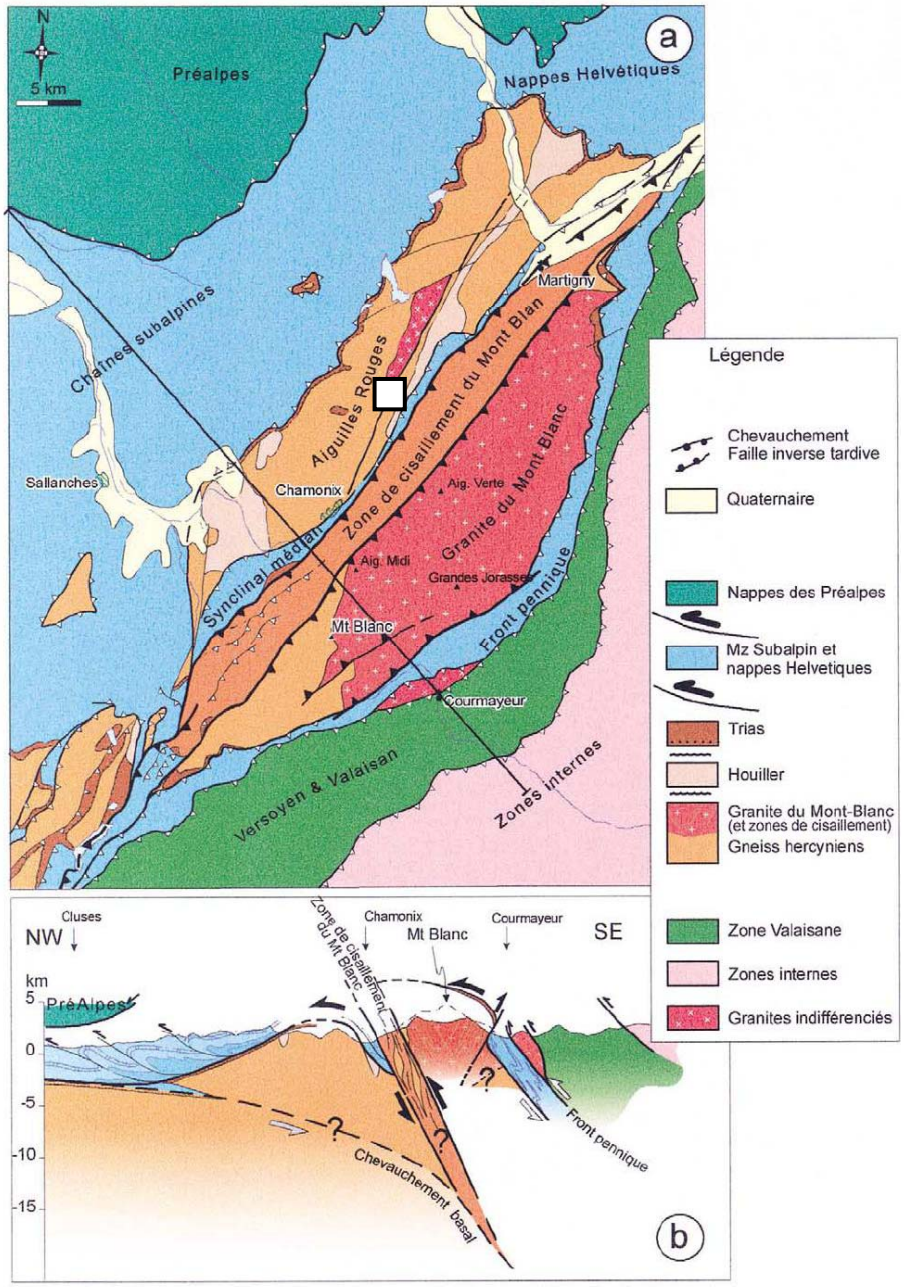


Figure 43 - (a) Schéma structural des massifs cristallins externes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges ainsi que des formations adjacentes. (b) Coupe géologique simplifiée. D'après Masson et al. (2002). L'encadré noir indique le lieu des travaux de paléosismologie.

Dans la figure 44a, l'anomalie de Bouguer calculée individuellement pour chaque station par Masson *et al.* (2002), varie entre −167 mgal et −63 mgal. Elle est maximale au nord-ouest de la zone étudiée, diminue progressivement vers le sud-est avant de ré-augmenter légèrement à l'extrême sud-est. Ceci est interprété par un approfondissement progressif du Moho vers le sud-est comme le propose Waldhauser *et al.* (1998, Figure 44b). En corrigeant ces données de la profondeur du Moho et de l'épaisseur des glaciers, Masson

et al. (2002) déduisent que la vallée de Chamonix est remplie d'alluvions et de dépôts glaciaires. La zone de cisaillement du Mont-Blanc ainsi que la partie sud-ouest du massif, principalement gneissique, présentent des anomalies plus élevées que le massif granitique. Le granite semble s'étendre en profondeur, car seul un volume important de granite peut expliquer le contraste de l'anomalie observé avec l'encaissant. Le massif des Aiguilles Rouges ainsi que la zone correspondant aux couches calcaires mésozoïques du désert de Platé sont marqués par une anomalie positive.

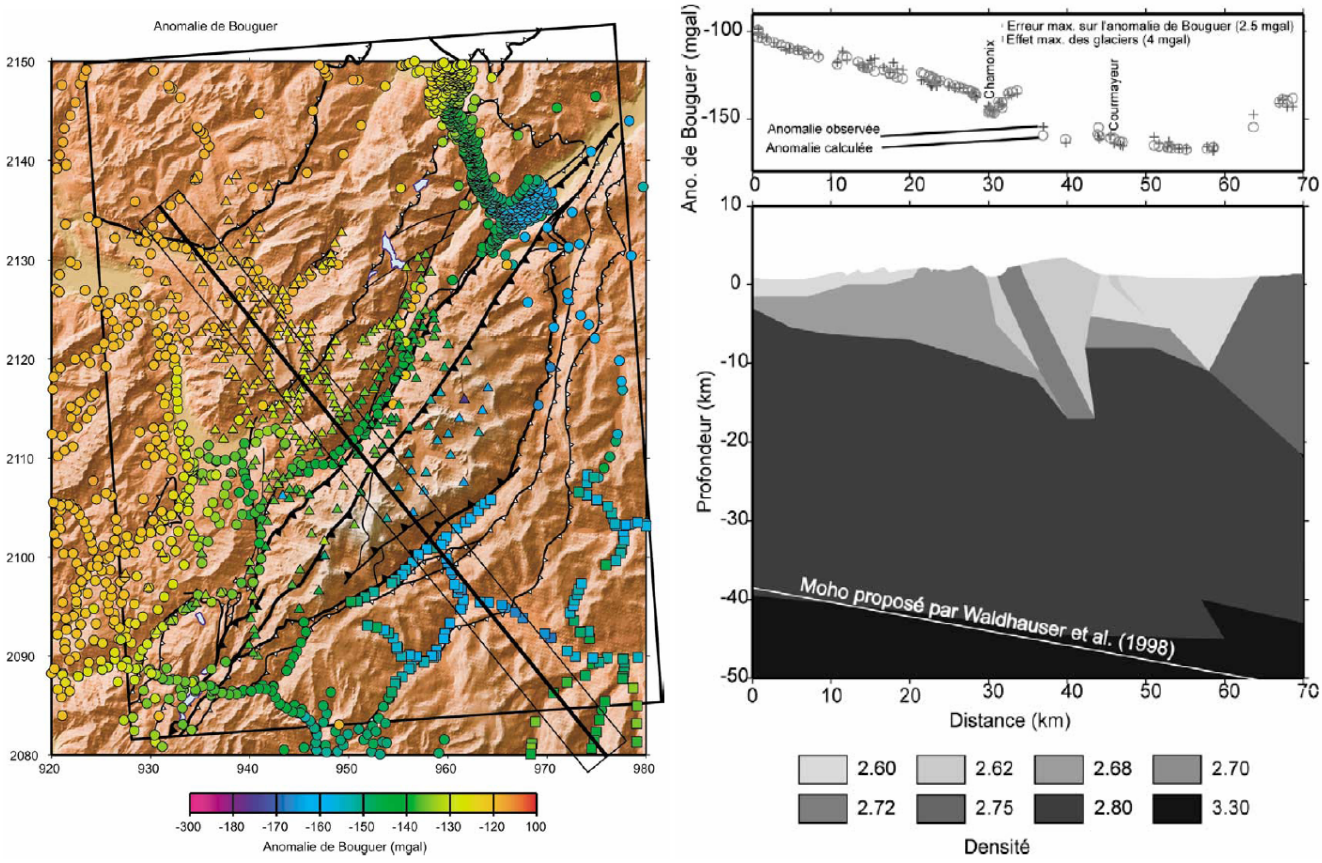


Figure 44 - (a) Carte de l'anomalie de Bouguer. Les ronds correspondent aux anciennes données du BGI, les carrés aux données fournies par R. Lanza de l'université de Milan, et les triangles aux données acquises durant les nouvelles campagnes de Masson. Le grand cadre noir correspond à la carte géologique de la Fig. 43 précédente. La ligne NW–SE avec son cadre délimitant les données correspond au profil modélisé sur la Fig. (b). (b) Modélisation de l'anomalie gravimétrique observée le long de la ligne NW-SE. En haut : anomalie de Bouguer observée (+) et calculée (◦). En bas, le modèle proposé. Figures d'après Masson et al. (2002).

B. Etude géomorphologique

La région de Chamonix-Mont-Blanc est une région où l'activité tectonique et l'activité glaciaire sont couplées durant le Pléistocène supérieur. La vallée du Rhône forme un coude au niveau de la ville de Martigny en Suisse, passant d'une direction NE-SW à une direction SE-NW (Figure 45) avant de se finir dans le lac Léman. Cette large vallée est due

à l'activité glaciaire durant les périodes du Riss et du Würm (Kelly *et al.*, 2004). Au niveau de Chamonix, il subsiste encore des glaciers essentiellement au niveau du Massif cristallin du Mont-Blanc (Vallée Blanche, Mer de Glace, Glacier des Bossons, *etc.*). Leur direction générale est essentiellement SE-NW, déposant différentes moraines latérales et frontales en direction de la vallée de Chamonix.

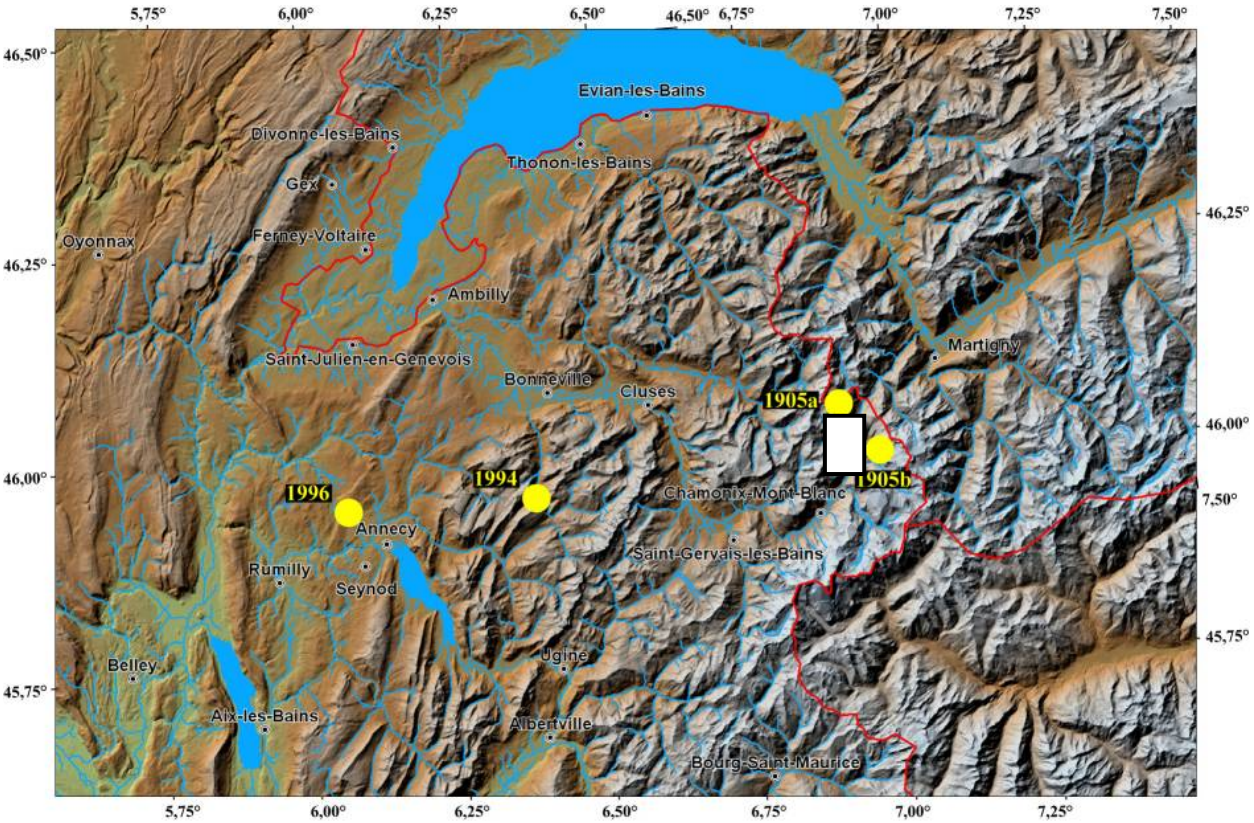


Figure 45 –Modèle Numérique de Terrain à 90m des Alpes du Nord (système RGF 93) avec indication du cliché IGN en encadré noir (Figure 46 suivante). En jaune, sont indiqués les épicentres macrosismiques d'après SisFrance des séismes précédemment étudiés : 1905a = 29/04/1905 et 1905b = 13/08/1905.

Du côté du Massif des Aiguilles Rouges, l'activité glaciaire a presque disparu depuis le Petit Age Glaciaire (*ca.* 1450-1880, Joussaume, 1993), il ne reste que des petits glaciers triangulaires sur le versant nord-ouest (cf. photo aérienne Figure 46). Mais de cette activité il subsiste des dépôts morainiques comme nous pouvons le voir avec la figure 46. Sur la photo aérienne nous remarquons la faille géologique de la Remuaz indiquée sur le schéma structural de Masson *et al.* (2002, indiquée en tireté blanc sur la photo). Cette faille est un contact entre le granite et le gneiss (cf. encadré noir sur la figure 43). Ce contact est une zone de cisaillement ductile ancienne (mylonite, carte géologique au 1:50000 de la zone éditée par le BRGM, Ayrton *et al.*, 1987). Cette zone de cisaillement recoupe le tunnel de la ligne SNCF reliant les vallées de Vallorcine et de Chamonix. Il est à noter, que des rapports de la SNCF indiquent d'importantes voies d'eau dans ce tunnel à la sortie côté Vallorcine

lors de son creusement en 1906 et 1907. Cette sortie se situe dans la prolongation de la Faille de la Remuaz.

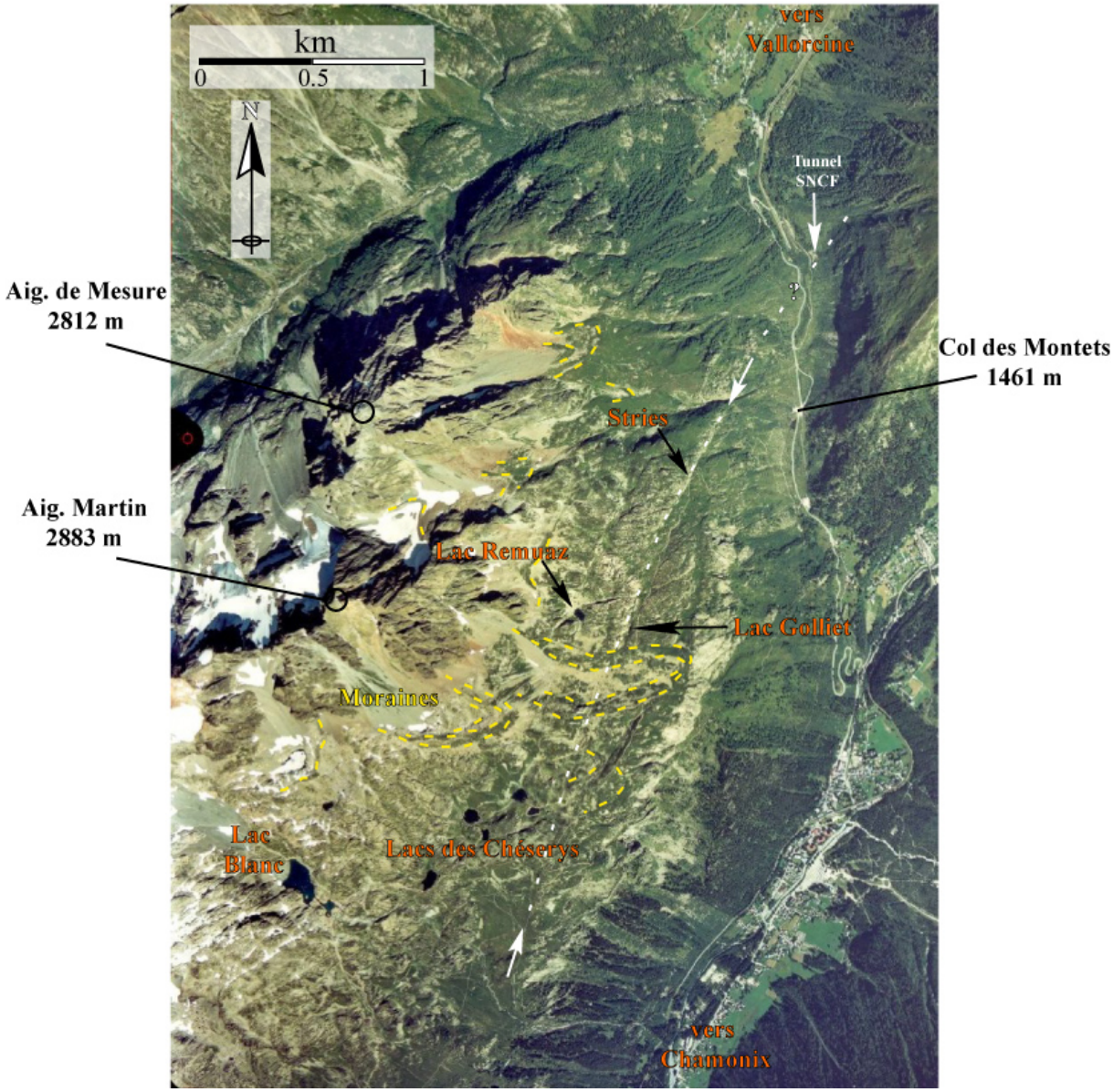


Figure 46 - Cliché IGN de la zone d'étude dans le Massif des Aiguilles Rouges avec indication de la faille de la Remuaz (flèches blanches), de la tourbière du Golliet, des stries (Figure 47). Les cordons morainiques (en jaune) correspondent probablement aux avancées du Petit Age Glaciaire.

Au niveau de cette zone de cisaillement, nous avons observé sur différents replats ou sur les hauteurs de l'escarpement la présence de stries glaciaires (Figure 47). La direction mesurée est comprise entre N060 et N070.

En outre, au niveau de la tourbière du Golliet, les roches sont "moutonnées" et striées indiquant la présence d'une forte activité glaciaire (Figure 48). La direction des stries indique, que dans cette partie du Massif des Aiguilles Rouges, la glace s'écoulait vers le nord-est en direction de la vallée de Vallorcine pour rejoindre la vallée du Rhône (Kelly *et*

al., 2004). Une autre partie, plus au sud, s'écoulait vers la vallée de Chamonix pour rejoindre la vallée de l'Arve actuelle.

Chapron (1999) retrace les variations climatiques depuis le Pléistocène moyen (252 000 ans BP) dans la zone des Alpes du Nord. La période glaciaire du Riss a été marquée par une large extension des glaciers comme celui du Rhône qui atteignait Lyon. Il s'en est suivi une période interglaciaire Riss-Würm, jusqu'à la nouvelle glaciation du Würm (moins importante que la précédente pour les Alpes) qui commence à 72 000 ans BP. Le dernier grand épisode glaciaire (LGM) est le Pléniglaciaire Würmien supérieur (25000 – 15000 BP, Chapron, 1999) qui suit le maximum würmien (> 35 000 BP). Au moment de ce LGM, le glacier culminait à 2400 m d'altitude, soit 400 m de glaces au niveau de la tourbière du Golliet, et 1400 m au niveau de Chamonix (Kelly *et al.*, 2004). La déglaciation s'est terminée vers 13000 ans BP dans les différents lacs alpins (Chapron, 1999). Nous pouvons donc faire l'hypothèse que le glacier n'occupait plus notre zone d'étude depuis 13000 BP. Depuis ce grand épisode glaciaire, au cours de l'Holocène différents épisodes glaciaires minimes ont eu lieu, dont le dernier date du Petit Age Glaciaire (1450-1880 A.D., Joussaume, 1993) avec un refroidissement général de 1°C (Le Roy Ladurie, 1967).

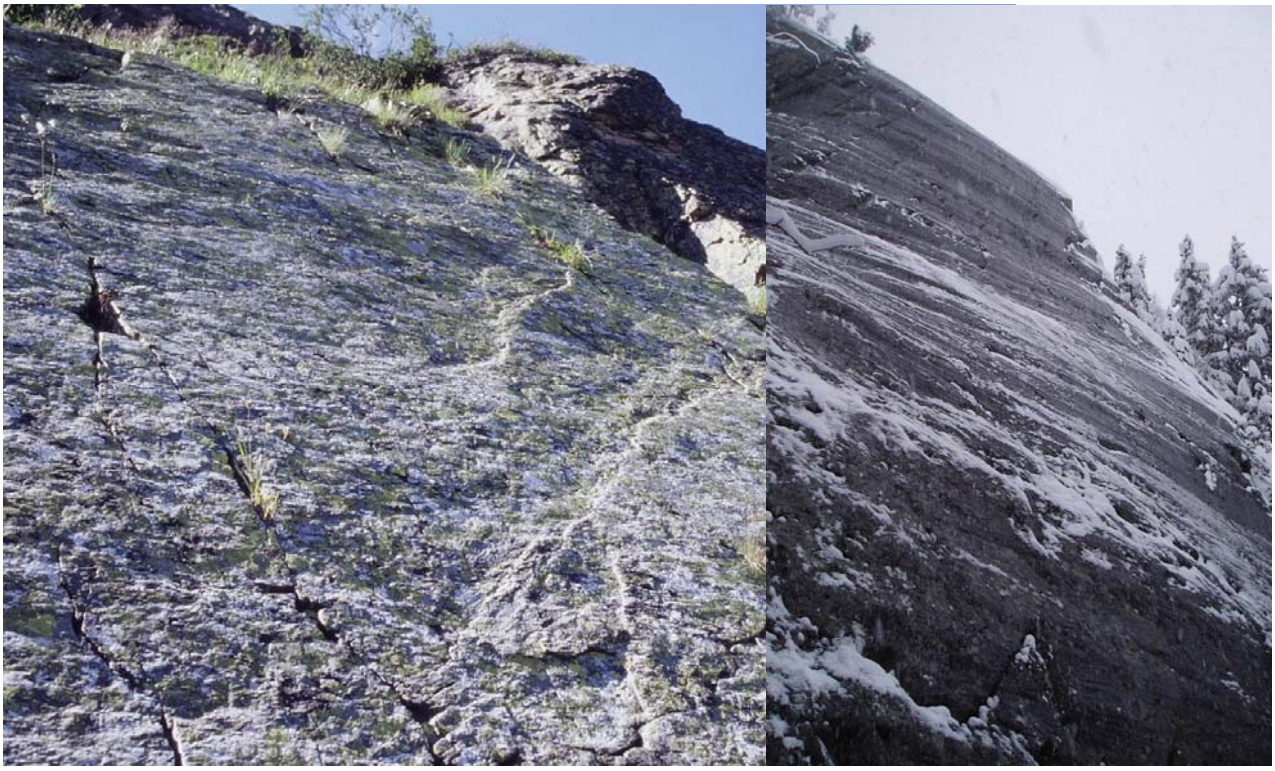


Figure 47 - A gauche, vue sur l'escarpement de faille de stries glaciaires probablement du LGM. Pour comparaison à droite, les stries glaciaires du Petit Age Glaciaire qu'on peut observer sur des mylonito-schistes granitiques rive droite de l'ancien glacier des Bois disparu vers 1860 au bout de la Mer de Glace, Massif du Mont-Blanc (image inversée pour faciliter la comparaison).

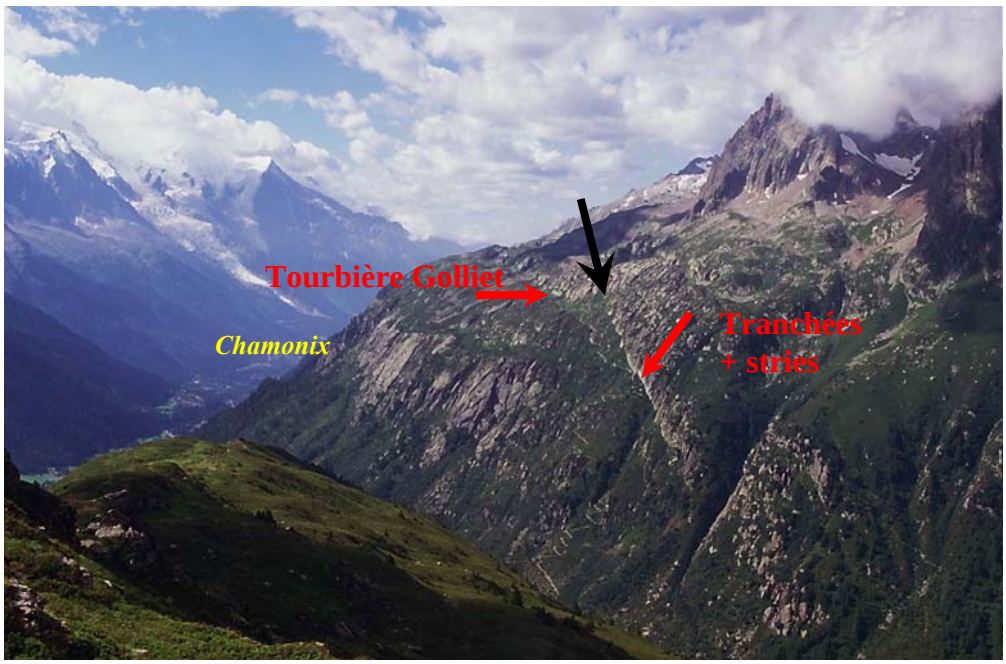


Figure 48 - Vue vers le nord (vers Vallorcine), au niveau de la tourbière du Golliet, de l'escarpement de faille à l'ouest et des roches gneissiques "moutonnées" à l'est.

Ce contact géologique, visible sur la photo aérienne (Figure 46), forme un escarpement très net dans le paysage surtout dans sa partie nord. Vu de loin, nous remarquons une falaise importante de 100 mètres environ de haut, dont la base d'une dizaine de mètres de haut, blanchâtre, cingle le paysage (Figures 49a et b). L'existence d'une bande de lichen clair au pied de l'escarpement explique la couleur blanche observée.

L'escarpement est situé entre la route qui passe au Col des Montets et les lacs des Chéserys. Un sentier de Grande Randonnée (GR TMB – Tour du Mont-Blanc, que nous voyons sur la figure 49b) longe la majeure partie de l'escarpement, ce qui le rend facilement accessible. Nous avons ainsi réalisé différentes missions dont la première, exploratoire, fut menée en 2000 par M. Cara et M. Meghraoui.

a



b

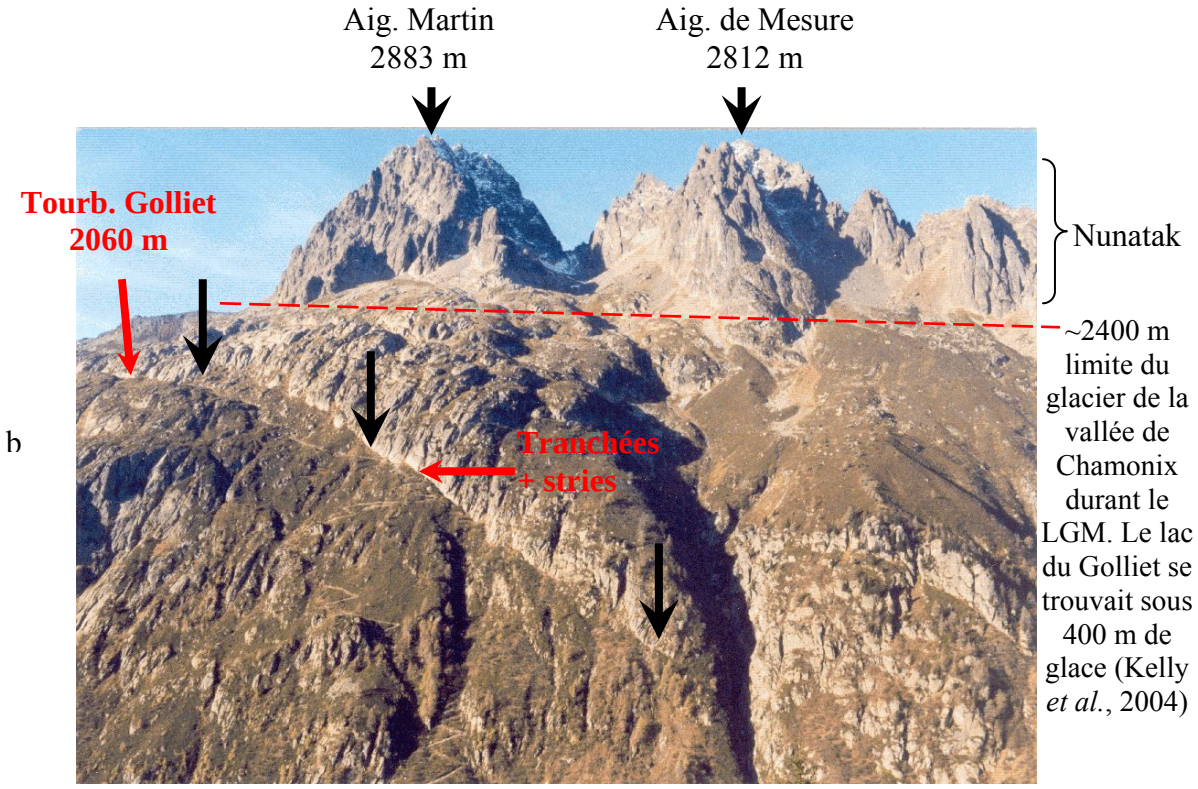


Figure 49 – (a) Vue vers le sud du Massif des Aiguilles Rouges depuis les "Posettes". Un escarpement topographique de 60 m en moyenne, sépare les granites indifférenciés à l'ouest (à droite), la zone de faille (indiquée par la flèche noire) et le gneiss à l'est. (b) Vue vers le sud-ouest de la même zone.

La faille de la Remuaz se situe dans la zone de réserve naturelle des Aiguilles Rouges et notre étude a nécessité une autorisation spéciale de l'association ASTERS (Agir pour la Sauvegarde des Territoires et des Espèces Remarquables ou Sensibles) relayée par la préfecture de la Haute-Savoie.



Figure 50 - Vue vers le nord (vallée de Vallorcine) de l'escarpement de faille au niveau de la zone de stries (localisation indiquée sur les Figures 49 et 52).

Sur la photo avec vue vers le nord (Figure 50 ci-dessus), nous voyons l'escarpement topographique assez pentu de plusieurs dizaines de mètres de haut et un couvert végétal au pied de l'escarpement, qui masque des éboulis. Au niveau du GR, le pied de l'escarpement est orienté N020 70S. Nous remarquons la présence de stries visibles sur une hauteur maximale de 1 à 2 m de pitch 70°NE (Figures 51a et b), et surtout visibles dans la partie basse soulignée par une bande blanche de 20 à 30 cm de haut sur une longueur de 40 m (Figure 51c). Ces stries non glaciaires (compte tenu de leur orientation) et la bande blanche suggèrent un glissement récent, mettant à nue la base de l'escarpement. Est-il dû au séisme de 1905 ?







Figure 51 - (a) et (b) Vues de la base de l'escarpement. La distance entre les 2 scotchs est de 45 cm pour (a) et de 70 cm pour (b). (c) Vue précise des stries localisées au pied de l'escarpement de direction N020, de pendage 70SE. Le pitch de la strie est de 65-70°NE. Le diamètre du bouchon de l'objectif est de 52 mm.

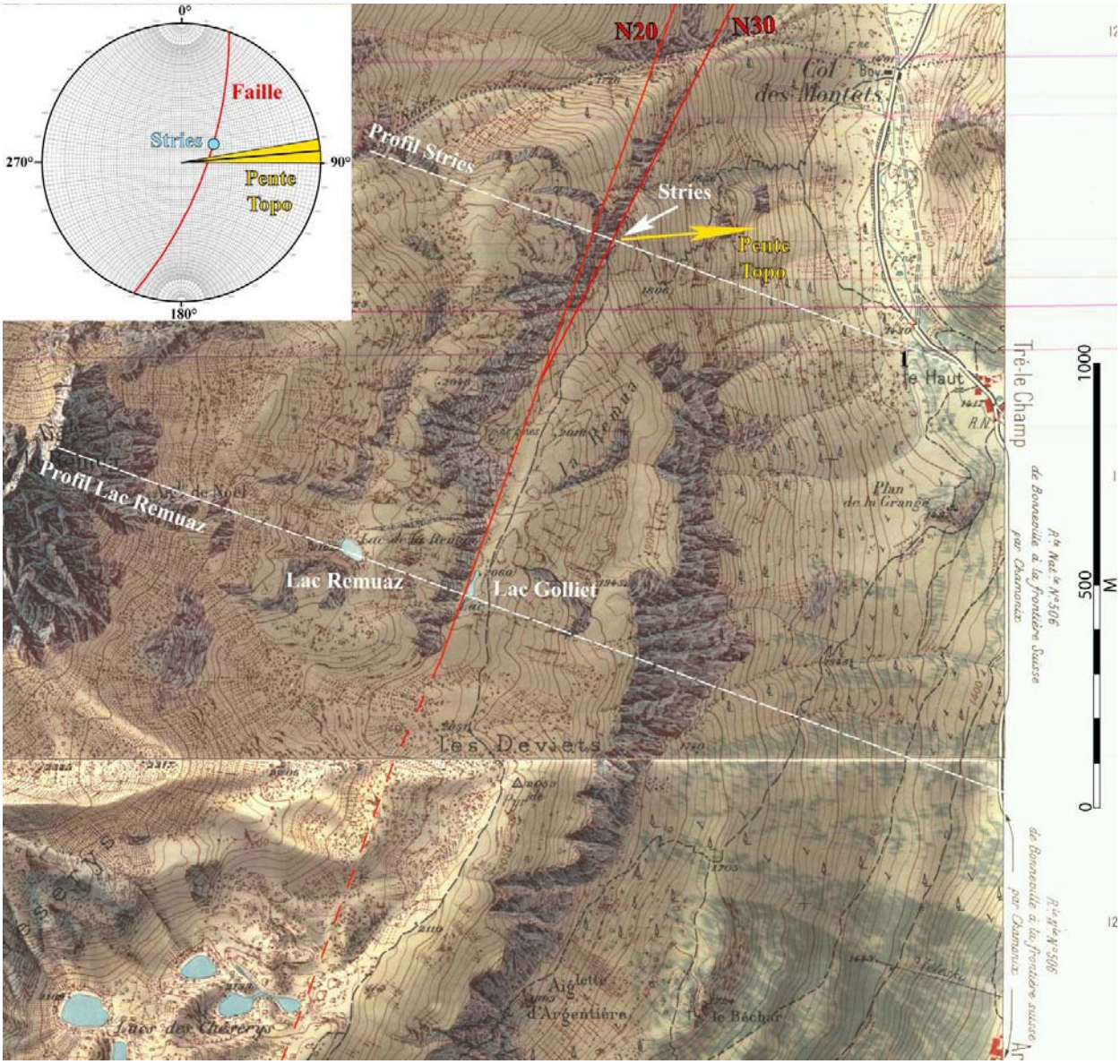


Figure 52 - Indication sur fond topographique au 1:10000 de l'IGN de la position de la faille en rouge, avec changement de direction apparente lors de la descente vers le Col des Montets (équidistance des courbes : 10 m). Les lignes blanches indiquent les 2 profils topographiques présentés dans la figure 53 suivante. La ligne de plus grande pente a une direction N085±5.

L'escarpement de faille clairement visible sur la carte topographique (Figure 52), indique une direction de N020 sur 1 km dans la partie située au niveau de la tourbière du Golliet, à l'altitude 2060 m. Alors que l'escarpement descend vers le col des Montets (vers le nord-est), sa direction moyenne change de 10° environ, et devient N030. Au niveau de cette zone, la direction de plus grande pente est d'environ N085±5° environ, ce qui est proche de la valeur du pitch des stries sans y être identique toutefois (diagramme stéréo, canevas de Wulff, projection inférieure, Figure 52 ci-dessus).

Si nous faisons l'hypothèse que cet escarpement appartient au même plan de faille, c'est-à-dire que les changements de direction correspondent à l'intersection d'un plan et d'une topographie changeante, ce plan a une direction N020 71°ESE (Figure 53).

A partir de la carte topographique détaillée (Figure 52), deux profils perpendiculaires à la direction N020 permettent de voir le plan en coupe. Le premier passe au niveau du lac de la Remuaz et de la tourbière du Golliet, le second un kilomètre au nord (Figure 52).

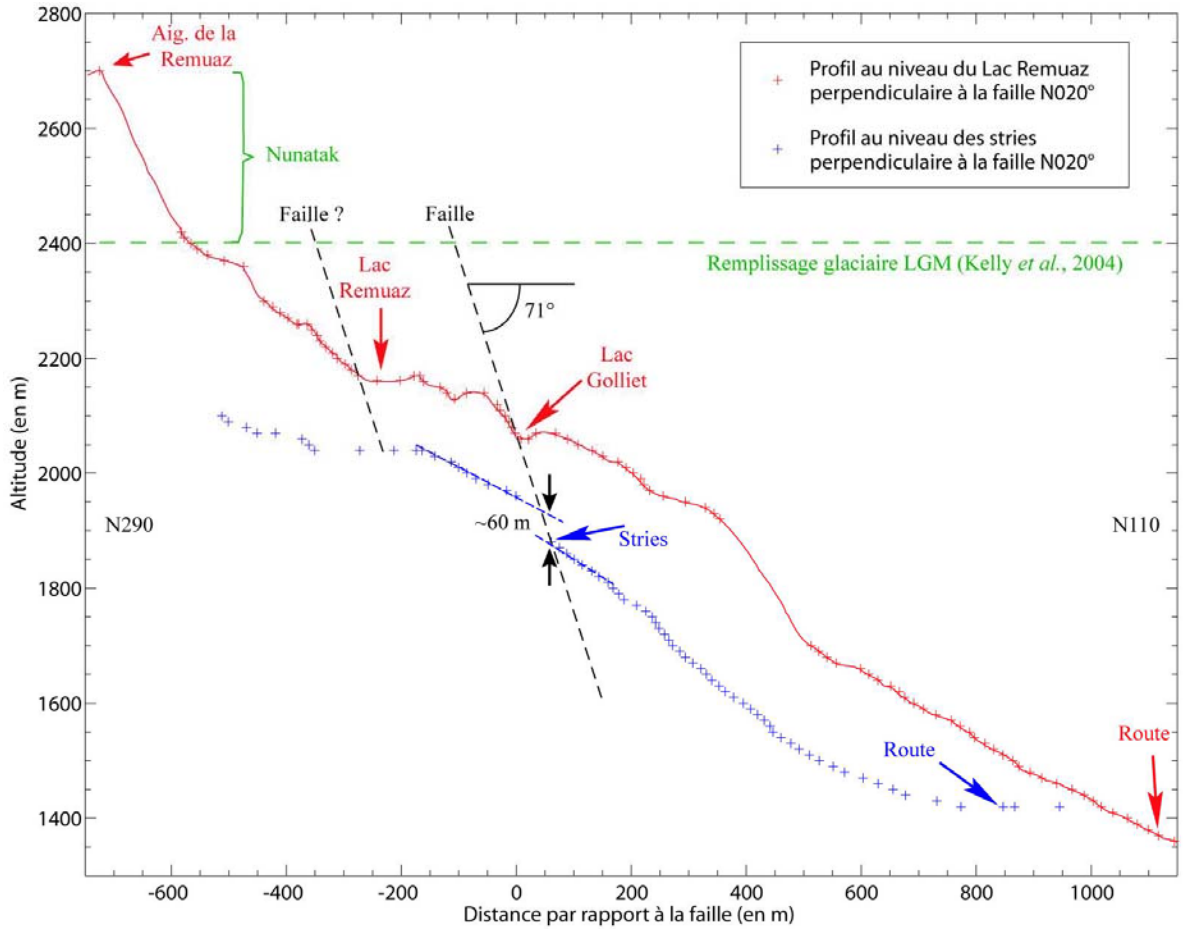


Figure 53 - Profils topographiques de détail à travers l'escarpement de la Faille de la Remuaz (voir localisation sur la figure 52). Le zéro correspond à l'intersection des 2 profils avec la faille de direction N20 sur le tracé du profil Lac Remuaz, nous remarquons la forme en U au lac Golliet à l'est de la faille indiquant un semi-graben.

Nous remarquons que l'escarpement de faille se localise à l'intersection d'un plan incliné de 71° vers l'est-sud-est. Dans la partie haute des profils nous remarquons la présence d'au moins un autre escarpement topographique comme celui à l'ouest du lac de la Remuaz. Cela laisse supposer la présence de 2 plans de faille parallèles.

Nous remarquons que le pendage et la direction mesurés sont cohérents avec les valeurs déduites de l'analyse des photos aériennes et de la carte topographique.

Alors que la présence d'une faille ne fait aucun doute et que les stries révèlent un déplacement cumulé de plusieurs mètres, il reste à chercher l'origine de ce déplacement. Nous avons vu que cette partie du massif des Alpes était couverte de glace durant le dernier maximum glaciaire (LGM, 18 000 BP) et que des glaciers importants se sont écoulés vers le nord (vers la vallée du Rhône) jusqu'à environ 13 000 BP. Il est donc possible qu'une partie de l'escarpement (80 m) soit le résultat de l'érosion glaciaire, ou au moins du polissage du contact gneiss-granite par le glacier. La partie inférieure de l'escarpement semble en revanche ne pas avoir été affectée par l'érosion glaciaire compte tenu de l'existence de stries non glaciaires.

Si nous replaçons cette faille dans le contexte tectonique général, nous pouvons également nous demander si son activité ne pourrait pas être liée à un ajustement local post-glaciaire, ou à un réajustement des différentes écailles granitiques reprises dans une activité sismique. Enfin, Delacou *et al.*, en 2004, ont montré à travers l'étude de nombreux mécanismes au foyer, qu'une extension perpendiculaire aux Alpes pouvait être due à un écroulement gravitaire des zones épaissies (partie axiale de la chaîne) vers des zones basses (cette zone tectonique s'effondre maintenant sur elle-même). Comme le réajustement post-glaciaire local devrait conduire à un soulèvement du fond de la vallée par rapport à la zone de Nunataks, il ne correspond pas au rejet observé, mais c'est plutôt l'hypothèse d'éffondrement gravitaire qui pourraît être retenue.

Nous avons noté la coïncidence entre la direction des stries et la direction de plus grande pente, précisément à l'endroit où la base de l'escarpement montre un liseré blanc de 20 à 30 cm. Si la partie inférieure était déstabilisée gravitairement (glissement gravitaire) ces stries pourraient en être l'indice. Des fentes ouvertes mais obliques (N150) pourraient indiquer que des pans de cette partie de massif sont instables. Mais aucune autre évidence géomorphologique ne vient à l'appui de cette hypothèse de glissement de terrain et la direction des stries diffère légèrement de la ligne de plus grande pente (Figure 52).

Reste donc l'hypothèse tectonique : les stries et le glissement observés suggèrent une faille sénestre normale. Dans la suite, nous allons tester cette hypothèse à partir de mesures géophysiques et de modèles de glissement. Par ailleurs, afin d'ajouter des contraintes chronologiques précises, nous avons entrepris des datations au Be^{10} de l'exposition de divers affleurements de roche au niveau de l'escarpement qui permettent de confirmer ou d'infirmer les interprétations données dans cette thèse.

C. Profils géophysiques réalisés

Nous avons entrepris avec l'aide de l'équipe proche-surface de l'IPGS et de quelques étudiants de l'EOST une campagne de géoradar durant l'été 2004 en présence de neige à certains endroits. L'objectif était de préciser la morphologie sous la surface au niveau de ce miroir de faille, et d'observer des possibles déformations au niveau des dépôts et du fond de la tourbière du Golliet.

Cette tourbière est localisée à 2060 m d'altitude. Elle est limitée au nord-ouest par l'escarpement topographique possédant un pendage de 60 à 70° vers l'est-sud-est avec des éboulis à son pied, et au sud-est par une remontée rocheuse possédant quelques filons de quartz.

Pour déterminer la structure du Golliet, nous avons utilisé des antennes du système Ramac de Malå Geosciences, avec des antennes blindées bistatiques de fréquences centrales 500 MHz et 250 MHz (Loeffler, 2005). Ces dernières sont recouvertes d'une coque métallique qui dirige les ondes vers le sol et évite des signaux parasites aériens. Ces signaux existent avec les antennes non blindées, où l'énergie est aussi dirigée vers le haut et se réfléchit alors sur des obstacles (arbres, pylônes, bâtiments…). En outre, nous utilisons une fréquence centrale beaucoup plus élevée, afin d'augmenter la résolution.

Nous avons réalisé deux profils de part et d'autre de la bordure de la tourbière du Golliet, dont un sur un névé qui n'a pas pu être interprété (Figures 54 et 55 pour localisation). De plus, un troisième profil a été acquis au niveau de la présence de la bande blanche au pied du miroir de faille avec excavation de deux mini-tranchées.

1) Observations et résultats au niveau du Golliet

Un profil au centre de la tourbière du Golliet s'est avéré impossible à réaliser (tranche d'eau trop importante). Nous avons réalisé deux profils aux extrémités de cette tourbière (Figure 54 pour les emplacements).

Le premier profil est celui réalisé sur le névé d'une longueur de 27 mètres avec les deux fréquences d'antenne. L'épaisseur estimée de neige est de 1 mètre environ à partir de mesures réalisées sur le bord du névé. Toutefois, les radargrammes ne sont pas d'excellentes qualités en raison de la teneur d'eau liquide dans la neige et de la faible épaisseur probable des niveaux sédimentaires de la tourbière. Il n'a pas pu être interprété.



Figure 54 - Vue vers le sud du Golliet avec l'emplacement des deux profils géoradars (voir flèches), la paroi granitique indiquant le miroir de faille qui est à droite de la photo (Ouest).





Figure 55 - Vues du profil réalisé sur la rive sud (en haut) au niveau du névé, et celui réalisé sur la rive nord du Golliet (à droite).

Le second profil réalisé au niveau de la rive nord de la tourbière est d'une longueur de 30 mètres environ (emplacement sur la figure 54). Les profils de direction N120 ont été obtenus à partir de l'antenne 500 MHz avec une intertrace de 3 cm, et celle de 250 MHz avec une intertrace de 5 cm. La durée d'écoute est de 250 ns et un *stack* de 32 traces.

A partir de la bordure Est, les deux premiers mètres du profil ont lieu sur la roche gneissique, puis entre 3 m et 15,5 m nous avons atteint la tourbière dans sa partie très peu profonde avec entre 13 m et 15,5 m un écoulement d'eau faible. Au-delà de cette distance, nous avons atteint les éboulis avec une pente de 25° SE environ au départ pour passer à 35° au-delà de 24 m de profil. Cette seconde partie du profil (sur les éboulis) est assez chaotique, passant de dalles ou blocs à des passages de rhododendrons. Les deux antennes ont une bonne profondeur de pénétration. Les profils bruts sont présentés sur la figure 56. Seuls un gain linéaire et un filtre pour éliminer la composante très basse fréquence du signal (dewow) ont été appliqués par O. Loeffler pour améliorer la visualisation.

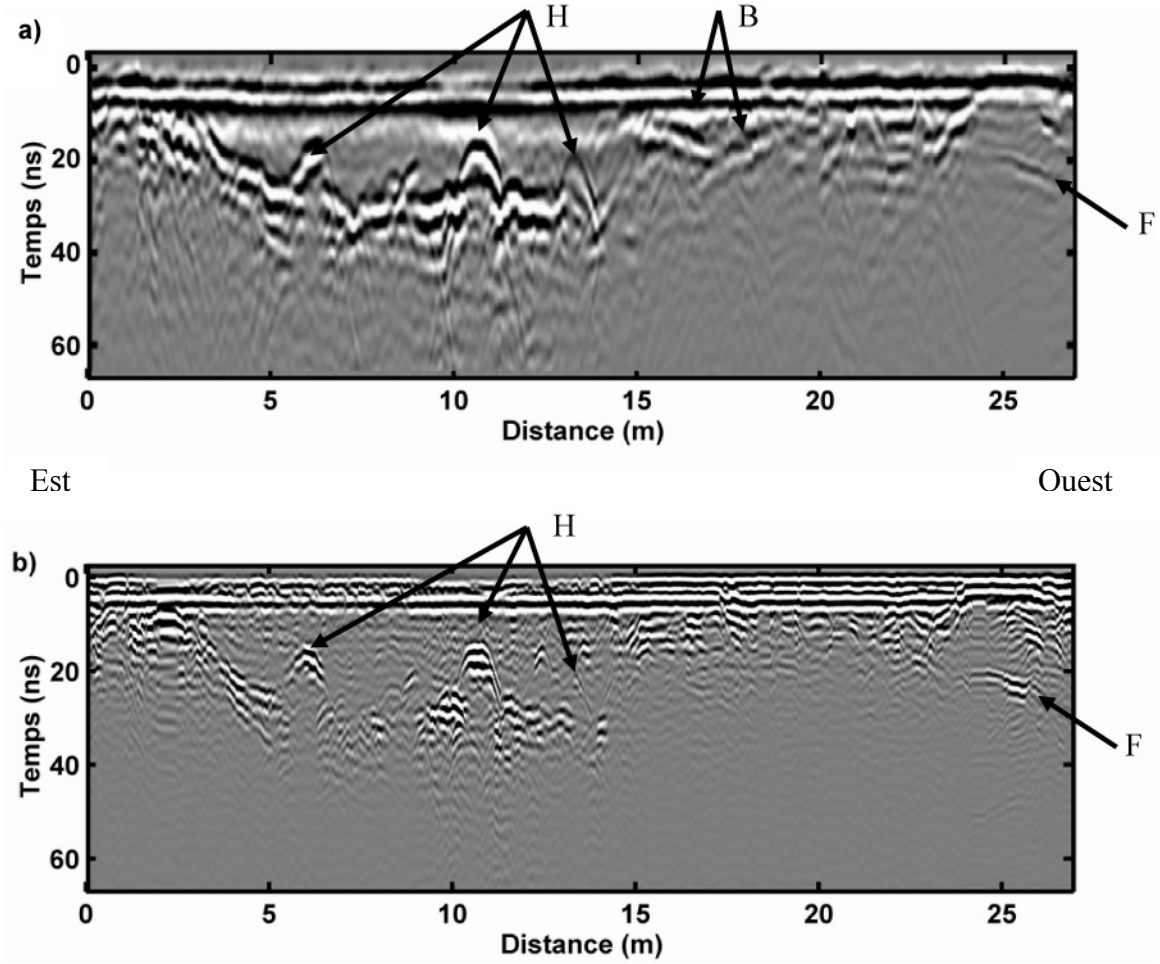


Figure 56 - Profils géoradar bruts de la rive nord de la tourbière acquis avec une antenne à 250 MHz (a) et à 500 MHz (b). Les 2 profils sont à la même échelle (Loeffler, 2005). Nous remarquons des hétérogénéités H à l'intérieur d'un fond plat vers 30 ns, un petit bassin B, et un fond de dalle rocheuse notée F.

Nous remarquons nettement le fond de la tourbière aux alentours de 30 ns (Figure 56), de manière continue en utilisant l'antenne à 250 MHz et plus interrompue avec celle à 500 MHz. Vers le début de la tourbière, il est même possible de distinguer une autre interface très proche de la première. Elle se détache plus nettement sur le profil acquis avec l'antenne de 500 MHz.

Quelques hétérogénéités (notées H sur les profils) créent des diffractions dans ce milieu. Ces hyperboles de diffraction H sont visibles dans les 2 cas dans la tourbière, plus particulièrement avec l'antenne de plus faute fréquence (Figure 56b). Par exemple, l'hyperbole principale, située à 11 m du début des profils, possède une certaine largeur, ce qui indique un objet de taille déjà plus importante, de l'ordre de 1 mètre de largeur. Au contraire, les autres hyperboles ne semblent pas avoir la même origine que la précédente, car leur signature n'est pas la même : il s'agit de demi-hyperboles de forme irrégulière (Loeffler, 2005).

Au-delà de 15 m, au niveau des éboulis, peu d'interfaces sont visibles. A la sortie ouest de la tourbière, vers 17-18 m de profil, une interface B est visible dans le profil à 250 MHz mais n'existe pas avec celle à 500 MHz. D'après O. Loeffler (communication personnelle), cela peut être dû soit à des artefacts dans la mesure, soit à des variations de permittivité diélectrique progressive, non détectables avec une antenne à 500 MHz. En fin de profil (côté ouest), vers 25 m, nous notons une interface vers 20 ns, qui peut correspondre à la base de la dalle gneissique. Entre B et F, nous passons dans des éboulis irréguliers recouverts de rhododendrons.

Nous remarquons qu'il existe des signaux à plus grande profondeur (plus grand temps d'écoute), ce qui méritait d'être étudié dans le détail. Pour cela, nous avons décidé d'appliquer un AGC (Automatic Gain Control), car cela permet d'amplifier au besoin le signal s'il est trop faible pour garder un niveau constant. Nous montrons sur la figure 57 les résultats en utilisant l'antenne à 250 MHz.

Sur ce profil 250 MHz, avant 3 m et après 18 m, nous mettons en évidence de nombreuses diffractions ce qui laisse penser à une forte fissuration du matériau. La zone la plus intéressante est au niveau de la tourbière ; en effet, nous pouvons distinguer 5 différents niveaux assez bien marqués et quasi-continus qui peuvent être suivis (surlignés en couleur sur la figure 57), et quelques interfaces de niveau probablement sédimentaire qui se retrouvent au pied de l'escarpement dont 2 possibles ont été surlignés. Le dernier niveau est très incliné et il ne semble pas y avoir d'autres interfaces continues sur toute cette longueur sous celui-ci. Il remonte au début du profil, pour rejoindre le fond actuel de la tourbière

(Figure 57). Avec correction topographique et mise à l'échelle 1:1, nous nous rendons compte de la vraie géométrie de ce semi-graben. Nous remarquons ainsi que le décalage du niveau superficiel de la tourbière (rouge) est d'au moins 20 cm, et que le fond de la tourbière et par conséquent le toit de la roche substratum (bleu foncé) est décalé d'au moins 1,5 m (Figures 57 et 58).

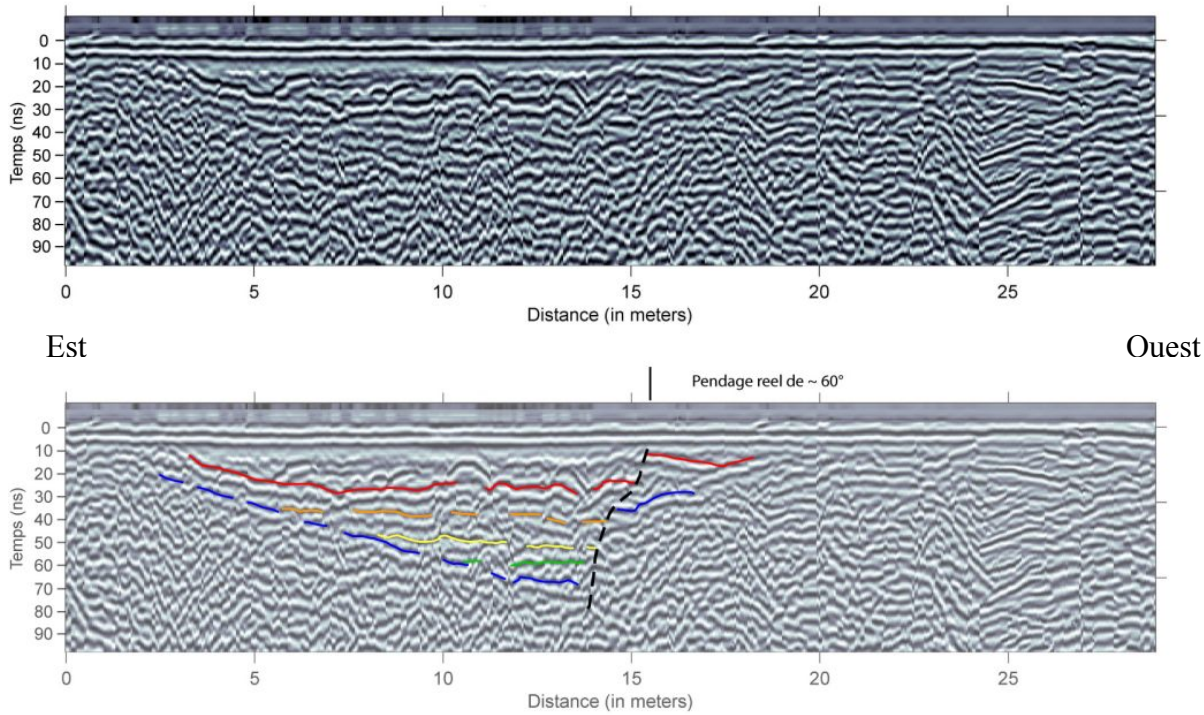


Figure 57 - Profil 250 MHz avec AGC en haut et interprétation en bas des différents réflecteurs possibles et faille recoupant le semi-graben. En rouge est indiquée la base de la tourbière, et en bleu le fond du semi-graben qui est le toit du gneiss. Le pendage réel de la faille est de ~60°.

La succession de ces différentes interfaces montre des phases de réflexion identique, donc de propriétés électromagnétiques presque équivalentes est-elle réelle ? Une possibilité est d'entreprendre des modélisations de signal synthétique GPR à l'aide du programme en différences finies développé par Girard (2002) afin de déterminer la profondeur et la variation de permittivité d'une interface (niveau) à une autre.

- <u>Modélisation des profils géoradar</u>

La modélisation a été effectuée par Olivier Loeffler dans le cadre de sa thèse (2005), et je résume en quelques lignes les résultats de notre collaboration. Nous avons décidé d'établir le modèle présenté par la figure 58b à partir des figures précédentes.

Chaque couleur correspond à un milieu aux propriétés bien définies. Le noir par exemple est le granite-gneiss et le bleu la partie superficielle de la tourbière. Ainsi, en modélisant les hyperboles de diffraction, nous pouvons calculer la vitesse de propagation et

donc obtenir une permittivité $\kappa_t = 70$, ce qui est une valeur possible pour une vraie tourbière (Schön, 1996) et cohérente avec des mesures en laboratoire effectuées sur des échantillons de tourbière (Kellner et Lundin, 2001). Pour le gneiss, nous utilisons une permittivité $\kappa_{gneiss} = 8,5$ (Telford *et al.*, 1990).

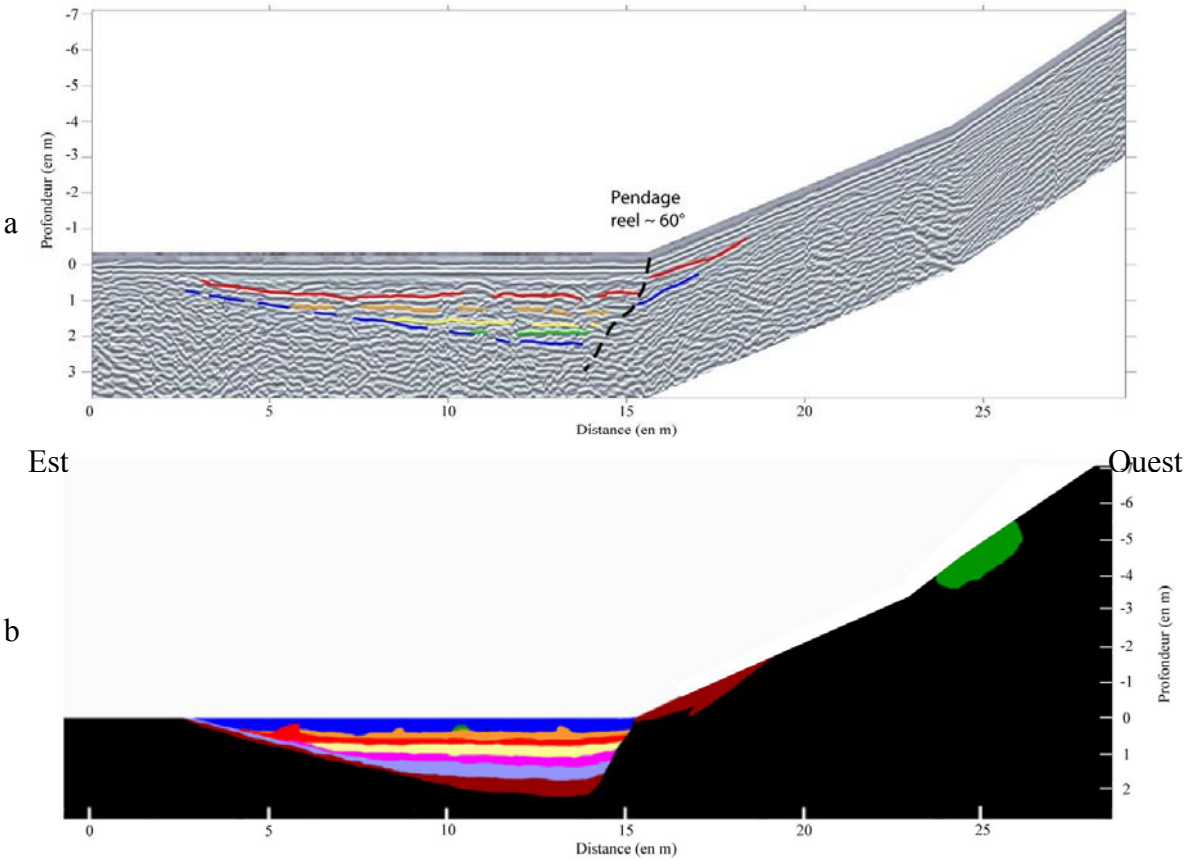


Figure 58 - (a) Correction topographique appliquée à la figure 57 avec interprétation à l'échelle 1:1. (b) Modèle utilisé pour représenter au mieux les données et les interprétations obtenues en (a) en vue de générer un radargramme synthétique (Figure 59 suivante).

Nous observons un rejet maximum le long du plan de faille au centre de la figure 58, de 2 ± 0,5 m.

Nous avons également tenu compte d'une teneur en eau plus faible et une compression des couches plus importantes au fur et à mesure que la profondeur augmentait.

Les résultats de la modélisation sont montrés sur la figure 59 et comparés aux données réelles en 250 MHz avec AGC. Nous voyons que la succession des interfaces est peu visible, même si nous voyons la base de la tourbière, les hyperboles de la figure 56.

Les phases des réflexions sont identiques, ce qui montre que la variation des paramètres électromagnétiques choisie est bonne (la permittivité κ baisse d'une couche à l'autre). L'amplitude de la dernière interface est un peu trop marquée, nous pouvons considérer que les propriétés physiques entre les deux dernières couches sont plus proches que celles modélisées.

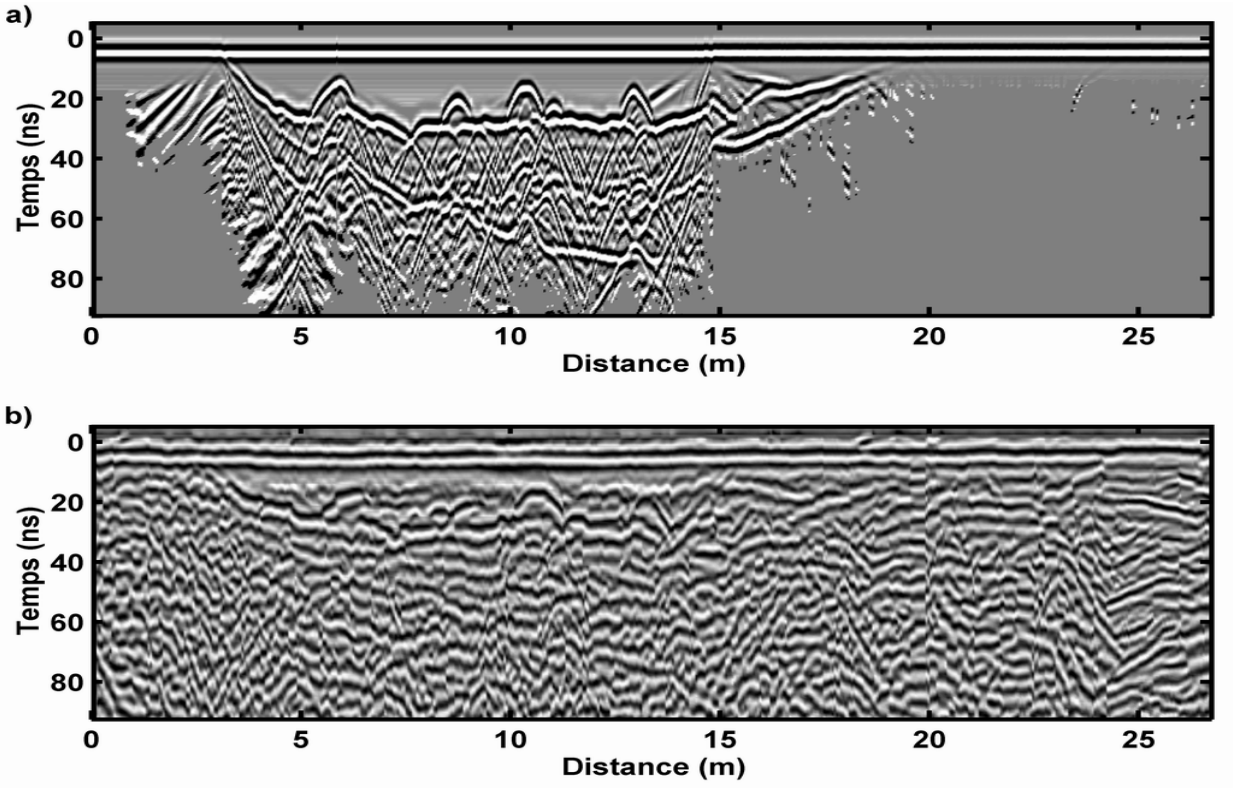


Figure 59 - Comparaison entre le profil a) modélisé et b) réel avec une antenne 250 MHz et après application d'une amplification par AGC d'après Loefffler (2005).

Nous pouvons ainsi déterminer la présence d'une succession de couches dans la tourbière dont la permittivité (ainsi que la conductivité et la porosité secondairement) baisse quand la profondeur augmente. La profondeur de zone superficielle humide de la tourbière serait faible (moins de 20 cm en moyenne) et la couche la plus profonde atteindrait ~2,5 m de profondeur au point le plus bas. Les couches sont faiblement inclinées vers le miroir de faille vers l'ouest, ce qui permet de laisser penser à un enfoncement progressif de la tourbière du côté de la paroi, et donc probablement l'existence d'une faille active à cet endroit.

2) Observations et résultats au niveau de la zone blanche striée

En vue d'imager la zone de contact indiquée par la zone blanche où des stries fraîches sont observées (Figure 51), nous avons décidé de faire un profil géoradar haute résolution avec une antenne Ramac blindée de 250 MHz. Vu la pente à cet endroit de l'affleurement (45°), nous avons dû mettre en place un système de rappels (couramment utilisé en escalade) pour protéger les hommes et le matériel (Figure 60). Malheureusement, la présence de rhododendrons et de conditions météorologiques défavorables, ne nous a pas permis de faire toutes les mesures souhaitées.



Figure 60 - Procédé mis en œuvre pour réaliser le profil géoradar au niveau de la zone de stries "fraîches" (vue vers le nord-est).

Le radargramme présenté sur la figure 61 a été obtenu après un filtre de base (dewow), un gain avec la profondeur pour augmenter la visibilité des faibles amplitudes enregistrées plus tardivement, un filtre passe bande et un lissage (moyenne des valeurs sur 5 échantillons) pour améliorer le rapport signal sur bruit.

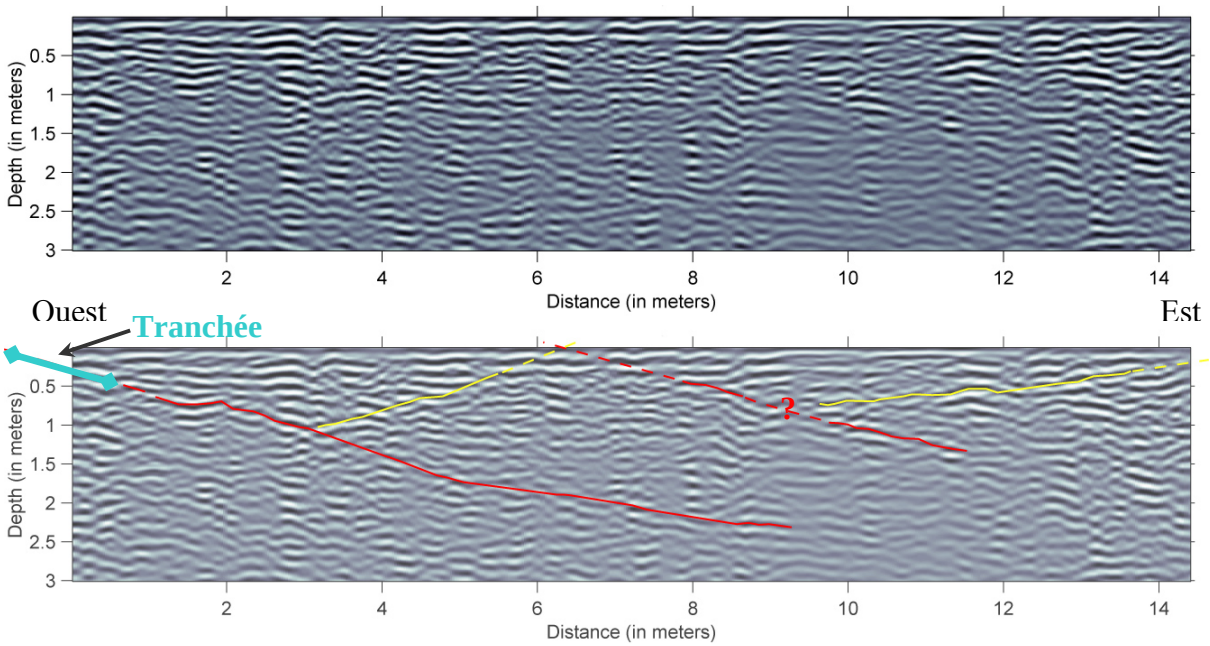


Figure 61 - Radargramme obtenu au niveau de la figure 60 avec l'original en haut et l'interprété en bas (échelle 1:1, la surface est inclinée de 45° en vrai). En surligné rouge, l'interface considérée comme le plan de faille et la roche granitique pentée de 20° sur ce profil mais 65° en vrai. Le profil commence à une distance de 1 m du plan de faille. La prolongation en surface correspond à la zone de contact entre les éboulis en surface et le plan de faille.

A partir du radargramme obtenu, nous constatons que le miroir de faille continue sous les éboulis avec le même pendage jusqu'à une profondeur de 2,5 m (Figure 62). L'angle entre la surface et l'interface est de 20° en moyenne. Sachant que la surface est pentée de 45° en moyenne, nous pouvons conclure que le pendage moyen de l'interface est 65°. Cette valeur est proche de celle trouvée par la méthode des profils topographiques (71°, Figure 53). Nous remarquons une seconde interface parallèle à la première coupant la surface, par projection, à 7 m du début du profil. En jaune, est surligné la possibilité d'observer le toit du gneiss formant ainsi des petits coins ("*wedge*") de remplissage.

Une possible interprétation de ce radargramme est l'existence d'une faille majeure (en début ouest de profil) avec un glissement de 4 m environ et une possible faille mineure en milieu de profil. Entre ces deux failles, nous voyons l'existence d'une zone de remplissage limitée par le trait jaune, où les dépôts sont parallèles à la surface. Vers 3 m de profil et à 1 m de la surface nous aurions le contact entre le granite et le gneiss si nous considérons que la faille ouest principale.

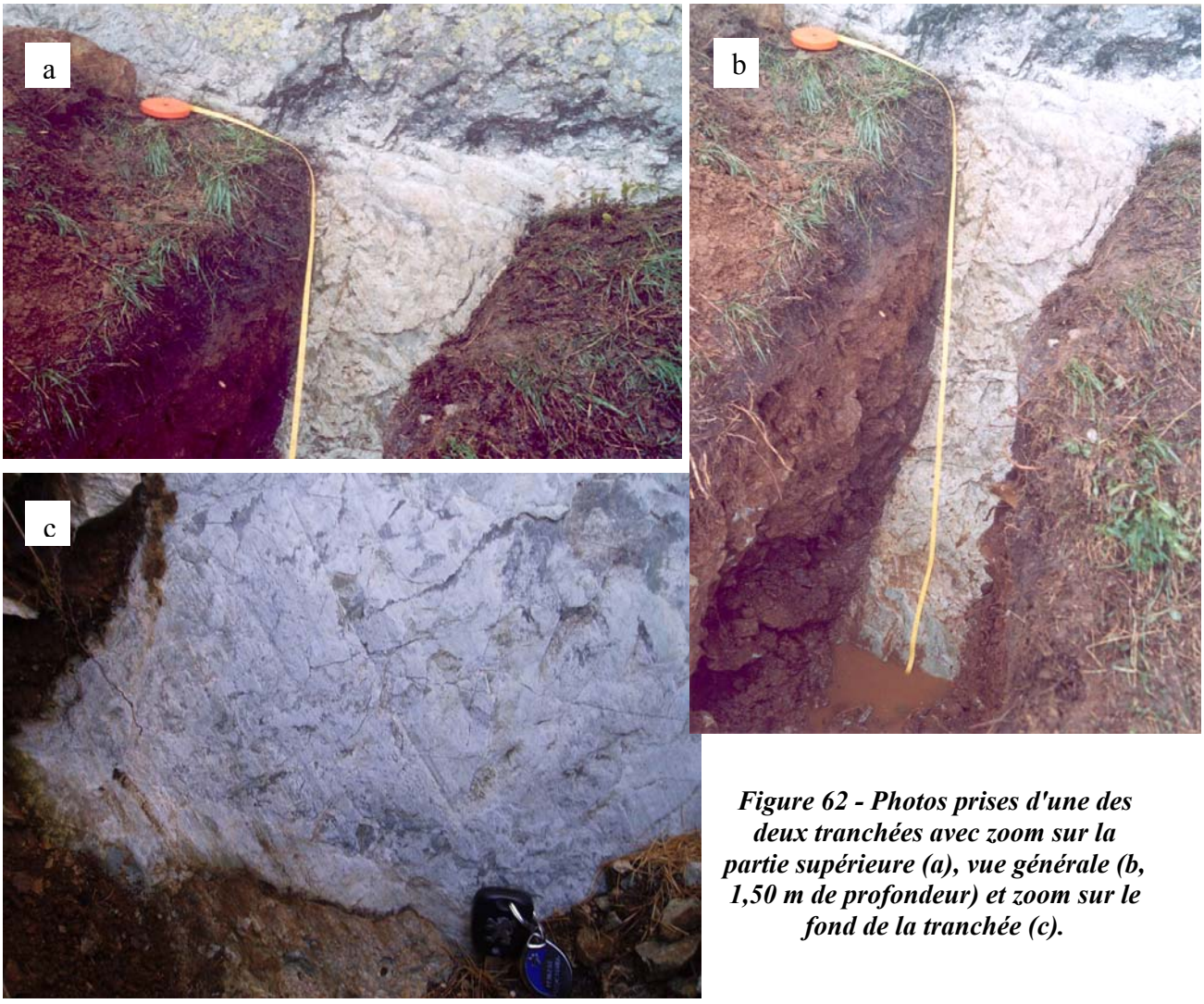


Figure 62 - Photos prises d'une des deux tranchées avec zoom sur la partie supérieure (a), vue générale (b, 1,50 m de profondeur) et zoom sur le fond de la tranchée (c).

Pour contraindre l'analyse du profil radar, nous avons creusé de part et d'autre du profil deux minis-tranchées (Figure 62).

Sur 1,5 m de profondeur, les éboulis enlevés sont des blocs de plusieurs centimètres à dizaines de centimètres de diamètre. Il existe une zone humide contre la paroi comme nous pouvons le voir sur les photos des figures 62a et b (zone brune foncée contre la paroi). Si nous regardons le fond de la tranchée, nous remarquons toujours la présence de ces stries de même orientation que celles qui affleurent (Figure 62c). La partie de l'escarpement fraîchement excavée est en tout point semblable à celle observée en surface, ce qui confirme sa mise à l'affleurement récemment et l'interprétation du profil géoradar d'un plan de faille se prolongeant en profondeur avec le même pendage. Est-il possible que la zone blanche striée de 20-30 cm de haut ait été exhumée lors des 2 séismes de 1905 ? Ou est-ce antérieur (tassement du talus, glissement lent) ?

D. Contraintes d'âge et Discussion sur l'activité Holocène de la faille de la Remuaz

1) Recherche d'une contrainte d'âge sur les structures observées

Nous avons observé la présence d'une activité glaciaire assez importante marquée par des stries, et des roches moutonnées. A partir de différents travaux menés dans les lacs alpins, la fin de la déglaciation dans les vallées a eu lieu vers 13 000 BP (Chapron, 1999). Mais cette date est assez approximative et pourra être confirmée lorsque les échantillons de quartz prélevés à proximité du Golliet seront datés par méthode cosmogénique.

2) Discussion sur l'activité récente de cette faille

Avec les données recueillies, diverses questions peuvent être discutées. Quelle est l'origine du semi-graben : tectonique ou glaciaire ? Quelle est la nature des stries observées sur cette bande blanche en pied de paroi qui se continue en profondeur ? Enfin, la zone de travail est dans la zone épicentrale des deux séismes de 1905, dont nous avons présenté des travaux, dans la partie précédente. La question principale est de savoir si le séisme du mois d'avril 1905 a eu lieu sur cette faille. Si cette zone est active, quelle est l'activité, le taux de récurrence entre chaque séisme et combien de séismes ont été produits depuis la dernière déglaciation ?

- Origine du semi-graben

A partir des données de géoradar, nous avons obtenu l'image d'un fond de tourbière dissymétrique, avec un approfondissement côté faille. Nous pouvons ainsi imaginer la mise en place d'un semi-graben liée à l'activité d'une faille normale à pendage vers le sud-est. A chaque événement, le bloc gneissique de gauche sur la figure 49 (bloc SE) s'affaisse et bascule par le jeu du plan de faille normale indiqué en noir pointillé sur la figure 57. Si nous appliquons la correction topographique aux données géoradar, nous voyons que le décalage vertical est de 20 cm au moins pour la zone hulide de surface, et de près de 1,5 mètre pour le toit de la roche saine, soit un glissement de ~2 m sur le plan de faille.

- Origine des stries au niveau de la bande blanche

Les stries observées résultent du déplacement du bloc gneissique à l'est vers le bas par rapport au bloc granitique à l'ouest. Ces stries sont visibles sur une quarantaine de mètres de long en surface. Avec les deux tranchées et le profil radar nous remarquons que cette bande blanche se prolonge en profondeur avec la même couleur de roches et même direction de stries. Ces stries ont une orientation différente des stries glaciaires qui indiquaient un écoulement du glacier vers la vallée de Vallorcine. Ces stries sont post-glaciaires puisqu'elles ne sont pas effacées ou surimprimées par le glacier. En outre, ces stries ont une direction différente de la pente topographique, ce qui suggère plutôt des mouvements dus à la tectonique qu'à des mouvements gravitaires.

- Activité Holocène de la faille de la Remuaz

En tenant compte des observations géomorphologiques, des différents profils géoradars et de l'âge probable de la base de l'escarpement, nous pouvons essayer de contraindre un scénario sismique. Si la faille de la Remuaz est aussi longue que le contact cisaillant géologique, elle pourrait avoir une longueur de 8 à 10 km (carte géologique de Chamonix au 1:50000 de Ayrton *et al.*, 1987). Cette faille est susceptible d'être reliée au chevauchement basal (Figure 44 - coupe de Masson *et al.*) soit à une profondeur de 10 km environ. La surface du plan de faille serait donc de 100 km² si nous considérons un plan vertical. Toutefois si nous gardons le pendage de 70°, la surface de la faille est de 106 km².

En prenant la relation de Wells et Coppersmith (1994) pour une faille normale $M_W = a + b \times \log_{10}(L \times W)$ avec a=4,86 et b=1,32, nous obtenons une magnitude de

moment de 6,0. A partir de cette valeur de magnitude, nous pouvons en déduire la valeur maximale de déplacement co-sismique et la valeur moyenne. Nous prenons la relation $\log(MD) = a + b \times M_W$, avec *a*=-5,90 et *b*=0,89, soit un déplacement maximal (*MD*) de 0,27m dans notre cas, et la relation $\log(AD) = a + b \times M_W$, avec *a*=-4,45 et *b*=0,63, soit un déplacement moyen (*AD*) de 0,21 m. Si nous prenons des coefficients pour une faille purement décrochante, nous obtenons des MD=0,14 m et AD=0,12 m.

Si nous faisons l'hypothèse que les stries observées dans les tranchées et confirmées par géoradar sont visibles sur au moins 4 m environ dans la partie ouest du profil et qu'elles sont post-glaciaires, cela fait une vitesse de glissement moyen de 4±0,5/13000 = 0,31±0,04 mm/an. Si ces stries sont dues à un mouvement du Massif des Aiguilles Rouges de manière asismique, donc non tectonique, nous pourrions peut-être observer ce glissement avec les méthodes de géodésie actuelle. Une réponse à cette interrogation serait d'instrumenter à l'aide de balises GPS ou bien de suivre la déformation par interférométrie radar (InSAR) la zone de part et d'autre de la Faille de la Remuaz.

Nous avons mesuré un glissement suivant N020 70SE / 70NE. Nous pouvons dire qu'à 78% la faille est normale avec une composante décrochante sénestre à 22%. Si, nous tenons compte de ces pourcentages dans les valeurs de déplacement trouvées précédemment, nous obtenons un déplacement moyen de 0,19 m et un déplacement maximal de 0,24 m pour un événement de magnitude M_W=6. Avec la vitesse de 0,31 (±0,04) mm/an nous obtenons un tremblement de terre de magnitude 6 tous les 613 (-70/+90) ans dans le cas du déplacement moyen. Si nous considérons que la zone de stries visible est la zone de déplacement maximal, nous obtenons une récurrence de séisme de magnitude 6 tous les 774 (-88/+115) ans (Tableau 24).

Pour faire l'hypothèse d'une rupture de faille plus petite prenons la magnitude M_W de 5,5 obtenue pour le séisme de 1905 à partir du sismogramme de Goettingen et un mécanisme au foyer correspondant aux stries observées. Cela correspond à une surface de faille de 41,5 km². Nous obtenons un déplacement moyen de 9 cm, soit un taux de récurrence de 290 (-33/+43) ans (Tableau 24).

Malheureusement nous n'avons pas de données en sismicité historique pour prouver une telle activité, ce qui serait imaginable si le tremblement de terre précédent celui de 1905 avait eu lieu vers 1615 (date théorique d'un séisme précédent de magnitude M_W=5,5).

	AD - Déplacement moyen (m)	Récurrence en années (vit=0,31 mm/an)	Incertitudes sur la récurrence (ans)
M_W=6	0,19	613	-70/+90
M_W=5,5	0,09	290	-33/+43

	MD - Déplacement maximum (m)	Récurrence en années (vit=0,31 mm/an)	Incertitudes sur la récurrence (ans)
M_W=6	0,24	774	-88/+115
M_W=5,5	0,09	290	-33/+43

Tableau 24 - Valeurs de récurrence pour une magnitude donnée (M_W=6 et 5,5) pour un déplacement moyen (haut) et un déplacement maximal (bas) à partir des lois empiriques de Wells et Coppersmith (1994) pour la Faille de la Remuaz normale sénestre.

Nous pouvons conclure que ces vitesses de glissement, ces taux de récurrence sont plausibles avec l'existence d'une faille active lente dont le dernier tremblement de terre majeur serait celui du 29 avril 1905 avec la réplique du 13 août 1905. Nous devons enfin noter qu'il existe toujours une incertitude sur la nature tectonique de cette faille du fait des difficultés à identifier une faille tectonique en montagne et en zone à déformation lente, comptes tenus des effets gravitaires et post-glaciaires pouvant perturber un signal d'origine purement tectonique. Le faisceau de faits rassemblés ici nous paraît en tout cas suffisamment convergeant pour considérer comme très plausible l'hypothèse d'une activité tectonique de la faille de la Remuaz avec le cycle sismique élaboré ci-dessus et l'association d'un mouvement de cette faille avec le séisme de 1905.

Chapitre 4 : Le séisme de Zemmouri du 21 Mai 2003 (Algérie) : ses conséquences tectoniques

I. Contexte tectonique et premiers résultats sur cet événement (Ayadi *et al.*, 2003 EOS)

Dix jours après le séisme du 21 mai 2003, je suis allé sur le terrain avec Mustapha Meghraoui et Michel Frogneux pour aider nos collègues du CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique d'Alger). Il a été décidé de mener une enquête macrosismique en utilisant l'échelle européenne macrosismique EMS-98, avec la collaboration de Christophe Sira du BCSF. En outre, suite à cet événement, un soulèvement côtier a été observé le long de la zone épicentrale, et un tsunami engendré au niveau des îles Baléares (Espagne). Avec Saïd Maouche du CRAAG, nous avons passé une semaine à sonder la population pour nous décrire l'effet de retrait de la mer, et les variations du niveau de la mer.

Un article de décembre 2003 a été publié dans le journal l'EOS (Ayadi *et al.*, 2003), qui donne les premières indications sur ce séisme.

Strong Algerian Earthquake Strikes Near Capital City

PAGES 561, 568

On 21 May 2003, a damaging earthquake of M_w 6.8 struck the region of Boumerdes 40 km east of Algiers in northern Algeria (Figure 1). The main shock, which lasted ~36–40 s, had devastating effects and claimed about 2300 victims, caused more than 11,450 injuries, and left about 200,000 people homeless. It destroyed and seriously damaged around 180,000 housing units and 6000 public buildings with losses estimated at $5 billion. The main shock was widely felt within a radius of ~ 400 km in Algeria. To the north, the earthquake was felt in southeastern Spain, including the Balearic Islands, and also in Sardinia and in southern France.

The main shock location, which was calculated at 36.91°N, 3.58°E (15 km offshore of Zemmouri; Figure 1), and the local magnitude (M_d 6.4) are from seismic records of local stations. International seismological centers obtained M_w 6.8 (NEIC) with a thrust focal mechanism solution and 1.83 x 10^{26} dyne.cm for the seismic moment. A sequence of aftershocks affected the epicentral area with two strong shocks reaching M_w 5.8 on 27 and 29 May 2003. Field investigations allowed us to assign a maximum intensity X (European Macroseismic Scale 98) and to report rockfalls, minor surface cracks, and liquefaction phenomena. The main shock was not associated with inland surface faulting, but one of the most striking coseismic effects is the coastal uplift and the backwash along the littoral of the Mitidja basin.

The Zemmouri earthquake is among the largest recorded events in North Africa. The heavy damage and death toll can be explained by the large magnitude, the poor quality of the constructions, and site amplification effects.

By A. Ayadi, S. Maouche, A. Harbi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, F. Oussadou, A. Mahsas, D. Benouar, A. Heddar, Y. Rouchiche, A. Kherroubi, M. Frogneux, K. Lammali, F. Benhamouda, A. Sebai, S. Bourouis, P.J. Alasset, A. Aoudia, Z. Cakir, M. Merahi, O. Nouar, A. Yelles, A. Bellik, P. Briole, O. Charade, F. Thouvenot, F. Semane, A. Ferkoul, A. Deramchi, and S. A. Haned

Seismicity and Neotectonic Setting

Northern Algeria experienced several disastrous earthquakes in the past: in Algiers on 2 January 1365 and 3 February 1716, with peak Modified Mercalli Intensity I_o=X; in Oran on 9 October 1790 I_o=X; in Blida on 2 March 1825 I_o=X; in Mouzaia on 2 January 1867 I_o=IX; in El Asnam on 10 October 1980 M_s 7.3; in Oued Djer on 31 October 1988 M_d 5.6; in Mont Chenoua on 29 October 1989 M_s 6.0; and in Ain Benian on 4 September 1996 M_d 5.3 [*Rothé*, 1950; *Ambraseys and Vogt*, 1988; *Meghraoui*, 1991; *Benouar*, 1994; *Mokrane et al.*, 1994; *Maouche et al.*, 1998; and *Harbi et al.*, 2003]. The active faulting and occurrence of past earthquakes indicate that the Algiers region is an active zone with significant seismic potential (Figure 1).

The Mitidja basin is part of the Tell Atlas, an east-northeast-trending, fold-and-thrust belt along the plate boundary in North Africa. The Quaternary tectonics, reverse faulting, and related north-northwest-south-southeast compression movements are consistent with thrust focal mechanisms of recent earthquakes that result from the 5–6 mm/yr of convergence of Africa toward Eurasia [*Argus et al.*, 1989]. The Tell Atlas may accommodate 2–3 mm/yr of shortening along the main thrust system of the plate boundary zone [*Meghraoui and Doumaz*, 1996]. The Mitidja basin is bounded to the south by the Blida fold-and-thrust system, which corresponds to imbricated southeast-dipping thrust sheets. The northern side of the flat basin is limited by the Sahel active fold parallel to the coast. The fold scarp is probably related to a hidden reverse fault where the westernmost section produced the Mont Chenoua earthquake in 1989 [*Meghraoui*, 1991] (Figure 1).

Surface and Macroseismic Effects

Ground deformations with rock falls, landslides, and liquefaction were observed between Bordj El Bahri and Dellys and mapped soon after the mainshock, the zone of maximum damage. Minor cracks, fissures, and small landslides are distributed parallel to the coastal cliff along a 10 km distance. Various geological and hydrological effects were also observed: altered flow of springs, modified water level in wells, liquefaction, and extrusion of sand and sliding of river banks between Algiers and Dellys (see Figure 2). The uplift of individual rocks in the sea and emergence of algae level measured in different places along the coast, with a maximum of 0.80 m between Boumerdes and Zemmouri El Bahri, suggest a vertical deformation with possible fault emergence a few kilometers offshore.

Macroseismic effects: The earthquake of 21 May generated severe damage in areas and cities and villages located along the coast between Algiers and Tigzirt, and further south to Bordj Menaiel (Figure 1). Many modern structures suffered "pancake" collapse in which hundreds of people perished. The Zemmouri village was almost completely razed, while other, nearby localities were severely damaged. We attributed an intensity X (European Macroseismic Scale 98) to the area between Dellys and Bordj El Bahri. Isoseismals of intensity X are localized (see Figure 1) and can be interpreted as probably due to the nature of the seismic source, wave path, and shallow depth, and the characteristics of the subsoil—which is generally clay and alluvial deposits—and to the poorly engineered recent building stock.

The main shock of 21 May triggered a tsunami with damaging waves of 1–3 m amplitude along the southern coasts of the Balearic Islands. (Press reports described several hundred damaged vessels in harbors.) In the epicentral area, several witnesses observed that, "the sea retired along the coast for about 200 m during

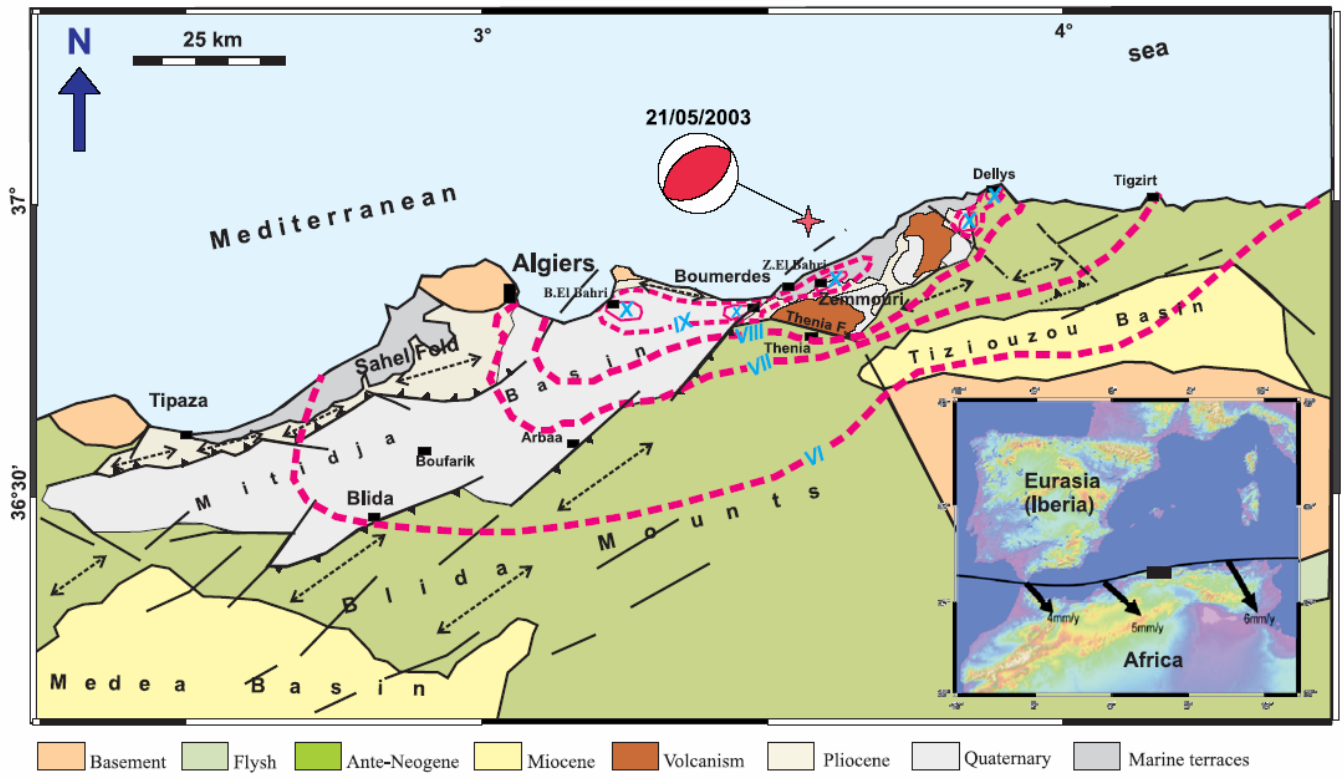


Fig. 1. Isoseismals of the Zemmouri earthquake (I_o=X, red dashed lines) and the geological and tectonic background of the epicentral area [Meghraoui, 1991]. The Mitidja basin is bounded by thrust fault systems consistent with the focal mechanism solution of the mainshock (ETH Zürich).

the main shock," a phenomenon probably related to the vertical uplift observed along the coastline. On the other hand, undersea telephone cables were cut at ~45 km offshore from the epicentral area and disturbed the telecommunications link between Europe and several other countries in Asia and the Middle East. This suggests the occurrence of major undersea landslides and turbidite deposits.

Seismological and Geodetic Surveys

A temporary network of 18 three-component, short-period seismic stations and 13 accelerometers was installed soon after the main shock in the epicentral area. In addition, four ocean bottom seismometer stations were installed offshore, and two of them are still in operation. Four stations from the permanent Algerian Telemetred Seismological Network (ATSN) were also used to monitor aftershocks (Figure 3). The aftershock distribution from 21 May to 10 June 2003 is oblique to the coast and shows a northeast-southwest-elongated swarm about 100 km long and 40 km wide. The events were located using an average model with a two-layer crust over a Moho at 30 km depth (V_p = 5.5 km/s to 12 km depth, 6.5 km/s at greater depth, and 8 km/s for the lower layer). Errors range between 0.09 and 0.5 s for rms and as low as 5.5 km in vertical location. Most of the aftershocks are located offshore, but the southwestern part of the rupture zone overlaps the continent by 10–20 km (Figure 3). The aftershock elongation and northeast-southwest-striking reverse faulting mechanisms of the main events (Figures 1 and 3) suggest that the earthquake ruptured the offshore continuation of the Blida thrust and fold system.

A Global Positioning System (GPS) network was deployed three days after the main shock to measure co-seismic and post-seismic deformation. The first survey consists of six dual-frequency GPS receivers with antennas installed on tripods. Network densification is planned with an extension to the east and to the south of the epicentral area. The second network, located southwest of the faulted area, consists of seven dual-frequency GPS receivers that had been previously measured in July 2002 and February 2003 to monitor the presumably active Thenia fault. Furthermore, a campaign of precise leveling is in progress across the epicentral area and will be compared to the 1984 campaign.

Seismotectonics and Seismic Hazard Implications

The earthquake that struck the Zemmouri-Boumerdes region is among the largest seismic events recorded in northern Algeria. The seismic parameters and inferred surface rupture can be compared with the El Asnam earthquake [*King and Vita-Finzi*, 1981; *Ouyed et al.*, 1981]; they suggest a thrust fault that is probably located a few kilometers offshore. Several important observations were made. Except for ground features such as hydrological effects, liquefaction phenomena, landslides, and rock falls, no significant surface ruptures were observed inland. Aftershocks are elongated in a northeast-southwest direction oblique to the coastline, and a coastal uplift was observed with an average 0.5 m of vertical movement between Boumerdes and Zemmouri El Bahri. The offshore continuation of the Blida reverse fault system may likely be at the origin of the 21 May earthquake.

The Zemmouri earthquake generated 0.58 g and 0.34 g of maximum acceleration recorded at ~20 and 60 km from the epicenter, respectively. The observed maximum acceleration was fairly well predicted by the seismic hazard evaluation in the Algiers region by *Aoudia et al.* [2000]. For structures with a 0.25 s (4 Hz) period of vibration in the epicentral area, constructions should have been designed for an acceleration of 0.6 g [*Naili and Benouar*, 2000]. Unfortunately, the Zemmouri earthquake had an average frequency of 4 Hz and caused the phenomena of resonance for all of the structures in the range of 2–4 stories.

Acknowledgments

The immediate field intervention was made possible with the contribution of the technical group of the Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG, Algiers): A. Aoulaiche, A. Meghnine, K. Lalmi, A. Benamrouche, A. Haddadi, A. Gabriout, M. Ayache, K. Melki, T. Allili, and D. Mati. We thank EOST-IPG (UMR 7516) Strasbourg, ICTP Trieste (Directorate,



Fig. 2. Surface effects and damage in the epicentral area are shown. No surface faulting was visible inland. Photos: Upper left, coastal uplift (average 0.5 m) marked by the intertidal zone (white band); upper right, liquefaction features (sand blows); lower left, "pancake" building collapse; lower right, secondary surface cracks.

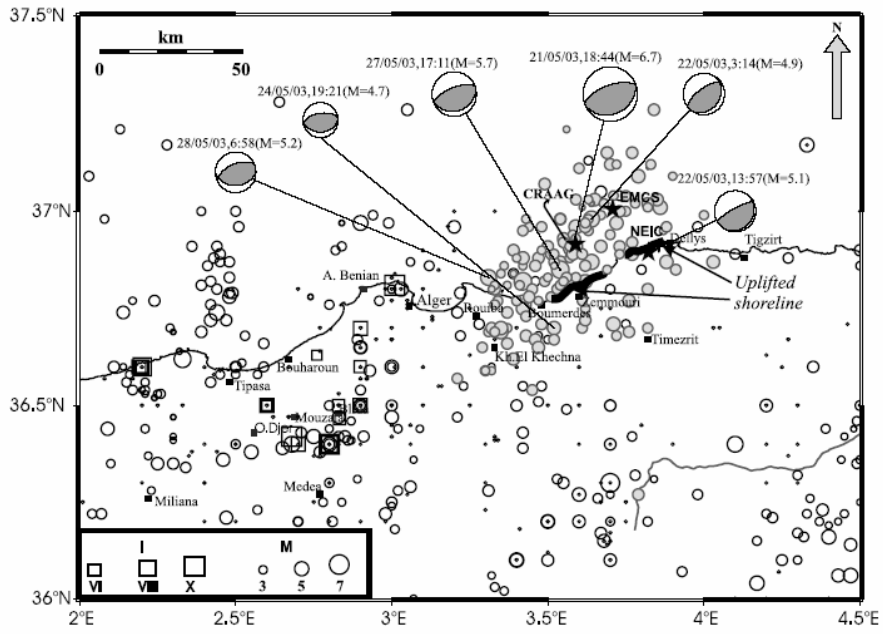


Fig. 3. Aftershock distribution (gray circles, M>2) from 21 May to 10 June 2003. Open squares show historical seismicity since 1365; open circles show instrumental seismicity since 1900. Stars are mainshock locations of the 21 May 2003 seismic event (M_w 6.8) based on information from seismological centers. Focal mechanism solutions are CMT (Harvard) showing thrust faulting consistent with field observations and uplifted coastline.

OEA, SAND), IPG Paris, GFZ Potsdam, LGIT Grenoble, BCSF Strasbourg, Universitè de Nice, Purdue University, and INSU-France for their support and contributions. Scientific teams from France were supported by INSU. Also see the INSU Web site at http://eost.u-strasbg.fr/insu/ seisme_algerie.html.

References

Ambraseys, N. N., and J. Vogt, Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *European Earthq. Eng.*, *3*, 16–29, 1988.

Aoudia, A., F. Vaccari, P. Suhadolc, and M. Meghraoui, Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *J. Seismol.*, *4*, 79–88, 2000.

Argus D. F, R. G. Gordon, C. Demets, and S. Stein, Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. Geophys. Res.*, *94*, 5585–5602, 1989.

Benouar, D., Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, *Ann. Geofis.*, *37*, pp. 356, 1994.

Harbi, A., S. Maouche, A. Ayadi, D. Benouar, G. F. Panza, and H. Benhallou, Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings, *Pageoph*, *161*, in press.

King, G., and C. Vita Finzi, Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980, *Nature*, *292*, 22–26, 1981.

Maouche, S. D., A. Benouar, H. Harbi, and H. Benhallou, The Algiers (Algeria) earthquake of 4 September 1996, *Europ. Earthq. Eng. J.*, *XII, N. 1*, 50–55, 1998.

Meghraoui, M., Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova*, *3*, 84–93, 1991.

Meghraoui, M., and F. Doumaz, Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, *101*, 17617–17644, 1996.

Mokrane A., A. Ait Messaoud, A. Sebai, A. Ayadi, M. Bezzeghoud, and H. Benhallou, Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, edited by Centre de Recherche en Astronomie, 277 pp., Astrophysique et Géophysique, Algiers, 1994.

Naili, M., and D. Benouar, Influence of attenuation models on seismic hazard assessment in Algiers, *Europ. Earth. Eng. J.*, *1*, 40–47, 2000.

Ouyed, M., et al., Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature*, *292*, 26–31, 1981.

Rothé J. P., Les séismes de Kherrata et la séismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie, 4ème Série Géophysique, N. 3*, 45 pp., 1950.

Author Information

A. Ayadi, S. Maouche, A. Harbi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, F. Oussadou, A. Mahsas, D. Benouar, A. Heddar, Y. Rouchiche, A. Kherroubi, M. Frogneux, K. Lammali, F. Benhamouda, A. Sebaï, S. Bourouis, P. J. Alasset, A. Aoudia, Z. Cakir, M. Merahi, O. Nouar, A. Yelles, A. Bellik, P. Briole, O. Charade, F. Thouvenot, F. Semane, A. Ferkoul, A. Deramchi, and S. A. Haned

For additional information, contact A. Ayadi, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria; E-mail: ayadi@ictp.trieste.it

II. Première conséquence de ce séisme : le soulèvement côtier (Meghraoui *et al.*, 2004 GRL)

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans G.R.L. en 2004.

Coastal uplift and thrust faulting associated with the M_w = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003

M. Meghraoui,[1] S. Maouche,[2] B. Chemaa,[3] Z. Cakir,[1] A. Aoudia,[4] A. Harbi,[2,4] P.-J. Alasset,[1] A. Ayadi,[2,4] Y. Bouhadad,[5] and F. Benhamouda[3]

Received 6 May 2004; revised 20 July 2004; accepted 1 September 2004; published 8 October 2004.

[1] A shoreline uplift marked by a continuous white band visible at rocky headlands occurred during the 21 May 2003 earthquake (Mw 6.8) in northern Algeria. We measured the amount of coastal uplift on a white band (emerged algae) and harbors quays between Boumerdes and Dellys. Most of measured points were collected using tape and differential GPS on rocky headlands with $\sigma \pm 0.15$ m error bar (tidal prism). Leveling lines running parallel and orthogonal to the coast also provide the precise amount of uplift in the epicentral area. The uplift distribution shows an average 0.55 m along the shoreline with a maximum 0.75 m east of Boumerdes and a minimum close to 0 near Cap Djinet. The active deformation related to a thrust fault is modeled along the ~55 km coastline. The dislocation model predicts surface slip on a N 54°E trending reverse fault, dipping 50° SE in agreement with CMT solution and coastal uplift. The faulting characteristics imply a fault geometry with possible sea bottom ruptures between 5 to 10 km offshore. *INDEX TERMS:* 1206 Geodesy and Gravity: Crustal movements—interplate (8155); 7230 Seismology: Seismicity and seismotectonics; 8107 Tectonophysics: Continental neotectonics; 8150 Tectonophysics: Plate boundary—general (3040). **Citation:** Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad, and F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the M_w = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.

1. Introduction

[2] Coastal tectonics related to thrust faulting imply uplifted and tilted tectonic blocks visible on marine and alluvial terraces. The Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8) that occurred along the coast, east of the city of Algiers, is the largest felt since the 3 February 1716 (I = X [*Rothé*, 1950; *Ayadi et al.*, 2003]) (Figure 1). The seismicity in northern Algeria results from the ~6 mm/yr. NNW-SSE trending plate convergence of Africa towards Eurasia [*DeMets et al.*, 1990]. The focal mechanisms (Harvard CMT) of recent earthquakes display consistent NE-SW trending thrust faulting across the Tell Atlas (Figure 1). The active deformation and related thrust faulting system along the plate boundary in North Africa are, however, poorly known.

[3] The Zemmouri mainshock has been relocated at 36.83N, 3.65E with 10 km hypocentral depth and the aftershock study indicates a ~40°–50° south dipping fault plane [*Bounif et al.*, 2004] (Figure 1). From the analysis of teleseismic waveforms, the earthquake rupture lasted 17 sec. and shows a thrust faulting mechanism with a seismic moment of $2.86\ 10^{19}$ N-m [*Delouis et al.*, 2004]. The earthquake is hence related to a thrust rupture that likely corresponds inland to the southern limit of the Mitidja basin formed by the Blida thrust and fold system (Figure 1). The mainshock coastal location and earthquake characteristics imply a significant surface deformation that may constrain physical fault dimension and related location at sea bottom rupture.

[4] In this paper, the seismotectonic characteristics of the Zemmouri earthquake constrains the fault dimensions and infers a coseismic sea bottom rupture a few km offshore. The measured coseismic shoreline changes of emerged algae are combined with GPS and conventional leveling lines in the epicentral area (Figure 2). The surface deformation constrains the slip distribution and the inferred dislocation model and suggests two rupture patches along a planar reverse fault geometry. The geometric moment-magnitude, vertical slip distribution and local tectonic characteristics infer a fault tip with possible surface ruptures at a maximum of 10 km from the coast.

2. Seismotectonic Setting and Active Deformation

[5] The active deformation along the plate boundary in North Africa results from the transpression tectonics along the Atlas Mountains [*Morel and Meghraoui*, 1996]. The largest seismic event (10/10/1980; Ms 7.3) that was associated with the El Asnam fault-related folding exhibited a NE-SW trending 36-km-long surface rupture with a maximum 6 m of vertical deformation [*Ouyed et al.*, 1981; *King and Vita-Finzi*, 1981; *Ruegg et al.*, 1982]. More recently, the Tipasa earthquake of 29 October 1989, Mw 6.0, that occurred along the coast 70 km west of Algiers is also related to a thrust mechanism (Figure 1) [*Meghraoui*, 1991]. The NE-SW to east-west trending folds and associated active faults of the Tell Atlas, which are visible mainly in the intermontane and coastal Quaternary basins (Cheliff and Mitidja basins), result from north-south to NNW-SSE shortening movements (Figure 1) [*Meghraoui and Doumaz*, 1996]. The active deformation visible along the thrust and fold systems that form the Tell Atlas of northern Algeria may accommodate ~1–2 mm/yr

[1]UMR 7516, Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France.
[2]Centre de Recherche en Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria.
[3]Institut National de Cartographie et de Télédétection, Alger, Algeria.
[4]Abdus Salem International Center for Theoretical Physics, SAND Group, Trieste, Italy.
[5]Centre du Génie Parasismique, Algiers, Algeria.

Copyright 2004 by the American Geophysical Union.
0094-8276/04/2004GL020466$05.00

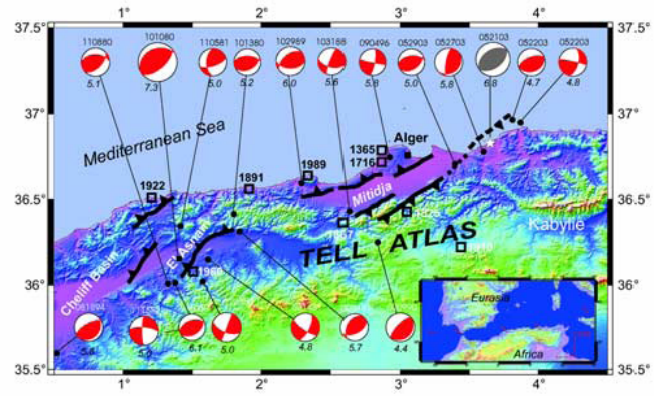


Figure 1. Seismotectonic framework of north-central Algeria [*Meghraoui*, 1988]. Focal mechanisms (Harvard CMT Zemmouri event in grey) with thrust faulting mechanism are in agreement with the Africa-Eurasia plate convergence (see inset). Historical earthquakes reflect the persistent active deformation along the Tell Atlas [*Rothé*, 1950; *Benouar*, 1994].

of shortening along the coastal mountains [*Meghraoui and Doumaz*, 1996]. Uplifted marine terraces on the Sahel anticline along the western coast of Algiers yield a minimum 0.2 mm/yr of uplift rate that can be converted into 0.4 mm/yr shortening rate across the coastal thrust-and-fold structure [*Meghraoui*, 1991]. The seismic moment tensor summation yields 1.5 mm/yr convergent movement obtained from the 20th century seismicity catalogue of Algeria [*Benouar*, 1994; *Pondrelli et al.*, 1995].

[6] The ENE-WSW trending Blida thrust-and-fold system limits the Mitidja basin to the south and delineates a sharp topographic offset (~1500 m) where Mesozoic and Cenozoic structures overthrust Neogene and Quaternary formations (Figure 1) [*Meghraoui*, 1988]. Here, folded and faulted Neogene and Quaternary units mark the NE-SW trending neotectonic structures. The earthquake fault is therefore oblique to the coastline but was poorly constrained near Boumerdes and the epicentral area. Near the coast and on the hangingwall block, folded Neogene units are overlain by flat lying and uplifted late Quaternary alluvial and marine terraces. The coastal neotectonics show a steplike morphology with up to 600-m-high flat surfaces overlying the bedrock.

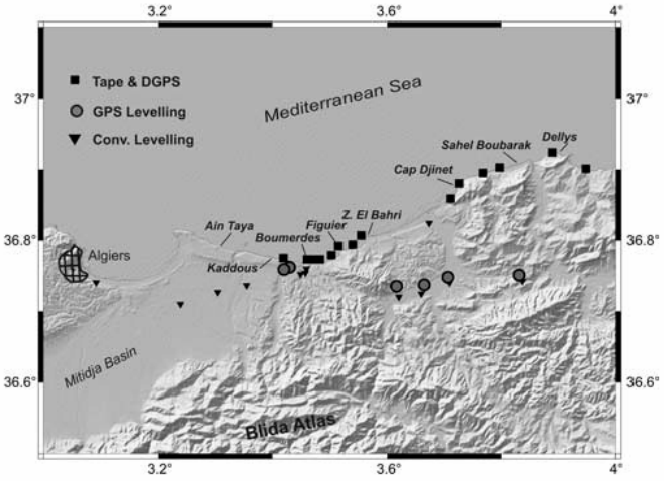


Figure 2. Coastal, leveling and GPS measurement stations distributed in the epicentral region of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake.

3. Evidence of Coastal Uplift

[7] The shoreline emergence associated to the Zemmouri earthquake exhibited immediately after the mainshock an impressive white strip visible mainly on rocky headlands. Local fishermen and inhabitants corroborate the sudden phenomenon and the uplift of sea rocks, harbor quays and related marine organisms along the coastline between Boumerdes and Dellys. The white band correspond to Rhodophytes algae and more specifically to "Coralina Elongata", a common marine organism of coastal regions of the Mediterranean Sea. The algae has a reddish-brown color when immerged and alive in the intertidal zone. The algae pigmentation color turns white (death of algae) when permanently exposed to the atmosphere after the coastal uplift. The coseismic permanent deformation affected the algae that left the white band as a distinct trace of the preseismic sea level (Figure 3). No white band trace exists west of Boumerdes and local witnesses observe that sea rocks disappeared offshore the Ain Taya region. No uplift occurred at Kaddous beach, 1.5 km west of Boumerdes city, where Roman aqueduct walls also mark the sea level. Furthermore, older wave-cut notches and uplifted shoreline terrasses that can be observed at different sites along the coast testify for repeated coseismic movements in the past (Figure 3). Similar evidence of repeated coastal uplift were observed after the 1953 Cephalonia earthquake (Ms 7.2, western Greece) where the coseismic vertical deformation reached 0.7 m along the eastern coast of the island [*Stiros et al.*, 1994].

[8] We have measured the uplift at 56 different locations from the difference between the uppermost white band (algae level) trace and the present-day sea level along the coastline using tape and differential GPS equipment. Although the uplift did not show a significant difference at some locations, 5 to 10 measure were averaged for each measurement site. Most of measurements were collected

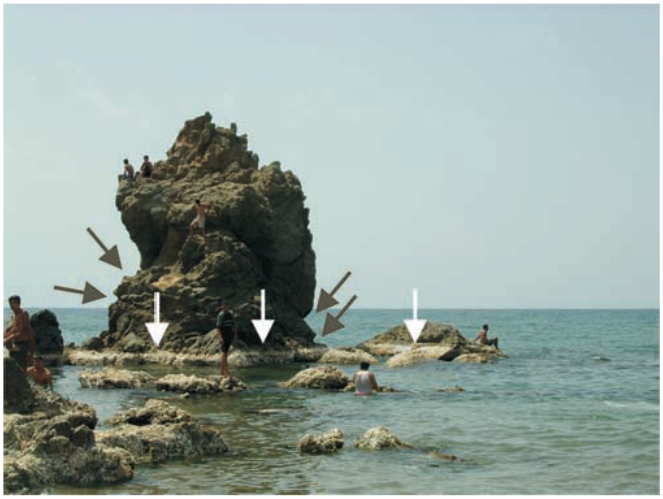


Figure 3. Coseismic coastal uplift at Le Figuier (0.55 m, white arrow) measured from the white band of emerged algae along the coastline (see also Figure 4). Black arrows indicate the possible markers of fossil sea-level and related paleoseismic uplift.

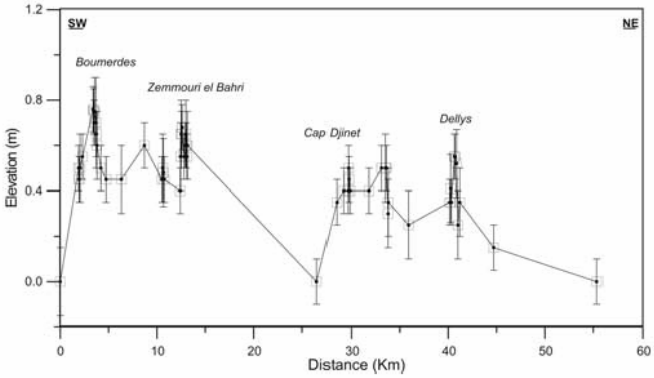


Figure 4. Coastal uplift distribution obtained from tape and differential GPS measurements of white band algae. Each measured point along the fault corresponds to the average of 5 to 10 measurements for each location. The maximum error bar $\sigma = \pm 0.15$ m includes the tidal daily fluctuations and error in measurements. The slip distribution shows two rupture patches and the uplift distribution suggests a coseismic fault scarp a few km offshore at the sea bottom.

during daytime from 10:00 to 16:00 and takes into account a maximum error range of $\sigma = \pm 0.15$ m that includes the daily tidal fluctuations and measurement error.

[9] Moving eastward along the coastline from Kaddous, the first amount of uplift (0.5 m) was measured at the Boumerdes beach on an isolated rock. An equivalent amount of uplift of 0.45 to 0.55 m was measured at the Boumerdes rocky headlands at about 1 km east of Kaddous. The maximum uplift of 0.75 m was reached at about 3.4 km east of Kaddous where rocky headlands show an impressive large white band and related emerged algae. The measured uplift fluctuates between 0.4 and 0.6 m between 4 and 12 km east of Kaddous. At Zemmouri el Bahri harbor, the quays presented continuous impressive marks of the previous sea level and recorded 0.55 to 0.65 m of uplift. Furthermore, we could not obtain precise uplift measurements along the long beach (~10 km) east of Zemmouri el Bahri. Shoreline buildings at the electrical power plant and rocky headlands at Cap Djinet showed a negligible trace of uplift. Further east between Cap Djinet and Dellys harbor, the uplift fluctuates between 0.35 and 0.55 m except at Sahel Boubarak where a ~5-km-long beach prevented precise measurements. The uplift became permanently negligible again along the coastline, east of Dellys and at about 55 km from Kaddous. The general uplift configuration indicates two ~25-km-long segments with an asymmetrical shape of slip distribution (Figure 4). The maximum displacements are on the western segment close to the Boumerdes-Zemmouri el Bahri coastline.

4. Surface Deformation From Leveling Profiles

[10] The uplift observed along the coastline reflects a broad surface deformation that includes the epicentral area. Therefore, 14 geodetic benchmarks have been measured using GPS and total station equipments (Ashtek and Leica-Wild respectively). The benchmarks are mainly along the railway that connects Algiers to the Algerian eastern cities, and at bridges and along main roads. Preseismic geodetic leveling was performed by the INCT and dates from 1987. Geodetic campaigns of re-measured benchmarks were done immediately after the earthquake for GPS leveling measurements and from September 2003 to January 2004 for conventional leveling. The error bar of leveling lines is related to the GPS and theodolite measurement error range and is less than 1 cm. The uplift distribution along the railway shows a negligible displacement west of Boumerdes city in agreement with the negligible displacement observed at Kaddous (see Figures 2, 4, and 5). The displacement increases along the railway line to reach 0.42 ± 0.01 m immediately south of Boumerdes. Further east, the uplift ranges between 0.14 and 0.20 ± 0.01 m along the ~20 km-long railway line. There is not many extant benchmarks along the coastal road, but the few measured points, mainly near Boumerdes, corroborate the uplift distribution obtained from the coastal white band algae (see previous section). In particular, measured uplift at Boumerdes show 0.45 to 0.55 ± 0.15 m from the algae and 0.42 ± 0.01 m from the leveled benchmarks. To the east at Zemmouri el Bahri harbor, we obtained 0.55 to 0.65 ± 0.15 m of uplift from the white strip algae and 0.45 ± 0.01 m from the coastal leveling line. Finally, the GPS and conventional leveling lines show consistent uplift values and complement the coastal uplift obtained from the white band algae measurements. The uplift values indicate a general coastal uplift and tilting towards the south and south-east of the continental region in accord with the thrust faulting mechanism.

5. Fault Parameters and Rupture Modeling

[11] The uplift measurements along the coastline and inland are used to constrain the fault rupture parameters. To model the observed measurements, we use dislocations on rectangular faults embedded in an elastic homogenous half space [*Okada*, 1985]. Using the surface deformation coupled with the coastal tectonics we constrain the model

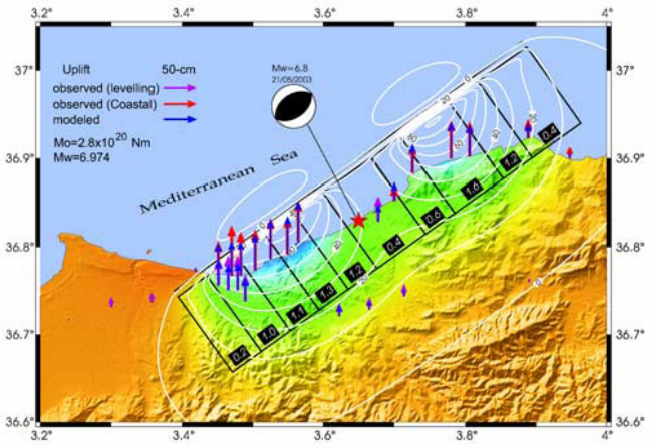


Figure 5. Model of vertical deformation with contours of 20 cm interval (topographic shade from SRTM data). Black rectangles are the model fault patches projected to the surface. The amount of reverse slip on each patch is also shown in black boxes. The model shows the best fit with the coastal deformation and infers a 50-km-long fault plane, striking N 54°E and dipping 50° SE. The red star corresponds to the relocated mainshock [*Bounif et al.*, 2004] and focal mechanism is from CMT Harvard.

fault to have a strike of N 54°E and a dip of 50° to the southeast (Figure 5). The model fault is consistent with the focal mechanism solutions and with the aftershocks distribution [*Bounif et al.*, 2004]. The fault is 54 km-long and extends from 1 km below surface to 15 km depth. To deduce the along-strike slip variation we discretize the fault rupture into 10 patches of 4.5 and 7.5 km wide. Because of the incomplete surface coverage of measured GPS and leveling points, further discretization along dip direction could not be performed to obtain a more realistic variability of dip slip distribution. However, the observed measurements are fit by trial and error using pure dip-slip dislocations in agreement with focal mechanism solutions. As shown in Figure 5, the best model predicts high slip concentrations at two locations along the fault near Boumerdes and Dellys, with minimum slip in between. The maximum slip at depth reaches 1.6 m east of Dellys and the geodetic moment calculated by the synthetic model is 2.75×10^{19} Nm (equivalent to Mw 6.9). Furthermore, the model appears to be comparable with that of *Delouis et al.* [2004] deduced from the waveform inversion.

6. Discussion and Conclusion

[12] The 21 May 2003 Zemmouri earthquake occurred along the coastline of Algeria and revealed an important continental deformation. The surface vertical displacements with a maximum 0.75 m of uplift along the coast and the model of 50-km-long planar rupture illustrate the fault parameters involved during the coseismic deformation. Moreover, the distribution of coastal uplift suggests two fault patches that image the coseismic rupture complexity at depth (Figure 5). The variation of uplifts during the 1953 Cephalonia earthquake also shows two main patches related to the offshore Poros Thrust (eastern coast of Cephalonia Island [*Stiros et al.*, 1994]). The aftershock distribution [*Bounif et al.*, 2004] shows two distinct clusters of seismic events that may be correlated with the coastal slip distribution of Figure 4. From the inversion of seismic waves, *Delouis et al.* [2004] obtain seismic source characteristics and rupture dynamics along a planar fault with two distinct areas of maximum slip consistent with our model. The surface deformation documents the extent of rupture propagation and termination and indicates the earthquake fault dimension. The consistency between different types of field data and modeling constrains the tectonic characteristics of an active zone along the Africa-Eurasia plate boundary.

[13] The Zemmouri earthquake rupture shows two slip patches according to the coastal uplift and modeling (Figure 5). The rupture characteristics of the Zemmouri earthquake appear to be well constrained by the vertical slip distribution (Figure 4), mainshock and aftershock locations [*Bounif et al.*, 2004] and seismic source parameters [*Delouis et al.*, 2004]. In particular, these seismic, geodetic and tectonic data provide a clear constraint on the southwest fault limit. On the other hand, the disappearance of sea rocks near Ain Taya to the north west confirms the footwall block movements. Similarly, the 1980 El Asnam earthquake rupture was related to a thrust faulting made up of distinct patches of slip [*King and Yielding*, 1984]. The evidence of repeated coseismic uplift clearly visible along the coast illustrates the long term seismic behavior of the fault and shows the potential for future paleoseismic studies. The Zemmouri fault is at the northeastern end of the Blida thrust fault segment that shows no significant seismic activity since the 1825 earthquake [*Rothé*, 1950]. Therefore, the southern Mitidja fault system has considerable seismic potential that should be considered in any scenario of earthquake mitigation in northern Algeria.

[14] **Acknowledgments.** The authors are very grateful to the local authorities for their help and assistance. We are grateful to Rodolphe Lemée and Thierry Thibaut for the algae determination and comments. We thank Chuck Wicks and Stathis Stiros for the useful review that improved the presentation of this paper. The field investigation after the large earthquake was supported by INCT (Institut National de Cartographie and Télédétection), CRAAG (Research Center of Astronomy and Geophysics, Algeria) and INSU (Institut National des Sciences de l'Univers, France). This is an IPG Strasbourg contribution n° 2004-18-UMR 7516.

References

Ayadi, A., et al. (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, *84*(50), 561, 568.

Benouar, D. (1994), The seismicity of Algeria and adjacent region, *Ann. Geofis.*, *37*(4), 1–862.

Bounif, A., et al. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.

Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, and K. Yelles (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.

DeMets, C., R. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425–478.

King, G., and C. Vita-Finzi (1981), Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980, *Nature*, *292*, 22–26.

King, G. C. P., and G. Yielding (1984), The evolution of a thrust fault system: Processes of rupture initiation, propagation and termination in the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *77*, 915–933.

Meghraoui, M. (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléoséismologie et synthèse sismotectonique, Ph.D. thesis, 356 pp., Univ. de Paris-sud Orsay, Paris.

Meghraoui, M. (1991), Blind reverse faulting associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 27/10/1989, *Terra Nova*, *3*, 84–93.

Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, *101*, 17,617–17,644.

Morel, J. L., and M. Meghraoui (1996), The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, *24*, 755–758.

Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*, 1135–1154.

Ouyed, M., et al. (1981), Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature*, *292*, 26–31.

Pondrelli, S., A. Morelli, and E. Boschi (1995), Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, *Geophys. J. Int.*, *122*, 938–952.

Rothé, J. P. (1950), Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Geol. Algerie Geophys.*, *3*, 3–40.

Ruegg, J. C., M. Kasser, A. Tarantola, J. C. Lepine, and B. Chouikrat (1982), Deformations associated with the El Asnam earthquake of October, 1980: Geodetic determination of vertical and horizontal movements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *72*, 2227–2244.

Stiros, S. C., P. A. Pirazzoli, J. Laborel, and F. Laborel-Deguen (1994), The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): Coastal uplift and halotectonic faulting, *Geophys. J. Int.*, *117*, 834–849.

P.-J. Alasset, Z. Cakir, and M. Meghraoui, UMR 7516, Institut de Physique du Globe, 5 rue René Descartes, Strasbourg F-67084, France. (mustapha@eost.u-strasbg.fr)

A. Aoudia, Abdus Salem International Center for Theoretical Physics, SAND Group, Trieste, Italy.

A. Ayadi, A. Harbi, and S. Maouche, Centre de Recherche en Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria.

F. Benhamouda and B. Chemaa, Institut National de Cartographie et de Télédétection, Alger, Algeria.

Y. Bouhadad, Centre du Génie Parasismique, Algiers, Algeria.

III. Seconde conséquence du tremblement de terre : le tsunami

A. Description du tsunami

Cette conséquence était assez inattendue. En effet, dans l'Océan Pacifique, les alertes données par le Pacific Tsunami Warning Center (P.T.W.C.) de Hawaii sont pour des séismes de magnitude 7 - 7,5 en général. Il existe des exemples de tsunamis très locaux et importants pour des magnitudes plus faibles ou provoqués par des écoulements de lave comme en décembre 2002 au niveau du Stromboli. Ainsi, un tremblement de terre de cette magnitude (<7) ne devait pas engendrer normalement de tsunami significatif. Or, un tsunami a été perçu le long du pourtour Ouest Méditerranéen, ainsi qu'aux Iles Baléares, où les dégâts causés ont été importants (2 m de hauteur de vague).

Le développement d'un tsunami se déroule en trois phases : la génération, la propagation et l'inondation (le "*run-up*"). La génération est obtenue par le déplacement vertical d'une grande masse d'eau. Les tsunamis, terme japonais signifiant littéralement "vague portuaire" (Piatanesi, 1999), peuvent être décrits comme des ondes de gravité qui succèdent à une perturbation à grande échelle du niveau libre de la mer. Cette grande masse d'eau déplacée verticalement retombe sous l'effet de la gravité en tentant de retrouver sa position d'équilibre initiale.

En pleine mer, la vitesse de propagation du tsunami (v) est reliée à la profondeur d'eau (h) et à l'accélération de la pesanteur (g) par la relation suivante : $v = \sqrt{g \cdot h}$. Ainsi, plus la profondeur est importante, plus la vitesse est grande et peut atteindre 800 km/h avec une longueur d'onde de plus de 200 kilomètres entre deux maxima. Au large, l'amplitude n'est que de quelques centimètres et le tsunami est imperceptible. Au contraire, en se rapprochant des côtes, la vitesse diminue, la longueur d'onde n'est plus que de quelques kilomètres et l'amplitude augmente.

B. Données utilisées

Suite à la mission en Algérie, j'ai décidé de demander les différents marégrammes du pourtour Ouest Méditerranéen afin d'observer les vagues du tsunami. Pour cela, différents organismes ont bien voulu me fournir leurs données à savoir :

- le S.H.O.M. (Service Hydrographique et d'Observation de la Marine, France – Raymond Jehan) ;

- l'A.P.A.T. (Agence Italienne pour la Protection de l'Environnement et services techniques – Stefano Corsini) ;

- le bureau du Service Hydrographique de la Marine Italienne (département Géophysique - Lieutenant Maurizio Demarte) ;

- le groupe d'Océanographie physique de l'Université des Iles Baléares (UIB-CSIC - Sebastia Monserrat) ;

- l'organisme espagnol Puertos del Estado (Begoña Pérez) ;

- l' Instituto Español de Oceanografía (IEO – Maria-Jesus Garcia).

Au total, j'ai pu recueillir un peu plus de 15 marégrammes européens, et récupérer par la suite les données enregistrées par le marégraphe analogique du port d'Alger. Un problème majeur apparaît pour ce dernier, son faible taux d'échantillonnage (1 point toutes les 15 minutes). Nous l'utiliserons dans notre étude, mais avec toujours une certaine prudence sur sa qualité et précision. Trois autres capteurs montrent des signaux de tsunami importants. Ils sont localisés dans les Iles Baléares : 2 dans l'île d'Ibiza (port d'Ibiza, port de Sant Antoni) et 1 dans l'île de Majorque (port de Palma de Majorque).

C'est la première fois en Méditerranée que nous obtenons un tsunami enregistré par des marégraphes. Nous avons eu l'idée d'utiliser pour la première fois ce type de données pour discriminer la source sismique la mieux appropriée pour générer ce genre d'événement et la source du tsunami. Ainsi, la nécessité de modéliser la propagation du tsunami à travers la Mer Méditerranée, s'est avérée nécessaire et devenue un volet novateur à la fois pour mon sujet de thèse et pour la compréhension des tsunamis. Une collaboration naturelle a ainsi eu lieu avec le Laboratoire de Détection et de Géophysique (CEA/DAM/DASE/LDG) qui possède une forte expérience en matière de modélisation de tsunamis dans l'Océan Pacifique avec Hélène Hébert. Ainsi, nous avons décidé de mettre en commun nos connaissances et informations pour réaliser la modélisation.

C. Méthodologie effectuée pour la modélisation

1) Regrouper les données bathymétriques

Les données de variation du niveau de l'eau obtenues, le premier maillon essentiel à la modélisation est l'obtention d'une bathymétrie de qualité. Pour cela, nous n'avions qu'à notre disposition les données ETOPO2 (fournies par le National Geophysical Data Center, avec une résolution d'un point toutes les 2 minutes d'arc – soit 3,7 km environ). J'ai contacté alors des personnes de l'Université des Iles Baléares, dont Jordi Gimenez, qui m'a permis de venir pendant une semaine dans le cadre d'une mission INSU. J'ai pu récolter, pendant ce séjour, des cartes bathymétriques, des informations sur les phénomènes météorologiques particuliers

qui ont lieu dans les différents ports (résonance, réflexion, *etc.*), ainsi que des témoignages de la population majorquine.

Nous avons dû faire un long travail de préparation pour obtenir des grilles X, Y, Z de données à partir des cartes bathymétriques utilisées que ce soit au niveau de l'Algérie ou au niveau des Iles Baléares. Pour cela un stage de maîtrise (Aurélie Legaz et Guillaume Biessy, 2004) et un stage de D.E.A. (Valérie Calbini, 2004) ont été réalisés dans notre laboratoire sous mon encadrement pour apporter une aide à ces travaux. Ces travaux consistèrent à scanner les différentes cartes, à les référencer géographiquement en faisant attention à la projection des cartes, puis à les déprojeter toutes dans le même système que nous utiliserons pour la modélisation (Projection : Latitude/Longitude avec un Datum : WGS84). Par la suite, grâce aux Systèmes d'Informations Géographiques, nous avons digitalisé chaque courbe bathymétrique et point de sonde, pour les rassembler, *in fine*, dans une seule grille de données.

2) Création de grilles adaptées à l'étude

Cette première et longue étape enfin terminée, nous avons pu passer à la création de grilles qui s'emboîtent les unes dans les autres afin d'obtenir le meilleur jeu de données au fur et à mesure que nous nous rapprochons de nos points de contrôle, à savoir les marégraphes. En effet, la longueur d'onde du tsunami diminue au fur et à mesure que nous nous rapprochons des côtes, il est donc nécessaire de diminuer le pas en espace entre 2 points. Ainsi, la méthode envisagée fut de prendre une grille de port avec une interpolation de 10 m, une grille de baie de 30 m, une grille "régionale" de 100 m et enfin une grille générale couvrant l'Algérie et les Iles Baléares avec un point tous les 400 mètres. Nous avons ainsi généré 13 grilles : 1 générale, 3 pour Palma de Majorque, 3 pour Ibiza, 3 pour Sant-Antoni et enfin 3 pour Alger.

Afin de modéliser ce tsunami, nous utiliserons un code, dont l'exécutable a été fourni par H. Hébert. Ce code est basé sur la méthode des différences finies appliquée à un schéma de Crank-Nicolson. Il s'agit d'un schéma numérique du deuxième ordre, implicite et inconditionnellement stable (Rappaz et Picasso, 2000).

La suite de la méthode et les résultats obtenus sont explicités dans l'article présenté ci-dessous et soumis à Geophysical Journal International en mai 2005.

D. Article soumis à GJI en mai 2005

THE TSUNAMI INDUCED BY THE 2003 ZEMMOURI EARTHQUAKE (M_W=6.9, ALGERIA) : MODELLING AND RESULTS

Pierre-Jean Alasset (1,*), Hélène Hébert (2), Valérie Calbini (1), Said Maouche (3), & Mustapha Meghraoui (1)

(1) Institut de Physique du Globe de Strasbourg - EOST, 5, rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France,
Mail to: pierrejean.alasset@eost.u-strasbg.fr
(2) Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, BP12, 91680 Bruyères le Châtel, France,
(3) Centre de Recherche en Astrophysique et Géophysique (CRAAG), BP 63, Bouzareah, Alger, Algeria

* Corresponding author :
Pierre-Jean ALASSET
Phone : +33 (0)390 240 345
Fax: +33 (0)390 240 125

Submitted to ***: Geophysical Journal International 13MAY 2005***

Summary

A strong tsunami with sea disturbances observed along the Algerian coast, but with significant damage mainly in the Balearic Islands (Spain) harbours, affected the western Mediterranean during the 2003 Zemmouri earthquake (M_W 6.9, Algeria). An average regional uplift of 0.55m was measured along the shoreline in the epicentral area. Field observations, mainshock and aftershocks characteristics concur for a ~ 55-km-long rupture, NE-SW trending, dipping SE and with thrust mechanism.

The seismotectonic parameters indicate a hypocenter with 7 to 8-km-depth and a fault possibly outcropping offshore between 5 and 15 km from the shoreline. Several tide gauges located in the western Mediterranean Coast indicate and average of 0.4 m of sea level change with a maximum of 2 m in the Balearic Islands. We generated high resolution bathymetry grids from the Algerian coasts to the Balearic Islands coasts in order to test different seismic sources (with different fault rupture location, strike and dip) and model the tsunami initiation and propagation.

We use a Crank-Nicolson numerical schema with a finite difference method and the modelling is supported to the Okada elastic dislocation theory. We also highlight the different factors responsible of waves' amplification around the Balearic coasts. The best fit between synthetic and real data (tide gauges, GPS levelling and coastal uplift as compared to run-up values) are obtained for a thrust rupture comparable with the earthquake fault inferred from seismotectonic studies and located within 15 km offshore. An analysis of *T* waves reinforces the earthquake rupture origin for the tsunami. This study presents the results and modelling of a major tsunami recorded in the western Mediterranean Sea.

Key Words : Tsunami, *T* waves, Zemmouri earthquake, propagation modelling, Mediterranean sea.

1 – Introduction

The Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (M_W 6.9) occurred along the coast, 50 km east of the city of Algiers, and is the largest felt since the 3 February 1716 (I_0 = X [Rothé, 1950; Ayadi *et al.*, 2003]) in this region. The ~ 6 mm/yr Africa-Europe convergence (DeMets *et al.*, 1990) is expressed by NE-SW thrust faulting in northern Algeria, essentially in the Tell Atlas range. The thrust faulting mechanism of the Zemmouri earthquake produced a shoreline uplift with no run-up reported along the Algerian coast (Meghraoui *et al.*, 2004). By contrast,

the sea-level variations along the north-western Mediterranean coasts are reported to be as high as 2 m in the Balearic Islands (Ibiza and Majorca islands). The record of a tsunami earthquake in the Mediterranean Sea is unique and requires a detailed study of its origin, effects and implications for the seismic hazard assessment in this region.

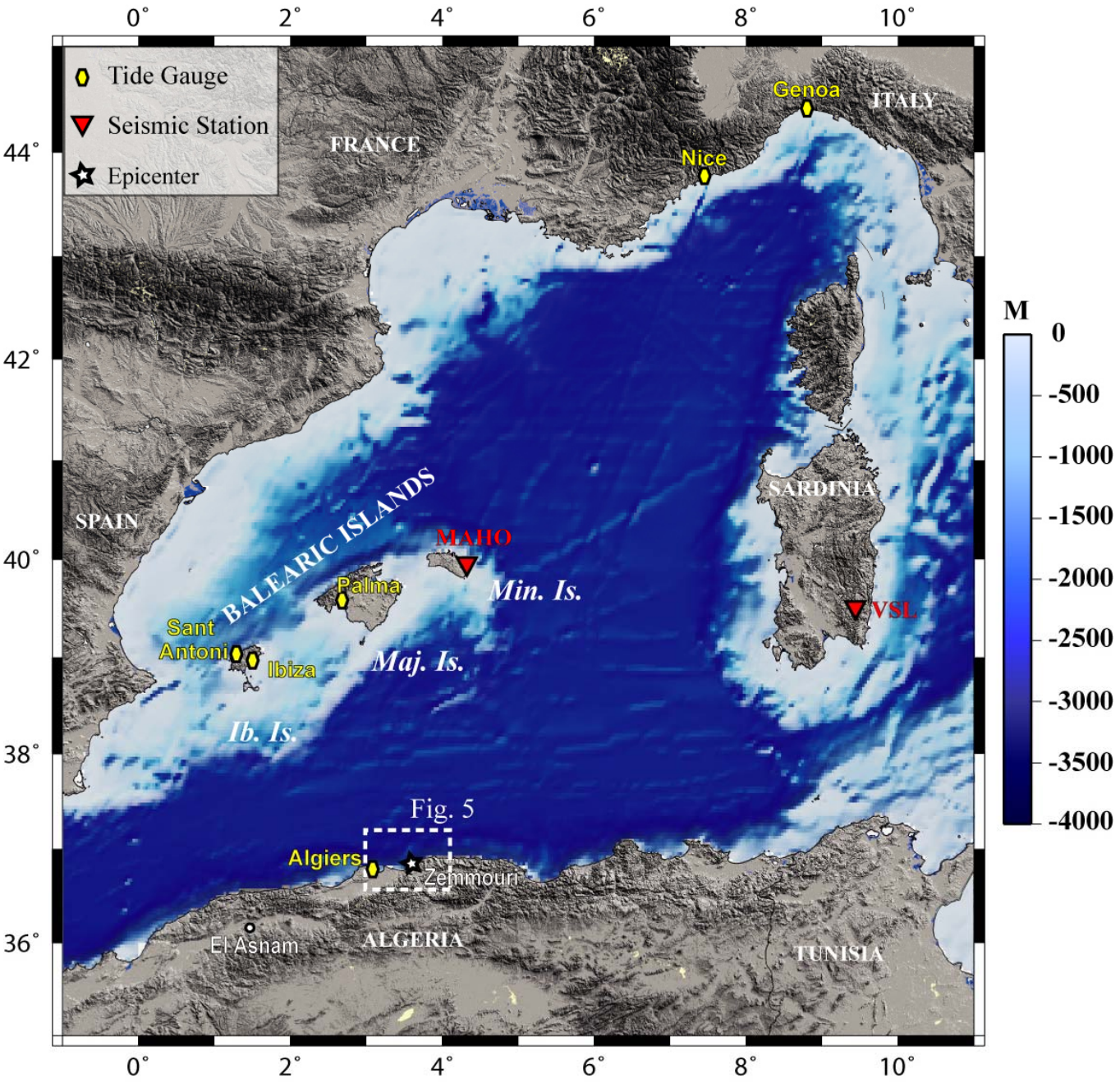


Figure 1: Map of the Western Mediterranean region with the epicenter location (star), tide gauge location (Nice, Genoa, Palma, Ibiza, Sant Antoni, Algiers, yellow ellipse, Figure 3 for data), and 2 broadband seismic stations (VSL and MAHO red triangle, data on Figure 4). Location of the Figure 5 is indicated by dotted white rectangle. Bathymetry from ETOPO2 (one point each 2 minutes ~3.7km).

The aim of this study is to determine the source of the tsunami and to understand how 2-m high waves reached to the Balearic Islands, whereas the Algerian coast was not significantly affected. To this end we address, here, different questions: was the M_W 6.9 earthquake alone responsible for the tsunami waves, or is there any other mechanism such as submarine landslides also involved? In the former case, what are the best seismic source characteristics responsible for the tsunami?

We also discuss the type of tsunami source involved using the *T* waves and tide gauge records gathered around the western Mediterranean Sea, and show the role of the earthquake source for the sea wave generation. Finally, we numerically model the initiation and propagation of the tsunami by the earthquake and compare synthetic results with the sea-level tide gauge records across the western Mediterranean Sea (Figure 1).

2 – Seismotectonic setting

The Atlas mountains and related Mediterranean coastline of North Africa have long been the site of destructive earthquakes, the largest being the 10/10/1980, M_S 7.3 at El Asnam (Rothé, 1950; Benouar, 1994). The mountain range and related seismicity run parallel to the Africa-Eurasia plate boundary and accommodate ~ 6 mm/yr. convergence (Demets *et al.*, 1990). The seismic activity is mainly related with the East-West to NE-SW trending thrust-and-fold system where recent earthquake ruptures indicate the seismic slip characteristics. The long-term active deformation across the plate boundary, seismic moment tensor summation and paleoseismic results suggest 2 to 3 mm/yr contractional rate at the El Asnam region (Morel & Meghraoui, 1996; Meghraoui & Doumaz, 1996).

The historical seismicity catalogue refers to the occurrence of two tsunami events that affected the Algerian coastline in 2/01/1365 near Algiers, and in 21/08/1856 near Jijel (Mokrane *et al.*, 1994). According to contemporaneous witnesses, the earlier event induced a 5-m-high wave that devastated the western coastline of Algiers (Ibn Khaldoun in 1369, edited in 1959), while the second event is illustrated by “before and after the tsunami” pictures of the city of Jijel published in the French newspaper “L'illustration” in 1856 and reported in Ambraseys (1982). The occurrence of tsunamis along the Algerian coast is likely related with submarine active thrust-and-fold structures that can be related with continental faults. Numerous seismically active zones along the coast correspond to active folding in late Quaternary basins that extend offshore (e.g., Mitidja Basin, Cheliff Basin). The seismic sources of the 1365 and 1856 tsunamis suggest epicentre locations far enough offshore to

trigger destructive seismic waves on the Algerian Coast. The mainshock of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake took place at 18h44 U.T.C., and the aftershocks distribution was oblique to the shoreline, consistent with the extension of the Blida thrust-and-fold system (Ayadi *et al.*, 2003). Furthermore, the coastal relocation of the mainshock and the 7 to 8-km-depth of hypocenter, and related coastal uplift of young marine terraces imply a NE-SW trending earthquake rupture, dipping SE and with an average 0.5 m of vertical slip at the surface (Bounif *et al.*, 2004; Meghraoui *et al.*, 2004).

3 – Observations : earthquake consequences and tsunami origin.

The 2003 Zemmouri earthquake produced two phenomena: a shoreline uplift along 50 km and a tsunami triggered by the earthquake itself or by a submarine landslide. We present below the different data and related analysis that may help for the definition of the physical origin of the tsunami.

3-1 Shoreline uplift

Instantaneously with the Zemmouri earthquake, coastal inhabitants observed a significant retreat of the sea. A few days after the mainshock we collected more than 65 inquiries from inhabitants living along the coast in the epicentral area and they systematically indicated ~ 100-m-retreat of the sea (with ships resting on sandy seafloor in harbours). Moreover, we noted in the harbour quays the trace of the sea-level before the earthquake and a white strip of algae (Corallina Elongata) on rocky headlands (Figure 2, Meghraoui *et al.*, 2004).

These observations are most probably related to a shoreline uplift. Indeed we also performed GPS leveling along the epicentral area and obtained the following results (maximum error bar $\sigma \pm 0.15$ m) : an average 0.55 m uplift along the shoreline, a maximum 0.75 m east of Boumerdes, and a minimum close to 0 near Cap Djinet. In summary, the observed coastal uplift is visible along ~50 km, a dimension consistent with the fault length expected to generate an earthquake with M_W 6.9.

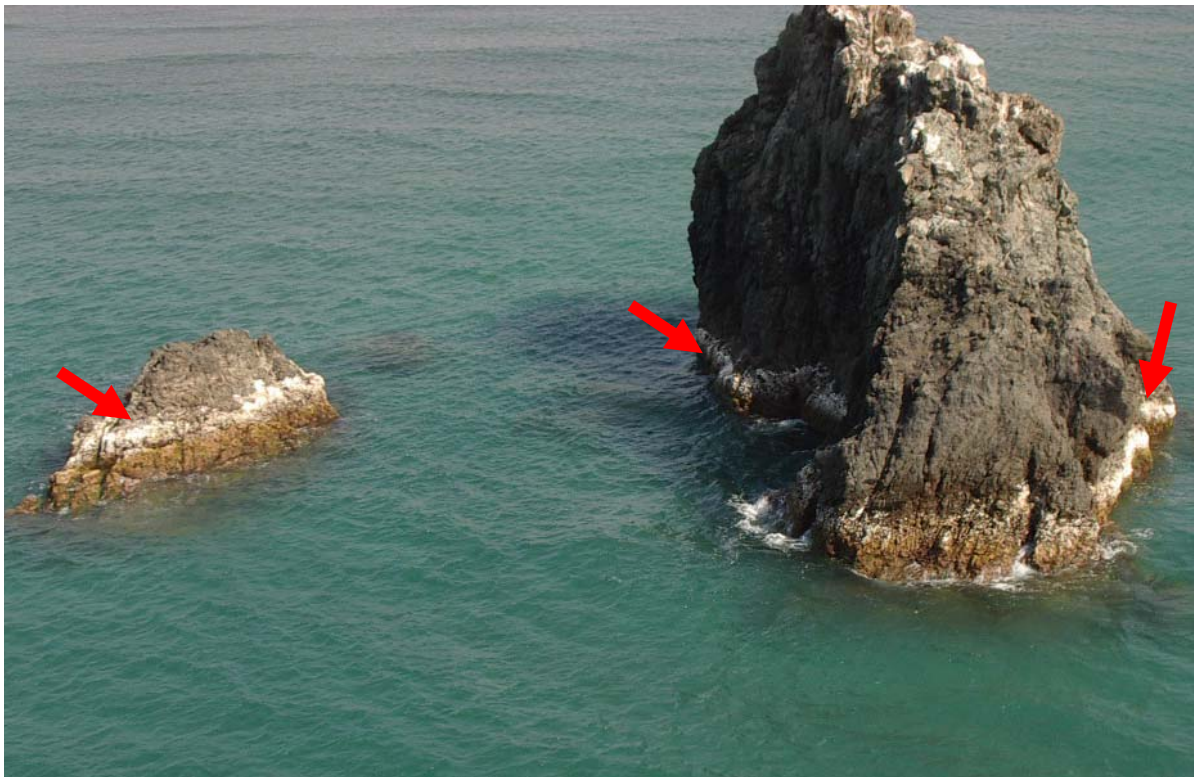


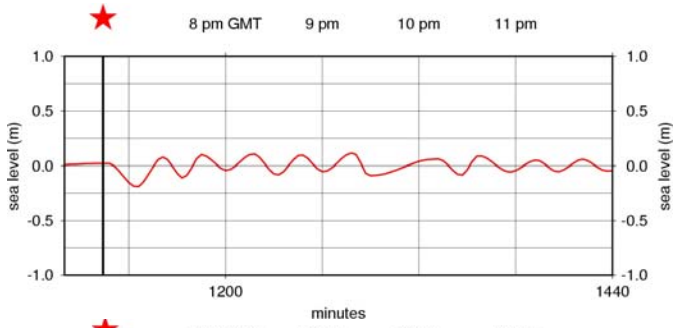
Figure 2: Aerial photograph of a continuous white band visible at rocky headlands in the epicentral area underling with red arrows.

3-2 Sea-level variations across the western Mediterranean Sea

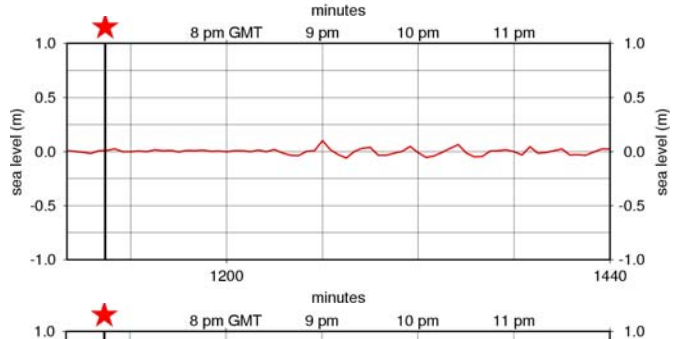
As indicated by fishermen and local inhabitants along the coastal epicentral area, the sea recession from ~ 100 m also generated sea level oscillations. These movements of the sea-level look like an ebb and flow of the tide, for the Zemmouri area, and are very similar to a tsunami phenomenon. However no run-up was reported along the Algerian coasts, indicating that the tsunami waves, if any, were not high enough to inundate the shore. The tide gauge of the Algiers harbour, where no uplift was observed, indicates 0.15-0.20 m maximum sea-level variation and an arrival times 15 min after the mainshock (Figure 3a). The analog record is of bad quality and seems to underestimate the variations of the sea-level which could have reached almost half a meter (M. Van Ruymbeke, private communication, 2004).

Figure 3: Tides gauges recorded along the west Mediterranean coast, data are filtered from oceanic tides, by removing periods greater than 4 to 6 hours (see location Figure 1). **a**) Algiers : an analog record displays some uncertainties for the amplitude and the time. The maximum water height was 0.15 m. **b**) Genoa (Italy) : amplitudes hardly exceed 0.10 m, and arrival times can be roughly estimated to GMT 8h40 p.m. (corresponding to ~ 2 h propagation duration) **c**) Nice (France) : 0.10 m amplitudes are observed, and arrival time is GMT 8h20 p.m. (a roughly 1h40min propagation). The 10-min sampling rate does not allow a detailed analysis. In the Balearic Islands sea disturbances have been clearly observed on their southeastern coast, located about 250 km north to Algiers, in Majorca (**d**) and Menorca Islands, as well as in Ibiza (**e-f**). Witnesses have reported waves up to 2 m high.

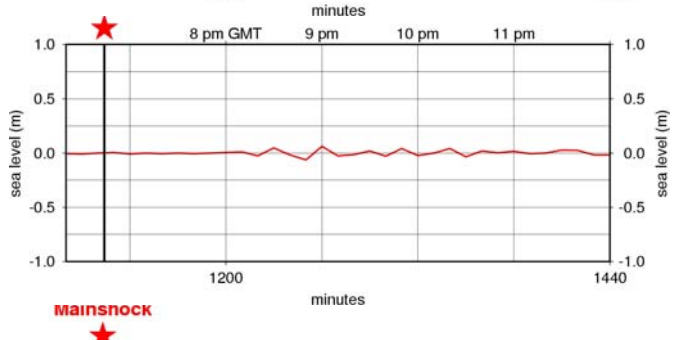
a - Algiers



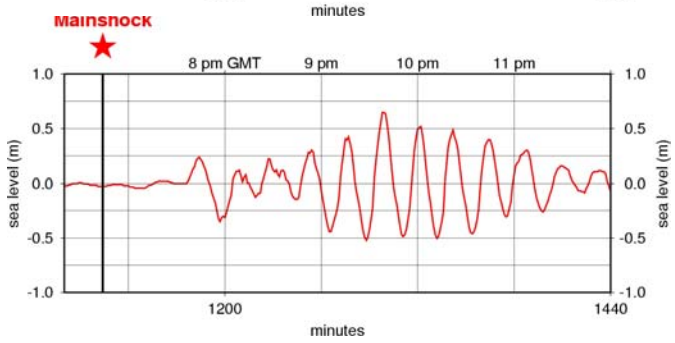
b - Genoa



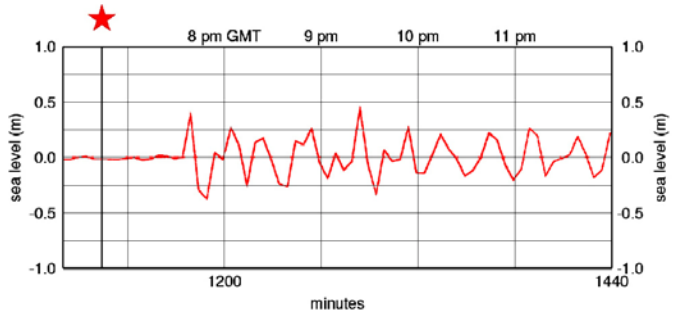
c - Nice



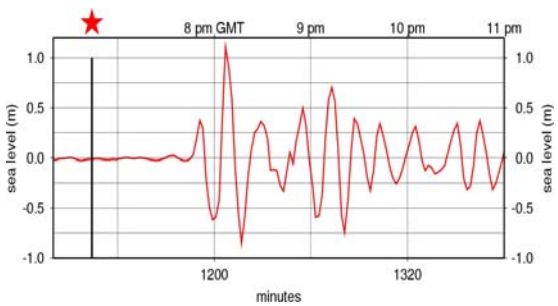
d - Palma



e - Ibiza



f – Sant Antoni



Several sea level variations (less than 0.4 m) along the western Mediterranean coast were measured at different Spanish, French and Italian tide gauges (Figure 1). Except for the Balearic Islands, no significant damage nor run-up were reported along these coasts. In Genoa (Italy, Figure 3b) amplitudes hardly exceed 0.05 to 0.08 m, and in Nice (France, Figure 3c) 0.10 m amplitudes are observed. Arrival times can be roughly estimated to U.T.C. 8h40 p.m. in Genoa (corresponding to about 2h propagation) and U.T.C. 8h20 p.m. in Nice (approximately 1h40 min propagation).

The largest amplitudes of the sea-level variations were observed in the Balearic Islands (Spain) with a maximum of 2 m (peak-to-trough amplitude) located ~ 350 km NE of the epicentral area. These large amplitudes are surprising with respect to the other gathered tide gauge values. In the three Balearic Islands (from East to West : Menorca, Majorca and Ibiza), our field investigations added with local witnesses and press report sea disturbances and some damage to quays and boats (10 sunk and tens others were damaged). Historical Algerian earthquakes already caused sea-level variations in the Balearic islands on August 21st,1856 ; August 22nd, 1856 (I_0=VIII) ; January 29th,1885 ; and on January 15th,1891 (I_0=X on Modified Mercalli scale, Mokrane *et al.*, 1994). We thus can assume that a particular sea wave amplification, or a resonance usually occurs in the Balearic Bays in response to tsunamis initiated along the Algerian margin.

While the previous tide gauges in Genoa and Nice do not record sea level variations at a better rate than 1 point every 10 min, the tide gauge in Palma (Majorca, Balearic Islands) provides a very valuable data set sampled at a 1-min rate (Figure 3d). A maximum water height of about 0.70 m (or 1.2 m peak-to-trough amplitude) has been recorded, with periods of about 20 min (see Table 1). The first arrival is observed about 50 to 60 minutes after the mainshock in the epicentral area, at about U.T.C. 7 h 30 pm. At the same time, the first arrival is observed in Ibiza harbour with a maximum water height of 0.35 m (Figure 3e). In Sant Antoni, located in the NE of the Ibiza Island, a system designed to monitor sea level consists of a combination of a bottom pressure sensor (the tide gauge itself) and a surface barometer. These two pressure measurements altogether with the density profile of the water column above the tide gauge, provide with the water level above the bottom pressure sensor (S. Monserrat - IMEDEA, private communication, 2003). Therefore, a maximum water height of about 1.10 m (or 2 m peak-to-trough amplitude) has been recorded, the first arrival being observed about 60 minutes after the mainshock (at about U.T.C. 7 h 45 pm; Figure 3f). For the others tide gauges located along the western Mediterranean coast in France and Italy, sea level variations are less than 0.30 m.

Island	site	sampling rate	peak-to-trough amplitude	period
Majorca	Palma	1 min	1.2 m	20 min
Ibiza	Ibiza	5 min	1 m	~ 20 min
Ibiza	Sant Antoni	2 min	2 m	20 min

Table 1: Characteristics of the Balearic tide gauges and the tsunami periods.

The tide gauges data and related reports obtained from the different harbour communities confirm that a tsunami was triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake, and that the sea waves have propagated across the western Mediterranean Sea.

3-3 Origin of the Tsunami

The possibility that one or several submarine landslides triggered the tsunami could not be discarded at first sight because of the relatively deep slopes (~ 2000 m – 3000 m) along the Algerian coast, and because 5 submarine broken telecommunication cables were reported after the earthquake at different locations close to the epicentral area (France Telecom Marine report and personal communication). However, no evidence for a large single landslide is reported and the numerous submarine slides may have been too small to produce a tsunami. A large submarine landslide may have been recorded on *T* waves with no relations with seismic phases as in the Papua New Guinea in 1998 (Okal, 2003). *T* phases are seismic waves recorded by seismometers, which have travelled the major part of the source-to-receiver path as acoustic waves channelled in the ocean water column by the SOFAR (SOund Fixing and Ranging) low-velocity waveguide (e.g. Ewing *et al.*, 1952; Talandier & Okal, 1998).

In order to analyse *T* waves, we used data from two IRIS network seismic broadband stations (VSL in Sardinia and MAHO in Menorca Island; see Table 2 for station characteristics). In order to identify any seismic phase without link with the main Algerian earthquake, we extract from the IRIS PDE bulletin (see Table 3) the main aftershocks of the first hour after the mainshock. Figure 4 presents one-hour record filtered between 1.5 and 9.5 Hz for the 2 stations where we observe a mean delay of 154 s and 215 s respectively for MAHO and VSL. We can identify 5 main earthquakes for M > 4.5 and their associated *T* waves. All *P, S* or *T* waves can be correlated with an earthquake. More importantly, there is no seismic phase which could be linked to a major submarine landslide. Moreover, if a major landslide had occurred along the Algerian coast, the tsunami would have reached,

mostly, the costal epicentral area with likely large sea wave amplitudes. No evidence has been found for any run-up in this epicentral area. Finally, the periods of observed waves (15-20 minutes) are in good agreement with an earthquake source ruling out a landslide origin that would have produced shorter periods.

STATION	NETWORK	LAT (°N)	LON (°E)	Distance from epicentre (km)	Azimuth from epicentre
MAHO	GE	+39.895901	+004.266500	345	8.8
VSL	MN	+39.496000	+009.378000	582	57.7

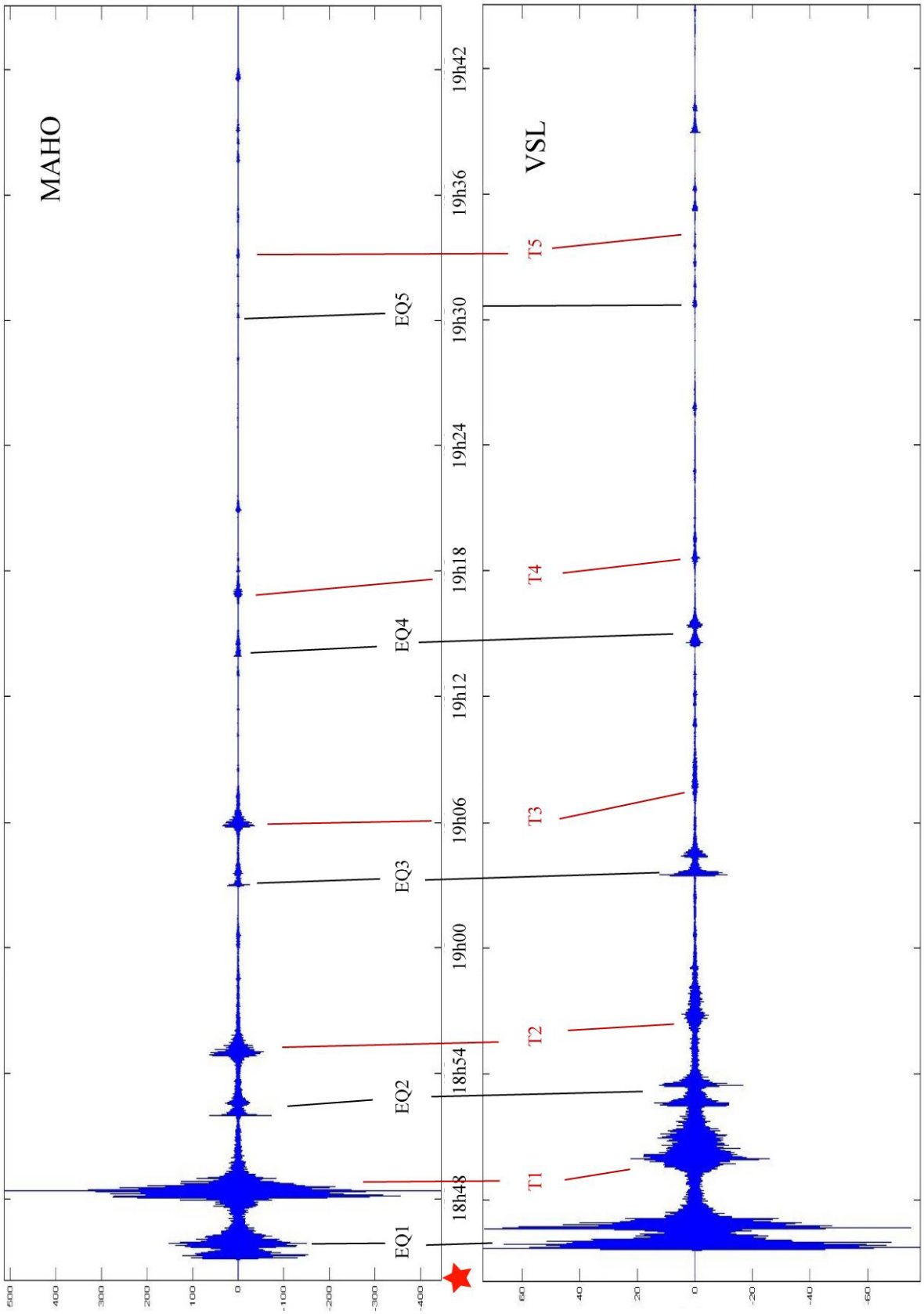
Table 2: Coordinates, distances and azimuth from epicenter with 2 IRIS broadband stations (MAHO in the Menorca Island, Spain, and VSL in Sardinia, Italy) used for the determination of *T* waves.

N° EQ (Fig 3)	Year	Month	Day	Origin Time	Lat. (°N)	Long. (°E)	Depth (km)	Magnitude	
EQ 1	2003	05	21	184420.10	36.96	3.63	12	6.90	Ms
EQ 2	2003	05	21	185110.30	36.97	3.81	10	5.70	mb
	2003	05	21	185622.18	36.86	4.01	10	..	.
EQ 3	2003	05	21	190207.40	37.00	3.68	10	5.10	mb
	2003	05	21	190918.28	36.94	3.79	10	4.20	mb
	2003	05	21	191032.44	36.89	3.32	10	..	.
EQ 4	2003	05	21	191307.61	36.98	3.93	10	4.50	mb
	2003	05	21	191710.74	36.95	3.89	10	4.10	MLLDG
	2003	05	21	192237.78	36.91	3.70	10	..	.
	2003	05	21	192424.84	36.94	3.60	10	2.80	LgMDD
EQ 5	2003	05	21	192919.47	36.91	3.86	10	4.40	mb
	2003	05	21	193732.52	36.63	3.46	10	4.10	MLLDG
	2003	05	21	194619.68	36.84	3.78	10	3.50	MLLDG

Table 3: PDE catalogue of earthquakes occurred between 34°N-37°N and 2°E-5°E from the Zemmouri earthquake time and for 1 hour.

According to these observations, it is likely that the tsunami was probably generated only by the coseismic deformation and related seafloor vertical displacement. Therefore, we test in the following paragraphs a numerical model of a tsunami triggered only by the earthquake rupture.

Figure 4: One-hour record after the mainshock (red star) for 2 broadband stations: Maho (Mahon, Menorca Island, Balearic Islands) and VSL (Sardinia, Italy). Data were filtered in the *T* waves band (like in the Pacific) between 1.5 to 9.5 Hz. Five different earthquakes with the associated *T* waves can be noticed.



4 – Modelling

4-1 Method

The method involves the modelling of the initiation and propagation of the waves. The coseismic deformation is computed through an elastic dislocation model that yields the vertical deformation of the seafloor in the epicentral area as a function of the ground elastic parameters and the fault plane geometry (Okada, 1985). The different parameters used are also related with each other by the seismic moment relation $M_0 = \mu ULW$ (Aki, 1966 - μ : rigidity, U: average slip amount, L & W: length & width of the fault plane, respectively).

We assume that this deformation is instantaneously and fully transmitted to the sea surface: indeed the rupture duration is much smaller (in the case of a M_W 6.9 magnitude, almost 20 s) than the tsunami periods, and the source dimension much larger than the water depth. Under these hypotheses, the sea waves that initiated by the return to equilibrium are considered as long waves (shallow water model). The propagation of the sea waves is thus governed by depth-averaged non linear hydrodynamical equations describing the conservation of mass (1) and momentum (2):

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \nabla.[\mathbf{v}(\eta + h)] = 0 \qquad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v}.\nabla)\mathbf{v} = -\mathbf{g}\nabla\eta + \Sigma\mathbf{f} \qquad (2)$$

where h is the water depth, η the water elevation above mean sea level, $\mathbf{v}$ the depth-averaged horizontal velocity vector, $\mathbf{g}$ the gravity acceleration, and $\mathbf{f}$ bottom friction and Coriolis forces.

These equations are solved in spherical coordinates using a finite difference method, centered in time, with an upwind scheme in space, following an approach that has proved very efficient in explaining the effects of far-field tsunamis in the Pacific Ocean in French Polynesia (Guibourg *et al.*, 1997; Heinrich *et al.*, 1998; Hébert *et al.*, 2001). To deal with the coastal amplifications of the tsunami waves, nested bathymetric grids must be established based on available bathymetric data. To this end we first used global bathymetric data (Smith and Sandwell, 1997) mixed with bathymetric data obtained from the MARADJA survey near the Algerian coast (courtesy of J. Deverchere) to build a regular map encompassing the epicentral area and the Balearic Islands (grid cell 400 m). Then each studied site in the Balearic was described by bathymetric grids characterized by an increasing resolution, down to 10 m in the harbours. Digitized nautical bathymetric maps

where used for this purpose and allowed us to establish 100-m, 40-m and finally 10-m cell-size grids.

4.2 Tested seismic sources

Table 4: Seismic sources parameters tested for the tsunami propagation modelling.

	Meghraoui *et al.* 2004	**Delouis *et al.* 2004**	**Semmane *et al.* 2005**	**Bezzeghoud *et al.*, 2005**	**Yelles *et al.*, 2004**
Location	36.83°N 3.65°E (Bounif *et al.*, 2004)	36.83°N 3.65°E (Bounif *et al.*, 2004)	36.83°N 3.65°E (Bounif *et al.*, 2004)	36.83°N 3.65°E (Bounif *et al.*, 2004)	36.91°N 3.56°E (Yelles *et al.*, 2003)
M_W	6.8	6.9	7.1	6.7	6.8
Depth	~ 8 km	~ 6 km	~ 16 km	~ 8 km	~ 9 km
Focal mechanism solution	Strike 54 Dip 50 Rake 90	Strike 70 Dip 45 Rake 95	Strike 54 Dip 47 Rake 90	Strike 64 Dip 50 Rake 111	Strike 60 Dip 42 Rake 84
Fault plane dimension	54km x 15km	60km x 24km	64km x 32 km	50km x 16km	32km x 14km

According to the GPS levelling, the coastal uplift and seismic signals, different authors propose their seismic source with various characteristics (Table 4). The moment magnitude ranges between 6.7 to 7.1 and the rake varies from a pure thrust fault (rake 88°) to a mix between thrust fault and strike-slip fault (i.e., rake 111°). Most of the tested seismic sources for modelling use the same epicentral location from Bounif *et al.*, 2004 except Yelles and others who use an offshore location (Yelles *et al.*, 2003). The depth is shallow for 4 of the authors (6 to 9 km) and 16-km-depth for Semmane *et al.*, 2005. Furthermore, the tested fault rupture dimensions for tsunami generation are very different, and they infer different solutions for tsunami generation and wave propagation. For instance, the strike changes from N54° to N70° according to authors in Table 4 have noticeable influence on the amplitude of the tsunami along the Algerian coast.

4.3 Highlighting different factors responsible of wave amplifications around the Balearic Coasts

Using the modelling method and related elastic dislocation computation a ENE-WSW strike and a more or less dip-slip component for the fault generate a maximum water heights after 3 hours of propagation (see Figure 6a and the source of Meghraoui *et al.*, 2004; and Figure 6b and the source of Delouis *et al.*, 2004) toward the Balearic Islands. Because of the fault strike perpendicular to the wave direction towards the Balearic Islands, we note that these islands are directly located in the region of maximum tsunami energy.

Another important aspect is the seafloor itself around the Balearic Islands, which indicates a main bathymetric step at ~ 100 km south of the islands between the Algerian and Spanish coasts. Finally, the presence of large sea waves in Balearic Harbours during seasonal storms suggests a prominent wave amplification in the Balearic Islands (S. Monserrat, private communication, 2003).

In Sant Antoni (NW of Ibiza Island) the amplitude was even larger according to tide gauges and local witnesses. Indeed, after 40 minutes from the mainshock the first tsunami waves reached the southern part of Formentera Island and 10 minutes later, all the southern part of Ibiza Island (and in particular the Ibiza Harbour) was affected (Figures 7a and b). Less than one hour after the earthquake rupture, two waves turned around Ibiza Island, and produced an addition of waves leeward of the arrival azimuth, as already seen in Babi Island close to Flores Island, in Indonesia during the December 12nd 1992, M_S=7.5 (Yeh *et al.*, 1994, see Figure 7).

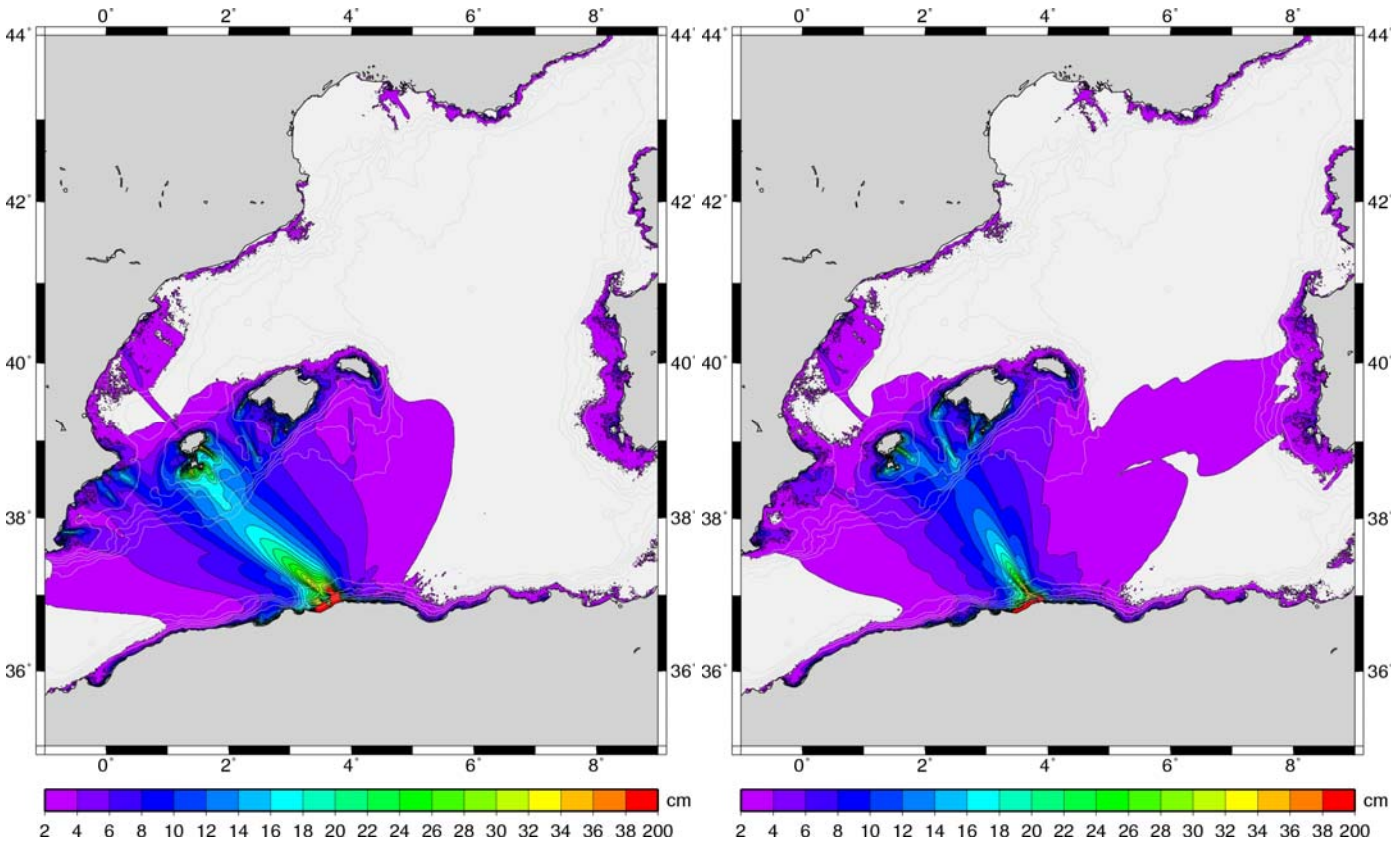


Figure 6: Map showing the maximum water height after 3 hours of propagation the western Mediterranean Sea for the Meghraoui *et al.*, 2004 seismic source (a) and the Delouis *et al.*, 2004 source (b). We can notice the directivity effect toward the Majorca and Ibiza islands for both solutions.

5 – Results

5-1 Instantaneous variations of the sea level

For each tested seismic source, we computed the corresponding coseismic vertical displacement obtained with the Okada dislocation model (1985, see also Figure 5). The modelling takes into account 5 fault characteristics (Table 4): (1) two fault solutions are close to the shoreline (Delouis et al, 2004 and Meghraoui et al, 2004) ; (2) two other fault solutions are offshore (Semmane *et al.*, 2005 and Yelles *et al.*, 2004) but as shown in Table 4 their strike, dip and magnitude are different; (3) an intermediate source (Bezzeghoud *et al.*, 2005) with a maximum deformation in the western part of the fault.

Delouis source and Meghraoui source show a maximum patch of deformation in the easternmost part of the fault (close to Cap Djinet) and a secondary patch in the western part (Figure 5a and 5b). The Delouis fault solution (Figure 5a) is parallel to the shoreline, with a shallow hypocenter and maximum deformation in the eastern part. The Meghraoui fault

solution (Figure 5b) with 2 rupture patches is close to the shoreline in the western part and more offshore in the eastern part than Delouis source. From Table 4, the difference of strike (16°) and difference of dip (5°) may influence the size of amplitudes and phase for the Algiers tide gauge.

The Semmane source and Yelles source have a more offshore location to fit with Deverchere *et al.* (2005) interpretations (Figure 5c and 5d). From a detailed bathymetry and seismic sections, Deverchere *et al.* (2005) note the possible presence of different fault scarps 15 to 25 km offshore, at the piedmont of the continental slope. Based on the different geodetic, shoreline uplift and few inversion of ground motion data Semmane *et al.*, suggest a large and deep fault (Table 4), with the same characteristics than Meghraoui *et al.* source (except 3° of difference for the dip). By contrast, Yelles *et al.* (2003) give a homogenous slip on a fault parallel to the shoreline with maximum deformation concentrated in the western part of the epicentral area. Unlike the previous models, Yelles *et al.* solution does not indicate any vertical movement in the easternmost epicentral area (Dellys).

Finally, the source solution of Bezzeghoud *et al.* (2005) provides with the narrowest and lowest zone of deformation where the fault location is quite similar to that of Delouis source (Figure 5E). However, most of the vertical movement for Bezzeghoud *et al.* (2005) occur in the westernmost epicentral area (reaching 1.5 m, west of Boumerdes), with no deformation in the central part. The proposed moment magnitude is 6.7 and suggest less variation than the Semmane source (M_W=7.1).

Figure 5: The corresponding coseismic vertical displacements computed with the Okada (1985) formula are displayed for 5 different seismic sources (see text for explanation): a) Delouis *et al.*, 2004, b) Meghraoui *et al.*, 2004, c) Bezzeghoud *et al.*, 2005, d) Semmane *et al.*, 2005, e) Yelles *et al.*, 2004.

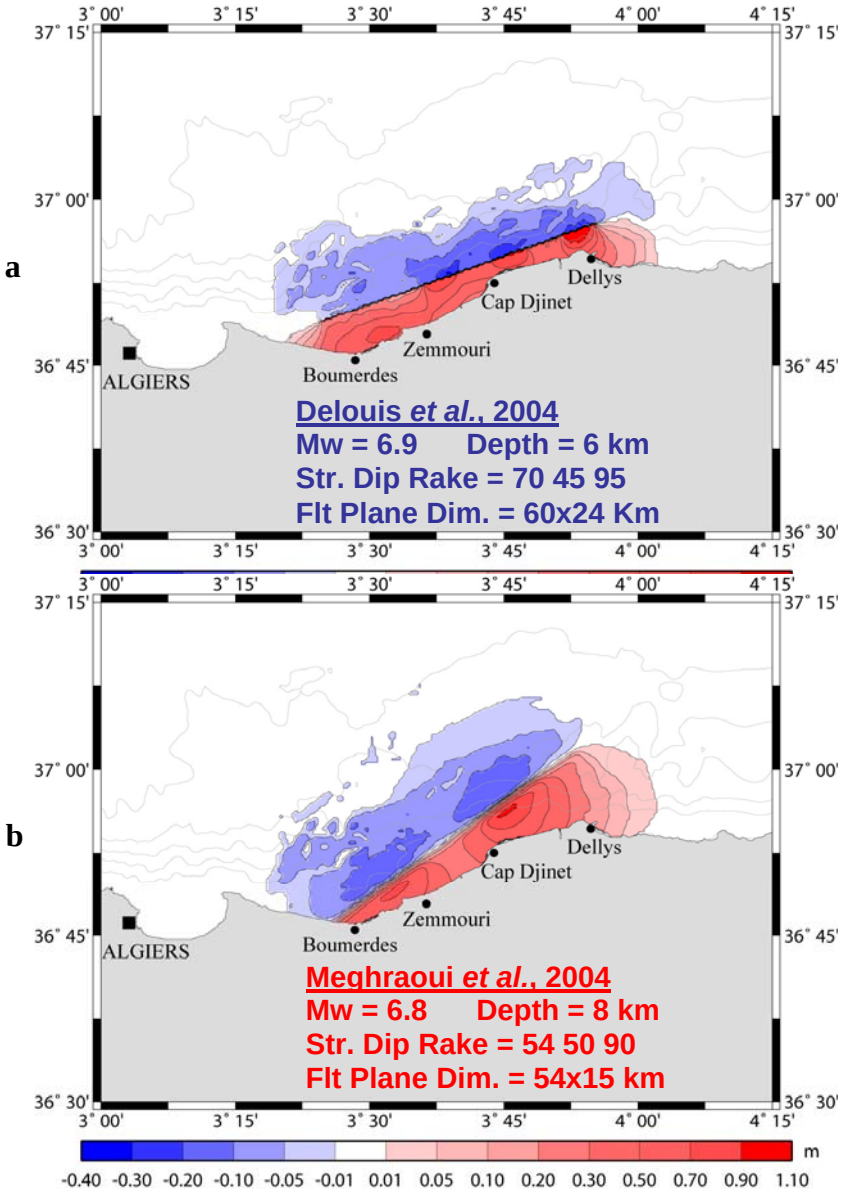
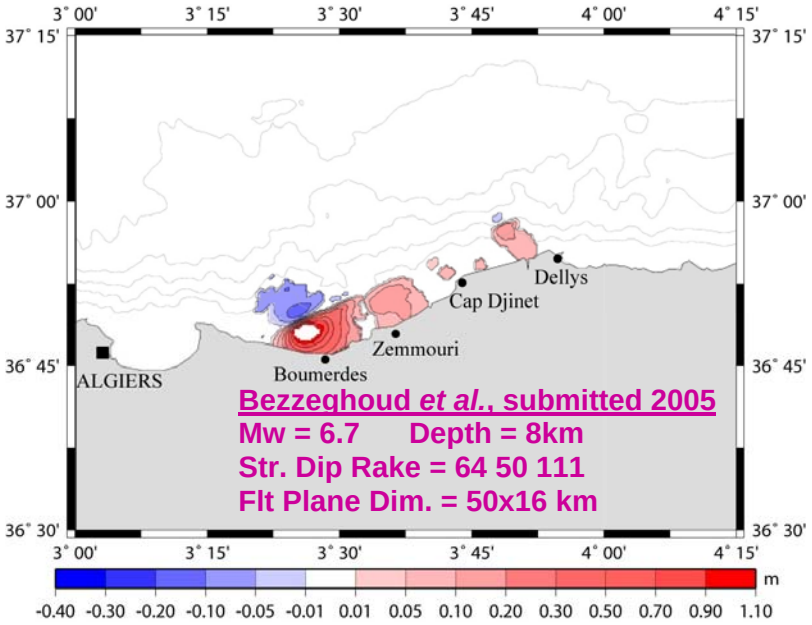
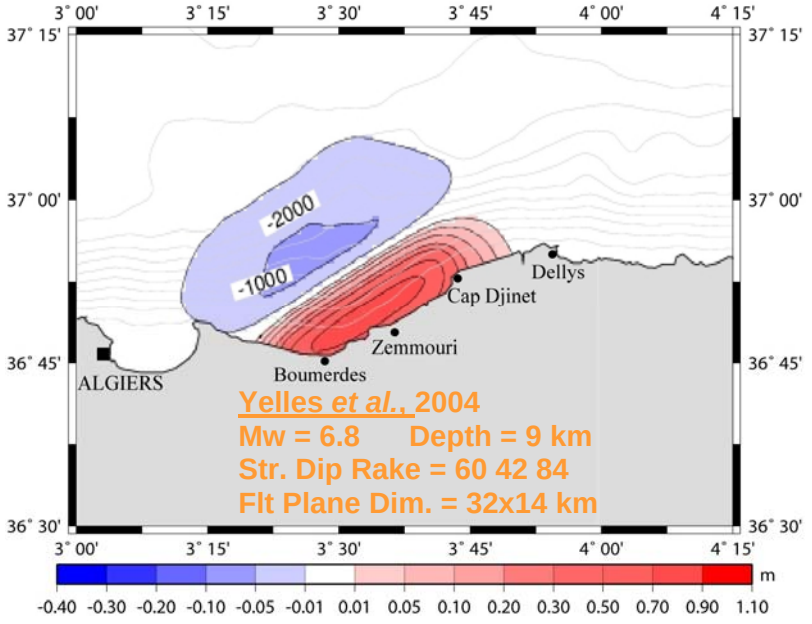


Figure 5 (2):

c



d



e

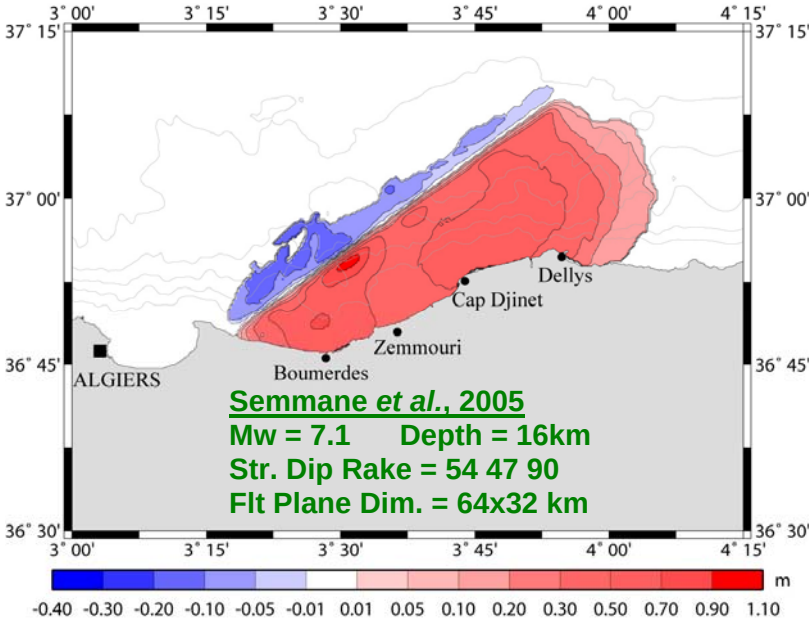
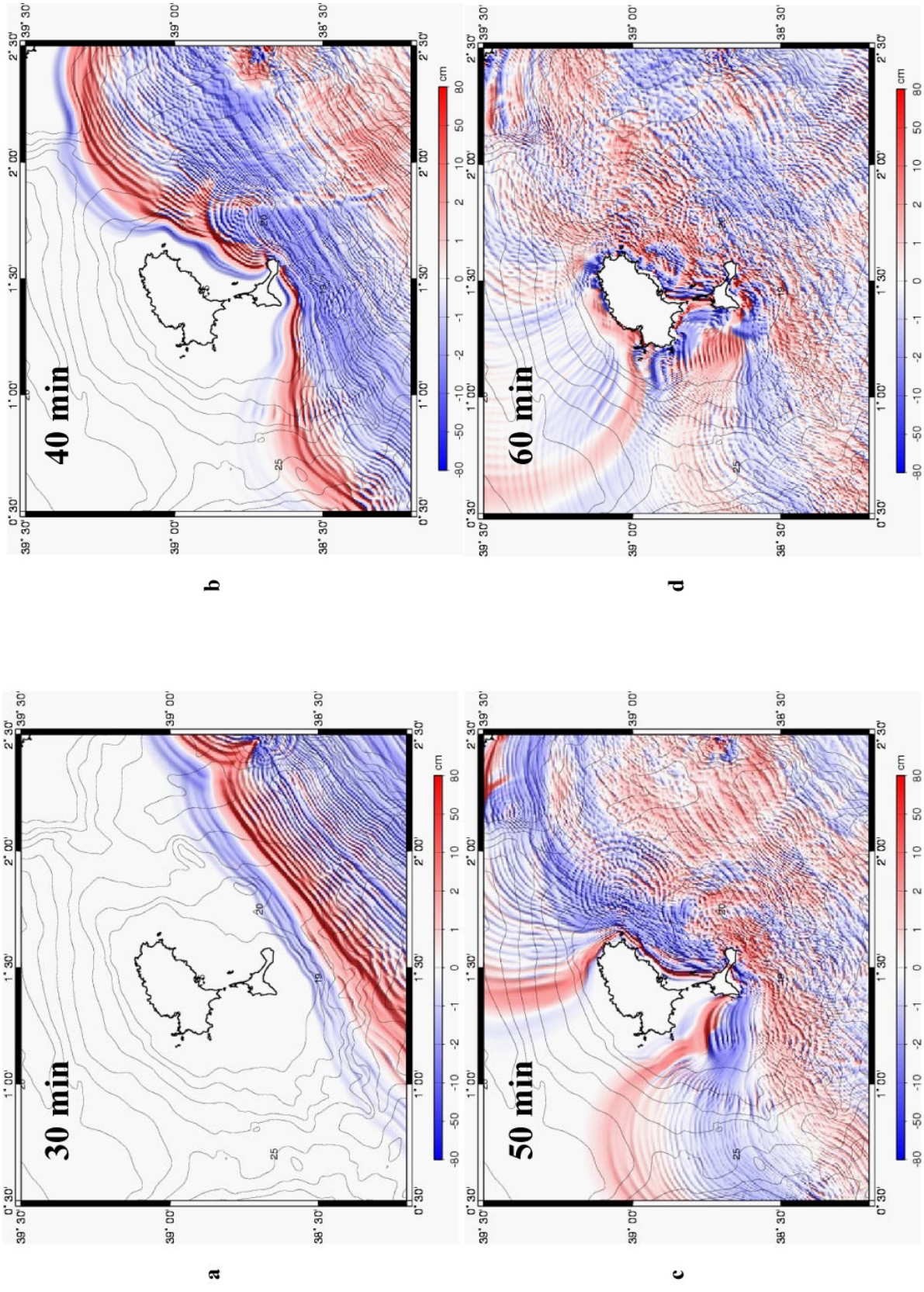


Figure 7: Snapshots of the propagation around Ibiza Island (Balearic Islands) after 30 (a), 40 (b), 50 (c) and 60 (d) minutes of propagation.



5-2 Synthetic tide gauges obtained according the seismic sources.

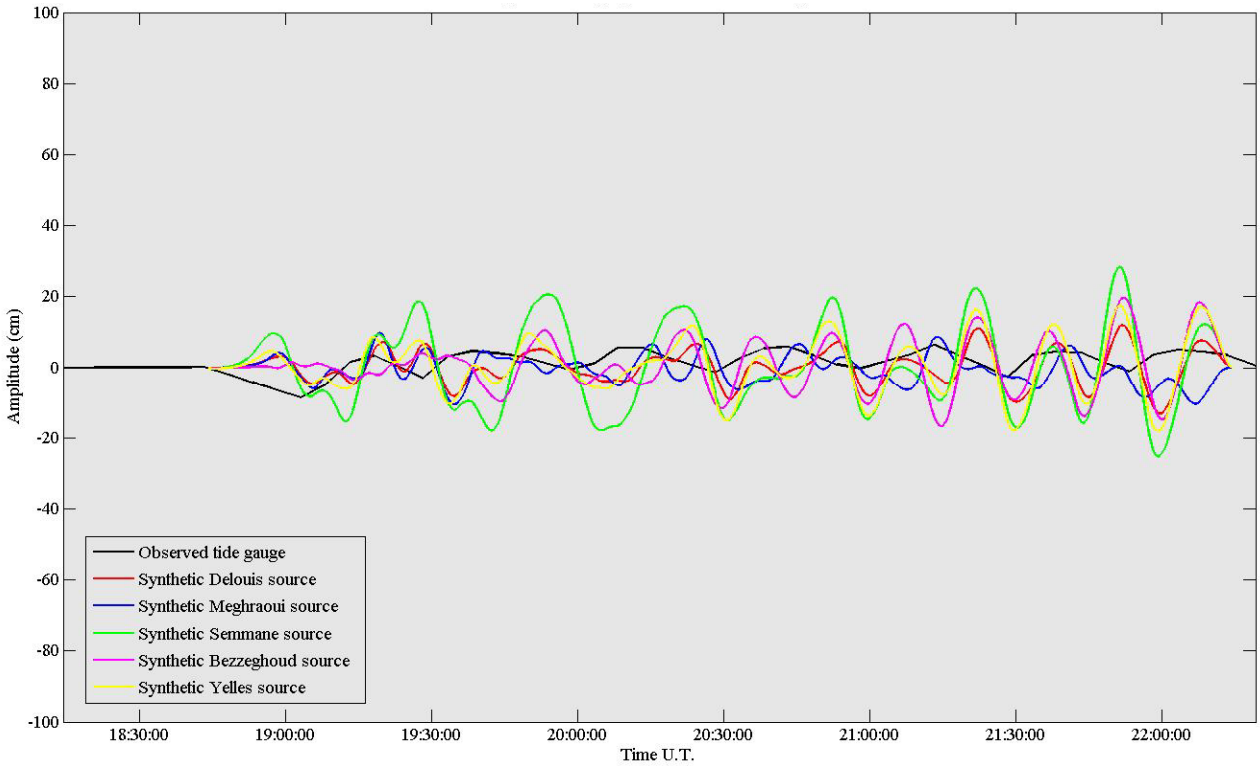
Several synthetic tide gauges were obtained from the five seismic sources tested in our modelling for 4 harbours : Algiers, Palma de Majorca, Ibiza, and Sant Antoni (Figure 1).

In Algiers, which is probably the most important tide gauge of this study in order to constrain the seismic source, the sample rate (one point each 15 min) turned to be too low. As a solution, we used a low-pass filter (at 15 min) for the synthetic data to compare amplitude and phase with the observed tide gauge. An important problem in this comparison is the time difference for the phase between original and synthetic data. Therefore, the quality of tide gauge analog record is questionable and the possibility for the tide gauge to record a local uplift is uncertain.

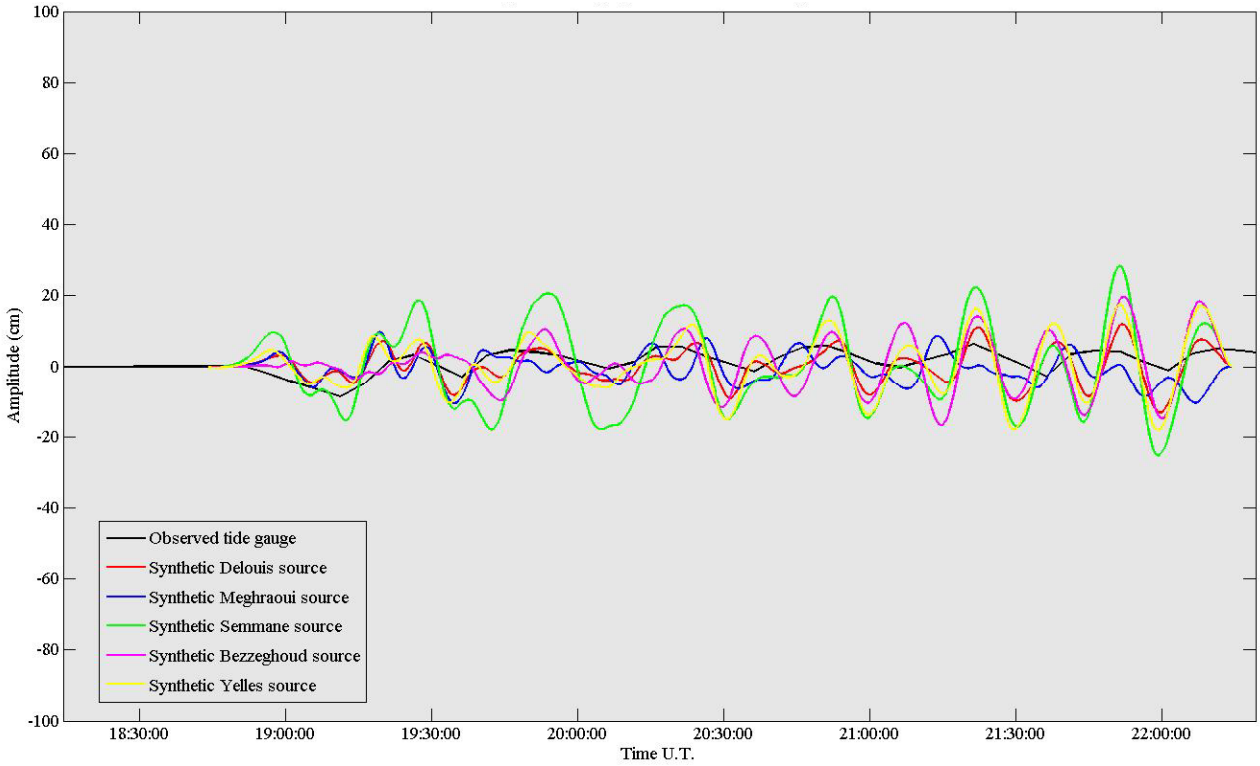
For this reason, we infer that the tide gauge in Algiers is not well adjusted on time, and observe a time shifting of 8 min (Figures 8a and b). The Semmane *et al.* (2005) source generates the largest wave amplitudes with less than 0.40 m peak-to-trough in the first two hours; the periods and phases computed are in good agreement with the observed data. The other offshore source (Yelles *et al.*, 2003) produces quite large sea-level variations (less than 0.30 m). Delouis and Meghraoui sources in Figures 8a and b present quite the same behaviour in the first hour of propagation. After one hour, Delouis source (Figure 5a) follows the same trend than the previous sources, whereas Meghraoui source (Figure 5b) is lower in amplitude. Finally, Bezzeghoud source (Figure 5c) obtains the same variations of the Yelles source (Figure 5d).

For Palma de Majorca, problems due to the bathymetric grids do not allow us to obtain a maximum of amplification. Nevertheless, by differential comparison we note that the time is shifted (Figure 8c). The Semmane source (Figure 5e) still produces the strongest waves, whereas the other sources have a same trend in the first two hours of propagation. The fit is less satisfactory and the signal is too high frequency to correlate with this record.

Figure 8: Synthetic tide gauges vs Observed tide gauges for the different harbours : Algiers (Algeria, a and b), Palma (Majorca Island, Balearic Islands, c), Ibiza (Ibiza Island, Balearic Islands, d), and Sant Antoni (North of Ibiza Island, Balearic Islands, e). Colors represented the different seismic source tested in our model : Red : Delouis et al, 2004; Blue: Meghraoui *et al.*, 2004; Green: Semmane *et al.*, 2005; Purple: Bezzeghoud *et al.*, 2005; Yellow: Yelles et al, 2004; and Black is the original data (oceanic tide signal remove).

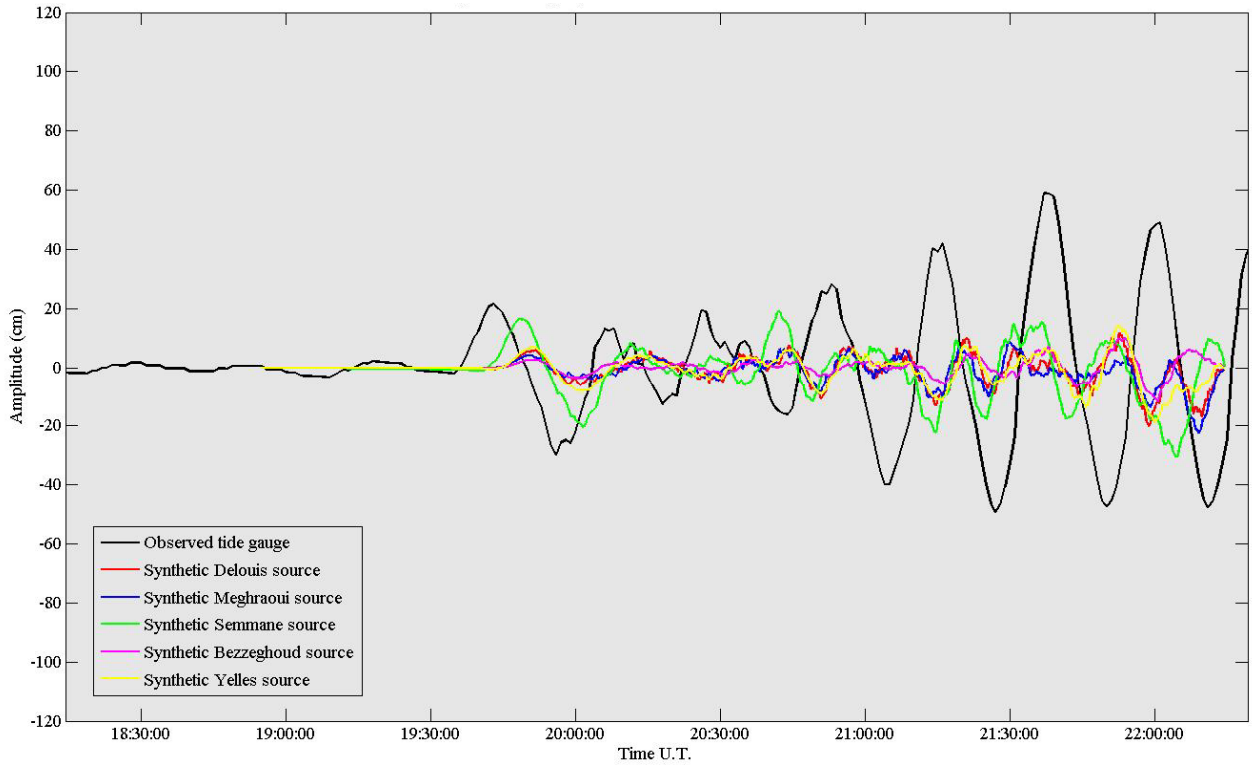


a - Algiers filter 15min no time shifted

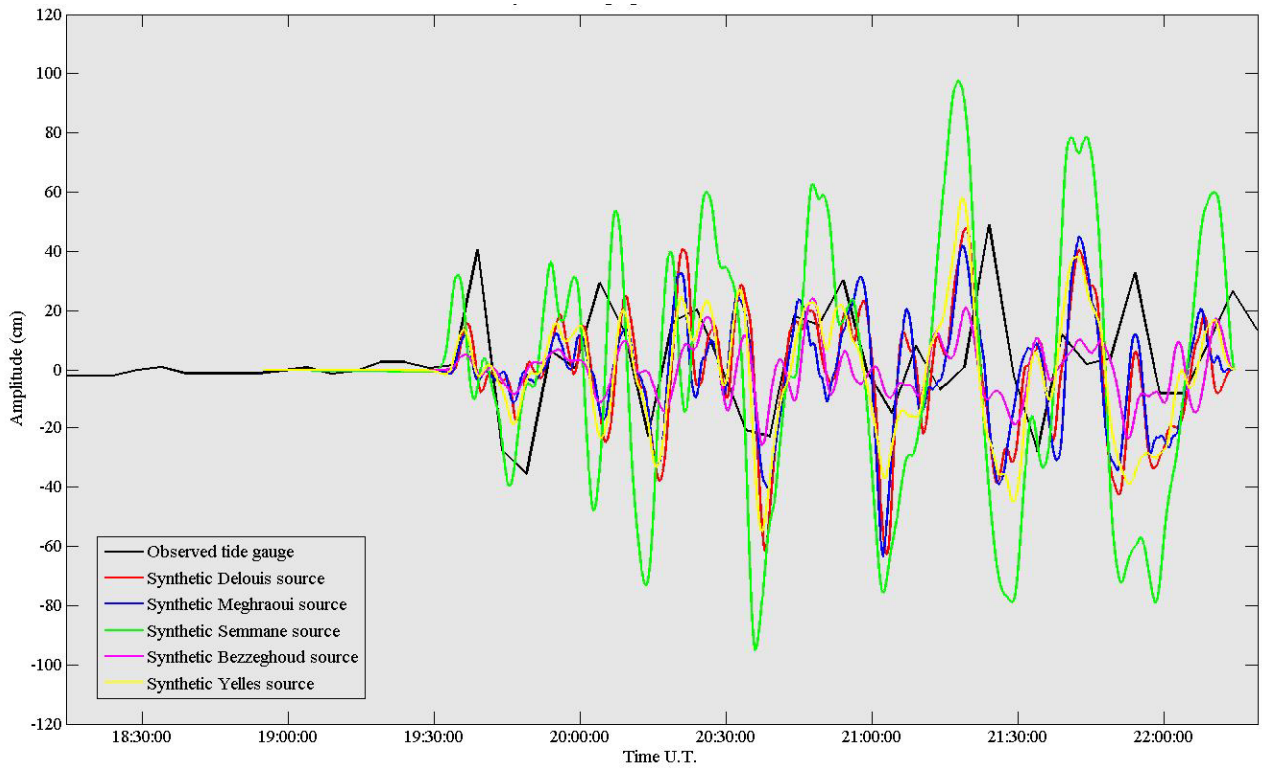


b - Algiers 15 min with time shifted 8 min

Figure 8 (2)

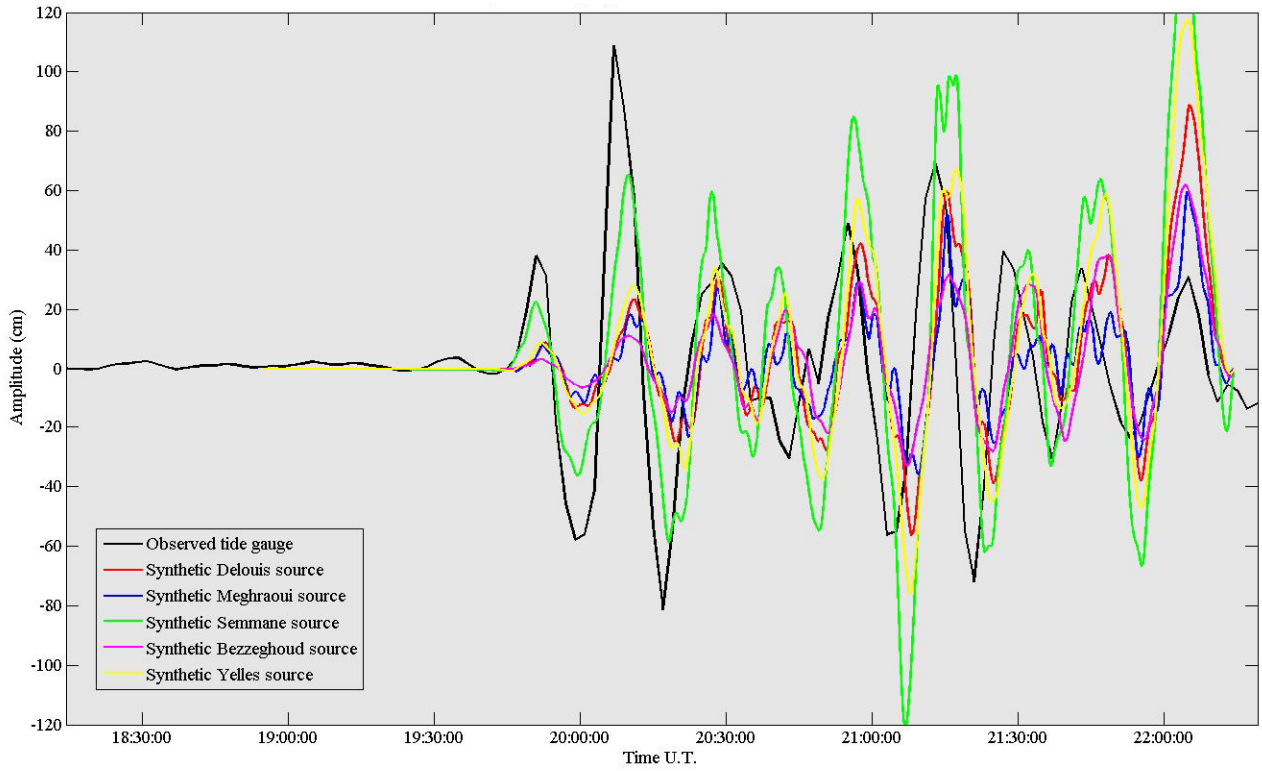


c - Palma filter 1 min



d - Ibiza filter 5 min

Figure 8 (3)



e - Sant Antoni filter 2 min

For the Ibiza Islands, two tide gauges are used in this study: one in the south-east part in Ibiza city, and another one, in the north-west region in the large bay of Sant Antoni. In Ibiza (Figure 8d), the sample rate is 5 min (Table 1), and probably too low to observe all the maxima sea-level variations. Semmane source and Bezzeghoud source are the extreme source (Figures 5c and d, stronger and lower sea-level variations, respectively), whereas Delouis, Meghraoui and Yelles source keep more or less a same trend with larger peak-to-trough amplitude of 0.80 m after 2 hours of propagation.

In Sant Antoni (Figure 8e), the phases are well reproduced and the amplitude is fitting well, except for the two first waves. The Semmane *et al.* source (Figure 5e) fits well the beginning of the tsunami, but from the third wave the amplitude is too strong. The sample rate in Sant Antoni is 2 min, and we use the same value to the low-pass filter. The Delouis *et al.* source and Yelles *et al.* source (Figures 5a and d) have the same trend, even if the latter solution is stronger for each phase. Meghraoui *et al.* and Bezzeghoud *et al.* solutions (Figures 5b and c) produce the smallest variations with high frequency waves.

From these results with different measurements and modelling, and calculated parameters obtained in the epicentral area, we discuss the probability and best fitted fault source responsible of the tsunami.

6 – Discussion and Conclusion

6-1 Source of the Tsunami

Three hypotheses were put forward as a possible source of the tsunami: a seafloor displacement, or a submarine landslide, or a combination of the two phenomena. In order to discriminate between these different sources, we collected field data along the Algerian epicentral coast and from tide gauges, and a study of *T* phase on 2 broadband seismic records. From the *T* wave records (one azimuth perpendicular and one parallel to the strike of the fault), we observe the presence of different *T* phases linked to seismic events with magnitudes larger than 4.5. There is no single *T* phase that could be linked to any large submarine landslide. Moreover, the period of the tsunami is around 20min, and the absence of run-up along the epicentral coast designates the strong seismic event as the only source for the tsunami generation. Moreover, the different modelling of Figures 5, 6 and 7 computed in this study show that a single moderate to large earthquake is enough for producing high amplitudes waves even at long distances (>300 km) from the epicentral area.

6-2 Clues for the most reliable and realistic seismic source

Using recent results of the Zemmouri earthquake study, we selected five different seismic sources with a range of M_W from 6.7 to 7.1, a depth from 6 to 16 km, and fault rupture close to the shoreline (< 10 km) or offshore (> 15 km). Even if the sea level variation is very sensible to the sample rate of the tide gauge, we observe that the source model of Semmane et al (2005) is not appropriate because too far from the shore and largest fault dimension and shows large wave amplitudes as in Sant Antoni and Ibiza. On the other hand, the Bezzeghoud *et al.* (2005) source is essentially located in the western part of the epicentral area, with no deformation in the Cap Djinet and Dellys area (which is not consistent with the coastal deformation) and do not generate enough amplitude. It is likely that the sources from Meghraoui *et al.* (2004), Delouis *et al.* (2004), and to a certain extent that of Yelles *et al.* (2004) can properly describe the observed sea-level variations. However, if we look to the levelling data of Yelles *et al.* (2004) which were taken from stations on buildings, we note that the source do not propose any vertical movement in the eastern part as Dellys, whereas the coastal uplift reaches 0.40±0.15 m (Meghraoui *et al.*, 2004). Moreover, the seismological parameters of the Yelles *et al.* source (2004) provide

with less plausible coseismic slip (up to 1.8 m) and smaller fault dimensions. In short, we can say that the Delouis *et al.* (2004) and Meghraoui *et al.* (2004) sources verify the tsunami modelling and appears to be consistent with the distance to the shore and related fault dimension shown in Figures 5a and b, the shoreline uplift and moment magnitude M_W less or equal to 7.

Computed periods in Algiers are smaller (10 minutes) than everywhere else, and the observed negative first motion of waves is not reproduced, casting some doubt on the partial analog record. However Algiers is the only place where the seismic source of Meghraoui *et al.* (2004) yields higher waves than the source of Delouis *et al.* (2004). An accurate tide-gauge record would have helped to discriminate the sources, especially with their azimuth.

In some harbours, a noisy high-frequency signal due to the harbours and bay shape or to numerical instabilities renders any discussion on the source dimension and structure rather difficult and the modelling can here be significantly improved. The remaining misfit between synthetic and observed tide gauge signals while using the best realistic sources must be more appropriately explained by testing the propagation and amplification parameters.

6-3 Implications for tsunami hazards in the Western Mediterranean Sea

From the historical seismicity catalogue, Northern Algeria experienced magnitude 7 or greater earthquakes in the past. Assuming that the occurrence of such large event (M_W > 7 to 7.5) may occur in, or close to the sea, it is likely that the Western Mediterranean coasts would be struck with severe damage. In fact, in our analysis the M_W=6.9 event generated 1 to 2 meters that affected the Balearic Islands. An attempt in modelling the sea wave characteristics for an earthquake larger than 7 indicates an average peak-to-trough that would reach a factor of 2 to 4 the values calculated for the Zemmouri earthquake. The large tsunami could hence produce a possible run-up along the Algerian coast as well, and large wave-amplitudes could reach the Balearic Islands (by more than 3 meters). Finally, a large submarine landslide triggered by a large earthquake cannot be ruled out, and would increase locally the energy of the tsunami propagation. Our analysis and modelling of the Zemmouri earthquake tsunami can serve as a good analog for studies in tsunami hazards that may complement a warning system in the Mediterranean Sea.

Acknowledgements:

We are most grateful to the support of the local authorities in Algeria and the assistance of the scientists of the CRAAG (Bouzareah, Algeria) for their help during our field campaign in the earthquake area. We thank the different hydrographic services for their cooperation: SHOM (France), IEO, Puertos del Estado and Physical Oceanography Group at IMEDEA (UIB-CSIC, Spain), APAT (Italian Agency for the protection of environment and the technical services) and the Hydrographic Office of the Italian Navy, and M. Van Ruymbeke for information about the Algiers tide gauge (Royal Observatory of Belgium). We are also thankful to Jordi Gimenez Garcia (Balearic Islands University) and Sebastià Monserrat (IMEDEA) for their knowledge and information on the Balearic Islands. Thanks also to E. Okal (University of Illinois) for his help and remarks concerning the *T* waves generation. The Figures were prepared with Generic Mapping Tool (GMT, from Wessel and Smith, 1991) and ETOPO 2. This work was funded by the ACI project "Risque sismique dans le région d'Alger" (INSU, France).

References

Aki, K., 1966. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2: Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 73-88.

Ambraseys, N.N., 1982. The seismicity of North Africa: the earthquake of 1856 at Jijeli, Algeria, *Bollettino Di Geofisica a Teorica ed Applicata*, Vol. XXIV, N. 93, 31–37.

Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A., Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K., Benhamouda, F., Sebaï, A., Bourouis, S., Alasset, P.-J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merahi, M., Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semane, F., Ferkoul, A., Deramchi, A. & Haned, S. A., 2003. Strong Algerian Earthquake Strikes Near Capital City The Zemmouri earthquake of May 2003, which measured M_W 6.8, is among the largest recorded seismic events in North Africa in modern history, *Eos Trans. AGU*, **84**(50), 561, 568.

Benouar, D., 1994. Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, *Ann.Geofis.*, **37**, pp. 356.

Bezzeghoud M., Caldeira, B., Borges, J.F., Beldjoudi, H., Buforn, E., Maouche, S., Ousadou, F., Kherroubi, A., Harbi, A. & Ayadi, A. The Zemmouri-Boumerdes Earthquake Of May 21st, 2003, M_W=6.8: Source Parameters and Rupture Propagation Study from Teleseismic Data. *Journal of Geophysical Research*, submitted, July 2004.

Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.-J., Kharroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S. & Maouche, S., 2004. The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake M_W 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19606

Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F. & Yelles, K., 2004. Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607,

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. F., & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425– 478.

Deverchere, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lepinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. & Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 M_W 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311.

Ewing, W.M., Press, F. & Worzel, J.L., 1952, Further study of the *T* phase, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **42,** 37–51.

Guibourg, S., Heinrich, P. & Roche, R., 1997. Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 775-778.

Hébert, H., Heinrich, P., Schindelé, F. & Piatanesi, A., 2001. Far-field simulation of tsunami propagation in the Pacific Ocean: impact on the Marquesas Islands (French Polynesia), *J. of Geophys. Res.*, **106**, C5, 9161-9177

Heinrich, P., Schindelé, F., Guibourg, S. & Ihmlé, P.F., 1998. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami, *Geophys. Research Lett.*, **25**, 2687-2690.

Ibn Khaldoun, A. Z. Y., 1369. Kitab al-Ibar, Edited in 1959, *Maison du Livre Libanais*, Beyrut.

Meghraoui, M. &. Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, **101**, 17617–17644.

Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. & Benhamouda, F., 2004. Coastal uplift and thrust faulting associated with the M_W = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19605

Mokrane A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi, A., Bezzeghoud M. & Benhallou, H., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, *Publication of Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique and Géophysique*, Department: Etudes and Surveillance Sismique, C.R.A.A.G, Algiers-Bouzaréah, 277 pp.

Morel, J. L. & Meghraoui, M., 1996. The Goringe-Alboran-Tell (GALTEL) tectonic zone, a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, **24**, 755-758.

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull Seismo. Soc. of America*, **75**, 1135-1154.

Okal, E.A., 2003. Waves from the 1998 Papua New Guinea earthquake and its aftershocks: timing the tsunamigenic slump, *Pure Appl. Geophys*., **160**, 1843-1863

Rothé, J. P., 1950. Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Geol. Algerie Geophys.*, **3**, 3–40.

Semmane, F., Campillo, M. & Cotton, F., 2005. Fault location and source process of the 2003 Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data *Geophys. Res. Lett.*, **32**, No. 1, L01305.

Smith, W.H.F. & Sandwell, D.T., 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science,* **277** (5334), 1956-1962.

Talandier, J.& Okal, E.A., 1998, On the mechanism of conversion of seismic waves to and from *T* waves in the vicinity of island shores, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **88,** 621–632.

Wessel, P. & Smith, W. H. F., 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 441.

Yeh, H., Liu, P., Briggs, M., & Synolakis, C., 1994. Propagation and amplification of tsunamis at coastal boundaries, *Nature*, **372**, 353-355.

Yelles-Chaouche, A. K., Djellit, H. & Hamdache, M., 2003. The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May, 21st, 2003 (M_W 6.8), *CSEM Lett.*, **20**, 1–3.

Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E. & Briole, P., 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, M_W = 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13610, doi:10.1029/2004GL019884

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse a consisté à comprendre le fonctionnement des failles et tremblements de terre associés dans deux régions françaises et à préciser les paramètres physiques et sismologiques de deux d'entres elles. Le but de ce travail n'était pas de faire une évaluation du risque sismique et de l'aléa dans les régions étudiées. Toutefois, ce fut un point de mire pour que les travaux de recherche futurs portant sur l'évaluation du risque sismique puissent trouver dans ce manuscrit une partie au moins des paramètres de faille sismique.

Pour mieux contraindre les caractéristiques physiques de possibles failles actives en France, il a été nécessaire de sélectionner certaines zones actives en fonction des donnés disponibles et procéder à l'analyse des tremblements de terre historiques principaux et instrumentaux dans deux régions actives en France métropolitaine : les Pyrénées Occidentales et les Alpes du Nord.

Dans les **Pyrénées Occidentales**, les 4 séismes majeurs d'Arudy 1980, d'Arette 1967, Juncalas 1750 et Bigorre 1660 ont été comparés mutuellement suivant leurs différentes aires macrosismiques. Le séisme le plus récent est pris comme événement de référence, la magnitude m_b donnée par Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982 est de 5,1 (identifiée à la magnitude locale du RéNaSS ici) alors que le LDG donne une M_L de 5,8. La magnitude locale est déterminée par l'amplitude des ondes S dans la bande 1 à 10 Hz pour des stations proches de l'épicentre, alors que la magnitude m_b est basée sur l'amplitude à 1Hz des ondes de volume pour des stations en champ lointain. En utilisant la méthode proposée par Cara *et al.* (2005) basée sur la comparaison des intensités à différentes distances épicentrales, ou celle qui fait appel aux lois totales d'atténuation (Levret *et al.,* 1994 ; Souriau, 2005), nous donnons pour la première fois une fourchette de magnitude pour chaque événement. Ainsi, le séisme de 1967, se trouve être le plus petit événement des quatre, avec une magnitude M_{LDG} de 5,6 ou une m_b de 4,9 (tableau 7). Le tremblement de terre de Juncalas en 1750, au sud de Lourdes, est estimé à M_{LDG} = 6,4 ou une m_b = 5,7. Pour celui de Bigorre en 1660, M_{LDG} = 6,8 à 6,6 suivant la méthode de tracé d'isoséiste et les coefficients utilisés, ou m_b =

6,0. Ce dernier possède une magnitude qui n'a été égalée que par celui de Lambesc (1909) depuis le début de l'ère instrumentale en France. Sa localisation n'est pas très précise (SisFrance, 2005) avec une erreur d'au moins 10 km.

Une autre méthode pour déterminer une magnitude à partir des intensités et aires macrosismiques est celle basée sur les lois totales d'atténuation. Ces lois ont été proposées à l'échelle de la France et pour des séismes de magnitude M_L diverse entre 3,5 et 5,6. Nous proposons, dans le cadre de ce travail, une loi d'atténuation pour le séisme d'Arudy (1980). En utilisant ces lois totales pour déterminer la magnitude de l'événement, nous obtenons une variation assez importante entre chaque loi. La loi de Levret *et al.* (1994) donne des valeurs plus faibles (environ 0,5 magnitude en moins) que la méthode des variations d'intensité à différentes valeurs de distance épicentrale en utilisant leur coefficient *a*. Au contraire, les lois de Souriau (2005) et celle proposée ici pour les Pyrénées Occidentales sont homogènes entre les deux méthodes et donnes des valeurs similaires.

Du point de vue sismologique, nous avons réévalué la magnitude du séisme d'Arette du 13 août 1967, dont nous connaissions auparavant la magnitude de durée du LDG M_D=5,3 et la magnitude de Rothé et Vitart (1969) de 5,8. Après numérisation des signaux, nous avons calculé sur 11 stations du réseau WWSSN couvrant tous les azimuts, une magnitude M_{Sz}=5,1±0,3 (formule IASPEI). En outre, nous avons généré des signaux synthétiques de ce tremblement de terre afin de les comparer aux signaux réels, pour déterminer une magnitude de moment M_W et un mécanisme au foyer. Deux solutions ont été proposées par Hoang Trong et Rouland en 1971 et McKenzie en 1972, et testées dans l'inversion sans donner un résultat satisfaisant. Une recherche d'un nouveau mécanisme nous conduit à proposer le mouvement d'une faille E-W dextre, un mécanisme proche de celui du séisme d'Arudy (1980). Ces calculs de sismogrammes synthétiques nous ont permis de contraindre une magnitude M_W de 5,1, en bonne cohérence avec la magnitude M_{Sz} précédemment calculée. Ce travail permet de reconsidérer les paramètres du séisme d'Arette, de revoir à la baisse sa magnitude et de caractériser sa localisation superficielle (prof. < 5 km) par rapport aux séismes historiques y compris celui d'Arudy (1980).

Dans les **Alpes de Haute-Savoie**, les 4 séismes majeurs d'Epagny-Annecy 1996, du Grand-Bornand 1994, de Chamonix 29 avril et 13 août 1905 ont été comparés. Comme pour les Pyrénées, le séisme le plus récent est pris comme séisme de référence. Le tremblement de terre d'Epagny-Annecy possède deux magnitudes locales de 5,3 et 5,2 déterminées

respectivement par le LDG et le RéNaSS. Du point de vue aire macrosismique, notre première remarque est que le second séisme de Chamonix en août 1905, considéré par Karnik (1969) à 5,6 en magnitude, est beaucoup plus petit que son prédécesseur celui d'avril 1905 (M=5,7 selon Karnik). Il nous est impossible de dessiner des isoséistes pour l'événement d'août 1905, et le considérons par conséquent comme une réplique majeure du séisme d'avril 1905. En utilisant la méthode sur les variations d'intensité directement liées à la variation de magnitude, nous remarquons que le séisme du Grand-Bornand de 1994 (M_{LDG}=5,1 et $M_{L\text{-}RéNaSS}$=4,7) est plus faible que celui d'Epagny-Annecy et qu'il possède une magnitude LDG de l'ordre de 5,1 à 5,2 suivant les données utilisées, et une magnitude RéNaSS de 5,0 à 5,1 (tableau 21). Ces valeurs sont identiques aux données instrumentales pour le LDG et légèrement supérieures pour le RéNaSS, ce qui nous conforte dans la fiabilité de la méthode. Pour le séisme de Chamonix d'avril 1905, suivant les données utilisées et la méthode de tracé (BCSF ou BRGM), nous obtenons une M_{LDG}=6,2 à 6,4 et une $M_{RéNaSS}$=6,1 à 6,3. Enfin, pour le séisme d'Epagny-Annecy, nous possédons différents enregistrements sismiques, et quel que soit le jeu de données utilisé nous obtenons les mêmes valeurs de magnitude. Le séisme d'avril 1905 serait donc le tremblement de terre majeur dans la région des Alpes du Nord. Pour confirmer cette hypothèse, nous avons utilisé la seconde méthode basée sur les lois totales d'atténuation de Levret *et al.* (1994) et de Souriau (2005). Nous proposons, à nouveau, une loi régionale basée sur le séisme d'Epagny-Annecy et la magnitude LDG de 5,3. Les résultats obtenus sont cohérents avec la méthode des variations d'intensité pour les lois de Souriau (2005) et celle proposée dans les Alpes du Nord. La loi de Levret *et al.* (1994) est à nouveau plus faible, avec une sous-estimation moyenne de 0,5 en magnitude.

Du point de vue sismologique, le faible nombre de données instrumentales et les incertitudes sur les constantes instrumentales recueillies à Goettingen en Allemagne et à Uppsala en Suède, ne nous permettent pas de faire une étude approfondie de ce tremblement de terre. Toutefois, en regardant la composante E-W de Goettingen pour laquelle les constantes instrumentales sont bien contrôlées et dont le signal présente une amplitude importante, nous modélisons bien en forme et amplitude le signal instrumental si l'on utilise le plan de faille déterminé par notre étude tectonique et une magnitude M_W de 5,5. Cette magnitude est cohérente avec la magnitude M_S trouvée par la formule IASPEI de 5,4 sur cette même composante, et avec la valeur de Karnik de 5,7.

En comparant les résultats macrosismiques entre eux, et ceux obtenus par Cara *et al.* (2005) sur les séismes de Remiremont (1682) et Rambervillers (2003), nous remarquons que la méthode des variations d'intensité est plus robuste que la méthode des lois d'atténuation, surtout lorsque nous regardons la forte différence existant avec celle de Levret *et al.* (1994). Les magnitudes locales déterminées par Souriau (2005) et ce travail, dans les deux régions sont plus importantes que celles trouvées par Levret *et al.* (1994) ce qui mériterait une réévaluation de l'aléa dans ces deux régions étudiées.

Ces événements instrumentaux et historiques redéterminés, il était important de de rechercher ces failles actives responsables de ces séismes. Du point de vue **tectonique** et **paléosismologique** nous avons menés des études de géomorphologie détaillées, des profils de géoradar, des excavations et des tranchées avec datation pour déterminer les derniers déplacements sur les failles et les séismes associés.

Nous avons identifié dans les **Pyrénées Occidentales**, la présence d'une faille, la faille de Lourdes, transgressive active sur 50 kilomètres de long subdivisée en 3 segments de longueur variant de 15 à 18 km. Pour cela, nous avons utilisé notre approche en tectonique active et paléosismologie qui est de combiner des travaux de recherche en géomorphologie quantitative, géophysique de surface et en tranchée. L'identification de la faille inverse s'est faite par le biais d'une étude détaillée des structures géologiques et des dépôts Quaternaires, notamment des épisodes glaciaires de la région. La présence de dépôts alluviaux inclinés juxtaposés à une zone de faille montrant le cisaillement avec des graviers orientés dans les tranchées, associée à un escarpement linéaire d'âge Quaternaire et contrôlant le réseau hydrographique, prouve la nature active de cette zone de faille. Différents échantillons de carbone C^{14} ont été prélevés dans deux tranchées, révélant un événement commun entre 4221 BC et 2918 BC. Si nous prenons la loi établi par Wells et Coppersmith (1994) pour une faille inverse reliant la magnitude de moment M_W à la longueur en surface de la rupture nous obtenons une magnitude de 6,8. Chaque segment, peut à lui seul générer un événement de magnitude de moment de 6,5. La vitesse de glissement observée sur cette faille, obtenu à partir des terrasses soulevées, est de 0,2 à 0.25 mm/an en moyenne, suggérant une récurrence de forts tremblements terre de plusieurs milliers d'années. Enfin, si la totalité de la Faille de Lourdes venait à être réactivée lors d'un seul événement la magnitude pourrait atteindre 7,1. L'identification de cette faille et ses

caractéristiques physiques sont des éléments jamais pris en compte dans l'estimation de l'aléa et du risque sismique des Pyrénées. Un article a été soumis et est en révision pour la revue Tectonophysics (Alasset et Meghraoui, 2005).

Dans les **Alpes de Haute-Savoie**, nous avons mis en évidence une zone de faille indiquée dans les cartes géologiques comme la faille de la Remuaz, qui met en contact des granites avec une zone de mylonite et des gneiss. L'escarpement de faille mesure en moyenne 80 m de haut, possédant à sa base, une zone blanche striée indiquant un effondrement du bloc est par rapport au bloc ouest (N020 70SE – 70NE du glissement sur la strie). Le caractère jeune de ces stries nous a fortement suggéré une activité Holocène dont nous devions confirmer la véracité par une étude géomorphologique et tectonique approfondie. La faille décrochante normale montre une morphologie jeune. La fin du grand épisode glaciaire est datée à 13000 BP environ (Chapron, 1999), laissant des stries glaciaires importantes de direction N050-N060, différentes de celles observées au pied du mur de faille. Deux sites étudiés le long de cette faille confirment l'hypothèse tectonique. Ils ont montré par géoradar un remplissage dissymétrique avec enfoncement progressif du fond de la tourbière du Golliet coté faille, et une prolongation de la zone blanche striée en profondeur observées sur 1,5 m sur environ 4 m. Cette faille à composante normale sénestre pourrait provoquer des séismes de magnitude M_W comprise entre 5,5 et 6,0 tous les 290 à 774 ans si le glissement trouvé de 0,31 (±0,04) mm/an est un déplacement maximal ou moyen (relation de Wells et Coppersmith - 1994). Cette fourchette de magnitude est compatible avec celle estimée de l'événement de Chamonix d'avril 1905.

Dans la seconde partie de la thèse, nous avons abordé le problème des failles en zone côtière. Outre le danger de la secousse sismique, un tsunami peut y être engendré. Lors du séisme de Zemmouri (M_W=6,9) du 21 mai 2003, un soulèvement côtier et un tsunami trans-ouest-méditerranéen ont eu lieu. Il est rare qu'un tel événement « raz de marée » ait lieu en Méditerranée Occidentale et de ce fait nous avons décidé d'étudier ses caractéristiques. Il n'y a pas eu de tsunami côté méditerranéen mais le soulèvement côtier a été de 0,55 m en moyenne le long de la zone épicentrale et a compensé une inondation-invasion ("*run-up*"). Suite à cet événement, différents auteurs ont publié les caractéristiques de la source sismique tenant compte soit des inversions de données sismologiques, soit des mesures du soulèvement côtier, soit des mesures GPS, soit d'une combinaison des ces éléments. Par une modélisation par élément finis et dislocation associée, nous avons montré qu'une rupture

sismique au large de forte magnitude (M_W=7,1, Semmane *et al.*, 2004) aurait provoqué de trop fortes amplitudes dans les ports échantillonnés, mais qu'une source côtière avec une forte composante de décrochement de magnitude M_W de 6,7 était par contre trop faible (Bezzeghoud *et al.*, 2005). Nous avons ainsi retenu deux sources sismiques (Delouis *et al.* 2004 et Meghraoui *et al.*, 2004) distantes entre 5 et 10 km de la côte et de magnitude M_W de 6,9, dont l'hypocentre est localisé à 6-8 km de profondeur avec une faible composante de décrochement du mouvement en faille inverse. La modélisation contrainte par des données de marégraphes et une étude des ondes T enregistrées en Méditerranée occidentale indiquent que l'amplitude et la direction des mouvements d'eau ainsi que la localisation des zones affectées sont en bon accord avec nos observations de terrain, notamment en Espagne (Iles Baléares). Ce type d'événement n'est pas le premier dans cette région frontière des plaques Afrique et Eurasie. Il existe des événements dans le catalogue historique de magnitude proche de 7 ou 7,5, ce qui pourrait engendrer des amplitudes de vague 2 à 4 fois plus importantes que celles observées lors de ce tsunami. Il s'agit donc d'identifier les failles sismiques susceptibles de générer de forts séismes en Méditerranée. Cet événement après celui catastrophique de Sumatra du 26 décembre 2004 (M_W 9.3) plaident pour la mise en place d'un système d'alerte et de surveillance des risques tsunamis en Méditerranée Occidentale. Comme le montre notre étude, il est nécessaire de mettre en place des sismomètres et capteurs de fond de pression mieux adaptés à des faibles variations de la tranche d'eau, et des marégraphes avec un taux d'échantillonnage plus importants (plusieurs points par minutes).

En conclusion générale,

Cette thèse, après des développements méthodologiques, propose une estimation des caractéristiques tectoniques et sismiques de deux failles actives en France probablement responsable des séismes de 1750 et 1660 dans les Pyrénées Occidentales et de 1905 en Haute-Savoie.

Ce travail montre en outre que la magnitude, ou plutôt les magnitudes, sont toujours un problème pour converger vers une valeur unique. Il apparaît que la magnitude locale est la mieux adaptée aux études macrosismiques. La magnitude M_S basée sur les ondes de surface entre 10 et 30 sec est proche de la magnitude de moment M_W pour des magnitudes voisine de 5. Dans notre étude M_W paraît inférieure à la magnitude locale du RéNaSS de 0,5 et de 0,7 avec celle du LDG. Cette dernière présente de forts écarts comme pour le séisme de Rambervillers avec une M_{LDG} de 5,9 et une M_W (ETHZ) de 4,8.

La recherche des failles actives en montagne est complexe car elle doit faire le tri par rapport à l'activité de l'orogenèse alpine laissant apparaître une multitude de failles géologiques et compte tenu de l'érosion (glaciaire entre autre). L'orogenèse induit en effet de nombreux épisodes tectoniques et déplacements associés depuis plusieurs millions d'années, alors que nous ne cherchons que les mouvements tectoniques des 100 000 dernières années.

L'identification des failles actives en domaine lent (< 0,5 mm/an) est nécessaire pour évaluer le risque sismique et l'aléa dans des régions fortement peuplées. Il est toujours difficile de caractériser ce type de faille, mais le recoupement entre les données sismologiques et tectoniques, couplé avec une étude détaillée de la géomorphologie, nous permet d'avoir un faisceau d'arguments et d'évidences suggérant une activité Pléistocène Supérieur et Holocène.

Les derniers événements sismiques de 2003 et 2004 montrent qu'il existe de nombreuses conséquences en champs proche et/ou lointain d'un séisme. Dans le cas du séisme de Zemmouri, les îles Baléares ont été affectées par un tsunami de 1 à 2 m d'amplitude, du fait d'une bathymétrie et d'une amplification particulière locale. Dans le cas des zones françaises étudiées, la proximité d'aires urbanisées ou de grands ouvrages de génie civile comme le barrage hydro-électrique d'Emosson situé à moins de 8 km de la Faille de la Remuaz, montre que les études sismotectoniques devraient être intensifiées.

Bibliographie

Sismotectonique

Akerblom, F., 1906, Seismische Registrierungen in Upsala. Oktober 1904-Mai 1905, *In: Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-physikalische Klasse, aus dem Jahre 1906. Berlin Weidmannsche Buchhandlung*, 125-140.

Aki, K., 1966, Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2: Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 73-88.

Aki, K. et Richards, P.G., 1980, Quantitative seismology: Theory and methods, *W.H. Freeman and Company*, San Francisco, v **I**.

Alasset, P.-J. et Meghraoui, M., 2005, ACTIVE FAULTING IN THE WESTERN PYRÉNÉES (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, T*ectonphysics*, soumis et révisé.

Allen, C.R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1041-1057.

Anderson, E.M., 1905, The dynamics of faulting, *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, **8**, 387-402.

Ayrton, S., Barféty, J.-C., Bellière, J., Gubler, Y. et Jemelin, L., 1987, Carte géologique de Chamonix au 1:50000, *Ed. BRGM Orléans*.

Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., Hibsch, C., 2002, Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire, en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophe, *Mémoires de la Société Géologique de France*, Nouvelle Série. **175,** pp. 141.

Baubron, J.-C., Rigo, A., et Toutain, J.-P., 2002, Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas : the Jaut Pass example (Pyrenees, France), *Earth Planet. Sc. Lett.*, **196**, 69-81.

BCIS, 1909, Les Tremblements de Terre ressentis pendant l'année 1905, *Publication du Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie - Strasbourg*, Série B Catalogues, pp. 543.

Belliere, J., 1980, Excursion 149 – Massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges – Structure et Pétrologie du socle, *Géologie Alpine*, **t. 56**, 237-249.

BRGM, EDF, IRSN, 2005, Base de données SisFrance. http://www.sisfrance.net/.

Burridge, R. et Knopoff, L., 1964, Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1875-1888.

Bussy, F., et Von Raumer, J., 1993, U-Pb dating of Palaeozoic events in the Mont-Blanc massif, Western Alps, *Terra abstract to Terra Nova,* **5** (Suppl. 1), 382.

Byerlee, J. D., 1978, Friction of Rocks, *Pure and Applied Geophys.*, **116***,* 615-626.

Cara, M. et Lévêque, J.J., 1987, Oriented olivine crystals in the upper mantle: a test from the inversion of multimode surface-wave data, *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, **47**, 246-252.

Cara, M. et Lévêque, J.J., 1987, Waveform inversion using second observables, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 1046-1049.

Cara, M., Brüstle, W., Gisler, M., Kästli, P., Sira, C., Weihermüller, C., et Lambert, J., 2005, Transfrontier macroseismic observations of the Ml=5.4 earthquake of February 22, 2003 at Rambervillers, France, *Jour. of Seismology*, *in press.*

Chapron, E., 1999, Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget) durant le Quaternaire Récent, *Géologie Alpine*, Mémoire H.S., n°30, pp. 261.

Chardon, D., et Bellier, O., 2003, Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France, earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **174**, n°5, 497-510.

Choukroune, P., Séguret, M. et Galdeano A., 1973, Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, XV, n°5-6, 600-611.

Dabas, M., Camerlynck, C., et F. I. Camp, 2000, Simultaneous use of electrostatic quadripole and GPR in urban context : investigation of the basement of the cathedral of Girona (Catalunya, Spain), *Geophysics*, **65**, 526-532.

Daniels, D.J., 1996. Surface-penetrating radar. *The Institution of Electrical Engineers,* London, pp. 320.

Debelmas, J., 1974, Géologie de la France, Les Chaînes plissées du cycle Alpin et leur avant-pays, Vol II, *Ed. Doin*, pp. 544 + 3 planches hors-texte.

Delacou, B., **Sue, C., Champagnac, J.-D. et Burkhard, M.**, 2004, Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophys. J. Int.*, **158**, 753-774.

De Mets C., Gordon, R.G., Argus, D.F., et Stein, S., 1990, Current plate motions. *Geophys. J. Int.,* **101,** 425-478.

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. et Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, n°20, 2191-2194.

Dubos, N., 2003, Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales, *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, pp. 205.

Dziewonski, A.M. et Anderson, D.L., 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Int.*, **25** (4), 297-356.

Ferry, M., Meghraoui, M., Delouis, B., Giardini, D., 2005, Evidence for Holocene palaeoseismicity along the Basel–Reinach active normal fault (Switzerland): a seismic source for the 1356 earthquake in the Upper Rhine graben, *Geophys. J. Int.*, **160**, n°2, 554-572.

Fitzgerald, P. G., Munoz, J. A., Coney, P. J. et Baldwin, S. L., 1999, Asymmetric exhumation across the Central Pyrenees: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**, 157– 170.

Forman, S.L., 1989, Application and limitations of thermoluminescence to date Quaternary sediments, *Quat. Int.*, **1**, 47-59.

Frechet, J., Thouvenot, F., Jenatton, L., Hoang-Trong, P. et Frogneux, M., 1996, Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpin, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 517-524.

Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H., Modiano, T., 1982, The Pyrenean earthquake of February 29, 1980: an example of complex faulting, *Tectonophysics*, **85**, 273-290.

Gidon, M., 1977, Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au 1/250.000°, *Editions DIDIER & RICHARD et B.R.G.M.*, une carte en deux feuilles et une notice de 18 p. & 2 pl.

Girard, J.-F., 2002, Imagerie géoradar et modélisation des diffractions multiples. *Thèse de doctorat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp. 162.

Gosse, J.C. et Phillips, F.M., 2001, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application, *Quaternary Science Reviews*, **20** (14), 1475-1560.

Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H. et Mohammadioun, B., 1993, Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique, avec atlas de 23 cartes au ¼ 000 000 et une carte au 1/1 000 000. *Mémoire de la Société Géologique de France*, n°**164**, vol.1 : pp. 76, vol.2 : 24 pl. et 1 carte.

Gross, R., Green, A., Holliger, K., Horstmeyer, H. et Baldwin, J., 2002, Shallow geometry and displacements on the San Andreas fault near Point Arena based on trenching and 3-D georadar surveying, *Geophys. Res. Lett.,* **29** (20), 34-1.

Gross, R., Green, A.G., Horstmeyer, H. et Begg, J.H., 2004, Location and geometry of the Wellington Fault (New Zealand) defined by detailed three-dimensional georadar data, *J. of Geophys. Res. B: Solid Earth,* **109** (5), B05401 1-14.

Grünthal., G., 1998, "European Macroseismic Scale 1998", *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* Luxembourg, **Vol 19**, pp. 99.

Gutenberg, B. et Richter, C.F., 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **34**, 185-188.

Haskell, N. A., 1964, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54,** 1811-1841.

Herrmann, R. B. et Wang, C. Y., 1985, A comparaison of synthetic seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **75**, 41-56.

Hoang Trong, P. et Rouland, D., 1971, Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées Atlantiques, *C.R. Acad. Sci*, **272** D, 3249-3251.

Hofmann, H. J., Beer, J., Bonani, G., Von Gunten, H. R., Raman, S., Suter, M., Walker, R. L., Wolfli, W. et Zimmermann, D., 1987, ^{10}Be half-life and AMS-standards, *Nucl. Instr. Meth. in Phys. Res.,* **B 29**, 32-36.

Institut Andalou de Géophysique, 2003, TERREMOTOS HISTÓRICOS DEL SUR DE ESPAÑA, Periodo 880 – 1999, site internet http://www.ugr.es/~iag/ .

Joussaume, S., 1993, Climat d'hier à demain, *Editions CNRS-CEA*, pp. 143.

Kanamori, H., 1977, Quantification of earthquakes, *Nature*, **271**, 411–414.

Karnik, V., Konorsaya, N.V., Riznichenko, V. Ju., Saravensky, E.F., Solovieu, S.L., Shebalin, N.V., Venek, J. et Zatopak, A., 1962, Standardization of Earthquake magnitude scale, *Studia geophysica et Geodetica,* 6, 41–47.

Karnik, V., 1969, Seismicity of the European Area, *D. Reidel Publishing Company Dordrecht - Holland*, Part 1, pp. 364.

Kellner, E. et Lundin, L.C., 2001, Calibration of time domain reflectometry for water content in peat soil, *Nordic Hydrology*, **32**, 315-332.

Kelly, M.A., Buoncristiani, J.-F. et Schlüchter, C., 2004, A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97** (1), 57-75.

Kostrov, V.V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, **1**, 23-44.

Lee, W. M. K., Bennet, R. E., et Meagher, K. L., 1972, A method of estimating magnitude of local earthquake from signal duration, *U.S.G.S. open file report*, pp. 28.

Leloup, P.-H., Arnaud, N., Lacassin, R., Masson, F., Gal, F., 2002, Structures alpines responsables de l'exhumation du massif du Mont- Blanc, *19ème réunion des Sciences de la Terre, Nantes, France*, 9-12.

Lemoine, M., de Graciansky, P.C. et Tricard, P., 2000, De l'océan à la chaîne de montagne : tectonique des plaques dans les Alpes, *Soc. Géol. Fr. Coll Géosciences*, *Gordon and Breach Sc. Publ., Paris*, pp. 207.

Le Roy Ladurie, E., 1967, Histoire du Climat depuis l'an mil, *Ed. Flammarion, Paris. Nouvelle Bibliothèque Scientifique*, pp. 320.

Levret, A., Loup, C. et Goula, X., 1988, The Provence earthquake of 11th June 1909 (France). A new assessment of near field effects, *Seismic hazard in Mediterranean regions; proceedings of the Summer School organized in Strasbourg, France, J. Bonnin et al. (eds.),* 383-399.

Levret, A., Backe, J.C. et Cushing, M., 1994, Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Natural Hazards*, **10**, 19-46.

Li, Y.-G., Vidale, J. E., Aki, K., Marone, C. J. et Lee, W. H. K., 1994, Fine structure of the Landers fault zone; segmentation and the rupture process, *Science*, **256**, 367-370.

Linick, T.W., Damon, P.E., Donahue, D.J. et Jull, A.J.T., 1989, Accelerator mass spectrometry: the new revolution in radiocarbon dating, *Quat. Int.*, **1** , 1-6.

Loeffler, O., 2005, Modélisation géoradar de la proche surface, estimation de la teneur en eau et influence d'un polluant, *Thèse de doctorat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp. 194.

Loeffler O. et M. Bano, 2004, Ground penetrating radar measurements in a controlled vadose zone : influence of the water content. *Vadose Zone J.*, **3**, 1082-1092.

Maierhofer C, 2003, Nondestructive evaluation of concrete infrastructure with Ground-Penetrating Radar, *J. Mat. In Civ. Engrg.*, **15** (3), 287-297.

Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M. et Schlupp, A., 2004, A Probabilistic Approach to Seimic Hazard in Metropolitan France, *Bull. Seismo. Soc. of America*, **94**(6), 2137-2163.

Masson, F., Gala, F., et Leloup, P.-H., 2002, Une carte gravimétrique haute résolution du massif du Mont-Blanc : implications structurales, *C. R. Géoscience*, **334**, 1011-1019.

Mayer-Rosa, D. et Cadiot, B., 1979. A review of the 1356 Basel earthquake : basic data, *Tectonophysics*, **53**, 325-333.

McCalpin, J., 1996, Paleoseismology, *Academic Press Inc.*, pp. 588.

McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **30**, 109-185

Medvedev, S., Sponheuer, W. et Karnik, V., 1964. Neue sesmiche skala. (New seismic scale). In W. (éd) Sponheuer, *Proc. 7th Symposium of the ESC, Jena, 24-30 Sept. 1962*, Veröff. Inst. f. Bodendyn. u. Erdbebenforsch. Jena d. Deutschen Akad. d. Wiss. **77**, 69-76.

Meghraoui, M., 2001, Failles actives et trace des séismes en surface : l'approche paléosismologique. Active faulting and coseismic surface ruptures: the palaeoseismological approach, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Séries IIA*, Vol. **333**, Issue 9, 495-511.

Meghraoui, M. et. Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, **101**, 17617–17644.

Meghraoui M., Bosi V., Camelbeeck T., 1999, Fault fragment control in the 1997 Umbria–Marche earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, **26** (8),1069–1072.

Meghraoui, M., Delouis, B., Ferry, M., Giardini, D., Huggenberger, P., Spottke, I. et Granet, M., 2001, Active normal faulting in the upper Rhine graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake, *Science*, **293**, 2070-2073.

Montadert, L. et Winnock, E., 1971, L'histoire structurale du Golfe de Gascogne, dans Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, *edit. par J. Debyser, X. Le Pichon, et L. Montadert, Technip, Paris*, p. VI.16, 1-18.

Musson, R.M.W. et Cecic, I., 2002, Macroseismology. In: Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P.C. and Kisslinger, C. (eds), *Earthquake and engineering seismology*, Acad. Press, Amsterdam, part A, 807-822.

Nataf, H.-C. et Ricard, **A.**, 1996, 3SMAC: an a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling, *Phys. Earth Planet. Int.*, **95**, 101-122.

Nicolas, M., Santoire, J.P. et Delpech, P.Y., 1990, Intraplate seismicity: new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics,* **179** (1-2), 27-53.

Nocquet, J. M. et Calais, E., 2004, Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661-681.

Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.

Olivet, J.-L, 1996, La cinématique de la plaque Ibérie, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 131–195.

Omori, F., 1894, On the after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111-200.

Pauchet, H., 1998, Sismicité de la chaîne pyrénéenne : Image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de Fenouillet (Février 1996). Implications tectoniques, *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, pp. 198.

Pipan M., Baradello, L., Forte, E., Prizzon, A. et Finetti, I., 1999, 2-D and 3-D processing and interpretation of multi-fold ground penetrating radar data : a case history from archaeological site, *J. Appl. Geophys.*, **4** (2-3), 271-292.

Reid, H.F., 1910, On mass-movements in tectonic earthquakes, *In* The California earthquake of April 18, 1906, *Report of the state earthquake investigation commission: Carnegie Institute of Washington, D.C.*

Richter, C.F., 1935, An instrumental earthquake scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, n° 1, 1-32.

De Rossi, M.S., 1883, Programma dell'Osservatorio ed Archivo Centrale Geodinamico, *Boll. del Vulcanismo Italiano*, Anno 10, 66-68.

Rothé, J.-P., 1972, La sismicité de la France de 1961 à 1970, Annales de l'Institut de Physique du Globe, Nouvelle Série, Troisième partie Géophysique, **Tome IX**, p. 6 et p.82-90.

Rothé, J.-P., et Vitart, M., 1969, Le séisme d'Arette et la sismicité des Pyrénées, *94^{é} congrès national des sociétés savantes, Pau, sciences,* **t.II**, 305-319.

Roure, F., et Choukroune, P., 1998, Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mém. Soc. Géol. Fr.,* **173**, 37– 52.

Scholz, C.H., 1990, The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge University Press*, pp.439.

Schön, J.H., 1996, Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*, Pergamon,* **V18**, New-York. pp. 598.

Sella, G., Dixon, T.H. et Mao, A., 2002, REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **107** (4), 11-1.

Sieh, K., 1996, The repetition of large-earthquake ruptures, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **93**, 3764-3771.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P. et Spakman, W., 2004, Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res*., **109**, B08104, doi:10.1029/2003JB002514.

Sibson, R.H., 1984, Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5791-5799.

Souriau, A., 2005, Quantifying felt events: a joint analysis of intensities, accelerations and dominant frequencies, *Jour. of Seismology* (soumis).

Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M. et Ponsolles, C., 2001, Sismotectonique des Pyrénées: principales contraintes sismologiques, *Bull. Soc. Géol. Fr*., **172**, 25-39.

Sylvander, M., 1999, Identifying an asperity through 3-D mapping of the frequency-magnitude distribution, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2657-2660.

Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, R.E., 1990, Applied geophysics, 2nd edition, *Cambridge University Press*, pp. 770.

Terrier, M., Blès, J.L., Godefroy, P., Dominique, P., Bour, M., et Martin, C., 2000, Zonation of Metropolitan France for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities Part1: Seismotectonic zonation, *Jour. of Seismology*, **Vol. 4** (3), 215-230.

Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, T., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A. et Hatzfeld, D., 1998, The M_L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault, *Geophys. J. Int.*, **135**, 876-892.

Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geoph. Magazine*, **30**, 521-605.

Vanneste, K., Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Verbeeck, K., 2001, Surface rupturing history of the Bree fault scarp, Roer Valley Graben; results from four years of paleoseismological investigation, In: Proceedings of the workshop; evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe, *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie (ECGS),* **18**, 147-152.

Vogt, J. et Godefroy, P, 1981, Carte sismotectonique de la France et notice, *Mémoire BRGM Orléans*, 111, pp36 + 1 feuille.

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J., Mueller, S., 1998, Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data: the Alpine crust-mantle boundary, *Geophys. J. Int.*, **135**, 264-278.

Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T. et Biasi, G., 2004, Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work, *GSA Today*, **14**, n°9, 4-10.

Wells, D. L. et Coppersmith, K. L., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am*., **84**, 974-1002.

Wiechert, E., 1906, Seismische Registrierungen in Göttingen im Jahre 1905, *In: Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-physikalische Klasse, aus dem Jahre 1906. Berlin Weidmannsche Buchhandlung,* 357-416.

Tsunami

Alasset, P.-J., Hébert, H., Calbini, V., Maouche, S. et Meghraoui, M., 2005, The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (M_W=6.9, Algeria) : modelling and results, *Geophys. J. Int., soumis.*

Calbini, V., 2004, Modélisation de la propagation du tsunami du 21 mai 2003 en Méditerranée occidentale : Intégration d'une bathymétrie de précision, *Rapport de DEA*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, EOST, pp. 34.

Legaz, A. et Biessy, G., 2004, Le tsunami d'Alger du 21 mai 2003 : Synthèse de Données bathymétriques en vue d'une première approche de la modélisation du tsunami, *Projet de Recherche de Maîtrise*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, EOST, pp. 46.

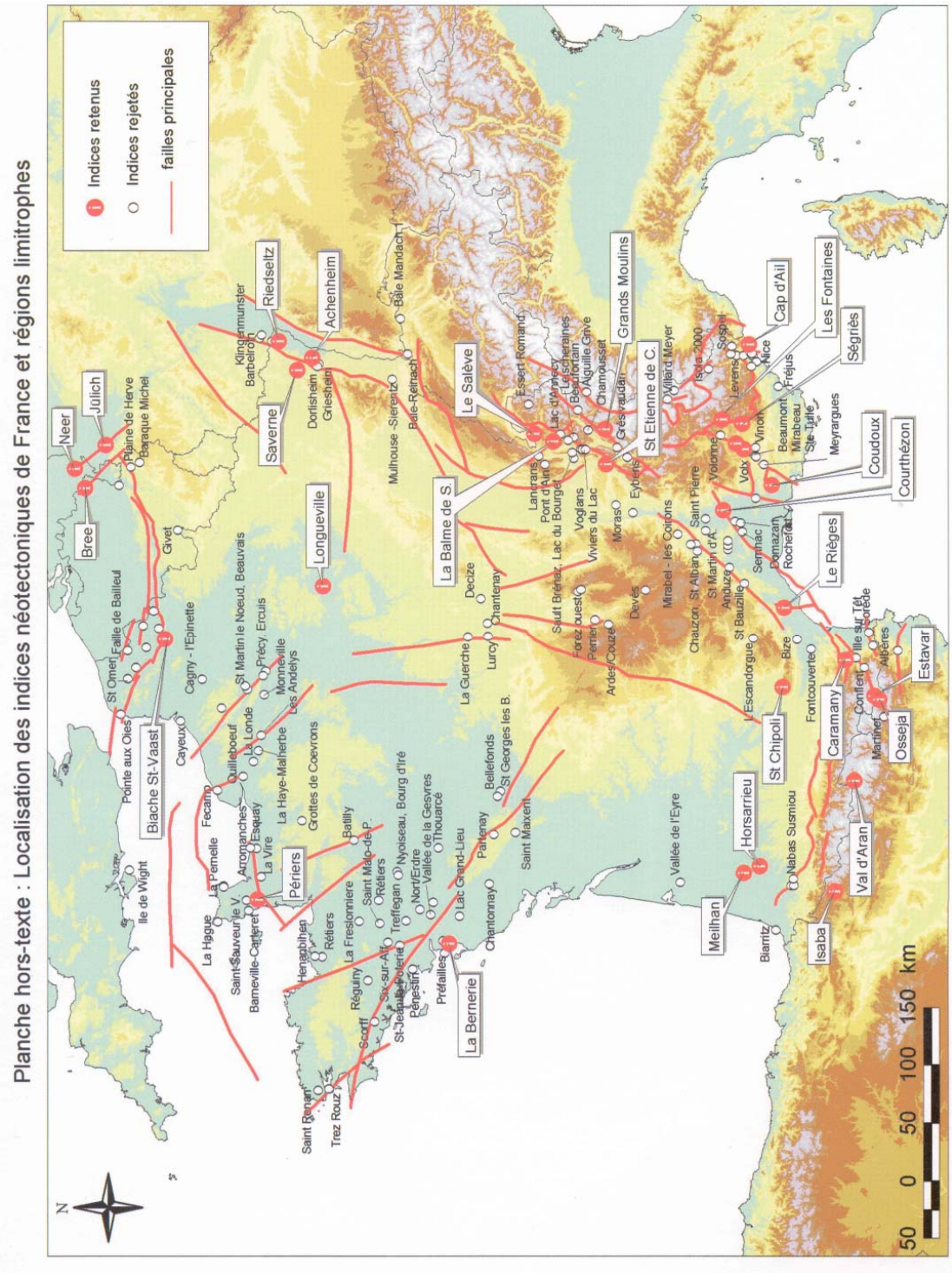
Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. et Benhamouda, F., 2004, Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett*., 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.

Piatanesi, A., 1999, Caractérisation des sources sismiques par étude des tsunamis, *Thèse de doctorat*, Institut de Physique du Globe de Paris, pp. 185.

Rappaz, J., et Picasso, M., 2000 Introduction à l'analyse numérique, *Presses Polytechniques et universitaires romandes*, Lausanne, pp. 251.

Annexes

Annexe 1 – Carte des indices de rupture Quaternaire par Baize *et al.*, 2002



Annexe 2 - Echelle d'intensité macrosismique MSK-64

Terminologie et classification des termes utilisés dans l'échelle

Classification des constructions (constructions non antiséismiques)

Type A : maisons en argile, pisé, briques crues : maisons rurales : constructions en pierres tout venant ;

Type B : constructions en briques ordinaires ou en blocs de béton : constructions mixtes maçonnerie-bois : constructions en pierres taillées ;

Type C : constructions armées : constructions de qualité en bois.

Définition des termes de quantité

Quelque : 5% environ

Beaucoup, nombreux : 50%

La plupart : 75%

Degrés d'endommagement des constructions

1er degré : dommages légers : fissurations des plâtres : chutes de petits débris de plâtre.

2e degré : dommages modérés : fissurations des murs : chutes d'assez gros blocs de plâtre, chutes de tuiles : fissurations de cheminées ou chutes de parties de cheminées.

3e degré : sérieux dommages : lézardes larges et profondes dans les murs : chutes de cheminées.

4e degré : destruction : brèches dans les murs : effondrements partiels éventuels : destruction de la solidarité entre parties différentes d'une construction : destruction de remplissages ou de cloisons intérieures.

5e degré : dommage total : effondrement total de la construction.

Effets considérés dans l'échelle

Effets sur les personnes et sur l'environnement ;

Effets sur les structures de toute nature ;

Effets sur les sites naturels.

Degré	Définition	Description des effets observés
I	Secousse non perceptible	L'intensité de la vibration se situe au dessous du seuil de perception humaine : la secousse est détectée et enregistrée seulement par les séismographes.
II	Secousse à peine perceptible	La secousse est ressentie seulement par quelques individus au repos dans leur habitation, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	Secousse faible ressentie seulement de façon partielle	La secousse est ressentie par quelques personnes à l'intérieur des constructions et n'est ressentie à l'extérieur qu'en cas de circonstances favorables. La vibration ressemble à celle causée par le passage d'un camion léger. Des observateurs attentifs notent un léger balancement des objets suspendus, balancement plus accentué dans les étages supérieurs.
IV	Secousse largement ressentie	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Des dormeurs isolés sont réveillés mais personne n'est effrayé. La vibration est comparable à celle due au passage d'un camion lourdement chargé. Les fenêtres, les portes et les assiettes tremblent. Les planchers et les murs font entendre des craquements. Le mobilier commence à être secoué. Les liquides contenus dans des récipients ouverts s'agitent légèrement. Les objets suspendus se balancent légèrement.

V	Réveil des dormeurs	Le séisme est ressenti à l'intérieur par tout le monde et à l'extérieur par de nombreuses personnes. De nombreux dormeurs s'éveillent, quelques-uns sortent en courant. Les animaux sont nerveux. Les constructions sont agitées d'un tremblement général. Les objets suspendus sont animés d'un large balancement. Les Tableaux cognent sur les murs ou sont projetés hors de leur emplacement. En certains cas, les pendules à balancier s'arrêtent. Les objets peu stables peuvent être renversés ou déplacés. Les portes ou les fenêtres ouvertes battent avec violence. Les liquides contenus dans des récipients bien remplis se répandent en petite quantité. La vibration est ressentie comme celle due à un objet lourd dégringolant dans le bâtiment. De légers dommages du 1er degré sont possibles dans les bâtiments de type A. Modification en certains cas du débit des sources.
VI	Frayeur	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des bâtiments. De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent vers l'extérieur. Quelques personnes perdent l'équilibre. Les animaux domestiques s'échappent de leur stalle. Dans quelques cas, les assiettes et les verres peuvent se briser, les livres tomber. Le mobilier lourd peut se déplacer et dans les clochers les petites cloches peuvent tinter spontanément. Dommages du 1er degré dans quelques constructions du type B et dans de nombreuses constructions du type A. Dans quelques bâtiments de type A, dommages du 2e degré. En certains cas, des crevasses de l'ordre du centimètre peuvent se produire dans les sols détrempés, des glissements de terrains peuvent se produire en montagne : on peut observer des changements dans le débit des sources et le niveau des puits.
VII	Dommages aux constructions	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent au-dehors. Beaucoup ont de la difficulté à rester debout. La vibration est ressentie par des personnes conduisant des voitures automobiles. De grosses cloches se mettent à sonner. Dans de nombreux bâtiments du type C, dommages du 1er degré ; dans de nombreux bâtiments de type B, dommages du 2e degré. De nombreux bâtiments de type A sont endommagés au 3e degré et quelques-uns au 4e degré. Dans quelques cas, glissement des routes le long des pentes raides ; fissures en travers des routes ; joints de canalisations endommagés ; fissures dans les murs de pierres. Des vagues se forment sur l'eau et celle-ci est troublée par la boue mise en mouvement. Les niveaux d'eau dans les puits et le débit des sources changent. Dans quelques cas, des sources taries se remettent à couler et des sources existantes se tarissent. Dans des cas isolés des talus de sable ou de graviers s'éboulent partiellement.
VIII	Destruction de bâtiments	Frayeur et panique - même les personnes conduisant des voitures automobiles sont effrayées. Dans quelques cas des branches d'arbres se cassent. Le mobilier, même lourd, se déplace ou se renverse. Les lampes suspendues sont endommagées en partie. De nombreux bâtiments du type C subissent des dommages du 2e degré et quelques-uns du 3e degré ; quelques bâtiments de type B sont endommagés au 3e degré et quelques-uns au 4e degré. De nombreux bâtiments du type A sont endommagés au 4e degré et quelques-uns au 5e degré. Ruptures occasionnelles de joints de canalisations. Les monuments et les statues se déplacent ou tournent sur eux-mêmes. Les stèles funéraires se renversent. Les murs de pierres s'effondrent. De petits glissements de terrains peuvent se produire dans les ravins et

		le long des routes en talus sur de fortes pentes. Les crevasses dans le sol atteignent plusieurs centimètres de largeur. L'eau des lacs devient trouble. De nouvelles retenues d'eau se créent dans les vallées. Des puits asséchés se remplissent et des puits existants se tarissent. Dans de nombreux cas, changement dans le débit et le niveau de l'eau.
IX	Dommages généralisés aux constructions	Panique générale ; dégâts considérables au mobilier. Les animaux affolés courent dans toutes les directions et poussent des cris. De nombreux bâtiments du type C subissent des dommages du 3e degré, quelques-uns du 4e degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 4e degré et quelques-uns du 5e degré. De nombreux bâtiments du type A sont endommagés au 5e degré. Les monuments et les colonnes tombent. Dommages considérables aux réservoirs au sol ; rupture partielle des canalisations souterraines. Dans quelques cas, des rails de chemin de fer sont pliés, des routes endommagées. Des projections d'eau, de sable et de boue sur les plages sont observées. Les crevasses dans le sol atteignent 10 cm ; elles dépassent 10 cm sur les pentes et les berges des rivières. En outre, un grand nombre de petites crevasses s'observent dans le sol ; chutes de rochers ; nombreux glissements de terrain ; grandes vagues sur l'eau ; des puits asséchés peuvent retrouver leur débit et les puits existants peuvent s'assécher.
X	Destruction générale des bâtiments	De nombreux bâtiments du type C subissent des dommages du 4e degré et quelques-uns du 5e degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 5e degré : la plupart des bâtiments du type A subissent des destructions du 5e degré ; dommages dangereux aux barrages et aux digues ; dommages sévères aux ponts. Les lignes de chemin de fer sont légèrement tordues. Les canalisations souterraines sont tordues ou rompues. Le pavage des rues et l'asphalte forment de grandes ondulations. Les crevasses du sol présentent des largeurs de plusieurs centimètres et peuvent atteindre 1 m. Il se produit de larges crevasses parallèlement aux cours d'eau. Les terres meubles s'éboulent le long des pentes raides. De considérables glissements de terrain peuvent se produire dans les berges des rivières et le long des rivages escarpés. Dans les zones littorales, déplacements de sable et de boue ; changement de niveau d'eau dans les puits ; l'eau des canaux, des lacs, des rivières est projetée sur la terre. De nouveaux lacs se créent.
XI	Catastrophes	Dommages sévères même aux bâtiments bien construits, aux ponts, aux barrages et aux lignes de chemin de fer ; les grandes routes deviennent inutilisables ; les canalisations souterraines sont détruites. Le terrain est considérablement déformé aussi bien par des mouvements dans les directions horizontales et verticales que par de larges crevasses, de nombreux glissements de terrain et chutes de rochers. La détermination de l'intensité de la secousse nécessite des investigations spéciales.
XII	Changement du paysage	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites. La topographie est bouleversée. D'énormes crevasses accompagnées d'importants déplacements horizontaux et verticaux sont observés. Des chutes de rochers et des affaissements de berges de rivières s'observent sur de vastes étendues. Des vallées sont barrées et transformées en lacs ; des cascades apparaissent et des rivières sont déviées. La détermination de l'intensité nécessite des investigations spéciales.

Annexe 3 - Short form of the EMS-98

The short form of the European Macroseismic Scale, abstracted from the Core Part, is intended to give a very simplified and generalized view of the EM Scale.

EMS intensity	Definition	Description of typical observed effects (abstracted)
I	**Not felt**	Not felt.
II	**Scarcely felt**	Felt only by very few individual people at rest in houses.
III	**Weak**	Felt indoors by a few people. People at rest feel a swaying or light trembling.
IV	**Largely observed**	Felt indoors by many people, outdoors by very few. A few people are awakened. Windows, doors and dishes rattle.
V	**Strong**	Felt indoors by most, outdoors by few. Many sleeping people awake. A few are frightened. Buildings tremble throughout. Hanging objects swing considerably. Small objects are shifted. Doors and windows swing open or shut.
VI	**Slightly damaging**	Many people are frightened and run outdoors. Some objects fall. Many houses suffer slight non-structural damage like hair-line cracks and fall of small pieces of plaster.
VII	**Damaging**	Most people are frightened and run outdoors. Furniture is shifted and objects fall from shelves in large numbers. Many well built ordinary buildings suffer moderate damage: small cracks in walls, fall of plaster, parts of chimneys fall down; older buildings may show large cracks in walls and failure of fill-in walls.
VIII	**Heavily damaging**	Many people find it difficult to stand. Many houses have large cracks in walls. A few well built ordinary buildings show serious failure of walls, while weak older structures may collapse.
IX	**Destructive**	General panic. Many weak constructions collapse. Even well built ordinary buildings show very heavy damage: serious failure of walls and partial structural failure.
X	**Very destructive**	Many ordinary well built buildings collapse.
XI	**Devastating**	Most ordinary well built buildings collapse, even some with good earthquake resistant design are destroyed.
XII	**Completely devastating**	Almost all buildings are destroyed.

Annexe 4 – Comparaison des inversions des mécanismes au foyer d'Arette – 1967

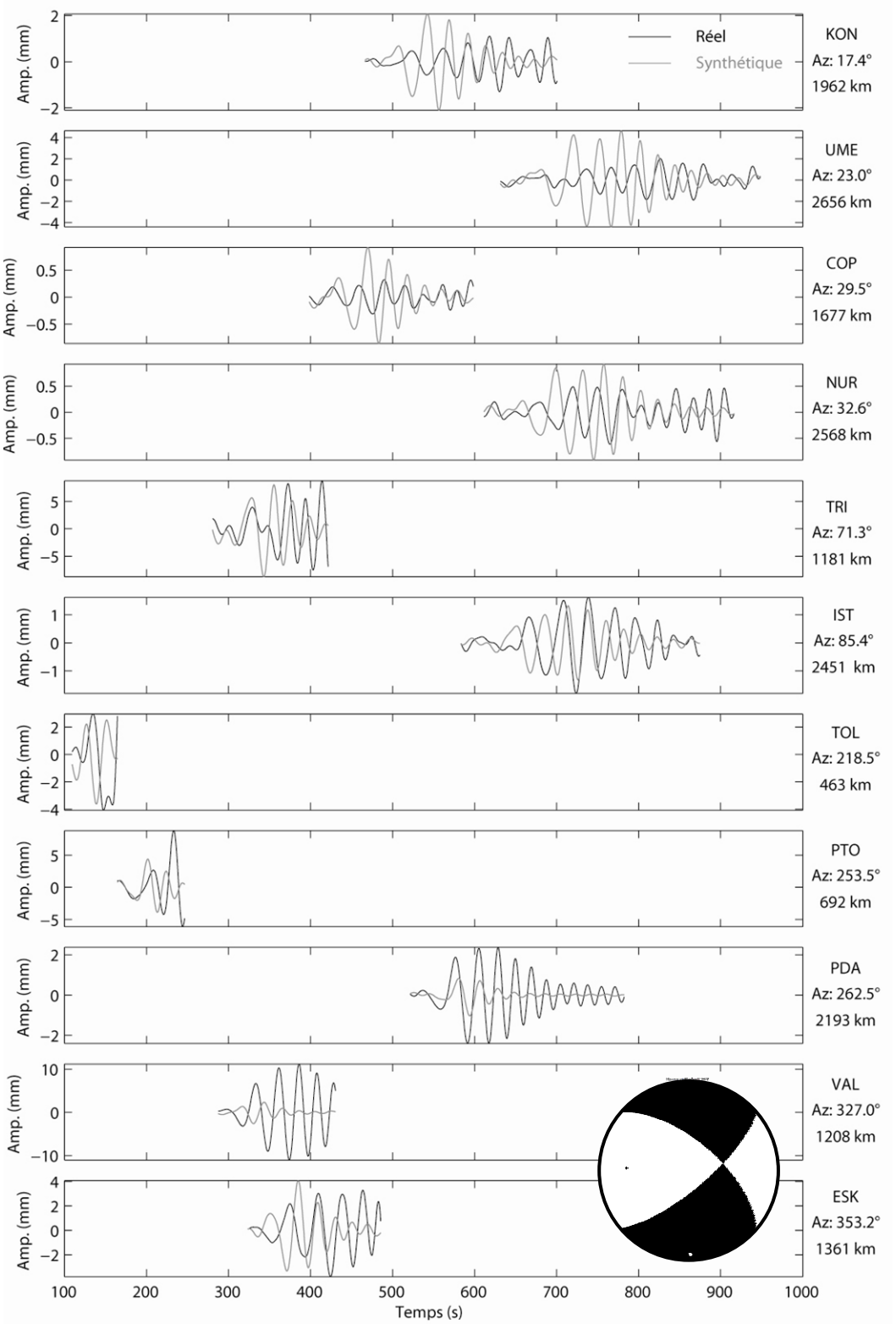


Figure 4A - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z filtrés entre 20 et 80 s, pour la solution Hoang Trong et Rouland (1971) sans décalage. En noir le signal original, en gris le signal synthétique. Mécanisme au foyer indiqué en bas à droite.

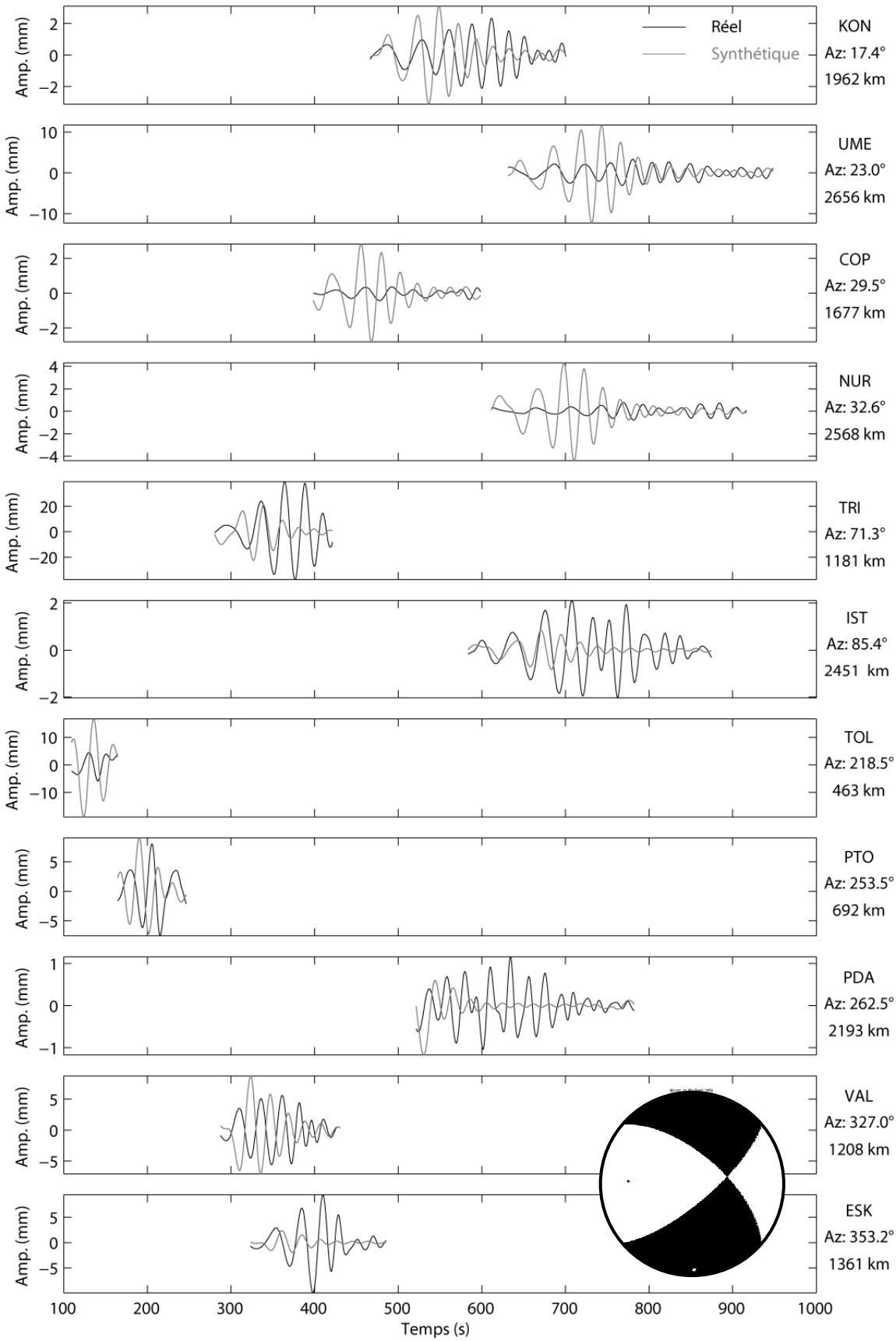


Figure 4B - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante T entre 20 et 80 s pour la solution Hoang Trong et Rouland (1971) sans décalage. En noir le signal original, en gris le signal synthétique. Mécanisme au foyer indiqué en bas à droite.

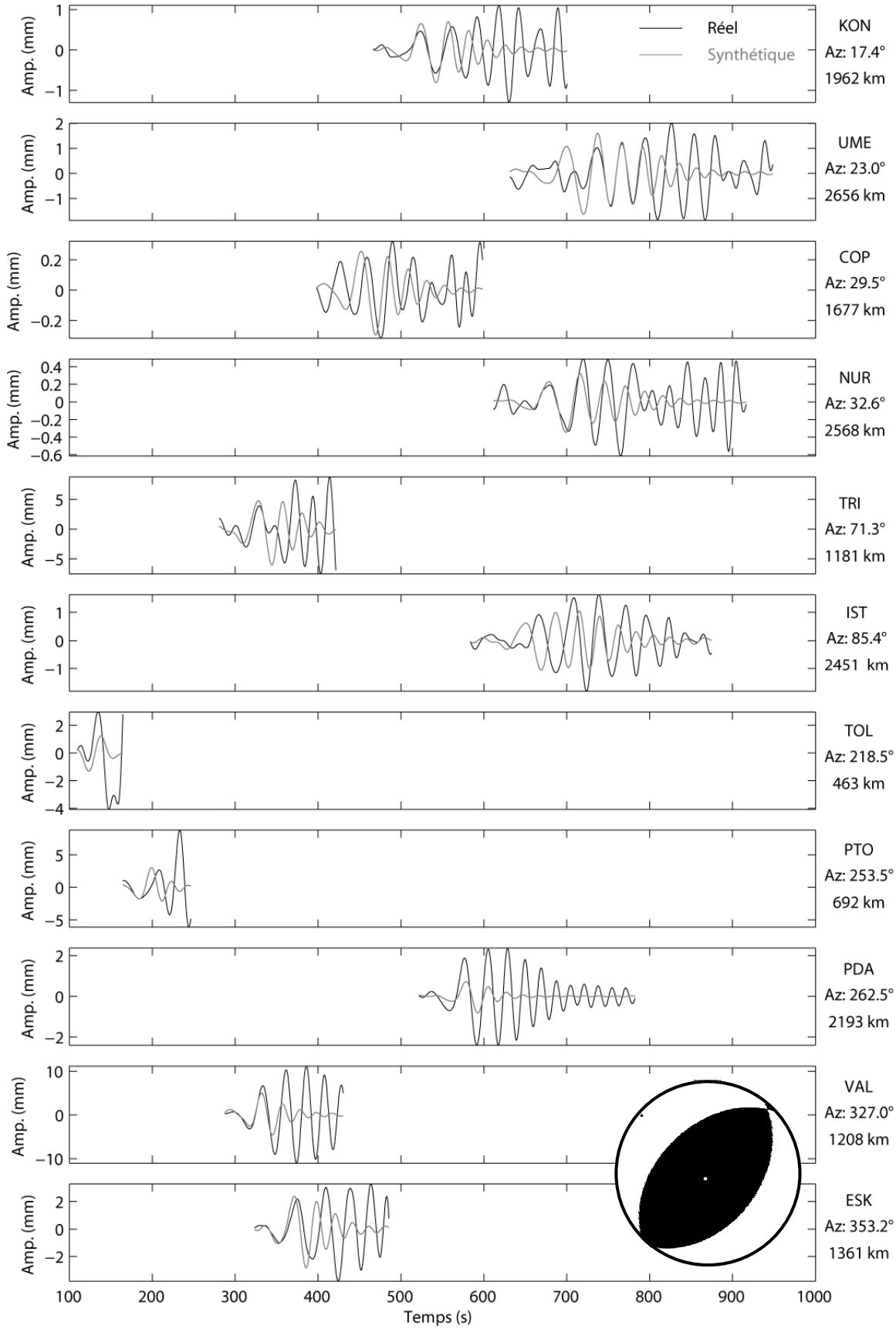


Figure 4C - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z entre 20 et 80 s pour la solution McKenzie (1972) sans décalage. En noir le signal original, en gris le signal synthétique. Mécanisme au foyer indiqué en bas à droite.

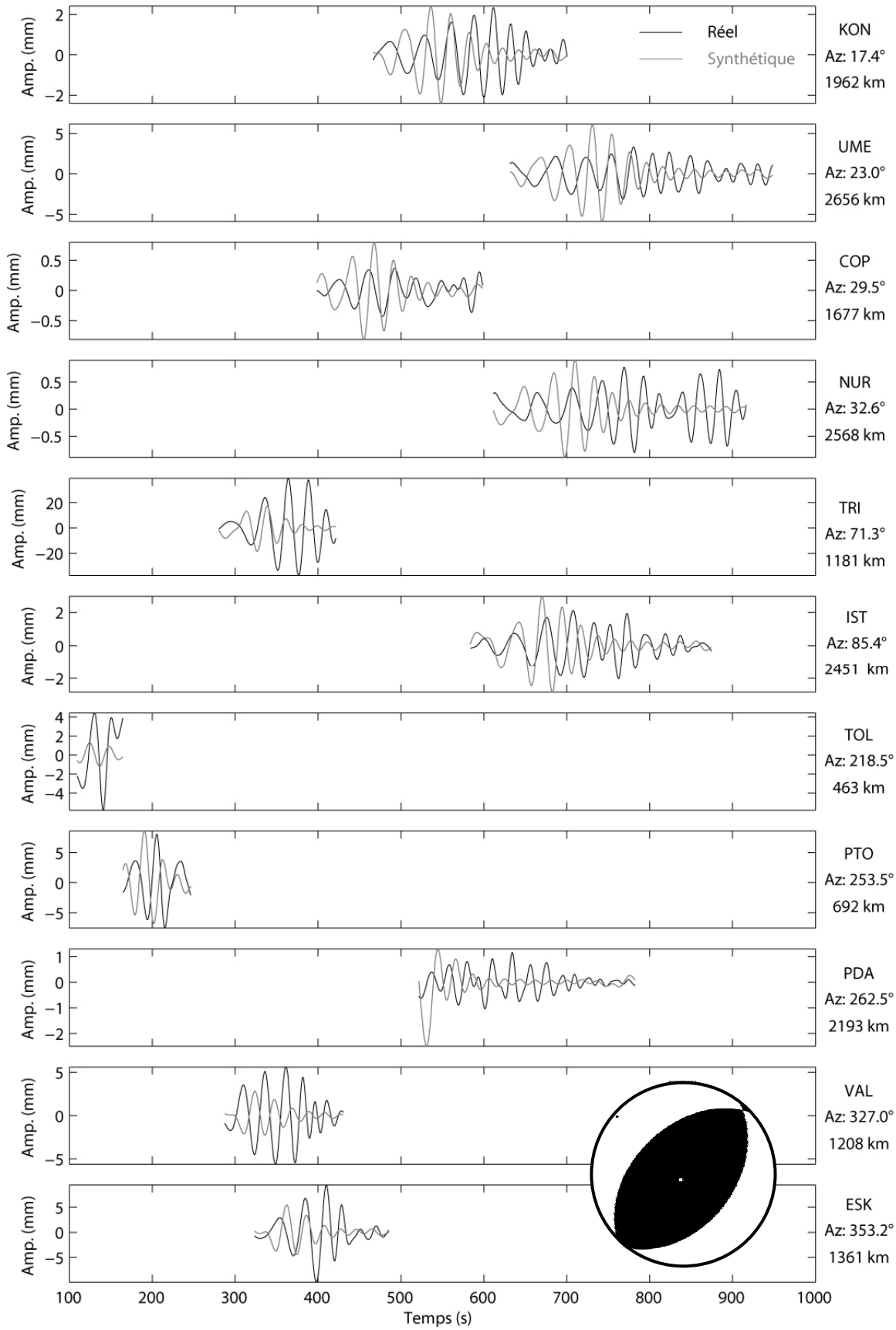


Figure 4D - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante T entre 20 et 80 s pour la solution McKenzie (1972) sans décalage. En noir le signal original, en gris le signal synthétique. Mécanisme au foyer indiqué en bas à droite.

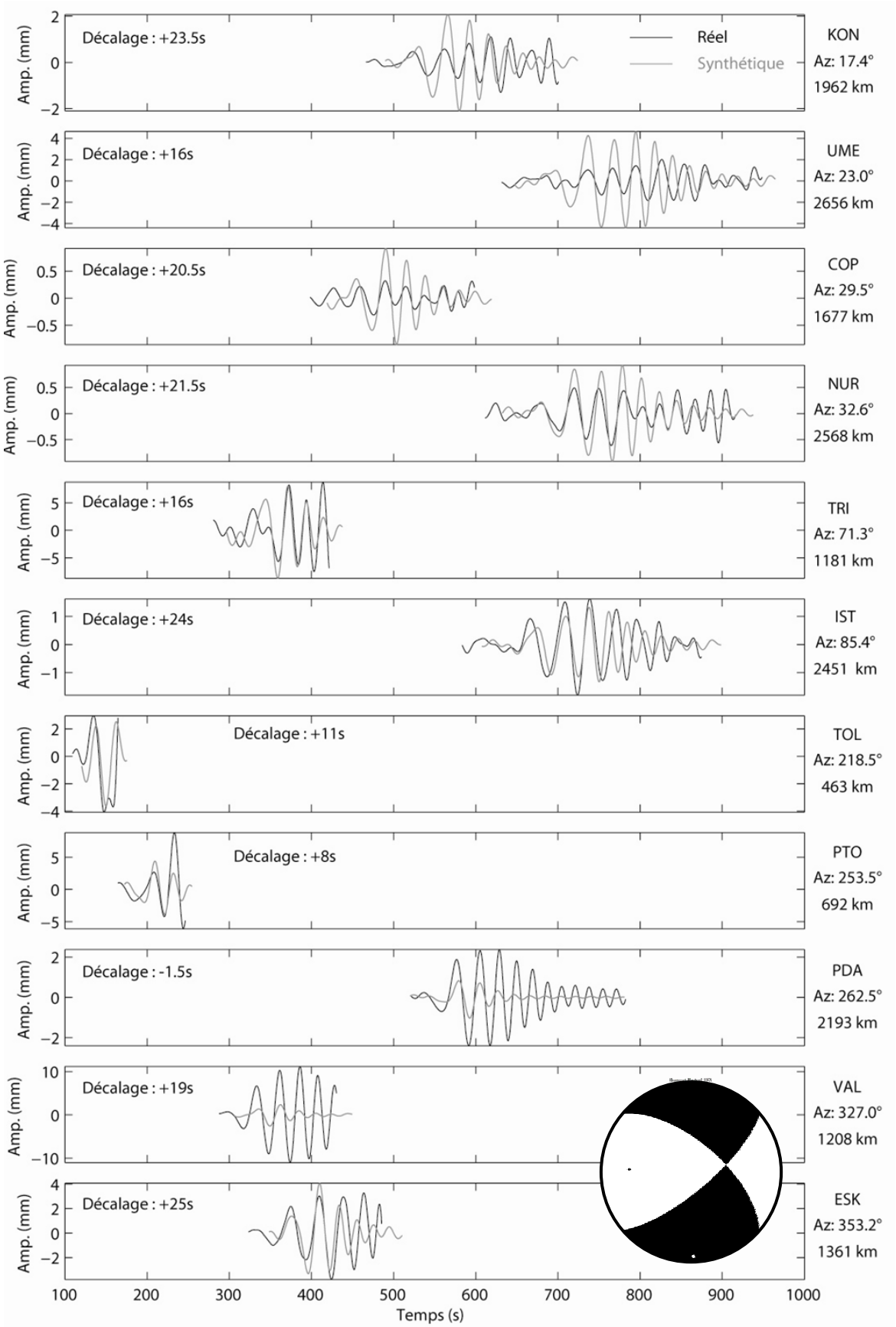


Figure 4E - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z entre 20 et 80 s pour la solution Hoang Trong et Rouland (1971) avec décalage calculé pour chaque trace. En noir le signal original, en gris le signal synthétique.

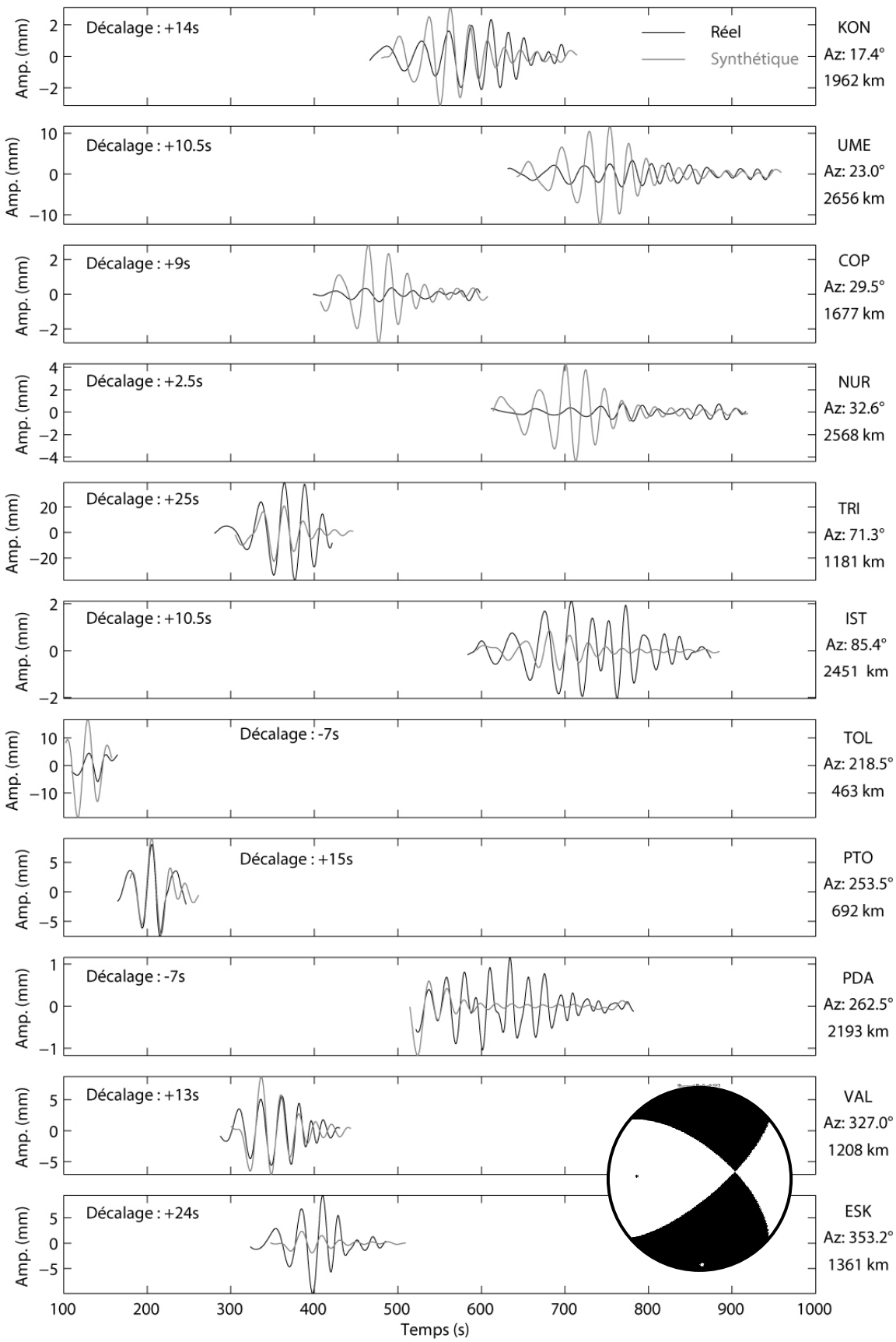


Figure 4F - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante T entre 20 et 80 s pour la solution Hoang Trong et Rouland (1971) avec décalage calculé pour chaque trace. En noir le signal original, en gris le signal synthétique.

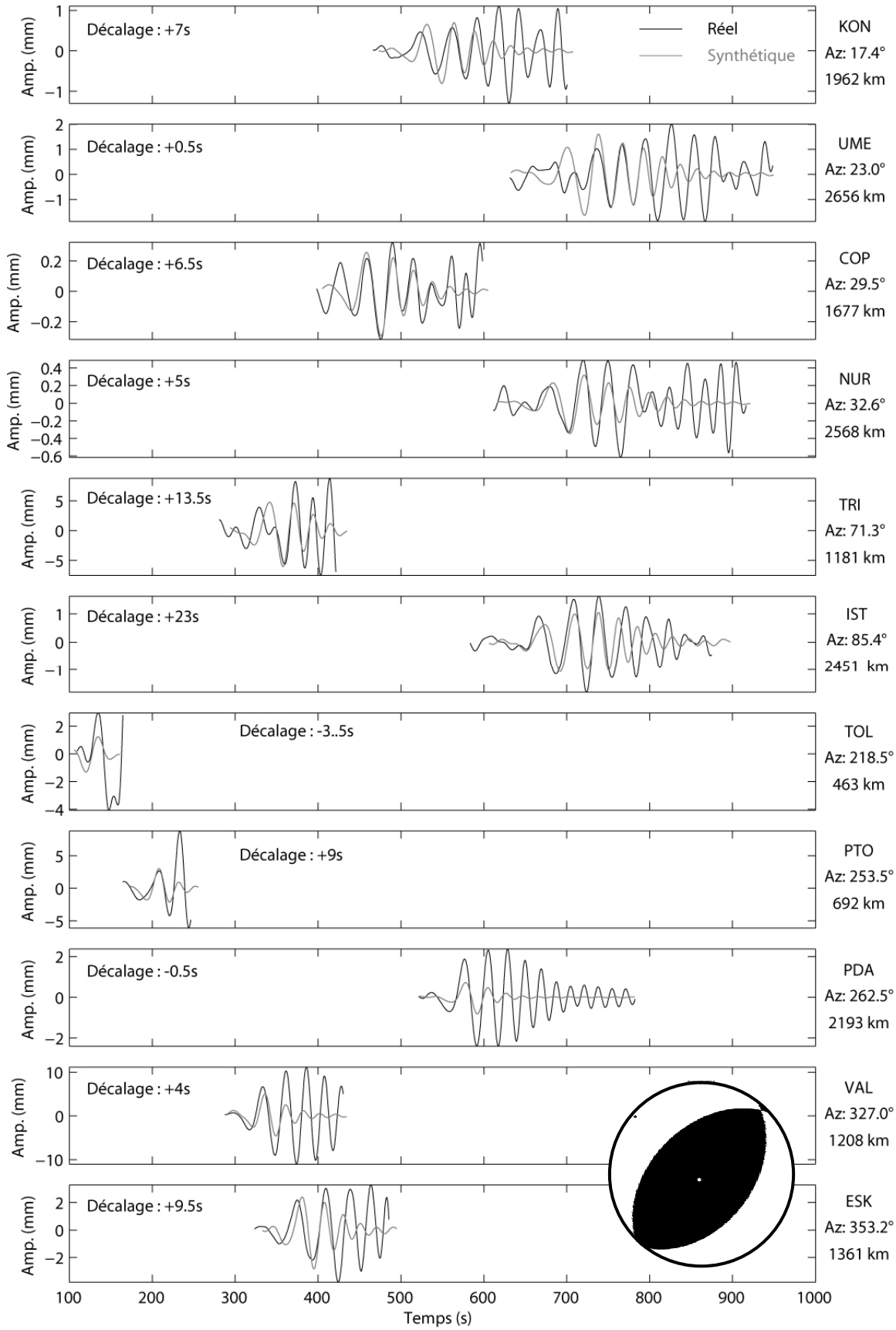


Figure 4G - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z entre 20 et 80 s pour la solution McKenzie (1972) avec décalage calculé pour chaque trace. En noir le signal original, en gris le signal synthétique.

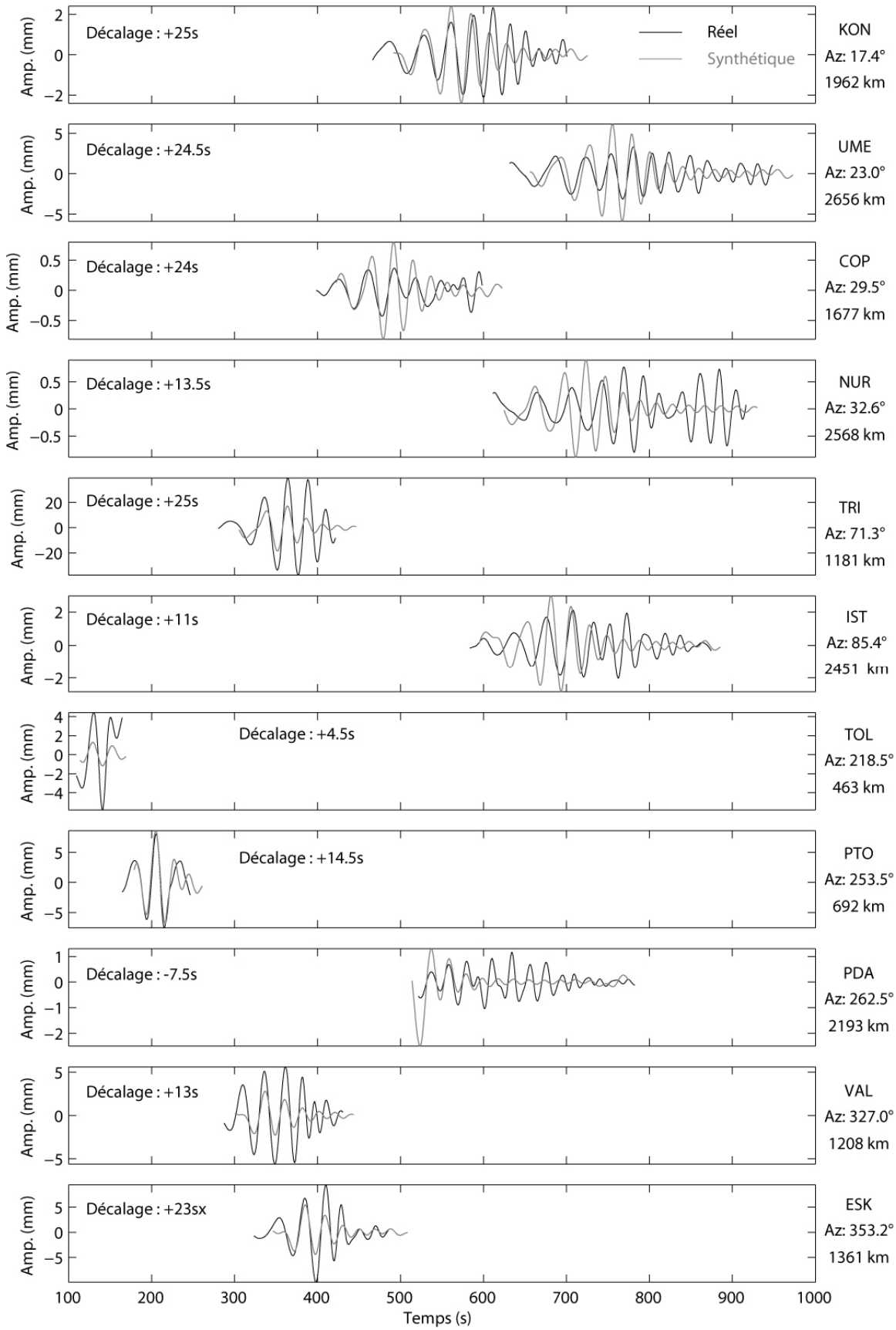


Figure 4H - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z entre 20 et 80 s pour la solution McKenzie (1972) avec décalage calculé pour chaque trace. En noir le signal original, en gris le signal synthétique.

Annexe 5 - Échelle macrosismique Rossi-Forel de 1883

Valeurs d'intensité	Description
I	Secousse microsismométrique, notée par un seul sismographe, ou par des sismographes de même modèle, mais ne mettant pas en mouvement plusieurs sismographes de systèmes différents, constatée par un observateur exercé.
II	Secousse enregistrée par des sismographes de système différent, constatée par un petit nombre de personnes au repos.
III	Secousse constatée par plusieurs personnes au repos, assez forte pour que la durée ou la direction puissent être appréciées.
IV	Secousse constatée par l'homme en action; ébranlement des objets mobiles, des portes et fenêtres, craquement des planchers.
V	Secousse constatée généralement par toute la population, ébranlement des objets mobiliers, meubles et lits, tintement des quelques sonnettes.
VI	Réveil général des dormeurs, tintement général des sonnettes, oscillation des lustres, arrêt des pendules; ébranlement apparent des arbres et arbustes. Quelques personnes effrayées sortent des habitations.
VII	Renversement d'objets mobiles, chute des plâtras; tintement des cloches dans les églises, épouvante générale sans dommages aux édifices.
VIII	Chute des cheminées, lézardes aux murs des édifices.
IX	Destruction partielle ou totale de quelques édifices.
X	Grands désastres, ruines, bouleversement des couches terrestres, fentes à l'écorce du globe, éboulement des montagnes.

Annexe 6 – Articles parus pour le séisme du 29 avril 1905

Argentières. Le 29 avril, à 2 h. du matin un épouvantable tremblement de terre s'est produit. Les murs de la plupart des maisons sont lézardés très profondément, une quantité de cheminées ont été jetées à terre. Le sol s'est fendu en plusieurs endroits. Dans l'intérieur de plusieurs maisons, tout a été renversé et les planchers sont couverts de débris de plâtres, de verre et de meubles brisés. Dans les caves des hôtels les bouteilles ont presque toutes été cassées.

Une source importante est sortie de terre augmentant la crue de l'Arve.

L'école et l'église ont beaucoup souffert. L'architecte a été demandé d'urgence à la Préfecture pour les mesures à prendre.

Chamonix. — *Tremblement de terre.* Le tremblement de terre a causé pour cent mille francs de dégâts dans le canton de Chamonix. La route de Chamonix à Argentières a été crevassée et défoncée en plusieurs endroits. Les ouvrages de la ligne du chemin de fer électrique ont été détériorés en partie. Des avalanches de rochers se sont produites. Beaucoup de maisons se sont lézardées

Cluses. *Le premier mai.* — Favorisée par un temps superbe, la fête organisée par les syndicats ouvriers a eu lieu lundi

A huit heures arrivent les ouvriers de Marignier. Tout le monde se forme en cortège et se rend à Scionzier pour y inaugurer une coopérative de consommation.

Les ouvriers de toute la vallée ont envoyé des représentants, ce qui porte le nombre des manifestants à près de 200. Tous se rendent à Marnaz pour un vin d'honneur, puis reviennent les uns à Scionzier, les autres à Cluses pour y banqueter.

L'après-midi, marche générale sur Cluses, vin d'adieu, bals champêtres.

La Roche-s-Foron. — Dans la nuit de vendredi à samedi, une violente secousse de tremblement de terre a mis en émoi la population de La Roche. Vers deux heures du matin, les habitants brusquement éveillés dans leurs lits eurent la sensation d'être projetés à terre. Dans beaucoup de maisons les meubles dansèrent. Dans la banlieue, plusieurs immeubles ont été ébranlés. La secousse a duré deux secondes.

Cet article daté du 07 mai 1905, est paru dans le Mont-Blanc Républicain, et relate des dégâts dans les communes d'Argentières et de Chamonix.

Cet article relate des dégâts dans les communes d'Argentières et de Chamonix et les vibrations d'objet dans les maisons à La Roche sur Foron. Article paru dans la Croix de Haute-Savoie du 07 mai 1905.

Tremblement de terre

Dans la nuit de vendredi à samedi vers deux heures, des secousses de tremblement de terre ont eu lieu dans notre ville. Beaucoup de personnes ont été réveillées par ces secousses qui n'ont duré, en deux fois que quelques secondes, sans causer de dégats.

Il n'en a pas été de même dans la vallée de Chamonix. Quatre secousses se firent sentir : la plus forte s'est produite à 1 h. 50 du matin. Les oscillations étaient orientées du sud au nord et elles ont duré environ dix secondes ; elles ont été précédées d'une pluie torrentielle accompagné d'un bruit souterrain ; puis, soudain les maisons ont été secouées d'une façon terrifiante ; les meubles ont été renversés.

Les trois dernières secousses, un peu moins fortes, ont été ressenties à neuf heures, dix heures et demie et une heure de l'après-midi.

A Chamonix et à Argentières en particulier, les dégâts produits dépassent plus de 600.000 francs. Presque toutes les maisons ont été lézardées dans divers sens, les cheminées renversées et plusieurs bâtiments démolis en grande partie.

La route de Chamonix à Argentières a été crevassée en plusieurs endroits, mais la circulation n'a pas été interrompue. Des avalanches de rochers détachés des montagnes sont descendues dans la vallée, semant la terreur sur leur passage.

Les ouvrages d'art en construction de la ligne électrique de Chamonix à Argentières ont subi de fortes avaries.

Annexe 7 – Article paru pour le séisme du 13 août 1905

Cet article daté du 20 août 1905, est paru dans le Mont-Blanc Républicain, et relate quelques dégâts dans la commune de Chamonix.

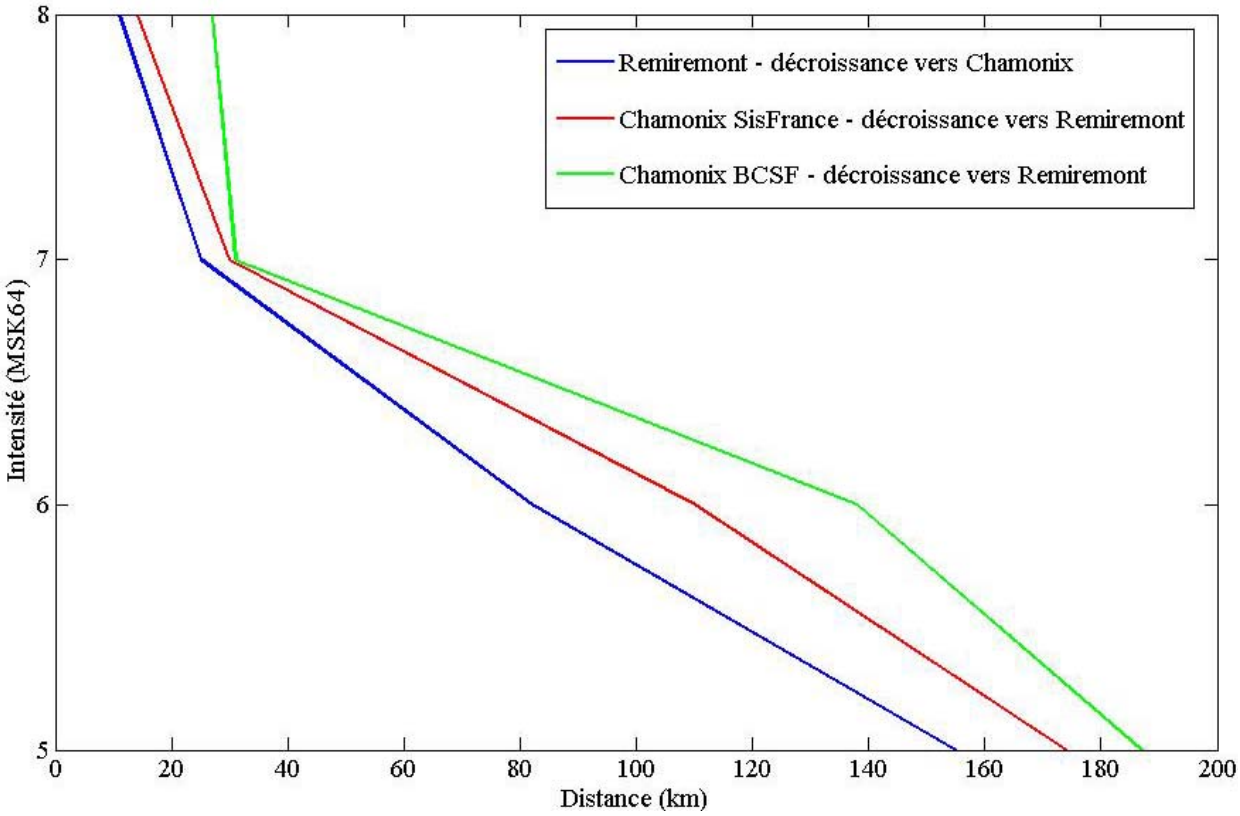
Chamonix

Le tremblement de terre. — Le tremblement de terre qui a secoué Chamonix dimanche dernier, a causé plus de dégâts qu'il n'a été dit à la première heure. Il s'est produit vers 10 h. 30 et a été très violent ; mais il a dû être local, car à quelques kilomètres de Chamonix on ne s'est aperçu de rien. Les dégâts à Chamonix sont importants. L'hôtel de Genève qui a quatre étages a été fendu du haut en bas. La gare elle-même a été lézardée de tous côtés. Une certaine quantité de plâtre est tombée des plafonds. L'église protestante a été bien endommagée. Nombreuses sont les maisons où il y a eu des dégâts.

Annexe 8 – Comparaison Remiremont vs. Chamonix

	I=VIII	I=VII	I=VI	I=V
Remiremont vers Chamonix – Données et Tracé. SisFrance	11 km	25 km	82 km	155 km
Chamonix vers Remiremont – Données et Tracé. SisFrance	14 km	30 km	110 km	174 km
Chamonix vers Remiremont – Données et Tracé. BCSF+ETHZ	27 km	31 km	138 km	187 km

Distance de décroissance des isoséistes depuis l'épicentre en direction de Chamonix pour le séisme de Remiremont (1682) et puis en direction de Remiremont pour le séisme de Chamonix (29/04/1905) avec deux tracés différents. M_{LDG}=6,5 et 6,3 ont été trouvées respectivement pour ces deux séismes. La décroissance est plus rapide pour le séisme de Remiremont que pour celui de Chamonix.



Annexe 9 – Discussion sur les données instrumentales des séismes de Chamonix avril et août 1905.

Pour mémoire, avant cette étude les magnitudes disponibles étaient : Karnik (1969) M=5,7 pour le 29 avril (repris par Massinon in "Les tremblements de terre en France, Vogt, 1979) et M=5,6 pour le 13 août (magnitudes macrosismiques basées sur Io).

Nous avons utilisé les bulletins publiés par Akerblom (1906) et Wiechert (1906).

- Pour Uppsala c'est le séisme n°45 p. 137 pour le 29 avril 1905. Ce bulletin s'arrête en mai.

- Pour Goettingen c'est le séisme n°49, p. 389 pour le 29 avril 1905; séisme n°133, p. 402, pour le 13 août.

Après déterminantion des magnitudes à partir de ces bulletins, nous les avons comparées à celles obtenues directement de l'exploitation des sismogrammes.

1) Séisme du 29 avril 1905

- A partir du bulletin :

Pour Goettingen, les données sont les suivantes :

L 1h 50min 11	T= 16s	AE=?	AN=40μ	ΔEg=?mg	ΔNg=0,3mg
iM 1h 50min 22	T= 12s	AE=200	AN=100μ	ΔEg=3mg	ΔNg=1.5 mg

Avec une distance épicentrale de 6,05°, nous obtenons en utilisant la formule de Prague sur la composante EW une magnitude de 5,5 et sur la composante NS une magnitude de 5,2, soit une moyenne de 5,4±0,2.

Pour Uppsala, du bulletin nous avons :

iM1 : 1h55min53s. T=6s. Amp. E=6μ, N=4 μ, Accélération E=0.3 mg, N= 0.2mg

M2 : 1h56,5min. T=8s. Amp. E=5μ, N=3 μ, Accélération E=0.2 mg, N= 0.1mg

Avec une distance épicentrale de 15,3°, nous obtenons en utilisant la formule IASPEI sur la composante EW une magnitude de 4,9 et sur la composante NS une magnitude de 4,8, soit une moyenne de 4,8.

Avec des azimuts proches, les variations entre les deux stations sont importantes et ne peuvent pas être dues à des variations dans le diagramme de radiation. Nous pouvons donc penser à une zone d'atténuation entre Goettingen et Uppsala, ou à un problème de frottement solide sur la plume du Wiechert compte tenu de la très faible amplitude du signal sur l'enregistrement noir de fumée.

- A partir des sismogrammes :

Avec l'aide de Andréas Barth de Goettingen, nous avons pu préciser les constantes instrumentales à Goettingen. Nous avons sur la composante EW : T=15,3 s; V=180; epsilon=5? (5 affiché pour le 13/08/1905 et 2,3 pour le 28/03/1903) avec un défilement de 14,9 mm/min. L'amplitude double est de 28 mm. Après correction de l'amplitude instrumentale, nous obtenons M_S=5,3, en assez bon accord avec la magnitude 5,5 tirée des bulletins.

Sur la composante NS nous avons de fortes incohérences entre le bulletin et les sismogrammes (facteur 3 sur l'amplitude en plus ou en moins suivant les hypothèses faites sur les constantes instrumentales).

En résumé, nous retiendrons une magnitude M_S de 5,4 en moyenne pour ce séisme du 29 Avril 1905. Cette valeur est cohérente avec la magnitude M_W obtenue à partir du test sur le calcul d'un sismogramme synthétique (Figure 42, page 104) qui est de 5,5.

2) Séisme du 13 août 1905

Il n'existe pas de données à Uppsala pour ce séisme. Nous donnons que des magnitudes à partir des valeurs du bulletin de Akerblom (1906) et de la station de Strasbourg (cahier de la station).

- Pour Goettingen :

M 10h 25min 5s T=1,2s AE=? AN=2,5µ ΔEg=?mg ΔNg=4mg.

Le bulletin indique en marge: "Im Hauptbeben eine lange Welle. T=15s, Ae=5µ.

A partir des différentes informations nous pouvons donner une Ms de 3,82 pour une période de 15s. Si on prend une période de 1,2 s (proche d'une valeur d'un courte période), nous obtenons une M_S de 4,6.

- Pour Strasbourg :

N- V1: 10h22min27s Max. à 10h23min 44s, T=3.9 s, AN=19 µ Fin à 10h39min

E - V1: 10h 22min 30s Max. à 10h23min 31s, T=4.0 s, AE=26.3 µ Fin à ?

En utilisant la formule de Prague, nous obtenons une magnitude de 4,5 sur EW et 4,3 sur NS soit une moyenne de 4,4.

On peut donc en conclure que le séisme du 13 août 1905 a une magnitude $M_L \sim 4,5$. Soit une magnitude inférieure de 0,9 par rapport au 29 avril, ce serait donc une réplique tout à fait classique, 3 mois et demi après le choc principal. Ces données viennent corroborer les informations obtenues à partir des données macrosismiques.

Liste des Figures

Figure 1- Carte macrosismique de la région épicentrale du séisme de Bâle en 1356 avec isoséistes VIII, IX et X MSK-64. Au sud de Bâle est indiquée la faille active (Meghraoui et al., 2001). 7

Figure 2 - Classification des failles et des contraintes par Anderson (1905), σ_1 étant la contrainte maximum. 10

Figure 3 - Modèle simple de la résistance au cisaillement par rapport à la profondeur dans la lithosphère suivant le mécanisme de faille. Avec une friction de Coulomb $\mu = 0,75$ dans la partie supérieure, et loi expérimentale basée sur des quartzites extrapolée (d'après Sibson, 1984; Scholz, 1990). 11

Figure 4 - Exemple de relations empiriques données par Wells et Coppersmith (1994). (a) Relation entre le déplacement moyen (AD) et la magnitude de moment M_W. (b) Relation entre la longueur en surface de la rupture (SRL) et la magnitude de moment. Les figures de droite montrent des courbes de régression pour chaque type de faille. 12

Figure 5 - Processus de fracturation de la couche sismogène avec formation de failles fragments liées à l'évolution de la déformation crustale (Meghraoui et al., 1999). La segmentation des failles n'intervenant que tardivement dans le processus de déformation, elle implique la présence de failles capables de générer de forts séismes (M >6,5). 13

Figure 6 - Modèles pour (a) un glissement variable (variable slip), (b) glissement uniforme (uniform slip), (c) tremblement de terre caractéristique (characteristic earthquakes) d'après Schwartz et Coppersmith (1984) et (d) modèle patch d'après Sieh (1996). 14

Figure 7 - Modèles simples de récurrence au cours du temps (a) modèle périodique, (b) modèle time predictable, (c) modèle size predictable (d'après Shimazaki et Nakata, 1980). 15

Figure 8 - Distribution épisodique des séismes associés à la faille inverse d'El Asnam avec des périodes de calme entre -4700 BC et -3000 BC, et des périodes d'activité importante avec de nombreux doublets (Meghraoui et Doumaz, 1996). 16

Figure 9 - Carte sismotectonique établie par Terrier et al. (2000), avec les failles géologiques principales en trait plein noir et les failles probables en alignement de rond. 20

Figure 10 - Carte du zonage sismique de la France (1991), Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (MEDD) 21

Figure 11 - Représentation des mesures géodésiques de la déformation dans l'Europe de l'Ouest et de la Méditerranée Occidentale (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches grises indiquent les mouvements de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie. La

corrélation de ces mesures avec les estimations de la déformation à long terme reste une question majeure dans les régions à faible taux de déformation. 24

Figure 12 - Sismicité historique pour les événements d'intensité maximale Io supérieure ou égale à VI (échelle MSK-64), tirée de la base SisFrance du BRGM jusqu'en 1980. La couleur dépend de Io (intensité maximale) et la forme du symbole dépend de la qualité de localisation (A dans un rayon de quelques km, B de 10 km, C de 20 km, D de 50 km). En fond, le modèle numérique de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission de la NASA), dans le système RGF 93. 26

Figure 13 - 25 ans de sismicité instrumentale entre 1980 et 2004 du catalogue RéNaSS - BCSF. Les losanges bleus indiquent les plus forts tremblements de terre historiques avec une intensité Io≥VIII, selon SisFrance 2005. En fond, le modèle numérique de terrain SRTM, dans le système RGF 93. 28

Figure 14 - Interprétation proposée par Sibuet et al. (2004) dans la partie sud de la chaîne et en adoptant celle de Roure et Choukroune (1998) pour la partie nord de la coupe. . 30

Figure 15 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, séismes d'Arudy 1980 en bas et d'Arette 1967 en haut, échelle MSK-64 (collaboration de C. Sira). 33

Figure 16 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, séismes de Juncalas 1750 en bas et de Bigorre 1660 en haut, échelle MSK-64 (collaboration de C. Sira). 34

Figure 17 - Comparaison des rayons des différents tremblements de terre en fonction des intensités MSK-64. Exemple de différence ΔI de 1,9 pour une valeur de r = 100 km entre Arudy (en rouge) et Bigorre (en jaune). 36

Figure 18 - Comparaison entre les deux lois d'atténuation de Levret et al. (1994) et Souriau (2005) avec celle proposée dans ce travail pour le séisme d'Arudy appliquée avec la magnitude M_{LDG} =5,8 et une profondeur de 4 km. 40

Figure 19 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994) et de Souriau (2005) pour le séisme d'Arette appliquée avec la magnitude $M_{D\text{-}LDG}$ =5,3 et h=4 km. La loi d'atténuation que j'ai déterminée pour Arudy (courbe bleue) donne M_{LDG} =5,6 et h=3 km. 40

Figure 20 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), de Souriau (2005) et celle proposée dans ce travail pour le séisme de Bigorre. M_{LDG} =6,7 et h=15 km avec la loi d'atténuation Alasset, M_{LDG} =6,2 et h=15 km avec celle de Levret et M_{LDG} =6,7 et h=20 km avec celle de Souriau. 41

Figure 21 - Extrait de la station Berkeley, composante verticale. Le "point" espacé, correspond au début d'une minute. La distance sur papier entre 2 minutes (flèche jaune) est de 1,5 cm, ce qui donne automatiquement l'échelle verticale. Les marques rouges, indiquent l'arrivée des ondes de Rayleigh pour le séisme d'Arette pour une vitesse moyenne de 4 (22h45), 3,5 et 3 km/s (22h59). 45

Figure 22 – Vue négative de l'enregistrement sur noir de fumée de la composante E-W sur le sismographe Mainka de Bagnères de Bigorre (80 km à l'est de l'épicentre environ). 46

Figure 23 - Représentation schématique permettant de passer des conventions WWSSN (données réelles) aux conventions de trièdre direct RTZ (données synthétiques). 47

Figure 24 - Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante Z filtrés entre 20 et 80 s. Le mécanisme proposé est représenté en bas à droite avec décalage calculé pour chaque trace. En rouge le signal original, en bleu le signal synthétique. 49

Figure 25- Comparaison entre signal synthétique et signal réel dans la bande 2,8 à 4,2 km/s sur la composante T filtrés entre 20 et 80 s. Le mécanisme proposé est représenté en bas à droite avec décalage calculé pour chaque trace. En rouge le signal original, en bleu le signal synthétique. 50

Figure 26 - Modèle Numérique de Terrain obtenu à partir des données SRTM avec effet d'ombrage sur notre zone d'étude des Pyrénées Occidentales (Système RGF 93). En jaune, sont indiqués les épicentres macrosismiques d'après SisFrance des 4 séismes précédemment étudiés. La Faille de Lourdes sur laquelle notre attention s'est portée dans cette partie, est indiquée. 52

Figure 27 - Mosaïque photo d'un mur Ouest à une vingtaine de mètres du pied de l'escarpement topographique. La photo en haut à gauche montre la paroi dans son ensemble. Une série de colluvions grossiers en bas et des dépôts plus fins à mi-hauteur et recouvert d'une couche de sol. Le quadrillage est de 1 mètre. 55

Figure 28 - Vue Est d'une tranchée lors d'une construction de la maison, au niveau de Bourréac, quelques kilomètres à l'est de la ville de Lourdes. Les points rouges indiquent le niveau horizontal. 55

Figure 29 - Carte structurale et géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au 1:250.000 par Gidon (1977). Cette carte est positionnée sur une carte général de la France. L'encadré noir indique la zone d'étude au nord de Chamonix (§II de ce chapitre). 81

Figure 30 - Comparaison de différentes intensités d'après Levret et al. (1988). 84

Figure 31 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCIS, ETHZ et BSSI en bas pour le séisme du 29 avril 1905 de Chamonix-Argentière, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira). 85

Figure 32 - Dessins des intensités macrosismiques en utilisant les données SisFrance pour le séisme du 13 août 1905 de Chamonix-Argentière, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira). 86

Figure 33 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCSF, ETHZ en bas et pour le séisme du 14 décembre 1994 du Grand-Bornand, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira). 87

Figure 34 - Dessins des aires macrosismiques en utilisant les données SisFrance, en haut et celles du BCSF, ETHZ en bas et pour le séisme du 15 juillet 1996 d'Epagny-Annecy, échelle MSK-64 (collaboration C. Sira). 88

Figure 35 - Comparaison des rayons des différents tremblements de terre (29/04/1905, 14/12/1994, 15/07/1996) en fonction des intensités MSK-64. 92

Figure 36 - Lois d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005) pour le séisme d'Epagny-Annecy calées avec une magnitude M_{LDG} =5,3 et une profondeur h=4 km. La loi d'atténuation que je propose (en bleu) est différente de celle des Pyrénées. Elle est adaptée avec M_{LDG} =5,3 et h=4 km. 96

Figure 37 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005) pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 appliquée avec la magnitude

M_{LDG} =6,3 et h=10 km. La loi d'atténuation proposée est celle donnée par l'équation 10 avec les mêmes valeurs de la source. 98

Figure 38 - Comparaison entre la loi d'atténuation de Levret et al. (1994), et de Souriau (2005), et de cette étude pour les Alpes du Nord pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 appliquée avec la magnitude M_{LDG} =5,1 et h=4 km. En pointillé, notre loi d'atténuation proposée pour les Alpes avec une magnitude M_{LDG} =5,2 et h=4 km. 98

Figure 39 - Comparaison des décroissances du séisme de Chamonix d'avril 1905 avec deux tracés différents (SisFrance et BCSF) et celui de Remiremont de 1682 (tracé SisFrance) en fonction des intensités MSK-64. Les valeurs sont celles prises sur la droite reliant les deux épicentres coupée par les différentes isoséistes (Annexe 8 pour plus de détails). 99

Figure 40 - Comparaison des différentes lois d'atténuation pour ajuster les données SisFrance avec le tracé SisFrance pour le séisme du 12 mai 1682 de Remiremont (Io=VIII, MSK-64). La profondeur est fixée à 10 km. 102

Figure 41 - Comparaison entre le signal synthétique en rouge (M_W=5,5 et paramètre de faille décrite dans le paragraphe suivant) et le signal réel brut en bleu pour la composante EW du Wiechert Moyenne Période. Le temps est calculé par rapport au To du séisme. 104

Figure 42 - Comparaison entre le signal synthétique en rouge (M_W=5,5 et paramètre de faille décrite dans le paragraphe suivant) et le signal réel en noir pour la composante EW du Wiechert Moyenne Période. Signal filtré en passe-bas (T=15s). En bas, à droite est représenté le mécanisme au foyer utilisé : celui de la Faille de la Remuaz (Str:20, Dip:70, Rake:-70, cf §2 de ce chapitre). 104

Figure 43 - (a) Schéma structural des massifs cristallins externes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges ainsi que des formations adjacentes. (b) Coupe géologique simplifiée. D'après Masson et al. (2002). L'encadré noir indique le lieu des travaux de paléosismologie. 106

Figure 44 - (a) Carte de l'anomalie de Bouguer. Les ronds correspondent aux anciennes données du BGI, les carrés aux données fournies par R. Lanza de l'université de Milan, et les triangles aux données acquises durant les nouvelles campagnes de Masson. Le grand cadre noir correspond à la carte géologique de la Fig. 43 précédente. La ligne NW–SE avec son cadre délimitant les données correspond au profil modélisé sur la Fig. (b). (b) Modélisation de l'anomalie gravimétrique observée le long de la ligne NW-SE. En haut : anomalie de Bouguer observée (+) et calculée (◦). En bas, le modèle proposé. Figures d'après Masson et al. (2002). 107

Figure 45 –Modèle Numérique de Terrain à 90m des Alpes du Nord (système RGF 93) avec indication du cliché IGN en encadré noir (Figure 46 suivante). En jaune, sont indiqués les épicentres macrosismiques d'après SisFrance des séismes précédemment étudiés : 1905a = 29/04/1905 et 1905b = 13/08/1905. 108

Figure 46 - Cliché IGN de la zone d'étude dans le Massif des Aiguilles Rouges avec indication de la faille de la Remuaz (flèches blanches), de la tourbière du Golliet, des stries (Figure 47). Les cordons morainiques (en jaune) correspondent probablement aux avancées du Petit Age Glaciaire. 109

Figure 47 - A gauche, vue sur l'escarpement de faille de stries glaciaires probablement du LGM. Pour comparaison à droite, les stries glaciaires du Petit Age Glaciaire qu'on

peut observer sur des mylonito-schistes granitiques rive droite de l'ancien glacier des Bois disparu vers 1860 au bout de la Mer de Glace, Massif du Mont-Blanc (image inversée pour faciliter la comparaison). 110

Figure 48 - Vue vers le nord (vers Vallorcine), au niveau de la tourbière du Golliet, de l'escarpement de faille à l'ouest et des roches gneissiques "moutonnées" à l'est. 111

Figure 49 – (a) Vue vers le sud du Massif des Aiguilles Rouges depuis les "Posettes". Un escarpement topographique de 60 m en moyenne, sépare les granites indifférenciés à l'ouest (à droite), la zone de faille (indiquée par la flèche noire) et le gneiss à l'est. (b) Vue vers le sud-ouest de la même zone. 112

Figure 50 - Vue vers le nord (vallée de Vallorcine) de l'escarpement de faille au niveau de la zone de stries (localisation indiquée sur les Figures 49 et 52). 113

Figure 51 - (a) et (b) Vues de la base de l'escarpement. La distance entre les 2 scotchs est de 45 cm pour (a) et de 70 cm pour (b). (c) Vue précise des stries localisées au pied de l'escarpement de direction N020, de pendage 70SE. Le pitch de la strie est de 65-70°NE. Le diamètre du bouchon de l'objectif est de 52 mm..... 114

Figure 52 - Indication sur fond topographique au 1:10000 de l'IGN de la position de la faille en rouge, avec changement de direction apparente lors de la descente vers le Col des Montets (équidistance des courbes : 10 m). Les lignes blanches indiquent les 2 profils topographiques présentés dans la figure 53 suivante. La ligne de plus grande pente a une direction N085±5. 115

Figure 53 - Profils topographiques de détail à travers l'escarpement de la Faille de la Remuaz (voir localisation sur la figure 52). Le zéro correspond à l'intersection des 2 profils avec la faille de direction N20 sur le tracé du profil Lac Remuaz, nous remarquons la forme en U au lac Golliet à l'est de la faille indiquant un semi-graben.116

Figure 54 - Vue vers le sud du Golliet avec l'emplacement des deux profils géoradars (voir flèches), la paroi granitique indiquant le miroir de faille qui est à droite de la photo (Ouest)..... 119

Figure 55 - Vues du profil réalisé sur la rive sud (en haut) au niveau du névé, et celui réalisé sur la rive nord du Golliet (à droite). 119

Figure 56 - Profils géoradar bruts de la rive nord de la tourbière acquis avec une antenne à 250 MHz (a) et à 500 MHz (b). Les 2 profils sont à la même échelle (Loeffler, 2005). Nous remarquons des hétérogénéités H à l'intérieur d'un fond plat vers 30 ns, un petit bassin B, et un fond de dalle rocheuse notée F. 120

Figure 57 - Profil 250 MHz avec AGC en haut et interprétation en bas des différents réflecteurs possibles et faille recoupant le semi-graben. En rouge est indiquée la base de la tourbière, et en bleu le fond du semi-graben qui est le toit du gneiss. Le pendage réel de la faille est de ~60°..... 122

Figure 58 - (a) Correction topographique appliquée à la figure 57 avec interprétation à l'échelle 1:1. (b) Modèle utilisé pour représenter au mieux les données et les interprétations obtenues en (a) en vue de générer un radargramme synthétique (Figure 59 suivante). 123

Figure 59 - Comparaison entre le profil a) modélisé et b) réel avec une antenne 250 MHz et après application d'une amplification par AGC d'après Loefffler (2005). 124

Figure 60 - Procédé mis en œuvre pour réaliser le profil géoradar au niveau de la zone de stries "fraîches" (vue vers le nord-est). 125

Figure 61 - Radargramme obtenu au niveau de la figure 60 avec l'original en haut et l'interprété en bas (échelle 1:1, la surface est inclinée de 45° en vrai). En surligné rouge, l'interface considérée comme le plan de faille et la roche granitique pentée de 20° sur ce profil mais 65° en vrai. Le profil commence à une distance de 1 m du plan de faille. La prolongation en surface correspond à la zone de contact entre les éboulis en surface et le plan de faille..... 125

Figure 62 - Photos prises d'une des deux tranchées avec zoom sur la partie supérieure (a), vue générale (b, 1,50 m de profondeur) et zoom sur le fond de la tranchée (c)..... 126

Liste des Tableaux

Tableau 1 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Arudy (29/02/1980). 35

Tableau 2 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Arette (13/08/1967)..... 35

Tableau 3 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Juncalas (24/05/1750). 35

Tableau 4 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Bigorre (16/06/1660). 35

Tableau 5 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Bigorre (16/06/1660 avec le Tracé du BRGM d'après la carte parue sur le site SisFrance)..... 36

Tableau 6 - Ecart d'intensité pour différentes valeurs de rayons et écart moyen par rapport au tremblement de terre de référence d'Arudy (le plus important instrumentalement dans la zone d'étude considérée et le mieux connu)..... 37

Tableau 7 - Variation ΔM en fonction de ΔI du tableau 6 précédent et des valeurs de la constante a, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Arudy ($M_{RéNaSS}$=5,1 et M_{LDG}=5,8). Pour le séisme de Bigorre, les deux résultats sont présentés (aires d'isoséistes des tracés du BCSF et du BRGM). 38

Tableau 8 - Variation ΔM en fonction de ΔI pour les paramètres "a" proposés dans ce travail, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Arudy (M_{LDG}=5,8, $M_{RéNaSS}$=5,1). 39

Tableau 9 - Liste des stations WWSSN utilisées pour la détermination de la magnitude M_{Sz}, et pour la modélisation des ondes de surface, classée en fonction de la distance épicentrale. Seules les stations en fond blanc ont été utilisées, les deux dernières en fond gris sont des stations qui ont été utilisées seulement pour vérifier les valeurs rapportées par Rothé et Vitart (1969). 43

Tableau 10 - Tableau récapitulatif des différents paramètres pour les 11 stations WWSSN utilisées dans le cadre de cette étude. La magnitude M_{Sz} est calculée suivant l'équation 8 de Karnik. 44

Tableau 11 - Correspondance entre les différentes échelles utilisées par l'ETHZ (EMS-98), le BCSF et SisFrance (MSK-64), le BCIS et BSSI (Rossi-Forel, 1883). 84

Tableau 12 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données SisFrance selon le Tracé BSCF. 89

Tableau 13 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données du BCIS, de BSSI, ETHZ et SisFrance selon le Tracé BSCF.. 89

Tableau 14 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme de Chamonix du 29 avril 1905 avec les données SisFrance selon le Tracé SisFrance. 89

Tableau 15 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 avec les données du BCSF, et de l'ETHZ, tracé BCSF. 90

Tableau 16 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme du Grand-Bornand du 14 décembre 1994 avec les données de SisFrance selon Tracé BCSF. 90

Tableau 17 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données SisFrance et ETHZ selon le Tracé BCSF. 90

Tableau 18 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données du BCSF et ETHZ selon le Tracé BSCF. 91

Tableau 19 - Valeurs des rayons moyens "r" pour le séisme d'Epagny-Annecy du 15 juillet 1996 avec les données SisFrance selon le Tracé SisFrance. 91

Tableau 20 - Ecart d'intensité pour différentes valeurs de rayon et différence moyenne par rapport au tremblement de terre d'Epagny-Annecy avec le tracé BCSF sur les données SisFrance. * Type de données utilisées 1 : SisFrance; 2 : BCSF+ETHZ; 3 : SisFrance+ETHZ; 4 : BCIS+BSSI+ETHZ. 93

Tableau 21 - Variation ΔM en fonction de ΔI du tableau 20 précédent et des valeurs de la constante a, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Epagny-Annecy avec les données SisFrance et ETHZ et selon le tracé BCSF ($M_{RéNaSS}$=5,2 et M_{LDG}=5,3). 94

Tableau 22 - Variation ΔM en fonction de ΔI pour la loi d'atténuation proposée dans ce travail pour les Alpes du Nord, et magnitude obtenue pour chaque événement relative au séisme d'Epagny-Annecy (M_{LDG}=5,3, $M_{RéNaSS}$=5,2)..... 97

Tableau 23 - Rayons pour les différentes aires des deux séismes de Rambervillers (22/02/2003, M_{LDG}=5,9) et de Remiremont (12/05/1682, Io=VIII, échelle MSK-64, selon SisFrance 2005). Les 2 premières lignes correspondent aux valeurs de Cara et al. (2005). 100

Tableau 24 - Valeurs de récurrence pour une magnitude donnée (M_W=6 et 5,5) pour un déplacement moyen (haut) et un déplacement maximal (bas) à partir des lois empiriques de Wells et Coppersmith (1994) pour la Faille de la Remuaz normale sénestre. 130