HAL
open science

# Rôle des transferts multiples de contraintes, déficit de sismicité et caractéistiques physiques des ruptures sismiques

Jugurtha Kariche

## To cite this version:

Jugurtha Kariche. Rôle des transferts multiples de contraintes, déficit de sismicité et caractéistiques physiques des ruptures sismiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Strasbourg, 2018. Français. NNT : 2018STRAH015 . tel-02154865

**HAL Id: tel-02154865**

**https://theses.hal.science/tel-02154865**

Submitted on 13 Jun 2019

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

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

# UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

*ÉCOLE DOCTORALE des SCIENCES de la TERRE*

**Institut de Physique du Globe de Strasbourg**

# THÈSE présentée par :

**Jugurtha KARICHE**

soutenue le : **21 SEPTEMBRE 2018**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Géophysique

# ROLE DES TRANSFERTS MULTIPLES DE CONTRAINTES, DEFICIT DE SISMICITE ET CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES RUPTURES SISMIQUES

**THÈSE dirigée par :**

| | |
|---|---|
| **Mr. MEGHRAOUI Mustapha** | Professeur, université de Strasbourg |
| **Mr. AYADI Abdelhakim** | Docteur, CRAAG, Algérie |

**RAPPORTEURS :**

| | |
|---|---|
| **Mr DELOUIS Bertrand** | Professeur, Université Nice Sophia Antipolis |
| **Mr BEZEGHOUD Mourad** | Professeur, Université Evora, Portugal |

---

**AUTRES MEMBRES DU JURY :**

| | |
|---|---|
| **Mme OUSADOU Farida** | Docteur, CRAAG, Algérie |
| **Mr MASSON Fréderic** | Professeur, université de Strasbourg |
| **Mr TOUSSAINT Renaud** | Docteur, université de Strasbourg |

## Remerciements

**A mes parents qui furent pour moi le plus important des soutiens, qu'ils trouvent ici toute ma gratitude.**

**A mon encadreur monsieur le professeur Mustapha MEGHRAOUI qui m'a accueilli en sein de son équipe au laboratoire de déformation active de l'IPG de Strasbourg et qui durant toute ma période à Strasbourg fut un encadreur et un ami dévoué et humble, qu'il trouve ici l'expression de toute ma considération et ma gratitude.**

**A mon Co-encadreur monsieur le Dr Abdelhakim AYADI pour sa patience et ses encouragements continuels, qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance et mes remerciements.**

**Mes remerciements :**

**A monsieur le Professeur Bertrand Delouis**

**A madame le Dr Farida Ousadou**

**A monsieur le Professeur Fréderic Masson**

**A monsieur le Professeur Mourad Bezzeghoud**

**A monsieur le Dr Renaud Toussaint**

**Merci pour l'attention et l'intérêt que vous avez bien voulu porté à mon travail en acceptant de composer le jury de cette thèse**

**Merci à tout le personnel du laboratoire de déformation active de l'IPGS de Strasbourg qui m'ont adopté malgré mes sauts d'humeurs. Ainsi qu'au personnel du laboratoire de géophysique de l'USTHB**

**A tous mes collègues de l'USTHB, mes amis de l'EOST-IPGS. A mon ami Olivier DOSSMAN l'informaticien de l'EOST-IPGS pour sa patience et pour m'avoir aidé dans les problèmes de programmation, qu'il reçoit mon éternelle reconnaissance. A mes compagnons de Labo: Assem, Abeer, Bagdi et surtout à Aktarul à qui je souhaiterais toujours un bon « Ja ga ! ».**

**Merci à tous les personnels du CRAAG qui furent mes premiers compagnons de route.**

**Jugurtha Kariche**

# Rôle des transferts multiples de contraintes, déficit de sismicité et caractéristiques physiques des ruptures sismiques


## RESUME

Cette thèse comprend six chapitres qui décrivent les caractéristiques de la tectonique active et du transfert de contrainte liées aux séismes majeurs. L'objectif étant une meilleure estimation de l'aléa et du risque sismique du nord de l'Algérie et du Maroc. Après un chapitre introductif, le chapitre II présente la méthodologie adoptée pour l'élaboration des modèles de transfert de contrainte. Le chapitre III traite de l'interaction entre failles dans le Tell Atlas algérien. Le chapitre IV développe les aspects de transfert de contrainte et de déformation poroélastique dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Le chapitre V présente la déformation poroélastique sur un plan plus large et les caractéristiques physiques des ruptures sismiques. Le chapitre VI consiste en une conclusion générale avec présentation des principaux résultats incluant les perspectives et suites pour cette recherche.

Le **chapitre I** présente le contexte sismotectonique de notre zone d'étude. La géodynamique à la frontière des plaques Afrique–Eurasie en Méditerranée occidentale montre que les structures tectoniques actives du Maroc et de l'Algérie sont disposées sous forme de blocks rigides dans un milieu crustal à déformation continue (Meghraoui et al , 1996 ; Morel & Meghraoui, 1996). La région d'Afrique du Nord a connu plusieurs séismes destructeurs, le plus grand séisme fut celui d'El Asnam (maintenant Chélif) du 10 Octobre 1980 avec une magnitude Mw = 7.1 à 7.3 et ayant une intensité de X à XI selon l'échelle d'intensité modifiée de Mercalli. Une grande partie de la sismicité en Afrique du Nord est liée à la convergence des deux plaques Afrique-Europe se traduisant par la fermeture des bassins néogène et une dynamique dans l'orogenèse de la chaine atlasique. Les données de GPS indiquent des taux de convergence de 3mm/an à 5mm/an à travers les zones frontalières entre l'Espagne, le Maroc et l'Algérie (Meghraoui & Pondrelli, 2013).

Le **chapitre II** présente la méthode utilisée. Pour notre travail de modélisation, nous avons choisi d'utiliser la méthode basée sur la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF (*variation of **C**oulomb **F**ailure **F**unction*). Afin de représenter la distribution du transfert de contrainte et l'interaction entre failles, nous utilisons le programme Coulomb 3.4 (Toda et al., 2011). Le programme est basé sur les aspects fondamentaux de rupture des roches (critère de Coulomb) ainsi que sur une base de données des caractéristiques géométriques des failles actives et de l'activité sismique associée (choc principal et répliques associées).

Une attention toute particulières sera accordée au critère de Mohr-Coulomb à la base de la définition de du transfert de contrainte, ce chapitre sera appuyé par des résultats d'essais de laboratoire sur des échantillons de roches, l'apport des fluides sera mis en exergue dans la compréhension des différents processus de ruptures. Enfin, nous détaillerons le principe de modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) en prenant en compte différentes configurations de failles, tantôt en considérant une faille source ainsi que des géométries fixées de ruptures comme cibles, ou bien en choisissant une faille source associée à des géométries de failles cibles à orientations optimales. Les calculs montrent que les modèles à orientations fixés donnent des résultats positifs pour des géométries de failles *« en échelon »*.

En l'absence d'une connaissance détaillée sur les failles actives, les modèles à orientation de failles optimales paraissent les mieux adaptés lorsqu'on veut étudier des séries de répliques associées à la rupture principale, surtout lorsque les bases de données sismiques ne fournissent pas d'informations suffisantes sur la qualité des réseaux sismologiques.

Le **Chapitre III** est consacré à une séquence de tremblements de terre modérés à forts, de 1891 à 2003, avec une magnitude maximale de Mw=7.3 qui s'est produite dans le Tell Atlas algérien. L'analyse géomorphologique des séismes historiques ainsi que l'analyse des mécanismes au foyer et les données de sismicité historique donnent des régimes tectoniques en failles inverses. La modélisation ΔCFF montre une augmentation de la contrainte de Coulomb de 0.1 bar à 0.8 bar à une profondeur de 7 km, sur la majeure partie des failles-cibles. Le coefficient de friction effective μ' choisi est égal à 0.4 et suggère une augmentation de la pression des pores probablement associée à des déformations poroélastiques. La modélisation montre aussi, qu'il existe une distinction dans le déclenchement des tremblements de terre de tailles moyennes et de grandes tailles dans le Tell Atlas.

Le **Chapitre IV** est consacré à une série de tremblements de terre et à la migration des contraintes dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Cette séquence sismique comprend trois séismes modérés à fort : le séisme du 26 mai 1994 (Mw 6.0), celui du 24 février 2004 (Mw 6.4) et celui du 25 janvier 2016 (Mw 6.3). Cette séquence a offert la possibilité de : **(i)** modéliser l'évolution de la contrainte de Coulomb en incluant la pression des pores, **(ii)** comprendre les mécanismes d'interactions entre ces trois séismes et **(iii)** analyser la mécanique de rupture et déduire le temps d'avancement de chaque séisme. La modélisation ΔCFF et l'analyse de la sismicité montrent que cette séquence sismique est apparemment contrôlée par les propriétés poroélastiques de la couche sismogène.

Le **Chapitre V** traite du rôle de la poroélasticité et des paramètres physiques des ruptures sismiques et leurs contributions dans la déformation active. Notre modélisation montre que la déformation poroélastique reste un élément décisif dans l'enclenchement des séries sismiques dans le Rif, le Tell et dans l'Alboran.

Le **chapitre VI** consiste en une conclusion générale qui présente les principaux résultats de recherche. En premier, nous avons mis en évidence les géométries de failles associées aux séquences sismiques. En deux, la migration de la sismicité et l'interaction entre faille sismiques. En trois, le facteur temps et la détermination des temps d'avancement des grands séismes. Par ailleurs, nos travaux ouvrent la voie vers des travaux de recherche et de modélisation plus développés incluant l'interaction entre failles et l'analyse des déformations poroélastiques. Les perspectives qui apparaissent suite à notre recherche sont surtout basées sur l'apport des fluides dans le processus de nucléation sismique. Cette modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb en incluant l'effet physique des fluides près des grandes villes peut contribuer à une meilleure évaluation de l'aléa et du risque sismique.

**Mots-clés :** Contrainte de Coulomb, élasticité, faille, fluide, poroélasticité, sismicité.

**S U M M A R Y**

This thesis consists in six chapters that describe the characteristics of active tectonics and stress transfer related to major earthquakes. The aim of this thesis is a better estimate of the seismic hazard and risk in northern Algeria and Morocco. After an introduction, Chapter II presents the methodology adopted for the development of stress transfer models. Chapter III deals with the interaction between faults in the Algerian Tell Atlas. Chapter IV develops the aspects of stress transfer and poroelastic deformation in the Rif and the Alboran Sea. Chapter V presents a large development of the poroelastic deformation and the physical characteristics of seismic ruptures. Chapter VI consists of a general conclusion with presentation of the main results including the perspectives and futur researchs.

**Chapter I** presents the seismotectonic context of our study. The geodynamics at the boundary of the African-Eurasian plates in the western Mediterranean shows that the active tectonic structures of Morocco and Algeria are represented by tectonic blocks in a crustal environment with continuous deformation (Meghraoui et al, 1996, Morel & Meghraoui , 1996). The region of North Africa has experienced several destructive earthquakes, the largest earthquake was that occurred in 10 October 1980 El Asnam (now Chélif) with a magnitude M = 7.1 to 7.3 and having an intensity of X to XI according to the modified intensity scale of Mercalli. Much of the seismicity in North Africa is linked to the convergence of the two Africa-Europe plates resulting in the closure of the Neogene basins and a dynamic in the orogenesis of the atlas chain. GPS data indicate convergence rates of 3mm / yr to 5mm / yr along Spain, Morocco and Algeria (Meghraoui & Pondrelli, 2013).

**Chapter II** presents the procedure used in the modeling of fault interaction, we chose a method based on the variation of Coulomb Failure Function ΔCFF in order to represent the distribution of stress and the interaction between faults. We use the Coulomb 3.4 software (Toda et al., 2011) too perform the modeling. The software is based on the fundamental aspects of rock failure (Coulomb criterion) as well as a database of the geometric characteristics of active faults and associated seismic activity (main shock and associated replicates). Particular attention will be given to the Mohr-Coulomb criterion in the definition of stress transfer, this chapter will be supported by experimental results on rock samples, and the role of fluid input will be bring out in the understanding of the different rupturing process. Finally, we will detail the modeling by the Coulomb failure function (ΔCFF) taking into account different fault configurations, either by considering a source fault and fixed fault geometries as receiver, or by considering a source fault associated with optimal orientations of receiver fault geometries. The modeling shows that the fixed faults planes give positive results for an "en echelon" fault disposition. In the absence of detailed knowledge of active faults, optimal fault-orientation models appear best suitable for aftershocks studies related to the mainchocks process, especially when earthquake databases do not provide sufficient information's about the quality of seismic networks.

**Chapter III** describes a sequence of moderate to large earthquakes, from 1891 to 2003, with a maximum magnitude of Mw = 7.3 which occurred in the Algerian Tell Atlas. The geomorphological analysis of historical earthquakes, the focal mechanisms analysis and the historical seismicity give reverse tectonic regimes. The ΔCFF modeling shows an increase in Coulomb stress from 0.1 bar to 0.8 bar at a depth of 7 km, over most of the receiver faults. The chosen effective coefficient of friction μ ' is equal to 0.4 and suggests an pore pressure increase probably due to the poroelastic deformations. The modeling also shows that there is a distinction between the size of earthquakes and the triggering process. Chapter IV is raletd to a stress transfert and the seismicity migration of a seismic sequence in the Moroccan Rif and the Alboran Sea. This seismic sequence includes three moderate to strong earthquakes: the earthquake of May 26, 1994 (Mw 6.0), that of February 24, 2004 (Mw 6.4) and that of January 25, 2016 (Mw 6.3). This shallow seismic sequence offers the possibility (i) to model the change in Coulomb Failure Function (CFF with low $\mu$ including the pore pressure change) and understand fault-rupture interaction, and (ii) to analyse the effect of pore fluid on the rupture mechanism, and infer the clock-time advance. The ΔCFF modeling and the seismicity analysis show that this seismic sequence is apparently controlled by the poroelastic properties of the seismogenic zone.

**Chapter V** discusses the contribution of poroelasticity and the physical parameters of seismic rupture to active deformation. Our modeling shows that the poroelastic deformation remains a crucial element in the triggering of seismic sequences in Rif, Tell and Alboran sea.

**Chapter VI** consists of a general conclusion that presents the main results. First, we highlighted the fault geometries associated with seismic sequences. In two, the migration of seismicity and the fault interaction. In three, the time delay between earthquakes and the evaluation of the time evolution of the great earthquakes. In addition, our work open the way for more advanced research and modeling work including the faults interactions and the analysis of related poroelastic deformations. The perspectives from our research are mainly based on the contribution of fluids in the seismic nucleation process. The modeling of the variation of the Coulomb failure function by including the physical effect of the fluids near the large cities can contribute to a better evaluation of the seismic hazard and the seismic risk.

**Keywords:** Coulomb Failure Function, elasticity, fault, fluid, poro-elasticity**,** Seismicity and tectonics

**TABLE DES MATIERES**

Résumé ..... i

**Chapitre I :** INTRODUCTION :

Méthodologie et contexte de l'étude

.....1

I-A CONTEXTE GENERALE ..... 1

I-B METHODOLOGIE ET TRAVAUX INTERNATIONAUX.....2

I-C TRAVAUX PRECEDENTS ET NECESSITE EN AFRIQUE DU NORD ..... 5

I-D PLAN DE LA THESE..... 9

I-E SISMOTECTONIQUE DU NORD-OUEST DE L'AFRIQUE ..... 13

I.E-1. Généralité ..... 13

I.E-2. Contexte géologique ..... 14

I.E-2.i. Le domaine interne ..... 16

I.E-2.ii. Le domaine externe ..... 18

I.E-2.iii. Le domaine des flysch ..... 19

I.E-3. Sismicité historique et instrumentale du Nord-Ouest de l'Afrique et de la Péninsule Ibérique ..... 19

I.E-4. Sismotéctonique et géodynamique des régions du Tell, du Rif et de la mer d'Alboran ..... 26

**Chapitre II** : CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES RUPTURES SISMIQUES :

Méthodologie et principes du transfert de contraintes

..... 41

II.1 Généralité ..... 41

II.2 Critère de Rupture de Coulomb .....43

II.3 Modèle conceptuel d'une rupture dans le domaine cassant ..... 52

II.4 Effet des fluides ..... 55

II.5 La variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF : Principes de la modélisation ..... 60

II-5.A Interaction entre failles dans un milieu homogène et isotrope ..... 60

II-5.B Concept de la modélisation par le transfert de contrainte..... 62

II-5.C ΔCFF pour des failles à orientations fixées ..... 63

II-5.D ΔCFF pour des failles à orientations optimales ..... 67

**Chapitre III :** INTERACTION DE FAILLES DE L'ATLAS DU TELL CENTRAL (ALGERIE) :

Transfert de contraintes lié à une séquence sismique

……..…….……81

III.1. Introduction……..81

III.2. **Stress change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas, Algeria**..... 84

III.3. Conclusion ..... 103

**Chapitre IV :** LES SEISMES D'EL HOCEIMA DE 1994, 2004 ET 2016 :

Rôle de la poro-élasticité

……..…….……. 106

IV.1. Introduction..... 106

IV.2. **The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016 : Stress transfert and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region**..... 108

IV.3. Conclusion ..... 133

**Chapitre V** : PARAMETRES DE FAILLE, TRANSFERT DE CONTRAINTES, ELASTICITE, PORO-ELASTICITE **:** Modélisation de la déformation crustale, implications sur l'aléa sismique du nord de l'Afrique

..... 136

V-1. Généralités et conception du Chapitre ..... 136

V-2. Rôle des fluides dans les processus de ruptures ..... 138

V - 2- 1. Cycle sismique, pression des pores et redistribution des fluides ..... 138

V - 2- 2. Réservoir, sismicité et géométrie des ruptures sismiques..... 143

V - 2- 3. Mécanismes de migration des fluides : cas d'El Asnam (10/10/1980, Mw=7.3)……..147

V-3. Modèle conceptuelle de déformation intersismique : Cas du bassin du Chelif et de l'Alboran ..... 153

V-4. Modele de deformation preseismique, cosismique et post sismique : relation entre poroelasticité et transfert de contrainte…….....156

V - 4 - 1. Variation des vitesses Vp et Vs, migration des fluides et transfert de contrainte ..... 156

V - 4 - 2. Nucléation, poroelasticité et propriétés physiques et mécanique des ruptures sismiques : cas du Tell atlas algérien et du Rif marocain ..... 160

V - 4 - 3. Modèle de nucléation par dilatance-diffusion : Cas du séisme de Zemmouri du 21/05/2003 (Mw=6.9) ..... 165

V-4-3-1. Cas du séisme de Zemmouri du 21/05/2003 (Mw6.9)…….165

V-4-3-2. Cas du séisme de l'Alboran du 25/01/2016 (Mw6.5)……..174

V.5. Rôle des fluides dans l'occurrence des répliques ..... 180

V-5-1 Généralité sur les mécanismes contrôlant l'occurrence des répliques ..... 180

V-5-2 Lois d'Omori, poroelasticité et occurrence des répliques dans le Tell Atlas central et dans le Rif ..... 182

V.6. Implication sur l'aléa sismique du Nord-Ouest de l'Afrique ..... 187

V-6-1 Effet permanent du transfert de contrainte ..... 187

V-6-2 Effet transitoire du transfert de contrainte ..... 190

**Chapitre VI : Conclusion générale-perspectives ..... 203**

**Annexe A** Rôle de la pression des pores dans l'occurrence des séismes en Afrique du Nord **..... 221**

**Annexe B** Équations constitutives de la poro-élasticité **..... 224**

**Annexe C** Analyse des incertitudes liées aux profondeurs focales dans le calcul de la ΔCFF **..... 231**

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION

## Méthodologie et contexte de l'étude

### I-A. CONTEXTE GENERAL

Au cours des dernières décennies, notre capacité à prévoir les tremblements de terre a été fortement liée à la compréhension de la façon dont les tremblements de terre interagissent les uns avec les autres. Cette question critique est nécessaire pour une évaluation réaliste des risques sismiques et qui dépendra inévitablement des caractéristiques physique des tremblements de terre. Cette question a permis aux géophysiciens de développer des outils de calculs basés sur les critères de ruptures. L'une des fonctions les plus utilisées dans la compréhension de l'interaction entre failles sismiques est la fonction de rupture de Coulomb (**C**OULOMB **F**AILURE **F**UNCTION ou **CFF ;** Stein et al, 1997). La variation de la fonction de Coulomb appelée aussi variation de la contrainte de Coulomb (**ΔCFF**) a été utilisée pendant plusieurs années sur des séquences sismiques majeures en : Californie (USA), Japan, Turquie, Mexique, Algérie… (Stein et al, 1997 ; Toda et al, 1998 ; Stein, 1999…)

L'une des caractéristiques de cette fonction est sa capacité à représenter le tenseur de contrainte (ou la variation du tenseur de contrainte) pendant un évènement de glissement en une seule entité. Cette capacité à permettre une représentation en une seule variable permet de cartographier facilement les variations mécaniques dues à un jeu de faille.

Dans le cas d'une zone de failles à dimensions finies, certains paramètres peuvent fortement influencer le comportement mécanique au cours d'une crise sismique et donc avoir une incidence majeure sur la stabilité du glissement sur faille.
C'est le cas lorsque les zones de déformation sont saturées en fluides, engendrant ainsi des excès de pression dans les parties supérieures de la croute terrestre (profondeur ≤ 15 km) qui ferons basculer ensuite les régimes hydrostatiques en place (caractérisés par de faibles conditions de pression et de température) vers des régimes lithostatiques (caractérisés par

des valeurs élevés de pression). Les fluides peuvent avoir un effet physique pure lors de l'augmentation de la pression de pores et cela en diminuant la contrainte normale effective sur le plan de faille favorisant ainsi son glissement, ou par un effet chimique, en modifiant le matériau géologique lui-même.

Les analyses de laboratoire montrent que le comportement mécanique dans les zones fragiles est souvent lié à un pic de contrainte au moment de la rupture suivis d'une chute de contrainte au cours d'un épisode de glissement (Byerlee, 1967). A partir des analyses en laboratoire, Byerlee, (1967) remarqua que le rapport entre la contrainte de cisaillement maximale nécessaire à une rupture et la contrainte normale, reste inchangé quel que soit le type de roche (sauf pour certains type d'argiles). Ce rapport est décrit par Byerlee (1967) comme étant le coefficient de friction statique d'une roche. Cependant les lois de frottement tel que formulé par Byerlee, (1967) sont basées essentiellement sur la notion de friction statique et permettent d'estimer seulement la résistance d'une roche dans des conditions de pression et de température relativement modérées. La résistance d'une roche peut varier s'il y a présence de fluides dans les zones de failles (Scholz, 2002), donc une réécriture du coefficient de friction statique en tenant compte de l'effet des fluides s'impose.

## I-B. METHODOLOGIE ET TRAVAUX INTERNATIONAUX

Jaumé & Sykes, (1992) , Reasenberg & Simpson (1992) et Stein et al (1992) ont été les premiers à introduire la notion de « coefficient de friction effectif» dans les calculs frictionnelle, le coefficient de friction effectif tel que formulé par les auteurs est directement lié aux lois de frottements statiques (par le coefficient de friction interne) et à la variation de la pression des pores par le coefficient de Skempton (1954). Cette notion de « friction effective » permet alors une estimation réaliste de la résistance de la roche pour les différents régimes de surpressurisation dans les couches sismogènes.

La variation de la contrainte de Coulomb peut alors s'exprimer en tenant en compte de l'effet de la pression des pores. Jaumé & Sykes, (1992) établirent une relation directe entre le transfert de contraintes et la redistribution des fluides lors de l'occurrence de trois séismes majeurs au Sud de la Californie (Joshua Tree ; Mw=6.1, Landers ; Mw=7.5 et Big Bear ; Mw=6.4). Jaumé & Sykes, (1992) remarquèrent que le coefficient de friction effectif bas

utilisées lors de la modélisation par ΔCFF (μ' =0.2) était lié à un essai de laboratoire ayant comme valeur un coefficient de friction interne μ égale à 0.75 et un coefficient de Skempton B égale à 0.7.

Simpson & Reasenberg (1994) ont ensuite calculés la variation de la contrainte de Coulomb statique causée par le séisme de Loma Prieta du 17 Octobre 1989 (M=7.1) en utilisant des modèles de dislocation élastique tridimensionnels. Simpson & Reasenberg (1994) ont comparés les résultats de trois modèles de ruptures différents et ont étudiés la redistribution à long terme des contraintes pouvant accompagner un glissement asismique profond sur une surface horizontale et verticale. Simpson and Reasenberg (1994) ont déduit par le calcul que la variation de la CFF (ΔCFF) liée au séisme de Loma Prieta explique les variations des taux de microséismes et la variation du taux de fluage sismique liée à ce séisme. Selon Simpson & Reasenberg (1994), la variation de la contrainte de Coulomb (ou ΔCFF) est fortement liée aux variations des taux de sismicité. Les auteurs suggérèrent par la suite que la fonction de rupture de Coulomb peut être utilisée pour modéliser les limites à la rupture d'une faille sismique. Les modèles de transfert de contrainte proposés par Simpson & Reasenberg (1994) montrèrent que les variations de contrainte statique induites par le séisme de Loma Prieta ont eu un effet négatif sur la faille de Hayward se situant à côté de la grande ville de San Fransisco sauf lorsqu'une redistribution des fluides interstitiels dans la zone de faille est couplée au calcul du transfert de contrainte. Les modèles ΔCFF de Simpson and Reasenberg (1994) appuyèrent l'hypothèse de Jaumé & Sykes (1992) sur le rôle des fluides dans l'occurrence des séquences sismiques majeures. Simpson and Reasenberg (1994) conclurent que le mouvement des fluides fait que la tendance ΔCFF bascule vers une valeur positive sur la majeure partie de la faille de Hayward. Ils suggérèrent que les taux de sismicité ainsi que les taux de fluage sismique en surface sur la faille de Hayward peuvent être associés à des phénomènes précurseurs de migration des fluides et devraient être surveillés autant que possible.

Avant le séisme d'Izmit qui a affecté le Nord-Ouest de la Turquie le 17 Aout 1999 ( Mw=7.2) et qui couta la vie à 17 480 personnes et fait plus de 23 500 blessés en plus des milliers d'habitations et d'infrastructures détruites et endommagées, une publication dans le Geophysical Journal International (Stein et al, 1997) et un article publié dans le Journal of Geophysical Research par Nalbant et al (1998) avaient déjà conclu, en combinant la carte de la variation de la contrainte de Coulomb avec la carte des failles actives dans le Nord de

l'Anatolie que les emplacements probables des futurs tremblements de terre associés à la faille Nord Anatolienne était:

1. Les failles de la zone actives de la baie d'Izmit
2. La partie occidentale de la péninsule de Biga.
3. Le golfe de Saroz
4. La partie occidentale de la mer de Marmara.

Stein et al (1997) et Nalbant et al (1998) suggérèrent que les régions d'Izmit et la partie occidentale de la mer de Marmara devraient être considérées comme les régions représentants le plus de risque sismique le long de la faille nord anatolienne. King et al (2001) montrèrent que le tremblement de terre d'Izmit de 1999 avait provoqué des ruptures tant à l'est qu'à l'ouest de la zone de faille. Trois mois après le séisme d'Izmit de 1999, un séisme de magnitude 7.2 s'est produit dans la région de Duzce prolongeant la rupture d'Izmit vers l'Est. King et al (2001) montrèrent que les failles de la mer de Marmara ont été chargées avec des valeurs de la ΔCFF oscillant entre 1 bar et 5 bar représentant environs 5 à 30 % de la chute de contrainte sismique totale. King et al (2001) conclurent que l'occurrence d'un évènement majeur sur une faille de type Anatolienne ne dépend pas seulement des variations positives de la ΔCFF causées par un évènement antérieur mais aussi de l'histoire sismique de la rupture ainsi que des taux de chargement de contrainte à long terme sur le segment de faille.
Plus de 300 papiers ont été publiés depuis 2007 ayant comme sujet l'interaction entre failles. Les récentes avancées dans le domaine de la fracturation hydraulique et dans le domaine des essais de laboratoire montrent que même si les modèles élastiques répondent en partie au problème de l'interaction entre failles, ces modèles restent limités dans la compréhension des phénomènes de nucléation sismiques assistés par les fluides ainsi que dans la compréhension de manière claire des relations entre les chargements de contraintes et les phénomènes précurseurs liés à la migration des fluides. Les modèles de transfert de contrainte simple prédisent des variations de contrainte négatives dans les zones où l'activité sismique est liée à une surpressurisation des couches sismogènes. Dans ce cas précis, les modèles élastiques de transfert de contrainte devraient être couplés avec les variations de la pression des pores afin de reproduire des modes de transfert de contraintes réalistes expliquant les déformations poroélastiques à court et à moyen terme. La modélisation de la déformation poroélastiques exigerait alors une connaissance particulière des phénomènes de nucléation par un effet des fluides.

Jusqu'à présent, il n'existe aucun modèle poroélastique tridimensionnelle capable de lier la variation temporelle de la contrainte de Coulomb au mouvement dynamique des fluides (Segall, 2010).

Les progrès dans l'analyse par l'interférométrie Radar montrent que les déformations poroélastiques tridimensionnelles peuvent être estimées à partir de modèles élastiques simples en faisant seulement varier le coefficient de Poisson (Jonsson et al 2003); le coefficient de Poisson variera alors selon le mode de drainage ou de non drainage du fluide. Cette méthode est celle que j'ai choisie en partie pour modéliser la déformation poroélastique post-sismique liée à l'écoulement d'un fluide. J'ai ensuite adapté les lois de la variation de la contrainte de Coulomb aux modes de drainage et de non-drainage du fluide en associant aux modèles de transfert de contrainte les couplages poroélastiques à court et à moyen terme.

## I-C. TRAVAUX PRECEDENTS ET NECESSITE EN AFRIQUE DU NORD

En ce qui concerne la modélisation par la ΔCFF en Afrique du Nord, plusieurs travaux ayant comme trait le transfert de contrainte ont été publiés durant ces dernières décennies (Boughacha, 1999, Boughacha, 2005, Ouyed, 2005, Mahsas, 2008, Lin et al , 2011, Jabour et al, 2004, Medina, 2015).

Ces démarches ayant comme objectif principale la prévision sismique montrèrent une relation de causalité entre l'initiation de la sismicité et les variations positives de la contrainte de Coulomb. En prenant la rupture d'El Asnam comme rupture source (1980, Mw=7.2), Boughacha (2005) et dans sa thèse, proposa une modélisation par le transfert de contrainte pour le Nord de l'Algérie en analysant la sismicité historique et les mécanismes aux foyers des séismes instrumentaux.

Boughacha (2005) puis Boughacha & Ouyed (2009) montrèrent que tous les évènements postérieurs au séisme d'El Asnam ont été le siège d'une ΔCFF positive. Boughacha (2005) et à partir d'une série de séismes de 1790 à 2003 montra que l'épicentre du séisme de Zemmouri (21/05/2003, Mw=6.9) était le siège d'une ΔCFF positive. Néanmoins, les modèles de Boughacha (2005) et Boughacha & Ouyed (2009) n'ont pas permis d'établir une relation de causalité entre le déclenchement de la sismicité et le niveau de magnitude seuil de la contrainte de Coulomb nécessaire à la rupture. En plus, les incertitudes élevées sur les paramètres physiques et géométriques des failles rendent les modèles ΔCFF proposés par les auteurs difficiles à interpréter. Les travaux de Boughacha (2005) sont une suite des travaux déjà entamés par le même auteur en 1999.

En considérant le rapprochement entre la plaque Afrique et l'Eurasie, Ouyed (2005) donna une estimation du taux de contrainte pour le Nord de l'Algérie d'environ 0.04 bar/ an. A partir de cette estimation, Ouyed (2005) montra qu'un chargement ΔCFF de l'ordre de 1bar était capable d'avancer un évènement sismique majeur de 28 années. Les modèles d'Ouyed (2005) donnèrent une estimation réaliste de l'impact du transfert de contrainte dans le Nord de l'Algérie. Une application de la contrainte de Coulomb sur les séquences de répliques du séismes d'El Asnam (10/10/1980, Mw =7.1) a été faite par Ouyed (2005), néanmoins les modèles de Coulomb n'ont pas permis d'établir une relation de causalité entre la variation de la contrainte de Coulomb, la pression des pores et le taux de productivité des répliques.

Durant la même année, Semmane (2005) proposa un modèle de transfert de contrainte pour le séisme de Zemmouri à partir d'une géométrie de faille complexe. Le modèle de dislocation non uniforme proposé par Semmane (2005) est celui obtenu par le même auteur (Semmane et al. 2005a) à partir des inversions des données géodésiques et des mouvements forts. Les résultats de Semmane (2005) montrèrent que la branche Nord-ouest de faille de Thénia située à l'Est de Zemmouri a été chargée positivement suite au choc principal. En plus, Semmane (2005) fut le premier et le seul à proposer un modèle dynamique de la contrainte de Coulomb (CFF) à partir de l'analyse des ondes émises par le séisme de Zemmouri. Néanmoins, l'interprétation des modèles dynamiques proposée par Semmane (2005) n'ont pas permis de faire un lien entre la variation de la contrainte dynamique de Coulomb et l'enclenchement de la sismicité liée au séisme source de 2003, même si en faisant une relecture fine des résultats de Semmane ( 2005), la modélisation dynamique montre clairement que la valeur seuils responsable de l'enclenchement d'une partie de la sismicité est de l'ordre de 1 bar. Semmane (2005) utilisa un coefficient de friction effectif égale à 0.4 pour la modélisation statique et dynamique mais sans donner une interprétation physique à cette valeur.

Lin et al (2011), dans un papier paru dans le Geophysical Research Letter, observèrent une variation positive de la contrainte de Coulomb d'environ 8 bar dans la région de Larbaa-Blida juste après le séisme de Zemmouri. Ils estimèrent la magnitude de la contrainte de Coulomb suffisante pour réactiver les systèmes de failles de la région à 2 bar. Ils conclurent que le séisme de Zemmouri de 2003 aurait augmenté la ΔCFF sur un système de failles juxtaposées à l'est de la zone épicentrale de Zemmouri. Lin et al (2011) furent les seules à montrer une relation de causalité entre les chargements ΔCFF et les variations de la pression des pores en prenant un coefficient de friction effectif égale à 0.4. Bien que les travaux de Lin

et al (2011) tiennent compte de la complexité des glissements cosismiques, les modèles de Lin et al (2011) n'ont pas permis de faire un lien direct entre la redistribution des fluides dans les zones de failles et les processus de rupture sismique. Comme pour les modèles statiques de transfert de contrainte (Semmane, 2005), ces modèles de Lin et al (2011) n'ont pas permis d'établir un lien directe entre le choix du coefficient de friction effectif et la variation de la pression des pores. En plus, les résultats de Lin et al (2011) se limitent à la région de Zemmouri et n'incluent pas les données de sismicité historique, paléosismologique ainsi que les données de sismicité instrumentales dans toute la région du Tell Atlas central.

D'autres modèles de transfert de contrainte ont été développés par Mahsas (2009) prenant comme séisme source celui d'El Asnam de 1980.

Jabour et al. (2004) et à partir d'une analyse sismotectonique et de sismicité historique et instrumentale dans la région du Rif ont établi un lien entre le séisme d'Al Hoceima de 2004 et le séisme antérieur de 1994 dans la même région. Jabour et al (2004) postulèrent que le séisme d'Al Hoceima de 1994 (Mw 6.1) aurait chargé la rupture de 2004 (Mw 6.4) et que les délais de 10 ans entres les deux ruptures sismiques était suffisant pour que le taux de contrainte cumulé puisse nucléé l'évènement de 2004. Pour Jabour et al (2004), la rupture de 1994 de direction NNE-SSW aurait été stoppé par une structure en barrière et donc il aurait fallu dix ans d'accumulation de contraintes pour que la rupture brise la barrière et continue sa progression. Les études menées par Jabour et al (2004) au lendemain du séisme de 2004 sont remarquables du point de vue de l'analyse de la mécanique de rupture. Néanmoins, les hypothèses de transfert de contrainte formulées par Jabour et al (2004) n'ont pas été appuyées par une modélisation mécanique incluant les géométries de failles actives dans la région. Aussi, les valeurs seuils de contrainte ne sont pas calculées et les modèles élastiques et poro-élastiques ne sont pas incorporées dans l'étude.

Récemment et en combinant les données géodésiques, sismotectoniques et les données de sismicité instrumentales, Medina (2015) proposa un modèle de transfert de contrainte pour la région du Rif et de l'Alboran incluant les deux séismes de 1994 et de 2004. Néanmoins les modèles proposés par Medina (2015) n'ont pas permis de faire une corrélation positive entre la variation de la contrainte de Coulomb, les glissements post-2004 et la variation de la pression des pores. En plus des incertitudes élevées sur les géométries de failles, les modèles de Medina (2015) prédisent des valeurs $\Delta$CFF négatives dans la zone du futur tremblement de terre de 2016.

En résumé et au lendemain des séismes d'El Asnam de 1980 (Mw 7.1), de Zemmouri de 2003 (Mw 6.8) et d'Al Hoceima de 1994 et de 2004 (Mw 6.1 et 6.4 respectivement), des modèles de transfert des contraintes ont été proposés. Les modèles ΔCFF montrèrent des chargements de contraintes positives sur des zones limitées du Tell Atlas central et du Rif marocain. La modélisation de la ΔCFF associée à la séquence sismique de Zemmouri montra un chargement sur le pli-faille du Sahel. Les travaux de sismotéctonique associés aux séismes historiques de 1365, 1716 et 1825 (Meghraoui, 1988, Maouche et al, 2011) et les travaux de la ΔCFF sur ceux de 1954, 1980, 1989 et 2003 (Boughacha, 2005 ; Ouyed, 2005, Semmane 2005 ; Lin et al, 2011) attestent de l'existence d'une activité sismique récurrente près d'Alger liée au transfert de contrainte. Bien que l'interaction entre failles sismiques dans la région du Rif fût établie, la modélisation ΔCFF ne donna pas de résultats positifs en termes de transfert de contrainte lié à la nature de la déformation active.

Malgré les résultats encourageants obtenus par les différents auteurs, plusieurs questions restent posées quant au processus de nucléation des séismes dans le Tell et dans la région du Rif et de l'Alboran et la relation entre le déclenchement des séquences sismiques et la déformation poroélastique. Ces questions peuvent être répertoriées comme suit :

1. Existe-t-il une relation entre la nature de la déformation inter séismique, la variation de la pression des pores et le déclenchement des séquences sismiques d'une manière générale ? Si oui, alors comment évoluent temporellement le couplage entre déformation-diffusion des pressions des fluides et quel est son influence sur les processus de rupture ?
2. Existe-t-il alors une relation entre la migration des fluides et le déclenchement des séquences sismiques dans la région du Tell Atlas central et la région du Rif-Alboran?
3. Quel est le rôle des fluides dans l'évaluation du risque sismique dans la zone de limite des plaques du Nord de l'Afrique ?
4. Existe-t-il d'autres modèles de transfert de contraintes capables de déterminer au mieux les couplages poroélastiques liés aux grands séismes du Nord de l'Algérie et du Maroc ?
5. En Algérie, comment évolue le pli-faille du Sahel à la lumière des données de poroelasticité, de tectonique active et de paléosismologie, et des données de sismicité historiques ?

L'analyse de la récurrence des forts séismes dans la partie Nord-Ouest de l'Afrique nécessite donc de déterminer les caractéristiques physiques des failles actives dans la région et les périodes de retour associées.

## I-D. PLAN DE LA THESE

Notre objectif principal au cours de cette thèse est de répondre aux questions précédentes en poursuivant les travaux déjà entamés auparavant par les différents auteurs. La réponse que nous donnons est basée sur une évaluation fine du rôle de la diffusion des fluides sur le déclenchement des séquences sismiques et ceci en intégrant de nouvelles données de tectonique active, de paléosismologie et de sismicité historique à la modélisation ΔCFF ; une approche comparable est en modélisant de manière plus robuste les variations de pression des pores et les circulations des fluides induites par les déformations volumétriques. Les modèles ΔCFF poroélastiques que je propose, permettrons de mieux appréhender la physique du transfert de contrainte liée aux couplages poroélastiques dans un contexte de failles inverses « en échelon » et dans un contexte de failles en coulissage « conjuguées », et de progresser dans les hypothèses de prévision sismique des régions étudiées.

Cette thèse comprend six chapitres qui décrivent les caractéristiques de la tectonique active et du transfert de contrainte liées aux séismes majeurs. L'objectif est une meilleure estimation de l'aléa et du risque sismique du nord de l'Algérie et du Maroc. Après un chapitre introductif, le chapitre II présente la méthodologie adoptée pour l'élaboration des modèles de transfert de contrainte. Le chapitre III traite de l'interaction entre failles dans le Tell Atlas algérien. Le chapitre IV développe les aspects de transfert de contrainte et de déformation poroélastique dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Le chapitre V présente la déformation poroélastique sur un plan plus large et les caractéristiques physiques des ruptures sismiques. Le chapitre VI consiste en une conclusion générale avec présentation des principaux résultats incluant les perspectives et suites pour cette recherche.

Ce **chapitre I** présente le contexte sismotectonique de notre zone d'étude. La géodynamique à la frontière des plaques Afrique–Eurasie en Méditerranée occidentale montre que les structures tectoniques actives du Maroc et de l'Algérie sont disposées sous forme de blocks rigides dans un milieu crustal à déformation continue (Meghraoui et al , 1996 ; Morel & Meghraoui, 1996). La région d'Afrique du Nord a connu plusieurs séismes destructeurs, le

plus grand séisme fut celui d'El Asnam (maintenant Chélif) du 10 Octobre 1980 avec une magnitude Mw 7.2 et ayant une intensité de X à XI selon l'échelle d'intensité modifiée de Mercalli. Une grande partie de la sismicité en Afrique du Nord est liée à la convergence des deux plaques Afrique-Europe se traduisant par la fermeture des bassins néogènes et quaternaires, comme une contribution à l'orogenèse de la chaine atlasique. Les données de GPS indiquent des taux de convergence de 3mm/an à 5mm/an à travers la zone frontière de plaques Afrique–Eurasie entre l'Espagne, Le Maroc et l'Algérie (Meghraoui & Pondrelli, 2013).

Le **chapitre II** présente la méthodologie utilisée. Pour mon travail de modélisation, j'ai choisi d'utiliser la méthode basée sur la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF (variation of **C**oulomb **F**ailure **F**unction). Afin de représenter la distribution du transfert de contrainte et l'interaction entre failles, nous utilisons le programme Coulomb 3.4 (Toda et al., 2011). Le programme est basé sur les aspects fondamentaux de rupture des roches (critère de Coulomb) ainsi que sur une base de données des paramètres géométriques des failles actives et de l'activité sismique associée (choc principal et répliques associées). Une attention toute particulières est accordée au critère de Mohr-Coulomb à la base de la définition du transfert de contrainte ; ce chapitre est appuyé par des résultats d'essais de laboratoire sur des échantillons de roches, où l'apport des fluides sera mis en exergue dans la compréhension des différents processus de ruptures. Enfin, je détaille le principe de modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) en prenant en compte différentes configurations de failles, tantôt en considérant une faille source ainsi que des géométries fixées de ruptures comme cibles, ou bien en choisissant une faille source associée à des réseaux de failles à orientations optimales. Les calculs montrent que les modèles à orientations fixés donnent des résultats positifs pour des géométries de failles « en échelon ». En l'absence d'une connaissance détaillée sur les failles actives, les modèles à orientation de failles optimales paraissent les mieux adaptés lorsqu'on veut étudier des séries de répliques associées à la rupture principale, surtout lorsque les bases de données sismiques ne fournissent pas d'informations suffisantes sur la qualité des enregistrements sismologiques.

Le **Chapitre III** sous forme d'un article original est consacré à une séquence de tremblements de terre modérés à forts, de 1891 à 2003, avec une magnitude maximale de Mw=7.3 dans le Tell Atlas algérien. L'analyse tectonique et géomorphologique des séismes historiques ainsi que l'analyse des mécanismes au foyer et les données de sismicité historique montrent des régimes tectoniques en failles inverses. La modélisation ΔCFF montre une

augmentation de la contrainte de Coulomb de 0.1 bar à 0.8 bar à une profondeur de 7 km, sur la majeure partie des failles-cibles. Le coefficient de friction effectif μ' choisi est égal à 0.4 et suggère une augmentation de la pression des pores probablement associée à des déformations poroélastiques. La modélisation montre aussi, qu'il existe une distinction dans le déclenchement des tremblements de terre de tailles moyennes et de grandes tailles dans le Tell Atlas. Ce chapitre se terminera par une discussion et une conclusion.

Le **Chapitre IV** est consacré à une série de tremblements de terre et à la migration des contraintes dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Cette séquence sismique comprend trois séismes modérés à fort : le séisme du 26 mai 1994 (Mw 6.0), celui du 24 février 2004 (Mw 6.4) et celui du 25 janvier 2016 (Mw 6.3). Cette séquence sismique nous offre la possibilité de : **(i)** modéliser l'évolution de la contrainte de Coulomb en incluant la pression des pores, **(ii)** comprendre les mécanismes d'interactions entre ces trois séismes et **(iii)** analyser le mécanisme de rupture et déduire le temps d'avancement de chaque séisme. La modélisation ΔCFF et l'analyse de la sismicité montrent que cette séquence sismique est apparemment contrôlée par les propriétés poroélastiques de la couche sismogène.

Le **Chapitre V** traite du rôle de la poroélasticité et des paramètres physiques des ruptures sismiques et leurs contributions dans la déformation active. Notre modélisation montre que la déformation poroélastique reste un élément décisif dans l'enclenchement des séries sismiques dans le Rif, le Tell et dans l'Alboran. Une attention toute particulière sera consacré aux relations transfert de contrainte- déformation poroélastique ; des modèles conceptuels de pression des pores serons développés afin de mieux appréhender l'évolution de la déformation poroelastique intersismique et post-sismique. Une analyse plus fine des caractéristiques physiques des ruptures en tenant en compte de l'effet des fluides sera discutée.

Le **chapitre VI** consiste en une conclusion générale qui présente les principaux résultats de recherche. En premier, j'ai mis en évidence les géométries de failles associées aux séquences sismiques, et en deux, la migration de la sismicité et l'interaction entre failles sismiques. En trois, je montre l'influence du facteur temps et la détermination des temps d'avancements des grands séismes. Par ailleurs, ces travaux ouvrent la voie vers des travaux de recherche et de modélisation plus développés incluant l'interaction entre failles et l'analyse des déformations poroélastiques. Les perspectives qui apparaissent suite à cette recherche sont surtout basées sur l'apport des fluides dans le processus de nucléation sismique. Cette modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb en incluant l'effet physique des

fluides près des grandes villes et zones à forte densité de population peut contribuer à une meilleure évaluation de l'aléa et du risque sismiques.

Tous les résultats présentés dans les chapitres sont des contributions originales.

Ce travail de thèse a fait l'objet de 2 publications :

- **Kariche, J**, Meghraoui, M., Ayadi, A., & Boughacha, M.-S. (2017). Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas, Algeria. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *107*(6), 2624-2635.

- **Kariche, J**, Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E., & Toussaint, R. (2018). The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophysical Journal International*, *212*(1), 42-53. https://doi.org/10.1093/gji/ggx385

Outre les deux publications citées, deux articles en préparation traitent de :

- Rôle de la poroélasticité dans la déformation inter séismique.
- Du déficit de sismicité et du temps d'avancement des séismes dans le Tell Atlas central.

En outre, ce travail de thèse a fait l'objet de plusieurs communications nationales et internationales dont les plus importantes sont:

**Kariche J.**, Meghraoui M., Ayadi A., Ziyadin C., and Boughacha MS., Fault interaction and stress transfer along the Algerian plate boundary zone, International Conference on Flow in Transforming Porous Media, FLOWTRANS 2015. University of Strasbourg, oral presentation

**Kariche J.**, Meghraoui M., Ayadi A., Ziyadin C., and Boughacha MS., Stress change and fault interaction in the central Tell Atlas (Algeria), First General Assembly for the African Seismological Commission, April 2016, Egypt, oral presentation.

**Kariche J.**, Meghraoui M., Ayadi A., Ziyadin C., and Boughacha MS., Stress change and fault interaction from a two century-long earthquake sequence in the central Tell Atlas (Algeria), Geophysical Research Abstracts, European Geosciences Union, EGU-Vienna, April 2017, oral presentation.

**Kariche J.**, Meghraoui M., Timoulali Y., Cetin E. and Toussaint R., The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poro-elasticity in the Rif and Alboran Sea region, 2nd General Assembly of the African Seismological Comission, AfSC-Al Hoceima, April 2018, oral presentation.

## I.E CONTEXTE SISMOTECTONIQUE DU NORD-OUEST DE L'AFRIQUE

### I.E-1. Généralité

Les régions d'Afrique du Nord et de la Méditerranée sont connues pour être le siège de plusieurs tremblements de terre dévastateurs (AD, Pompéi 62, Cyrène 262, Alexandrie 320, Marmara 358, Crète 365, Sitifis 419, Beyrouth 551, Tunis 856, Rhodos 1303, Alger 1365, Fès 1624 Sicile 1693, 1908, Oran 1790, Djidjelli 1856, Ligurie 1887, El Asnam 1980…) (Harbi et al, 2018). Ces régions ont été touchées par des séismes modérés à fort (Mw~ 6,5-7.3). L'étude des mécanismes aux foyers des séismes instrumentaux en Afrique du Nord (Figure I.1) montrent des zones à complexité variables. La géodynamique à la frontière des plaques Afrique –Eurasie et en méditerranée occidentale montre que les structures tectoniques actives du Maroc à l'Algérie sont disposées sous forme de blocs rigides dans un milieu crustal à déformation continue (Meghraoui et al, 1996; Morel & Meghraoui, 1996). Les rotations en blocs tectoniques ainsi que la nature des couches sismogènes paraissent contrôler les mécanismes de déformation dans ces régions. Ce chapitre sera consacré à une analyse sismotectonique de trois régions les plus actives d'Afrique du Nord à savoir : la région du Rif marocain, la Mer d'Alboran ainsi que la région du Tell Atlas central algérien. Une importante considération va être donnée aux mécanismes de déformations contrôlant l'occurrence des séismes.

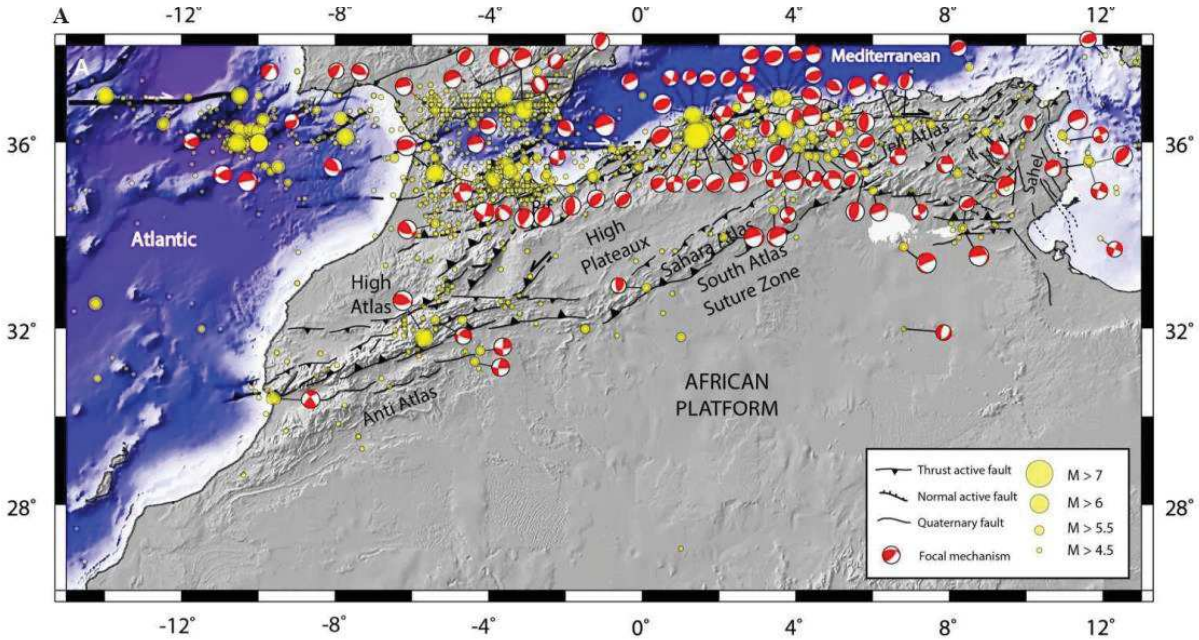



**Figure I.1 :** *Carte sismotectonique d'Afrique du Nord (d'après* Meghraoui, 2018*) ; les données de sismicité historique et instrumentale sont issues des catalogues de :* (Benouar,

1994 *;* Ayadi & Bezzeghoud, 2014 *et* Harbi et al., 2015*). Les données des mécanismes aux foyers sont ceux du CMT (Centroid Moment Tensor), les lignes en noire indiquent les failles quaternaires actives.*

### I.E-2. Contexte Géologique

La géologie de l'Algérie fait partie de l'ensemble géologique complexe Nord-Africain. Les études de géologie structurale montrent deux domaines géologiques principaux (Durand Delga, 1969):

1. Le domaine Méridional ou le domaine Saharien caractérisé par des affleurements de socles précambriens au Hoggar et dans les Eglab et une couverture phanérozoïque de la plate-forme Saharienne.
2. Le domaine Septentrional ou la zone atlasique comprenant du Nord au Sud : l'Atlas tellien dans le domaine du littorale, les Haut plateaux et l'Atlas Saharien. Ce dernier est séparé des autres domaines du Nord par la flexure Sud-Atlasique et qui se prolonge à L'Ouest par le Haut Atlas marocain et à l'Est par l'Atlas tunisien. Ce domaine apparait comme un élément de l'orogenèse méso-cénozoïque et qui s'étend des Caraïbes à l'Ouest jusqu'à l'Himalaya à l'Est.

Les études géologiques des bassins sédimentaires algériens montrent une géodynamique complexe où la tectonique des plaques est définie comme l'élément majeur ayant structuré l'Algérie en deux partie : la partie alpine au Nord qui apparait comme un élément de l'orogenèse méso-cénozoïque et qui s'étend des Caraïbes à l'Ouest jusqu'à l'Himalaya à l'Est. La plateforme Saharienne stable caractérisé par des bassins dont l'orogenèse remonte au Paléozoïque et dont les indices sont visibles sur des affleurements attribués aux bassins entourant la région du Hoggar (Haddoum et al, 2001; Guemache et al, 2010).

Le domaine tellien portant l'empreinte d'une tectonique alpine est définis comme étant un empilement de nappes mise en place au Miocène inférieur faisant partie de la chaine des Maghrébides et qui s'étalent du détroit de Gibraltar jusqu'en Sicile. Des bassins néogènes tardifs comme le Chélif et le Hodna se sont installés sur ces nappes (Durand–Delga & Fontbote, 1980).

La dynamique actuelle de l'Algérie du Nord est en concordance avec l'évolution du systeme alpin de Gibraltar jusqu'à l'Himalaya qui continue son évolution. La tectonique de l'Algérie du Nord est très complexe avec des structures tectoniques en chevauchement se traduisant par des nappes de charriage au nord. Ces structures résultent des phases de déformation méso cénozoïques successives de la chaine Alpine d'Afrique du Nord, évoluant vers une tectonique plus simple au Sud (Delga, 1969) .

Plusieurs similitudes existent entre la géologie variée et complexe de l'Atlas tellien et celle du Rif et du Pré-Rif marocain (Figure I.2 et Figure I.3). Par exemple, Wildi, (1983) remarqua que l'intensité de la déformation de la nappe numidienne est très importante dans le Rif et en Algérie occidentale ( grande Kabylie) avec un style tectonique comparable. Selon Gélard, (1979) le taux de déformation élevé des nappes est due essentiellement à sa composition lithologique et une fréquente indépendance mécanique des grés par rapport au substratum avec des pivotement et des torsions assez remarquables et qui se font autour d'axes sub-verticaux. En revanche, la déformation de la nappe numidienne est plus faible en Algérie Orientale et en Tunisie (Vila, 1980; Rouvier, 1977).

Les failles sont souvent dues à une phase compressive du Miocène supérieur et aux effets d'une néotectonique post-nappe (Vila, 1980). Le style cassant en écaille observé sur les unités du Tell (Figure I.3) serait originaire d'une faible charge associée à une tectonique tangentielle affectant également le substratum profond de la chaine tellienne où les niveaux lubrifiés (gypses et cargnieules) du Trias auraient joué un rôle important. Les structures les plus profondes voient apparaitre des plans de schistosité associés à un épi métamorphisme (Mattauer, 1964).

Les nappes constituant le domaine de l'Afrique du Nord se divisent alors en trois domaines paléogéographiques principaux :

1. Le domaine interne, issus de la séparation entre la Sardaigne et l'ALKaPeCa[1] et qui marque le début de la formation du bassin algérien.
2. Le domaine externe qui représente la branche de la Téthys (ou marge téthysienne) associée à l'Afrique du Nord.

[1] ALKAPECA composé de **« Al »** pour l'Alboran, **« Ka »** pour la grande et petite Kabylie, **Pe** pour les monts Péloritains de Sicile et **« Ca »** pour la Calabre. est le nom donné au terrane situé il y a 10 millions d'années à l'intérieur du domaine téthysien, entre les plaques Iberia et Europe au nord, Apulia à l'est et Africa au sud (Bouillin *et al.*, 1986)

3. Le domaine des flyschs[2] représenté par des nappes de charriage et qui se situent entre les deux domaines suscités (Figure 2).

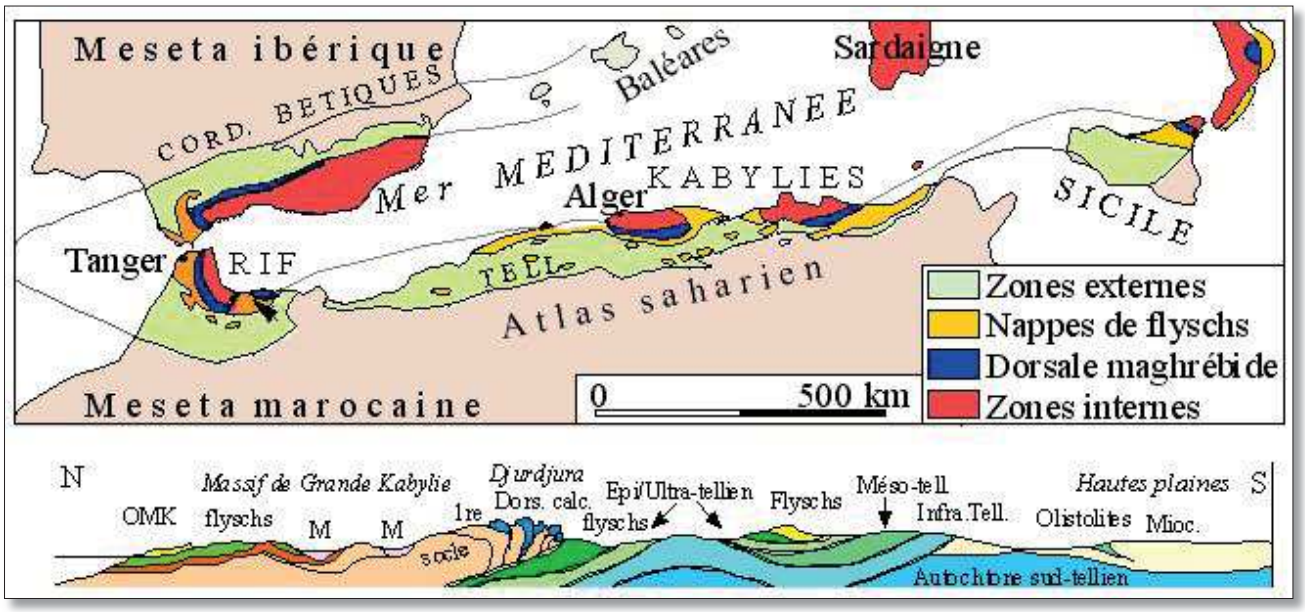



**Figure I.2** : *Carte structurale schématique de la chaîne des Magrébides montrant la disposition des zones internes et externes et coupe simplifiée sur la transversale de la grande Kabylie, (d'après Delga & Fontboté, 1960).*

### I.E-2.i. Le domaine interne

Comprenant le socle kabyle cristallin, sa couverture sédimentaire est une chaine calcaire appelée communément **dorsale kabyle** ou **dorsale calcaire**. En Algérie, ces zones internes se sont développées principalement à l'Est d'Alger où elles constituent les massifs de grande et petite Kabylie. A l'ouest le massif du Chenoua et la zone de Ténès font aussi partie des unités du domaine interne. Le socle Kabyle affleure dans les pointements côtiers des massifs d'Alger (Bourrouilh et al , 1976) et aussi en mer près d'Alger, au large de Ain Benian (Yelles et al., 2009).

[2] Le **flysch** est un dépôt sédimentaire détritique constitué principalement par une alternance de grès et de marnes, qui se sont accumulés dans un bassin océanique en cours de fermeture, dans le cadre d'une orogenèse. Ce terme, d'origine suisse alémanique a été créé par Bernhard Studer à partir du verbe *fliessen*. Il fut très fréquemment employé dans les Alpes, puis s'est progressivement répandu à travers le monde.

Les zones internes chevauchent le domaine des flysch et le domaine tellien. En petite Kabylie, le chevauchement est associé à un métamorphisme éocène, appartenant aux unités telliennes et aux domaines des flysch. Ces formations métamorphisées sont bien visible sous un socle métamorphique provenant de la fragmentation de l'ALKAPECA à une ou plusieurs dizaines de kilomètres du front de chevauchement.

Les observations de surfaces montrent une similitude entre le Rif et le Tell dans l'emplacement des nappes de glissement dites **ultra** (Mattauer, 1964) composées essentiellement de matériel plastique due à l'expulsion de la partie post jurassique du contenu du sillon interne fortement tectonisé, caractérisé par la présence de flysch pour venir s'étaler jusque sur le sillon externe (Figure I.3).

Au Maroc, les unités du domaine interne sont associées à quatre secteurs principaux :

a. La région côtière de Beni Said entre Mellila et Al Hoceima comprenant des terrains permo-triasiques (Suter, 1980a).
b. La région de Jbel Kebaba, dans le Rif oriental constituée de formations permiennes et triasiques.
c. Le massif de Bokoya à l'Ouest d'Al Hoceima constitué de deux nappes associées à la dorsale rifaine elle-même constituée en une dorsale interne où les formations sont d'âge Paléozoïque, Mésozoïque et Tertiaire et une dorsale externe constituée essentiellement de formations du Trias, du Jurassique carbonaté et du Paléogène détritiques (Andrieux, 1971).
d. entre Jebha et Sebta on y trouve :
   - Les sebtides comportant un socle cristallin ancien formé de péridotites, de kinzigites, de gneiss et des micaschistes comportant trois nappes à matériel épi métamorphique d'âge Paléozoïque et du Trias inferieur.
   - Les Ghomarides composées de trois nappes à séries sédimentaires non métamorphisées.
   - La dorsale rifaine composée d'une dorsale calcaire au Sud et de la chaine du Haouz au Nord de Tetouan. A partir d'une analyse stratigraphique, Wildi, (1983) constata que la dorsale rifaine constitue un édifice complexe de nappes avec des variations de faciès importantes.

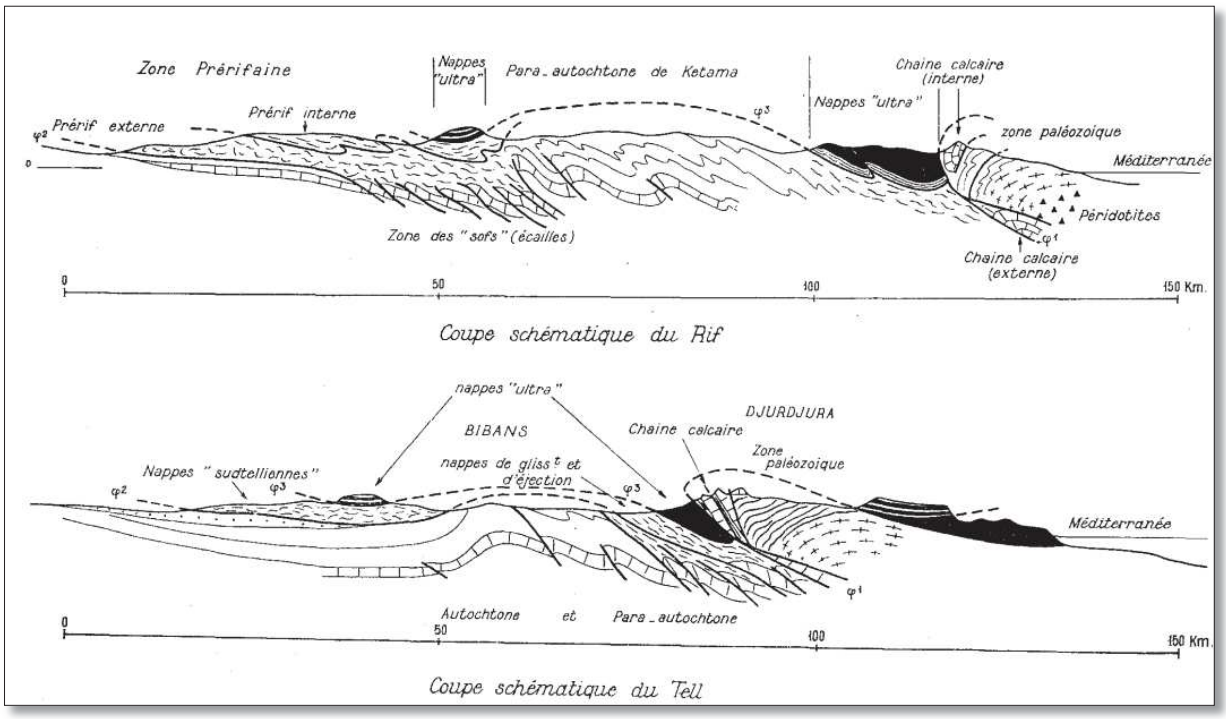



**Figure I.3** : *coupe géologique schématique du tell et du Rif (d'après Mattauer, 1964)*

### I.E-2.ii. Le domaine externe

Ce domaine correspond au domaine tellien constitué d'un ensemble de nappes découpées dans des terrains sédimentaires à tendance marneuse ou calcaire issue du crétacé et du paléogène. La sédimentation est d'âge mésozoïque et tertiaire. A l'intérieur de ce domaine on y trouve des massifs formés de terrains métamorphisés liés à la période Alpine. Ces unités dérivent d'une ancienne marge africaine de la Téthys. Certaines unités telliennes du domaine externe sont affectées par un épi métamorphisme tel que dans les Babor (Obert, 1981) et les massifs à schistosité dans le Tell central tel que les massifs de Blida, Bou Mâad et du Cheliff (Kireche, 1993). Le domaine externe tello-rifain est caractérisé par des évaporites et perlites d'âge Triasique et une sédimentation très épaisse dans le Rif et dans le Tell occidental associée à des séries détritiques de cônes sous-marins profond (Figure I.2 et Figure I.3), tandis que la sédimentation perd de son épaisseur en allant vers le Tell oriental. Dans l'Ouarsenis, un important matériel détritique se dépose au Nord –Ouest de cette zone sur un cône sous-marin en bordure du continent africain. La période de l'Eocène supérieur au Miocène est caractérisée par une sédimentation détritique et des complexes téctono-sédimentaires marins variés. Le socle cristallin lié à la tectonique des unités du domaine externe est de type continental.

### I.E-2.iii. Le domaine des Flysch

Le domaine des flysch composé essentiellement de dépôts sédimentaires détritiques constitués d'une alternance de grés et de marnes qui se sont accumulés dans le bassin maghrébin au cours de la fermeture de la Téthys. Ces dépôts se sont mis en place dans un sillon étroit entre les fragments alkapéciens au Sud de la paléo marge africaine (Bouillin, 1986). Les géologues s'accordent à dire que le mécanisme contrôlant ces dépôts sédimentaires est un mécanisme purement géodynamique associé à l'activité tectonique (Mutti et al, 2009). La chaine tello-rifaine parait être connecter à deux type de flyschs : les flysch massylien (ou flysch distral) représenté par une série fine pérlito-quartzitique en petits bancs du crétacé inférieur auquel succède un Cénomano-Turonien à phtanites et roches volcaniques (Bouillin, 1986) et les flyschs maurétanien (ou flysch proximal) représentés par une série comprenant des pélites, grés et calcaires fins du Néocomien, un terme pélito-gréseux du Néocomien-Albien, des calcaires microbrèchiques et rarement phtanites du Cénomano-Turonien, un ensemble à microbrèches marneuses à lamination gréseuses du Sénonien et enfin une molasse conglomératique et calcaires organo-détritiques du Paléocène. Les flyschs mauritaniens semblent composés la majeure partie des dépôts Kabyle et dans le Rif (Wildi, 1983). Les affleurements les plus étendus du flysch maurétanien se trouvent sur la transversale du Rif central, entre Al Hoceima et l'accident de Jebha (Andrieux, 1971). Les flyschs de type massylien se posent plutôt dans les massifs de l'Ouarsenis (Mattauer, 1958). La nature océanique du substratum des flyschs semble acquise comme l'attestent les rares affleurements de basaltes en pillow-lavas, gabbros et serpentites dans le secteur de Rekkada-Meltine en Algérie (Bouillin, 1986). La mise en place des domaines des flyschs en Afrique du Nord serait alors indépendante de la lithologie mais caractérise plutôt des dépôts syn-orogéniques à facies de turbidite composés de roches sédimentaires mises en place à la suite d'un écoulement gravitaire s'accumulant dans un bassin océanique et qui s'est renfermé suite à la convergence des deux plaques Afrique –Europe.

## I.E-3. Sismicité historique et instrumentale du Nord – Ouest de l'Afrique et de la Péninsule Ibérique

Au cours des dernières années, les zones actives d'Afrique du Nord ont subies un niveau de destructions et pertes économiques sans précédent qui a attiré l'attention des scientifiques et des communautés locales sur les risques géologiques dans cette partie du continent. La région

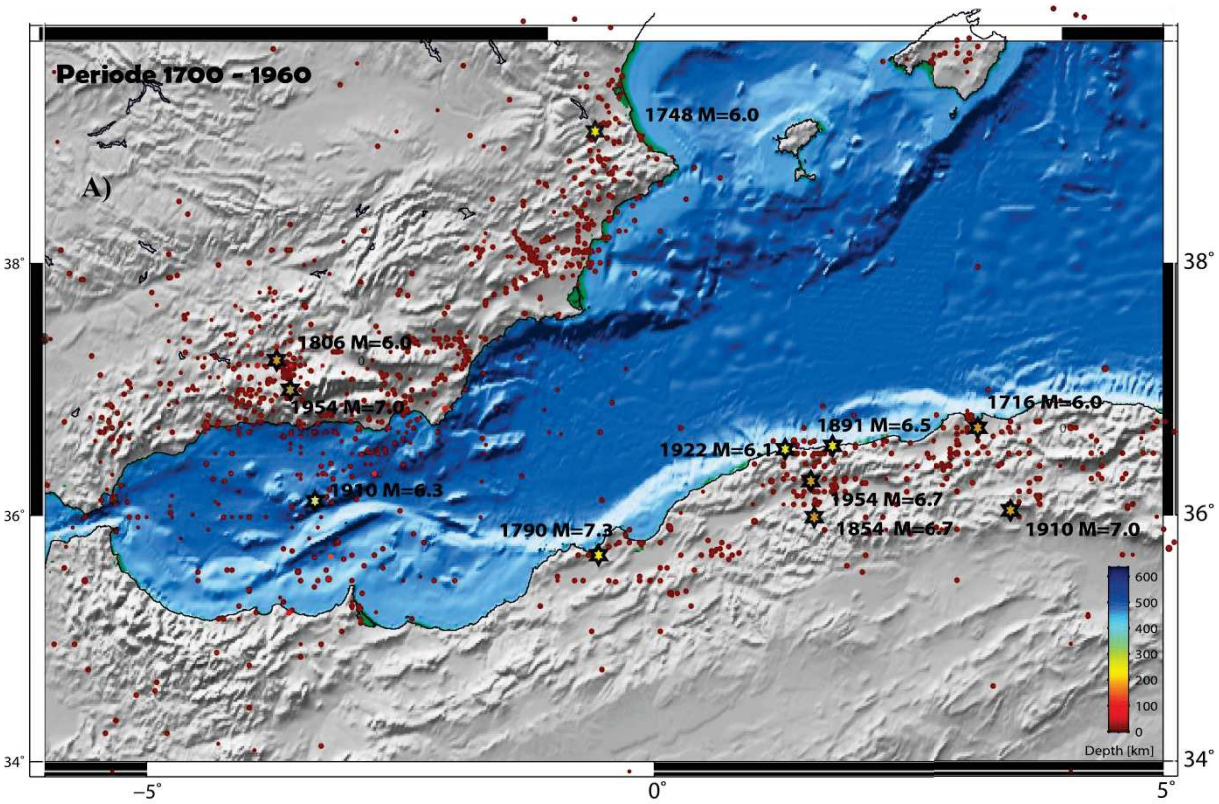
d'Afrique du Nord a connu plusieurs séismes destructeurs, le plus grand séisme fut celui d'El Asnam (maintenant Chlef) du 10 Octobre 1980 avec une magnitude Mw = 7.1 à 7.3 et ayant une intensité de X à XI selon l'échelle d'intensité modifiée de Mercalli. Le rapport de la National Research Council Committee on Natural Disasters et le Earthquake Engineering Research Institute appartenant tous les deux au département de commerce américain en collaboration avec l'Organisme de Contrôle Technique de la Construction d'Alger estime à 5000 jusqu'à 20000 victimes directe associées à ce séisme, sur une population totale d'environ 125000 à l'époque du tremblement de terre.

En Algérie, la grande partie de la sismicité est localisée dans le Tell Atlas central ( Figure I.4 a et b) où la déformation résulte essentiellement de la convergence des deux plaques Afrique – Europe, qui se traduit par la fermetures des bassins néogènes et quaternaires et une dynamique dans l'orogenèse de la chaine atlasique (Meghraoui, 1988). La sismicité correspond aux bordures des bassins subsidents du Néogène, séparée par des zones de surrection récentes liées aux chaines de l'Atlas et au socle Kabyle. Du point de vue tectonique, les différents ensembles structuraux sont découpés par des accidents NW-SE (Girardin et al, 1977). Girardin et al, (1977) lient les ruptures sismiques à un réajustement des contraintes avec pour conséquence la réactivation d'accidents tectoniques préexistants. Cependant, aucun travail sur les failles actives de l'Algérie du Nord n'avait été fait d'une manière systématique et cohérente avant le séisme de 1980. L'analyse de la sismicité montre que la sismicité y est pour la plupart superficielle ($0 < h < 30$km) (Figure I.4 a et b).

En Afrique du Nord, une sismicité intermédiaire ($30 < h < 150$ km) est diffuse sur une bande d'environ 150 km, entre les latitudes 35.5° et 37°, située dans la zone Ouest de la Mer d'Alboran à l'Est de Gibraltar (Figure I.4b). On remarque que cette sismicité intermédiaire disparait en allants vers l'Ouest du Maroc et de l'Espagne pour laisser place uniquement à une sismicité superficielle. Les enregistrements de séismes (Figure I.4b) montrent qu'une sismicité profonde est localisée dans la région de Grenade au Sud de la péninsule Ibérique, cette sismicité est la plus profonde de toute la région de la méditerranée avec des profondeurs allant de 600 à 620 km. L'origine de cette sismicité reste à débat, cependant plusieurs auteurs (Hatzfeld & Frogneux, 1981; Buforn et al, 2004) montrent que cette distribution peut être corréler à la présence d'une subduction. L'analyse du flux de chaleur dans la partie occidentale du bassin d'Alboran montre des valeurs anormalement faibles par rapport à la partie orientale du bassin (Polyak et al., 1996). Les profondeurs focales (> 40 km) et les

valeurs faibles du flux de chaleur ne peuvent pas être corrélée avec une activité sismique crustale. Grevemeyer et al, (2015) suggèrent que les tremblements de terre intermédiaires dans cette partie de la méditerranée sont plutôt liés à la subduction d'une micro-plaque océanique en dessous de l'arc de Gibraltar et de la partie Ouest du bassin de l'Alboran. La sismicité très profondes (h > 600km) est quant à elle corrélée à un processus de subduction ancien (Buforn et al., 2004).

L'Analyse de la sismicité en Afrique du Nord montre que la quasi-totalité des séismes modérés à fort est plutôt concentrée dans la région du Rif marocain, le Sud de l'Alboran et le Tell Atlas central algérien (Figure I.4 a et b). La sismicité y est superficielle marquant ainsi une activité crustale liée au rapprochement entre les deux plaques tectoniques Afrique-Europe. La région du Rif et le Tell Atlas central est considérées comme la région la plus active d'Afrique du Nord. En effet, ces régions frontalières du Sud de l'Europe et à forte densité de population ont été le sièges des séismes les plus importants durant ces 60 dernières années (Figure I.4b). La sismicité historique (Figure I.4a) montre que la région du Tell Atlas reste la zone qui accommodent le plus de déformation, avec comme conséquence une sismicité historique et instrumentale concentrée dans la partie Nord de l'Algérie (Figure I.4a), la sismicité est liée à des structures en pli-faille associées aux bassins quaternaires (Meghraoui, 1988). La déformation crustale dans le Tell s'exprime par le biais d'incréments de mouvements tectoniques sur les failles actives souvent visibles en surface (Meghraoui et al., 1996). La sismicité associée aux pli-failles est par conséquent superficielles avec une profondeur autour de 5 à 15 km. Le comportement des failles sismiques et la répétitivité des séismes majeurs sont parmi les problèmes majeurs pour la compréhension de la sismotectonique du Tell et de l'Alboran. Le cycle sismique étant étroitement dépendant des caractéristiques physiques de la couche sismogène et de la lithosphère ainsi que du taux de déformation en convergence, il est peu probable que le temps écoulé entre deux évènements sismiques importants soit toujours constant. Je traite dans cette thèse la déformation crustale et le comportement à court et à long terme des failles sismiques en associant à l'analyse sismotectonique des modèles de ruptures sismiques associés aux domaines élastiques et poroélastiques. J'étudie également l'impact des structures sismotectoniques et les paramètres physiques des failles sur l'estimation de l'aléa et du risque sismiques dans le nord de l'Algérie et au Maroc.


Periode 1700 - 1960
A)
1748 M=6.0
1806 M=6.0
1954 M=7.0
1930 M=6.3
1790 M=7.3
1922 M=6.1
1891 M=6.5
1716 M=6.0
1954 M=6.7
1854 M=6.7
1910 M=7.0
Depth [km]
38°
36°
34°
−5°
0°
5°

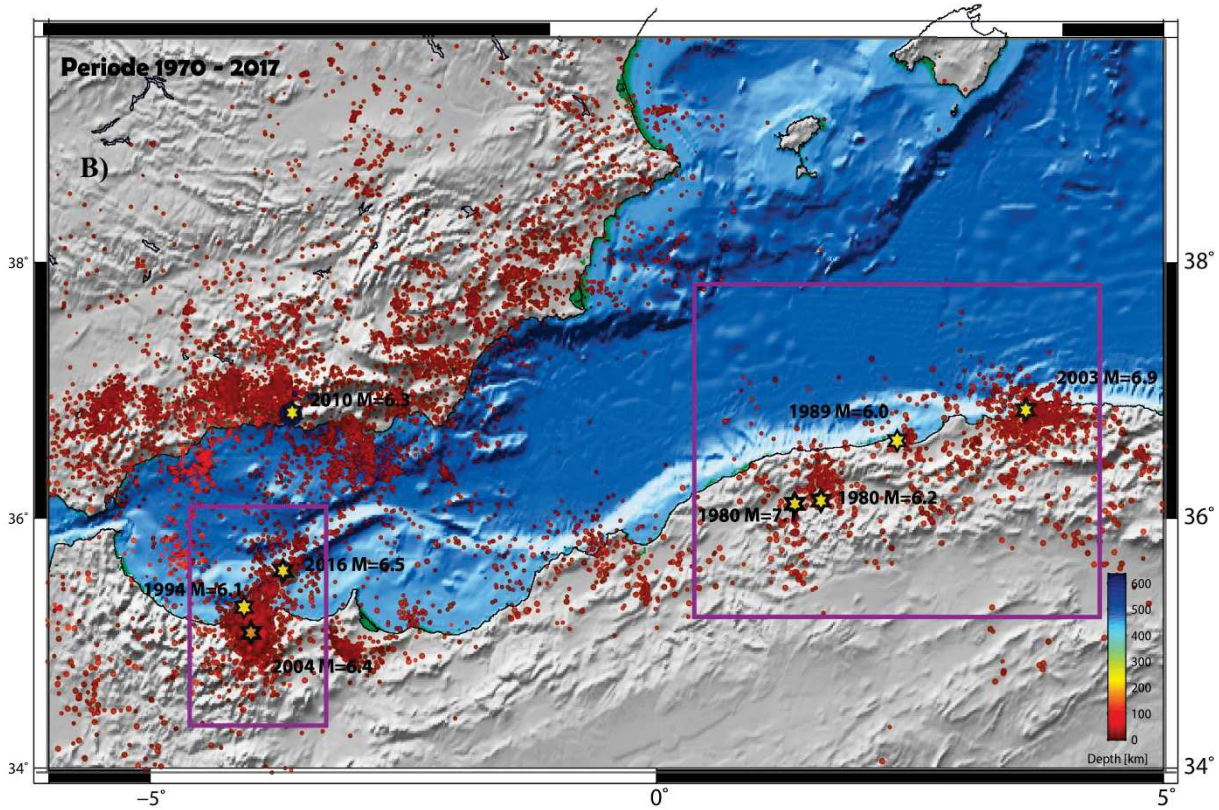

Periode 1970 - 2017
B)
2010 M=6.3
2016 M=6.5
1994 M=6.1
2004 M=6.4
1989 M=6.0
2003 M=6.9
1980 M=6.2
1980 M=7.1
Depth [km]
38°
36°
34°
−5°
0°
5°

**Figure I.4 :** ***a)*** *distribution de la sismicité durant la période de 1700 jusqu'à 1960, les données de sismicité historiques sont ceux de l' Euro-Mediterranean Earthquake Catalogue EMEC (Grünthal & Wahlström, 2012),de Rothé et al,. (1950), d' Ambraseys & Vogt, (1988), de McKenzie, (1972) , d'Ambraseys, (1994), de Peláez et al., (2007), de Benouar, (1994) et de Girardin et al., (1977). Les magnitudes des séismes historiques pour le Tell Atlas central ( Mw ≥ 6) ont été estimées à partir d'analyse des données de géologie, de tectonique et de géomorphologie de terrain (Kariche et al , 2017) et des géométries de failles déduites à partir des mécanismes au foyer en utilisant les relations empiriques de Wells & Coppersmith, (1994). Les magnitude des séismes historiques pour la péninsule Ibérique ont été obtenues à partir de la conversion des intensités épicentrales en utilisant la formule Mw = 0.6 Imax + 0.96 (Peláez et al., 2007). L'estimation de la magnitude du séisme d'Oran de 1790 (Mw = 7.3) est obtenue par analyse des données de terrain, des données macrosismiques et des données de modélisation statique et dynamique de Tsunami (Meghraoui & Kariche , article en préparation).* ***b)*** *distribution de la sismicité durant la période de 1970 jusqu'à 2017 obtenue à partir des données de l'ISC et, du NEIC. Les solutions sont représentées en fonction de la profondeur focale selon différentes gammes de couleur ; les rectangles en violet correspondent aux régions d'études. Les étoiles en jaunes correspondent aux séismes de M≥ 6 recensés dans la région Ibero-Maghrebine durant la période allant de 1970 à 2017. Les séismes majeurs sur les cartes A et B représentés par des étoiles en jaune sont tous superficiels excepté le séisme de Grenade dans le Sud de l'Espagne du 11/04/2010 (Mw=6.3).*

L'analyse géomorphologique et tectonique liée aux séismes historiques montre que la plupart des séismes forts à modérés ont un mécanisme en faille inverse (Meghraoui, 1988). La plupart des données historiques sont issues des évaluations des intensités de séismes. Nous avons estimé la magnitude du séisme de 1891 de 1910 et de 1922 (Figure I.4a) à partir des rapports des dommages maximum établis par différents auteurs (Vogt & Ambraseys, 1991; Ambraseys & Bommer, 1991; Ambraseys, 2009; Benouar, 1994; Maouche et al, 2008) en utilisant les échelles macrosismique Européenne (**EMS**) et de Medvedev–Sponheuer–Karnik (**MSK**). Les données d'intensité macrosismique ont été complétées par les analyses des traces de failles en surfaces (Aoudia & Meghraoui, 1995) et les données de soulèvement côtier pour les séismes de 1891 et de 1922 (Aoudia & Meghraoui, 1995). Les magnitudes des séismes d'Alger de 1716 (Mw6.4) et d'Orleansville de 1854 (Mw6.7) ont été estimées à partir de la relation empirique de *M*w = 0.6 *I*max + 0.96 (Peláez et al., 2007), les données macrosismiques sont celle d'Ambraseys & Vogt, (1988) et de Harbi et al, (2010). La

magnitude du séisme d'Oran de 1790 (Mw7.3) est estimée à partir des données de géomorphologie, de tectonique active, d'analyses des données historiques et macrosismiques et des données de modélisation statique et dynamique de Tsunami ( Meghraoui & Kariche, article en préparation).

Les données de magnitude pour la région Ibéro-maghrébine (Figure I.4b) ont été converti en magnitude de moment Mw à partir des magnitudes Ms en utilisant les relations de magnitudes pour le Sud de l'Europe (Bungum et al, 2003; Grünthal & Wahlström, 2012):

$$\begin{cases} M_w = 0.796\, M_s + 1.280 \;\; si \;\; M_s \geq 5.4 \\ M_w = 0.585\, M_s + 2.422 \;\; si \; M_s < 5.4 \end{cases}$$

Même si la carte de sismicité historique élaborée reste incomplète (Figure I.4 a) surtout pour les séismes de petite et moyenne magnitudes, nous considérons que les séismes majeurs dans les zones d'études ont bien été répertoriés dans le catalogue de sismicité. On remarquera que la sismicité historique est quasiment absente dans la région du Rif marocain (Figure 4a), les données de sismicité historique issue des différents catalogues (ISC ; EMEC; Cherkaoui & El Hassani, 2012; Peláez et al., 2007) ne donnent aucun séismes modérés dans la région du Rif. Le seul séisme majeur est celui de l'Alboran du 16 Juin 1910, la magnitude de volume associée à ce séisme a été estimée à Mb = 6.3 à partir des échelles **MSK** par Kárník (1971). La magnitude de moment pour ce séisme est similaire et égale à Mw =6.3 (Morales et al, 2003; 003 Mezcua, et al, 2011). Ce séisme a été relocalisé par Mezcua et al. (2013) ; la meilleur solution donne un épicentre de *(36,15 ° N, 3,02 ° W)* situé dans la partie Nord de la mer d'Alboran (Figure I.4a). L'épicentre est situé dans la branche Sud associée au prolongement Nord de la dorsale d'Adra le long d'un système de failles senestres disposées sur plus de 60 km de longueur (Ibanez et al ,2007). Un autre séisme modéré a été recensé en l'an 1801 dans la région d'Al Hoceima par El Mrabet, (1991). Dans sa thèse, El Mrabet, (1991) classe ce séisme comme un séisme modéré. Jabour et al , (2004) observent que l'activité sismique liée à ce séisme avec des périodes d'occurrence de répliques d'environ 2 années était largement supérieures à celle d'El Hoceima de 1994. Ils conclurent que la magnitude de ce séisme était probablement plus importante que la magnitude du séisme de 1994 estimée à Mw = 6.0. L'Analyse de la sismicité instrumentale (Figure I.4b) montre que les structures du Rif et de l'Alboran sont actuellement très actives avec une activité sismique modérées liés aux failles quaternaires (Gracia et al., 2006; Mezcua et al, 2013).

Pour la partie Sud de l'Europe, la sismicité historique liée à la péninsule Ibérique se distingue par trois séismes modérées : ***(i)*** le séisme de Montesa de 1748 ( Mw = 6.0) qui causa des dégâts importants dans la ville de Jativa et au château de Montesa au Sud de Valence. La distribution spatiale de l'accélération au sol donne une rupture inverse bilatérale (Buforn et al , 2015) à géométrie très similaire à celle du séisme de Zemmouri de 2003 (Mw6.9). Outre les caractéristiques géométriques, ces deux séismes ont été associés à des régions considérées comme ayant un risque sismique faible. ***(ii)*** le séisme du 27 Octobre 1806 de Grenade (Mw 7.0) (source *IGN, "Terremotos más importantes (En España)" , en Espagnol)* dont l'épicentre a été localisé au Nord-Est du bassin de Grenade, ***(iii)*** le séisme de Durcal en Andalousie du 29 Mars 1954, ressenti à Madrid, Grenade, dans le golf du Cadiz en Espagne et à Tanger et Casablanca au Maroc. Ce séisme, conséquence d'une sismotéctonique complexe causa des dégâts à Malaga, la profondeur de ce séisme a été estimée à 640 km (Lopez Sanchez et al., article en préparation). Les données de sismicité historique pour la péninsule Ibérique sont ceux de l'IGN, de Solares, (2003) et de Peláez et al, (2007), les donnes des magnitudes de volume *m*b sont issues du catalogue de l'IGN. Ces magnitudes ont été converties en magnitude de moment Mw en utilisant le formalisme empirique d'Utsu, (2002): $M$w = 8.17 – SQRT(42.04 – 6.42 *m*b).

En résumé, L'analyse de la sismicité dans la région Iberique-Nord Afrique montre que la limite des plaques Afrique-Europe est régulièrement le siège des séismes forts et modérés (ex : El Asnam, 1980 Mw7.3 ; Zemmouri, 2003 Mw6.8 ; El Hoceima de 2004 Mw6.4). Cette sismicité indique qu'une partie importante des mouvements de convergence Afrique - Eurasie sont accommodés dans l'Atlas Tellien algérien et au Rif marocain. Les vitesses de convergence estimées par les mesures GPS et les modèles globaux atteignent les 5 mm/an entre l'Ibérie et les hautes plaines algériennes et ~ 4.7 mm/an au niveau de Gibraltar, et de 2.7 à 3.9 mm/an dans l'Atlas Tellien (Meghraoui & Pondrelli, 2013). La sommation des moments sismiques à l'Ouest de l'Atlas Tellien comparée au raccourcissement tectonique NNW-SSE (parallèle au vecteur mouvement des séismes) montrent un taux de convergence de 2.2 mm/an (Meghraoui, 1988). Etant le moteur de l'activité sismique, la déformation continentale détermine la distribution et la répétitivité des tremblements de terre majeurs (M≥6.0) dans le nord de l'Algérie et au Maroc. La déformation crustale dans les régions d'études s'exprime par le biais d'incrément de mouvements tectoniques sur les failles actives souvent visibles en surface. La sismicité associée est par conséquent superficielles avec une profondeur le plus souvent autour de 10 – 15 km (Figure I.4 a et b). Comme mentionné précédemment, le

comportement des failles sismiques et l'analyse des périodes de récurrences des forts séismes sont parmi les problèmes majeurs en sismotéctonique. Le cycle sismique étant étroitement lié aux caractéristiques physiques de la couche sismogène et de la lithosphère, ceci aura comme incidence des périodes de retour de grands séismes différents. Une partie de thèse sera consacré à l'analyse de la déformation crustale et au comportement à long terme des failles sismiques à travers notamment des modèles de ruptures sismiques. J'étudierais également l'impact des structures sismotéctoniques et les paramètres physiques des failles sur l'estimation de l'aléa et du risque sismiques dans le nord de l'Algérie et au Maroc.

### I.E-4. Sismotectonique et géodynamique des régions du Tell, du Rif et de la mer d'Alboran

La sismicité dans le tell, dans le Rif et dans la Mer d'Alboran est associée à la convergence entre la plaque Afrique et la partie Ibérique de la plaque Europe. Même si la distribution des épicentres permet d'établir les limites de plaques (Figure I.4), l'analyse de la sismicité reste limitée à la compréhension des déformations et des mouvements relatifs entre plaques tectoniques. De nombreux travaux en tectonique active considèrent les régions du Tell Atlas, du Rif et de l'Alboran comme des limites de plaques (McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977) à partir d'analyses néotectoniques Morel & Meghraoui, (1996) montrent que la distribution des structures depuis le haut fond de Goringe jusqu'aux montagnes du Tell Atlas correspond à une bande de déformation orientée Est-Ouest que les auteurs nomment Goringe-Alboran-Tell (GALTEL). La disposition *en echelon* des principales structures tectoniques en plis-failles du Pliocène et du Quaternaire dans le Tell Atlas central appui la détermination d'une compression Nord-Sud à Nord-Ouest -Sud Est (Morel & Meghraoui, 1996).

Les études sismotectoniques locales et régionales récentes (Meghraoui et al., 1996; Meghraoui, 2018) suggèrent que la tectonique en contraction associé aux unités d'Afrique du Nord est souvent accompagnée d'axes de plis *en echelon* dextres et de décollement de base à géométrie de failles inverses avec des structures imbriquées appartenant à la croûte supérieure. Meghraoui (2018) montre que la corrélation entre la faille dextre de Yussuf située au Sud de l'Alboran et les plis-failles *en echelon* dans le bassin du Chellif implique une déformation crustale découplée et une dissimulation des failles dextres d'orientations E-W à l'Ouest du Tell Atlas (Figure 1). Même si la tectonique active actuelle dans le Tell Atlas soit principalement exprimée par les pli-failles actives d'orientation NE-SW, la déformation

quaternaire active indique que les structures en extension et les failles décrochantes dextres sont aussi associées à la tectonique active du Tell et du Rif (Figure I.5 a et b).

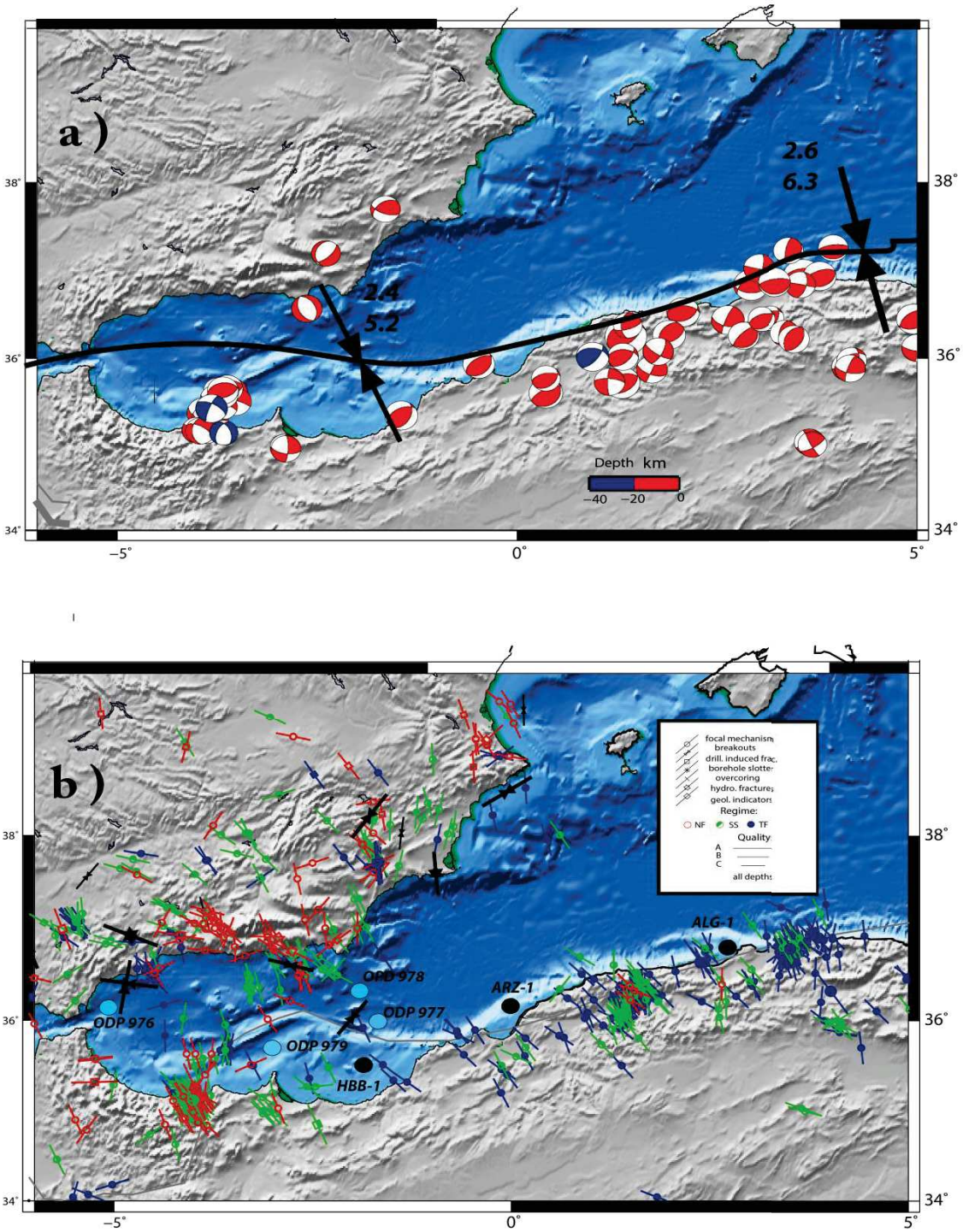



**Figure I.5 :** ***a)*** *mécanisme au foyer des séismes importants durant la période de 1970 jusqu'à 2016 , les solutions focales sont ceux du CMT, la lignes et les flèches en noir représentent la*

*limite des plaques Afrique-Europe et le taux de convergence des deux plaques en mm/an selon Koulali et al.(2011),* ***b)*** *orientation des contraintes horizontales maximales (SHmax) dans la région Ibero-Maghrebine (https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.07), les données SHmax ont été compilées à l'aides du programme CASMO [Heidbach & Hohne, 2008], les lignes en couleurs représentent les directions SHmax issues des modelisations In-Situ des déformations en trou de forage, des analyses des pressions aux puits à l'aide d'outils HDT et CHDT de Schlumberger, d'analyses des fracturations hydrauliques au puits , d'inversions formelles des mécanismes au foyers ( http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT ) et des analyses de contraintes tectoniques de terrain sur des failles quaternaires actives. Les couleurs indiquent les régimes de contraintes, les lignes en bleu sont associées aux failles inverses (TF), les lignes en rouge indiquent les failles en extension(NF) et les lignes en vert représentent les failles en coulissage (SS). Les différents régimes sont obtenus à partir des analyses des directions de contrainte horizontales maximales et minimales, à partir de différents indicateurs de contrainte (Sperner et al., 2003 ; Fernández-Ibáñez., & Soto, 2007 ; Heidbach & Hohne., 2008). Les flèches en noir représentent les données des contraintes maximales issues des analyses des ruptures forages profonds. La taille des symboles reflètent la qualité de la donnée. Les cercles en magenta indiquent l'emplacement des forages profonds fait par le programme océanique de forage (ODP) et les cercles en noir indiquent l'emplacement des forages profonds en mer réalisés par la Sonatrach.*

La première analyse publiée des mécanismes aux foyers dans la région Ibero-Maghrebine fut établis par McKenzie (1972) ; les résultats des mécanismes aux foyers des forts séismes depuis 1908 jusqu'à 1980 montrent une variation des régimes tectoniques allant d'une tectonique en coulissage dextre dans la zone des Azores-Gibraltar vers d'une tectonique en faille inverse dans la zone du Tell. L'analyse des déformations tectoniques montre que la vitesse de convergence entre la plaque Afrique et la Plaque Europe varient de 4 mm/an dans la zone de Gibraltar à 5 mm/an dans l'Atlas tellien (Meghraoui et al , 1996).

A partir des données de paléosismologie et de l'analyse de la tectonique active dans la zone centrale du Tell Atlas. Meghraoui et al (1993) estimèrent le taux de raccourcissement de la partie orientale du bassin de Chellif à 2.2 mm/ an avec une vitesse moyenne des mouvements verticaux de 0.6 à 1 mm/an. Les analyses des déformations plio-quaternaires de l'Ouest de

Gibraltar jusqu'à l'Atlas tellien montrèrent plusieurs similitudes dans l'histoire de la tectonique récente (Meghraoui et al., 1996).

L'étude des résultats des champs de vitesse GPS montre que la partie centrale du Rif se déplace vers le Sud-Ouest avec une vitesse qui varient entre 3.5 et 4.0 mm /an (Koulali et al., 2011). Koulali et al (2011) interprètent les mouvements différentiels mesurés par GPS dans le système Rif-Alboran comme une combinaison des processus de surface liée à la convergence oblique des plaques Afrique-Europe et des processus dynamiques profonds associés à la longue histoire (depuis l'Eocène) de la subduction de la lithosphère océanique (Royden, 1993).

La géologie locale et régionale montre que les structures tectoniques actives du Tell et du Rif sont disposées sous forme de blocks rigides dans un milieu crustale à déformation continue (Meghraoui et al , 1996 ; Morel et Meghraoui, 1996). L'étude des mécanismes aux foyers des séismes instrumentaux (Figure I.5a) donnent des zones à complexité variables, avec une gamme de régimes tectoniques qui, à priori, différent selon des systèmes liés aux rotations des blocs tectoniques tel que formulés par Morel & Meghraoui, (1996). Les rotations en bloc ainsi que la nature des couches sismogènes paraissent contrôler les mécanismes de déformation dans les régions du Rif et du Tell Atlas (Morel & Meghraoui, 1996 ; Meghraoui & Pondrelli, 2013).

L'analyse de la sismicité récente et des mécanismes aux foyers dans le Nord de l'Afrique et dans le Bassin méditerranéen montre une interaction le long de la limite de plaques Afrique et Europe (Figures I.4b et 5a). Cette limite de plaques est complexe et sa dynamique est une conséquence de l'ouverture de l'Océan atlantique et la fermeture de la mer Méditerranée (Udias, 1985). Les limites de plaques associées aux bassins algériens montrent des régimes tectoniques essentiellement inverses avec la présence de failles en coulissage dans les limites des bassins du Chellif (Figure I.5 a et b). On notera aussi la présence de failles en extensions de directions comparables aux failles inverses (Figure I.5b). Les régimes extensifs disparaissent en allant vers l'Est lorsqu'on atteint les limites de l'Algérois. Les régions du Rif et de l'Alboran sont plutôt marquées par des régimes en coulissage avec une densité de failles en extension assez remarquable (Figure I.5b). Du Rif à L'Alboran, la composante de la contrainte horizontale maximale subit une rotation horaire visible en allant du Sud vers le Nord (Figure I.5b).

L'étude de la géodynamique des bassins sédimentaire en Afrique du Nord montre que le bassin algérien est en continuité avec le bassin de l'Alboran à l'Ouest lui-même associé à l'arc de Gibraltar représentant l'une des ceintures orogéniques les plus actives au monde. Le bassin oriental de l'Alboran se distingue par une croûte continentale amincie (<15 km), la croute continentale disparait au profit d'une nature océanique en allant vers le Bassin algérien (Mauffret et al, 2004). Les bassins sédimentaires de l'Alboran sont très épais, les accumulations maximales de sédiments dépassent les 3 km d'épaisseur dans les parties Sud de l'Alboran et arrive à 2-3km dans la partie orientale du bassin qui marque la transition vers le bassin algérien (Mauffret et al, 2004).

La corrélation entre les bassins sédimentaires du Rif, de l'Alboran et les bassins algériens montrent une évolution téctono-sédimentaire comparable (Meghraoui et al, 1996). Les données de forages (ODP **977** , ODP **978** et ODP **976**) faits par le programme océanique de forage (ODP) et les données de forages profond réalisés par la Sonatrach (sites Habibas **HBB-1** au Sud Est de l'Alboran, et à **ALG-1** au Nord du plis failles du Sahel) (Figures I.5b) montrent que la séquence sédimentaire la plus profonde du bassin algérien représente une succession d'unités typique des bassins de la Méditerranée occidentale (Medaouri et al., 2014; Comas et al, 1999). Le socle métamorphique est généralement considéré le même pour les unités du Tell et du Rif (Medaouri et al., 2014; Comas et al, 1999). Les épaisseurs des dépôts sédimentaires du Miocène jusqu'au Quaternaire dépasse les 2000 mètres (Comas et al, 1999). L'analyse des excès de porosité sur le site de 979 situé entre la mer d'Alboran et les montagnes du Rif (Figure I.5b) montre une valeur élevée du coefficient de compaction sédimentaire (Revil et al , 1995). Les données de forage indiquent la présence de zones à fluides supressurisées résultant d'une compaction en déséquilibre (Revil et al, 1995). Les domaines de fracturation son associés à des dépôts de sédiment non-consolidés. Les niveaux de pression lithostatique sont atteints rapidement et augmentent linéairement en profondeur (Revil et al 1999). L'analyse des Log-composites de la porosité neutron et le Gamma ray montrent que les taux de porosité élevés sont associés à la présence de gaz (Revil et al, 1995). La variation des taux de surpressuristation due à la pression des fluides corroborent parfaitement avec la variation des taux de sédimentation en profondeur. Les résultats des analyses géochimiques sur le site de ODP 976 montrent que le haut degré de salinité et de chlorinites des séries sédimentaires peuvent être fortement liées à des pièges à fluides ou bien à une migration latérales des fluides en profondeur sur des séries sédimentaires épaisses (Bernasconi, 1999). Les résultats des forages dans les parties sud de L'Alboran (ODP 976)

suggèrent que la plupart des eaux interstitielles n'est pas associée à la dissolution d'évaporites, mais plutôt associée à la présence de résidus d'eau de mer profonde. (Bernasconi, (1999). L'étude des variations chimiques de la composition des eaux interstitielles dans l'Alboran montre que le processus de diffusion des fluides est associé soit à un transfert de chaleur ou à un transfert de masse dans des sédiments marins profonds. Les résultats de forage montrent que l'eau salée (peut-être d'âge Messinien) s'est infiltrée dans les sédiments sous-jacents et qu'elle a été piégée lors d'une compaction rapide des sédiments durant le Pliocène – Pléistocène, c'est-à-dire à la fin de la crise saliniénne messinienne (Bernasconi, 1999).

En plus d'une tectonique en compaction, l'influence possible d'une activité hydrothermale n'est pas à exclure, étant donné l'activité volcanique signalée dans le bassin d'Alboran (Medaouri et al., 2014) . En plus, l'analyse des processus de rupture et des micro-fracturations internes sur roches indiquent la présence de dykes remplis de sédiments dans la partie supérieure de la croute. Le processus de sédimentation en présence de dykes prouve que la dilatation et la fracturation dans le domaine fragile se sont produite dans un environnement sous-marin. Les injections de sédiments observées dans les fractures en extensions et la dolomitisation omniprésente dans les tissus cataclastiques indiquent des processus de déformation active assistés par les fluides (Comas et al, 1999).

Les conditions de supresurisation s'étendent probablement au-delà de 2 km de profondeur dans l'Alboran. Récemment, et à partir d'une modélisation de la pression des pores basée essentiellement sur une analyse détaillée des magnitudes de contrainte maximale et minimale issues des données de forages industriels et des données de mécanismes au foyer dans la partie occidentale de la mer d'Alboran, Fernández-Ibáñez & Soto, (2017) montrèrent qu'au-delà de 5.7 km de profondeur les conditions de pression et de température font que l'eau contenue dans des sédiment épais augmente en volume ce qui aura comme conséquence majeure une augmentation considérable de la pression des pores. Si la matière organique est présente et que les températures dépassent 100°C, la production d'hydrocarbures peut contribuer à augmenter la pression des pores à des niveaux de profondeur élevés.

On verra au cours de cette thèse que nos modèles de transfert de contrainte basés sur le couplage poroélastiques à court et à moyen terme montrent qu'à des niveaux de profondeur d'environ 07 km, l'interaction entre failles et la migration des fluides jouent un rôle crucial dans l'augmentation de la pression des pores des zones surpressurisées, ce qui aura une

incidence directe sur les délais de ruptures des séquences sismiques du Tell, du Rif et de l'Alboran.

**Références**

Ambraseys, N. (2009). *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900*. Cambridge University Press.

Ambraseys, N. N. (1994). Material for the investigation of the seismicity of Central Greece. *Historical Investigation of the Seismicity of European Earthquakes*, *2*, 1-10.

Ambraseys, N. N., & Vogt, J. (1988). Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers. *European Earthquake Engineering*, *3*, 16-29.

Ambraseys, Nicholas Nicholas, & Bommer, J. J. (1991). The attenuation of ground accelerations in Europe. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, *20*(12), 1179-1202.

Andrieux, J. (1971). *La structure du Rif central: étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine* (Vol. 235). Editions du Service géologique du Maroc.

Aoudia, A., & Meghraoui, M. (1995). Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08. 1922 (Ms= 5.9). *Tectonophysics*, *248*(3-4), 263-276.

Ayadi, A., & Bezzeghoud, M. (2014). Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum observed intensity map (MOI2014). *Seismological Research Letters*, *86*(1), 236-244.

Benouar, D. (1994). *Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century*. Editrice Compositori.

Bernasconi, S. M. (1999). 33. INTERSTITIAL WATER CHEMISTRY IN THE WESTERN MEDITERRANEAN: RESULTS FROM LEG 161. *Sea*, *975*, 974.

Boughacha, M.S., (1999). Les mécanismes au foyer. *Conférence Internationale sur la Séismicité, le Génie Parasismique et la Gestion des Catastrophes Naturelles en Algérie*- Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène - Bab Ezzouar les 23, 24, 25 mai 1999. Proceedings.

Boughacha, M.S., Ouyed, M., Benhallou, H., Djeddi, M. et Hatzfeld, D., (2003). Sismicité en Algérie de 1790 à 2000. Mécanismes aux foyers et vitesse de rapprochement inter-plaques. *bull. serv. géol. de l'Algérie*, vol. 14, n° 2, 65-77.

Boughacha, M.S, (2005), Analyse de la sismicité de l'Algérie application à l'établissement des cartes des I.M.O et ΔCFF, Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, p289.

Boughacha, M.S & Ouyed, M (2009), Co-seismic stress transfer in northern Africa through 1980-2008*, Proceedings of the Workshop: Seismicity patterns in the Euro-Med region , Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 28.*

Bouillin, J.-P. (1986). Le" bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, *2*(4), 547-558.

Bourrouilh, R., Helms, J., Jaeger, H., & Lepvrier, C. (1976). Presence de Lochkovien a graptolites dans le massif kabyle du Chenoua (Algerie). *CR. Acad. Sc. Paris*, *282*, 1769-1771.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., & Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, *161*(3), 623-646.

Buforn, E., Udías, A., de Galdeano, C. S., & Cesca, S. (2015). The 1748 Montesa (southeast Spain) earthquake—A singular event. *Tectonophysics*, *664*, 139-153.

Bungum, H., Lindholm, C. D., & Dahle, A. (2003). Long-period ground-motions for large European earthquakes, 1905–1992, and comparisons with stochastic predictions. *Journal of seismology*, *7*(3), 377-396.

Byerlee, J. D. (1967). Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, *72*(14), 3639-3648. https://doi.org/10.1029/JZ072i014p03639

Cherkaoui, T.-E., & El Hassani, A. (2012). Seismicity and Seismic hazard in Morocco. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, *34*, 45-55.

Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I., & Watts, A. B. (1999). 44. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* (Vol. 161, p. 555-580).

Delga, Michael Durand. (1969). *Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie*.

Duran Delga M. (1971). Les unités mésozoiques métamorphiques d'El Milia à Texana (Algérie) et leur cadre structural. Bull. Soc. Géol. France, (7) XIII, Paris, pp. 328-377.

Delga, Michel Durand, & Fontboté, J. M. (1960). *Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie*.

Durand–Delga, M., & Fontbote, J. M. (1980). *Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. Publ. 26e Congr. géol. intern. Paris, colloque C 5*. thème C–5–2 Les chaînes peri–méditerranéennes, 71–101. Paris.

El Mrabet, T. (1991). *Historical Seismicity of Morocco*. Thèse de 3ème cycle, in Arabic, Université Mohamed V, Rabat. Morocco.

Fernández-Ibáñez, F., & Soto, J. I. (2017). Pore pressure and stress regime in a thick extensional basin with active shale diapirism (western Mediterranean). *AAPG Bulletin*, *101*(2), 233-264.

Gélard, J.-P. (1979). *Gëologie du nord-est de la Grande Kabylie: un segment des zones internes de l'orogëne littoral maghrëbin: cartographie, stratigraphie et tectonique, ëvolution palëogëographique et structurale au cours de l'orogenëse alpine* (Vol. 5). Institut des sciences de la terre.

Girardin, N., Hatzfeld, D., & Guiraud, R. (1977). La sismicité du Nord de l'Algérie. *CR Somm Soc Géol Fr Fasc*, *2*, 95-100.

Gracia, E., Pallas, R., Soto, J. I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., … Danobeitia, J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, *241*(3-4), 734-749.

Grünthal, G., & Wahlström, R. (2012). The European-Mediterranean earthquake catalogue (EMEC) for the last millennium. *Journal of seismology*, *16*(3), 535-570.

Guemache, M. A., Djellit, H., Ymmel, H., Gharbi, S., & Dorbath, C. (2010). The post-Astian BouinaneSoumâa fault (area of Blida, southern border of the Mitidja Basin, Algeria): neotectonic expression and implication in seismic hazard assessment. *Bulletin of Geological Algeria Card Service*, *21*(1).

Haddoum, H., Guiraud, R., & Moussine-Pouchkine, A. (2001). Hercynian compressional deformations of the Ahnet–Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, *13*(3), 220-226.

Harbi, A., Peresan, A., & Panza, G. F. (2010). Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Natural hazards*, *54*(3), 725-747.

Harbi, A., Sebaï, A., Benmedjber, M., Ousadou, F., Rouchiche, Y., Grigahcene, A., … Ayadi, A. (2015). The Algerian homogenized macroseismic database (267–1989): A deeper insight into the Algerian historical seismicity. *Seismological Research Letters*, *86*(6), 1705-1716.

Harbi A., Meghraoui M., Maouche S., Ayadi A (2018), Seismotectonics and Seismic Hazard in North-Africa and the Mediterranean regions, The European Seimological Commmission 36th General Assembly, Valleta, Malta.

Hatzfeld, D., & Frogneux, M. (1981). Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, *292*(5822), 443.

Heidbach, O., & Höhne, J. (2008). CASMI—a visualization tool for the World Stress Map database. *Computers & Geosciences*, *34*(7), 783-791.

Jabour, N., Kasmi, M., Menzhi, M., Birouk, A., Hni, L., Hahou, Y., … Badrane, S. (2004). The February 24th, 2004 Al Hoceima earthquake. *Centre Sismologique Euro-Méditerranéen European-Mediterranean Seismological Centre , www. emsc-csem. org*, 7.

Jabour, N., Kasmi, M., Menzhi, M., Birouk, A., Hni, L., Hahou, Y., Timoulali, Y., Badrane, S., 2004. The February 24th, 2004 AL Hoceima earthquake. Centre Sismologique Euro-Méditerranéen European-Mediterranean Seismological Centre www. emsc-csem. org 7

Jaumé, S. C., & Sykes, L. R. (1992). Changes in state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992. *Science*, *258*(5086), 1325-1328.

Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R., & Björnsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, *424*(6945), 179.

King, G. C. P. (2007). Fault interaction, Earthquake stress changes, and the evolution of seismicity. Treatise On Geophysics, Volume 1, Seismology and Structure of the Earth , Editor-in-Chief : Prof Gerald Schubert. *Department of Earth and Space Sciences and Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California Los Angeles, Los Angeles, CA, USA.*

King, G. C. P., & Cocco, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences In Advances in Geophysics (Vol. 44, pp. 1-VIII). Elsevier.

Kariche, J., Meghraoui, M., Ayadi, A., & Boughacha, M.-S. (2017). Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas, Algeria. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *107*(6), 2624-2635.

Kárník, V. (1971). *Seismicity of Europe*. Springer.

Kireche, O. (1993). *Evolution geodynamique de la marge tellienne des maghrebides d'apres l'etude du domaine parautochtone schistose*. Thèse de Doctorat, Université de Nice.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R. W., Vernant, P., Reilinger, R. E., … Amraoui, N. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, *308*(1-2), 211-217.

López-Sánchez, C., Buforn L., Rivera, L., Mattesini, M., and Udías A (2018) Estimation of radiated energy for the 2010 Spanish very deep earthquake (Mw=6.2), Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-9673.

Lin, J., Stein, R. S., Meghraoui, M., Toda, S., Ayadi, A., Dorbath, C., & Belabbes, S. (2011). Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults: Triggering caused by the 2003 Mw= 6.9 Zemmouri, Algeria, earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B3).

Mahsas, A. (2009), Variation de la contrainte de coulomb: Cas de l'Algérie, mémoire de Magistère, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène - Bab Ezzouar, p-107.

Maouche, S., M. Meghraoui, C. Morhange, S. Belabbes, Y. Bouhadad, and H. Hadoum (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria), Tectonophysics 509, 69–80

Maouche, S., Harbi, A., & Meghraoui, M. (2008). Attenuation of intensity for the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8): insights for the seismic hazard and historical earthquake sources in northern Algeria. In *Historical seismology* (p. 327-350). Springer.

Mattauer, M. (1958). Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Geological study of the eastern Ouarsenis (Algeria). Publ Serv Carte Géol Algérie, Alger. *Bull*, *17*.

Mattauer, Maurice. (1964). Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. *Geologische Rundschau*, *53*(1), 296-313.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, *16*(5), 257-264.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *30*(2), 109-185.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., … Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western

Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, *77*, 186-205.

Medina, F. (2015). Coulomb Stress Perturbations Related to the Al Hoceima (Morocco) Earthquakes of 1994 and 2004. *Open Journal of Earthquake Research*, *04*(01), 37-54. https://doi.org/10.4236/ojer.2015.41004

Meghraoui, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Paris 11.

Meghraoui, M. (2018). Earthquake Faulting and Their Implications for the Seismic Hazard Assessment Along the Plate Boundary in North Africa. In A. Kallel, M. Ksibi, H. Ben Dhia, & N. Khélifi (Éd.), *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions* (p. 37-40). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_15

Meghraoui M., Rouchiche Y. & Doumaz F. (1993) Active folding structure and earthquakes distribution in the Tellian Atlas (north-central Algeria). – Terra abstract. E.U.G., April 1993, Strasbourg.

Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., & Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société géologique de France*, *167*(1), 141-157.

Meghraoui, M., & Pondrelli, S. (2013). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annals of Geophysics*, (5). https://doi.org/10.4401/ag-4970

Mezcua, J., Rueda, J., & Blanco, R. M. G. (2011). A new probabilistic seismic hazard study of Spain. *Natural hazards*, *59*(2), 1087-1108.

Mezcua, J., Rueda, J., & García Blanco, R. M. (2013). Iberian Peninsula historical seismicity revisited: an intensity data bank. *Seismological Research Letters*, *84*(1), 9-18.

Morales, J., Benito, B., & Luján, M. (2003). Expected ground motion in the south-east of Spain due to an earthquake in the epicentral area of the 1910 Adra earthquake. *Journal of Seismology*, *7*(2), 175-192.

Morel, J. L., & Meghraoui, M. (1996). Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, *24*(8), 755-758.

Mutti, E., Bernoulli, D., Lucchi, F. R., & Tinterri, R. (2009). Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch'to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, *56*(1), 267-318.

Nalbant, S. S., Hubert, A., & King, G. C. (1998). Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B10), 24469-24486.

Ouyed. M, (1981) Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 octobre 1980 : étude des répliques. Algérie. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Ouyed. M, (2005), Calcul des déplacements et des contraintes crée par un système de failles. Application a l'étude des répliques et aux observations géodésiques. Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, p179.

Obert, D. (1981). Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien, Algérie). These de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie. France.

Peláez, J. A., Chourak, M., Tadili, B. A., Brahim, L. A., Hamdache, M., Casado, C. L., & Solares, J. M. (2007). A catalog of main Moroccan earthquakes from 1045 to 2005. *Seismological Research Letters*, *78*(6), 614-621.

Polyak, B. G., Fernàndez, M., Khutorskoy, M. D., Soto, J. I., Basov, I. A., Comas, M. C., … Mazurova, I. S. (1996). Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics*, *263*(1-4), 191-218.

Revil, A., Pezard, P. A., & de Larouzière, F.-D. (1995). 10. FLUID OVERPRESSURES IN WESTERN MEDITERRANEAN SEDIMENTS, SITES 974–9791. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results* (Vol. 161, p. 117). The Program.

Rothé, J.-P., Dechevoy, N., & Seltzer, P. (1950). *Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie*. Pauc.

Rouvier, H. (1977). Gelogie de l'Extreme-Nord tunisien: tectoniques et paleogeographies superposees a l'extremite orientale de la chaine nord-maghrebine. *These Doctorat es Sc., Univ. Pierre et Marie Curie*.

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries fromed during continental collision. Tectonics 12, 629– 638

Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting* (2nd ed). Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press.

Segall, P. (2010). *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.

Semmane. F, (2005), Caractérisation de la source sismique à partir des données en champ proche. Application aux séismes de Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie). Thèse de Doctorat en Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I,

2005.

Semmane, F., Campillo, M. and Cotton, F., (2005a), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. Geophys. Res. Lett., 32(1): L01305

Skempton, A. W. (1954). *The Pore Pressure Coefficients A and B. Geotechniques 4 (4): 143–147*.

Simpson, R.W & Reasenberg, P.A (1994), Earthquake-induced Static-Stress Changes on Central California Faults, Book Chapter of « The Lorna Prieta, California, Eaahquake of October 17, 1989-Tectonic Processes and Models » edited by R.W Simspon, US Geological Survey paper 1550-F, U n i t e d S t a t e s G o v e r n m e n t P r i n t i ng

Solares, J. M. M. (2003). Sismicidad histórica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, (15), 13-28.

Sperner, B., Müller, B., Heidbach, O., Delvaux, D., Reinecker, J., & Fuchs, K. (2003). Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. *Geological Society, London, Special Publications*, *212*(1), 101. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.07

Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, *402*(6762), 605.

Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, *128*(3), 594-604.

Suter, G (1980a) Carte géologique de la chaîne rifaine à 1/ 500 000. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, n° 245a.

Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du systeme alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, *7*(3), 437-460.

Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw= 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future

earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B10), 24543-24565.

Udias, A. (1985). Seismicity of the Mediterranean basin. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (p. 55-63). Springer.

Utsu, T. (2002). A list of deadly earthquakes in the world: 1500–2000. In *International Geophysics* (Vol. 81, p. 691-cp1). Elsevier.

Vila, J.-M. (1980). La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *These de Doctorat-es-sciences, Universite Pierre et Marie curie*.

Vogt, J., & Ambraseys, N. (1991). Matériaux relatifs à la sismicité de l'Algérie occidentale au cours de la deuxième moitié du XIXe et au début du XXe siècle. *Méditerranée*, *74*(4), 39-45.

Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, *84*(4), 974-1002.

Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de geographie physique et de geologie dynamique*, *24*(3), 201-297.

Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., de Lépinay, B. M., Strzerzynski, P., … Kherroubi, A. (2009). Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, *475*(1), 98-11

# Chapitre II

## CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES RUPTURES SISMIQUES

## Méthodologie et principes du transfert de contraintes

### II – 1. Généralité

L'interaction d'un corps dans un milieu est définie comme étant l'effet des forces que les autres corps voisins exercent sur lui. Cet effet est gouverné par les lois fondamentales du mouvement. Dans leur énoncé de la mécanique des roches, Jaeger & Cook (1969) mentionnent que ce concept doit être légèrement modifié afin de tenir compte de la variation des forces d'un point à l'autre de la masse rocheuse donc la représentation des forces telle qu'utilisée en mécanique des particules parait ne pas répondre à tous les problèmes rencontrés dans le domaine de la mécanique des roches et des ruptures sismiques.

Par conséquent il est préférable d'introduire le concept de force par unité de surface ou contrainte

$$\boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{n}) = \lim_{dA \to 0} \frac{1}{dA}\, d\boldsymbol{F}$$

Où $\sigma(x;n)$ représente le vecteur traction au point **x** = (*x, y, z*), *dA* représente un élément de surface et *dF* représente la force appliquée.

Comme la contrainte varie généralement avec l'orientation de la surface sur laquelle elle agit, elle est le plus commodément représentée sous forme tensorielle connue sous le nom de tenseur de contrainte $\boldsymbol{\sigma_{ij}}$.

Bien que le tenseur de contrainte répond aux problèmes posés en mécanique des roches. La représentation de tous les éléments du tenseur en une seule entité capable d'expliquer à elle

seule le bilan des moments et des forces s'exerçant sur le corps est une tâche difficile. L'une des représentations simples souvent utilisée dans ce cas est la représentation de Mohr (1900) cette représentation offre la possibilité de montrer l'état de contrainte à la rupture en une seule entité qui combine contrainte normale $\sigma_n$ et contrainte de cisaillement $\tau$.

Dans ce chapitre, je présente la théorie de base conditionnant la limite de rupture d'un matériau géologique.

La représentation des critères de ruptures sous forme de l'enveloppe de Mohr est définis comme la partie fondamentale en mécanique des roches (Jaeger & Cook, 1969). Cette approche est proposée ici pour deux raison principales:

**i)** La représentation sous forme de cercle de Mohr fournis des informations précieuses sur les valeurs des contraintes normales et tangentielles suffisantes pour rompre un équilibre mécanique.

**ii)** La modélisation par le transfert de contrainte ΔCFF s'inspire essentiellement d'une représentation de type Mohr incluant une relation linéaire entre la composante normale et tangentielle du tenseur de contrainte nécessaire pour la modélisation du transfert de contrainte et qu'on verra durant les autres chapitres de thèse.

Ce chapitre sera largement aidé par des exemples d'essai de laboratoire pour expliquer le rôle de la déformation élastique et poro-élastique dans les processus de rupture sismique (Sammonds et al, 1992; Lockner & Byerlee, 1995; Lockner& Beeler, 2002; Cuss et al, 2016). On s'apercevra que la représentation par le cercle de Mohr permet non seulement une représentation de l'état de contrainte mais aussi une évaluation de la pression des pores liée aux processus de déformations sismiques. Je traiterai à la fin la définition de la variation de la contrainte de Coulomb utilisée essentiellement pour modéliser le transfert de contrainte et expliquer l'interaction entre failles sismiques.

**II – 2. Critère de Rupture de Coulomb**

À la fin du XVIIIe siècle, C.A. Coulomb (1736-1806) postula qu'une rupture se produit dans un matériel isotrope, si la contrainte maximale de cisaillement est atteinte. Ce premier critère de rupture est associé à une contrainte de cisaillement maximale par les formulations suivantes :

$$\tau_{max} = \sigma_1 - \sigma_3 / 2 \qquad \textbf{(1)}$$

Celle-ci est complétée par la loi d'Amonton

$$\tau = \mu\sigma_n \qquad (2)$$

$\mu$ représente le coefficient de friction (angle de friction interne ou angle de repos) de la roche. Dans (1), $\tau_{max}$ représente la contrainte de cisaillement maximale et $\sigma_1$ et $\sigma_3$ les contraintes principale géométrique maximale et minimale issue de la diagonalisation du tenseur de contrainte. Dans (2), le coefficient de friction étant $\mu = \tau/\sigma_n$ caractérise la rhéologie et définie par la même la résistance au cisaillement du milieu. Généralement le critère de rupture apparaît comme une valeur absolue de la contrainte de cisaillement puisque le signe de cette même contrainte affecte seulement la direction de glissement après rupture. Le signe de la contrainte de cisaillement est ignoré en (1) mais pris en charge en (2) lors de la représentation du critère de rupture (Figure II.1)

L'équation (1) définit une droite dans l'espace de contrainte ($\sigma$, $\tau$) qui coupe l'axe $\tau$ en $\tau_{max}$ (Figure II.1a) et définit la rupture. Si les contraintes principales sont telles que le cercle touche la droite de rupture, la roche rompt en cisaillement (Figure II.1b), les points P + et P – sur les figures II.1a et II.1c représentent l'état de contrainte sur le plan de rupture. **α** désigne

l'angle par lequel le plan de rupture est orientée par rapport à la direction de la contrainte principale σ1. Pour une rupture à cisaillement maximal, **α** est égale à ± 45°.

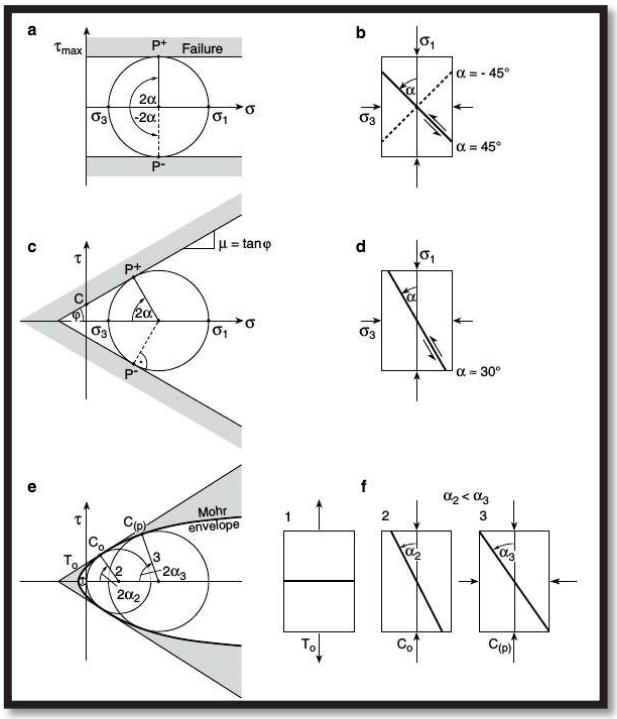



**Figure II.1** *: Représentation des ruptures dans les roches sous forme d'enveloppes de Mohr-Coulomb, les figures de gauches représentent l'espace de contrainte alors que celles de droite représentent l'espace physique définissant l'orientation des plans de rupture dans les tests de fracture en laboratoire.* ***a, b*** *représentent le critère de contrainte de cisaillement maximum,* ***c, d*** *le critère de fracture de Coulomb et* ***e, f****, le critère de Mohr généralisé. Les zones ombrées représentent le régime de rupture des roches (d'après* Zang & Stephansson, 2010)

Les plans de ruptures que peut produire une telle expérimentation sont appelés **plans de rupture conjugués**, cette situation est réalisée en laboratoire (sous éprouvette) mais souvent dans la nature un seul plan de rupture est produit. Lorsqu'une limite de rupture est atteinte (voir Figure II.1 b et II.1 c), les fractures pré-existantes dans une roche jouerons un rôle clé en tant qu'éléments concentrateur de contrainte et donc initiateur du future plan de rupture.

Néanmoins, dans certains cas liés à l'environnement géologique et tectonique, des séismes peuvent donner lieu à des ruptures en failles conjuguées ((Hudnut, Seeber, & Pacheco, 1989a))

L'enveloppe de Mohr permet de distinguer entre l'état des contrainte quand une roche est intact et l'état des contraintes quand la roche est en rupture (Figure II.1, Figure II.2a). Le second critère qui lie la contrainte de cisaillement $\boldsymbol{\tau}$ à la contrainte normale $\boldsymbol{\sigma}$ est appelé critère de **Mohr-Coulomb** et il est définit par :

$$\tau = \mu \ \sigma + C \qquad \textbf{(3)}$$

où **C** est une constante qui représente la cohésion du matériel. Il est utile de mentionner que la cohésion est grande quand la rupture est nouvelle et nulle quand la rupture est préexistante. Des valeurs faibles de cohésion peuvent être associées dans la nature à des zones de failles perméables laissant circuler les fluides. Dans cette deuxième loi on a introduit aussi une constante importante appelée $\boldsymbol{\mu}$ qui définit le coefficient de friction interne de la roche

L'équation (3) donne lieu à une droite dans l'espace de contrainte ($\sigma$, $\tau$) et qui coupe l'axe $\tau$ en C, dans ce cas $\boldsymbol{\mu}$ représente la pente de cette droite, l'angle $\boldsymbol{\varphi}$ que fait la ligne de rupture avec l'axe des contrainte $\boldsymbol{\sigma}$ est connue sous le nom **d'angle de friction interne (Figure II.2b)**, il est relié au coefficient de friction interne $\boldsymbol{\mu}$ par la relation :

$$\varphi = \tan^{-1} \mu \qquad (4)$$

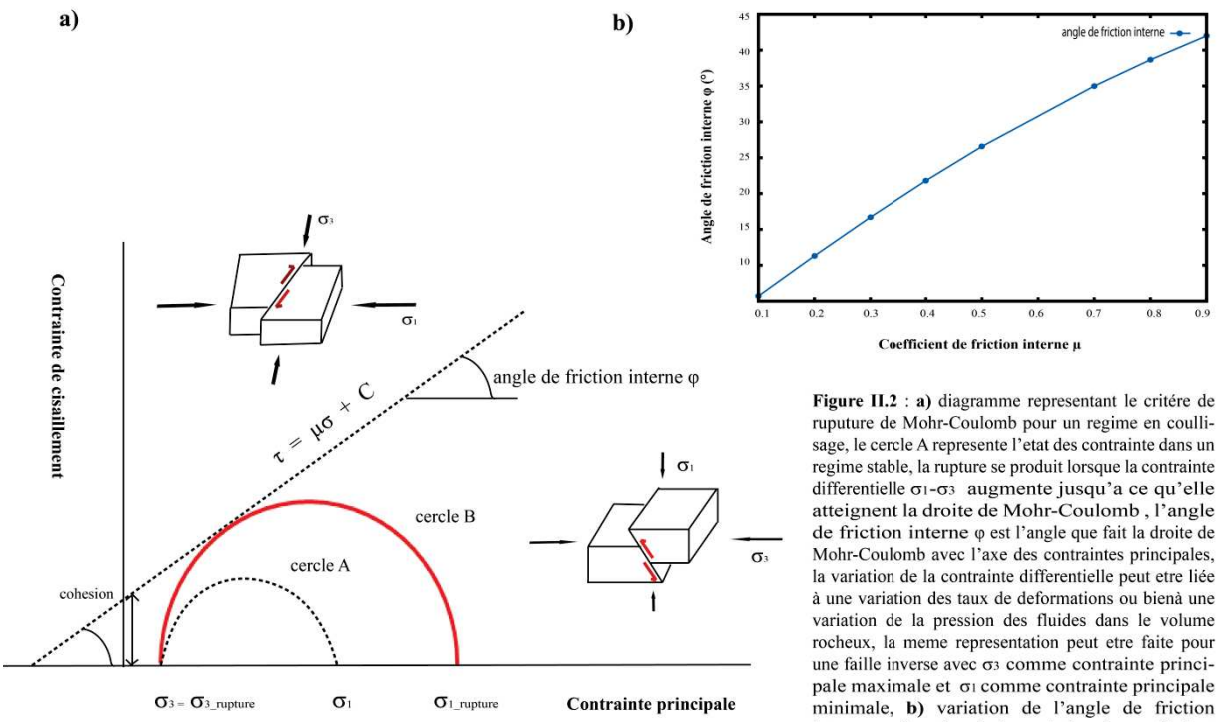



**Figure II.2** : **a)** diagramme representant le critére de ruputure de Mohr-Coulomb pour un regime en coullisage, le cercle A represente l'etat des contrainte dans un regime stable, la rupture se produit lorsque la contrainte differentielle $\sigma_1$-$\sigma_3$ augmente jusqu'a ce qu'elle atteignent la droite de Mohr-Coulomb , l'angle de friction interne φ est l'angle que fait la droite de Mohr-Coulomb avec l'axe des contraintes principales, la variation de la contrainte differentielle peut etre liée à une variation des taux de deformations ou bienà une variation de la pression des fluides dans le volume rocheux, la meme representation peut etre faite pour une faille inverse avec $\sigma_3$ comme contrainte principale maximale et $\sigma_1$ comme contrainte principale minimale, **b)** variation de l'angle de friction interne en fonction de la variation du coefficient de friction interne

En tenant en compte l'angle de friction interne dans le processus de rupture d'une roche, une rupture de type cisaillement se produira si la ligne de rupture est tangente au cercle défini par les contraintes principales (Figure II.1.c, Figure II.2a). Par conséquent, l'angle **α** par lequel le plan de rupture est orienté par rapport à la direction de la contrainte principale maximale est associé à quatre possibilités de fracture (de 1 à 4), il est donnée par :

$$\alpha\ 1\text{-}4 = \pm\,(\pi/4 \pm \varphi/4) \qquad \textbf{(5)}$$

L'équation (4) donne naissance à quatre angles de fractures, comme expliquée dans l'hypothèse de Mohr (Figure II.1), l'orientation de la fracture est inclinée d'un angle α par rapport à $\boldsymbol{\sigma_1}$ **et** égale à :

$$\alpha\ 1 = 45° - \varphi/2 \text{ ou } \alpha\ 3 = -45° + \varphi/2 \quad \text{(cas des ruptures conjuguées)}$$

Où tan $\varphi$ est la pente de la surface de rupture dans l'espace de Mohr (Figure II.1 .c, Figure II.2a)

Ces paires d'angles de fracture sont valables pour un état de contrainte compressif et essai tri-axial (c'est à dire $\boldsymbol{\sigma 1 > \sigma 3}$, voir Scholz, 1990 pour plus de détails).

Puisque l'enveloppe de Mohr est une fonction continue qui décrit une transition d'un état de contrainte en compression vers un état de contrainte en traction (Figure II.1 .c et II.1.e), Paterson and Wong (2005) développèrent une autre paire d'angles de fractures qui équivaux à $\alpha 2 = 45° + \varphi /2$ et $\alpha 4 = - 45° - \varphi /2$ pour des régimes en traction ($\sigma 1 < \sigma 3$) (Ramsey & Chester, 2004) ont exploré les changements d'orientation des fractures dans un régime en transition d'une zone de contrainte en extension vers un régime en compression. Il existe donc une relation directe entre les angles de fractures et le coefficient de friction interne $\mu$ d'une roche, pour des valeurs de $\mu$comprises entre 0,5 et 1 (voir tableau 1.a), les plan de fractures dans une roche rompt pour des orientation $\alpha$ comprises entre 22° et 32° avec une valeur prédominante de $\alpha$ égale à 30° qui correspond à un coefficient de friction interne $\mu \sim 0,58$, ces plan de fracture sont définis dans le cas du transfert de contrainte comme étant des plans de rupture « optimaux ».

Deux remarques importantes peuvent être extraites de la représentation du tenseur de contrainte sous forme de représentation de Mohr-Coulomb :

1. L'orientation des plans de ruptures telle qu'énoncée en équation 5 est souvent utilisée en géologie structurale et en tectonique afin de distinguer la cinématique et le mécanisme de faille.
2. L'angle de rupture (équation 4) est obtenu uniquement par le coefficient de friction interne qui est représenté par une constante dans le critère de Coulomb; ainsi l'orientation du plan de faille pour des ruptures optimales est indépendante de la contrainte lithostatique.

Cependant, des essais de laboratoire montrent que des ruptures à orientation non-optimales apparaissent lorsqu'on augmente la pression lithostatique.

Par conséquent, dans certains cas une modification du critère de Coulomb en tenant en compte du phénomène de surpressurisation est nécessaire (Tableau 1).

**a)**

| Type de roche | Coefficient de friction interne, μ | Cohesion, C (MPa) | Pression, P (MPa) |
|---|---|---|---|
| Calcaire | 0,53 | 105 | < 100 |
| Marbre | 0,62 | 28 | 6 à 60 |
| Grès | 0,88 | 37 | < 100 |
| Granite | 1,03 | 70 | 80 à 150 |

**b)**

| Minéral | Quartz | Calcite | Biotite | Talc | Muscovite | Serpentinite |
|---|---|---|---|---|---|---|
| μ (sec) | 0,11 | 0,14 | 0,31 | 0,36 | 0,43 | 0,52 |
| μ (humide) | 0,42 | 0,68 | 0,13 | 0,16 | 0,23 | 0,29 |

**Tableau 1 :** ***a)*** *Coefficient de friction interne μ, et cohésion C de différentes roches (d'après* (Landolt-Börnstein, 1951)*,* ***b)*** *coefficients de friction (sec et humide) de certains minéraux (d'après* Horn & Deere, 1962)

Dans le but de corriger ces paramètres, Mohr (1900) suggéra que le critère de rupture de Coulomb doit être remplacé par une fonction plus générale qui décrit au mieux la non-linéarité de la rupture qu'on appellera critère de rupture de Mohr généralisé et qui s'écrit sous la forme suivante :

$$\tau = f(\sigma n) \qquad \textbf{(5)}$$

$$F(\sigma 1, \sigma 3) = 0 \qquad \textbf{(6)}$$

Cette courbe est définis expérimentalement comme étant l'enveloppe de tous les cercles de Mohr qui correspondent à l'état de contrainte générant une rupture (**Figure II.1.e ; Figure II.3**)

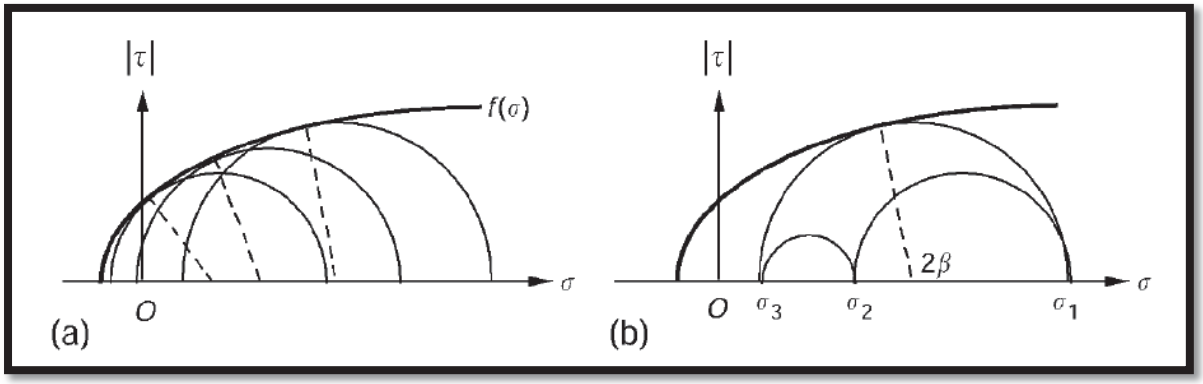



**Figure II.3** ***a) :*** *courbe de rupture non linéaire (ou courbe intrinsèque), définie comme étant l'enveloppe de Mohr-Coulomb de tous les cercles de Mohr qui provoquent une rupture,* ***b)*** *: La construction du cercle de Mohr montrent que, selon l'hypothèse de Mohr, la contrainte principale intermédiaire n'influence pas sur le processus de rupture (d'après* Jaeger & Cook, 1969 et Jaeger et al, 2009)

La modélisation de la fonction de Coulomb est une partie fondamentale de ce travail de thèse; elle permet d'établir la relation entre les contraintes principales géométriques σ1, σ2 et

σ3 avec les contraintes physiques normale $\sigma_n$ et tangentielle τ (ou de cisaillement). Ce modèle est basé sur la non-linéarité de la fonction de rupture **f** (équations 6), et de ce fait, une rupture n'est possible que si l'un des cercles de Mohr touche la courbe définit précédemment.

Comme on vient de le voir, la rupture se produit essentiellement pour un cercle définit par σ1 et σ3 (Figure II.3), et où la contrainte intermédiaire $\sigma_2$ est neutre (voir Figure3 et Jaeger & Cook, 1969). De plus, l'état de contrainte au point de contact entre le cercle de Mohr et la courbe de rupture représentant la contrainte appliquée au plan de rupture (Figure II.4) prédit que le plan de rupture traverse la direction de la contrainte principale intermédiaire et que son vecteur normal fait un angle β avec la direction de la contrainte principale maximale, comme le stipule la théorie de Coulomb.

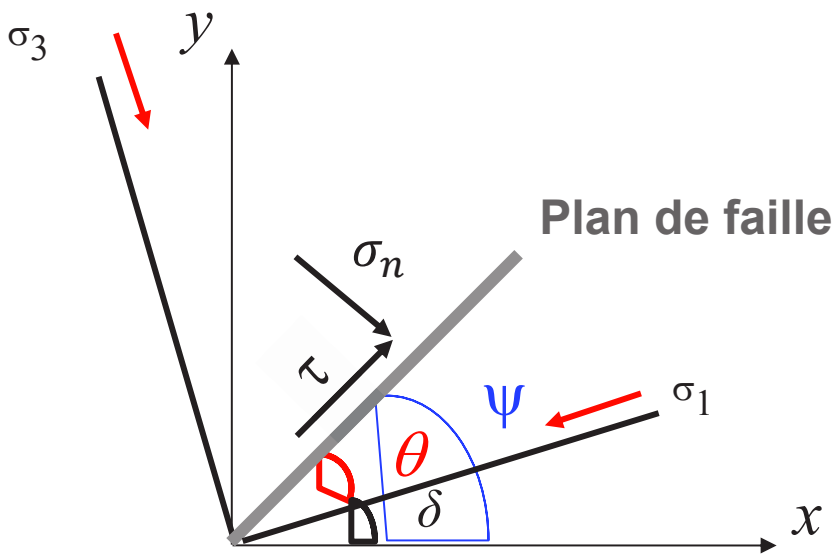



**Figure II.4** : *Représentation géométrique des contraintes principale sur le plan de faille, la fonction de rupture de Coulomb nommée CFF n'est alors que la combinaison entre la contrainte normale* $\sigma_n$ *multipliée par le coefficient de friction* $\mu$ *et la contrainte de cisaillement (ou tangentielle)* $\tau$

Expérimentalement, le critère de Coulomb peut être déterminé en traçant tous les cercles de Mohr pour différentes valeurs de contraintes, comme cela a été constaté dans une série d'essais effectués sous des contraintes lithostatiques différentes par Jaeger (1971). Le cercle de Mohr-Coulomb sera alors représenté par l'enveloppe de ces cercles (Figure 2). En utilisant le concept Mohr – Coulomb, il est possible de relier les contraintes principales géométriques $\sigma_1$, $\sigma_2$ et $\sigma_3$ avec les contraintes physiques $\tau$ et $\sigma_n$ par le biais du coefficient de friction $\mu = \tau/\sigma_n$ qui caractérise la rhéologie du milieu. (Jaeger, 1971) a définis le cercle de Mohr par une courbe « **intrinsèque** » ; dans la plupart des cas, cette courbe prend parfois une forme parabolique telle-que sur la 3

Une autres alternative à cette représentation est proposées par (Lockner & Beeler, 2002) où les contraintes de ruptures sont tracées dans le plan {σ 3, σ 1} (Figure II.5) générant ainsi une analogie avec la fonction de rupture non linéaire (Équations 5 et 6), une telle loi peut être adaptée pour tous types de roche. D'autres formes de critères de rupture contenant un ou deux paramètres variables ont étés développées par (Andreev, 1995) et (Sheorey, 1997) de façon empirique pour une représentation des données de rupture sur une faille. Indépendamment de la forme spécifique prise par la courbe de rupture, il n'existe pas d'ambiguïté sur le fait que la théorie de Mohr prédit l'orientation du plan de rupture à partir de la représentation des contraintes principales maximales et minimales (Figure II.3). Dans le domaine de la modélisation de la contrainte de Coulomb par dislocation élastique, le critère de rupture de Coulomb n'est qu'une combinaison linéaire de la contrainte normale $\sigma_n$ et de la contrainte de cisaillement $\tau$ ( ou tangentielle) appliquées sur le plan de la faille, cette approche qui est la plus utilisée pour représenter le critère de rupture sous forme de cartes de champ de contrainte est facile à représenter dans le domaine de la géologie, et c'est celle qu'on adoptera pour nos modèles tout au long de cette thèse.

**II – 3. Modèle conceptuel d'une rupture dans le domaine cassant**

Pour une modélisation réaliste, il est plus plausible de considérer qu'un séisme se produit sur une zone de déformation avec des failles pré-existantes, donc ayant une cohésion très faible ou nulle. Cependant, (Lockner, 1995) indique que l'analyse d'un processus de rupture doit contenir aussi bien des roches pré-fracturées que des roches intactes (i.e., à fort coefficient de cohésion). Même si la croute supérieure contient généralement des séries de joints et de fractures de type préexistantes, on ne sait pas quel est le taux de séismes qui se produit sur une faille préexistante et qu'elle est le taux de séismes qui présente une nouvelles surface de rupture, en particulier pour les tremblements de Terre qui rompt sur des segments de failles incluant aussi bien, roches intactes et roches préexistante. Argumentant ce fait, (Lockner, 1995) montra qu'il existe plusieurs similitudes entre la forme physique d'une déformation incluant une roche intacte et une déformation sur une roche fracturée.

La micromécanique des fractures et glissements sur une faille impliquent dans les deux cas une rupture granulaire (Lockner, 1995 et Lockner & Beeler, 2002), la rotation des grains et la propagation des fractures sont issues dans de nombreux cas des mécanismes de déformation plastiques (Figure II.5). Le passage des fluides modifie les matériaux qui composent la zone de faille, mais ce qui est apparent d'après Lockner & Beeler (2002) est que ce processus se produit aussi dans des roches intactes.

Aussi, dans des cas de tremblements de Terre avec des cycles intersismiques élevés, on pourra s'attendre à ce que les ruptures se compactent et se renforcent de matière, ce qui donnera ensuite des limites de ruptures proches de ceux rencontrées sur une roche intacte ; une réévaluation des frictions dans les roches incluant un réexamen de la fracturation rocheuse impliquant l'effet des fluides est nécessaire dans ce cas. Beaucoup d'études conjointes ont été faites dans ce sens faisant une réévaluation des ruptures rocheuses, des

mécanismes de failles et de la rhéologie du milieu ( (Handin, 1969), (Jaeger & Cook, 1969), (Bock & Cook, 1978), (Larma & Vutukuri, 1978), (Lambe & Whitman, 1969); (Kirby & McCormick, 1984), (Mandl, 1988), (Lockner, 1995), ( Scholz, 2002) (Paterson & Wong, 2005),…). Ces études donnèrent une idée assez claire sur le processus de déformation d'une roche le long de failles préexistante et une évaluation réaliste du processus de rupture.

Lockner (1995) proposa une relation simple entre l'angle d'orientation d'une faille nommé β, l'angle normale à la faille ψ et les composantes de contrainte principale compressive : maximale ($\sigma_1$) et minimale ( $\sigma_3$) :

$$\tau = \frac{1}{2} ( \sigma_1 - \sigma_3) \sin 2 \beta \qquad \textbf{(7a)}$$

$$\sigma_n = \frac{1}{2} [ ( \sigma_1 + \sigma_3) - ( \sigma_1 - \sigma_3) \cos 2 \beta ] \qquad \textbf{(7b)}$$

Comme indiqué sur la Figure II.3 ainsi que l'équation 7 (a et b) l'orientation du plan de rupture est indépendante de la contrainte principale intermédiaire.

On a vu précédemment que les tests de rupture en laboratoire sous différentes conditions peuvent être utilisés pour construire l'enveloppe de rupture, définit comme étant les points séparant l'espace de contrainte normale et tangentielle (Figure II.5). L'essai de laboratoire le plus simple est celui fait sous une charge compressive uni-axiale ($\sigma_1$=$\sigma_c$, $\sigma_2$= $\sigma_3$= 0) conduisant à un état de contrainte en « **U** » (Figure II.5a) et une charge uni-axiale en tension ( $\sigma_1$= $\sigma_2$=0, $\sigma_3$= $\sigma_t$) representé par état de contrainte en « **T** » (Figure II.5b). La rupture en tension se produit dans des fractures orientées perpendiculairement à la direction de contrainte maximale (en tension, β =90°), Tandis qu'une rupture en compression implique un cisaillement sur une faille inclinée d'un plus faible pendage β (à une valeur typique comprise entre 20° et 45°)

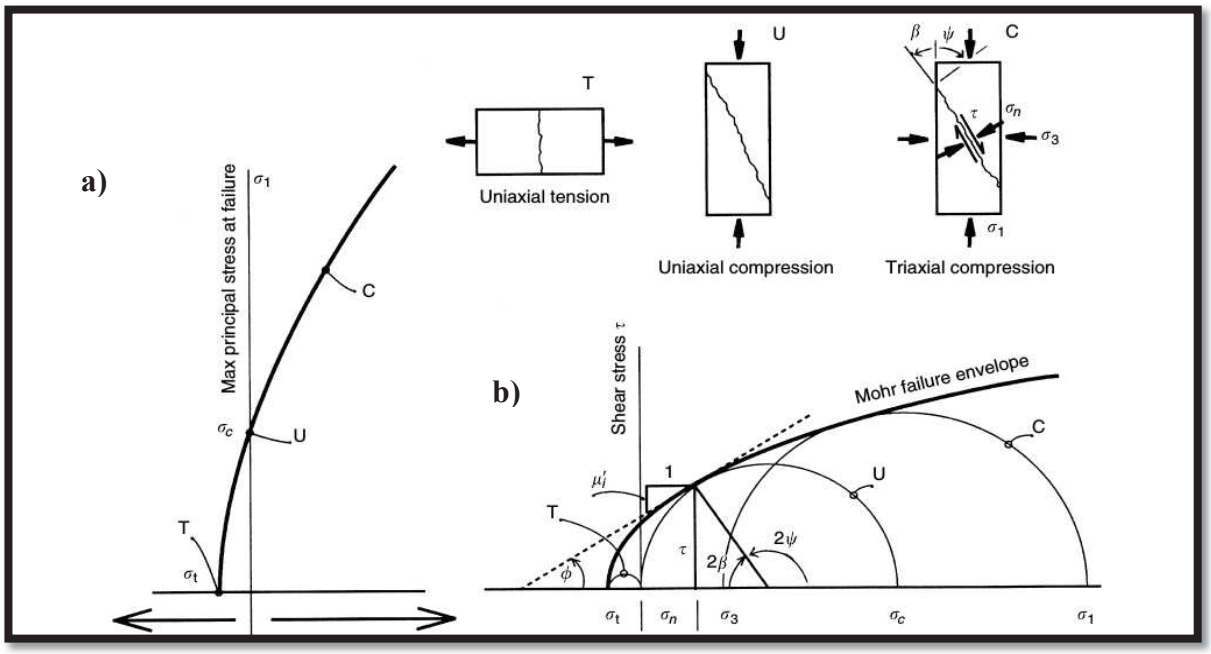



**Figure II.5:** ***a)*** *Relation entre les contraintes principales lors d'une rupture,* ***b)*** *l'enveloppe de Mohr représentant la relation entre les contraintes et les paramètres de ruptures d'une roche. L'angle* $\beta = (-(\pi/2) - \psi)$ *désigne l'angle entre la surface de rupture et la direction de la contrainte maximale compressive* $\sigma_1$ (Lockner & Beeler, 2002)

. Cependant, des essais de ruptures plus complexes doivent être envisagé pour expliquer des déformations crustales impliquant des ruptures de failles **« mal orientées »**, ces essais requièrent, contrairement aux premiers essais, des valeurs spécifiques de contraintes normales et des variations de contraintes indépendantes l'une par rapport à l'autre. Pour des applications dans le domaine des sciences de la Terre, il est souvent supposé et observé que la rupture survient lorsque l'équation 1 est d'abord satisfaite sur le plan le plus favorablement orienté appelé aussi **plan optimal**. Cette hypothèse conduit à ajouter quelques conditions aux limites à l'état de contrainte et à l'orientation des ruptures :

$$\varphi_i = tan^{-1}\mu_i = \frac{\pi}{2} - 2\beta \qquad \textbf{(8)}$$

$$tan2\beta = \frac{1}{\mu_i} \qquad \textbf{(9)}$$

$$\sigma_1 = \sigma_c + \left[(\mu_i^2 + 1)^{1/2} + \mu_i\right]^2 \sigma_3 \quad \textbf{(10)}$$

Ces relations sont appelées : relations **Mohr-Navier-Coulomb**

**II – 4. Effet des fluides**

Les parties précédentes sur les limites de rupture des roches ne traitent pas, pour la plupart, le fait que certaines roches sont typiquement poreuses. En effet, le fluide contenu dans les pores est habituellement de l'eau, mais peut être du pétrole, du gaz ou un fluide due à la fonte des roches lesquels pour la plupart jouent un rôle très important dans le processus de rupture.

Le fluide poreux peut affecter la rupture d'une roche de deux façons:

a) Par un effet purement mécanique dû à la pression des pores.

b) Par interactions chimiques entre la roche et le fluide.

L'effet mécanique de la pression des fluides s'exerce sous forme de pression interstitielle qui agit **«vers l'extérieur»** à partir de l'espace poreux, comme une contrainte en traction. En effet, Cuss et al., (2016) suggèrent par une étude expérimentale assez détaillée (Figure II.6) que l'écoulement du fluide dans la zone de fracture restent inchangé que ce soit en chargement ou déchargement de contrainte. Le processus entraine un flux semblable à celui du chargement, ce qui a conduit (Cuss et al., 2016) à dire que les épisodes de chargement et déchargement observés en laboratoire sont similaires au rebond poro-élastique classique observé en mécanique de la rupture. En outre, dans une roche isotrope, cet effet doit être le

même dans les trois directions orthogonales $\sigma_1$, $\sigma_2$, $\sigma_3$. Nous verrons au cours de cette thèse, que notre modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb est en accord avec les résultats obtenus par Cuss et al (2016), et montre que nos résultats sont significatifs notamment par la modélisation du rebond poro-élastique.

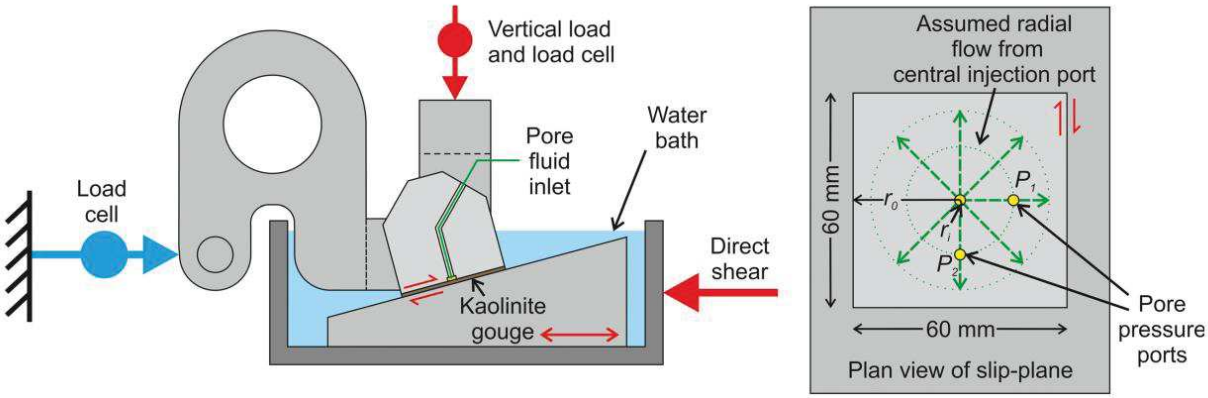



**Figure II.6** : *Essai par Chaine à cisaillement angulaire ( Angle Shear Rig-ASR) (d'apres* Cuss et al, 2016*) : l'essai est composé d'un corps rigide conçu pour se déformer aussi peu que possible durant l'expérience, d'un système de charge verticale comprenant une rame hydraulique de type* ***Enerpac*** *contrôlée à l'aide d'une pompe à seringue de type Teledyne / ISCO 260D , d'un cadre de chargement rigide et un bloc de poussée supérieure ayant une capacité maximale de 20 MPa avec une force verticale qui équivaux à 72 kN).*

En 1925, Terzaghi, proposa un modèle de dislocation contrôlé par des «**contraintes effectives**» définissant au mieux les contraintes principales et cela en associant la pression des fluides à l'analyse des contraintes principales c'est-à-dire :

$$\sigma_1{}' = \sigma_1 - P \; ; \sigma_2{}' = \sigma_2 - P; \sigma_3{}' = \sigma_3 - P \qquad \textbf{(11)}$$

Où $P$ désigne la pression des pores, $\sigma_1'$, $\sigma_2'$, $\sigma_3{}'$ désignent les contraintes principales effectives affecté par la pression des pores (dans un régime humide) et $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ représentent

les contraintes principales dans un régime sec. Afin représenter de façon réaliste la déformation poro-elastique les valeurs de $P$ doivent être multipliées par ce qu'on appelle le coefficient de **Biot (1941)** nommé aussi comme coefficient de contrainte effective $\boldsymbol{\alpha}$. La plupart des expériences sur des roches confirme que la loi de contrainte effective s'applique pour un coefficient de contrainte efficace unitaire. Malgré de nombreuses tentatives afin d'obtenir une loi de contrainte effective unifiée pour les différents cas de ruptures, ces tentatives ont été considérées comme peu concluantes, ainsi la loi de Terzaghi (1925) est considérée comme une loi empirique. Cependant, cette loi est compatible avec l'hypothèse selon laquelle les ruptures en zone de faiblesse sont contrôlées par les concentrations de contraintes aux angles des microfissures minces (Cuss et al, 2016). Comme indiqué sur la Figure II.6, ces concentrations de contraintes sont en effet proportionnelles à la différence entre la contrainte en champ lointain et la pression des fluides dans la fissure. La contrainte normale est alors directement proportionnelle à la pression des pores par la loi de Terzaghi.

Dans l'hypothèse de Mohr, remplacer la contrainte $\sigma$ par la contrainte effective $\sigma'$ revient à translater tous les cercles de Mohr « vers la gauche » d'une valeur de pression des fluides $P$ (Figure II.7). On notera aussi que la forme du Cercle de Mohr reste inchangée mettant en évidence le fait que la pression des fluides n'influe pas sur le champ de contrainte régionale, néanmoins le rôle des fluides dans le processus de rupture reste crucial et peut engendrer une rotation de la composante principale de la contrainte.

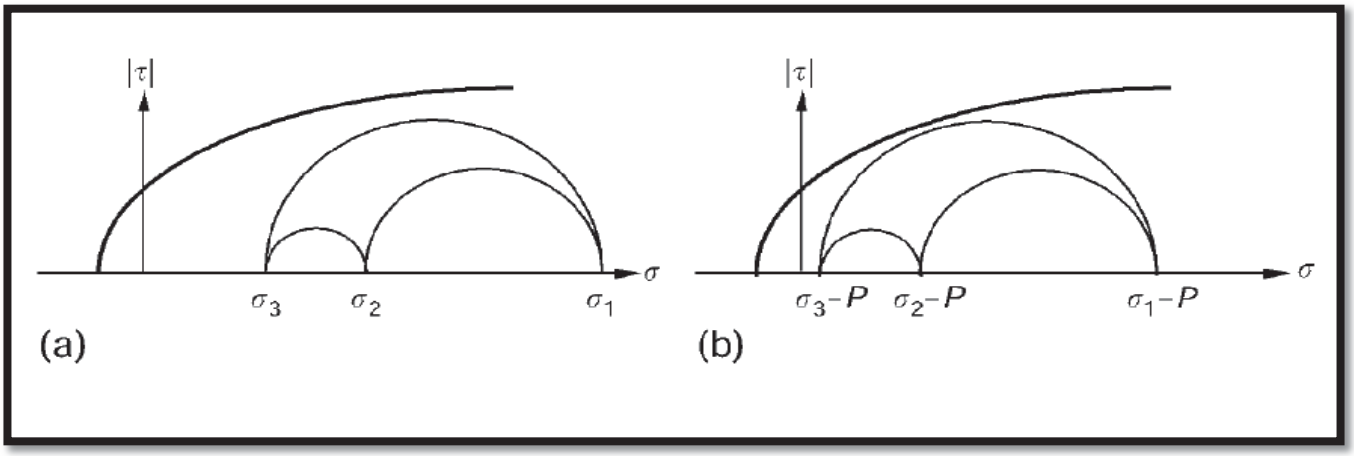



**Figure II.7:** ***a)*** *état de contrainte pre-rupture,* ***b)*** *l'application de la pression des pores met les contraintes appliquées dans un état de contrainte effective qui, selon le principe de Terzaghi (1925) décale les cercles de Mohr vers la courbe de rupture* (Jaeger & Cook, 1969) .

La contrainte hydrostatique additionnelle *-PI* où *I* représente la matrice identité n'entraîne aucune contrainte de cisaillement sur aucun plan, de sorte que les contraintes de cisaillement efficaces sont identiques aux contraintes de cisaillement réelles. Une conséquence de ce fait est que le long de plans de failles à orientations différents, la condition pour que le glissement ait lieu en présence d'un fluide poreux est (Jeager & Cook, 1969 ; Detournay & Cheng, 1995):

$$|\tau| = \mathrm{C} + \mu(\sigma_n - \alpha P) \qquad \textbf{(13)}$$

Où $|\tau|$ désigne la valeur absolue de la contrainte de cisaillement, $\sigma_n$ désigne la contrainte normale, $\mu$ le coefficient de friction interne de la roche, C la cohésion du du milieu, $\alpha$ le coefficient de Biot, $P$ définira la pression des fluides. La valeur de $\alpha$ choisie est égale à 1, cette valeur est associée à un fort couplage poroelastique (Detournay & Cheng, 1995) et définit une gamme de porosité qui tend à faciliter la migration du fluide par effet de

compaction. L'équation 13 servira d'équation de base à l'évaluation de la variation de la contrainte de Coulomb en fonction de la variation des contraintes de cisaillement, des contraintes normales et la variation de la pression des fluides.

Une interprétation physique simple de cette condition est, tandis que la contrainte normale tend à renforcer la faille, en pressant sur les deux faces rocheuses opposées de façon à les sceller, la pression du fluide agit dans le but d'affaiblir la faille en écartant les deux faces rocheuses opposées. L'expression 13 a été vérifiée expérimentalement par Byerlee (1967) sur des échantillons de laboratoire de granite. Certaines applications géologiques de cette expression ont été discutées par Secor (1965) et Hubbert & Rubey (1959 et 1961). Ce formalisme physique sera le principe fondamental dans l'analyse du transfert de contrainte des chapitres III et IV Toutefois une modification de cette loi liée à la nature de la rupture sismique et de sa géométrie a été prise en considération pour notre modélisation du changement de contraintes (voir prochaine section).

La résistance des roches peut aussi être influencée par les interactions chimiques entre la roche et le fluide contenu dans les pores (Paterson & Wong, 2005). Ceci est vérifiable dans la plupart des roches riches en quartz, mais aussi en calcaires. Paterson & Wong (2005) constatèrent que la résistance diminue si la roche est en contact avec l'eau. Cet effet a été vérifié pour les grès par Jaeger (1943), pour le charbon par Price (1960), pour les roches riche en calcite par Rutter (1974). La résistance à la traction du calcaire quand elle était saturée en eau était d'environ 25% inférieure à celle de l'alcool éthylique et environ 30% inférieure à la valeur extrapolable des données pour un fluide poreux hypothétique avec une tension superficielle nulle.

L'effet pore-fluide peut également influer la résistance de la roche à travers le mécanisme de la rupture par corrosion sous contrainte (Atkinson, 1979). Dans les roches riches en quartz, la rupture se produit par rupture des liaisons Si-O à la pointe de la fissure, cette rupture est

accélérée lorsque les liaisons sont soumises à de fortes contraintes extérieures. Le taux de croissance des fissures peut être modélisé comme une fonction de plus en plus croissante de la contrainte appliquée en champ lointain, comme une fonction exponentielle ou loi de puissance (Wiederhorn & Thomson, 1980). Ojala et al (2003) effectuèrent des essais de compression triaxiale standard sur un grès de Locharbriggs composé de quartz à 88% et de feldspath K à 3%, tout en faisant circuler de l'eau à travers l'échantillon à raison de 30 ml / h. La concentration de silice dans l'échantillon s'est révélée corréler avec les différentes étapes du processus de déformation, c'est-à-dire : fermeture de la fissure, élasticité linéaire et durcissement de la déformation. Atkinson & Meredith (1981) montrèrent que cette limite d'élasticité augmente avec l'augmentation du taux de déformation, ce qui est compatible avec l'idée qu'à des vitesses de déformation plus élevées, les fluides ont moins de temps pour réagir. Cet état de fait est remarquable pour des processus de ruptures co-sismiques où le fluide est en mode de non-drainage. Les effets d'interactions roche / fluide sur les ruptures ont été examinés en détail par (Atkinson & Meredith, 1981).

## II – 5. La variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF : Principes de la modélisation

### II – 5. A. Interaction entre failles dans un milieu homogène et isotrope

Un séisme peut être assimilé à une rupture en double couple, et modélisé sous la forme d'une dislocation principale, c'est-à-dire une discontinuité de déplacement d'amplitude $\Delta u$, sur un plan de faille. L'énergie libérée provient d'une accumulation d'énergie élastique issue du milieu environnant (tectonique régionale) et qui se met en place progressivement au cours du temps.

La théorie de la dislocation peut être décrite comme une partie de la théorie de *l'Élasticité*, qui étudie la déformation des roches et des surfaces à travers lesquelles le champ de contrainte est variable. A l'origine et suite au développement de la théorie de la mécanique des milieux continus (Prager, 1961), les travaux sur les champs de déplacements et de contrainte ont permis de présenter la théorie de la dislocation initiée par Lamb, (1904), qui a été développée ensuite par (Volterra, (1907 ) et Love, (1920). La notion actuelle des tenseurs des contraintes remonte à Cauchy (1827) ; cependant, Nakano (1923) est le premier à reprendre la théorie de la dislocation dans l'étude des radiations des ondes P. Suite à l'analyse des mécanismes au foyers causés par un séisme, il conclura qu'une dislocation associée à une rupture sismique équivalait à un double couple en termes de radiation d'énergie (équivalent aux déplacements sur des ruptures conjuguées en mécanique des roches). (Keylis-Borok, 1950) et (Vvedenskaya, 1956) appuyèrent par la suite les résultats de Nakano (1923) qui ont été utilisés par la suite par (Steketee, 1958 a et b) dans deux publications phares afin de déterminer la variation de la déformation statique qui accompagne le mouvement d'une faille. Par la suite, (Chinnery, 1963) et (Chinnery, 1961) utilisa les travaux de ces derniers pour le calcul du champ de déplacement d'une façon analytique et pour une géométrie de faille de type coulissage. Enfin, (Okada, 1985) et (Okada, 1992) généralisa les expressions des champs de déplacement et de déformation dans un demi-espace homogène et isotrope et pour n'importe quelle géométrie de failles. Les résultats des calculs analytiques ont été présentés sous forme de sub-routines fortran appelée DC3D par Okada (1992).

Les modèles de transfert de contrainte utilisés durant cette thèse sont basés sur le calcul des déplacements par mode analytique tel que proposé par (Okada, 1992). La loi de Hooke a été utilisée pour générer le tenseur de contrainte à partir des déformations obtenu par le code DC3D (Okada, 1992) à l'aide du code COULOMB 3.3 (Toda, 2005).

Néanmoins et pour les travaux de cette thèse, je propose une amélioration des codes de calculs en tenant en compte de l'effet des fluides et cela en intégrant la variation de la contrainte moyenne associée au couplage poro-élastique dans le code de base de COULOMB 3.3 (ANNEXE B)

Auparavant, le calcul de la variation de la contrainte de Coulomb élastique ΔCFF s'expose comme suit :

**II – 5. B Concept de la modélisation par le transfert de contrainte**

Un nombre importants de critères peuvent être utilisés pour représenter un tenseur de contrainte en sismologie (Bird & Kong, 1994, Célérier, 1995, Simpson, 1997, Scholz, 1998, King, 2007). Le critère le plus connu et le plus couramment utilisé dans le domaine du transfert de contrainte est celui de la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF. Ce critère est basé sur la représentation du tenseur de contrainte en une composante normale et tangentielle.

La rupture se produit sur un plan de faille quand la valeur de la composante en cisaillement est supérieure à la composante normale (Coulomb, 1776), telle que :

$$\boldsymbol{CFF = \tau + \mu(\sigma + P) > 0} \qquad \textbf{(1)}$$

où : μ représente le coefficient de friction interne d'une roche, $\tau$ *et* $\sigma$ représentent les contraintes tangentielles et normales. $P$ représente la pression des pores. La cohésion dans ce cas est supposée nulle.

Cependant et en tenant compte des glissements sismiques et de la géométrie des plans de ruptures, les valeurs de CFF peuvent être positives ou négatives sur chaque plan de faille. Nous pouvons appeler les plans de ruptures qui fournissent des valeurs positives de CFF comme plan de rupture **optimaux,** les plans de ruptures qui fournissent des valeurs négatives seront définis comme des plans de rupture **non optimaux** ou **mal orientés**

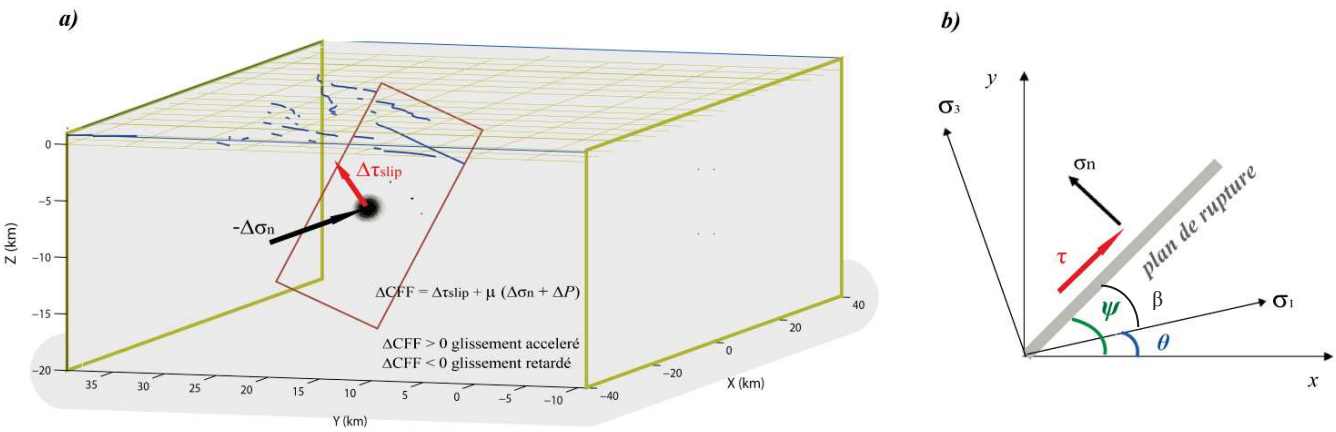



**Figure II.8** : ***a)*** *Représentation de la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF sur une faille réceptrice, la zone de nucléation est supposé là où la ΔCFF atteint sa valeur maximale, le rectangle en rouge représente le plan de faille sous forme d'une dislocation rectangulaire ,* ***b)*** *Représentation des paramètres géométriques des contraintes principales* $\sigma_1$ *et* $\sigma_3$ *(modifiée après* Stein et al , 1992*),* $\sigma_n$ *et* $\tau$ *représentent les contraintes normale et tangentielle (ou de cisaillement) selon le critère de Coulomb,* $\psi$ *represente l'angle entre l'axe des x et le plan de rupture,* $\theta$ *est l'orientation de la contrainte principale* $\sigma_1$ *suivant l'axe des x.*

Les données tectoniques et l'étude des mécanismes aux foyers contraignent la géométrie des plans de faille et de ce fait lèvent l'ambiguïté qui existe entre les plans de ruptures réelles et les plans de ruptures hypothétiques (appelés aussi plans auxiliaires).

Un calcul de la contrainte de Coulomb sur des plans à orientation fixes est envisageable dans ce cas.

En résumé, le calcul du transfert de contrainte peut être fait en deux modes (King et al, 1994)

1. Sur des plans de rupture à orientation fixes.
2. Sur des plans de rupture à orientation optimales.

### II – 5.C. ΔCFF pour des failles à orientations fixées

Stein et al (1992) puis King et al. (1994) et King (2007) montrèrent que la contrainte appliquée sur un plan supposé vertical dans un repère orthonormé *xyz*, orienté par rapport à l'axe des *x*, peut être déduite à partir de la forme générale du tenseur de contrainte :

$$\sigma_{11} = \sigma_{xx} cos^2\psi + 2\sigma_{xy} \sin\psi \cos\psi + \sigma_{yy} sin^2\psi \quad \textbf{(2)}$$

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx} sin^2\psi - 2\sigma_{xy} \sin\psi \cos\psi + \sigma_{yy} cos^2\psi \quad \textbf{(3)}$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2}\left(\sigma_{yy} - \sigma_{xx}\right) \sin 2\psi + \tau_{xy} \cos 2\psi \quad \textbf{(4)}$$

A partir des expressions précédentes, la contrainte de Coulomb nommée CFF pour des régimes en coulissage dextre et senestre s'exprime comme suit (King, 2007) :

$$CFF^L = \tau_{13}^L + \mu' \sigma_{33} \quad \textbf{(5)}$$

$$CFF^R = \tau_{13}^R + \mu' \sigma_{33} \quad \textbf{(6)}$$

Où $CFF^L$ et $CFF^R$ désignent la contrainte de Coulomb pour des ruptures en coulissage senestre et dextre respectivement, $\tau_{13}$ représente la contrainte de cisaillement, $\sigma_{33}$ représente la contrainte normale et $\mu'$ le coefficient de friction effectif incluant la pression des pores. Le coefficient de friction effectif dépend du coefficient de friction interne $\mu$ ainsi que du coefficient poro-élastique nommé coefficient de Skempton *B* selon la relation suivante (Skempton, 1954):

$$\mu' = \mu \quad (1 - B) \quad \textbf{(7)}$$

Les essais de laboratoire donnent une gamme de valeurs de friction interne entre 0.2 et 0.8, la valeur de $\mu$ pour la plupart des matériaux géologiques est comprise entre 0.6 et 0.9 (Byerlee, 1968). Rice & Cleary (1976) proposèrent ensuite une relation simple liant le coefficient de Skempton ***B*** à la variation de la pression des pores engendrée par une chute de contrainte $\Delta\sigma_{kk}$ lors d'un séisme:

$$\Delta P = -B \frac{\Delta\sigma_{kk}}{3} \quad \textbf{(8)}$$

Les valeurs de ***B*** ont été définis comme étant comprissent entre 0.5 et 1 (Rice & Cleary, 1976 ; Roeloffs, 1983 ; Roeloffs & Rudnicki, 1985 ; Green & Wang, 1986 ). Pour des rhéologies simples où l'anisotropie dans la zone de faille peut être considérée comme négligeable, la variation de la contrainte normale est la même en terme de magnitude de contrainte, c'est-à-dire :

$$\Delta\sigma_{11} = \Delta\sigma_{22} = \Delta\sigma_{33} \quad \textbf{(9)}$$

De ce fait la variation de la pression des pores sera proportionnelle à la contrainte normale suivant la relation :

$$\Delta P = -B\,\Delta\,\sigma \quad \textbf{(10)}$$

Ceci implique que la contrainte normale peut être proportionnelle à $\sigma_{33}$. A partir de cette proportionnalité et des expressions du transfert de contrainte pour des régimes en coulissage, d'autres expressions peuvent être déduites à partir des équations 5 et 6 et pour des régimes en inverse et normales. Ceci est possible en représentant le plan de rupture sur une coupe orientée suivant le plan xz. La forme générale du tenseur de contrainte sera exprimée comme suit (King, 2007):

$$\sigma_{11} = \sigma_{xx}cos^2\psi + 2\sigma_{xz}\sin\psi\cos\psi + \sigma_{zz}sin^2\psi \quad \textbf{(11)}$$

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx}sin^2\psi - 2\sigma_{xz}\sin\psi\cos\psi + \sigma_{zz}cos^2\psi \quad \textbf{(12)}$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2}(\sigma_{zz} - \sigma_{xx})\sin 2\psi + \tau_{xz}\cos 2\psi \quad \textbf{(13)}$$

A partir des expressions précédentes, la contrainte de Coulomb pour des régimes en failles normale et inverse se traduisent comme suit :

$$CFF^{Norm} = \tau_{13}^{Norm} + \mu' \sigma_{33} \quad (14)$$

$$CFF^{Rev} = \tau_{13}^{Rev} + \mu' \sigma_{33} \quad (15)$$

Où $CFF^{Norm}$ et $CFF^{Rev}$ désignent la contrainte de Coulomb normales et inverse, $\tau_{13}^{Norm}$ et $\tau_{13}^{Rev}$ représente les contraintes de cisaillement pour des ruptures normales et inverse respectivement.

La variation de la contrainte de Coulomb *ΔCFF* lors d'un séisme peut être généralisée sur n'importe quel plan de rupture en appliquant la relation générale suivante (Reasenberg & Simpson, 1992; King et al., 1994) :

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu' \ \Delta\sigma_n \quad (16)$$

Les valeurs de $\Delta\tau$ et $\Delta\sigma_n$ peuvent être calculées pour n'importe quelle géométrie de faille cible en utilisant les modèles de dislocation élastiques appropriés (Chinnery, 1961 ; Chinnery, 1963 ; Okada, 1985, 1992). La variation de la contrainte de Coulomb (équation16) stipule qu'à partir d'une certaine valeur seuil de $\tau$, où $\Delta\tau > \mu' \Delta\sigma_n$ , la variation de la contrainte de Coulomb est positive et donc la rupture est initiée. Réciproquement, quand cette valeur est négative la rupture est retardée (Figure II.8a). Cette relation est importante du point de vue de la contribution de la pression de pores, et en considèrant les équations 7 et 16 et les valeurs des coefficients de friction internes tels que mesurées en laboratoires, et dans beaucoup de cas, la nucléation se produit lorsque le fluide est répartie dans la zone de faille, c'est-à-dire quand les valeurs du coefficient de friction effectif est minimale ($\mu' \leq 0.4$), par conséquent lié à un coefficient de Skempton ***B*** élevé. Dans ce cas, la modélisation par le transfert de contrainte associe l'effet de la pression des pores à la nucléation sismique (voir Cocco & Rice, 2002, et chapitre IV pour plus de détails).

### II – 5.D . ΔCFF pour des failles à orientations optimales

Les calculs présentés précédemment ont été déduits lorsque la géométrie des plans de rupture est connue. Par exemple, lorsqu'on étudie l'interaction entre deux séismes majeurs dont la géométrie de faille peut être facilement déterminée à partir des déformations mesurées en surface, des études tectoniques et géomorphologiques, ou bien par l'analyse des mécanismes aux foyers des séquences sismiques. Cependant, ce genre de calcul peut être difficile à faire lorsque les plans de ruptures présentent une géométrie limitée ou bien lorsque le réseau sismologique n'arrive pas à bien couvrir l'évènement sismologique. Le fait que de nombreuses zones sismiquement actives ne sont quasiment pas couvertes par un réseau sismique engendre des solutions focales de qualité pauvres, surtout lors de l'étude des séquences de répliques causées par un séisme modéré à fort (Mw > 6). Aussi, il est plus facile d'admettre qu'un changement de contrainte due à un séisme, est forcément relié au champ de contrainte préexistant. Les plans de ruptures dans ce cas ne sont pas spécifiés à priori, mais sont obtenus en tenant en compte l'interaction entre la contrainte régionale tectonique et la contrainte induite par le glissement sur la faille émettrice.

Les directions optimales pour des failles réceptrices sont alors déterminées par la variation du champ de contrainte associé à un tremblement de Terre noté $\Delta\sigma_{ij}$ et la contrainte régionale tectonique préexistante noté $\sigma_{ij}^{r}$ (Stein et al., 1992 ; King et al., 1994 ; King, 2007) :

$$\sigma_{ij}^{t} = \sigma_{ij}^{r} + \Delta\sigma_{ij} \quad (17)$$

où $\sigma_{ij}^{t}$ représente la contrainte totale calculée pendant le séisme.

L'orientation des axes principaux de rupture est obtenue en dérivant la contrainte totale:

$$\theta = \frac{1}{2}\, tan^{-1}\left(\frac{2\sigma_{xy}^{t}}{\sigma_{xx}^{t}-\sigma_{yy}^{t}}\right) \quad \textbf{(18)}$$

où $\theta$ est l'orientation d'une des contraintes principales suivant l'axe des x (figure II.8), l'autre contrainte est supposée orthogonale, donc correspondant à une valeur de $\theta = \pm 90°$. Stein et al., 1992, King et al. (1994) et King (2007) ont définit l'angle de rupture optimum $\psi_0$comme étant l'angle de la contrainte compressive maximale $\theta_1 \pm \beta$ . Les écarts positifs et négatifs de $\beta$ (figure 8b) signifient que l'écart est positif pour une faille en glissement senestre, et négatif pour un glissement dextre. Pour un glissement en inverse ou normale il suffit de changer le plan de représentation horizontale *xy* par une coupe selon *xz*.

Pour cette hypothèse de modélisation, la géométrie des plan optimaux est directement dépendante de la contrainte totale $\sigma_{ij}^{t}$ , tandis que la contrainte normale et de cisaillement dépend seulement de la variation du champ de contrainte pendant le séisme $\Delta\sigma_{ij}$, ceci est vrais puisque la magnitude de la contrainte régionale n'affecte pas la modélisation car la chute de contrainte pendant le séisme à elle seule arrive à contrôler le mode de rupture en champ proche.

Pour un régime en coulissage, la variation de contrainte sur un plan optimale s'écrit comme suit (King et al., 1994 ; King, 2007):

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx}^{q} \, sin^2 \psi_0 - 2 \, \sigma_{xy}^{q} \, sin \, \psi_0 \, cos \, \psi_0 + \sigma_{yy}^{q} \, cos^2 \psi_0 \quad \textbf{(19)}$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2} \left(\sigma_{yy}^{q} - \sigma_{xx}^{q}\right) \sin 2\psi_0 + \tau_{xy}^{q} \cos 2\psi_0 \quad \textbf{(20)}$$

A partir des relations précédentes, la variation de la contrainte de Coulomb sur les plans de rupture identiques et égale à (King, 2007):

$$CFF_f^{opt} = \tau_{13} + \mu' \sigma_{33} \quad (21)$$

Cette expression a été déduite à partir des plans de rupture optimaux pour des régimes en glissements senestre et dextre. Cette forme mécanique de la déformation a été généralisée à

partir des expressions d'Okada (1992) par Stein et al (1992) puis par King et al (1994) sur n'importe quel plan de glissement.

Il est important de noter que le calcul de la variation de la contrainte de Coulomb pour des plans optimaux est obtenu après un tremblement de terre, où le champ de contrainte de référence doit inclure la contrainte tectonique régionale ambiante. La variation de la contrainte de Coulomb associée à une rupture sismique est résolue en prenant en compte les orientations optimales des plans de ruptures. De ce fait, puisque l'orientation des contraintes principales peut être non négligeable pour des séismes forts, les plans de ruptures peuvent avoir des orientations et des régimes de contrainte différents en champ proche. Cette observation est valable dans la nature puisqu'une grande rupture peut occasionner une série de répliques présentant des géométries et des mécanismes de rupture différents (King et al, 1994; King, 2007).

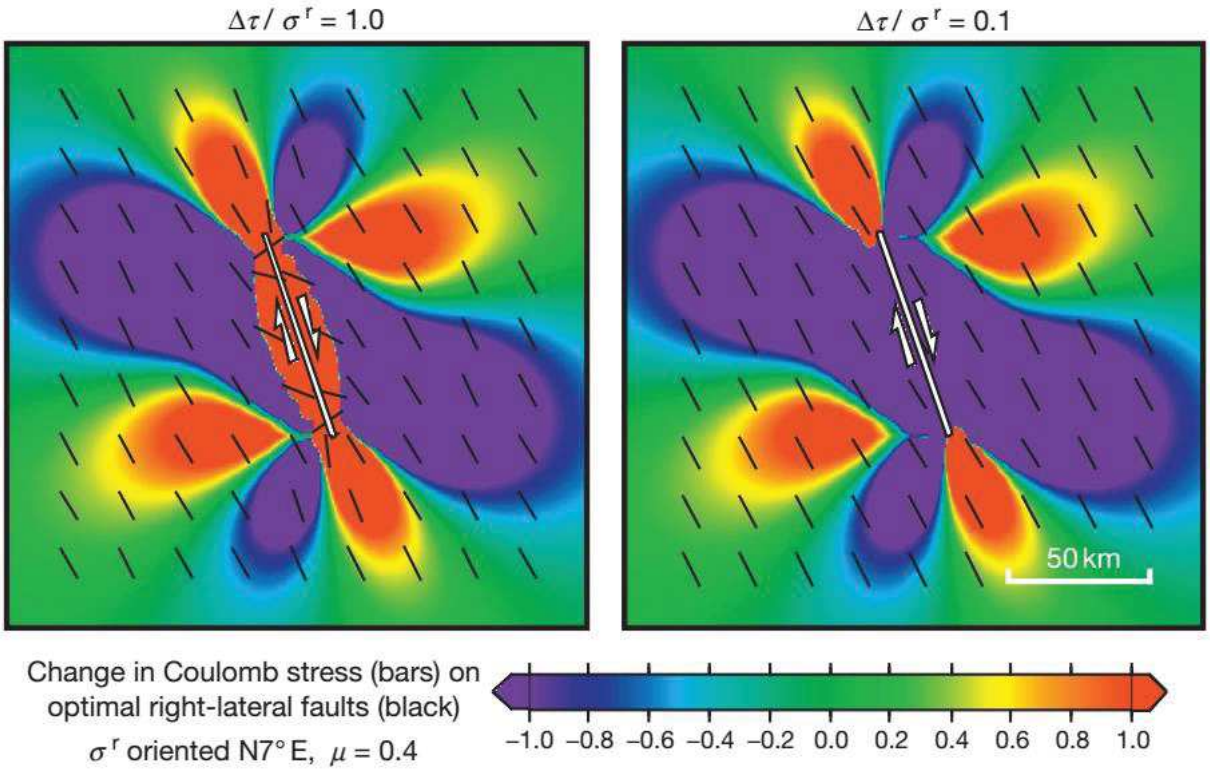



**Figure II.9:** *Variation de la contrainte de Coulomb pour différentes magnitudes de la contrainte régionale. L'image à gauche montre la variation de la contrainte de coulomb*

*d'une faille ayant une chute de contrainte égale à la magnitude de la contrainte régionale. L'image de droite montre le même calcul mais avec une chute de contrainte 10 fois inférieure à la magnitude de la contrainte régionale. On voit que l'orientation des plans optimaux (lignes en noire) subit une rotation en champ proche contrôlées par la magnitude de la contrainte locale. En Champ lointain, les plans optimaux suivent l'orientation du champ régional* (King, 2007).

Les modèles conceptuels illustrés sur les Figures II.10 et II.11 représentent la variation de la contrainte de Coulomb causée par le jeu d'une faille inverse et en coulissage respectivement. Le calcul de la variation de la contrainte de cisaillement, normale ainsi que la variation de la contrainte de Coulomb a été réalisé en utilisant la subroutine DC3D (Okada, 1992). Cette subroutine transforme les champs de déplacements causés par une dislocation rectangulaire en champ de déformation. Le champ de contrainte est alors calculé à partir de la loi de Hooke qui lie le tenseur de déformation au tenseur de contrainte, les composantes des contraintes normales et de cisaillement sont déduites à partir du tenseur de contrainte. Le coefficient de Poisson utilisé pour les modèles (Figure II.9, Figure II.10 et II.11) est fixe et égale à 0.25 tandis que le module de Young est égale à $8 \times 10^5\ bar$. Afin de modéliser les valeurs de ΔCFF, la variation de la contrainte normale est multipliée par un coefficient de friction effectif μ' égale à 0.4 (Figures II.10 et II.11) ; cette valeur est associée à un coefficient de friction interne μ égale à 0.75 ainsi qu'une valeur fixe du coefficient de Skempton *B* égale à 0.47. Les figures 10 et 11 ont étés obtenus pour des dislocations simples en milieu homogène et isotrope. Pour la figure 10a, la modélisation a été faite pour un faille émettrice et des failles réceptrices ayant une géométrie *'en échelon'* similaire à celle rencontrées dans le Tell Atlas algériens (Strike/Dip/Rake = 235°/70°/90°). Les figures II.10b et II.11b représentent la même modélisation mais sur des plans de failles optimaux (lignes en gris et

noir), la contrainte régionale maximale été choisie comme étant orientée N145° avec une magnitude égale à 100 bar (Ibanez et al, 2007, Oussadou et al, 2014).

Les calculs montrent que les modèles à orientations fixés (Figures II.10a et II.11a) donnent des résultats positifs pour des géométries *« en échelon »*. Par contre, il est difficile de trouver une corrélation ΔCFF entre un séisme et ses répliques en champ proche pour ce genre de configuration.

En l'absence d'une connaissance détaillée sur les failles actives, les modèles à orientation de failles optimales (Figures II.10b et II.11b) paraissent les mieux adaptés lorsqu'on veut étudier des séries de répliques associées à la rupture principale, surtout lorsque les bases de données sismiques ne fournissent pas d'informations suffisantes sur la qualité des réseaux sismologiques.

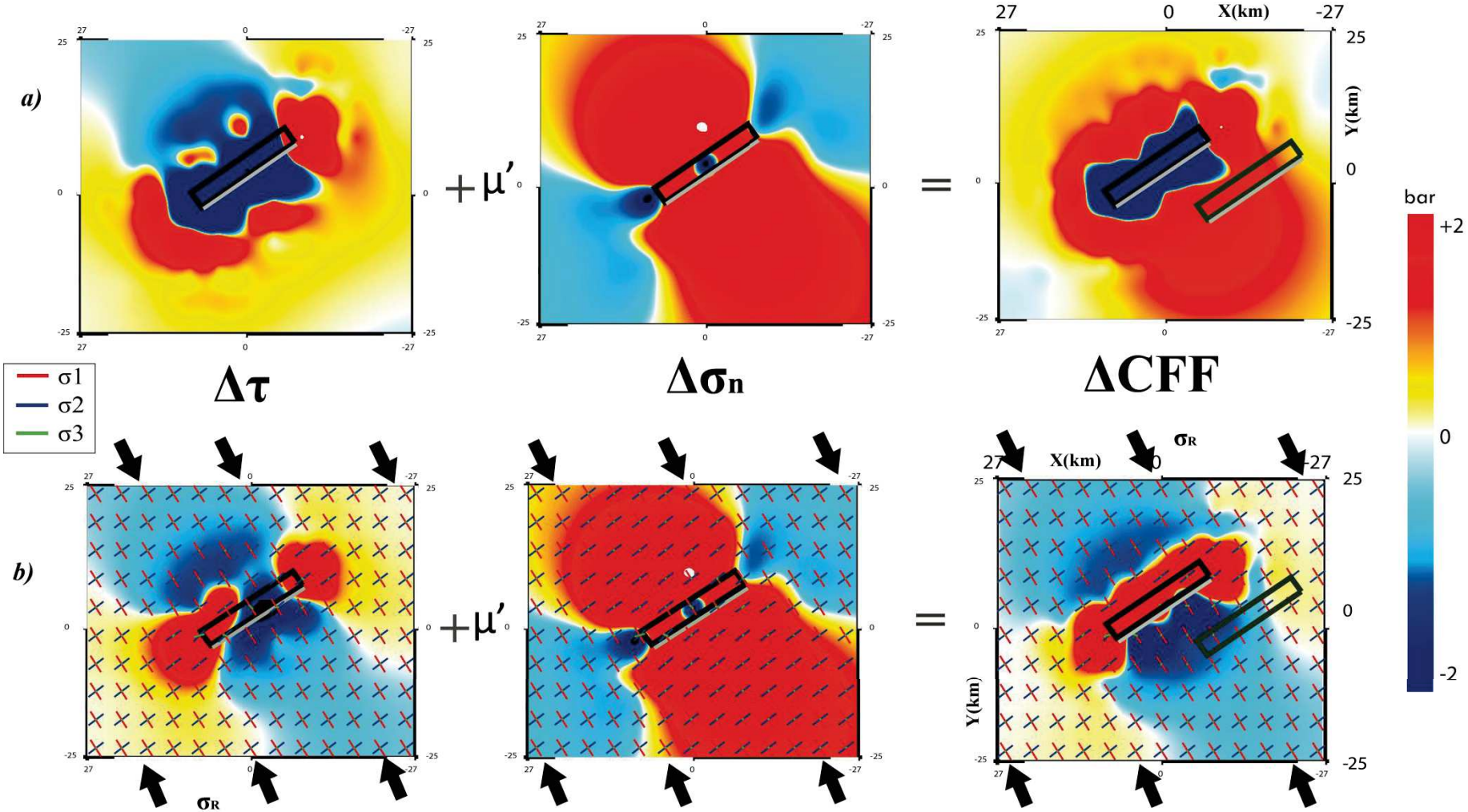



**Figure II.10** : Modélisation du transfert de contraint sur des systèmes « en échelon » : **a)** ΔCFF causé par une faille inverse sur des plan d'orientation fixés (Strike/-Dip/rake = 235°/70°/90°). La figure à gauche représente la variation de la contrainte de cisaillement, la figure au milieu la variation de la contrainte normale et la dernière figure représente la variation de la contrainte de Coulomb résultante. **b)** Transfert de contrainte causé par une faille inverse sur des plans d'orientation optimales, la contrainte régionale choisi pour ces modèle( flèches en noir) est à 145°N (Oussadou et al, 1994), les lignes coloriées représentes les contrainte principales : σ_1 (en rouge), σ_2 (en bleu), σ_3 (en vert), Les axes ne sont pas mis à l'échelle par leurs amplitudes de contraintes, car trop d'entre elles seraient invisibles. Notez que les axes tournent en 3D, pas seulement dans le plan horizontal, ainsi σ3 dévie de la vertical près de la source, à cause des changements de stress provoqués par le tremblement de terre. Cela signifie que σ3 peut être vu aux limites de ruptures, le coefficient de friction effective est le même pour ***a)*** et ***b)*** est égale à 0.4.

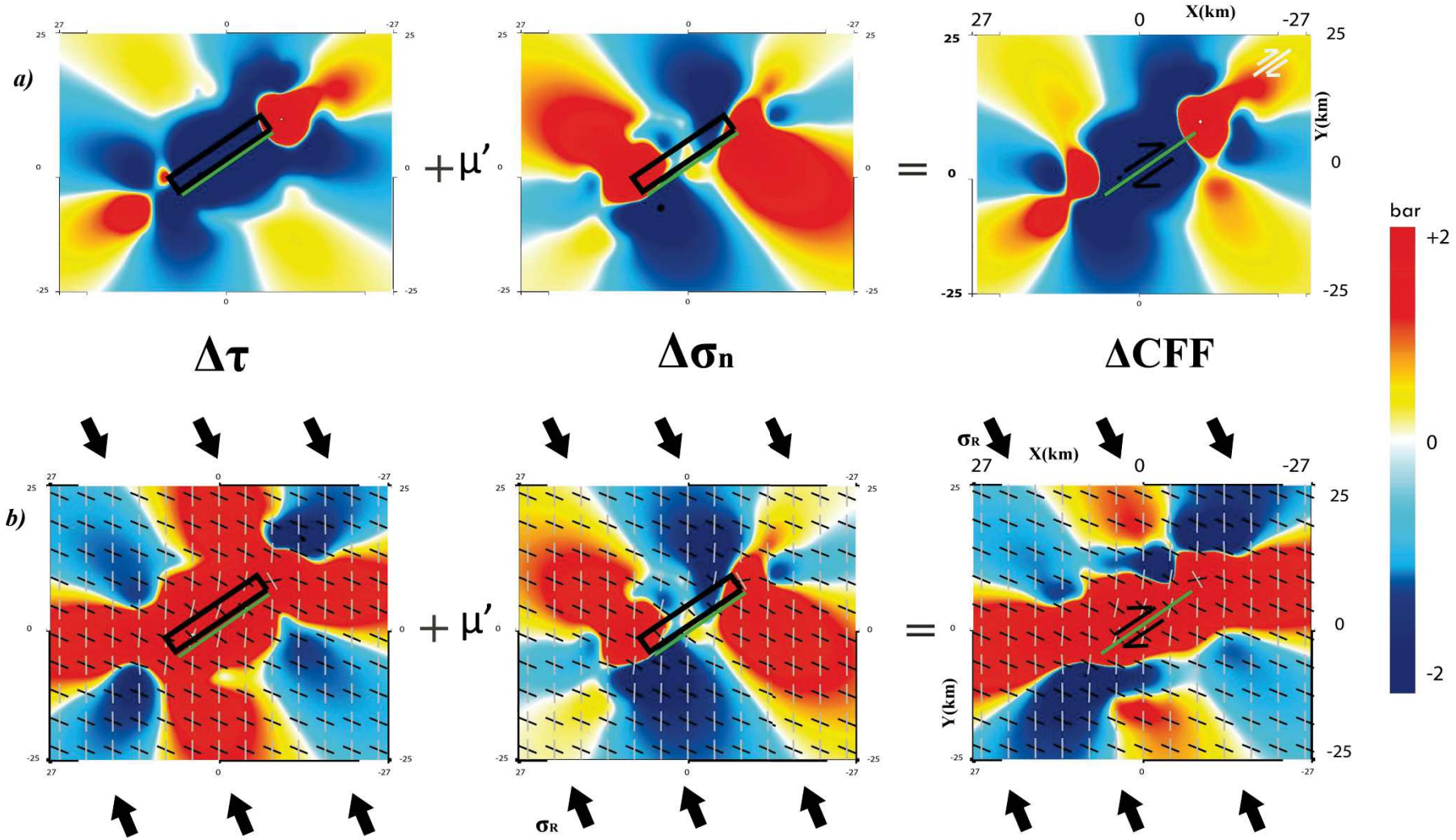



**Figure II.11** Concept de transfert de contraint sur des systèmes « en échelon » et à orientations optimales : a) ΔCFF causé par une failles en coulissage « dextre » sur des plan d'orientations fixés ( Strike/Dip/rake = 235°/70°/180°) , la figures à gauche représente la variation de la contrainte de cisaillement , la figure au milieu la variation de la contrainte normale et la dernière figure représente la variation de la contrainte de Coulomb résultante, b) transfert de contrainte causé par une faille en coulissage « dextre » sur des plans d'orientation optimales, la contrainte régionale choisi pour ce modèle ( flèches en noir) est la meme que celle de la figure 10, les lignes coloriées représentes l'orientation des plans optimaux ( noir pour une faille dextre, gris pour une faille senestre), le coefficient de friction effective est le même pour les deux cas de figure et égale à 0.4

**References**

Andreev, G. E. (1995). *Brittle failure of rock materials: test results and constitutive models*. Rotterdam ; Brookfield, VT: A.A. Balkema.

Atkinson, B. K. (1979). A fracture mechanics study of subcritical tensile cracking of quartz in wet environments. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *117*(5), 1011-1024. https://doi.org/10.1007/BF00876082

Atkinson, B. K., & Meredith, P. G. (1981). Stress corrosion cracking of quartz: A note on the influence of chemical environment. *Tectonophysics*, *77*(1-2), T1-T11. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90157-8

Bird, P., & Kong, X. (1994). Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults. *Geological Society of America Bulletin*, *106*(2), 159-174. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0159:CSOCTC>2.3.CO;2

Bock, H., & Cook, J. (Éd.). (1978). *An Introduction to rock mechanics*. Townsville [Australia]: Dept. of Civil and Systems Engineering, James Cook University of North Queensland.

Byerlee, J. D. (1967). Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, *72*(14), 3639-3648. https://doi.org/10.1029/JZ072i014p03639

Byerlee, J. D. (1968). Brittle-ductile transition in rocks. *Journal of Geophysical Research*, *73*(14), 4741-4750. https://doi.org/10.1029/JB073i014p04741

C. A. Coulomb. (1776). Essai sur une application des règles de maximis & minimis à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture. *Landmarks of science II*.

Célérier, B. (1995). Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults. *Geophysical Journal International*, *121*(1), 143-161.

Chinnery, M. A. (1961). The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *51*(3), 355-372. Consulté à l'adresse http://dx.doi.org/

Chinnery, M. A. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *53*(5), 921-932. Consulté à l'adresse http://dx.doi.org/

Cocco, M., & Rice, J. R. (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B2).

Cuss, R. J., Graham, C. C., Wiseall, A. C., & Harrington, J. F. (2016). Cyclic loading of an idealized clay-filled fault: comparing hydraulic flow in two clay gouges. *Geofluids*, *16*(3), 552-564. https://doi.org/10.1111/gfl.12175.

Detournay, E., & Cheng, A. H.-D. (1995). Fundamentals of poroelasticity. In *Analysis and design methods* (p. 113-171). Elsevier.

Green, D. H., & Wang, H. F. (1986). Fluid pressure response to undrained compression in saturated sedimentary rock. *GEOPHYSICS*, *51*(4), 948-956. https://doi.org/10.1190/1.1442152

Handin, J. (1969). On the Coulomb-Mohr failure criterion. *Journal of Geophysical Research*, *74*(22), 5343-5348. https://doi.org/10.1029/JB074i022p05343

Horn, H. M., & Deere, D. U. (1962). Frictional Characteristics of Minerals. *Géotechnique*, *12*(4), 319-335. https://doi.org/10.1680/geot.1962.12.4.319

Hudnut, K. W., Seeber, L., & Pacheco, J. (1989). Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills Earthquake Sequence, southern California. *Geophysical Research Letters*, *16*(2), 199-202. https://doi.org/10.1029/GL016i002p00199

Jaeger, J. C. (1943). The effect of absorption of water on the mechanical properties of sandstones. *J. Inst. Eng. Aust*, *15*, 164-166.Jaeger, J. C. (1971). Friction of rocks and stability of rock slopes. *Geotechnique*, *21*(2), 97-134.

Jaeger, J. C., & Cook, N. G. (1969). Fundamentals of rock mechanics, Methuen & Co. *Ltd., London*, *513*.

Jaeger, J. C., Cook, N. G., & Zimmerman, R. (2009). *Fundamentals of rock mechanics*. John Wiley & Sons.

Keylis-Borok, V. I. (1950). On dynamic characteristics of the focus from seismic observations. *Dokladi AN SSSR*, *70*(6), 995-998.

King, G. C. P. (2007). Fault Interaction, Earthquake Stress Changes, and the Evolution of Seismicity. In *Treatise on Geophysics* (p. 225-255). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00069-9

King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(3), 935-953.

King Hubbert, M., & Rubey, W. W. (1959). ROLE OF FLUID PRESSURE IN MECHANICS OF OVERTHRUST FAULTING. *Geological Society of America Bulletin*, *70*(2), 115. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2

Kirby, S. H., & McCormick, J. W. (1984). Inelastic proper ties of rocks and minerals; strength and rheology.

Lamb, H. (1904). On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. *Proceedings of the Royal Society of London*, *72*(477-486), 128-130.

Lambe, T. W., & Whitman, R. V. (1969). *Soil mechanics*. New York: Wiley.

Landolt-Börnstein. (1951). Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. 6. Auflage. I. Band. *Angewandte Chemie*, *63*(13), 318-319. https://doi.org/10.1002/ange.19510631314

Larma, R. D., & Vutukuri, V. S. (1978). Handbook on Mechanical Properties of Rocks, vol. II. *Trans. Tech. Publ., Schwitzerland*.

Lockner, D. A. (1995). Rock failure. In T. J. Ahrens (Éd.), *AGU Reference Shelf* (Vol. 3, p. 127-147). Washington, D. C.: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/RF003p0127.

Lockner, D. A., & Byerlee, J. D. (1995). An earthquake instability model based on faults containing high fluid-pressure compartments. In *Mechanics Problems in Geodynamics Part I* (p. 717-745). Springer.

Lockner, D. A., & Beeler, N. M. (2002). Rock failure and earthquakes. *International Geophysics Series*, *81*(A), 505-538.

Love, A. E. H. (1920). *A treatise on the mathematical theory of elasticity*. at the University Press.

Mandl, G. (1988). *Mechanics of Tectonic Faulting: Models and Basic Concepts*.

Mohr. O. (1900). Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch Eines Materials, p. 1524±1530 also 1572±1577.

Nakano, H. (1923). Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motions. *Central Meteorological Observatory, Japan, Seismological Bulletin*, *1*, 92-120.

Ojala, I. O., Ngwenya, B. T., Main, I. G., & Elphick, S. C. (2003). Correlation of microseismic and chemical properties of brittle deformation in Locharbriggs sandstone: STRESS CORROSION CRACKING IN SANDSTONE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B5). https://doi.org/10.1029/2002JB002277

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *75*(4), 1135-1154. Consulté à l'adresse http://dx.doi.org/

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *82*(2), 1018-1040. Consulté à l'adresse http://dx.doi.org/

Paterson, M. S., & Wong, T. (2005). *Experimental rock deformation-the brittle field*. Springer Science & Business Media.

Price, N. J. (1960). The compressive strength of coal measure rocks. *Colliery Engineering*, *37*(437), 283-292.

Ramsey, J. M., & Chester, F. M. (2004). Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture. *Nature*, *428*(6978), 63-66. https://doi.org/10.1038/nature02333

Reasenberg, P. A., & Simpson, R. W. (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, *255*(5052), 1687-1690.

Rice, J. R., & Cleary, M. P. (1976). Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Reviews of Geophysics*, *14*(2), 227. https://doi.org/10.1029/RG014i002p00227

Roeloffs, E. A. (1983). ELASTICITY OF SATURATED POROUS ROCKS: LABORATORY MEASUREMENTS AND A CRACK PROBLEM.

Roeloffs, E., & Rudnicki, J. W. (1985). Coupled deformation-diffusion effects on water-level changes due to propagating creep events. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, *122*(2-4), 560-582. https://doi.org/10.1007/BF00874617

Rutter, E. H. (1974). The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics*, *22*(3-4), 311-334. https://doi.org/10.1016/0040-1951(74)90089-4.

Sammonds, P., Meredith, P., & Main, I. (1992). Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture. *Nature*, *359*(6392), 228.

Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting* (2nd ed). Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press.

Scholz, C.H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, *391*(6662), 37.

Secor, D. T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, *263*(8), 633-646. https://doi.org/10.2475/ajs.263.8.633

Sheorey, P. R. (1997). *Empirical rock failure criteria*. Rotterdam: Balkema.

Simpson, R. W. (1997). Quantifying Anderson's fault types. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B8), 17909-17919.

Skempton, A. W. (1954). *The Pore Pressure Coefficients A and B. Geotechniques 4 (4): 143–147*.

Stein, R. S., King, G. C. P., & Lin, J. (1992). Change in Failure Stress on the Southern San Andreas Fault System Caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers Earthquake. *Science*, *258*(5086), 1328-1332. https://doi.org/10.1126/science.258.5086.1328

Steketee, J. A. (1958). ON VOLTERRA'S DISLOCATIONS IN A SEMI-INFINITE ELASTIC MEDIUM. *Canadian Journal of Physics*, *36*(2), 192-205. https://doi.org/10.1139/p58-024

Terzaghi, K. (1925). Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Franz Deuticke, Liepzig-Vienna

Toda, S. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research*, *110*(B5). https://doi.org/10.1029/2004JB003415

Volterra, V. (1907). Sur l'équilibre des corps élastiques multiplement connexes. In *Annales scientifiques de l'École normale supérieure* (Vol. 24, p. 401-517).

Vvedenskaya, A. V. (1956). Determination of displacement fields for earthquakes by means of the dislocation theory, p. 277-284.

Wiederhorn, S. M., Fuller, E. R., & Thomson, R. (1980). Micromechanisms of crack growth in ceramics and glasses in corrosive environments. *Metal Science*, *14*(8-9), 450-458. https://doi.org/10.1179/msc.1980.14.8-9.450

Zang, A., & Stephansson, O. (2010). *Stress Field of the Earth's Crust*. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8444-7

# Chapitre III

## INTERACTION DE FAILLES DE L'ATLAS DU TELL CENTRAL (ALGERIE)

## Transfert de contraintes lié à une séquence sismique

### III - 1. Introduction

Une série de tremblements de terre modérés à forts, de 1891 à 2003, avec une magnitude maximale de Mw=7.3 s'est produite dans le Tell Atlas algérien. Les mécanismes aux foyers ainsi que les données de sismicité historique donnent des régimes tectoniques en failles inverses.

A partir des géométries des failles et des données de glissements co-sismiques, nous avons pu calculer le niveau de chargement de contrainte favorisant l'occurrence des séismes relatant cette séquence, en tenant compte des paramètres de failles, de leurs incertitudes, de la migration sismique, du taux de séismicité et de la déformation inter-séismique. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser la modélisation par la variation $\Delta$ de la contrainte de Coulomb, nommée $\Delta$CFF (**C**oulomb **F**ailure **F**unction). La modélisation par la $\Delta$CFF montre une augmentation de la contrainte de Coulomb de 0.1 bar à 0.8 bar à une profondeur de 7 km, sur la majeure partie des failles-cibles. Le coefficient de friction effectif $\mu'$ choisi est égal à 0. 4 et suggère une augmentation de la pression des pores associée à des déformations poroélastiques. La modélisation montre aussi, qu'il existe une distinction dans le déclenchement des tremblements de terre de tailles moyennes et de grandes tailles dans le Tell Atlas. Sur un autre registre, les données des systèmes de positionnement global (GPS), le radar interférométrique à synthèse d'ouverture (InSAR), les études de nivellement et les données de sismicité montrent que le moment sismique associé à la relaxation post sismique du séisme de Zemmouri de 2003 (Mw 6.9) représente une valeur anormale de 17 % par

rapport au moment sismique total, ce qui appuie l'idée d'un possible rebond poroélastique. En plus, la présence de fluides est considérée comme un autre paramètre favorisant l'augmentation de la contrainte de Coulomb sur les failles actives de la région.

Ce chapitre sous forme d'un article paru dans la revue Bulletin of Seismological Society of America axé essentiellement sur l'analyse fine des déformations crustales avec évaluation du transfert de contrainte sur les systèmes *en échelon* du Tell Atlas comprend les points suivants :

1. Des travaux de recherche sur l'application du modèle de Coulomb (CFF) aux failles actives du Tell Algérien et l'analyse de la relation entre l'état de contraintes dans l'Atlas du Tell et le facteur tectonique contrôlant la sismicité. Une modélisation du couplage élastique entre failles actives du Tell central algérien par le calcul des variations de la contrainte de Coulomb.
2. Une analyse de la sismicité et du déficit de sismicité en fonction des caractéristiques tectoniques. Ce travail comprend également une prise en compte du cycle sismique avec intégration de la composante intersismique ( paléosismologique), cosismique ( sismicité historique) et postsismique ( suite notamment aux séismes d'El Asnam de 1980 –Mw 7.3 et Zemmouri de 2003-Mw 6.8) dans le calcul de la contrainte de Coulomb.
3. L'étude de la distribution spatio-temporelle des séismes du Tell Algérien. Cette analyse est accompagnée d'une évaluation du taux de sismicité en fonction de la modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb.
4. Des traitements physiques de la déformation sismique continentale incluant l'effet poro élastique ainsi que les caractéristiques des zones sources de grand séisme le long de la cote Algérienne. L'interprétation des résultats est accompagnée d'une analyse sismotectonique avec modélisation de l'interaction entre failles.

D'autre part, la modélisation par le transfert de contraintes a été testée et comparée à plusieurs autre travaux (exemple : séisme de Northridge de 1994, Mw=6.7). Les données de sismicité acquises à partir des différents centres sismologiques ( CSEM, ISC et USGS) combinées au catalogue de Ayadi et Bezzeghoud (2015) ainsi que les travaux de Beghoul et al (2010) ont permis d'évaluer les taux de contrainte présismique, cosismique et postsismique sur chaque zone et de modéliser les taux de chargement critiques nécessaires à l'enclenchement des grand séismes dans le Tell.

Le présent chapitre est exposé sous forme d'un article originale publié dans le BSSA

Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, No. 6, pp. 2624–2635, December 2017, doi: 10.1785/0120170041

Ⓔ

# Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas, Algeria

by Jugurtha Kariche,* Mustapha Meghraoui, Abdelhakim Ayadi, and Mohamed-Salah Boughacha

**Abstract** A sequence of major seismic events reaching $M_s$ 7.3, with thrust faulting mechanisms, occurred from 1891 to 2003 in the central Tell Atlas of Algeria located along the Africa–Eurasia plate boundary. Previous neotectonic investigations show that earthquake faults of the central Tell Atlas have the potential to generate large magnitude earthquakes. We calculate the level of stress change that promotes the occurrence of a seismic sequence, taking into account the earthquake fault parameters, their uncertainties, the eastward earthquake migration, the seismicity rate change, and the interseismic strain accumulation. The computed coulomb failure function (ΔCFF) includes the seismicity rate and the stress transfer with fault interaction. The ΔCFF modeling shows 0.1–0.8 bar increase on fault planes at 7 km depth with a friction coefficient $\mu' = 0.4$ with stress loading lobes on targeted coseismic fault zone and location of stress shadow across other thrust-and-fold structures of the central Tell Atlas. The coulomb modeling suggests a distinction in earthquake triggering between moderate-sized zones and large earthquake rupture zones. Following the 2003 earthquake, Global Positioning System, Interferometric Synthetic Aperture Radar, leveling studies, and aftershocks show that postseismic cumulative moment release amounts to 17.08%, which suggests an additional static stress change. In addition, the presence of fluid and related poroelastic deformation is considered as another parameter that favors stress increase and fault interaction. Modeling the stress change and fault interaction near major cities may contribute to a better constraint of the seismic-hazard assessment and risk mitigation in northern Algeria.

*Electronic Supplement:* Figures of coulomb failure function (CFF) and seismicity rate change.

## Introduction

The active tectonics along the Africa–Eurasia plate boundary in the western Mediterranean is associated with shallow large earthquakes ($M_w > 6.5$) and stress distribution on fault ruptures. The north-northwest–south-southeast to northwest–southeast-trending convergence between the tectonic plates reaches 4–5 mm/yr and at 2–3 mm/yr are accommodated across the Tell Atlas of Algeria (Serpelloni *et al.*, 2007; Meghraoui and Pondrelli, 2012). Although the east–west-trending seismicity may seem diffuse, large and moderate earthquakes (with $M_w > 5.5$) in the Tell Atlas can be localized on fold-related faults visible at the surface (Fig. 1; Meghraoui, 1988; Benouar, 1994; Ayadi and Bezzeghoud, 2015). These earthquake ruptures can be driven by the stress transfer and interaction between faults that typically result in the occurrence of earthquake sequences. The Zemmouri earthquake (21 May 2003, $M_w$ 6.8) correlated with an offshore reverse fault revealed an average 0.5 m coastal uplift (Meghraoui *et al.*, 2004) and afterslip that brought coulomb failure to the nearby active faults (Lin *et al.*, 2011; Cetin *et al.*, 2012). Previously, it was calculated that the stress on the east section of the Sahel fold increased by 0.4 bar, which may be considered as a sufficient accumulated loading for promoting an $M_w > 6.8$ earthquake (Lin *et al.*, 2011). A major issue for the seismic-hazard assessment is whether the Sahel-fault-related fold is an analog to the El Asnam structure and may hence generate a large earthquake following the 2003 Zemmouri event.

*Now at Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Laboratoire de Geophysique, B.P. 32 El Alia, 16111 Bab Ezzouar, Algiers, Algeria.

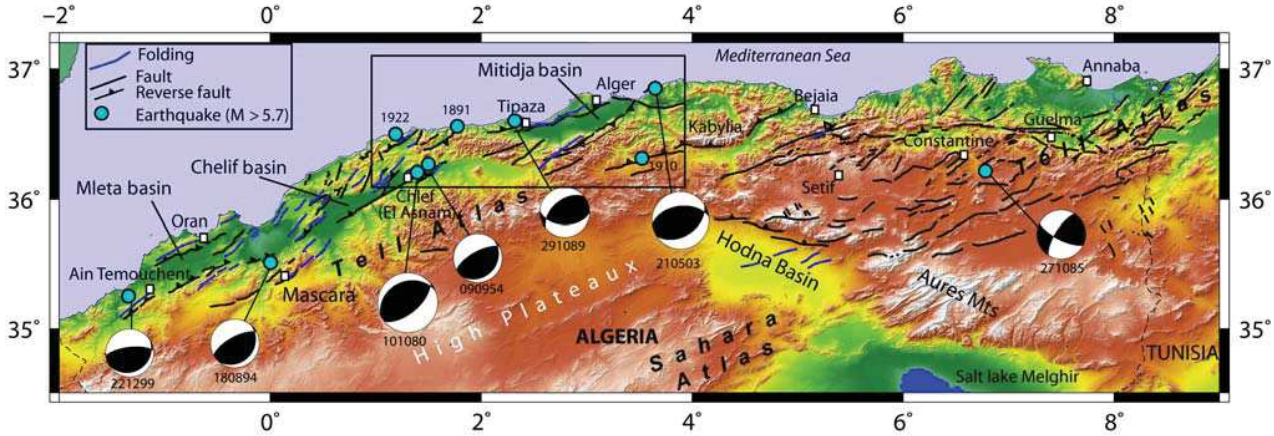



**Figure 1.** Seismotectonic map of the Tell Atlas in the north-central Algeria where black lines indicate late Quaternary and active faults (Meghraoui, 1988) and seismicity comes from the earthquake catalog of Ayadi and Bezzeghoud (2015). Box is the study area characterized by major earthquakes in circles ($M \geq 6.0$). Focal mechanisms are from Global Centroid Moment Tensor (Table 1; see also Data and Resources) dominated by reverse faults that illustrate the converging active tectonics along the Africa–Eurasia plate boundary (Meghraoui and Pondrelli, 2012). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

The coulomb modeling may help in understanding the stress distribution and explain the fault interaction and implications for the seismic hazard of the central Tell Atlas. The fault interaction also depends on the inherited regional stress built up from the tectonic background and faulting system in a deformation zone. Early studies proposed the theory of static stress transfer and earthquake interactions as a triggering mechanism of earthquakes (e.g., Das and Scholz, 1981; Reasenberg and Simpson, 1992; Stein, 1999). The application of coulomb static stress modeling benefited from significant results on strike-slip faulting (Stein *et al.*, 1997), but studies on stress transfer with results on reverse faults remain limited. In their stress transfer study of south California, Bowman and King (2001) fix 0.4 bar as a minimum static stress-change of sufficient value able to trigger the 1994 Northridge earthquake ($M_w$ 6.7). Among the sequence of large earthquakes of the Tell Atlas, the 10 October 1980 El Asnam event ($M_w$ 7.1) revealed ~36 km long thrust faulting and coseismic folding (Fig. 1; Ouyed *et al.*, 1981; Philip and Meghraoui, 1983). The sequence ends with the 2003 Zemmouri earthquake and related seismicity east of the Mitidja basin, but left the Sahel thrust fault segment as a seismic gap (Ayadi *et al.*, 2008). Maouche *et al.* (2011) describe the extent of active deformation of the ~60-km-long Sahel fold and estimate 1–2 mm/yr rate of vertical movements during the Late Pleistocene. Other active faults with seismogenic potential have been identified in the Tell Atlas in relation with historical earthquakes (Meghraoui, 1988).

In this work, the sequence of main historical earthquakes with $M_w > 5.5$ is presented along with thrust fault parameters of the central Tell Atlas of Algeria. The stress change is based on the earthquake locations and their uncertainties and calculated with regard to parallel and *en echelon* known thrust faults. The coulomb modeling is performed for each seismic event, taking into account the coseismic and significant postseismic deformation along rupture planes of large earthquakes. The results of stress transfer, fault interaction, and related uncertainties are discussed, taking into account the rupture parameters and the elastic characteristics of coulomb modeling. The stress transfer results are presented to be incorporated in a realistic assessment of the seismic hazard and risk in northern Algeria.

## Seismotectonics and Fault Parameters

The seismicity catalog of northern Algeria includes numerous earthquakes of magnitude $M_w \geq 5.5$ over the last decades (Benouar, 1994; Ayadi and Bezzeghoud, 2015; Fig. 1). This activity mostly shows reverse rupture mechanisms located in the central Tell Atlas specifically associated with faults in Quaternary basins. In this context of convergence along a plate boundary, *en echelon* fault-related folds related to shallow seismicity can be interpreted as a transpression deformation with clockwise block rotation (Fig. 2; Jackson and Molnar, 1990; Morel and Meghraoui, 1996). Kinematic modeling (bookshelf) with clockwise block rotation upon a vertical axis and paleomagnetic results illustrate crustal deformation with simple pure shear tectonic pattern that applies to oblique plate convergence in western Mediterranean (Derder *et al.*, 2011; Meghraoui and Pondrelli, 2012).

The seismic sequence investigated in this study includes the following earthquakes (Fig. 1): 1891 ($M_w$ 6.5), 1910 ($M_w$ 7.0), 1922 ($M_w$ 6.1), 1934 ($M_w$ 5.5), 1954 ($M_w$ 6.7), 1959 ($M_w$ 5.9), 1980 ($M_w$ 7.1), 1988 ($M_s$ 5.6), 1989 ($M_w$ 6.0), and 2003 ($M_w$ 6.8). Most of these earthquakes have been the site of tectonic investigations and seismic data analysis that allow for a better accuracy of the epicentral locations and related fault-rupture characteristics (Fig. 3 and Table 1).

The 15 January 1891 Montebourg (now Gouraya) earthquake was first studied by Rothé (1950) and more recently

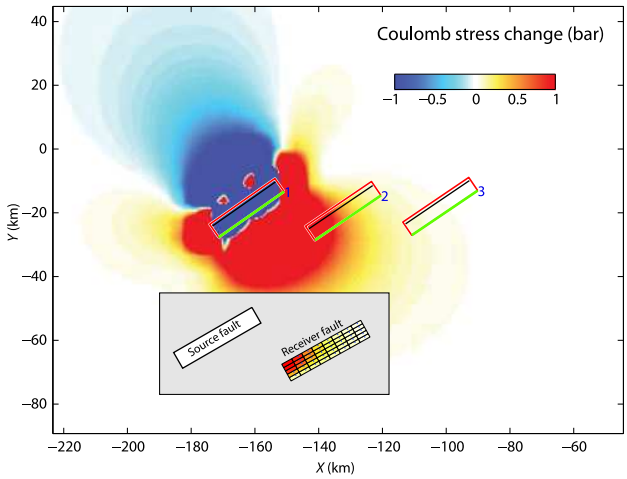



**Figure 2.** Conceptual model of a computed coulomb failure function (ΔCFF) calculated on an *en echelon* thrust fault system (1, 2, and 3) comparable to the active structures of the Tell Atlas (see the Seismotectonics and Fault Parameters section for details). The kinematic of faulting and related block model is detailed in Meghraoui and Pondrelli (2012). The thin line indicates the fault tip, and the thick line is the intersection between the fault surface and the plane. Inset shows the stress loading on the fault plane, with 0.8 m average slip in agreement with an $M_w$ 6.5 earthquake. The computation is made at 7 km depth with 235°/60°/70° as strike/dip/rake and $\mu' = 0.4$ effective friction coefficient. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

by Maouche *et al.* (2008) from contemporaneous reports that indicate the zone of maximum damage (IX European Macroseismic Scale). Rothé (1950) reports coseismic surface breaks that consist of ~40-cm-wide rupture striking northeast–southwest crossing the Montebourg coastal village showing more than 30 ± 10 cm coastal uplift, measured from a white strip of algae (similar to those observed after the 2003 Zemmouri earthquake, Meghraoui *et al.*, 2004). In their tectonic and geomorphologic investigations, Maouche *et al.* (2008) observe a ~20-km-long and northeast-southwest-trending thrust fault zone oblique to the coastline and dipping southeast in agreement with the coastal uplift. Although with uncertainties, the 20 ± 2 km fault length estimated from the size of the Quaternary basin, shallow hypocenter (~10 km) from the severe damage distribution, and inferred ~1.2 m slip at depth imply an estimated $M_w$ 6.5.

The 24 June 1910 earthquake that severely damaged the city of Aumale (now Sour El Ghozlane; see Fig. 3) was affected by an $M_s$ 6.6 event. The magnitude determination was obtained from teleseismic amplitudes and period readings, a teleseismic epicenter relocation obtained from contemporary bulletins of 22 Euro-Mediterranean seismic stations and damage distribution from press reports to define a VIII Medvedev–Sponheuer–Karnik (MSK) zone of maximum damage (Ambraseys *et al.*, 1991; Benouar, 1994; Table 1). The 1910 earthquake occurred southeast of the Blida thrust-and-fold system and can be considered as an off-sequence seismic event. Our field investigations in tectonic geomorphology show a minimum 38-km-long and east-northeast–west-southwest-trending, north-dipping fault plane with reverse mechanism (Figs. 1 and 3). Using the Wells and Coppersmith (1994) relations, we obtain $M_w$ 7.0 and infer an average 2.2 m coseismic slip at depth, and 12-km-wide rupture comparable to other large earthquakes of the Tell Atlas.

The 25 August 1922 Tenes-Abou El Hassan earthquake was studied by Rothé (1950) from contemporaneous scientific and press reports that describe the maximum damage area with isoseismals reaching VIII MSK at the Cavaignac village (now Abou El Hassan located ~14 km southwest of Tenes city). The earthquake epicenter relocated by Benouar (1994) a few kilometers east of Cavaignac is in agreement with the location of the northeast–southwest-striking, ~10-km-long reverse fault scarp (Aoudia and Meghraoui, 1995). The fault zone is related to an active fold and displays a maximum 1 m vertical offset of alluvial terraces and ~0.6 m average vertical slip along strike that correspond to $M_w$ 6.1 (Table 1).

Using seismic records of nine stations and the standard Prague formula, Benouar (1994) calculates the $M_s$ 5.1 event and relocates the epicenter of the 7 September 1934 earthquake (Table 1). The earthquake epicenter is located at 3 km northeast of the Carnot village (now El Abadia), which is located at the northeastern end of the 1980 El Asnam earthquake fault (Fig. 3). Although fault parameters are difficult to determine for moderate earthquakes ($M_w < 6$), we estimate 0.25 ± 0.1 m coseismic slip on an ~5-km-long, north-dipping fault plane from field observations of the flexural slip faulting (Meghraoui *et al.*, 1986). The damage distribution testifies for the shallow hypocentral depth (~5 km) from which we estimate $M_w$ 5.5 (Table 1).

The 9 September 1954 Orléansville (named El Asnam after July 1962 and now Ech Chelif) earthquake occurred on a blind fault and caused extensive damage ($I_0$ IX MSK; Rothé, 1955) in the region. Benouar (1994) calculates the magnitude $M_s$ 6.7 from surface waves of 17 stations and fixes the epicentral location (given by the Bureau Central de Sismologie de Strasbourg, Table 1) based on the secondary surface breaks and area of maximum damage mapped by Rothé (1955). The focal mechanism with east-northeast–west-southwest-trending and north-dipping reverse fault given by McKenzie (1972) is in agreement with the relocated 72 earthquake aftershocks (with $M > 4.5$ from 1954 to 1987) combined with mainshock focal mechanism and $M_w$ 6.4 proposed by Dewey (1991). In addition, the coseismic geodetic (leveling) investigations and related dislocation model suggest $M_w$ 6.7 ($M_0$ $1.1 \times 10^{19}$ N·m, Table 1) on a 21 ± 2-km-long fault, striking 217°, dipping 67°, and with 3 ± 0.2 m coseismic slip (Bezzeghoud *et al.*, 1995).

The 7 November 1959 Bou Medfaa earthquake is moderate with $M_b$ 4.9 (from body waves) but reaches the intensity VIII MSK (Benouar, 1994). However, along with the strike-slip focal mechanism determination, Girardin *et al.* (1977) estimated a larger magnitude $M_s$ 5.9 in accordance

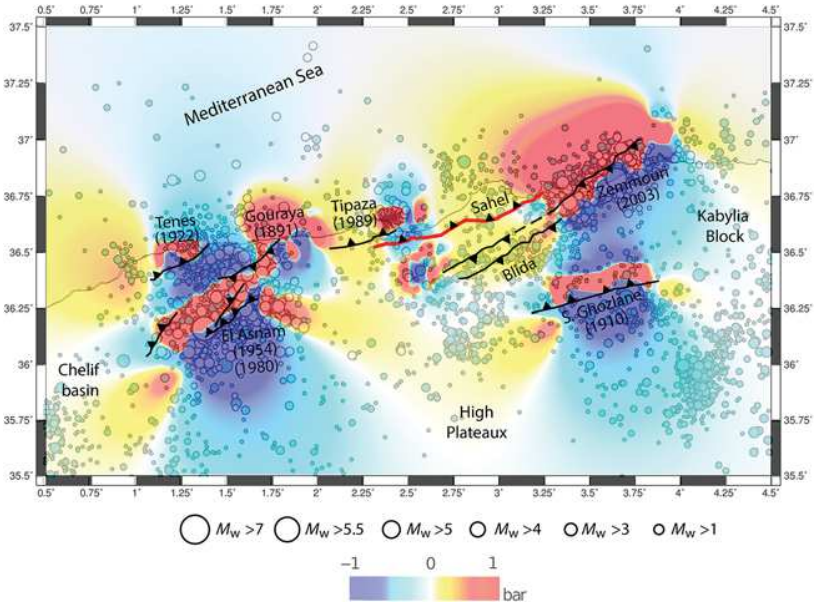



**Figure 3.** Cumulative changes in coulomb failure stress calculated from model ruptures of the major earthquakes between 1891 and 2003 (Benouar, 1994; Ayadi and Bezzeghoud, 2015) in the study area (box in Fig. 1). Dark areas indicate regions of increased stress loading (see the Earthquake Sequence and Static Stress Change in the Central Tell Atlas section and Table 3 for model details). Thick lines are mapped active faults including the Sahel fault (Meghraoui, 1988). Small circles indicate seismicity from the earthquake catalog of Ayadi *et al.* (2008) spanning the time frame from 1900 to 2013. Note that the modeling indicates increased stresses (0.1–0.4 bar) on the Sahel and Blida regions (see also Fig. 5). The computation takes into account fault geometries of the earthquake sequence (Table 2), and the receiver planes are related to the fault parameters as obtained from focal mechanisms. The computed cumulative ΔCFF solutions are stable and admit ±0.01 bar uncertainty including 200°–240° varying strikes for the Sahel thrust fault. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

with the level of damage distribution. Inferred from the focal mechanism solution and the extent of the damage zone, the fault parameters show ~9-km-long east-southeast–west-northwest-trending reverse fault and ~7-km-long fault width associated with $0.5 \pm 0.1$ m left-lateral slip, which result in $M_w$ 5.9 (Table 1).

The 10 October 1980 El Asnam earthquake has been the site of numerous studies with extensive documentation on the magnitude determination, epicentral location, and surface faulting (e.g., Ouyed *et al.*, 1981; Philip and Meghraoui, 1983; Bezzeghoud *et al.*, 1995; Table 1). Because of the large earthquake magnitude ($M_w$ 7.1), aftershocks distribution, and geodetic analysis (Bezzeghoud *et al.*, 1995), fault parameters are well constrained (Table 1) and the mainshock epicentral location is with limited error range (less than 1 km; Ouyed *et al.*, 1981; Yielding *et al.*, 1989). On the basis of earthquake-faulting mechanisms and relocated 72 earthquakes (with $M > 4.5$ from 1954 to 1987) made by Dewey (1991), and geodetic data with dislocation modeling provided by Bezzeghoud *et al.* (1995), it is concluded that the 1954 and 1980 earthquake ruptures may have occurred on two different and nearly parallel fault planes with ~6 km offset that also corresponds to the distance between the two earthquake epicenters (Fig. 4a).

The 30 October 1988 Oued Djer earthquake is in the same region and comparable to the 1959 earthquake. Fault parameters are obtained from the focal mechanism solution (Global Centroid Moment Tensor [CMT]) with northeast–southwest-striking rupture and $M_w$ 5.6, which results in 5-km-long and wide fault dimension, and $0.12 \pm 0.05$ m slip (Table 1).

The 29 October 1989 Tipaza earthquake reached intensity VIII (MSK) with minor surface breaks, magnitude $M_w$ 6.0, and reverse fault mechanism from the reading of *P*-wave arrivals (Meghraoui, 1991) similar to the Global CMT solution. The relocated epicenter is from near-field stations, and fault parameters with $0.4 \pm 0.1$ m average slip distribution is obtained from coseismic surface ruptures and seismic source analysis (Table 1; Meghraoui, 1991; Bounif *et al.*, 2003).

The 21 May 2003 Zemmouri earthquake has been the site of numerous studies that document the mainshock and aftershock epicenter locations (using near-field seismic stations) and the thrust fault mechanism. The inferred ~50-km-long fault and $1.4 \pm 0.1$ m average slip were obtained from modeling of coseismic and postseismic deformation using Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR; Table 1; Delouis *et al.*, 2004; Meghraoui *et al.*, 2004; Ayadi *et al.*, 2008; Mahsas *et al.*, 2008; Belabbes *et al.*, 2009; Cetin *et al.*, 2012).

The seismic sequence described above shows an earthquake migration probably governed by fault interaction and stress transfer comparable to other seismogenic fault zones (Stein *et al.*, 1997; Fereidoni and Atkinson, 2015). Previous coulomb modeling in northern Algeria shows the increase of stress perturbation and takes an average coefficient of friction $\mu' = 0.4$ for thrust faults that promotes earthquake triggering (Lin *et al.*, 2011). Indeed, the static stress change is computed on fixed fault planes due to the well-constrained earthquake fault geometries of the thrust fault system of north-central Algeria (McKenzie, 1972; Ouyed *et al.*, 1981; Meghraoui, 1988; Bezzeghoud *et al.*, 1995; Meghraoui *et al.*, 2004; Ayadi *et al.*, 2008; Mahsas *et al.*, 2008; Belabbes *et al.*, 2009; Cetin *et al.*, 2012).

## Static Stress Modeling and Fault Interaction

The static stress change is computed on fixed receiver faults. Tables 1 and 2 summarize the fault source parameters (i.e., fault geometry and dimensions, average slip, and mechanism) used as an input to calculate the stress change. The computed coulomb failure function (ΔCFF; Reasenberg and Simpson, 1992) is expressed by

Table 1
Fault Parameters of Significant Seismic Events of North-Central Algeria, as an Input for the Coulomb Stress Transfer Modeling

| Earthquake | Longitude (°) | Latitude (°) | $M_0$($\times 10^{18}$ N·m) | $M_w$ | $U$ (m) Average | $L$ (km) | $W$ (km) | Strike (°) | Dip (°) | Rake (°) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1891 | 1.8 | 36.5 | 7.1 | 6.5 | 1.2 ± 0.2 | 20 ± 2 | 10 | 60 | 60 | 90 |
| 1910 | 3.7 | 36.3 | 30 | 7.0 | 2.2 ± 0.3 | 38 ± 4 | 12 | 255 | 60 | 90 |
| 1922 | 1.3 | 36.4 | 1.7 | 6.1 | 0.6 ± 0.1 | 10 ± 1 | 8 | 240 | 60 | 90 |
| 1934 | 1.7 | 36.3 | 0.18 | 5.5 | 0.25 ± 0.1 | 5 ± 0.5 | 5 | 258 | 70 | 90 |
| 1954 | 1.47 | 36.28 | 11 | 6.7 | 3.0 ± 0.2 | 21 ± 2 | 5 | 217 | 67.5 | 90 |
| 1959 | 2.55 | 36.38 | 0.84 | 5.9 | 0.5 ± 0.1 | 9 ± 1 | 7 | 65 | 70 | 90 |
| 1980 | 1.36 | 36.18 | 60 | 7.1 | 3.1 ± 0.2 | 40 ± 4 | 15 | 230 | 60 | 90 |
| 1988 | 2.63 | 36.44 | 0.33 | 5.6 | 0.12 ± 0.05 | 5 ± 0.5 | 5 | 201 | 79 | 36 |
| 1989 | 2.44 | 36.67 | 1.3 | 6.0 | 0.4 ± 0.1 | 12 ± 1.5 | 8 | 246 | 56 | 86 |
| 2003 | 3.65 | 36.83 | 27 | 6.9 | 1.4 ± 0.1 | 50 ± 5 | 11 | 54 | 50 | 90 |

Coseismic slips are estimated from field investigations or from geodetic or seismic source modeling. Fault length and fault width are estimated from active tectonics and coseismic rupture observations or from dislocation modeling (e.g., Meghraoui *et al.*, 2004). Focal mechanisms of major earthquakes (see also Fig. 1) are from Global Centroid Moment Tensor solutions (see Data and Resources) showing reverse faulting. The fault parameters of the 1891 earthquake are in Maouche *et al.* (2008), and fault parameters of the 1922 earthquake are in Aoudia and Meghraoui (1995).

$$\Delta\mathrm{CFF} = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P) \quad (1)$$

$$\Delta\mathrm{CFF} = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n, \quad (2)$$

in which $\tau$ is the shear stress, $\sigma_n$ is the normal stress (compression positive), $\Delta P$ is the pore pressure change, and $\mu$ and $\mu'$ are the coefficient of friction and the effective component, respectively. Previous studies suggest that $\mu$ is 0.6–0.9 for most geological materials (Byerlee, 1978), and the apparent friction coefficient used in triggered seismicity is defined by the combination of pore pressure and friction coefficient

$$\mu' = \mu\left(1 - \frac{\Delta P}{\Delta\sigma_n}\right) \quad (3)$$

(Beeler *et al.*, 2000). The static stress-change modeling for earthquake triggering was studied by Reasenberg and Simpson (1992) and Stein *et al.* (1994) where 0.1–0.8 bar were obtained from their elastic dislocation models and considered as sufficient values promoting failure in a seismogenic crust. Furthermore, Stein *et al.* (1994) point out that the 1-bar stress change corresponds to more than a decade of secular stress build up in the greater Los Angeles area; they calculate that the 1933 $M$ 6.4 Long Beach and 1952 $M$ 7.3 Kern County shocks raised the coulomb stress at the site of the 1971 San Fernando ($M_w$ 6.5) and 1994 Northridge ($M_w$ 6.7) earthquakes by at least 0.1 bar.

Rupture characteristics are incorporated in our ΔCFF modeling to test different values of the effective friction coefficient $\mu'$. The ΔCFF modeling with $\mu' = 0.4$ applied to all fault ruptures provides the optimum stress loading associated with the earthquake sequence. Jaumé and Sykes (1996) and Cocco and Rice (2002) explain the low value of effective friction coefficient in the presence of high fluid pressure $P$. As shown by Lin *et al.* (2011) in their modeling following the 2003 Zemmouri earthquake, the use of a relatively low effective friction coefficient $\mu' = 0.4$ implies a high Skempton coefficient and high pore pressure change.

The earthquake migration and possible related fault interaction in the central Tell Atlas can be modeled to compute the stress transfer. We use coulomb 3.4 software (Toda *et al.*, 2011) based on the conversion of dc3d code (Okada, 1992) in MATLAB functions to calculate the ΔCFF. For the modeling procedure, we assume a 0.25 typical value of Poisson ratio with $8 \times 10^5$ bar for the Young's modulus and $3.3 \times 10^5$ bar shear modulus in the seismogenic layer (10–15 km thickness). The ΔCFF is computed on rectangular dislocations with uniform slip in homogeneous and isotropic media. The computation also includes a nonuniform slip model for the 2003 Zemmouri fault rupture (see below). A fault database with specific format was prepared to test the modeling with fixed oriented planes (see Tables 1 and 2) and related slip per event inferred from the seismic moment for each earthquake. The slip is an average estimate that matches the fault length according to Wells and Coppersmith (1994). For each earthquake fault and computed stress change, a mid-distance location in the seismogenic zone (7 km depth) is determined as appropriate for an optimum ΔCFF calculation (Table 3). A selected area of 400 km × 200 km dimension is gridded every 1 km and employed for the best-fit interpolation of the ΔCFF modeling. The dislocation model (Okada, 1992) using a selection of source ruptures and receiver *en echelon* faults allows us to identify regions of stress loading and of stress shadowing (Reasenberg and Simpson, 1992; Figs. 2 and 3).

## Earthquake Sequence and Static Stress Change in the Central Tell Atlas

Among the largest earthquakes ($M_w \geq 6$) that affected in sequence the central Tell Atlas, the 1954 Orléansville ($M_w$ 6.7), 1980 El Asnam ($M_w$ 7.1), 1989 Tipaza ($M_w$ 6.0), and 2003 Zemmouri ($M_w$ 6.8) seismic sequence suggest the northeastward migration (Fig. 1 and Table 1). In comparison with the stress transfer between juxtaposed strike-slip faults (Stein *et al.*, 1997), the earthquake activity in the central Tell

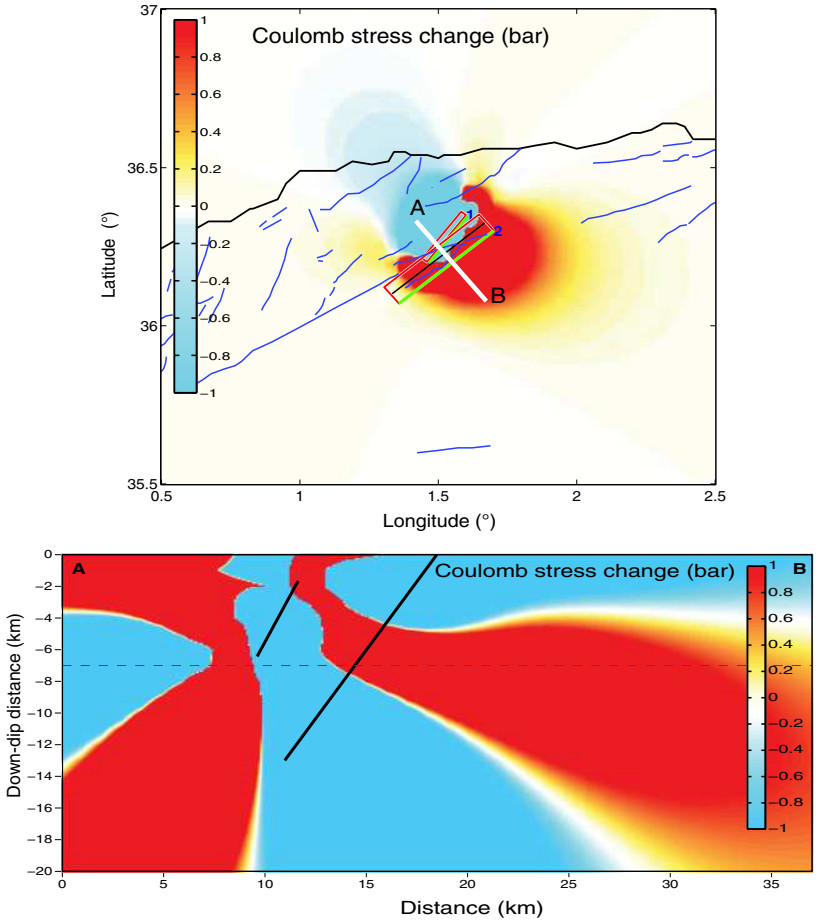



**Figure 4.** Cross section of the ΔCFF modeling calculated at 7 km depth of the 1954 and 1980 El Asnam fault. The coulomb stress modeling after the 1954 seismic event shows the loading at 7 km depth (dashed line) and the interaction with the 1980 earthquake fault located 6–10 km further south. The ΔCFF computation is reached as fixed receiver planes (strike/dip/rake = 235°/60°/70°; see also Table 3). Thick lines in the cross section indicate the source (small line) and receiver (large line) fault positions. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

Atlas also appears to be controlled by the *en echelon* pattern of fault-related folds (Fig. 2). Here, we assume that the northeastward earthquake migration in the central Tell Atlas is due to the fault rupture interaction and related stress transfer.

In our study region, the onset of major earthquakes in the sequence are the 1954 $M_w$ 6.7 and the 1980 $M_w$ 7.1 earthquakes that occurred in the Chelif basin. Previously, two significant earthquakes, the 1891 earthquake $M_w$ 6.5 and the 1922 $M_w$ 6.1 earthquake that occurred along the coastline, can be responsible for the increased stress loading (> 0.1 bar) further south in the Chelif basin (Figs. 1 and 3). The stress-change modeling shows that the 1891 and 1922 earthquakes occurred on fault sources that favor the stress transfer on the 1954 and 1980 fault-plane receivers. Indeed, the ΔCFF modeling of the 1891 and 1922 earthquake ruptures at 7 km depth indicates a cumulative stress loading on the 1954 fault plane with values > 0.1 bar (see Table 3 and Ⓔ Figs. S1 and S2, available in the electronic supplement to this article).

Considering the 1954 stress loading only, the ΔCFF modeling at 7 km depth suggests a static stress load higher than 2 bar as sufficient to trigger the subsequent $M_w$ 7.1 El Asnam 1980 earthquake rupture (Fig. 4a,b and Ⓔ Figs. S3 and S4). As put forward by Dewey (1991) and Bezzeghoud *et al.* (1995), the occurrence of the large 1954 earthquake and the existence of two different seismogenic fault segments implies a significant stress loading on the 1980 fault zone (7.9 bar in Table 3; see also the Seismotectonics and Fault Parameters section).

The cumulative stress loading caused by the 1954 $M_w$ 6.7 and 1980 $M_w$ 7.1 earthquakes may be at the origin of the northeastward earthquake sequence migration and the occurrence of the 1959 $M_w$ 5.9, 1988 $M_w$ 5.5, the 1989 $M_w$ 6.0, and the 2003 $M_w$ 6.8 earthquakes (Ⓔ Fig. S5). Considering the trending earthquake sequence, the 1954, 1959, 1980, and 1988 earthquakes are taken as source faults and 1989 and 2003 as the receiver faults. The ΔCFF computation denotes a positive loading value reaching 0.3 bar in the epicentral area of the 1989 earthquake fault (Ⓔ Fig. S4). The stress loading reaches 0.2 bar for the modeled receiver plane when considering the 1959 and 1988 earthquake ruptures, whereas the limit value to rupture for the 1989 earthquake average 0.6–0.8 bar. Considering the cumulative stress and the coulomb stress drop acting before and after an earthquake comparable to the 1989 seismic event, these stress loading values are in good agreement with those obtained for moderate earthquakes ($M \geq 5.5$) in the southern California region (Jaumé and Sykes, 1996; Bowman and King, 2001).

The large 2003 Zemmouri earthquake is the most recent seismic event of the sequence in the central Tell Atlas (Fig. 1). Our ΔCFF calculation includes all historical seismic events (see Table 1 and Ⓔ Fig. S6) in addition to the large earthquake of 24 June 1910, $M_w$ 7.0 (Table 1). Here, the stress-change computation also takes into account the nonuniform coseismic slip obtained from the inversion of coastal uplift, Global Positioning System (GPS), and strong-motion inversion data (Ⓔ Fig. S7). The slip distribution is based on 128 rectangular patch dislocations, 3 m maximum slip, and $5.9 \times 10^{19}$ N·m ($M_w$ 7.1) seismic moment (Semmane *et al.*, 2005). The ΔCFF calculations for uniform and nonuniform slip (see Fig. 5) indicate comparable stress loading reaching ~1 bar covering the 2003 epicenter area (Fig. 6). Although the epicentral region of the 1910 seismic event occurred at ~40 km south of the Zemmouri region on a comparable east-north-

Table 2
Rupture Parameters of Significant Earthquakes Used for the Coulomb Stress Transfer Modeling

| Earthquake | Long_c (°) | Lat_c (°) | Top Depth (km) | Bottom Depth (km) | $L$ (km) | $W$ (km) | Strike (°) | Dip (°) | Reverse Slip (m) | Right-Lateral Slip (m) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1891 | 1.79 | 36.54 | 0.00 | 8.00 | 20.00 | 9.24 | 60 | 60 | 1.200 | 0.000 |
| 1910 | 3.7 | 36.3 | 0.00 | 10.00 | 37.48 | 15.56 | 255.17 | 40 | 2.200 | 0.000 |
| 1922 | 1.27 | 36.45 | 2.54 | 9.46 | 10.41 | 8.00 | 240.15 | 60.0 | 0.654 | 0.000 |
| 1954 | 1.49 | 36.25 | 1.67 | 6.43 | 20.75 | 5.15 | 217.52 | 67.5 | 3.100 | 0.000 |
| 1959 | 2.56 | 36.44 | 1.71 | 9.29 | 9.09 | 7.00 | 65.00 | 70.0 | 0.416 | 0.000 |
| 1980 | 1.50 | 36.18 | 0.00 | 12.99 | 40.00 | 15.00 | 230.20 | 60.00 | 3.10 | 0.000 |
| 1988 | 2.63 | 36.44 | 0.00 | 4.91 | 5.00 | 5.00 | 201.62 | 79.0 | 0.245 | −0.338 |
| 1989 | 2.42 | 36.62 | 2.68 | 9.46 | 12.00 | 8.18 | 246.09 | 56.0 | 0.564 | −0.040 |
| 2003 | 3.54 | 36.91 | 0.00 | 9.01 | 50.35 | 11.76 | 54.20 | 50.0 | 1.400 | 0.000 |

$L$ is fault length and $W$ is fault width. The latitude and longitude indicate the center of the dislocation model at the surface.

Table 3
Coulomb Parameters for Failure Function Associated with Significant Recent Earthquakes of North-Central Algeria

| | Calculated Location | | | Receiver Plane (°) | | | Stress Computation (bar) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Earthquake (SF-RF) | Longitude (°) | Latitude (°) | $Z$ (km) | Strike | Dip | Rake | Shear | Normal | Coulomb |
| 1891 (SF) | 1.751 | 36.462 | 7.000 | 245.1 | 43.00 | 71.70 | 5.844 ± 0.3 | 6.989 ± 0.5 | 8.640 ± 0.4 |
| 1922 (RF) | 1.299 | 36.475 | 7.000 | 245.1 | 43.00 | 71.70 | 0.051 ± 0.02 | −0.046 ± 0.02 | 0.033 ± 001 |
| 1922 (SF) | 1.266 | 36.458 | 7.000 | 217.0 | 67.50 | 70.00 | −7.605 ± 3.39 | 2.886 ± 1.97 | −6.451 ± 4.18 |
| 1954 (RF) | 1.550 | 36.351 | 7.000 | 217.0 | 67.50 | 70.00 | 0.021 ± 0.07 | 0.258 ± 0.06 | 0.124 ± 0.05 |
| 1934 (SF) | 1.735 | 36.292 | 7.000 | 217.0 | 67.50 | 70.00 | 0.606 ± 0.07 | 0.970 ± 0.1 | 0.994 ± 0.1 |
| 1954 (RF) | 1.595 | 36.348 | 7.000 | 217.0 | 67.50 | 70.00 | 0.106 ± 0.01 | −0.084 ± 0.007 | 0.073 ± 0.005 |
| 1954 (SF) | 1.366 | 36.205 | 7.000 | 235.0 | 60.00 | 70.00 | 1.912 ± 0.2 | 1.387 ± 0.9 | 2.467 ± 0.6 |
| 1980 (RF) | 1.525 | 36.214 | 7.000 | 235.0 | 60.00 | 70.00 | 10.259 ± 2 | −5.689 ± 1 | 7.984 ± 2 |
| 1980 (SF) | 1.366 | 36.205 | 7.000 | 212.0 | 40.00 | 90.00 | 7.275 ± 0.2 | −8.415 ± 0.9 | 3.909 ± 0.6 |
| 1989 (RF) | 2.439 | 36.657 | 7.000 | 212.0 | 40.00 | 90.00 | 0.100 ± 0.02 | −0.100 ± 0.01 | 0.100 ± 0.01 |
| 1989 (SF) | 2.485 | 36.657 | 7.000 | 54.0 | 40.00 | 70.00 | −0.259 ± 0.2 | 2.776 ± 0.2 | 0.851 ± 0.3 |
| 2003 (RF) | 3.340 | 36.748 | 7.000 | 54.0 | 40.00 | 70.00 | 0.003 ± 0.001 | −0.003 ± 0.001 | 0.002 ± 0.001 |
| 1910 (SF) | 3.785 | 36.346 | 7.000 | 54.0 | 40.00 | 70.00 | −8.514 ± 2 | 1.957 ± 1 | −7.731 ± 2 |
| 2003 (RF) | 3.467 | 36.794 | 7.000 | 54.0 | 40.00 | 70.00 | −0.519 ± 0.01 | 0.495 ± 0.01 | −0.321 ± 0.01 |

SF, source fault; RF, receiver fault.

east–west-southwest-trending fault zone (Benouar, 1994; see also the Seismotectonics and Fault Parameters section for earthquake location), the ΔCFF modeling shows that it contributes to the loading of the Mitidja region. Our predictive model for stress loading takes into account the tensorial approach applied in southern California (Jaumé and Sykes, 1996; Bowman and King, 2001) and the clock time advance based on the ratio of the maximum static stress change computed on a receiver fault and the stressing rate (Stein *et al.*, 1997). In our case, the stress loading value necessary for triggering the 2003 earthquake reaches 1.4 ± 0.2 bar (Fig. 5 and Ⓔ Fig. S7) taking into account the ~375 yrs recurrence time necessary to nucleate an event of magnitude $M_w \sim 7$ in the central Tell Atlas (Beghoul *et al.*, 2010).

From the tectonic point of view, the 2003 epicentral region limits to the east the Kabylia block, to the west the Mitidja basin and Sahel anticline (Ayadi *et al.*, 2008), and to the southwest the Blida fold-and-thrust system (Figs. 3 and 5). The fault interaction and stress change indicate a clear influence of the western section of the 2003 aftershock sequence (Fig. 3 and Ⓔ Fig. S7) on the Mitidja region and specifically on the Blida fold-and-thrust structure which generated large ($M_w$ 6.5 in 2 March 1825 in Ayadi and Bezzeghoud, 2015) and moderate earthquakes ($M_w > 4.5$). For comparison, moderate-magnitude earthquakes in the central Apennines (Italy) significantly increase (by 40%–110%) the probability of occurrence of a large earthquake on nearby seismogenic fault zones (Pace *et al.*, 2014). In fact, the long-term background seismicity of the Mitidja region may explain the seismic gap between the 1989 and 2003 earthquakes (Meghraoui, 1988; Maouche *et al.*, 2011; Ayadi and Bezzeghoud, 2015; Fig. 5 and Ⓔ Fig. S8a). The 60-km-long Sahel-faulted fold being a major potential source for a large magnitude event ($M_w > 7$; Maouche *et al.*, 2011), our ΔCFF modeling shows a positive loading that requires a higher coefficient of friction ($\mu > 0.4$) for reactivation.

## The Postseismic Stress Change

We also explore the impact of the postseismic stress change of the most recent large earthquakes that occurred in Tell Atlas (1980 and 2003; see Table 1, Fig. 5, and Ⓔ Fig. S4). More specifically, we estimate the 2003 cumulative aftershock seismicity (Ayadi *et al.*, 2008), where the after-

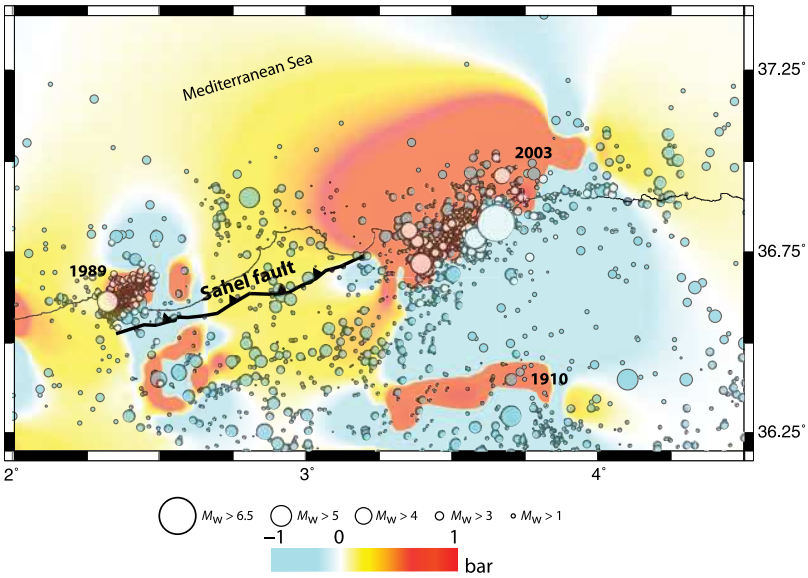



**Figure 5.** ΔCFF of fixed planes in the Mitidja region with the 1910, 1989, and 2003 earthquakes loading the Blida thrust-and-fold structure and the Sahel anticline. Seismicity data are from Ayadi *et al.*, (2008). The postseismic stress change from 2003 to 2010 due to the afterslip model as obtained from Interferometric Synthetic Aperture Radar time-series analysis (Cetin *et al.*, 2012) indicates 17% additional loading. The receiver faults are the same as in Figure 3. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

shocks data are converted into cumulative seismic moment to obtain the postseismic strain release; in addition, we use the results of permanent scatterer InSAR (PS-InSAR)–GPS analysis and slip model of Cetin *et al.* (2012) as applied to the 2003 Zemmouri earthquake ($M_0$ $2.4 \times 10^{19}$ N·m) to model the postseismic stress field. The InSAR time series (Cetin *et al.*, 2012) and maximum line of sight displacements are calculated from 2004 to 2010, and compared with the coseismic displacements (Belabbes *et al.*, 2009). We observe that the postseismic cumulative moment release amounts to 9.16% when considering the aftershock events but reaches 17.08% when taking into account the postseismic geodetic results which suggests an additional static stress transfer. A similar comparison of seismic activity between mainshock and aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake ($M_0$ $5.94 \times 10^{19}$ N·m) indicates 9.59% for the postseismic moment release. A calculation of the background seismicity rate change for the area of the 2003 Zemmouri earthquake (from 2003 to 2015) provides a maximum of 2 earthquakes/yr/100 km$^2$ (Ⓔ Fig. S8a), comparable to the results obtained by Lin *et al.* (2011). We compute a seismicity rate change by combining Ayadi *et al.* (2008) and Berkeley catalog from the period 1964–2015 (Ⓔ Fig. S8b). In addition to the earthquake catalogs of Benouar (1994) and Ayadi and Bezzeghoud (2015), we took into account the Berkeley catalog data (1964–2015) in readable format to calculate the cumulative seismic moment and the background seismicity rate. The magnitude of completeness is 3.6 (maximum-likelihood estimation) with 0.19 uncertainty obtained by bootstrapping (Fig. 7) using Zmap software (Wiemer, 2001). The seismicity rate change represents the ratio calculated before and after the 2003 mainshocks, where the red zone in Ⓔ Figure S8b indicates 3× increase in seismicity after the 2003 earthquake, in good agreement with the postseismic stress change.

## Discussion and Conclusion

The seismotectonics and stress transfer study in north-central Algeria shows a predominantly northeastward migrating sequence from the 1891 to 2003 earthquakes. Our ΔCFF modeling shows that the seismic sequence is apparently controlled by thrust fault interaction in the Tell Atlas. The seismotectonic analysis indicates that the uncertainty in the earthquake sequence locations is relatively low depth error range (ERH < 1 km) for the 1980, 1989, and 2003 earthquakes (Ouyed *et al.*, 1981; Yielding *et al.*, 1989; Bounif *et al.*, 2003; Ayadi *et al.*, 2008). As for the 1954, 1959, and 1988 earthquakes, the Algerian seismological network admits a relatively low error range in the epicentral location (ERH < 2 km; Ayadi and Bezzeghoud, 2015). Using *P*-wave arrivals reported in the *International Seismological Bulletin* and zones of maximum damage distribution, the uncertainty of the 1910, 1922, and 1934 earthquake locations cannot exceed 5 km (Benouar, 1994). The macroseismic intensity distribution and related surface faulting and uplifted coastal region suggest a 5–10 km error range for the 1891 earthquake epicenter (Rothé, 1950). Although all seismic events are predominantly shallow, a remaining significant uncertainty that may reach ±5 km is linked with the hypocentral depth, mainly for the pre-1988 earthquakes. Uncertainties in earthquake location and fault strike, dip, and dimensions are reduced, taking into account previous results on surface faulting for the 1891 earthquake (Maouche *et al.*, 2008), the 1922 earthquake (Aoudia and Meghraoui, 1995), the 1954 earthquake (Rothé, 1950; Benouar, 1994, Bezzeghoud *et al.*, 1995), the 1934 and 1980 earthquakes (Philip and Meghraoui, 1983; Meghraoui *et al.*, 1986), and the 1989 and 2003 earthquakes (Meghraoui, 1988; Belabbes *et al.*, 2009).

In our study, we assume a simple rectangular dislocation with uniform slip in a homogeneous medium (with typical shear-modulus and Poisson-ratio values) for all earthquake ruptures that subsequently reduces uncertainties in the coulomb modeling. The comparable results of computation of static stress change for the 2003 earthquake rupture reaching 1 bar for nonuniform and uniform slip may well be valid for the other earthquake ruptures of the seismic sequence. As shown in Figures 3 and 5 and Ⓔ Figure S7, the influence of

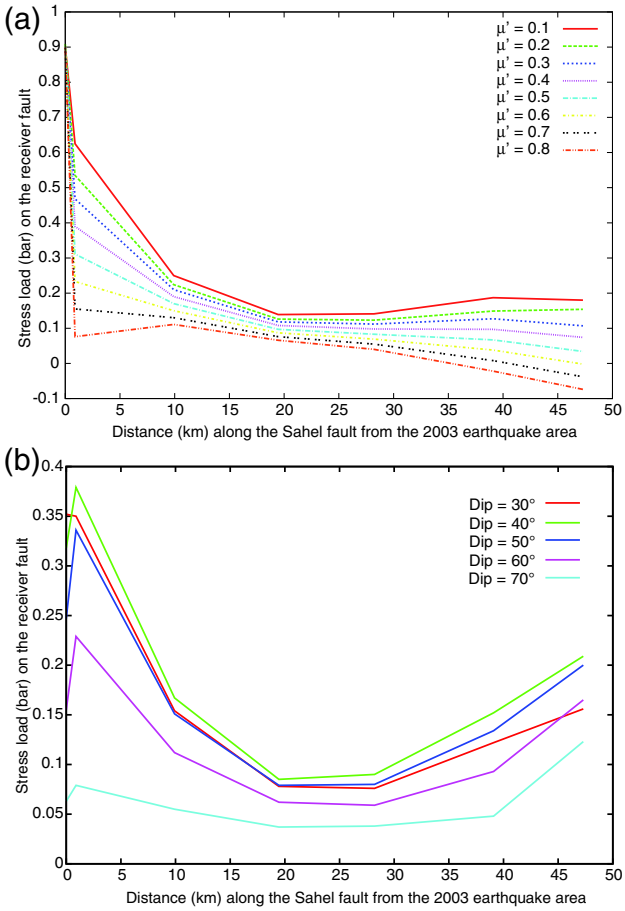



**Figure 6.** (a) Stress loading on the Sahel fault (see also Fig. 5) as calculated from the 2003 earthquake area (and further west) using different effective friction coefficient $\mu'$. The ΔCFF modeling infers a 0.2–0.4 bar as maximum stress load (at a distance > 5 km) and earthquake triggering along the fault; the fault dip of the receiver plane is fixed on 55°, the mean strike of the receiver Sahel fault is 250°, and the mean rake is equal to 70°. (b) Stress loading on the Sahel fault calculated using different fault dips (30°–70°). The ΔCFF modeling predicts a minimum 0.05–0.27 bar stress loading and earthquake triggering for various fault dip along the fault; the effective friction coefficient is fixed for 0.4 (see the Static Stress Modeling and Fault Interaction section for explanation). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

the nonuniform slip model can be considered as minor with regard to the uniform slip solution. Although the 15 ± 2 km thickness of seismogenic layer is relatively well constrained, thanks to the seismicity distribution for major earthquakes (i.e., 1980, 1989, and 2003 earthquakes), we assume that the coulomb modeling performed at 7 km depth corresponds to a realistic solution for the mechanical problem of the seismogenic crust. As thrust faults are the predominant earthquake mechanism, we use published fault parameters to calculate the coulomb stress imparted in the central Tell Atlas region. Fault geometries being well mapped and rupture parameters well constrained from field investigations in epicenter areas, we observe that uncertainties of fault parameters do not change much of the coulomb modeling results. We also note that the change in fault dip (from 30° to 70°) does not affect the amount of stress loading (ΔCFF = 0.2–0.3 bar) for any receiver fault (Fig. 6a,b).

Among the main historical and recent earthquakes, the coulomb modeling at 7 km depth indicates that the 1980 major seismic event ($M_w$ 7.1) significantly changes the stress field in the central Tell Atlas. The structural characteristics of tectonic blocks limited by active and seismogenic faults with *en echelon* geometry provide the pattern for the stress transfer modeling. A remaining question, however, is the role of fluid migration following the occurrence of large thrust earthquakes, and the study of the poroelastic deformation using constitutive equations (such as Biot's law) that may constrain the effective stress near the fault zones. Jaumé and Sykes (1992) suggest that one explanation for the apparently low value of $\mu'$ would be the presence of high fluid pressure. In our study, we show that the coulomb modeling requires an effective friction coefficient of $0.1 < \mu' < 0.4$, which implies a ΔCFF = 0.2–0.3 bar for most receiver faults (Fig. 6a and Ⓔ Fig. S6) that may explain the earthquake triggering in the sequence.

The earthquake sequence does not move further east or west in the central Tell Atlas and the coulomb modeling indicates an increased static stress in the Mitidja region and in particular on the 60-km-long Sahel fold-related fault. Although the seismic sequence starts with the initial westward migration of 1891 $M_w$ 6.5 and 1922 $M_w$ 6.1 coastal earthquakes that loaded further south of the El Asnam (Orléansville) faulting area, we consider that the impact of the 1954 $M_w$ 6.7 and 1980 $M_w$ 7.1 major earthquakes with northeast migration that includes 1959, 1988, 1989, and 2003 is predominant in the static stress change (see also Table 3 and Ⓔ Fig. S5) and northeastward earthquake migration on the earthquake fault system of north-central Algeria. The occurrence of the off-sequence 1910 $M_w$ 7.0 earthquake, which is apparently not consistent with the seismic sequence and related northeastward seismic migration could not be neglected; its ΔCFF helps us understand the state of stress in the Mitidja region, Blida thrust system, and Sahel-faulted fold structure (see Fig. 3). Indeed, the occurrence of the 1910 earthquake adds to the cumulative ΔCFF and its impact on the seismic hazard of the north-central Algeria region. Stein (1999) estimated that during an earthquake, ~80% of the energy is released as seismic waves, whereas the remaining ~20% is merely stored and transferred to different locations along the fault leading to specific regions becoming more susceptible to future earthquakes. Considering the 2003 postseismic strain release where the geodetic moment (that may include aseismic poroelastic and viscoelastic deformation) is twice the aftershocks moment release, the static stress increases from 0.2 to 0.4 bar on the Sahel and Blida thrust faults located in between the 1910 $M_w$ 6.5, 1989 $M_w$ 6.0, and 2003 $M_w$ 6.8 earthquakes (Fig. 5). Our ΔCFF modeling indicates a significant seismic hazard and risk as the Sahel and Blida faults have the potential

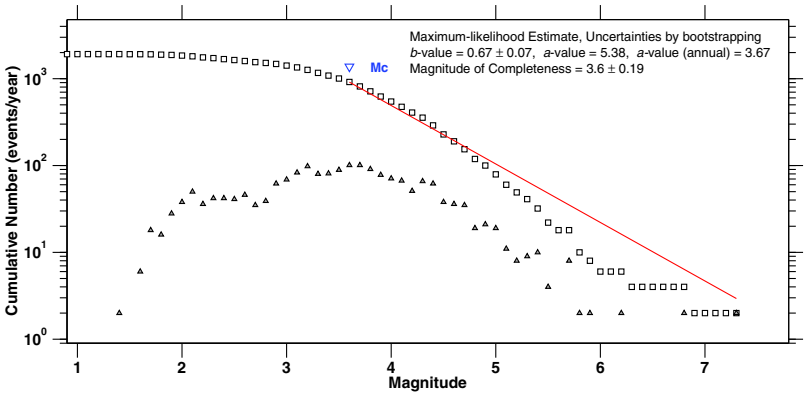



**Figure 7.** Cumulative number of earthquakes versus magnitude using different catalogs (Benouar, 1994; Ayadi and Bezzeghoud, 2015) using Zmap software (Wiemer, 2001) to obtain the magnitude of completeness = 3.6 ± 0.19 using the maximum-likelihood estimate. Uncertainties by bootstrapping $b$-value = 0.67 ± 0.07, with $a = 5.38$ and $a$ (annual) = 3.67. The noncumulative frequency magnitude distribution (triangles) is plotted in addition to the standard cumulative frequency-magnitude distribution (FMD, rectangles) to constrain the magnitude of completeness. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

to generate a large magnitude earthquake near the capital city Algiers (Maouche *et al.*, 2011).

The seismic migration that occurs along the *en echelon* thrust fault geometry of the Algerian section of the Eurasia–Africa plate boundary is not surprising. Our static stress-change modeling shows a causative relation between the observed migration of earthquakes, the triggered seismic events, and the positive stress-change computation (see Ⓔ Figs. S1–S8 for more details). Although the *en echelon* tectonic structures are complex, King (2007) suggests that the stress change calculated on well-identified fixed fault planes provides better modeling than when using optimal rupture planes. In our study, the stress transfer analysis using the earthquake sequence and related fault parameters constrained from field investigations provides a better constraint on fault interaction and related failure threshold. This approach based primarily on combined geologic and seismological data is critical for the seismic-hazard evaluation (Meghraoui and Atakan, 2014).

Because the El Asnam and Sahel thrust-related fold present comparable geomorphological and tectonic features (thrust system with flexural slip folding and bending-moment normal faulting), one may also consider a comparable long-term seismogenic behavior associated with 1–2 mm/yr contraction rate across the Blida and Sahel fault systems (Meghraoui and Pondrelli, 2012). The poroelastic rebound for thrust fault mechanisms in far-field domains is generally associated with fluid migration (i.e., pore pressure change; Whitcomb *et al.*, 1973) and implies the ΔCFF computation as a time-dependent phenomenon. The coulomb modeling shows that the Blida and Sahel fault regions are trapped by the positive stress loading of the earthquake sequence (Figs. 3 and 5). The static stress change and increase of promoting failure along the Sahel thrust fault is a major outcome for the earthquake-hazard evaluation in the Mitidja region.

## Data and Resources

Seismicity data used in this article came from published sources listed in the references. MATLAB functions are from www.mathworks.com/products/matlab (last accessed January 2016). The Global Centroid Moment Tensor (CMT) Project database was searched using www.globalcmt.org/CMTsearch.html (last accessed October 2015). Some plots were made using the Generic Mapping Tools (GMT) v.4.2.1 (www.soest.hawaii.edu/gmt, last accessed January 2016; Wessel and Smith, 1998).

## Acknowledgments

The authors wish to thank F. Ousadou (Centre de Recherche en Astronomy Astrophysique et Géophysique [CRAAG], Algiers) for help in preparing the seismic database. We are grateful to Robert Simpson (U.S. Geological Survey [USGS]) for reading an early version of the article and Luke Griffiths (Institut de Physique du Globe [IPG] Strasbourg) for checking the new version. We thank Ross Stein, Jian Lin, and Shinji Toda for sharing the Coulomb 3.4 software and for discussion during a previous work. We also thank the three anonymous reviewers for their comments and suggestions on the article. K. J. benefits from a scholarship from the Algerian Ministry of Higher Education and Scientific Research (MESRS). This research program was funded by the Direction of Research at MESRS and the Direction Europe de la Recherche et Coopération Internationale (DERCI-CNRS) with Institut National des Sciences de l'Univers-Unité Mixte de Recherche (INSU-UMR) 7516 IPG Strasbourg. Some figures were prepared using the public domain Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel and Smith, 1998).

## References

Ambraseys, N., J. Vogt, and R. D. Adams (1991). The Algerian earthquake of 24 June 1910: A case history, *Tectonophysics* **193,** 205–213.

Aoudia, A., and M. Meghraoui (1995). Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: The Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08.1922 ($M_s = 5.9$), *Technophysics* **248,** 263–276.

Ayadi, A., and M. Bezzeghoud (2015). Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum observed intensity map (MOI2014), *Seismol. Res. Lett.* **86,** no. 1, 236–244.

Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M. A. Bounif, and M. Meghraoui (2008). Zemmouri earthquake rupture zone ($M_w$ 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model, *J. Geophys. Res.* **113,** no. B09301, doi: 10.1029/2007JB005257.

Beeler, N. M., R. W. Simpson, S. H. Hickman, and D. A. Lockner (2000). Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure, *J. Geophys. Res.* **105,** no. B11, 25,533–25,542.

Beghoul, N., J. L. Chatelain, M. S. Boughacha, H. Benhallou, R. Dadou, and A. Mezioud-Saich (2010). Seismic empirical relations for the Tellian Atlas, North Africa, and their usefulness for seismic risk assessment, *Pure Appl. Geophys.* **167,** 277–321.

Belabbes, S., C. Wicks, Z. Çakir, and M. Meghraoui (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri ($M_w$ 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of InSAR, coastal uplift, and GPS, *J. Geophys. Res.* **114,** no. B03406, doi: 10.1029/2008JB005912.

Benouar, D. (1994). Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, *Ann. Geophys.* **37,** no. 4, 356 pp.

Bezzeghoud, M., D. Dimitrov, J. C. Ruegg, and K. Lammali (1995). Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements, *Tectonophysics* **249,** nos. 3/4, 249–266.

Bounif, A., M. Bezzeghoud, L. Dorbath, D. Legrand, A. Deschamps, L. Rivera, and H. Benhallou (2003). Seismic source study of the 1989, October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broadband and strong ground motion records, *Ann. Geophys.* **46,** no. 4, 625–646.

Bowman, D. D, and G. C. P. King (2001). Stress transfer and seismicity changes before large earthquakes, *C. R. Acad. Sci.* **333,** 591–599.

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.* **116,** nos. 4/5, 615–626.

Cetin, E., M. Meghraoui, Z. Cakir, A. M. Akoglu, O. Mimouni, and M. Chebbah (2012). Seven years of postseismic deformation following the 2003 $M_w = 6.8$ Zemmouri earthquake (Algeria) from InSAR time series, *Geophys. Res. Lett.* **39,** L10307, doi: 10.1029/2012GL051344.

Cocco, M., and J. Rice (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions, *J. Geophys. Res.* **107,** no. B2, doi: 10.1029/2000JB000138.

Das, S., and C. H. Scholz (1981). Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71,** 1669–1675.

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.

Derder, M. E. M., B. Henry, M. Amenna, B. Bayou, S. Maouche, J. Besse, A. Abtout, H. Boukerbout, M. Bessedik, S. Bourouis, *et al.* (2011). Tectonic evolution of the active Chelif basin (northern Algeria) from paleomagnetic and magnetic fabric investigations, in *New Frontiers in Tectonic Research—At the Midst of Plate Convergence*, U. Schattner (Editor), InTech, 3–26, ISBN: 978-953-307-594-5.

Dewey, J. W. (1991). The 1954 and 1980 Algerian earthquakes: Implications for the characteristic displacement model of fault behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **81,** 446–467.

Fereidoni, A., and G. M. Atkinson (2015). Correlation between Coulomb stress changes imparted by historic earthquakes and current seismicity in Charlevoix seismic zone, eastern Canada, *Seismol. Res. Lett.* **86,** no. 1, doi: 10.1785/0220140134.

Girardin, N., D. Hatzfeld, and R. Guiraud (1977). La séismicité du nord de l'Algérie, *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* **2,** 95–100 (in French).

Jackson, J., and P. Molnar (1990). Active faulting and block rotations in the western Transverse Ranges, California, *J. Geophys. Res.* **95,** 22,073–22,087.

Jaumé, S. C., and L. R. Sykes (1992). Change in the state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992, *Science* **258,** 1325–1328.

Jaumé, S. C., and L. R. Sykes (1996). Evolution of moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993: Seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes, *J. Geophys. Res.* **101,** 765–789.

King, G. (2007). Fault interaction, earthquake stress changes, and the evolution of seismicity, in *Treatise on Geophysics*, A. Dziewonski, B. Romanowicz, and G. Schubert (Editors), Vol. 4, Institute de Physique du Globe de Paris, Paris, France, 225–255.

Lin, J., R. S. Stein, M. Meghraoui, S. Toda, A. Ayadi, C. Dorbath, and S. Belabbes (2011). Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults: Triggering caused by the 2003 $M_w = 6.9$ Zemmouri, Algeria, earthquake, *J. Geophys. Res.* **116,** no. B03305, doi: 10.1029/2010JB007654.

Mahsas, H., K. Lamali, A. K. Yelles-Chaouche, E. Calais, and P. Briole (2008). Shallow afterslip following 21st May 2003 ($M_w = 6.8$) Zemmouri earthquake, *Geophys. J. Int.* **172,** 155–166.

Maouche, S, A. Harbi, and M. Meghraoui (2008). Attenuation of intensity for the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 ($M_w$ 6.8): Insights for the seismic hazard and historical earthquake sources in northern Algeria, in *Historical Seismology: Interdisciplinary Studies of Past and Recent Earthquakes*, J. Fréchet, M. Meghraoui, and M. Stuchi (Editors), Springer, Dordrecht, The Netherlands, 327–350.

Maouche, S., M. Meghraoui, C. Morhange, S. Belabbes, Y. Bouhadad, and H. Hadoum (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria), *Tectonophysics* **509,** 69–80.

McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **30,** 109–185.

Meghraoui, M. (1988). Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie Paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique, *Ph.D. Thesis*, Université de Paris XI, Centre d'Orsay (France), 356 pp. (in French).

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

Meghraoui, M., and K. Atakan (2014). The contribution of paleoseismology to earthquake hazard evaluations, in *Earthquake Hazard, Risk and Disasters*, M. Wyss (Editor), Chapter 10, Elsevier, London, United Kingdom, 237–271.

Meghraoui, M., and S. Pondrelli (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa, *Ann. Geophys.* **55,** no. 5, doi: 10.4401/ag-4970.

Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986). Seismotectonics of the lower Chéliff basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics* **5,** no. 6, 809–836.

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.

Morel, J. L., and M. Meghraoui (1996). Gorringe–Alboran–Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa–Eurasia plate boundary, *Geology* **24,** 755–758, doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82,** 1018–1040.

Ouyed, M., M. Meghraoui, A. Cisternas, A. Deschamps, J. Dorel, J. Frechet, R. Gaulon, D. Hatzfeld, and H. Philip (1981). Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature* **292,** 26–31.

Pace, B., G. M. Bocchini, and P. Boncio (2014). Do static stress changes of a moderate-magnitude earthquake significantly modify the regional seismic hazard? Hints from the L'Aquila 2009 normal-faulting earthquake ($M_w$ 6.3, central Italy), *Terra Nova* **26,** no. 6, 430–439, doi: 10.1111/ter.12117.

Philip, H., and M. Meghraoui (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics* **2,** 17–49.

Reasenberg, P. A., and R. W. Simpson (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science* **255,** 1687–1690.

Rothé, J. P. (1950). Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, in *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, in 4e série Géophysique, Vol. 3, Mende, France, 40 pp. (in French).

Rothé, J. P. (1955). Le tremblement de terre d'Orléansville et la séismicité de l'Algérie, *La Nature* **3237,** 1–9 (in French).

Semmane, F., M. Campillo, and F. Cotton (2005). Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.* **32,** L01305, doi: 10.1029/2004GL021268.

Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, and P. Gasperini (2007). Kinematics of the western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.* **169,** no. 3, 1180–1200, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature* **402,** 605–609.

Stein, R. S., A. Barka, and D. Dietrich (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.* **128,** 594–604.

Stein, R. S., G. C. P. King, and J. Lin (1994). Stress triggering of the 1994 M = 6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors, *Science* **265,** 1432–1435.

Toda, S., R. S. Stein, V. Sevilgen, and J. Lin (2011). Coulomb 3.4 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—User guide, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 2011-1060*, 63 pp., available at http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/ (last accessed October 2015).

Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude rupture length, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84,** 974–1002.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998). New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU* **79,** no. 47, 579.

Whitcomb, J. H., J. D. Garmany, and D. L. Anderson (1973). Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake, *Science* **180,** no. 4086, 632–635.

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.* **72,** no. 3, 373–382.

Yielding, G., M. Ouyed, G. C. P. King, and D. Hatzfeld (1989). Active tectonics of the Algerian Atlas Moutains—Evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int.* **99,** 761–788.

Institut de Physique du Globe, CNRS-UMR 7516
Geodynamics and Active Deformation
5, rue René Descartes
67084 Strasbourg
France
m.meghraoui@unistra.fr
(J.K., M.M.)

Department of Seismology
Centre de Recherche en Astronomy Astrophysique et Géophysique (CRAAG)
Route de l'Observatoire, Bouzareah
16000 Algiers, Algeria
(A.A.)

Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
Laboratoire de Geophysique
B.P. 32 El Alia
16111 Bab Ezzouar
Algiers, Algeria
(M.-S.B.)

Manuscript received 6 February 2017;
Published Online 26 September 2017

Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, No. 6, pp. 2624–2635, December 2017, doi: 10.1785/0120170041

# Supplemental Material

# Stress change and fault interaction from a two century-long earthquake sequence in the central Tell Atlas (Algeria)

J. Kariche, M. Meghraoui, A. Ayadi,
and M. S. Boughacha

Figures S1 to S5 of the Supplemental Material illustrate the ΔCFF of each historical earthquake and show receiver faults. Note that Figure 5 in manuscript shows the Coulomb modelling of the 2003 earthquake, which is the more recent in the earthquake sequence of the central Tell Atlas (see also Figure 3). Figure S6 presents all fault ruptures and includes the calculated stress change for each earthquake. Figure S7 shows the background seismicity rate change following the large 2003 earthquake, and the seismicity rate change. Characteristics of earthquake ruptures are in Table 1, fault mechanisms and rupture parameters are in Table 2, and Coulomb modelling parameters for receiver planes and for stress computations are in Table 3. Figure S8 present the Coulomb modelling of the 1989 and 2003 earthquake takin into account the complexity of the 2003 rupture, the receiver fault as the same as in Figure 5 in manuscript.

**List of Figure Captions**

Figure S1: ΔCFF modelling of the 1891 earthquake, the white box indicate the source fault and the transparent boxes indicate the receiver faults.

Figure S2: ΔCFF modelling of the 1922 earthquake, the white box indicate the source fault and the transparent boxes indicate the receiver faults.

Figure S3: ΔCFF modelling of the 1954 earthquake, the white box indicate the source fault and the transparent boxes indicate the receiver faults.

Figure S4: ΔCFF modelling of the 1954 and 1980 earthquakes added with the postseismic stress change, and where the white boxes indicate the source faults, and the transparent boxes indicate the receiver faults.

Figure S5: ΔCFF modelling of the seismic sequence from 1891 to 1989 showing the stress interaction with the white boxes indicate the source faults and the transparent boxes indicate the receiver faults. Note the northeastward migration with in particular the loading of west Mitidja basin.

Figure S6: Size and maximum stress change on fault ruptures of the seismic sequence

computed using dislocation modeling before each earthquake.

Figure S7: Calculated Coulomb stress changes at depth of 7km caused by the 1989 Tipaza and the 2003 Zemmouri earthquakes along the Sahel receiver fault, the slip variable model of the 2003 earthquake can be downloaded on (http://www.seismo.ethz.ch/static/srcmod/Homepage.html) , the blue star indicate the 2003 hypocenter.

Figure S8: (**a**) Background seismicity rate change following the 2003 $M_w$ 6.9 Zemmouri earthquake. (**b**) Seismicity change (1964–2015) based on different catalogs (Benouar, 1994; Ayadi and Bezzeghoud, 2015; Berkeley-Advanced National Seismic System [ANSS] catalog, see Data and Resources).

## Data and Resources

Seismicity data used in this electronic supplement came from published sources listed in the references. The Global Centroid Moment Tensor Project database was searched using http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html (last accessed October 2015). The coulomb data are from http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/ (last accessed October 2015). MATLAB functions in http://www.mathworks.com/products/matlab (last accessed February 2017). Some plots were made using the Generic Mapping Tools v.4.2.1 (http://www.soest.hawaii.edu/gmt, last accessed January 2016; Wessel and Smith, 1998). The other data are obtained from the finite-source rupture model database available at http://www.seismo.ethz.ch/static/srcmod/Homepage.html (last accessed October 2015). Berkeley-Advanced National Seismic System [ANSS] catalog is from http://www.quake.geo.berkeley.edu/anss/catalog-search.html (last accessed October 2015).

### References

Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M. A. Bounif, and M. Meghraoui (2008), Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model, J. Geophys. Res. 113. 2.

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., D.Dimitrov,J.C. Ruegg, and K.Lammali (1995).Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements, Tectonophysics 249, 3–4, 249-266.

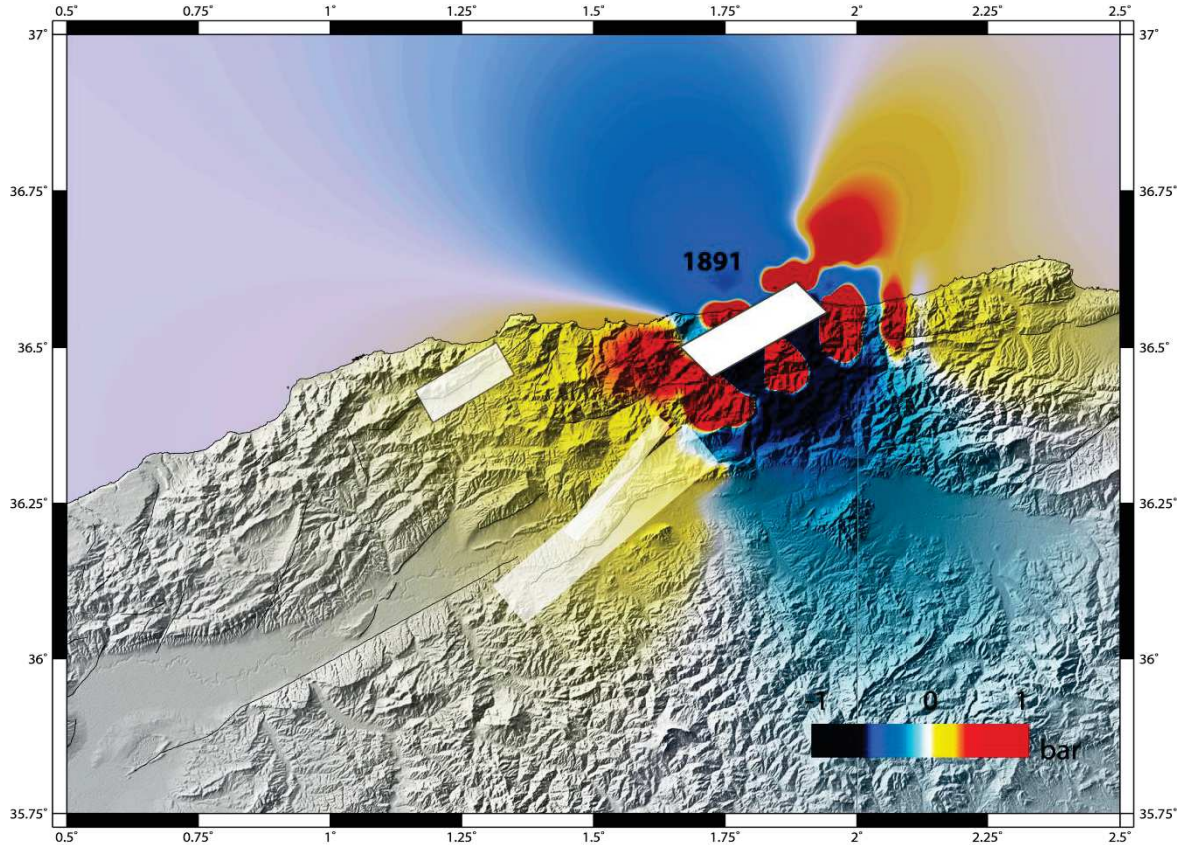



**Figure S1**

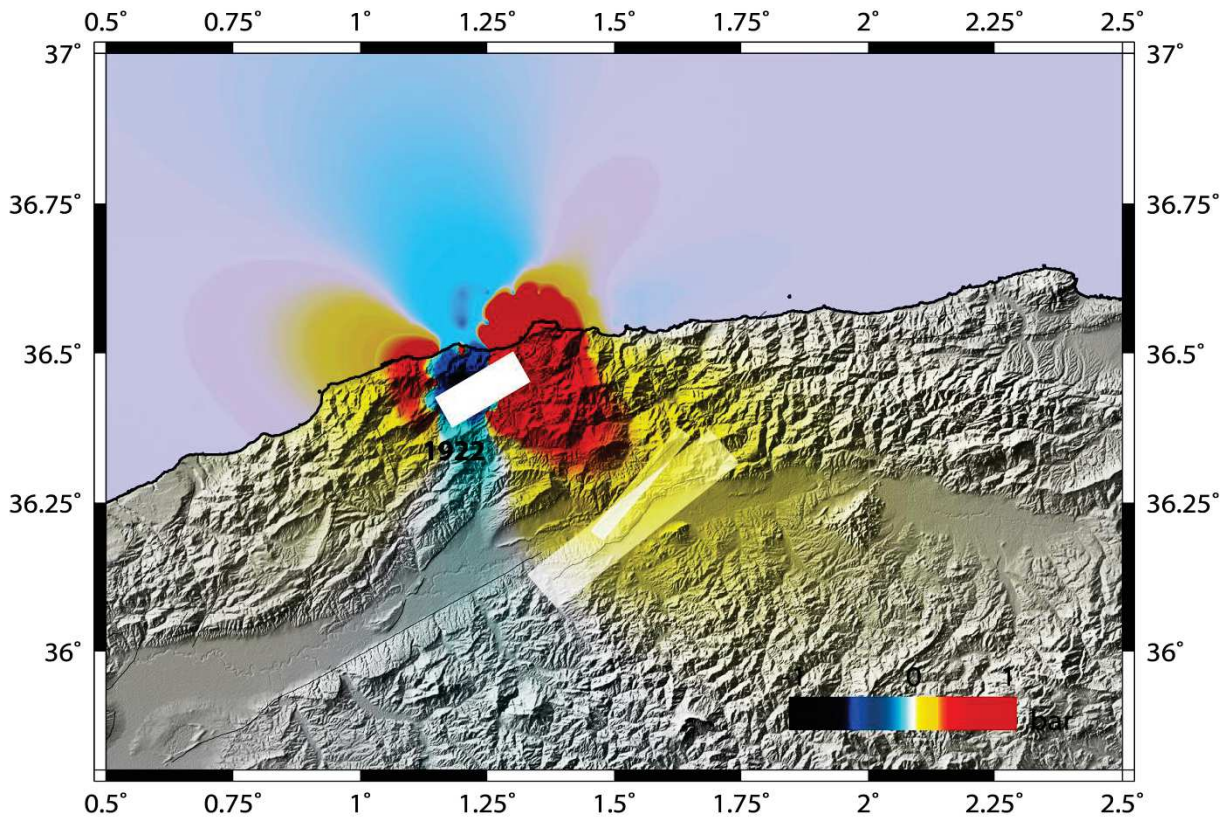



**Figure S2**

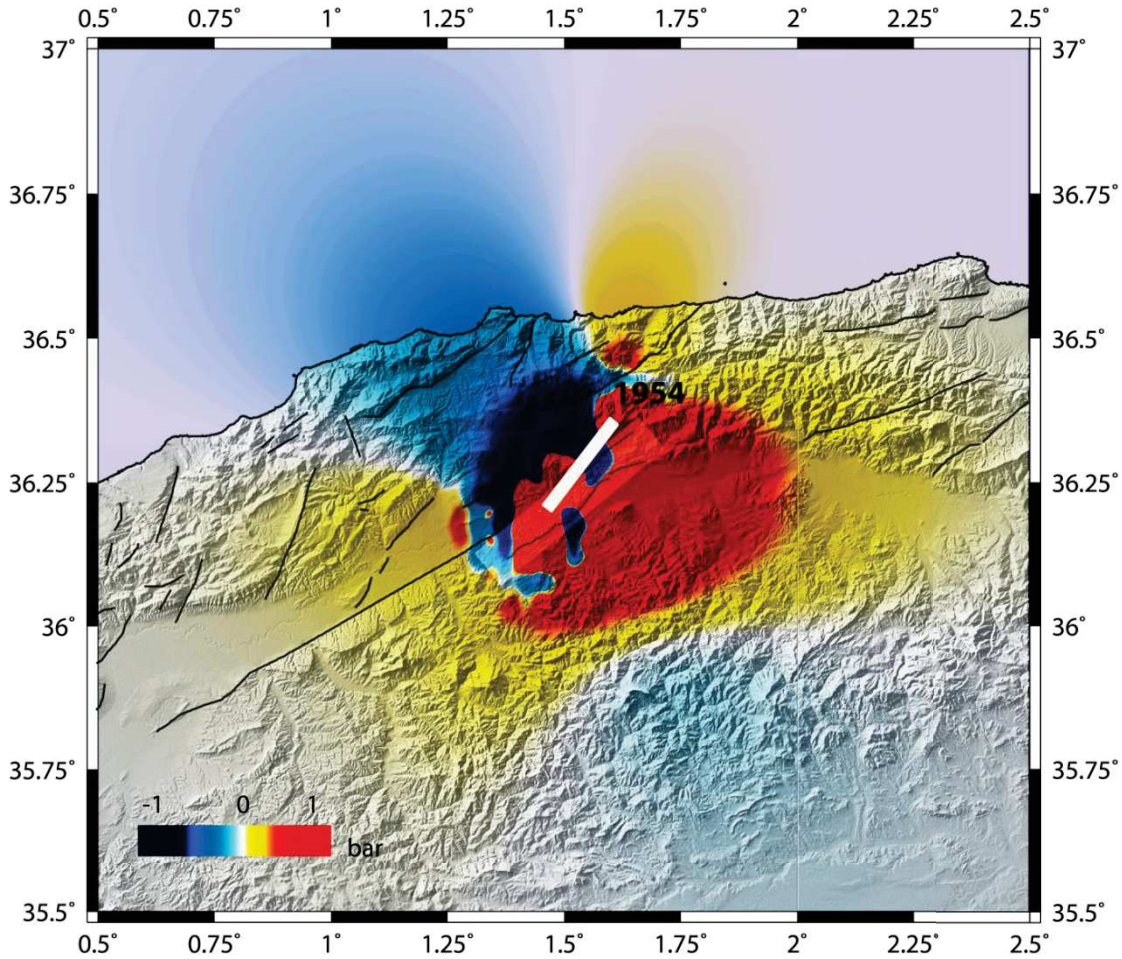



**Figure S3**

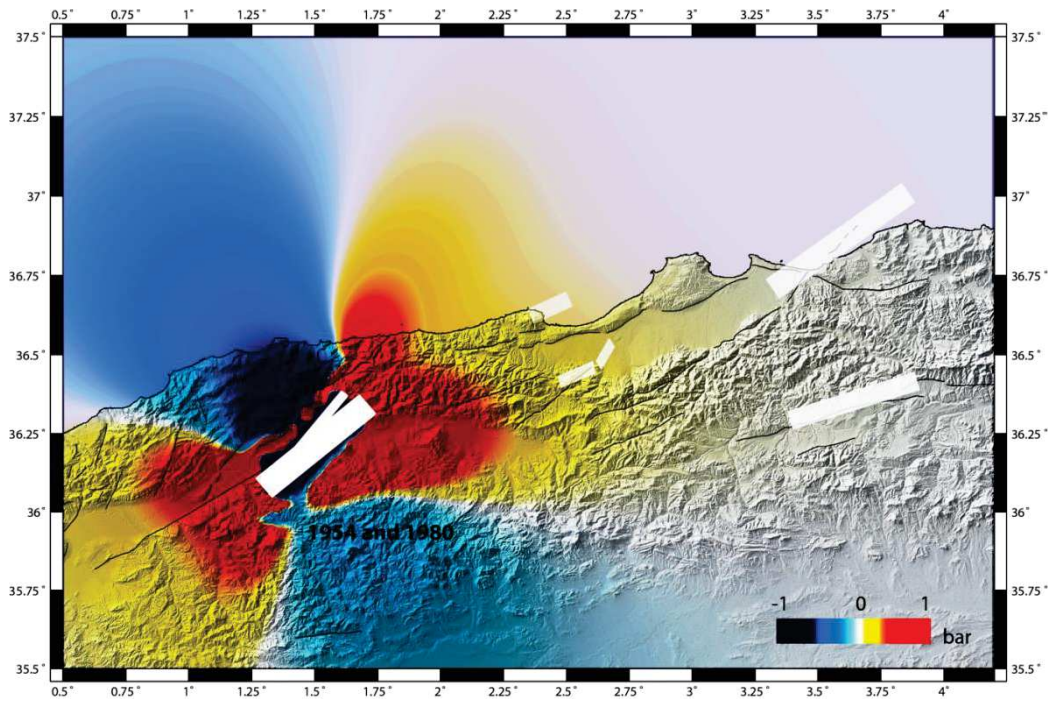



**Figure S4**

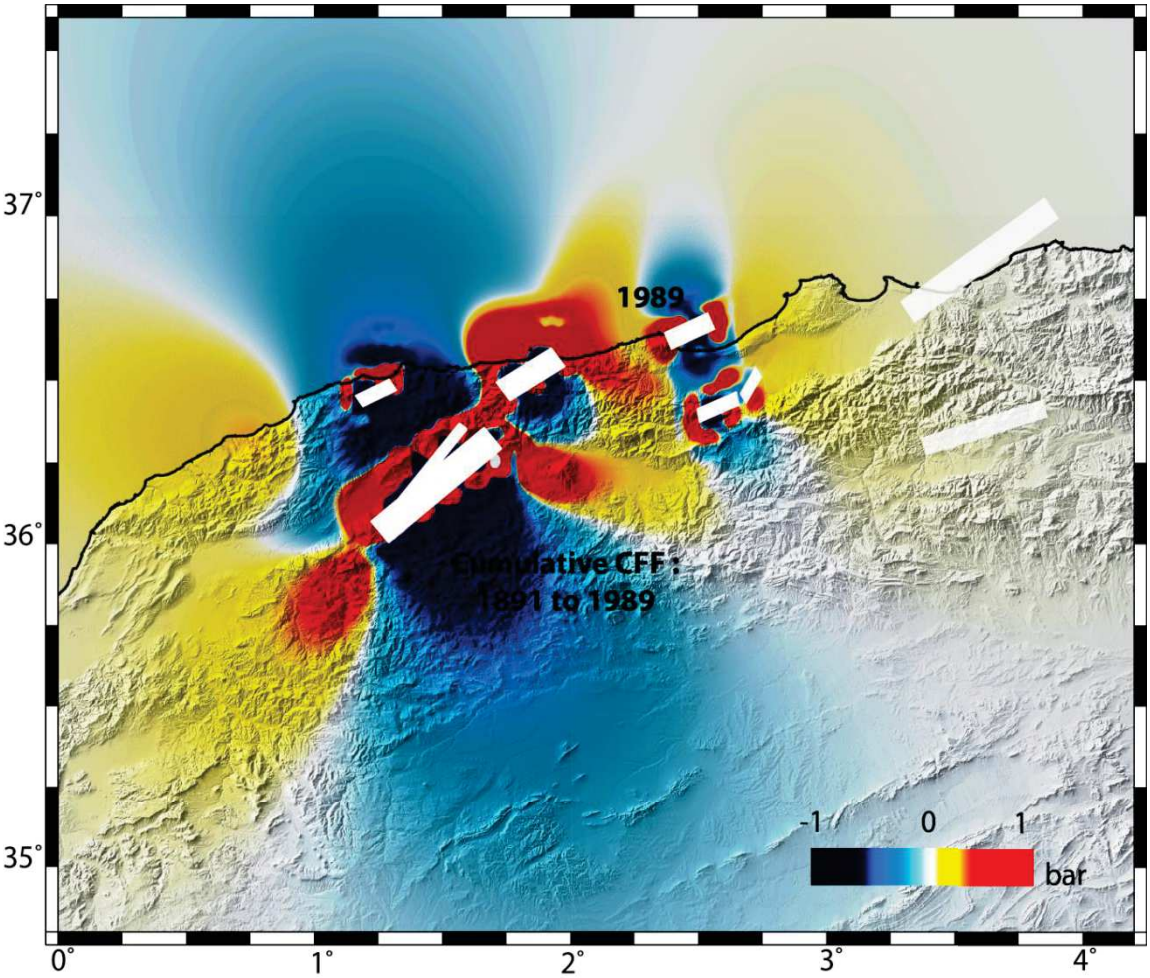



**Figure S5**

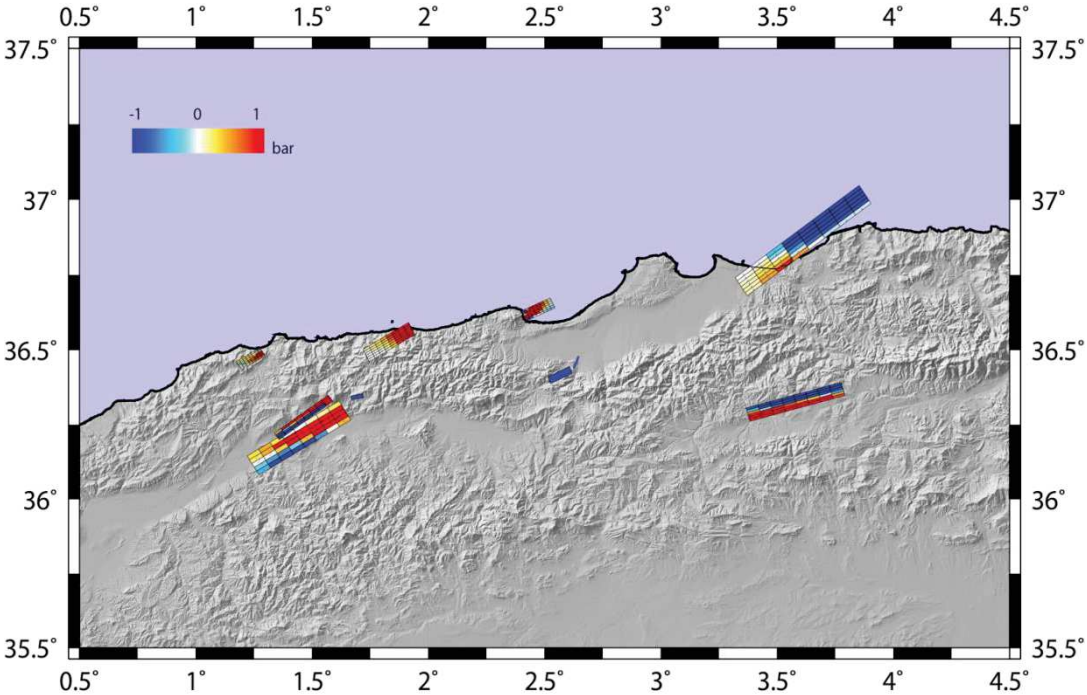



**Figure S6**

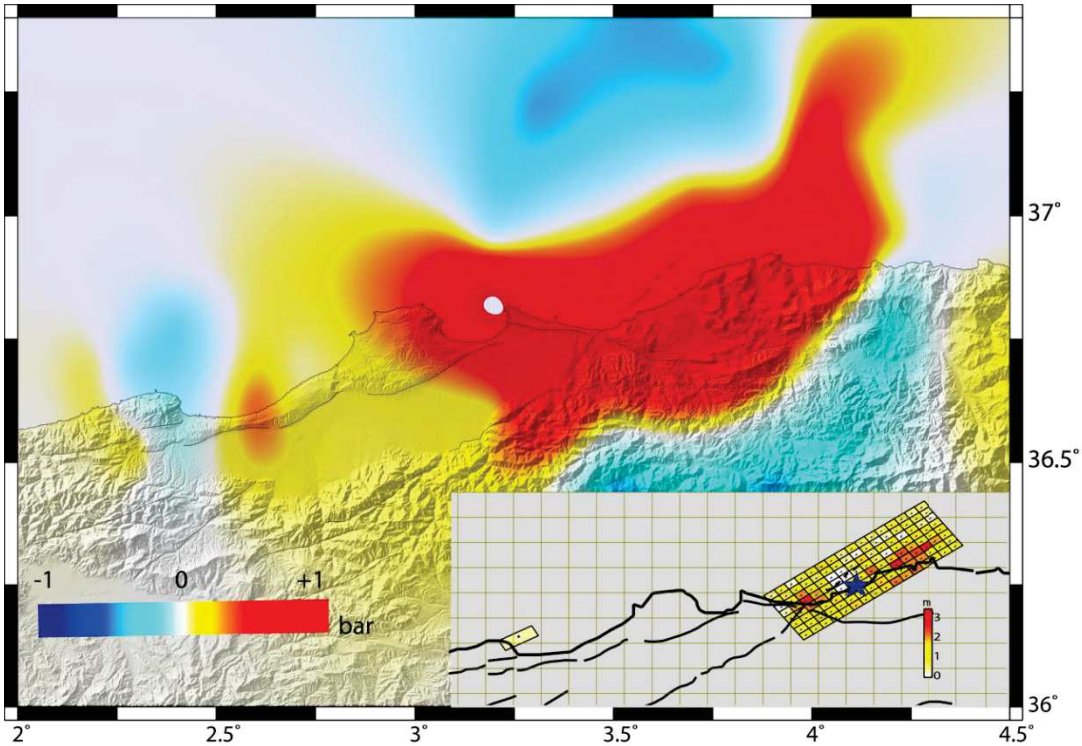



**Figure S7**

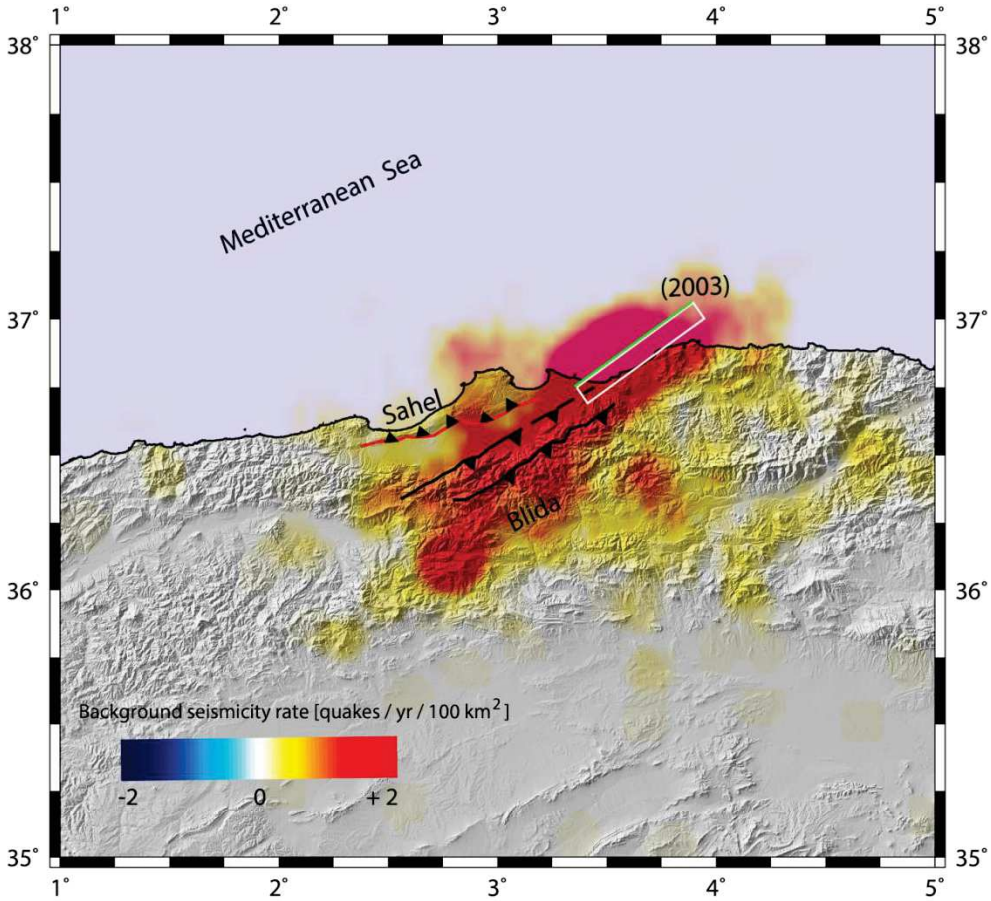



**Figure S8a**

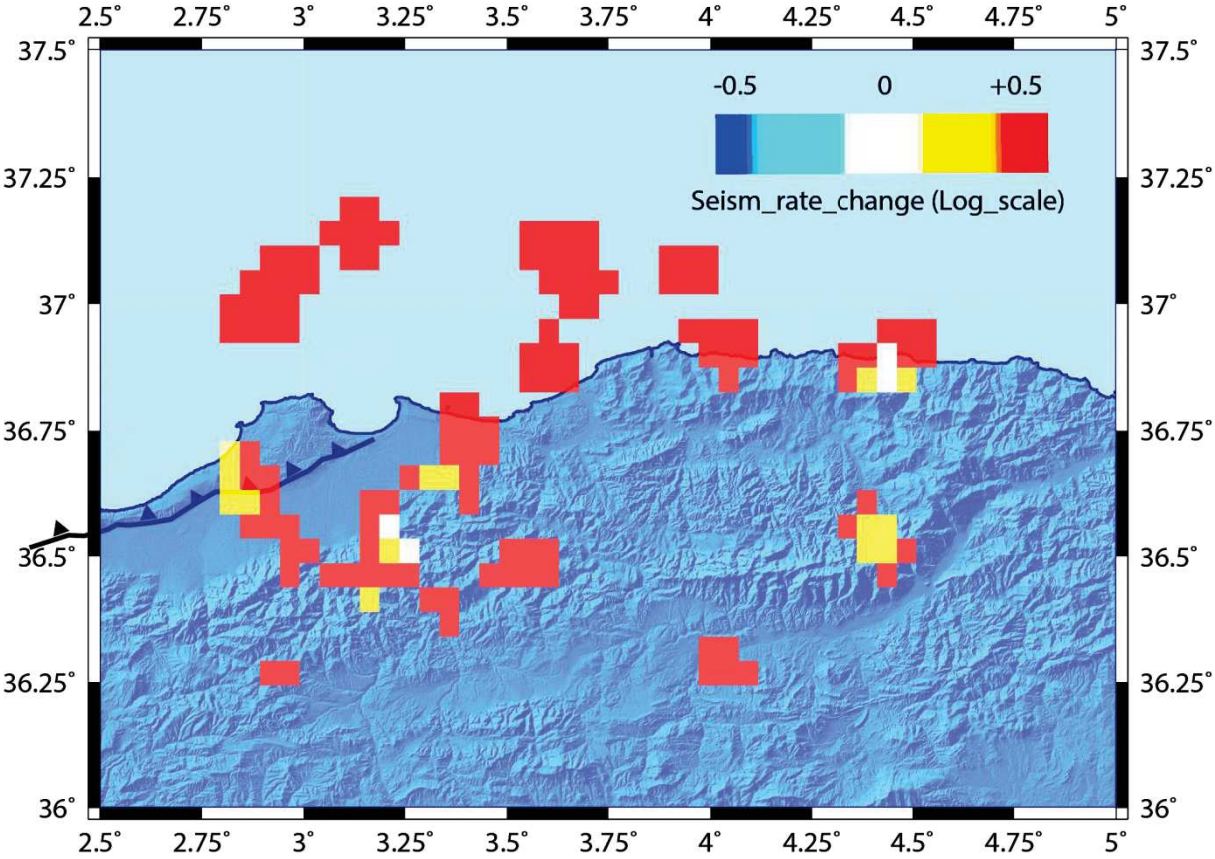

2.5°
2.75°
3°
3.25°
3.5°
3.75°
4°
4.25°
4.5°
4.75°
5°
37.5°
37.25°
37°
36.75°
36.5°
36.25°
36°
-0.5
0
+0.5
Seism_rate_change (Log_scale)

**Figure S8b**

## III - 3. Conclusion

L'étude de la sismicité et l'étude du transfert de contrainte dans la région du Tell Atlas central algérien montrent une migration de la sismicité vers le Nord-Est entre la période de 1891 et de 2003. Notre modélisation ΔCFF montre que la plupart des séismes forts à modérés sont apparemment contrôlés par l'interaction entre failles. L'analyse sismotéctonique indique que l'incertitude dans les localisations de séismes est relativement faible (ERH <1 km) surtout pour les séismes de 1980, 1989 et 2003 (Ouyed et al., 1981, Yielding et al., 1989, Bounif et al., 2003). Ayadi et al., 2008). En ce qui concerne les tremblements de terre de 1954, 1959 et 1988, le réseau sismologique algérien a admis une plage d'erreur relativement faible (ERH <2 km, Ayadi et Bezzeghoud, 2015). En utilisant les temps d'arrivées des ondes P mis à notre disposition par le Bulletin sismologique international et les zones de distribution maximale des dommages, l'incertitude des localisations des séismes de 1910, 1922 et 1934 ont été estimées à un ERH =±5 km. La distribution des intensités macrosismiques ainsi que les soulèvements côtiers suggèrent une plage d'erreur de 5 à 10 km pour le séisme de 1891 (Rothé, 1950). Bien que tous les événements sismiques soient principalement peu profonds, une incertitude significative restante pouvant atteindre ± 5 km est liée aux profondeurs focales, principalement pour les séquences sismiques d'avant 1980. Les incertitudes sur les localisations des tremblements de terre et sur les géométries de failles sont réduites en tenant compte des résultats antérieurs et les analyses de surface (Maouche et al., 2008, Aoudia et Meghraoui, 1995, Rothé, 1950, Benouar, 1994, Bezzeghoud et al., 1995, Meghraoui et al., 1986 et Meghraoui et Philip, 1983 ,Meghraoui, 1989).

Dans notre étude, La plupart des modèles de transfert de contrainte sont performés en supposant une dislocation rectangulaire simple avec un glissement uniforme dans un milieu homogène. Les séquences sismiques sont étudiées en tenant en compte du fait qu'il appartient

à un même système mécanique. Les résultats des calculs de la variation de la contrainte statique de Coulomb pour un glissement non-uniforme (séisme de 2003) montrent des similitudes de chargements ΔCFF (~1 bar) avec le modèle ΔCFF à glissement uniforme. De ce fait, l'influence du modèle non uniforme peut être considérée comme mineure par rapport aux solutions générales du transfert de contrainte.

Bien que l'épaisseur de la couche sismogénique (ou sismogéne) est de 15 ± 2 km, nos modèles de transfert de contrainte montrent une profondeur optimale de chargement estimée à 7 km. Cette profondeur est considérée comme étant réaliste dans l'analyse mécanique de la croûte sismogéne. Les failles inverses étant le mécanisme au foyer prédominant des séquences du Tell Atlas, ceci nous a incités à utiliser les paramètres de failles publiées pour modéliser le transfert de contrainte au lieu d'aller chercher les solutions sur des plans de failles optimales. Les géométries des ruptures étant bien définis et les paramètres de rupture bien contraint par les mesures de terrain, ce qui fait que les incertitudes liées aux paramètres de failles modifient peu les résultats de la modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb.

Nous avons noté également que pour des pressions de pores élevées, la variation des pendages des ruptures (de 30° à 70°) n'affecte pas la modélisation ΔCFF. Parmi les principaux tremblements de terre historiques et récents, la modélisation par le transfert de contrainte indique que l'événement sismique majeur de 1980 (Mw 7.1) a modifié significativement le champ de contrainte dans toute la région du Tell l'Atlas central. Les caractéristiques structurales en blocs tectoniques limités par des failles actives à géométrie *en échelon* fournissent une base mécanique solide pour la modélisation du transfert de contrainte. Une autre question demeure en suspens : quel est le rôle de la migration des fluides dans les processus de ruptures suites à ces grands tremblements de terre ? une réponse sera donnée au cours du chapitre V et cela à partir d'études fines des différents processus de déformations poro-élastiques en intégrant des équations constitutives afin d'apprécier la contrainte

effective près des zones de failles. Jaumé & Sykes (1992) suggèrent qu'une explication de la valeur apparemment faible de μ' serait la présence d'une pression de fluide élevée dans la zone de faille. Dans notre étude, nous avons montré que la modélisation par le transfert de contrainte nécessite un coefficient de frottement effectif μ ' variant entre 0.1 et 0.4 qui implique une ΔCFF de l'ordre de 0,2 à 0,3 bar pour la plupart des failles réceptrices. Nos modèles ΔCFF montrent aussi que la séquence sismique dans l'Atlas central migre en fonction de la migration de la ΔCFF et indique une concentration de contrainte statique élevée dans la région de Mitidja et en particulier sur la faille du Sahel dont la longueur atteint les 60 km. Bien que cette séquence sismique commence par les séismes de 1891 (Mw 6,5) et de 1922 (Mw 6,1), nous considérons que l'impact des séismes de 1954 (Mw 6,7) et de 1980 (Mw 7.1) reste le plus prédominant dans la variation de la contrainte statique et dans la migration de la sismicité vers le Nord-Est.

La modélisation par le transfert de contrainte et l'analyse de l'interaction entre failles près des grandes villes peut contribuer à une meilleure évaluation des risques sismiques aidant à la réduction des risques dans le nord de l'Algérie.

# Chapitre IV

## LES SEISMES D'EL HOCEIMA DE 1994, 2004 ET 2016 : ROLE DE LA PORO-ELASTICITE

### IV-1 Introduction

Ce chapitre sera consacré à une série de tremblements de terre dans les montagnes du Rif marocain et la mer d'Alboran. Cette série comprend trois séismes forts: le séisme du 26 mai 1994 (Mw 6.0), celui du 24 février 2004 (Mw 6.4) et celui du 25 janvier 2016 (Mw 6.3). Cette séquence sismique nous a offert la possibilité de : **(i)** modéliser l'évolution de la contrainte de Coulomb en incluant la pression des pores, **(ii)** comprendre les mécanismes d'interaction entre ces trois séismes et **(iii)** analyser la mécanique de rupture et déduire le temps d'avancement de chaque séisme. La modélisation ΔCFF et l'analyse de la sismicité montrent que cette séquence sismique est apparemment contrôlée par les propriétés poroélastiques de la couche sismogène.

La variation de la contrainte de Coulomb statique influence de manière directe les ruptures principales, les répliques et les lobes positifs de la ΔCFF associés au séisme de 2004 montrent une variation positive de la contrainte de Coulomb de 0,7 à 1,1 bar sur la majeure partie des répliques. De même, le choc principal et les répliques de 2004 indiquent des zones de chargement supérieur à 0.25 bar incluant aussi la rupture de 2016. Le taux de déformation de 19 à 24 nanostraine $yr^{-1}$ est obtenu à partir du catalogue de sismicité du Maroc. Ce taux est comparable au moment sismique de $5.0 \times 10^{17}$ $N.m^{-1}$ calculé pour les montagnes du Rif. Notre analyse ΔCFF montre que cette séquence sismique est apparemment contrôlée par les

propriétés poroélastiques de la couche sismogène et qui dépend à fortiori des conditions de drainage et de non drainage du fluide.

La courte période inter-séismique entre les chocs principaux et le taux élevé de répliques, avec des magnitudes relativement grandes (4 <Mw <5,5) impliquent un effet physique du fluide suivant différents modes d'écoulements. Le taux de contrainte se situe entre 461 et 582 Pa $an^{-1}$ et qui correspond à une ΔCFF oscillant entre 0.2 et 1.1 bar. Le décalage d'horloge sur les ruptures atteint des valeurs de 239± 22 an en accord avec les délais de ~ 10 ans entre les chocs principaux. La variation de la contrainte de Coulomb suivant les différents modes d'écoulements du fluide impliquent des chargements ΔCFF de l'ordre de 0.9bar à 1.3 bar sur la majeure partie des failles cibles de la région. La modélisation par la contrainte de Coulomb en incluant l'effet physique des fluides près des grandes villes peut contribuer à une meilleure évaluation des risques sismiques.

Ce chapitre sous forme d'un article paru dans la revue *Geophysical Journal International* est axé essentiellement sur : ***(i)*** l'analyse de la déformation poroélastique par la variation de la contrainte de coulomb suivant les modes de drainage et de non drainage du fluide, ***(ii)*** l'analyse de l'effet des fluides sur les séquences de répliques ***(iii)*** l'analyse de la probabilité d'occurrence d'un séisme modéré dans le Rif et la Mer d'Alboran.

Geophysical Journal International

*Geophys. J. Int.* (2018) **212,** 42–53
Advance Access publication 2017 September 13
GJI Seismology

doi: 10.1093/gji/ggx385

# The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region

J. Kariche,[1,2] M. Meghraoui,[1] Y. Timoulali,[3] E. Cetin[1,4] and R. Toussaint[1]

[1]*Institut de Physique du Globe, CNRS-UMR*7516, *EOST - Université de Strasbourg, F*-67084, *France. E-mail: m.meghraoui@unistra.fr*
[2]*USTHB, Laboratoire de Geophysique, FSTGAT, B.P.* 32 *El Alia,* 16111 *Bab Ezzouar, Algiers, Algeria. E-mail: jkariche@usthb.dz*
[3]*Department of Earth Science, Scientific Institute, University Mohammed V,* 10106 *Rabat, Morocco*
[4]*Department of Geological Engineering, Mugla Sitki Kocman University,* 48000, *Turkey*

Accepted 2017 September 12. Received 2017 September 9; in original form 2016 October 10

## SUMMARY

The 2016 January 25 earthquake ($M_w$ 6.3) follows in sequence from the1994 May 26 earthquake ($M_w$ 6.0) and the 2004 February 24 earthquake ($M_w$ 6.4) in the Rif Mountains and Alboran Sea. The earlier two seismic events which were destructive took place on inland conjugate faults, and the third event occurred on an offshore fault. These earthquake sequences occurred within a period of 22 yr at ∼25 km distance and 11–16-km depth. The three events have similar strike-slip focal mechanism solutions with NNE-SSW trending left-lateral faulting for the 1994 and 2016 events and NW-SE trending right-lateral faulting for the 2004 event. This shallow seismic sequence offers the possibility (i) to model the change in Coulomb Failure Function (ΔCFF with low $\mu'$ including the pore pressure change) and understand fault-rupture interaction, and (ii) to analyse the effect of pore fluid on the rupture mechanism, and infer the clock-time advance. The variation of static stress change has a direct impact on the main shock, aftershocks and related positive lobes of the 2004 earthquake rupture with a stress change increase of 0.7–1.1 bar. Similarly, the 2004 main shock and aftershocks indicate loading zones with a stress change (>0.25 bar) that includes the 2016 earthquake rupture. The tectonic loading of 19–24 nanostrain yr$^{-1}$ obtained from the seismicity catalogue of Morocco is comparable to the $5.0 \times 10^{17}$ N·m yr$^{-1}$ seismic strain release in the Rif Mountains. The seismic sequence is apparently controlled by the poroelastic properties of the seismogenic layer that depend on the undrained and drained fluid conditions. The short interseismic period between main shocks and higher rate of aftershocks with relatively large magnitudes ($4 < M_w < 5.5$) imply the pore-fluid physical effect in undrained and drained conditions. The stress-rate ranges between 461 and 582 Pa yr$^{-1}$ with a ΔCFF of 0.2–1.1 bar. The computed clock-time advance reaches 239 ± 22 yr in agreement with the ∼10 yr delay between main shocks. The calculated static stress change of 0.9–1.3 bar, under pore-fluid stimulus added with well-constrained geodetic and seismic strain rates are critical for any seismic hazard assessment.

**Key words:** Seismicity and tectonics; Dynamics: seismotectonics; Fractures, faults, and high strain deformation zones; Neotectonics.

## INTRODUCTION

Three significant earthquakes have occurred on 1994 May 26 ($M_w$ 6.0), 2004 February 24 ($M_w$ 6.4) and 2016 January 25 ($M_w$ 6.5) in the Rif Mountains of Morocco and southern Alboran Sea area within a period of 22 yr (Fig. 1). The earlier two earthquakes caused severe damage due to their location inland, but the third offshore event was only felt on the nearby Moroccan coastline. Aftershock distribution (El Alami *et al.* 1998; Bezzeghoud & Buforn 1999) and surface deformation as deduced from Synthetic Aperture Radar Interferogram (InSAR) (Akoglu *et al.* 2006; Cakir *et al.* 2006; Tahayt *et al.* 2009), indicate that the 1994 and 2004 events occurred on NNE–SSW and NW–SE trending conjugate strike-slip faults, respectively. The 2016 event located about 20 km offshore is associated with a NNE–SSW trending rupture with a similar mechanism to the 1994 event. This seismic sequence is unusual in the North Africa active zones because earthquake ruptures are within ∼25 km distance and the time interval between main shocks is about 10–12 yr.

In this paper, we first present the seismic sequence and suggest a fault-rupture interaction using Coulomb modeling on fixed planes. Secondly, the computation using optimally oriented planes is added to constrain aftershocks distribution. The three main shocks and



© The Authors 2017. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

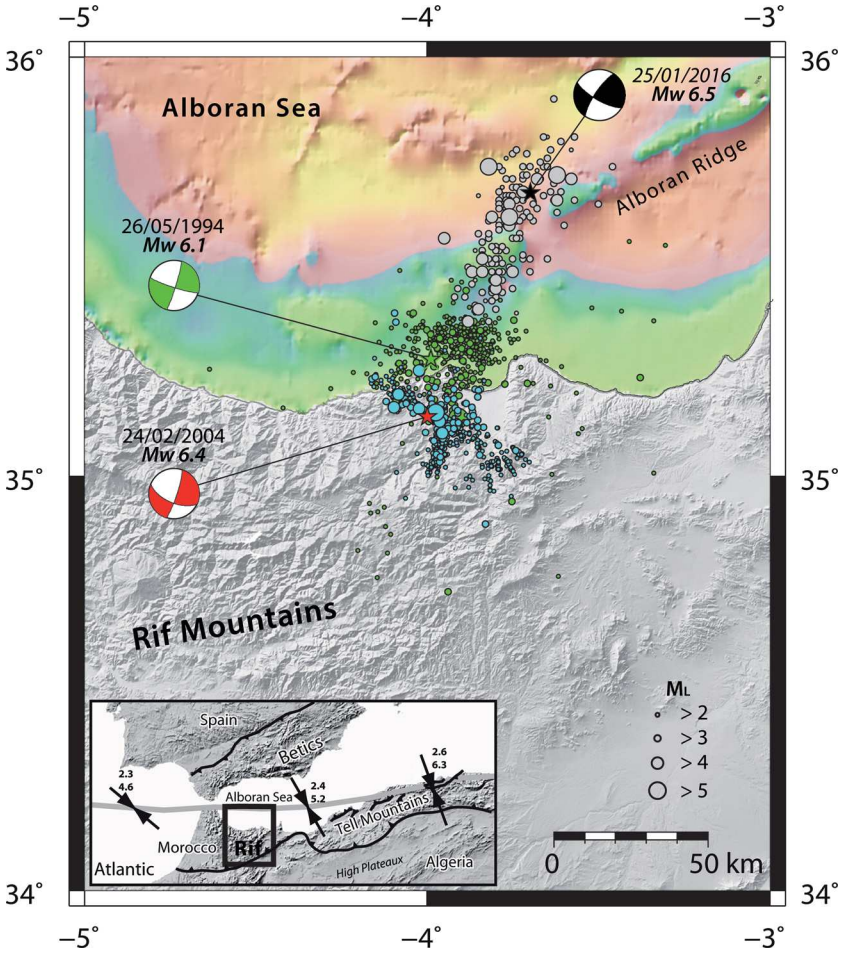



**Figure 1.** Seismicity of the Al Hoceima region showing the seismic sequence of 1994 May 26 (El Alami *et al.* 1998), 2004 February 24 (Tahayt *et al.* 2009) and 2016 January 25 (CSEM, http://www.emsc-csem.org/#2). The 1994 aftershocks are in green, the 2004 aftershocks are in blue and 2016 aftershocks are in grey. Focal mechanisms are Harvard–CMT (Table 1). Inset represents the plate boundary in the Alboran Sea with convergence rate in mm $yr^{-1}$ (Koulali *et al.* 2011).

related aftershocks appear to be closely related and their location implies a stress transfer with triggering. We show that the modeled stress distribution and seismicity rate change suggest a pore-fluid effect correlated with elastic dislocation in undrained and drained conditions. The Coulomb Failure Function change (ΔCFF) and pore-fluid flow seem to control the 10–12 yr recurrence of main seismic events with a clock advance. The plate boundary tectonic condition, the seismicity rate change and poroelastic properties of the seismogenic crust seem to play a significant role in the triggering of earthquakes in the Rif Mountains and Alboran Sea.

## SEISMOTECTONIC SETTING

The seismicity of the Rif Mountains and Alboran Sea is due to the convergence between Africa and Eurasia (Iberia) in the western Mediterranean. The E–W trending Rif Mountains run along the northern coast of Morocco forming the southern branch of the Betic-Rif arc that includes the Alboran Sea and belongs to the transpression plate boundary system in the Western Mediterranean region (Morel & Meghraoui 1996; Meghraoui & Pondrelli 2012). Tahayt *et al.* (2009) interpret the region as a transrotational regime applied to the Oriental Rif block with a clockwise rotation. This complex tectonic domain also results from a Neogene subdued subduction zone with lithospheric delamination where the Alboran Sea appears as an oceanic microplate (Calvert *et al.* 1997).

As indicated by the three main shocks (Fig. 1 and Table 1), the present-day tectonic framework of the Al Hoceima region is dominated by a strike-slip fault regime where moment magnitudes do not exceed 6.5. Limited fault-rupture dimensions are likely due to the local structural geology made of overthrusting nappes on highly deformed continental crustal rocks (Chalouan *et al.* 2008; Timoulali *et al*. 2014). Because of the limited number of local seismic stations in the Rif, the location of aftershocks of the 1994 and offshore 2016 earthquakes are poorly resolved, which is not the case for the 2004 earthquake (Tahayt *et al.* 2009).

Several authors have studied the seismicity and suggested moment tensor solutions of major earthquakes showing a NNW–SSE contraction stress regime in a predominantly strike-slip faulting domain associated with normal and thrust mechanisms (Hatzfeld *et al.* 1977; Cherkaoui *et al*. 1990; Medina 1995; Stich *et al.* 2006, 2010; Palano *et al.* 2013). Although the seismicity may appear diffuse in the Rif-Alboran Sea, the 1994, 2004 and 2016 seismic events reveal a clear migration of earthquake ruptures (Fig. 2). The seismicity and tectonics of the region indicate a clear correlation between continental and offshore faults from both the Betics and Rif Mountains towards the Alboran Sea (Grevemeyer *et al.* 2015). From detailed bathymetry and seismicity distribution, Gevemeyer *et al.* (2015)

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

**Table 1.** Physical characteristics of the earthquakes used in this study, and from Harvard CMT solutions (see also Fig. 1).

| Earthquake | Long. | Lat. | $M_o$ ($10^{18}$ nm) | $M_w$ | $U$ (m) | $L$ (km) | $W$ (km) | Strike | Dip | Rake |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1994 May 26 | −3.99 | 35.28 | 1.01 | 6.1 | 0.8 | 16 | 10 | 17 | 85 | −7 |
| 2004 February 24 | −3.99 | 35.142 | 3.0 | 6.4 | 1.0 | 19 | 16.5 | 340 | 87 | −161 |
| 2016 January 25 | −3.70 | 35.67 | 4.69 | 6.5 | 0.8 | 25 | 13.5 | 214 | 78 | 19 |

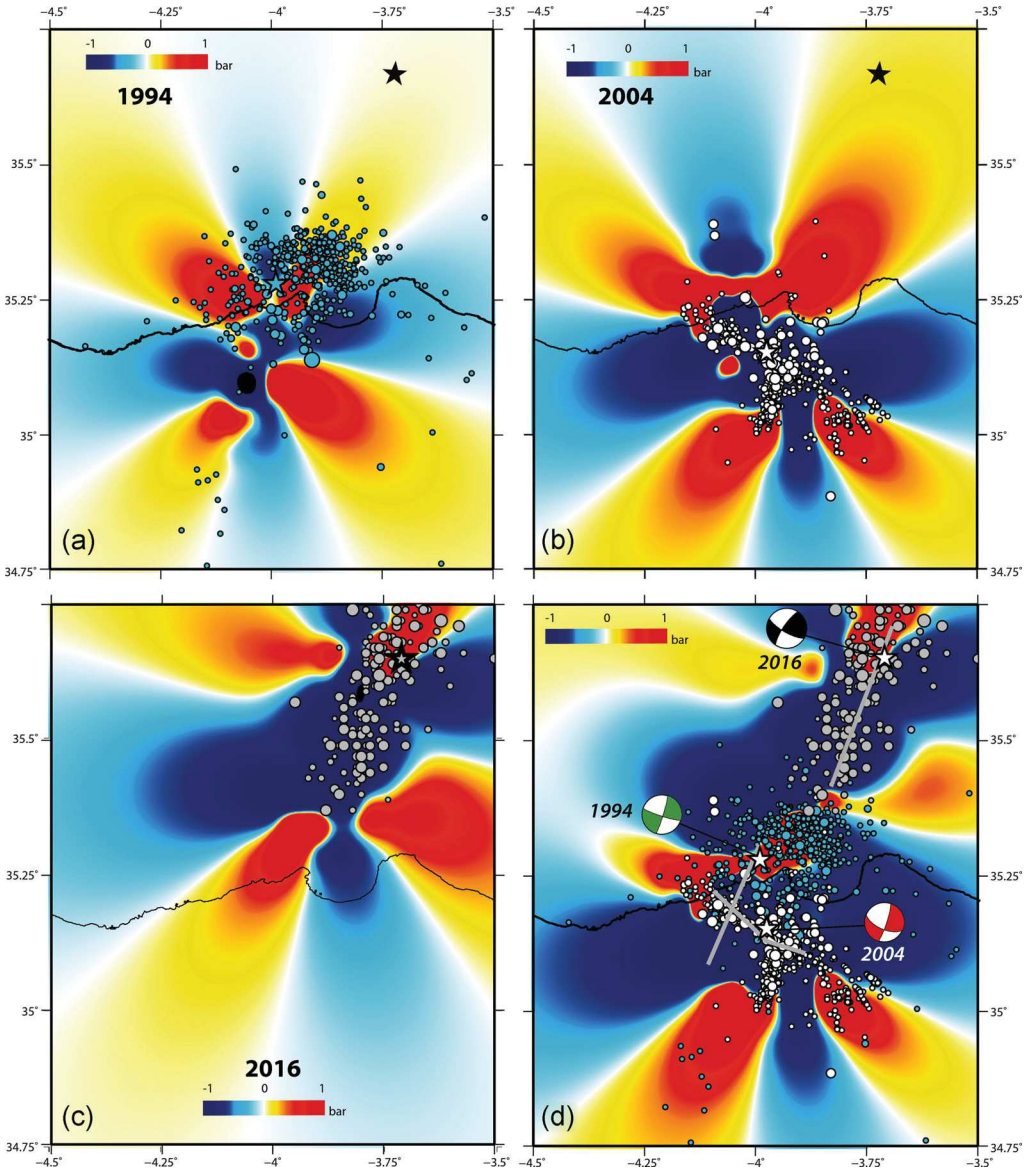



**Figure 2.** (a) Calculated ΔCFF with the 1994 source fault, and related aftershock distribution (see the text for explanation) and the 2004 as a receiver fault (strike/dip/rake = 340°/87°/−161°), the blue, white and black stars are epicentres of the 1999, 2004 and 2016, respectively (same symbols in figures b–d). (b) Computed ΔCFF with the 2004 as a source fault and the 2016 as a receiver fault (strike/dip/rake = 195°/78°/19°), and related aftershock distribution (see the text for explanation). (c) Computed ΔCFF with the 2016 source fault for fixed planes (strike/dip/rake = 195°/78°/19°), and related aftershock distribution (see the text for explanation). (d) Computed cumulative ΔCFF with the three source faults on a fixed planes (strike/dip/rake = 195°/78°/19°), and related aftershock distribution (see the text for explanation). The 1994 and 2004 mapped fault ruptures are from Akoglu *et al.* (2006), the 2016 fault-rupture model is from M. Vallée (http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/catalog/earthquake-description?seis=us10004gy9).

identify a fault zone crossing the Alboran ridge at the location of the 2016 January 25 earthquake ($M_w$ 6.5). Using InSAR, Cakir *et al.* (2006) and Akoglu *et al.* (2006) constrain the coseismic earthquake surface deformation and provide the rupture parameters of the N23° E trending 1994 and N45° W trending 2004 earthquakes using elastic dislocations. They suggest that the two main shocks occurred on blind and conjugate strike-slip faults, with left- and right-lateral slip, respectively. The time-series analysis of SAR data (Envisat) for 7 yr following the 2004 earthquake shows that post-seismic deformation reaches up to 4 cm at the surface and infers 0.3 m displacement at shallow depth (<7 km), mainly above the high coseismic slip patches which can be explained by $5.0 \times 10^{17}$ N·m ($M_w$ 5.73) cumulative moment release (Cetin 2015). The 2016 earthquake rupture, located about 20 km further north, is modeled for the source

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

time function to obtain a strike-slip faulting mechanism with a NNE–SSW main rupture in agreement with aftershock distribution (Vallée 2016). The three focal mechanism solutions and the 1994 and 2004 rupture geometries inferred from surface deformation are used as an input for the ΔCFF modeling (Table 1).

## MODELING AL HOCEIMA SEQUENCE BY COULOMB FAILURE FUNCTION

The Rif region of northern Morocco experienced a seismic sequence with three moderate to large earthquakes within 22 yr. The sequence suggests earthquake triggering, fault interaction and stress transfer as observed in other earthquake areas (Hudnut *et al.* 1989; Stein *et al.* 1997). The case study uses the applied stress change calculated as ΔCFF (Reasenberg & Simpson 1992; King *et al.* 1994) expressed by:

$$\Delta \mathrm{CFF} = \Delta\tau - \mu\,(\Delta\sigma_n - \Delta P) \tag{1}$$

$$\Delta \mathrm{CFF} = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n \tag{2}$$

where $\tau$ is the shear stress, $\sigma_n$ is the normal stress (compression positive), $P$ is the pore-fluid pressure, $\mu$ and $\mu'$ are the coefficient of friction and effective coefficient of friction, respectively and $\Delta$ refers to changes during the earthquake.

The apparent friction is given by (Reasenberg & Simpson 1992)

$$\mu' = \mu\,(1 - B) \tag{3}$$

where $B$ is the Skempton coefficient which defines the relation between the stress change and pore pressure change (Beeler *et al.* 2000)

$$B = \frac{\Delta P}{\Delta\sigma_m} = 3\,\frac{\Delta P}{\Delta\sigma_{kk}} \tag{4}$$

where $\Delta\sigma_m$ is the mean stress change and $\Delta\sigma_{kk}$ is the sum over the diagonal elements of the stress tensor. It is important to note that for an isotropic model, the apparent friction coefficient used in triggered seismicity is defined by the combination of pore pressure and friction coefficient:

$$\mu' = \mu\left(1 - \frac{\Delta P}{\Delta\sigma_n}\right) \tag{5}$$

Substituting eqs (5) and (4) in eq. (2), we obtain

$$\Delta \mathrm{CFF} = \Delta\tau + \mu\,(\Delta\sigma_n - B\Delta\sigma_m) \tag{6a}$$

Beeler *et al.* (2000) suggest that due to the pore-fluid effect and for an isotropic poroelastic model, the two expressions defined in eqs (2) and (6a) yield different results in some modeling configurations. The variable effective friction coefficient related to the variation of the Skempton coefficient $B$ and the pore pressure change along the fault zone gives more realistic solutions especially at high pore pressure change than the imposed constant effective friction commonly used in the Coulomb stress modeling (see Appendices A and B for more details). The variation of $B$ must be considered when different porosity and different diffusive processes are present in the fault zone (Scholz 1990). From the structural point of view, fluid migration in the host rock may occur on nearby subsidiary fractures linked to bounding faults directly related to earthquake and aftershock behaviour (Kirkpatrick *et al.* 2008).

The cumulative moment for Al Hoceima region (inland and offshore) reaches $1.1 \times 10^{19}$ N·m, since 1994, and the seismic strain release tested on a fault network reveals a low effective coefficient of friction on the fault ($\leq$0.2) to model the slip rates (Negredo *et al.* 2002). In order to model the active tectonics of the Ibero-Maghrebian region, a strain rate of 15–40 nanostrain yr$^{-1}$ is obtained using slip rates on faults and Global Positioning System (GPS) data (Negredo *et al.* 2002; Koulali *et al.* 2011; Palano *et al.* 2013). In their calculation of frictional strength, Negredo *et al.* (2002) assume no cohesion in the media.

In our work, the modeling is performed using Coulomb 3.4 software (Toda *et al.* 2011) based on the conversion of DC3D subroutines (Okada 1992) to calculate the ΔCFF. The static stress change is computed on both fixed receiver earthquake ruptures and optimally oriented faults using an effective coefficient of friction $\mu' = 0.4$, and fault parameters summarized in Table 2. The computed stress changes are presented in Table 3, where the value of

**Table 2.** Rupture parameters of significant earthquakes from InSAR results (Akoglu *et al.* 2006) and source time function (http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/catalog/earthquake-description?seis = us10004gy9) used for the Coulomb stress transfer modeling. Long_c and Lat_c indicate the centre of each dislocation.

| EQ | Long_c (°) | Lat_c (°) | Top-depth (km) | Bot-depth (km) | $L$ (km) | $W$ (km) | Strike (°) | Dip (°) | Rev.slip (m) | Right_lat. slip (m) | $M_0$ (dyne·cm) $\times 10^{25}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1994 | −4.01 | 35.17 | 1.00 | 11.00 | 16.00 | 10.04 | 17 | 85 | −0.04 | −0.32 | 1.7 |
| 2004 | −3.97 | 35.13 | 1.00 | 16.00 | 20.63 | 15.02 | 340 | 87 | −0.22 | 0.63 | 6.6 |
| 2016 | −3.84 | 35.5 | 1.00 | 14.47 | 28.70 | 13.50 | 205 | 86 | 0.2 | −0.57 | 7.5 |

**Table 3.** Shear, normal and Coulomb stress change for the major earthquakes. Fault geometries used in the Coulomb stress modeling are defined in Table 2. SF and RF are the source and receiver faults, respectively.

| EQ (SF-RF) | Calc_Location | | | Receiver faults (°) | | | Stress computation (bar) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Long (°) | Lat (°) | $Z$ (km) | Strike | Dip | Rake | Shear | Normal | Coulomb |
| 1994(SF) | −4.010 | 35.166 | 7.00 | 340 | 87 | −161 | 1.997 | −8.547 | −1.422 |
| 2004(RF) | −3.931 | 35.088 | 7.00 | | | | 0.656 | 1.104 | 1.062 |
| 1994(SF) | −3.987 | 35.131 | 7.00 | 195 | 78 | 19 | −8.146 | −1.227 | −8.637 |
| 2016(RF) | −3.870 | 35.429 | 7.00 | | | | 0.093 | 0.048 | 0.112 |
| 2004(SF) | −4.008 | 35.166 | 7.00 | 195 | 78 | 19 | −4.594 | −11.509 | −9.198 |
| 2016(RF) | −3.870 | 35.429 | 7.00 | | | | 0.228 | 0.033 | 0.241 |

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

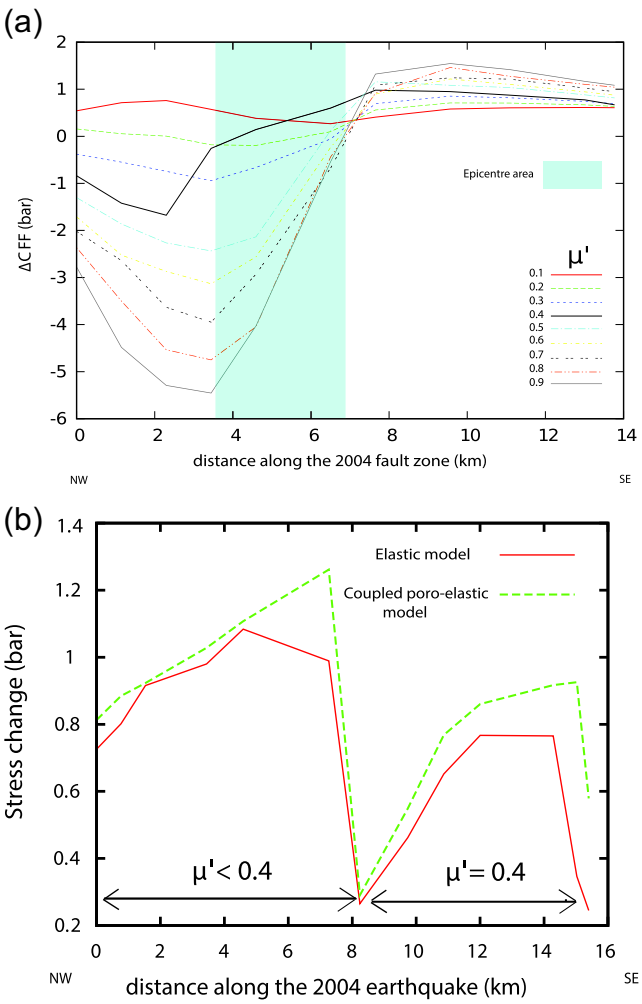



**Figure 3.** (a) ΔCFF for various effective friction coefficients ($\mu'$) along the 2004 rupture (strike direction) as receiver fault with strike/dip/rake = 340°/87°/−161° at 7 km depth. The profiles start at the intersection of the two cross faults and terminate at the end of the aftershock sequence (SE of epicentre area). The increases of pore pressure could trigger events in regions where reduced Coulomb stress predict and absence of activity. We show that at the epicentre area, the rupture nucleation occurs when pore fluids are redistributed, the value of $\mu' \leq 0.4$ seems to be more adaptable for a chosen receiver fault geometry. The computation is based on the effective constant friction model. (b) Stress change caused by the 1994 earthquake (source fault) along the 2004 fault zone due to (1) coseismic stress change due to elastic dislocation (red line), and (2) stress change due to the coupled poroelastic effect (green line). The maximum stress load on the 2004 fault zone are given for an isotropic model when $\mu' < 0.4$ that implies Skempton coefficient $B = 0.9$ near the 1994 rupture and for $\mu' = 0.4$ with $B = 0.47$ far from the 1994 rupture.

static stress change according to the receiver fault represents the $\Delta CFF_{max}$ and also expresses the Coulomb stress drop on the source faults.

In the ΔCFF modeling computed with fixed strike-slip receiver fault plane, the correlation between loading lobes and aftershock distribution suggests a close interaction between the 1994, 2004 and 2016 earthquake ruptures (Figs 2a–c, 3a and Table 3, and Figs S1a and b, S2 and Table S1, Supporting Information). Unlike the 2016 earthquake epicentre which is clearly within positive CFF lobes, the 2004 earthquake location given by the InSAR analysis (Akoglu *et al.* 2006) is at the transition from negative to positive ΔCFF lobes. Taking the 1994 as a source fault and the 2004 rupture as a receiver fault, and using a low friction coefficient ($\mu' < 0.4$ and for isotropic models, Figs 3a and b), our ΔCFF modeling show the 2004 fault rupture clearly located in a loading zone with positive stress change.

The cumulative ΔCFF from 1994 to 2016 (Fig. 2d) explains the present day and most important part of the seismicity and aftershock distribution and Coulomb stress drop in the Al Hoceima region. In order to analyse, the relationship between the main shocks and aftershocks distribution in detail, we model a static stress change caused by the 2004 and the 2016 earthquakes on some major aftershocks (see Table S1, Supporting Information). The modeling on fixed receiver planes suggest a stress load range between 0.5 and 0.8 bar for 2004 aftershock sequences with an optimal strike and dip value ranging between 207° and 298° and 66° and 84°, respectively. For the 2016 earthquake, major aftershocks are reached by a positive ΔCFF ranging between 0.1 and 0.4 bar, with an optimal value of [250°–260°] for strike and [40°–45°] for dip.

In order to take into account all aftershock sequences, we compute a static stress change on optimally oriented fault planes as this approach does not need to include the focal mechanism of each rupture. As obtained by previous works on the northern Morocco tectonics (Medina 1995; Akoglu *et al.* 2006; Fernandez-Ibanez *et al.* 2007), a regional stress field (with a NW–SE principal stress direction as $\sigma 1$) is added as a pre-existing stress field on the stress modeling. Based on the seismic tensor inversion and GPS data, the inferred stress field and maximum horizontal stress for Al-Hoceima–Alboran region is in good agreement with convergence models along the plate boundary (Demets *et al.* 2010; Meghraoui & Pondrelli 2012). Note that the magnitude of the principal pre-existing stresses does not change the static coulomb stress modeling, because the stress levels are largely dominated by the coseismic rupture process in the near field.

At seismogenic depth and for optimal failure planes, the static stress change modeling due to the 2004 earthquake on optimally oriented fault planes suggest that ∼30 per cent of aftershocks hypocentres were pushed closer to failure for high effective friction coefficients (Figs S2c and d, Supporting Information), while this percentage rises to ∼90 per cent when pore fluid are redistributed (Figs S2a and b, Supporting Information).

The elastic modeling in Fig. 3(a) represents the stress change caused by the 1994 earthquake along the 2004 fault zone (with strike-slip mechanism, see also Table 3). The ΔCFF profiles are constrained by the aftershock distributions and the computation is performed for receiver faults with strike/dip/rake = 340°/87°/−161°. For the modeling procedure, we assume a 0.25 typical value of Poisson ratio with $8 \times 10^5$ bar for the Young modulus and $3.3 \times 10^5$ bar for the shear modulus in the seismogenic layer (5–15 km thickness). Here, the ΔCFF modeling require a low effective friction coefficient ($\mu' \leq 0.4$) denoting a pore-fluid effect. At the 2004 epicentre area, the modeling suggest that the rupture nucleation occurs when pore fluids are redistributed, with $\mu' \leq 0.4$ considered as an optimal value also explains the nucleation process for a chosen receiver fault geometry. The increase of pore pressure may trigger seismic events in regions where reduced Coulomb stress due to the high effective friction coefficient predict and absence of activity (see also Fig. S2, Supporting Information). In fact, the low friction coefficient implies an optimum value of stress loading where the pore-fluid component takes an important role in stress transfer and earthquake triggering. The earthquake triggering caused by the 1994 seismic event results from 0.1 to 1.0 bar ΔCFF at the 2016 and 2004 receiver faults, respectively (Fig. 3a and Table 3). The ΔCFF modeling show that

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

the stress transfer due to the 1994 earthquake promotes the 2004 earthquake failure (Figs 2a and 3 and Table 3, and Fig. S1a, Supporting Information), and both 1994 and 2004 earthquakes promote the failure of the 2016 earthquake (Figs 2a and b and Table 3, and Fig. S1b, Supporting Information). The cumulative post-seismic deformation due to the elastic dislocation increases the stress loading on the 2016 rupture from 0.24 to 0.3 bar.

## ROLE OF PORE FLUID IN THE EARTHQUAKE SEQUENCE

A stress change may result from pore-fluid diffusion. If the stress field satisfies the strain compatibility equation $\frac{\partial^2}{\partial x_j^2}[\frac{2(\nu_u-\nu)}{B(1-\nu)(1+\nu_u)}\ P+\sigma]=0$ (Rice & Cleary 1976; see also appendix A for more details) and if we consider the boundary condition (pore pressure is neglected far from the fault), a simple solution is given by Bosl & Nur (2002):

$$\frac{\sigma}{\sigma_{\text{init}}} = \frac{(\nu_u - \nu)}{(1-\nu)(1+\nu_u)} \tag{6b}$$

where $\sigma$ is the change in the stress field due to the pore-fluid diffusion, $\sigma_{\text{init}}$ is the initial stress induced by the coseismic dislocation and $\nu_u$ and $\nu$ are the undrained and drained Poisson ratios, respectively. This relation also shows the correspondence between the post-seismic mean stress change induced by pore pressure relaxation and the mean stress caused by the initial dislocation. Taking into account the Rice & Cleary (1976) and Bosl & Nur (2002) solutions, the short-term poroelastic deformation is defined as a diffusive process and can be interpreted as a linear combination of pore pressure and mean stress changes.

The drained and undrained Poisson ratios used in the coupled poroelastic stress modeling are 0.25 and 0.31, respectively (Fig. 3b); these values are typical in unconsolidated sedimentary aquifers and water saturated rocks in the upper few kilometres of the seismogenic zone ($h \leq$ 15-km depth). Our coupled poroelastic modeling suggest a value of short-term post-seismic stress equal to 0.6 bar due to the coupled poroelastic effect for $\mu' = 0.4$ related to a an internal friction coefficient of $\mu = 0.75$ and Skempton coefficient $B = 0.47$. The $\mu' < 0.4$ effective friction coefficient gives a value of $\mu = 0.75$ and Skempton coefficient $B = 0.9$. The variation of $B$ at the intersection of the two ruptures to the end of the 2004 rupture zone can be interpreted as a variation of porosity and the diffusive process along the fault zone (Scholz 1990).

The same phenomenon is observed in reservoir induced seismicity where the elastic and the coupled poroelastic effects are considered instantaneous (Scholz 1990). The diffusive process from the reservoir is associated with the fluid migration at short time delay, and moving from a region with a high $B$ to a region with a low $B$, indicating a short-time poroelastic rebound where the fluid flow transfer from the 1994 and 2004 rupture zones can be considered as reservoir induced seismic activity.

Taking into account the time of occurrence of aftershocks and the short-term post-seismic stress change induced by the mainshock using the Bosl & Nur hypothesis (2002), we note that the stress load occurring 10–100 d after the 2004 main shock is far more important than the stress load due to the several years of post-seismic deformation computed by InSAR time-series (PS and SBAS, Cetin 2015). The comparable computations take into account the 2004 rupture as source fault and 2016 rupture as receiver fault, and the post-seismic deformation added as a cumulative moment is incorporated into the elastic dislocation modeling.

Due to the absence of pore pressure *in-situ* data and difficulty to perform a 3-D model of stress change and related poroelastic dislocation, we use eqs (2) and (6a and b) to evaluate the stress and pore pressure changes related to the Al Hoceima earthquake sequence. The apparent constant friction model (eq. 2) and variable (or isotropic) friction model (eq. 6a and in appendix B) are considered as parameters able to improve our knowledge on the pore-fluid effect in the Al Hoceima-Alboran region. Nevertheless, the isotropic poroelastic model appears to be the most appropriate for modeling the short-term diffusive process in a complex fault zone.

The low value of $\mu'$ ($\leq$0.4) at the intersection between the 1994 and the 2004 fault (Fig. 4) implies that the first shock reduces the pore pressure along the 1994 rupture, while it increases along the 2004 rupture. The low value of $\mu'$ also implies high values of stress change due to the short-term coupled poroelastic effect (Fig. 3b). Fig. 4 shows how the pore pressure can affect the triggered seismicity when hydrological processes are coupled to the rupture process. The large pore pressure change associated with the volumetric strain corresponds to fluid migration close to and from the 1994 rupture to the 2004 rupture zone (Fig. 4). Das & Scholz (1981) suggest that the stress effect on the fault might be enhanced as $P$ (see eq. 1) and restored on the main fault, causing fluids to migrate into the receiver fault. The same observation is also made by Jonsson *et al.* (2003) for the $M_w$ 6.5 2000 June earthquake of SW Iceland showing an increasing water level change associated with high pore pressure change in unconsolidated sedimentary aquifers. The evaluation of pore pressure change at depth in Fig. 4 is resolved for a homogeneous elastic half-space using the theory of linear elasticity (Rice & Cleary 1976); eq. (5) (see also Appendix A5) is used to evaluate the pore pressure change by computing the mean stress change due to the 1994 earthquake for a constant Skempton coefficient.

The successive earthquakes in the Al Hoceima region may be a response to stress loading in the Rif Mountains and related pore-fluid diffusion in the upper crust. The coupling between crustal deformation and pore-fluid effect imply that the pore pressure may decrease the rock strength by reducing the effective stress and creating a slip-instability that favours earthquake triggering. The seismicity rate change following the 2004 earthquake shows additional aftershocks (see relative rate fluctuations in Fig. 5a), which cannot be explained as aftershock rate decrease as predicted by the Omori law (Utsu, 1969). As the afterslip along seismic ruptures and related post-seismic deformation (Cetin 2015) may have enhanced the pore-fluid flow and contributed to the earthquake triggering in the Rif-Alboran region, in our case, we include a coupled poroelastic component in the $\Delta$CFF modeling and analyse the post-seismic stress transfer and related effective friction coefficient ($\mu' \leq 0.4$). The $\Delta$CFF due to the full poroelastic relaxation is simply computed from a dislocation in a homogeneous elastic half-space using both undrained and drained Poisson's ratios and obtain the difference as seen in Fig. S3 in the Supporting Information.

The pore-fluid flow in drained condition should reduce the normal stress $\sigma_n$ (eq. 2) and favour significant additional aftershocks able to affect the relative seismicity rate change (Nur & Booker 1972; Cocco & Rice 2003). In our case, the deep-seated water flow in the flysch units of the fold-and-thrust Rif Belt and substratum metamorphic complex (Chalouan *et al.* 2008) can be considered as another mechanism responsible for the seismicity increase. Piombo *et al.* (2005) suggest that for significant earthquakes with $M_w > 6$, the stress transfer may occur under a fluid diffusion within a 10–20 km radius. The temporal evolution of seismicity within

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

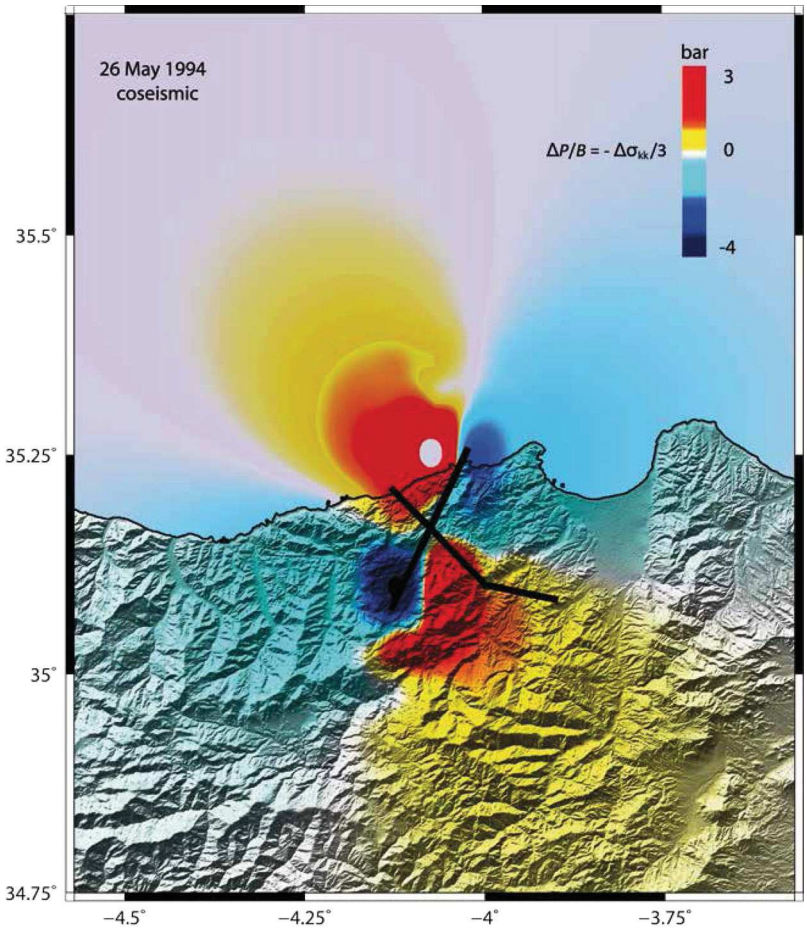



**Figure 4.** Calculated pore-pressure change based on the coseismic volumetric strain and theory of linear poroelasticity (Rice & Cleary 1976) following the 1994 earthquake. The 1994 and the 2004 rupture are represented by black lines (see also Fig. 2d). The 1994 coseismic slip create a high pore pressure zone in the rupture nucleation zone of the next 2004 earthquake, according to Terzaghi (1925) definition of effective stress, the increase in pore pressure diminishes the normal stress acting on the fault and promote the 2004 failure.

individual fractures takes 10–12 yr to travel up to 20 km (5–6 km $yr^{-1}$) in our case as well as in other case studies (e.g. Pytharouli *et al.* 2011).

Taking into account the complexity of aftershock sequences, a realistic representation of the temporal post-seismic factor, the modified Omori Law (Utsu 1969) or Omori-Utsu Law (Narteau *et al.* 2009) can be expressed as:

$$\lambda(t) = \frac{k}{(t+c)^{-x}} \tag{7}$$

where $\lambda$ is the aftershock frequency within a given magnitude range, $t$ is the time from the main shock triggered event, $k$ is the productivity of aftershocks that depends on the total number of events, $x$ is the power law exponent and $c$ is the time delay before the onset of the power-law aftershock decay rate and is dependent on the rate of activity in the earlier part of the seismic sequence. The change of $c$ values characterizes the aftershock sequence and can be correlated with the stress field orientation (Narteau *et al.* 2009). Guo & Ogata (1997) obtain a range of $c$ value between 0.003 and 0.3 d for various earthquake datasets. In our case, the $c$ value has to be the lowest possible and is fixed as 0.01 d, in order to obtain sufficient aftershock productivity. Note that the $c$ value is often retained connected to the incompleteness of seismic catalogues soon after strong earthquakes.

For aftershocks, the seismicity decay requires a time-dependent process that is much faster than the large-scale tectonic loading and much slower than the propagation of elastic waves (Nur & Booker 1972). In our application, we observe that immediately after the 2004 main shock, the aftershock rate decays by $\frac{1}{\sqrt{t}}$ while it becomes equal to $\frac{1}{t}$ in subsequent months. It appears that the decay rate is due to fluid flow in the crust by means of a diffusion process that contributes to the aftershock sequence (Fig. 5b). Similar results are obtained by Shapiro *et al.* (1997) for the events related to pressure changes in operation wells and recently by Turkaya *et al.* (2015) in laboratory experiments.

## THE CLOCK-TIME ADVANCE AND PERIODIC FREQUENCY

The Al Hoceima earthquake sequence shows about 10 and 12 yr recurrence with an aftershock distribution and stress loading that correlate with the location of earthquake ruptures (Figs 2d and Figs S2a and S3, Supporting Information). The mechanism controlling the dependence time of earthquake ruptures, aftershocks and related stress change is complex. The well-resolved 2004 aftershock distribution during a short time interval (100 d; Tahayt *et al.* 2009) confirms our observation that a significant seismicity rate change is observed 50 d after the main shocks (see Fig. 5a); the positive change in seismicity is correlated with the positive aftershock productivity due to pore-fluid diffusivity (Fig. 5b).

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

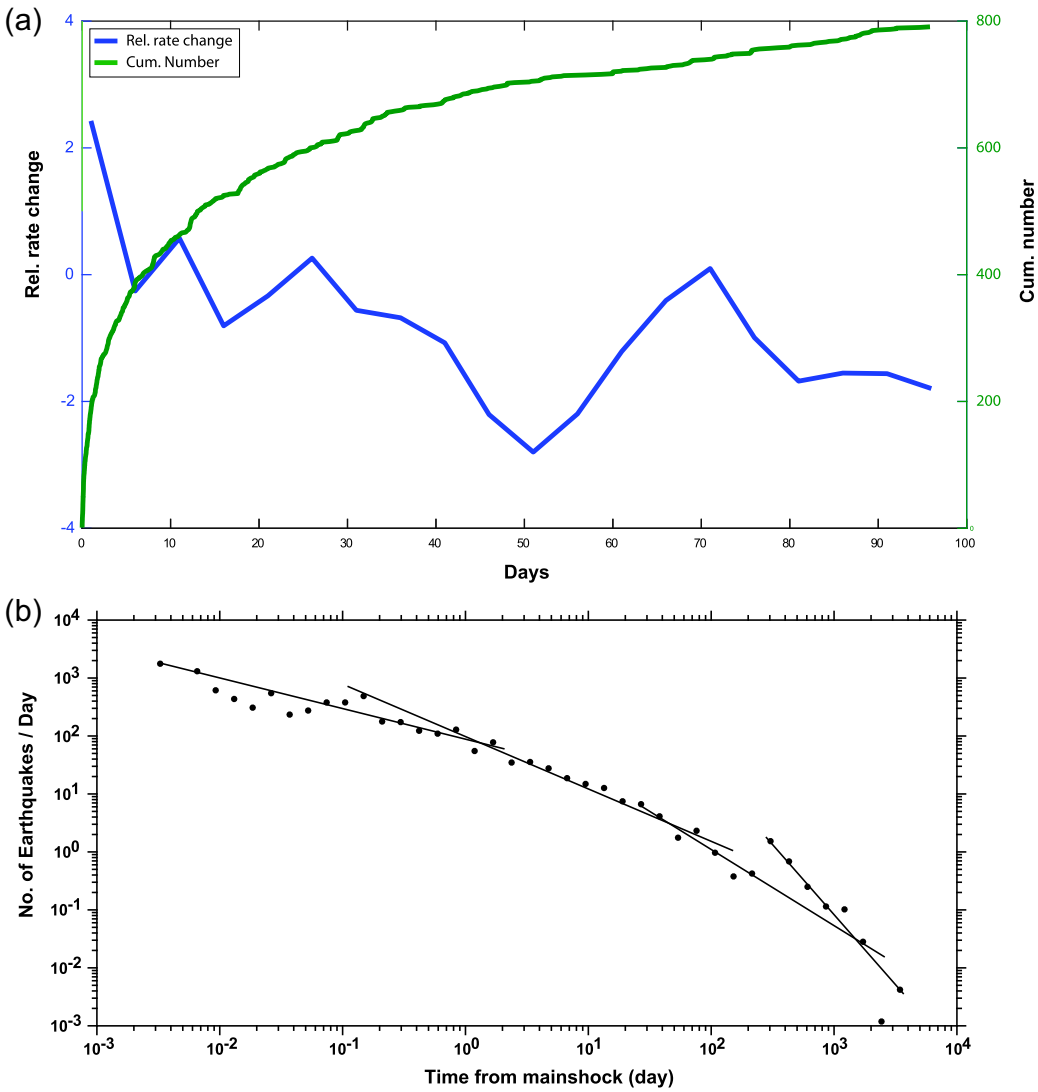



**Figure 5.** (a) The seismic frequency and relative seismicity rate following the 2004 main shock (blue line) and cumulative number of seismic events (green line). The fluctuation in the seismicity rate change shows additional aftershocks possibly due to pore-fluid diffusion in the upper crust. The relative rate change is obtained from changes in slope of the cumulative number curve using a Habermann function regardless to the time of greatest change and comparing the rate in the two parts of the period (before and after the division point) by appropriate time windows function (Wyss & Habermann 1988; Wyss & Viemer 2000). The time variation function defines the local time variation between the rate before and after. (b) The seismicity rate change versus time in the Al Hoceima region. We show the complexity of aftershocks sequences as a realistic representation of the temporal post-seismic effect.

To study the influence of the coseismic stress change on a recurrence time interval, Chéry *et al.* (2001) point that a positive shear stress change on a fault plane should advance the time of the next earthquake on this fault. Here, we consider that the nucleation will occur where the ΔCFF has a maximum value (Console *et al.* 2010). The clock-time advance and related recurrence time (in years) depends on the stressing rate in the positive ΔCFF expressed by the linear equation (Stein *et al.* 1997):

$$\mathrm{Tr}' = \mathrm{Tr} - \Delta\mathrm{CFF}/\dot{\tau}, \tag{8}$$

where $\mathrm{Tr}'$ is the calculated recurrence time, $\Delta t = \Delta\mathrm{CFF}/\dot{\tau}$ is the clock-time advance ($\dot{\tau}$ is stressing rate) and Tr is the mean recurrence time before the earthquake. The stressing rate is computed from the strain rate which is derived from the seismic moment following the equation: $\dot{M} = 2\mu\Sigma W\dot{\varepsilon}/k$, where $\mu$ is the shear modulus, $\Sigma$ is the surface area of the region, $W$ is the seismogenic thickness, $\dot{\varepsilon}$ is the strain rate and parameter $k$ is a dimensionless constant that adjusts for the inefficiency of randomly oriented faults to accommodate strain. Note that Kostrov (1974) chooses $k = 1$, while Anderson (1979) chooses $k = 0.75$, and using their relations, our calculated strain rate gives 19 and 24 nanostrain yr$^{-1}$, respectively (see Table 4). These strain rate values are comparable to the Negredo *et al.* (2002) and Palano *et al.* (2013) results and stressing rate of 461 and 582 Pa yr$^{-1}$, respectively. Hence, for the 1.1 bar maximum stress change obtained from the Coulomb modeling on the 2004 receiver rupture (Table 3), the clock-time advance $\Delta t$ for the 2004 receiver source able to generate a significant earthquake with $M_w \geq 6$ is 239 ± 22 yr using the Kostrov (1974) relation and 189 ± 17 yr using the Anderson (1979) relation.

From the seismicity catalogue, the conditional probability for a specified time interval depends only on the time interval between large earthquakes $\Delta T$, and the long-term regional seismicity rate. The conditional probability for earthquake triggering with $M_w > 6$

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

**Table 4.** Clock-time advance ($\Delta t$) associated with the $\Delta$CFF and corresponding strain rate in the vicinity of the 1994 source rupture, and for the 2004 and 2016 receiver faults in the Al Hoceima region. $k = 1$ and 0.75 are the values used by Kostrov (1974) and Anderson (1979), respectively; to compute the strain rate and the conditional probability Pc is calculated over 10 yr for earthquakes with $M_w > 6$.

| Seismic ruptures | Strain rate (nanostrain yr$^{-1}$) | $\dot{\tau}$ stress rate (Pa yr$^{-1}$) | $\Delta$CFF$_{max}$ (MPa) | $\Delta t = \frac{\Delta CFF}{\tau'}$(yr) | Pc no stress change (pre-1994) | Pc with stress change (post-1994) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2004 | 19 ($k = 0.75$) | 461 | 0.11 | $239 \pm 22$ | 12 per cent | 55 per cent |
| 2004 | 24 ($k = 1$) | 582 | 0.11 | $189 \pm 17$ | | |
| 2016 | 19 ($k = 0.75$) | 461 | 0.02 | $21 \pm 02$ | | |
| 2016 | 24 ($k = 1$) | 582 | 0.02 | $17 \pm 02$ | | |

for the Al Hoceima region is given by (Cornell 1968):

$$\mathrm{Pc} = 1 - \mathrm{e}^{-\lambda \Delta \mathrm{T}} \tag{9}$$

where $\lambda$ is the seismicity rate with magnitude $M > 6$, and $\Delta T$ is the elapsed time since the most recent large earthquake ($M > 6$) obtained from the Moroccan seismicity catalogue (Jabour, personal communication, 2014). The value of $\lambda$ is obtained from the Gutenberg–Richter (G-R) law constrained by the parameters $a$ and $b$. Here, we also observe that $\lambda$ is different before and after the 1994 stress perturbation ($\lambda$ ranges between 0.012 and 0.09 following the 1994 earthquake). Based on Cornell & Winterstein (1988) hypothesis, the conditional probability related to seismic recurrence models appears to be the most appropriate (i) where the hazard is dominated by the nearest fault segment, and (ii) in the absence of slip rate and strain rate on each fault segment.

We show in Table 4 that after the 1994 earthquake, the 2004 earthquake fault is under a high value of clock-time advance, for example, $\Delta t = 239 \pm 22$ yr or $\Delta t = 189 \pm 17$ yr according to Kostrov (1974) and Anderson (1979) formula's, respectively. However, the conditional probability for a specified time interval of 10 yr to have an earthquake with $M_w > 6$ rises from 12 per cent to 55 per cent (from eq. 9, see also Table 4), in agreement with the seismic rate activity. The change in pore-fluid pressure along ruptures induced by successive earthquakes results in a cluster of large seismic events ($M_w > 6$) during a short period of time (~22 yr).

The conditional probability Pc is similar in the 2004 and the 2016 seismogenic areas, since we consider the regional probability condition. In his study of the 1992 Landers California earthquake ($M_w$ 7.3), Hardebeck (2004) shows no significant difference in the uncertainty between the conditional probability obtained from stress change and that based on the G-R distribution. In our case, Pc depends only on the G-R seismicity temporal distribution, while other studies use different approaches based mainly on stress drop.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

A sequence of three earthquakes occurred in the Rif Mountains and nearby Alboran Sea in 1994 ($M_w$ 6.0), 2004 ($M_w$ 6.4) and 2016 ($M_w$ 6.5). The static stress change modeling ($\Delta$CFF in undrained condition) suggest a fault-rupture interaction with stress loading located on the selected receiver faults. The poroelastic relaxation (drained condition) and the coupled short-term poroelastic stress transfer help us to understand the seismic migration induced by the pore-fluid diffusion. Aftershock sequences of the three earthquakes correlate well with the $\Delta$CFF distribution which confirms the role of pore fluid in the triggering of post-1994 earthquakes (Figs S2 and S3, Supporting Information). Besides the fault-rupture complexity, the modeling parameters require two levels of friction coefficient with $\mu' < 0.4$ correlating with significant pore-fluid diffusivity, and $\mu' = 0.4$ in fault zones with limited diffusivity (Fig. 3b). The stress change and related pore-fluid diffusion may explain the ~10–12 yr interval and the seismic sequence migration. The role of strain rate and its impact on stress change and pore-fluid diffusion combined with the permeability along fault-rupture zones in the Al Hoceima region is crucial in the comprehension of the time delay between the earthquake sequences.

The 1994 and the 2004 earthquake ruptures illustrate the stress level change, related value of friction coefficient and role of pore-fluid diffusion in conjugate fault geometry. Although the accuracy in location of the 1994 and 2016 aftershocks is limited due to the azimuthal gap and absence of near-field seismic stations, the distribution of seismic sequences concurs with the $\Delta$CFF and cumulative loading areas (Fig. S3, Supporting Information). However, the incomplete seismicity catalogue with precise earthquake locations in the Al Hoceima region prevents a suitable study on the role of fluid pore pressure before the 1994 earthquake sequence.

The earthquake fault locations inland retrieved from the InSAR analysis of coseismic and after slip surface deformation agree with the aftershock distribution. The limited distance between earthquake ruptures (<25 km) and fault geometries with strike-slip mechanisms also promote the stress transfer and failure on fixed fault planes. Earthquake faults in the Al Hoceima region are blind with basically no geomorphological signature at the surface (Tahayt *et al.* 2009). Therefore, fault parameters such as slip-per-event; long-term active deformation and slip rate are missing in our study.

The static strain release by the 1994 event induced a high pore pressure change with fluid flow on the 2004 rupture area. This hydrological phenomenon affects the fault zone permeability and promotes the failure of the 2004 event. Wang (2000) uses the correlation between fluid migration and rock permeability to explain the link between the two phenomena; he points out that if the pore pressure becomes too large, earthquakes occur and will increase permeability with groundwater fluid flow.

For a strain rate ranging between 19 and 24 nanostrain yr$^{-1}$ (Table 4), we observe that the regional aftershock frequency following the 2004 earthquake (Fig. 5b) is in good agreement with the simulated aftershock frequency based on the pore-fluid diffusion hypothesis (Bosl & Nur 2002). Pore-fluid effects comparable to our case study at the intersection between the 1994 and 2004 ruptures (Fig. 4) are also observed for conjugate earthquake ruptures during the Superstition Hills earthquakes (Hudnut *et al.* 1989; Scholz 1990). In addition, the decay in the 2004 aftershock activity includes variable seismicity rate probably due to the pore-fluid diffusion. A similar behaviour is observed during the 1966 Parkfield-Cholame earthquake where aftershock productivity and related fluid pore pressure have a direct effect on rock strength (Nur & Booker 1972).

Depending on the geological structures, substratum permeability and seismicity rate, the 2004 and 2016 earthquakes could have been predictable by the Coulomb modeling taking into account the

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

pore-fluid effect (undrained and drained conditions). In fact, the occurrence of the 2016 January 21 $M_w$ 5.0 foreshock (4 d before the main shock) may have allowed the fluids to migrate across the epicentral area promoting the 2016 earthquake rupture. Comparable phenomenon with foreshocks and fluid migration across a fault zone is described for the L'Aquila earthquake sequence (Lucente *et al.* 2010).

The timescale of post-stress redistribution for the 1994, 2004 and 2016 Al Hoceima earthquakes is larger, for instance, than the ~11 hr Superstitions Hills sequences ($M_w$ 6.2 and 6.6), suggesting different diffusion processes probably controlled by the permeability along the fault zone. Following the 1994 earthquake sequence, the probability for triggering an $M_w > 6$ earthquake within 10 yr interval increases to 55 per cent with respect to the 12 per cent pre-1994 period (Table 4). With the computed 239 ± 22 yr clock-time advance for large earthquakes ($M_w > 6$) on the 2004 rupture, the seismic strain rate and ΔCFF explains the 10–12 yr delay and the 55 per cent probability of promoting failure in the Rif Mountains.

## ACKNOWLEDGEMENTS

JK benefits from a scholarship from the Algerian Ministry of Higher Education and Scientific Research (MESRS). The authors wish to thank Nacer Jabour (CNRST Rabat) and Abdelilah Tahayt (University Mohamed V, Rabat) for the access to the seismicity database. We are thankful to Zoe Shipton and Mark Stillings for their comments on an early version of the manuscript, and to Ross Stein and Shinji Toda for sharing the Coulomb 3.4 software. We are grateful to two anonymous reviewers for their contributions in improving an early version of the manuscript. This research programme was funded by the Direction of Research at MESRS and the DERCI-CNRS with INSU-UMR 7516 IPG Strasbourg. Some figures were prepared using the public domain GMT software (Wessel & Smith 1998).

## REFERENCES

Akoglu, A.M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S.O., Ergintav, S. & Akyüz, H.S., 2006. The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: conjugate fault ruptures deduced from InSAR, *Earth planet. Sci. Lett.,* **252,** 467–480.

Anderson, J.G., 1979. Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies, *Bull. seism. Soc. Am.,* **69,** 135–158

Beeler, N.M., Simpson, R.W., Hickman, S.H. & Lockner, D.A., 2000. Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure, *J. geophys. Res.,* **105**(B11), 25 533–25 542.

Bezzeghoud, M. & Buforn, E., 1999. Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw = 4.8), 1994 Al Hoceima (Morocco Mw = 5. 8) and Mascara (Algeria, Mw 5.7) earthquakes and seismotectonic implications, *Bull. seism. Soc. Am.,* **89,** 359–372.

Bosl, W.J. & Nur, A., 2002. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake, *J. geophys. Res.,* **107**(B12), 2366, doi:10.1029/2001JB000155.

Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A.M., Jabour, N., Belabbes, S. & Ait-Brahim, L.,2006. Surface deformation associated with the Mw 6.4, February 24, 2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake deduced from InSAR: implications for the active tectonics along North Africa, *Bull. seism. Soc. Am.,* **96,** 1–10.

Calvert, A., Gómez, F., Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ibenbrahim, A. & Demnati, A., 1997. An integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco, *Bull. seism. Soc. Am.,* **87,** 637–651.

Cetin, E., 2015. Analysis and modeling of crustal deformation using InSAR time series along selected active faults within the Africa-Eurasia convergence zone, *PhD thesis*, University of Strasbourg, EOST, 135 pp.

Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, Kh., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I. & Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt, in *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, pp. 203–302, eds Michard, A. *et al.*, Springer.

Cherkaoui, T.-E., Hatzfeld, D., Jebli, H., Medina, F. & Caillot, V., 1990. Etude microsismique de la région d'Al Hoceima, *Bull. Inst. Sci. Rabat,* **14,** 25–34.

Chéry, J., Merkel, S. & Bouissou, S., 2001. A physical basis for time clustering of large earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.,* **91**(6), 1685–1693.

Cocco, M. & Rice, J.R., 2003. Pore pressure and poro-elasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions, *J. geophys. Res.,* **107,** doi:10.1029/2000JB000138.

Console, R., Murru, M. & Falcone, G., 2010. Probability gains of an epidemic-type aftershock sequence model in retrospective forecasting of M ≥ 5 earth-quakes in Italy, *J. Seismol.,* **14,** 9–26.

Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis, *Bull. seism. Soc. Am.,* **58,** 1583–1606.

Cornell, C.A. & Winterstein, S.R., 1988. Temporal and magnitude dependence in earthquake recurrence models, *Bull. seism. Soc. Am.,* **78**(4), 1522–1573.

Das, S. & Scholz, C.H., 1981. Theory of time-dependent rupture in the Earth, *J. geophys. Res.,* **86**(B7), 6039–6051.

Demets, C., Gordon, R.G. & Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.,* **181,** 1–80.

El Alami, S.O., Tadili, B.A., Cherkaoui, T.E., Medina, F., Ramdani, M., Ait Brahim, L. & Harnaff, M., 1998. The Al Hoceima earthquake of May 26, 1994 and its aftershocks: a seismotectonic study, *Ann. Geofis.,* **41,** 519–537.

Fernandez-Ibanez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D. & Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean), *J. geophys. Res.,* **112,** B08404, doi:10.1029/2006JB004683.

Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W. & Watts, A.B., 2015. Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data, *J. geophys. Res.,* **120,** doi:10.1002/2015JB012073.

Guo, Z. & Ogata, Y., 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude, *J. geophys. Res.,* **102**(B2), 2857–2873.

Hardebeck, J.L., 2004. Stress triggering and earthquake probability estimates, *J. geophys. Res.,* **109,** B04310, doi:10.1029/2003JB002437.

Hatzfeld, D., Frogneux, M. & Girardin, D., 1977. Etude de la sismicite dans la region de I'arc de Gibraltar, *Bull. Soc. geol. Fr.,* **S7-XIX**(4), 741–747.

Hudnut, W., Seeber, L. & Pacheco, J., 1989. Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, Southern California, *Geophys. Res. Lett.,* **16**(2), 199–202.

Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R. & Bjornsson, G., 2003. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients, *Nature,* **424,** 179–183.

King, G.C.P., Stein, R.S., Lin & J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.,* **84**(3), 935–953.

Kirkpatrick, J.D., Shipton, Z.K., Evans, J.P., Micklethwaite, S., Lim, S.J. & McKillop, P., 2008. Strike-slip fault terminations at seismogenic depths: the structure and kinematics of the Glacier Lakes fault, Sierra Nevada United States, *J. geophys. Res.,* **113,** B04304, doi:10.1029/2007JB005311.

Kostrov, V.V., 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rocks, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth,* **1,** 23–44 (Eng. Transl.).

Koulali, A. *et al.*, 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary, *Earth planet. Sci. Lett.,* **308,** 211–217.

Lucente, F.P., Gori, P.D., Margheriti, L., Piccinini, D., Bona, M.D., Chiarabba, C. & Agostinetti, N.P., 2010. Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, *Geology,* **38,** 1015–1018.

Medina, F., 1995. Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis, *J. Struct. Geol.,* **17**(7), 1035–1046.

Meghraoui, M. & Pondrelli, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa, *Ann. Geophys.,* **55**(5), 955–967.

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

Morel, J.-L. & Meghraoui, M., 1996.The Goringe–Alboran–Tell tectonic zone, a transpression system along the Africa–Eurasia plate boundary, *Geology,* **24,** 755–758.

Narteau, C., Byrdina, S., Shebalin, P. & Schorlemmer, D., 2009. Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology, *Nature,* **462**(7273), 642–645.

Negredo, A.M., Bird, P., de Galdeano, C.-S. & Buforn, E., 2002. Noetectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region, *J. geophys. Res.,* **107**(B11), ETG10-1–ETG10-15.

Nur, A. & Booker, J.R., 1972. Aftershocks caused by pore fluid flow?, *Science,* **175**(4024), 885–887.

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.,* **82**(2), 1018–1040.

Palano, M., González, P.J. & Fernández, J.A., 2013. Strain and stress fields along the Gibraltar orogenic arc: constraints on active geodynamics, *Gondwana Res.,* **23,** 1071–1088.

Piombo, A., Martinelli, G. & Dragoni, M.2005. Post-seismic fluid flow and Coulomb stress changes in a poro-elastic medium, *Geophys. J. Int.,* **162,** 507–515.

Pytharouli, S.I., Lunn, R.J., Shipton, Z.K., Kirkpatrick, J.D. & do Nascimento, A.F., 2011. Microseismicity illuminates open fractures in the shallow crust, *Geophys. Res. Lett.,* **38,** L02402, doi:10.1029/2010GL045875.

Reasenberg, P.A. & Simpson, R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science,* **255,** 1687–1690.

Rice, J.R. & Cleary, M.P., 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys. Space Phys.,* **14**(2), 227–241.

Shapiro, S.A., Huenges, E. & Borm, G., 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site, *Geophys. J. Int.,* **131,** F15–F18.

Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting,* Cambridge Univ. Press, p. 439.

Stein, R.S., Barka, A. & Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.,* **128,** 594–604.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics,* **426,** 295–317.

Stich, D., Martin, R. & Morales, J., 2010. Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008, *Tectonophysics,* **483,** 390–398.

Tahayt, A. *et al*., 2009. The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February (2004) analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations, *Remote Sens. Environ.,* **113,** 306–316.

Terzaghi, K., 1925. *Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage. Franz Deuticke,* Liepzig-Vienna.

Timoulali, Y., Hahou, Y., Jabour, N., Merrouch, R. & El Kharrim, A., 2014. Main features of the deep structure by local earthquake tomography and active tectonics: case of Rif Mountain (Morocco) and Betic Cordillera (Spain), *J. Seismol.,* **18**(2), 221–234.

Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V. & Lin, J., 2011. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching, User guide, *U.S. Geol. Surv*. Open-File Rept. 2011-1060, 63 pp. Available at: http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/, last accessed October 2016.

Turkaya, S., Toussaint, R., Ericksen, F.K., Zecevic, M., Daniel, G., Flekkøy, E.G. & Måløy, M., 2015. Bridging aero-fracture evolution with the characteristics of the acoustic emissions in a porous medium, *Front. Phys.,* **3,** doi:10.3389/fphy.2015.00070.

Utsu, T., 1969. Aftershocks and earthquake statistics (I) - Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser.,* **VII**(3), 121–195.

Vallée, M., 2016. Automatic determination of source parameters using the SCARDEC method. Available at: http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/catalog/earthquake-description?seis=us10004gy9, last accessed 22 September 2016.

Wang, H.F., 2000. *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology,* pp. 304, Princeton Univ. Press.

Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.,* **79**(47), 579, doi:10.1029/98EO00426.

Wyss, M. & Habermann, R.E., 1988. Precursory seismic quiescence, *Pure appl. Geophys.,* **126,** 319–332.

Wyss, M. & Wiemer, S., 2000. Change in the probabilities for earthquakes in Southern California due to the Landers M 7.3 earthquake, *Science,* **290,** 1334–1338.

## SUPPORTING INFORMATION

Supplementary data are available at *GJI* online.

**Figure S1.** (a) ΔCFF modeling on the 2004 fault plane due to the 1994 fault rupture, the computation are made for $\mu' = 0.2$, the black stars indicate the 2004 hypocentre, (b) ΔCFF modeling on the 2016 fault plane due to the cumulative 1994 and 2004 earthquake, the grey stars indicate the 2016 hypocentre, note that the receiver planes are tapered to 40 fault patches system.

**Figure S2.** ΔCFF modeling on optimally oriented fault planes caused by the 2004 earthquake at depth range [5–15 km] for: (a) $\mu' = 0.2$, (b) $\mu' = 0.4$, (c) $\mu' = 0.6$ and (d) $\mu' = 0.8$, the aftershocks distributions are represented by black circles, the white star represents the 2004 epicentre and the grey star is the 2016 epicentre. The increase of pressure could trigger events in regions where the Coulomb stress predict and absence of activity.

**Figure S3.** Full poroelastic relaxation of the 1994 and the 2016 earthquakes from the undrained state to the fully drained state, the computation is obtained by linear elasticity theory with appropriate values of undrained and drained Poisson ratio: (a) full poroelastic relaxation due to the 1994 earthquake on the 2004 fault rupture with a typical sedimentary undrained and drained Poisson ratios, respectively, (b) full poroelastic relaxation due to the 1994 earthquake on the 2004 fault rupture with an extreme undrained and drained Poisson ratios, respectively, according the Bosl and Nur hypothesis, this value might be typical for upper crust when fractures exists, (c) ΔCFF ( red + green) and $\Delta P/B$ profiles along the 2004 rupture related to the full poroelastic relaxation of the 1994 earthquake, a significant change of $\Delta P/B$ is obtained for $(vu, v) = (0.31,0.15)$, the yellow stars indicate the 2004 epicentre location on the axe, (d) full poroelastic relaxation due to the 2016 earthquake on fixed planes strike/dip/rake = 195°/78°/19° for $(vu, v) = (0.31,0.15)$ and (e)full poroelastic relaxation due to the 2016 earthquake on fixed planes strike/dip/rake = 195°/78°/19° for $(vu, v) = (0.31,0.25)$. Note that the white stars indicate the 2016 epicentre location, and the black circles indicate the aftershock distribution following the 2016 earthquake.

**Figure S4.** Angular relationship between pre-seismic local stress field and the 2004 fault plane acting on the central Rif block, the maximum horizontal stress (green) and the minimum horizontal (yellow) stress directions acting of the 2004 rupture at depth are obtained from stress estimation based on inversion of focal mechanism and GPS data obtained by several authors (Akoglu *et al.* 2006; Fernandez-Ibanez *et al.* 2007; Tahayt *et al.* 2009), $\sigma$ *and* $\tau$ denote the normal and shear stress according to the state of stress, the red black and the red line indicates the SS surface fault of the 1994 and 2004 earthquakes, respectively, the tectonic models used for this study are from Tahayt *et al.* (2009), where arrows indicate the relative movements of these blocks with respect to Africa plate, the 1994 and the 2004 rupture are from Akoglu *et al.* (2006). The majors reverse faults trace are represented by an

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

appropriate symbol and the major strike-slip fault traces represented by lines.

**Table S1.** Coulomb stress change caused by the 2004 and the 2016 earthquakes on aftershocks planes for $\mu' = 0.4$, the strike/dip/rake represent the best geometry related to the optimally oriented $\Delta$CFF loading. SF represents the source fault.

**Appendix A:** Constitutive equations of poro-elasticity.

**Appendix B:** Relationship between the poro-elastic model and the 2004 earthquake triggering.

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the paper.

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/212/1/42/4157796
by guest
on 13 November 2017

*Geophys. J. Int.* doi: 10.1093/gji/ggx385
Advance Access publication 2017 September 13
GJI Seismology

# Supplemental Material

# The Al Hoceima earthquake of 25 January 2016: Stress transfer and poro-elasticity in the Alboran Sea region

J.Kariche ., M. Meghraoui., Y.Timoulali.,
E.Cetin and R. Toussaint

Figures S1 of the Supplemental Material illustrate the ΔCFF on 2004 and 2016 planes induced by the 1994 and the cumulative 1994 and 2004 respectively Figure S2 represents the Coulomb stress change computed on optimally oriented fault planes induced by the 2004 rupture, the static stress change are correlated with the seismicity, the Figure S3 represent the stress change at 7km depth on the 2004 and the 2016 fault rupture planes due to the full poro elastic relaxation and using different drained process. Figure S4 shows the angular relationship between stress directions and the 2004 fault plane, this figure as considered as an input to the computation of stress change on the 2004 rupture due to the poro-elastic (or isotropic) model as expressed by Beeler et al (2000).
The Appendix A represent the full constitutive equations used to represent the poro-elasticity at Al Hoceima- Alboran zone, the Appendix B details the relationship between the weakness of the Al Hoceima faults system and the stress triggered rely on a fault failure model for an varying effective friction coefficient model, the variable isotropic model are compared to the constant effective friction model in term of stress contribution.

## List of Figure Captions

**Figure S1**: **a)** ΔCFF modelling on the 2004 fault plane due to the 1994 fault rupture, the computation are made for μ' =0.2, the black stars indicate the 2004 hypocenter, **b)** ΔCFF modelling on the 2016 fault plane due to the cumulative 1994 and 2004 earthquake, the grey stars indicate the 2016 hypocenter, note that the receiver planes are tapered to 40 faults patches system.

**Figure S2**: ΔCFF modelling on optimally oriented fault planes caused by the 2004 earthquake at depth range [5km-15km] for : **a)** μ' =0.2, **b)** μ' =0.4, **c)** μ' =0.6, **d)** μ' =0.8, the aftershocks distributions is represented by black circles, the white star represent the 2004 epicenter and the grey star represent the 2016 epicenter. The increases of pressure could trigger events in regions where the Coulomb stress predict and absence of activity.

**Figure S3**: Full poro elastic relaxation of the 1994 and the 2016 earthquakes from the Undrained state to the fully drained state, the computation is obtained by linear elasticity theory with appropriate values of undrained and drained Poisson ratio : **a)** full poro elastic relaxation due to the 1994 earthquake on the 2004 fault rupture with a typical sedimentary undrained and drained Poisson ratio respectively , **b)** full poro-elastic relaxation due to the 1994 earthquake on the 2004 fault rupture with an extreme undrained and drained Poisson ratio respectively, according the Bosl and Nur hypothesis, this value might be typical for upper crust when fractures exists, **c)** ΔCFF ( red + green) and ΔP/B profiles along the 2004 rupture related to the full poro-elastic relaxation of the 1994 earthquake, a significant change of ΔP/B are obtained for $(\nu_u, \nu) = (0.31, 0.15)$, the yellow star indicate the epicenter of the 2004 earthquake., **d)** full poro-elastic relaxation due to the 2016 earthquake on fixed planes strike/dip/rake = 195°/78°/19° for $(\nu_u, \nu) = (0.31, 0.15)$, **e)** full poro-elastic relaxation due to the 2016 earthquake on fixed planes strike/dip/rake = 195°/78°/19° for $(\nu_u, \nu) = (0.31, 0.25)$, note that the white stars indicate the 2016 epicenter location.

**Figure S4**: Angular relationship between preseismic local stress field and the 2004 fault plane acting on the central Rif block, the maximum horizontal stress ( green) and the minimum horizontal ( yellow) stress directions acting of the 2004 rupture at depth are obtained from stress estimation based on inversion of focal mechanism and GPS data obtained by several authors ( Ibanez et al , 2007., Tahayt et al., 2009., Akoglu et al., 2006), $\sigma$ *and* $\tau$ denote the normal and shear stress according to the state of stress, the red black and the red line indicates the SS surface fault of the 1994 and 2004 earthquakes respectively, the tectonic model used for this study are from Tahayt et al (2009) where arrows indicate the relative movements of these blocks with respect to Africa plate, the 1994 and the 2004 rupture are from Akoglu et al (2006). The majors reverse faults trace are represented by an appropriate symbol, the majors strike slip faults trace represented by lines.

**Table S**: Coulomb stress change caused by the 2004 and the 2016 earthquakes on aftershocks planes for μ' = 0.4, the strike/dip/rake represent the best geometry related to the optimally oriented ΔCFF loading. SF is the source fault.

**Appendix A**: Constitutive equations of poro elasticity.

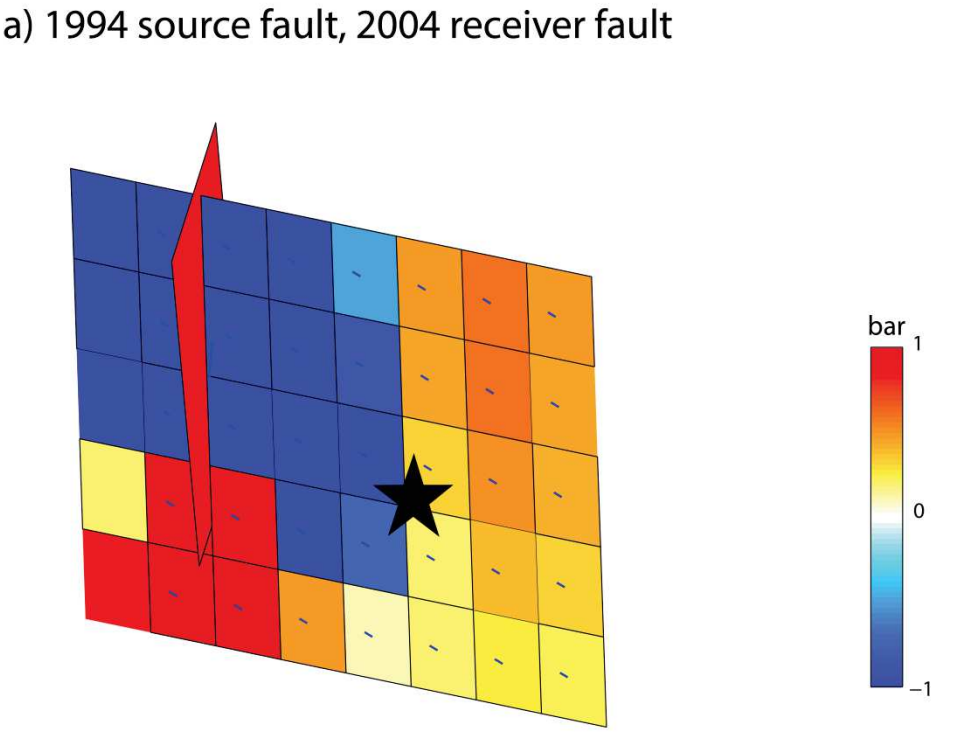
**Appendix B**: Relationship between the poro-elastic model and the 2004 earthquake triggering.

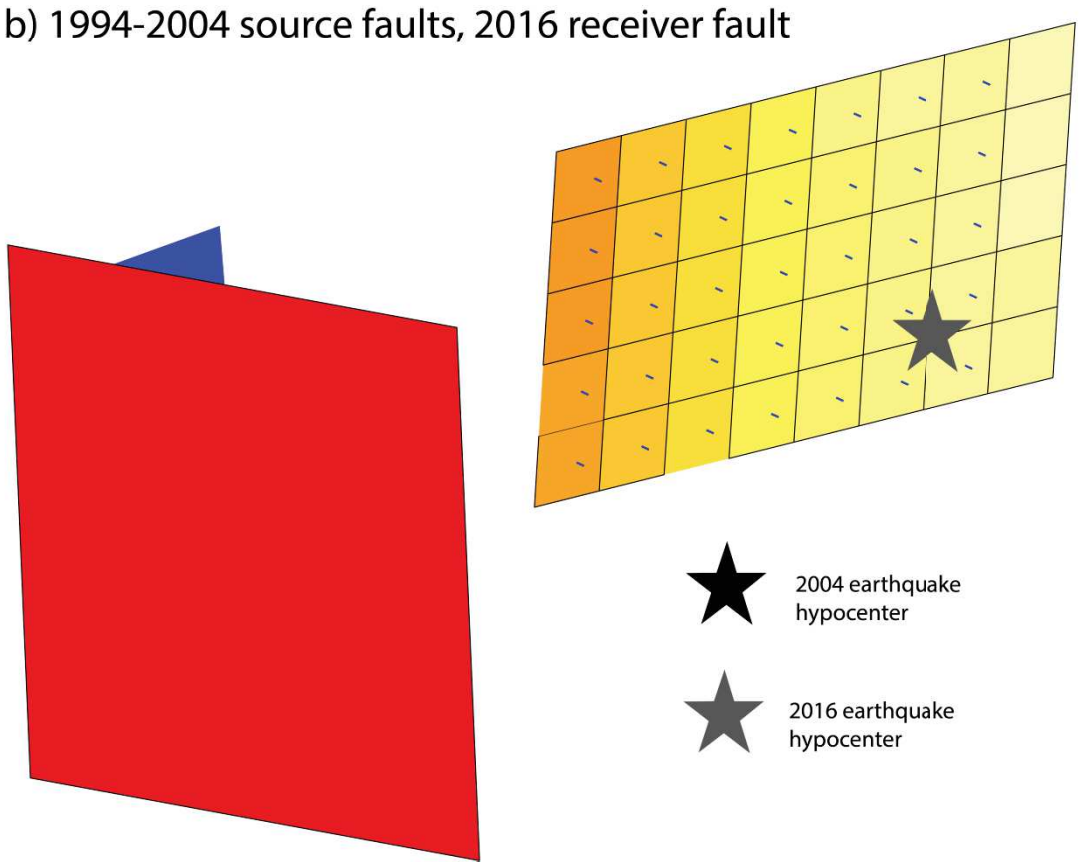
*Geophys. J. Int.* doi: 10.1093/gji/ggx385
Advance Access publication 2017 September 13
GJI Seismology

**Table S1**: Coulomb stress change caused by the 2004 and the 2016 earthquakes on aftershocks planes for μ' = 0.4, the strike/dip/rake represent the best geometry related to the optimally oriented ΔCFF loading. SF is the source fault.

| Source Fault | Year | month | day | hour | min | Long (°) | Lat (°) | Depth (km) | Mag. | Strike (°) | Dip (°) | Rake (°) | Shear (bar) | Normal (bar) | Coulomb (bar) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2004 SF | 2004 | 02 | 25 | 12 | 44 | -4.11 | 35.28 | 10.10 | 5.23 | 207 | 66 | -1 | 0.65 | 1.47 | 0.79 |
| | 2004 | 02 | 26 | 12 | 7 | -4.18 | 35.23 | 10.8 | 4.93 | 298 | 84 | -154 | 0.45 | 0.04 | 0.45 |
| | 2004 | 03 | 7 | 6 | 37 | -4.02 | 35.04 | 0.00 | 5.05 | 178 | 43 | -43 | -0.42 | 0.39 | -0.38 |
| | 2016 | 01 | 25 | 5 | 54 | -3.77 | 35.48 | 10.00 | 5.38 | 290 | 82 | -128 | 0.22 | 0.34 | 0.26 |
| 2016 SF | 2016 | 02 | 22 | 3 | 46 | -3.51 | 35.74 | 10.00 | 5.2 | 252 | 44 | 86 | 0.1 | -0.01 | 0.1 |
| | 2016 | 03 | 11 | 4 | 16 | -3.60 | 35.70 | 10.00 | 5.0 | 250 | 43 | 85 | 0.18 | 0.02 | 0.2 |
| | 2016 | 03 | 15 | 4 | 40 | -3.63 | 35.69 | 10.00 | 5.3 | 260 | 43 | 95 | 0.4 | -0.1 | 0.4 |

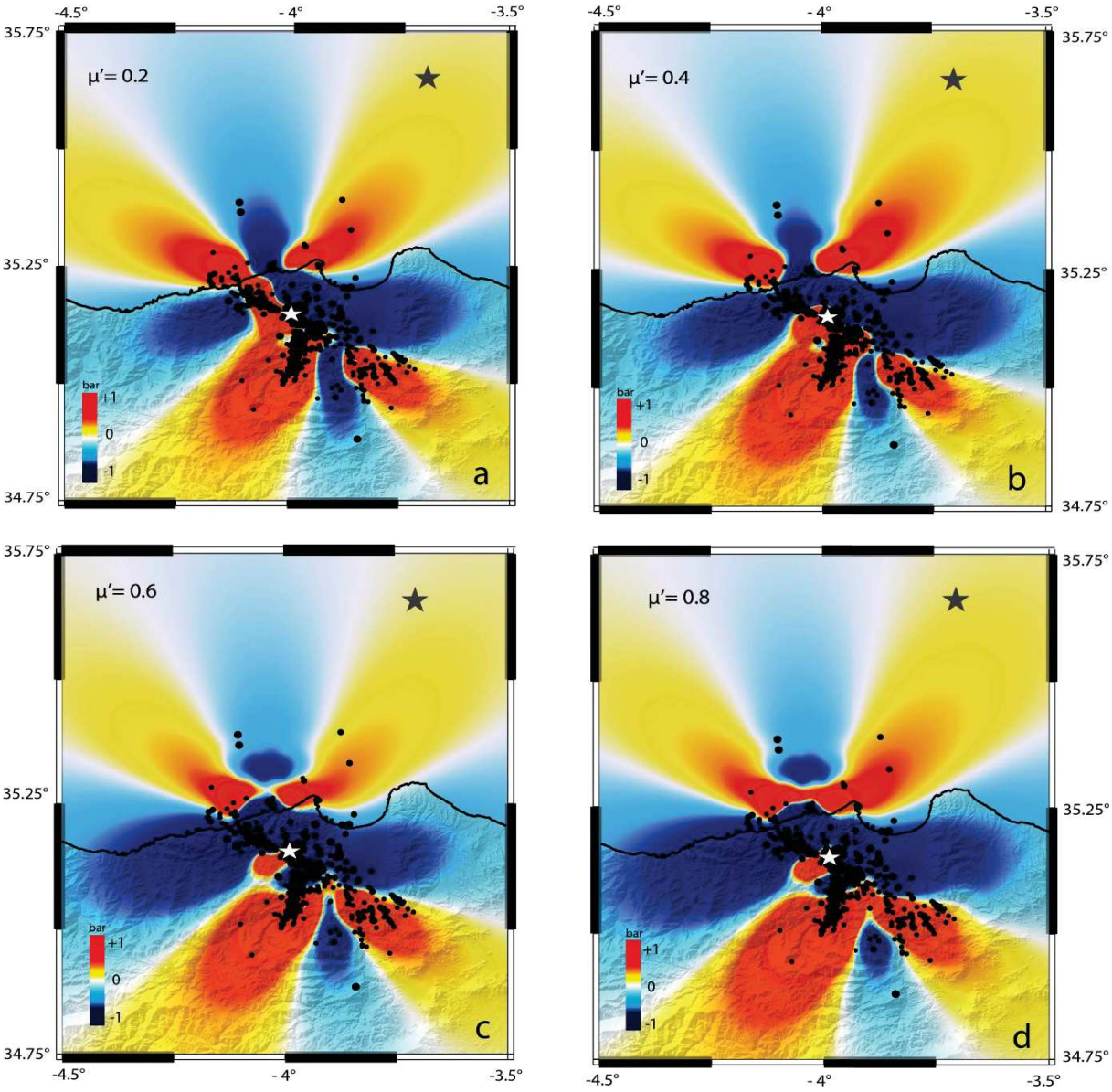
*Geophys. J. Int.*
Advance Access publication 2017 September 13
GJI Seismology
doi: 10.1093/gji/ggx385



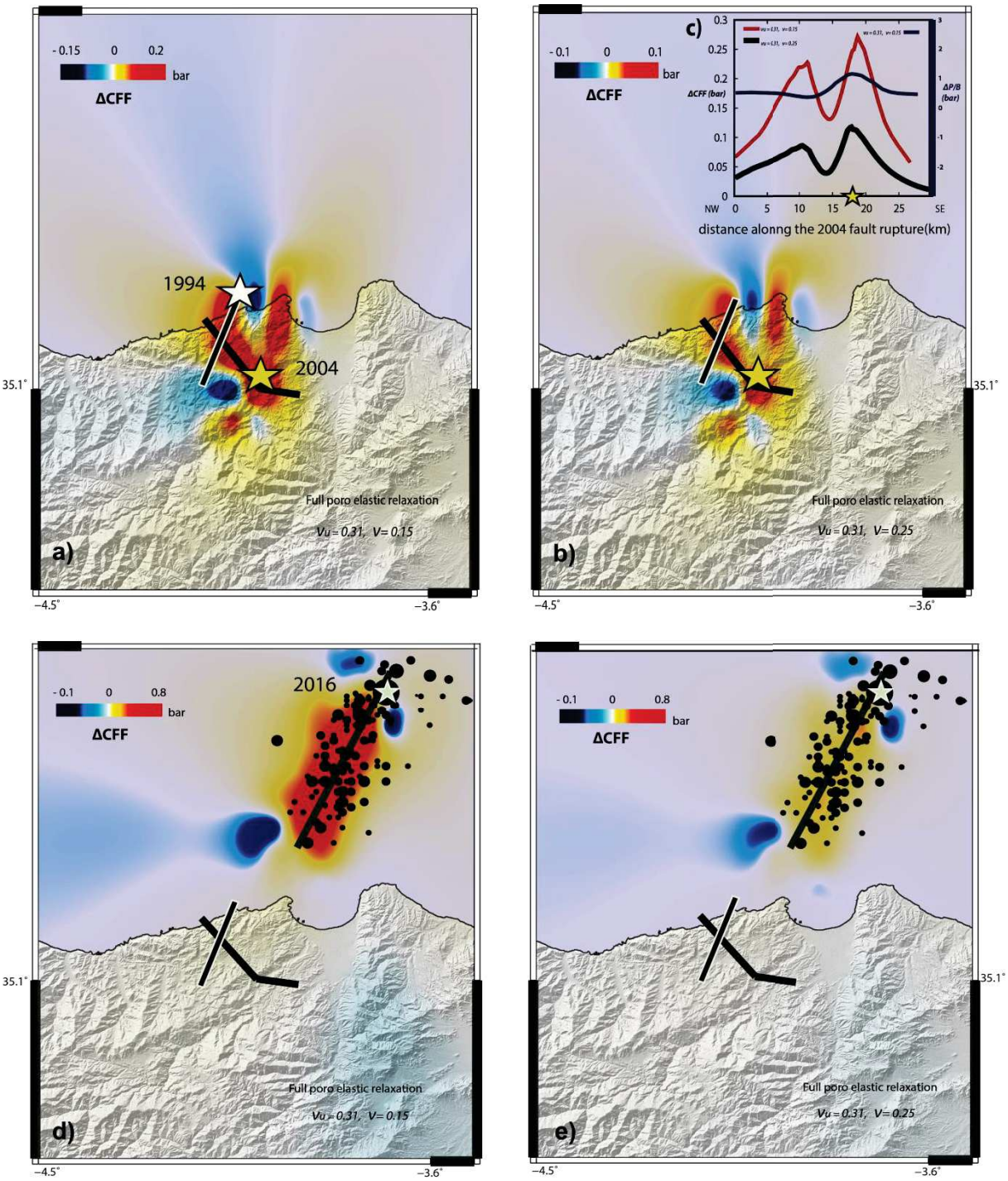

Figures S1 a and b

doi: 10.1093/gji/ggx385




Figures S2 a, b, c and d

doi: 10.1093/gji/ggx385




Figures S3 a, b, c, d and e

doi: 10.1093/gji/ggx385

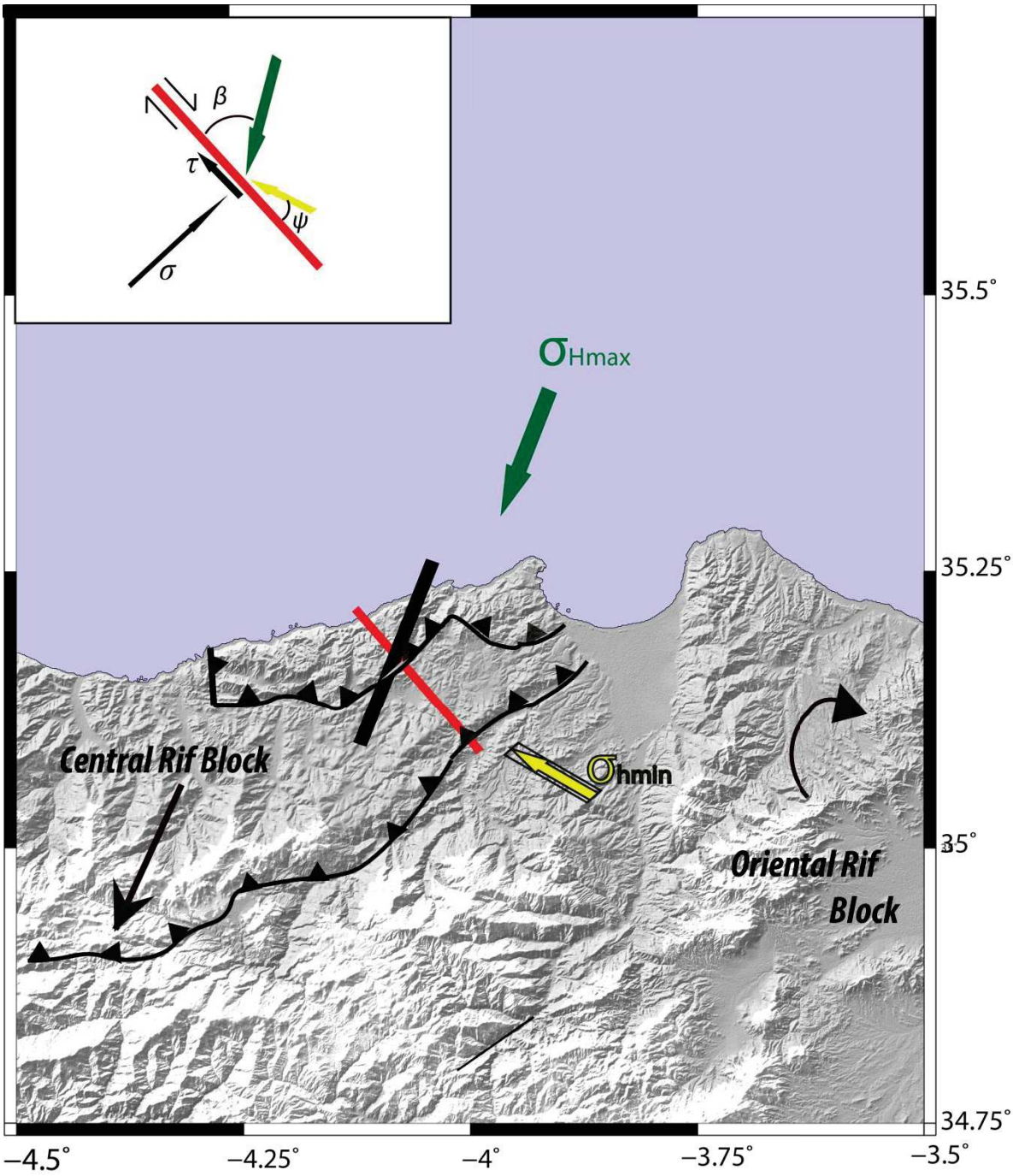



Figure S4

## Appendix A: Constitutive equations of poro-elasticity

Based on the fracture mechanical model of fault propagation, Rice and Cleary (1976) rewrite the Biot equations (1941) of linear elasticity takin into account the rupturing solid and its pore fluid component.

In order to solve the equation governing the response to initial stress created by the dislocation of a porous solid, the linearized relation for a fluid saturated porous elastic solid is formulated first by Biot (1941, 1955) who coupled the diffusive aspect of a single phase fluid in a porous medium to the mean stress. The poro-elastic time-dependant equation is formulated in terms of coupled pore pressure and mean stress (Rice and Cleary, 1976; Bosl and Nur, 2002) as following:

$$B\left(\frac{\partial P}{\partial t}+B\frac{\partial \sigma}{\partial t}\right)=\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\boldsymbol{k_{ij}}\,(x)\frac{\partial P}{\partial x_j}\right) \qquad (A1)$$

$$B=\mu\,\emptyset\,(C_f+C_r)$$

where $\mu$ is the fluid viscosity, $\emptyset$ is the porosity, $C_f$ $and$ $C_r$ are fluids and rock compressibility respectively. $P$ is the pore deviation from the reference pressure, $\boldsymbol{\sigma}=\frac{\boldsymbol{\sigma_{kk}}}{\mathbf{3}}$ is the mean stress deviation from a reference mean stress state ($with\ \sigma=\sigma_{total}-\sigma_{ref}$), $B$ is the Skempton coefficient, and $\boldsymbol{k_{ij}}\,(x)$ is the spatially variable permeability tensor.

The equilibrium equation must be solved from the linear isotropic expression for strain compatibility ($\varepsilon_{ij}$) $under\ isotermal$ condition as postulated by Biot (1941) :

$$2G\varepsilon_{IJ}=\left(\sigma_{ij}+P\delta_{ij}\right)-\frac{\nu}{1+\nu}\,(\sigma_{kk}+3P)\,\sigma_{ij}+\frac{2G}{3}\left(\frac{1}{H}-\frac{1}{K}\right)P\,\sigma_{ij} \qquad (A2)$$

Where $H$ is the poro-elastic expansion coefficient, $\alpha=K/H$ is the Biot-Willis coefficient, $G,\nu$ are shear modulus and poisson ratio, respetively.

Simultaneous change of stress $\Delta\sigma_{ij}$ induced by pore pressure change $\Delta P$ is written by Rice and Clearly (1974) as:

$$\Delta\sigma_{ij}=-\Delta P\delta_{ij} \qquad (A3)$$

Where $\delta_{ij}$ is a known Kronecker Delta.

The relation that governs the poro-elastic deformation is in the simple form (Rice and Clearly., 1976):

$$\Delta\varepsilon_{ij}=-\,\delta_{ij}\,\frac{\Delta P}{3K_s}\ \ ;\ \ \Delta\nu=-\nu_0\frac{\Delta P}{K_s}$$

The mass equilibrium state is obtained by multiplying$\nu$ by $\rho$, from A(2):

$$m - m_0 = (\rho - \rho_0)\, \nu_0 + \rho_0\, (\nu - \nu_0)$$

$$= \rho_0 \frac{\nu_0}{K_f} P + \frac{\rho_0}{3}\left(\frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s}\right)(\sigma_{kk} + 3\,P) - \rho_0 \frac{\nu_0}{K''_s} P \qquad (A4)$$

$m_0$ *and* $\rho_0$ correspond to reference state and $K_f$ is the Bulk modulus of fluid defined by $\frac{\rho_0 P}{(\rho - \rho_0)}$ and $K'_s$ and $K''_s$ are sensibly associated with $K_s$ and must be introduced as experimental constants additional to $G$ and $\nu$ and analogous to $H$ and $R$ also having the same order of magnitude as the bulk modulus for 'non-fluid-infiltrated' (Rice and Cleary, 1974).

If we consider that a pore pressure change is induced by an earthquake dislocation, we rewrite the equation $(m - m_0)$ at undrained state of deformation and in this case we assume that this short time scale implies a non change in fluid masse (i.e., Δm =0).

Rice and Cleary (1976) definition of undrained condition is comparable to that stipulated by Bosl and Nur (2002). Based on this assumption, the Rice and Cleary (1974) short term undrained moduli can be expressed as a Bosl and Nur (2002) short term poro-elastic relaxation in earthquake fracturing.

The undrained response (Δm = 0) implies a causal relationship between the pore pressure and the full hydrostatic stress on an element given by the Skempton coefficient *B*

$$\Delta P = -B\, \frac{\Delta\sigma_{kk}}{3} \qquad (A5)$$

Where

$$B = \frac{\frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s}}{\frac{\nu_0}{K_f} + \frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s} - \frac{\nu_0}{K''_s}} \qquad (A6)$$

The undrained Poisson ratio is obtained by substitution from (A6) for undrained state into (A1)

$$\nu_u = \frac{3\nu + B\,(1-2\nu)\left(1 - \frac{K}{K'_s}\right)}{3 - B(1-2\nu)\left(1 - \frac{K}{K'_s}\right)} \qquad (A7)$$

$$\nu_u \; range\ between\ [\nu, 1/2]$$

Hence, the instantaneous elastic response can be expressed by:

$$2G\Delta\varepsilon_{ij} \equiv \Delta\sigma_{ij} - \frac{\nu_u}{1+\nu_u}\, \Delta\sigma_{kk}\, \delta_{ij} \qquad (A8)$$

The porous medium constitutive equations can be expressed by a combination of drained and undrained poro-elastic response (Rice and Clearly., 1976):

$$\begin{cases} 2G\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} - \dfrac{\nu}{1+\nu}\,\sigma_{kk}\,\delta_{ij} + \dfrac{3(\nu_u - \nu)}{B\,(1+\nu)(1+\nu_u)}\,P\,\delta_{ij} \\ m - m_0 = \dfrac{3\,\rho_0(\nu_u - \nu)}{2GB\,(1+\nu)(1+\nu_u)}\left[\sigma_{kk} + \dfrac{3}{B}\,P\right] \end{cases} \qquad (A9)$$

Where i=j the relation between the mean stress and the pore pressure relaxation is given by (Rice and Clearly, 1976):

$$\nabla^2\left[\sigma_{kk} + \frac{6(\nu_u - \nu)}{B\,(1-\nu)(1+\nu_u)}\,P\right] = 0 \qquad (A10)$$

As postulated by Nur and Booker (1972), the aftershocks production must consider the effect of pore pressure where the Coulomb stress change is defined as a time-dependent process and includes both pore pressure and stress state surrounding the fault zone. Piombo et al [2005] show that for a short time post-seismic response, the fluid effect is able to increase or decrease the Coulomb stress change. This observation correlates with the fact that the change to the shear stress caused by pore fluid diffusion is significant and may be strongly coupled to pore pressure. The pore pressure induced by the initial dislocation can be computed as $P = -B\sigma$ in undrained condition. Consequently, the stress change induced by pore fluid diffusion must satisfy the compatibility equation (A10).

In order to compute this effect just after an earthquake, Bosl and Nur (2002) imposed another boundary condition based on the fact that pore pressure equilibrium far from the source is a simple solution of the Rice and Cleary (1976) problem and it takes the following for:

$$[\,A\,P + \sigma] = 0 \qquad (A11)$$

$$A = \frac{2(\nu_u - \nu)}{B\,(1-\nu)\,(1+\nu_u)}$$

and $\sigma$ is the change in stress field (due to the pore fluid diffusion) related to the initial stress induced fault rupture (Bosl and Nur, 2002):

$$\frac{\sigma}{\sigma_{init}} = \frac{(\nu_u - \nu)}{(1-\nu)(1+\nu_u)} \qquad (A12)$$

This equation confirms that the post seismic mean stress change induced by pore pressure relaxation may increase or decrease in agreement with the initial mean stress caused by fault rupture. Equation (A12) can be considered as an instantaneous response in the context of local equilibrium (Bosl and Nur, 2002).

According to Rice and Clearly (1976), the local pressure equilibrium over time is quite short by comparison to that needed for induced D'Arcy flows to achieve global pressure equilibrium over an entire deformed region. The mean stress due to the pore fluid diffusion in equation A12 can be considered as an "instantaneous response" in the context of local equilibrium.

## References

Biot, M. A., (1941), General theory of three-dimensional consolidation, J. Appl. Phys., 12, 155-164.

Biot, M. A., (1955), Theory of elasticity and consolidation for a porous anisotropic solid, J. Appl. Phys., 26, 182-185.

Bosl W.J., and A. Nur (2002), Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake, J. geophys. Res., 107, B12, 2366, doi:10.1029/2001JB000155.

Nur A and Booker JR (1972), Aftershocks caused by pore fluid flow?, Science 25;175(4024):885-7.

Rice J.R., and M. P Cleary (1976), Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents, review of geophysics and space physics, vol 14, No. 2.

## Appendix B: relationship between the poro-elastic model and the 2004 earthquake triggering

To perform our analysis and modelling on i) the poroelastic effect in triggering seismic sequences, and ii) the influence of the mean stress induced by the isotropic (i.e., poro-elastic) model (rather than the normal stress attributed to the constant apparent friction model at the 2004 earthquake rupture), we compute the response of these two models subjected to a local maximum horizontal compressive stress ($SH_{max}$) acting in a local rupture zone and we study the influence of the poro-elastic effect on the Coulomb stress change.

In the tectonic model of Figure S4, we consider a scenario of tectonic loading in the epicentre area of the 2004 earthquake before the rupturing process, we assume that the strike slip faults are weaker than the surrounding reverse faults. For the Trans-Alboran Shear zone, Ibanez et al (2007) suggest that the $SH_{max}$ deviation with respect to the regional stress field results from clockwise rotation with moderate to significant value (36°-78°). Consequently, the angle between $SH_{max}$ and the 2004 right lateral strike slip faults is estimated to β=70°.

In our case, the $SH_{max}$ represents the compressive stress applied to local fault sources of the Central Rif Block with respect to the Neogene and Quaternary clockwise rotation of the Oriental Rif Bloc (Tahayt et al., 2009; Ibanez et al., 2007). Combining the geodetic (GPS and InSar) results and the tectonic model obtained by different authors (Akoglu et al., 2007; Tahayt et al., 2009), the stress distribution and block rotation seem to be controlled by a thick sedimentary accumulation (including tectonic nappes) where the active strike slip deformation accommodates earthquake ruptures (with right or left-lateral shearing) within the Trans-Alboran shear zone (Ibanez et al., 2007).

If we considered that the crust surrounding the 2004 rupture approach the threshold for reverse faulting, the Change in the Coulomb failure criterion per increment of tectonic loading $\Delta\sigma_1 = \Delta SH_{max}$ on the 2004 right-lateral strike-slip rupture plane according to the isotropic model can be expressed by the combination of shear, normal and pore pressure change contributions as expressed by Beeler et al (2000):

$$\frac{\Delta CFF}{\Delta\sigma_1} = \frac{(1-\upsilon)sin2\psi}{2} - \frac{\mu}{2}[1+\nu+(1-\nu)cos2\psi] + \frac{\mu B(1+\upsilon)}{3} \quad (B1)$$

Where the shear stress ($\Delta\tau$), the normal stress ($\Delta\sigma_n$) and the mean stress ($\Delta\sigma_m$) contributions are given by

$$\Delta\tau = \Delta\sigma_1\left(\frac{(1-\upsilon)sin2\psi}{2}\right); \Delta\sigma_n = \Delta\sigma_1\left(\frac{1+\upsilon+(1-\upsilon)cos2\psi}{2}\right);$$

$$\Delta\sigma_m = \Delta\sigma_1\left(\frac{1+\upsilon}{3}\right)$$

The Coulomb Failure Function per increment of compressive stress load for a constant effective friction coefficient $\mu'$ becomes a contribution of shear and normal stresses (Beeler et al., 2000) as follows:

$$\frac{\Delta CFF}{\Delta\sigma_1} = \frac{(1-\upsilon)sin2\psi}{2} - \frac{\mu(1-B)}{2}[1+\nu+(1-\nu)cos2\psi] \quad (B2)$$

where $\Delta\tau = \Delta\sigma_1\left(\frac{(1-\upsilon)sin2\psi}{2}\right)$; $\Delta\sigma_n = \Delta\sigma_1\left(\frac{1+\upsilon+(1-\upsilon)cos2\psi}{2}\right)$

Here, we consider that there is no stress perturbation due to the fault interaction (at pre-1994 field conditions), for a misdirected 2004 earthquake rupture geometry (ψ =20°; Figure S4) and for a typical laboratory value (0.6, 0.8) of internal friction coefficient the normal stress change increases, regardless of the Skempton pore pressure coefficient *B*. If the isotropic model is chosen as representative, our tectonic model stipulate that the increase of

normal stress from μ =0.6 to 0.8 implies a decrease in the Coulomb stress change which makes earthquake ruptures acting in stable domain. Taking the case of ψ =20° (Figure S4) as a plausible local stress representation at a given depth for the 2004 rupture and for an isotropic (poroelastic) model, a low friction coefficient is required for tectonic loading to move the fault toward a positive ΔCFF even if $B$ =1. For a constant friction model, μ can have any value if $B$=1.

The isotropic model seems to be more representative of the failure process for strike slip fault in a transpressive regime and also able to reproduce the poroelastic contribution due to an earthquake stress perturbation near a fault zone. The isotropic model is more sensitive to the mean stress change due to the short term poroelastic effect and in fact more representative of the poro-elasticity than the constant apparent friction model. In order to give a more realistic representation of the short-term post-seismic stress change, the Coulomb stress change is computed by adding the contribution of the mean stress change (Figure 3b) as estimated by Bosl and Nur (2002).

## References

Akoglu, A. M., Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S. O. El Alami, S. Ergintav, and H. S. Akyüz (2006), The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR, Earth Planet. Sci. Lett. 252, 467–480

Beeler N.M., Simpson R.W., Hickman S.H and Lockner D.A (2000), Pore fluid pressure, apparent friction and Coulomb failure, J. Geophys. Res. 105, B11, P 25,533-25,542.

Bosl W.J., and A. Nur (2002), Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake, J. geophys. Res., 107, B12, 2366, doi:10.1029/2001JB000155.

Ibanez, F., J. I. Soto, M. D. Zoback, and J. Morales (2007), Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean), J. Geophys. Res. 112, doi:10.1029/2006JB004683.

Piombo, A., G. Martinelli and M. Dragoni, (2005), Post-seismic fluid flow and Coulomb stress changes in a poroelastic medium, Geophys. J. Int 162, 507–515, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02673.x.

Rice J.R., (1992), Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault, B., in Evans, B., and Wong, T. F., eds.,Fault mechanics and transport properties of rocks: New York, AcademicPress, p. 475-504

Tahayt, A., Feigl, K.L.,Mourabit, T., Rigo, A., Reilinger, R., McClusky, S., Fadil, A., Berthier, E., Dorbath, L., Serroukh, M., Gomez, F., Ben Sari, D., (2009), The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February (2004) analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. Remote Sens. Environ. 113, 306–316.

**Conclusion**

Une séquence de trois séismes s'est produite dans les montagnes du Rif et dans les environs de la mer d'Alboran en 1994 (Mw 6,0), en 2004 (Mw 6,4) et en 2016 (Mw 6,5). La modélisation du transfert de contrainte statique suggère une interaction entre failles. L'analyse du couplage à court terme entre la relaxation poroélastique et le transfert de contrainte nous a aidé à mieux appréhender la migration de la sismicité induite par la diffusion du fluide.

Les séquences de répliques des trois séismes corrèlent bien avec la distribution de la ΔCFF et confirme le rôle du fluide interstitiel dans le déclenchement des tremblements de terre dans le Rif et l'Alboran. Outre la complexité des ruptures, les paramètres de modélisation nécessitent deux niveaux du coefficient de friction effectif avec $\mu' < 0.4$ lié une diffusivité des pores-fluides significative, et $\mu' = 0.4$ pour les zones de failles à diffusivité limitée. La variation de la contrainte de Coulomb et la diffusion du fluide expliquent l'intervalle de ~ 10-12 ans entre les ruptures majeures et la migration de cette séquence sismique. Le rôle de la vitesse de déformation et son impact sur la variation du champ de contrainte et la diffusion du fluide combiné à une analyse de la perméabilité le long des zones de ruptures paraissent cruciaux pour une compréhension fine des mécanismes de ruptures sismiques. Les ruptures sismiques de 1994 et de 2004 illustrent bien la variation du niveau de contrainte. La valeur du coefficient de friction effectif statique choisie et le rôle des pores fluides sont décisifs pour une compréhension des mécanismes de rupture liés à des géométries des failles conjuguées. Bien que les précisions liées à la localisation des répliques de 1994 et de 2016 soient limitées en raison de la mauvaise couverture azimutale des stations sismiques en champ lointain et de l'absence de stations en champ proche, la distribution des répliques concorde bien avec la variation positive de la contrainte de Coulomb cumulée durant la relaxation poroélastique post-sismique. Cependant, le catalogue de sismicité reste incomplet avec des emplacements imprécis des séismes dans la région d'Al Hoceima avant et durant la crise sismique de 1994,

ce qui empêche une étude détaillée du rôle de la pression interstitielle avant le début de cette séquence sismique.

Les localisations des ruptures sismiques à l'intérieur du continent sont déduites à partir des données de l'InSAR, de l'analyse de la déformation cosismique et l'analyse de la déformation post-sismique de surface. Les géométries de failles montrent un certain accord avec la distribution de la sismicité. La distance limitée entre les ruptures sismiques (<25 km) et les géométries de failles conjuguées avec des mécanismes de décrochement favorisent également le transfert de contraintes avec effet de fluide. Les failles actives dans la région d'Al Hoceima sont aveugles et n'ont pratiquement aucune signature géomorphologique en surface. Par conséquent, les paramètres géométriques de ruptures tels que les glissements postsismiques sur faille, le taux de déformation active à long terme et le taux de glissement sont absents dans notre étude.

La variation de la contrainte statique de Coulomb pendant l'événement de 1994 a induit un changement important de la pression interstitielle avec écoulement du fluide dans la zone de rupture de 2004. Ce phénomène hydrologique affecte la perméabilité de la zone de faille et favorise l'occurrence de séisme. L'écoulement des fluides dans la zone de faille augmente sa perméabilité et donc accélère la rupture sismique. Pour une vitesse de déformation comprise entre 19 et 24 nanostraine $an^{-1}$, nous avons observés une bonne corrélation entre la fréquence régionale des répliques associée au séisme de 2004 et la fréquence de réplique simulée basée sur les processus de diffusion du fluide.

L'effet pores-fluide dans le Rif est comparable à celui observé sur les ruptures conjuguées de Superstition Hills en Californie. De plus, la décroissance temporelle des taux de répliques lors du séisme de 2004 est probablement due à la diffusion du fluide interstitiel. Un comportement similaire est aussi observé lors du tremblement de terre Parkfield-Cholame en 1966, où la productivité des répliques et la pression interstitielle ont eu un effet direct sur la

résistance de la roche. Selon les structures géologiques, la perméabilité du substratum et le taux de sismicité, les séismes de 2004 et 2016 auraient pu être prédit par la modélisation du transfert de contrainte en tenant compte de l'effet des fluides. La présence d'un séisme précurseur le 21 janvier 2016 (Mw 5.0), soit quatre jours avant le choc principal aurait permis aux fluides de migrer à travers la zone épicentrale favorisant ainsi l'occurence du tremblement de terre 2016. Des phénomènes comparables associant précurseurs et migration des fluides à travers une zone de faille ont été décrits pour la séquence sismique de L'Aquila en Italie. Nous allons voir au prochain chapitre que le modèle poromécanique que nous avons choisi appuie l'idée d'une migration des fluides sur ce segment de faille.

La redistribution temporelle postsismique du champ de contrainte pour les séismes de 1994, 2004 et 2016 est plus importante que les 11h liée à la séquence sismique de Superstition Hills (Mw6.2, Mw6.5), suggérant des processus de diffusion différents probablement contrôlés par la perméabilité le long de la zone de faille. Suite à la séquence du tremblement de terre de 1994, la probabilité de déclencher un tremblement de terre de Mw> 6 dans les 10 ans d'intervalle passe de 12% à 55 % . Le décalage d'horloge, le taux de déformation et la variation de la contrainte de Coulomb explique le retard de 10-12 année et la probabilité de 55% à promouvoir un fort séisme dans les montagnes du Rif.

# Chapitre V

## PARAMETRES DE FAILLE, TRANSFERT DE CONTRAINTES, ELASTICITE, PORO-ELASTICITE

## Modélisation de la déformation crustale, implications sur l'aléa sismique dans le nord de l'Algérie et au Maroc

### V-1. Généralités et conception du Chapitre

Les fluides tel que l'eau ou le C02 sont omniprésent dans la croute terrestre et joue un rôle crucial dans sa déformation et l'occurrence des séismes. Le mécanisme sur lequel les roches se déforment est fortement influencé par la présence de l'eau qui se traduit par une augmentation de la pression des pores. Les analyses en laboratoire et la sismologie ont admis de façon claire que les fluides jouent un rôle très important dans les processus de rupture aussi bien pour les larges séismes que pour les ruptures à faibles échelles (Jaeger & Cook, 1969a, Scholz, 2002).

Le drainage du fluide dans les zones sismogènes à travers les pores peut changer la distribution spatiale de la pression des pores et de facto, l'état de contrainte dans les zones cassantes. Cela peut enclencher une rupture sismique par une variation de la contrainte de Coulomb couplée à la variation de la pression des pores. De larges séquences de répliques accompagnant un grand séisme ou bien des essaims de séismes (earthquake swarm) peuvent être aussi contrôlées par le mouvement des fluides. Les lois de friction tel qu'adaptées dans les critères de Coulomb sont associées aux variations des contraintes normales effectives (voir Chapitre II pour plus de détails) et se voit comme un élément clé dans la compréhension de l'effet des fluides dans le processus de nucléation sismique.

Le fluide interstitiel peut affecter la résistance à la rupture suivant deux modes possibles :

1. La pression du fluide interstitiel peut réduire la contrainte normale effective et ainsi affecter la contrainte de cisaillement dans la partie fragile de la croûte.

2. le fluide interstitiel à des températures élevées peut entraîner la dissolution et la précipitation d'éléments chimiques susceptibles de modifier la résistance à la rupture.

Les observations sur terrain montrent que les lois basées sur les frottements à régime sec (voir Chapitre I) ne peuvent expliquées à elle seule les ruptures observables sur terrain.
Des mesures de contrainte sur des zones adjacentes à la faille de San Andreas à des profondeurs de mesures variant entre 1km et 4 km ont démontrées que la contrainte horizontale maximale subit une rotation qui l'a ramène à un angle de 90° par rapport au plan de faille (Zoback et al., 1987). Zoback et al., (1987) conclurent que cette rotation est largement sensible aux mouvements des fluides.
Rice, (1992) proposa ensuite un modèle de déformation basé sur le fait que la faille de San Andreas présente une perméabilité plus élevés que les structures qui l'entourent. Le modèle de Rice, (1992) montre que la pression des fluides interstitiels à la base de la zone de faille augmente jusqu'à atteindre un régime permanent dans laquelle le fluide s'écoule de l'axe de la zone de faille vers les zones environnantes.
Durant la même période, Jaumé & Sykes, (1992) montr**èrent** que le transfert de contraintes avec redistribution des fluides expliquait de manière claire l'occurrence de trois séisme majeures au Sud de la Californie (Joshua Tree ; Mw=6.1, Landers ; Mw=7.5 et Big Bear ; Mw=6.4) .
A partir d'analyses de laboratoire, Lockner & Beeler, (2002) propos**èrent** un modèle de couplage poro élastique plus détaillé qui a permis d'expliquer les zones de faiblesse qui apparaissent sur la faille de San Andreas. Ils démontr**èrent** que le processus de nucléation des ruptures appartenant à cette faille était dépendant de l'effet des fluides en espace et en temps.
Les études du transfert de contrainte associés aux rebonds poroélastiques post-sismique que nous avons menées en Afrique du Nord (régions d'El Hoceima et la mer d'Alboran) mont**rent** que les structures tectoniques actives présentaient un niveau de perméabilité largement supérieures aux failles adjacentes (Kariche et al, 2018). Les régimes de déformations transpressives couplés à des rotations en blocs font que la pression des pores reste élevée dans les zones fragiles (Figures 1c) favorisant ainsi la migration des fluides entre compartiments (Kariche et al, 2017). La progression temporelle de la pression des pores combinés aux pressions dues aux migrations des fluides tendent à basculer en profondeur les régimes hydrostatiques vers des régimes lithostatiques favorisant l'occurrence de forts séismes. Ce genre de phénomène appelé **phénomène de supressurisation** est couramment observé dans les forages d'exploration et de production d'hydrocarbures (Sibson et al, 1988).
Une partie de ce chapitre sera consacrée aux phénomènes de migration des fluides et leur rôle dans les processus de déformation et de nucléation.

Nous développerons ensuite des modèles conceptuels de déformations poroélastiques afin d'expliquer d'une manière fine les nucléations sismiques dans les zones d'études, en combinant : transfert de contrainte, variations de la pression des pores et migration des fluides.
Enfin, des modèles prédictifs déterministes basés sur le transfert de contrainte et le couplage poroélastique seront proposées afin d'évaluer les zones des futurs tremblements. Ces modèles seront incorporés dans l'évaluation de l'Alea sismique en Afrique du Nord.

## V-2. Rôle des fluides dans les processus de ruptures

### V - 2- 1. Cycle sismique, pression des pores et redistribution des fluides

Les fluides interstitielles dans les zones de failles ont une influence significative dans le processus de rupture, soit par un effet mécanique pure ou bien par un effet physicochimique (Rice & Cleary, 1976 ; Price, 1975 ; Fyfe, 2012 ; Hickman et al, 2012 …). Un nombre important d'études de veines minéralisées dans des zones de failles actives ont fournies des preuves évidentes d'une causalité entre la mécanique de formation des structures tectoniques et l'activation implicite du fluide interstitielle (Sibson, 1981 ; Sibson, 1992 ; Lockner & Byerlee, 1995 ; Miller et al, 1996 et Cox, 2016).
Les géologues admettent aussi et cela depuis plusieurs décennies que les filons d'or orogénique associés à la formation d'une chaîne de montagne sont le fruit d'une lente accumulation de dépôts minéralisés charriés par l'eau circulant dans les fissures profondes de la croûte terrestre. Au fil du temps, les variations de la pression des pores causées par les tremblements de terre forment des veines de quartz et d'or le long d'importantes failles sismiques, l'exemple le plus remarquable est peut être celui du gisement de Muruntau, dans le désert du Kysylkoum en Republique d'Ouzbekistan. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer la redistribution des fluides durant un cycle sismique. Ces mécanismes dépendent essentiellement des épaisseurs des couches sismogènes et des régimes tectoniques en place. Plusieurs mécanismes peuvent fonctionner à la fois, à tout moment et en diffèrent lieu.
Les études que nous avons menées dans le Tell Atlas algérien et dans le Rif marocain (Figure1, Kariche et al 2017, Kariche et al, 2018) montrent que l'augmentation de la pression des pores lors d'un séisme permet une circulation des fluides vers les zones des futurs tremblements de terre. Ces ruptures sismiques sources sont associées à une réduction de la contrainte normale effective sur des failles cibles lors de la migration des fluides, favorisant ainsi les futurs glissements sur faille. Nos

études montrent également que les modes de ruptures couplés aux déformations poroélastiques présentent une mécanique semblable à celle des fracturations liée aux phénomènes d'injection des fluides dans le sous-sol (Kariche et al., 2018). Notre analyse des déformations et du transfert de contrainte montre que pour des magnitudes de contrainte normales faibles, le drainage du fluide sous pression aura tendance à se produire le long des failles actives (Kariche et al, 2017, Kariche et al., 2018).

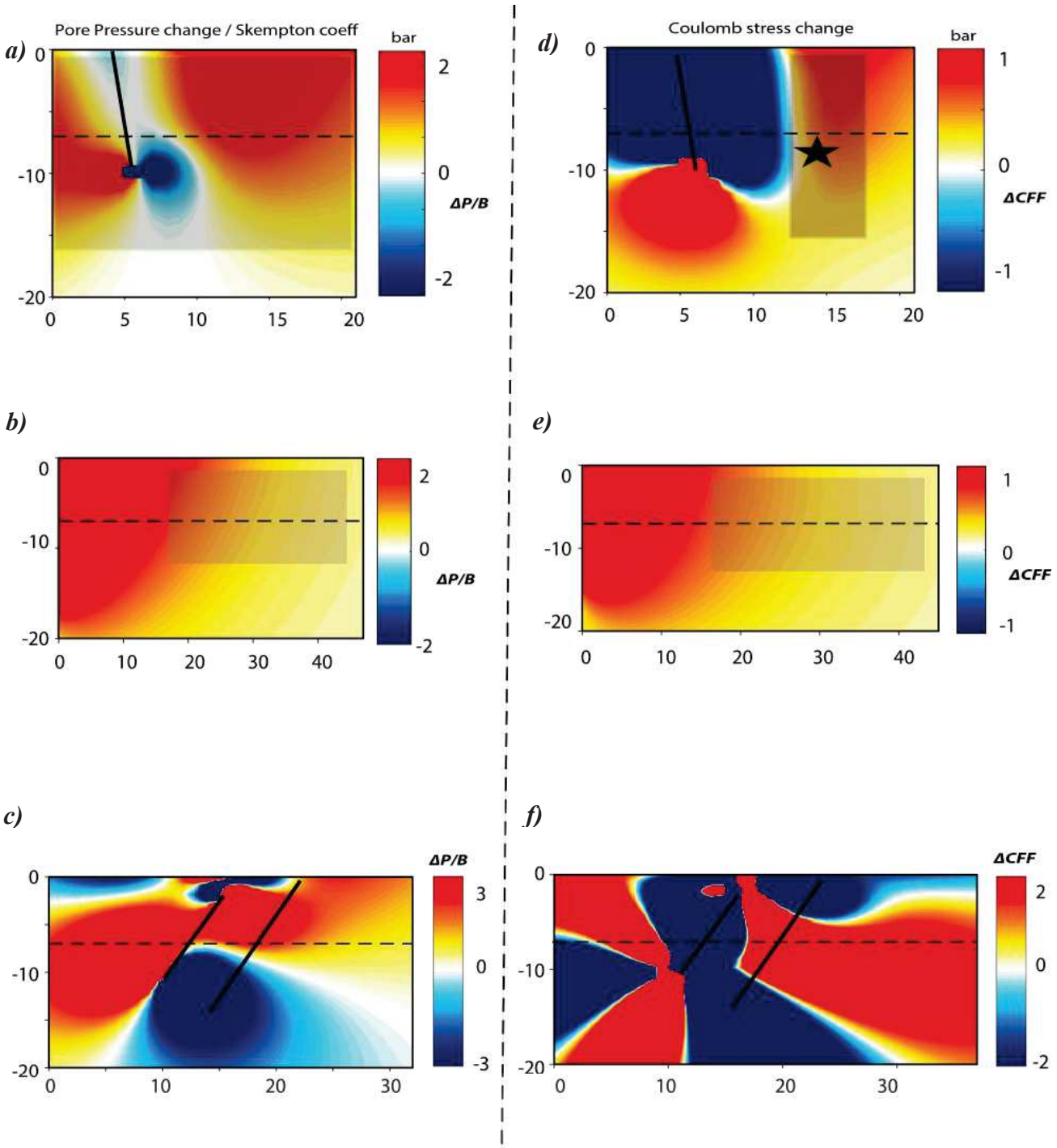


***Figure V.1*** *: modélisation en coupe de la ΔCFF et de la variation de la pression des pores ΔP à partir de la théorie de l'élasticité linéaire :* ***a)*** *rapport de la variation de la pression des pores ΔP sur le coefficient de Skempton B causé par le séisme d'El Hoceima de 1994 sur le plan de rupture de 2004, le rectangle en transparent indique la géométrie de la faille réceptrice de 2004* ***b)*** *ΔCFF causé par le séisme de 1994 sur la rupture de 2004 , le rectangle transparent montre la zone de nucléation du séisme de 2004, l'étoile indique le foyer du séisme de 2004,* ***c)*** *ΔP/B causée par le séisme d'Orleanville de 1954 sur le séisme de 1980,* ***d)*** *ΔCFF causée par le séisme de 1994 sur le plan de rupture de 2004,* ***e)*** *ΔCFF causée par le séisme de 2004 sur le rupture de 2016.la zone de nucléation est indiquée par le rectangle transparent*
***f)*** *ΔCFF causée par le séisme d'Orleanville de 1954 sur le plan de rupture de 1980, les trait en noir indiquent la position de la rupture de 1954 et de 1980 respectivement.*

Comme nous l'avons souligner au début de ce chapitre, la dynamique des ruptures fait qu'après un séisme, la pression des fluides diminue le long des ruptures sismiques, ce qui peut entrainer la précipitation et l'augmentation des minéraux contribuant ainsi à la formation de veines minéralisées le long des zones de failles. Sibson (1981) puis Sibson & Scott, (1998) montrèrent qu'une minéralisation peut arrêter d'une manière efficace le mouvement des fluides et proposèrent un système de drainage sous forme d'un système de failles qui agirait comme un régulateur du flux des fluides dans la partie surpressurisée de la croute terrestre, c'est-à-dire que la faille aura tendance à jouer un rôle semblable à celui d'une valve laissant circuler le fluide. Pour chaque épisode de surpressurisation, la faille est activée sous forme de séismes et aura un rôle semblable à celui d'une valve facilitant l'écoulement du fluide (FigureV.2b).

Il est important de préciser que les épisodes de surpressurisation tels que présentés par Sibson (1981) peuvent être due à des variations de pression des pores liées à des activités sismiques comme elles peuvent être liées à un hydrothermalisme intense.
Autre la tectonique régionale, les failles à géométries dites *mal orientées* ont le plus tendance à avoir un besoin de pression des pores (Sibson., 1981 ; Beeler et al ., 2000 ; Kariche et al., 2017 ; Kariche et al ., 2018) et donc une tendance naturelle à être le nid d'un effet « **failles-valves** ».

Nous nous intéressons dans ce chapitre aux variations de pression des pores liées aux épisodes de surpressurisation associés aux mouvements sismiques. Dans ce cas, la tectonique en compression et l'interaction entre failles joueront un rôle majeur dans la circulation du fluide (Figure V.1).

Les études menées par Sibson et al, (1988) montrent que les régimes transpressives ont plus tendance à favoriser un effet **faille-valve**, c'est-à-dire que lors d'un épisode de surpressurisation, la faille agirait comme une valve favorisant le drainage du fluide. Ce modèle simple (Figure V.2b) corrobore avec le fait qu'en régime compressif, la pression des fluides peut facilement dépasser la pression hydrostatique si un réservoir est présent dans la zone de faille.

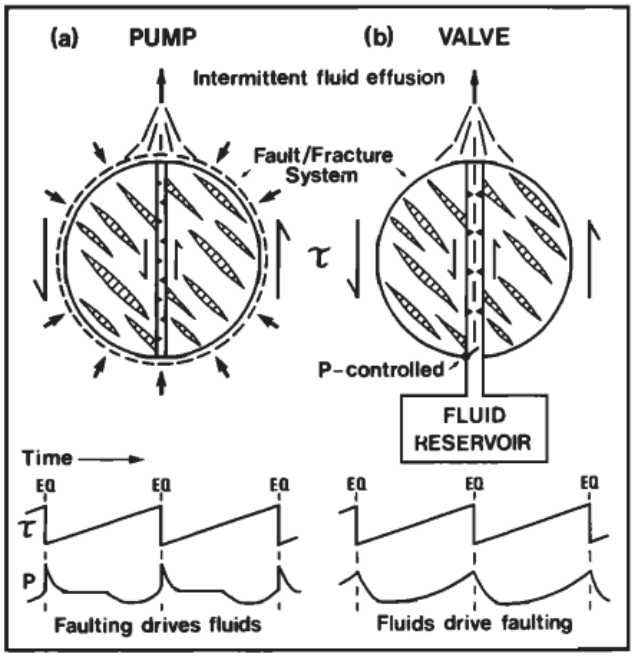



**Figure V.2 :** *dynamique de rupture :* ***(a)*** *peut être liée à une mécanique de pression des pores sans présence de réservoir à fluides, ce genre de mécanisme est souvent lie à des phénomènes de dilatance associés à une forte diffusivité des fluides durant les périodes presismique, ces phénomènes peuvent engendrer des séismes assez large (Sibson., 1981). En analysant la relation entre la taille des séismes et les périodes de dilatance, Nur (1975) et Withcomb (1975) démontrèrent que la périodes de dilatance contrôlent aussi bien le volume de décharge du fluide que la taille de la rupture (voir Scholz et al., 1973 et Nur.,1975).* ***(b)*** *rupture cosismique par effet «valve- faille» (figure d'après Sibson et al. 1988)*

Booker, (1975) montra que de larges séismes superficiels associés à des systèmes transpressives sont souvent précédés par des périodes de dilatance assez large et inversement, c'est-à-dire que les ruptures sismiques à faibles échelle sont liées à des périodes de dilatance assez courtes contrairement aux larges ruptures.

Pour expliquer les différents modes de ruptures associés à un effet de fluide, Sibson (1981) compara les différents modes de nucléation associés à un système de type dilatance-diffusion des fluides (Figure V.2a) aux modes de nucléation associés à des systèmes de type réservoir-faille (figure V.2b).

Lorsque la rupture se produit, les contraintes chutent rapidement et le fluide est expulsé entrainant ainsi la fermeture des microfissures. En analysant une séquence plane de schistes et de grés du Néogène dans la région active de Konarak au Sud-Est de l'Iran, Sibson (1988) donna une preuve de la présence de décharge accrue de sources de fluide immédiatement après un tremblement de terre. Etheridge et al (1984) ont préconisés bien avant un mécanisme similaire mais à petite échelle pour expliquer le transfert de solutions aqueuses dans des clivages de crénulation différenciés. Par contre, Reynolds et Lister (1987) ont suggérés que des mouvements cycliques peuvent se produire dans des failles ductiles en raison du pompage par effet de dilatance-diffusion. Le phénomène de pompage sismique (Figure V.2a) dépend essentiellement des niveaux élevés de contraintes qui peuvent ainsi générer des phénomènes de dilatance assez large. Dans les zones sismogènes, ce genre de phénomènes peut facilement se produire parce que la résistance de la roche est largement dépassée lors d'une séquence de tremblements de terre (Nur, 1972, Scholz et al , 1973).

À des niveaux plus profonds, les contraintes peuvent être atténuées par un fluage quasi-élastique, et les modèles existants prédisent une diminution rapide des niveaux de contrainte sous la zone sismogène (Sibson, 1981, Kusznir & Park, 1984) donc une suppression de l'effet de pompage sismique par dilatance.

L'effet de pompage sismique (Figure V.2a) peut être défini comme étant un mécanisme de déplacement de fluides dans les zones de failles à des niveaux de profondeur faibles. Contrairement au modèle de valve-faille (Sibson et al., 1988) Ces mécanismes ne nécessitent pas la présence de réservoir (Nur, 1972, Scholz et al., 1973, Nur, 1974 et Whitcomb et al 1973). Les processus de déformations contrôlant les phénomènes de dilatance dans les systèmes de pompage sont associés à l'augmentation des contraintes dans un volume rocheux durant les périodes précédant un tremblement de terre (Figure V.3), ceci entraîne généralement une augmentation du taux de déformation et un afflux de fluide dans la roche stressée.

Dans tous les cas, nous allons voir que pour une représentation réaliste des processus diffusifs à grande échelle dans le Tell Atlas central, les deux modes de diffusion peuvent cohabiter, une interprétation conjointe est alors nécessaire.

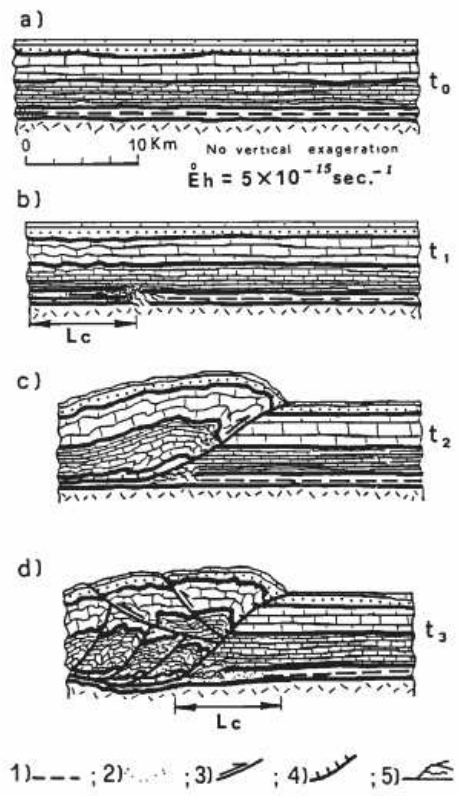



**Figure V.3** : *Déformation interne et cycle sismique associé aux failles inverses dans un régime transpressive selon Cello and Nur (1988) : 1) future détachement, 2) pression des pores aux limites hydrostatiques, 3) failles actives, 4) champ de fracturation dilatant.* ***Eh*** *définit le taux de raccourcissement dû à la réduction de la porosité.* ***Lc*** *définit la longueur critique pour que la pression des pores avoisine la pression lithostatique à l'instant t=$t_1$.*

### V - 2- 2. Réservoir, sismicité et géométrie des ruptures sismiques

La modélisation des rebonds poroélastique dans la région d'El Hoceima (Kariche et al, 2018) ainsi que la modélisation CFF pour le cas du Tell Atlas (Kariche et al ; 2017) montrèrent d'une manière générale le rôle des fluides dans le processus de nucléation sismique. En effet, pour le Tell algérien, une géométrie des ruptures *en échelon* avec des pendages de faille ~ 60° favoriseraient un effet *faille-valve*. La similitude entre les déformations poroélastique dans le Tell Atlas et La mer d'Alboran fait que la tectonique en nappe semble contrôler le mouvement des fluides. La migration des fluides peut être associée aussi bien à un couplage **réservoir-faille** ou bien à d'autres phénomènes tel que les phénomènes de dilatances. Le deuxième cas sera traité en détails ultérieurement, mais intéressons-nous d'abord aux processus de ruptures en présence de réservoir à fluide.

La séquence sismique de 2004 associée aux montagnes du Rif parait être un exemple d'une nucléation de type réservoir-faille (Figure V.1 a et b, Kariche et al., 2018).

Pour illustrer les nucléations types **réservoir-faille**, Sibson, (1985) imagina un état de contrainte triaxiale où des contraintes compressives $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ sont contenues dans un plan de rupture à

cohésion non nulle, ce plan formera un angles $\theta$ avec la contrainte compressive principale $\sigma_1$ et la normale au plan incluant $\sigma_1$ $\sigma_3$ (figure V.4a).
Si un fluide de pression *P* est présent dans un milieu déformable, et d'après le principe de Terzaghi (1925), la notion de contrainte devraient être remplacée par la notion de contrainte effective:

$$\sigma'_1 = (\sigma_1 - P) > \sigma'_2 = (\sigma_2 - P) > \sigma'_3 = (\sigma_3 - P) \quad (1)$$

Où $\sigma'_1, \sigma'_2\ et\ \sigma'_3$ représentent les contraintes effectives principales.
Comme nous l'avons vue lors du premier chapitre, et pour un régime compressif, le cisaillement le long d'une rupture est gouverné par les lois de friction linéaires de (Coulomb, 1776) :

$$\tau = C + \mu\, \sigma'_n \qquad (2)$$

Où C définis la cohésion du matériel, nulle si la faille est très perméable et élevée pour une faille nouvelle ou imperméable, et $\mu$ designe le coefficient de friction interne de la roche. $\mu$ est lié à l'angle de friction interne $\varphi$ par la loi linéaire suivante : $\mu = tan\ \varphi$
L'équation 2 peut-être réécrite en fonction des contraintes effectives (Terzaghi, 1925) tenant compte de la contribution de la pression des pores :

$$(\sigma'_1 - \sigma'_3)\sin 2\theta = C + \mu\,[(\sigma'_1 + \sigma'_3) - (\sigma'_1 + \sigma'_3)\cos 2\,\theta] \qquad (3)$$

Où $\theta$ designe l'angle de rupture par rapport à la contrainte compressive maximale. Cet angle est relié à l'angle de friction interne par $\theta = 45° - \varphi/2$
Le rapport entre la contrainte compressive effective maximale et la contrainte compressive effective minimale peut être déduite à partir de l'équation 3 :

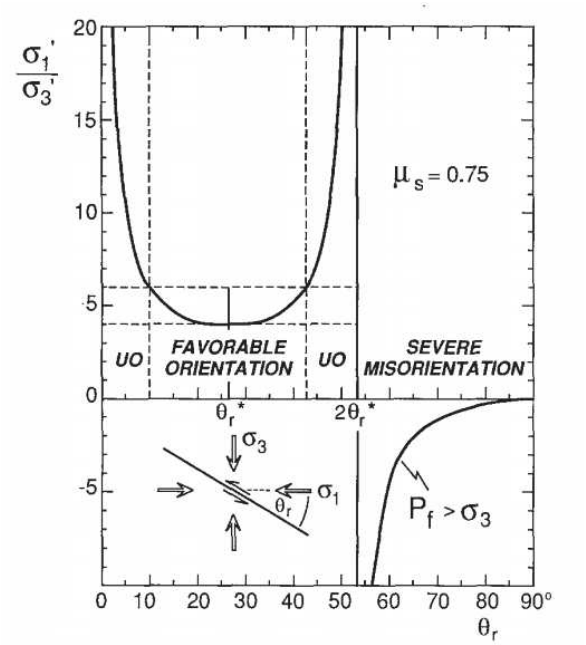
$$R = \frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = \frac{C}{\sigma'_3\, sin2\theta} + \frac{1+\mu\, cotg\,\theta}{1-\mu\, tg\theta} \quad (4)$$

Pour une faille préexistante (ie C=0), on retrouvera le rapport de Sibson noté $\boldsymbol{R'}$ :

$$R' = \frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = \frac{1+\mu\, cotg\,\theta}{1-\mu\, tg\theta} \qquad (5)$$

Si on suppose que le régime est compressive (c'est à dire R > 1) et pour une valeur du coefficient de friction $\mu = 0.75$ , une rupture se produira lorsque l'angle critique $\theta$ = 27°. Pour des angles de fractures $\theta$ compris entre 60° et 70° (tableau 1) et si on admet une cohésion C ~ 10 bar représentant un état de roches fracturées, le rapport R sera supérieur à 1 seulement si $\sigma_3' < 0$. C'est à dire pour une valeur de pression des pores *P* supérieure à la magnitude de la contrainte principale minimale $\sigma_3$. Cette condition est très importante car elle montre le rôle d'une surpressurisation dans le processus d'activation de failles dites ***'mal-orientées'***.

a)




b)

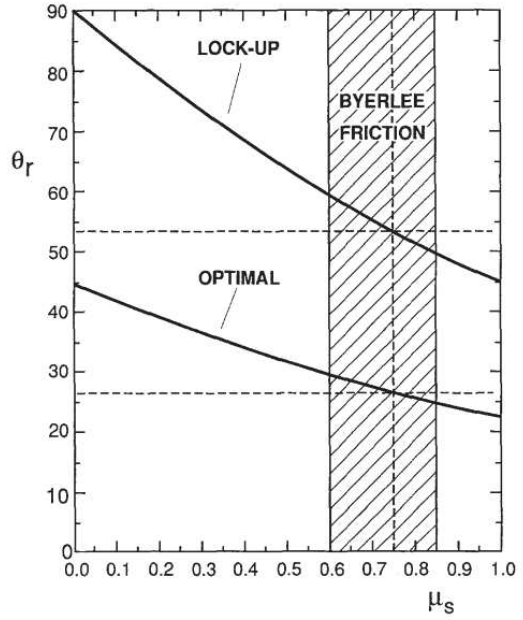



**Figure V.4** : ***a)*** *Rapport de contrainte R en fonction de l'angle de réactivation $\theta_r$, d'une faille (angle critique) le coefficient de friction interne choisi est $\mu_s = 0.75$, on voie qu'à partir de 50°, la rupture est dite* ***« sévèrement mal orienté »,*** *la pression des fluides requise pour des ruptures de ce types doit dépasser la magnitude de la contrainte principale minimale $\sigma_3$*

***b)*** *angle de réactivation $\theta_r$ associé à des ruptures optimales et des ruptures dite* ***« sévèrement mal orientées »*** *en fonction du coefficient de friction interne. Pour des valeurs optimale de $\mu_s$ (valeurs de type Byerlee obtenu en laboratoire), pour un coefficient de friction interne égale à 0.75, la rupture est dire optimale si l'angle de réactivation (cohésion nulle) est égale à 27°, la rupture est dite sévèrement mal orientée si l'angle de réactivation est égale à 54° donc nécessitant une pression des pores élevée pour réactivation (d'après Sibson., 1990).*

Ces résultats montrent que du point de vue mécanique, la réactivation de failles *mal-orientées* (tableau 1) dans des régimes transpressifs nécessite une pression des pores supérieurs à la contrainte effective minimale ambiante. L'existence de failles normales associées aux ruptures inverses et en coulissage dans ce cas est aussi envisageable, puisqu'une augmentation de la pression des fluides dans les zones de faille peut entrainer une diminution rapide de la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ ce qui entrainera une variation des modes de fracturation (Figure 5).

Aussi, les migrations de fluides associés à l'interaction entre plusieurs failles sismiques aurons un rôle décisif dans le processus de surpressurisation et donc doivent être incluent dans les critères de ruptures par effet de fluides. Comme nous l'avons souligné auparavant, la migration des fluides n'est pas nécessairement associée à la présence d'un réservoir mais peut être la cause d'un mouvement des fluides de la roche encaissante vers la zone de rupture.

| Rupture | Long(°) | Lat(°) | Mo | Mw | Valeur de $\theta$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 1891 | 1.8 | 36.5 | 7.1 | 6.5 | 60 |
| 1910 | 3.7 | 36.3 | 30 | 7.0 | 60 |
| 1922 | 1.3 | 36.4 | 1.7 | 6.1 | 60 |
| 1934 | 1.7 | 36.3 | 0.18 | 5.5 | 70 |
| 1954 | 1.47 | 36.28 | 13 | 6.7 | 60 |
| 1959 | 2.55 | 36.38 | 0.84 | 5.9 | 70 |
| 1980 | 1.36 | 36.18 | 88 | 7.1 | 55 |
| 1988 | 2.63 | 36.44 | 0.33 | 5.6 | 79 |
| 1989 | 2.44 | 36.67 | 1.3 | 6.0 | 56 |
| 2003 | 3.65 | 36.83 | 27 | 6.9 | 50 |
| 2004 | -3.99 | 35.14 | 4.69 | 6.5 | 70 |

**Table 1**: *angles de rupture $\theta$ associés aux séquences sismiques du Tell Atlas (1891-2003) et de la Mer d'Alboran (2004).*

### V - 2- 3. Mécanismes de migration des fluides : cas d'El Asnam (10/10/1980, Mw=7.3)

L'effet de la pression des fluides sur la formation de failles en tension a été étudié par plusieurs auteurs (Secor, 1965; Price & Hancock, 1972 ; Berry, 1973; Beach & Fyfe, 1972) . Ces derniers montrèrent qu'un affaiblissement remarquable de la contrainte différentielle peut se traduire par la formation de ruptures en extension dans les zones compressives. Rice, (1992) puis Beeler et al, (2000) donnèrent une relation directe entre la perméabilité des zones de ruptures, le mouvement des fluides et la diminution de la contrainte différentielle $(\sigma_1 - \sigma_3)$ durant un épisode de glissement. Des preuves de l'existence de relations entre l'interaction entre failles et les écoulements de fluides ont été obtenues lors des mesures des fluctuations des pressions des puits de : gaz / pétrole / eau associées à des tremblements de terre majeures (Sibson, 1990).
En tenant compte du facteur de la pression des pores, la contrainte différentielle $(\sigma_1 - \sigma_3)$ pour des régimes compressives est égale à (Sisbon., 1990) :

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \mu_s \left[(\tan\theta + \cot\theta)/(1 - \mu_s \tan\theta)\right] \rho_r g z (1 - \lambda_v)$$

où : $\mu_s$ represente l'angle de friction interne de la roche $\theta$ : l'angle de réactivation de la faille, $\rho_r$ la densité de la croute, $g$ l'accélération gravitaire, z représente la profondeur focal de la rupture sismique et $\lambda_v = \frac{Pf}{\rho_r g z}$ définit le rapport entre la pression des fluides et la pression hydrostatique.

Pour des valeurs de $\theta \geq 55°$ (Tableau 1), la condition $\lambda_v > 1$ doit être satisfaite pour enclencher une rupture sismique, cette condition est importante puisqu'elle montre que pour des failles inverses à pendage élevés et dans des régimes compressives ( $(\sigma_1 - \sigma_3) > 0$ ), la pression des fluides doit être largement supérieures à la pression hydrostatique pour que le système de failles se nucléé contrairement aux failles à orientation optimales où un régime hydrostatique pure ($\lambda_v$~0.4) est suffisant pour nucléé une rupture sismique. La contrainte différentielle $(\sigma_1 - \sigma_3) > 0$ peut aussi varier en fonction de $\lambda_v$ lors d'un effet de pression par pompage.

Pour illustrer cet aspect de nucléation dans des systèmes de failles mal-orientées, nous avons choisi d'étudié les modes de fracturation associés au séisme d'El Asnam (10/10/1980, Mw=7.3) et de Zemmouri (21/05/2003, Mw=6.9). Le séisme d'El Asnam parait être plus appropriés à une nucléation par supréssurisation en présence d'un réservoir-faille à cause de la largesse des zones fracturées associées à la largesse des zones de répliques et à la variabilité des mécanismes aux

foyers durant l'épisode de déformation (Figure V.5, Figure V.6 ; Ouyed et al, 1981, Oussadou et al, 2014). Les études géomorphologiques et tectoniques (Meghraoui , 1988) et L'interaction entre faille (Kariche et al., 2017) appuient l'idée d'une nucléation par un effet de faille-valve pour El Asnam.

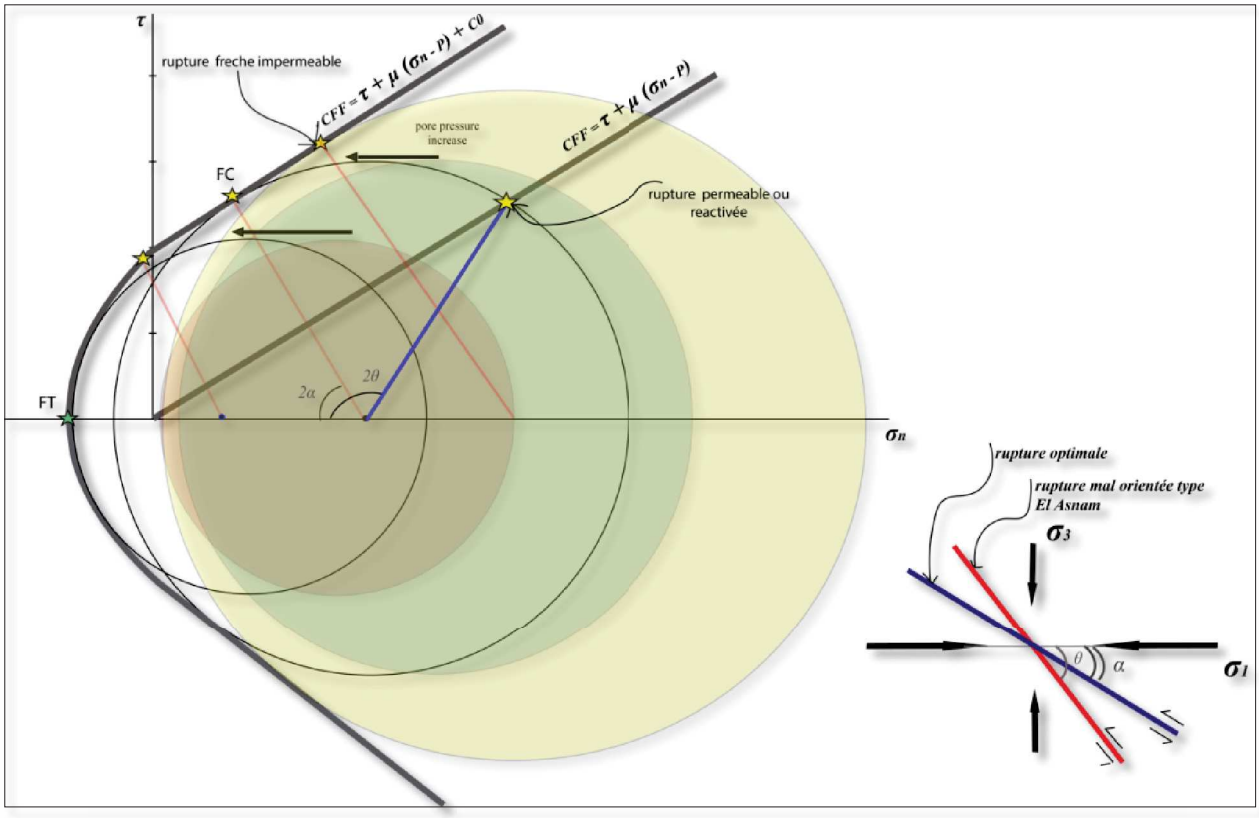



**Figure V.5** : *Rôle des fluides dans le processus de rupture pour des failles optimales et « mal-orientées ». Pour les valeurs en tension, le critère de rupture de Mohr-Coulomb prédit une zone de supressurisation où les ruptures en tension observées sont associées aux épisodes de supressurisation ($\sigma'_3 = \sigma'_3 - P < 0$). La représentation du cercle de Mohr pour des épisodes de supressurisation peut être attribué à une anisotropie de la perméabilité dans la zone de faille provoquant un effet de contrainte intermédiaire de réserve où l'angle de friction semble plus enlevé en compression qu'en extension. Dans les zones à forte perméabilité, la pression des pores décalera le cercle de Mohr vers la gauche favorisant ainsi la création de nouvelles failles. L'augmentation de la pression des pores fait qu'à une certaine limite, la contrainte minimale compressive sera définit comme étant une contrainte en tension ($P_f > \sigma_3$). La diminution de la contrainte différentielle dans ce cas de figures semble être due à une migration des fluides dans la zone de faille occasionnant une variation transitoire post sismique de la perméabilité et favorisant ainsi une décharge de fluide vers le haut. Les angles $\theta$ et $\alpha$*

*définissent les angles de réactivation, FC et FT définissent les limites à la rupture en compression et en tension respectivement.*

La Figure V.5 est une représentation par le Cercle de Mohr du tenseur de contrainte post sismique associé au séisme d'El Asnam de 1980, les magnitudes des contraintes principales ont été obtenues par inversion des données de mécanismes aux foyers de toute la séquence sismique, les données des mécanismes aux foyers sont ceux d'Ouyed (1983). La Figure V.5 montre que l'orientation de la contrainte compressive maximale et la géométrie de la rupture favoriseraient plutôt un effet valve-faille. Nos modèles de ruptures (Figure V.5) stipulent que le drainage des fluides lors de la relaxation poroélastique postsismique aura tendance à faire varier la perméabilité de la zone de faille et à diminuer la magnitude de la contrainte différentielle($\sigma_1 - \sigma_3$). Dans ce cas-là, une pression des pores est souvent nécessaire pour atteindre la droite de Coulomb (Coulomb Failure Function **CFF**). S'il y a présence de réservoir alimentant la zone de failles, les différents épisodes de surpresurisation (cycle de pression des fluides) feront que des ruptures en tension apparaissent marquant ainsi une réorientation de la contrainte compressive minimale vers une contrainte en tension obéissant au critère de Griffith (1921).
De ce fait, nous pensons que l'augmentation de la pression des pores post sismique et la diminution de la contrainte différentielle due au passage des fluides peuvent être associés à l'apparition des extensions en failles normales dans la partie Nord d'El Asnam (Beni Rached), ces ruptures en extension corrélées à un spectre de large amplitude en surface (Deschamps et al, 1982) nous fait croire à un mécanisme de rupture avec un effet de migration de fluide dans les parties fragiles vers le Nord. La rupture principale agirait alors comme une valve laissant le fluide circuler des zones supressurisées (zones épicentrales) vers les zones plus au Nord à pression faibles et qui se manifesterait en plus par des ruptures en extension secondaires liée à la variation de la pressions des fluides.

Nábělek, (1985) supposa, à partir des inversions de données télé-séismiques et des mesures géologiques dans la région d'El Asnam que les systèmes en extensions rencontrés dans la partie Nord Est de la zone épicentrale se sont produits immédiatement après l'arrivée de la rupture de 1980. L'hypothèse de Nábělek, (1985) montre une relation de causalité entre la rupture principale en compression et les ruptures secondaires en extension. La largesse des amplitudes des ruptures normales ainsi que leur occurrence dans des zones étendues à Beni Rached (Figure V.6) nous fait croire à une augmentation de la perméabilité dans ces zones du à la migration des fluides du Sud

vers le Nord. Une variation positive de la pression des pores parait alors nécessaire pour produire ce genre de failles dans des régimes de déformation transpressifs. Le changement brusque d'azimut et de pendage remarqué par Nabelek (1985) lors des inversions de données de déplacement ainsi que la faible profondeur des répliques dans les segments Nord de la rupture confortent l'hypothèse d'un contrôle de rupture lié à une migration de fluide du bas vers le haut (Figure V.6). Cisternas et al , (1982) montrèrent que le changement drastique de la propagation de la rupture était dicté par des ruptures préexistantes dans la partie Nord de la faille d'El Asnam. Nous pensons aussi que les fractures préexistantes sont à l'origine du fort drainage du fluide dans cette zone affectant de manière directe la perméabilité de la zone drainée et donc à l'origine de la décroissance la contrainte différentielle ($\sigma_3 - \sigma_1$) (Figure 5) et de la migration de la sismicité vers le Nord (Figure V.6). Nous estimons que ce mode de drainage est l'un des mécanismes majeurs contrôlant l'occurrence d'une partie importante des répliques du séisme d'El Asnam. La vitesse d'écoulement du fluide dans la region d'El Asnam semble être similaire aux vitesses des fluides associées à des mécanismes pyroclastique et corrobore aussi parfaitement avec d'autres mécanismes liés à l'évolution de la sismicité par passage de fluides dans les zones de cisaillement (Yamashita, 2018).

Les profils ΔCFF statiques cumulés de 1891 jusqu'à 1980 que nous avons élaborés le long de la zone de répliques (FigureV.7b) conforte l'idée que la majorité des répliques situées dans la partie Nord de la zone de rupture principale d'El Asnam sont associées à une redistribution des fluides (Figure V.7b) et donc lié à un fort débit de fluides.

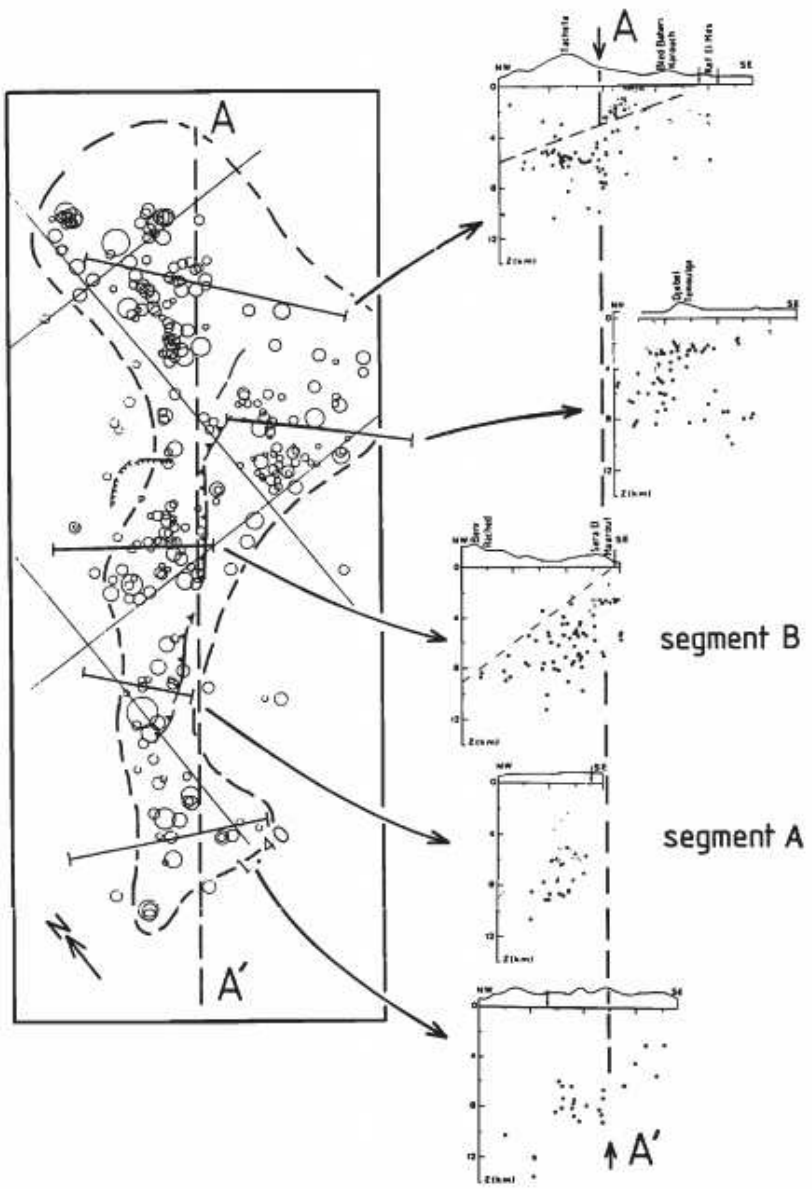
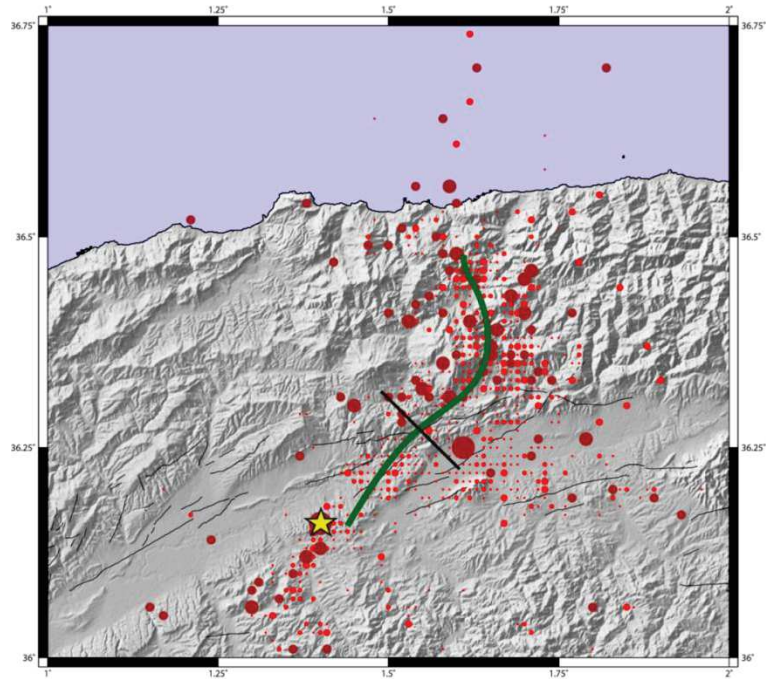



**Figure V.6** : *distribution de répliques associées au séisme d'El Asnam du 10/10/1980 sous forme de coupe horizontale et coupes verticales coupant les différents segments de faille. On remarque qu'à partir du segment B et vers le Nord la fracturation approche la surface. Cet état de fait corrobore avec l'hypothèse d'un contrôle de répliques par mouvement de fluides avec une migration de fluide vers la surface par effet « valve-faille » (image d'après Nabelek (1985), les données de répliques sont ceux d'Ouyed et al, 1983) Le triangle en rouge montre l'orientation des failles normales associées au séisme principale dans la région de Beni Rached.*

**a)**



**b)**

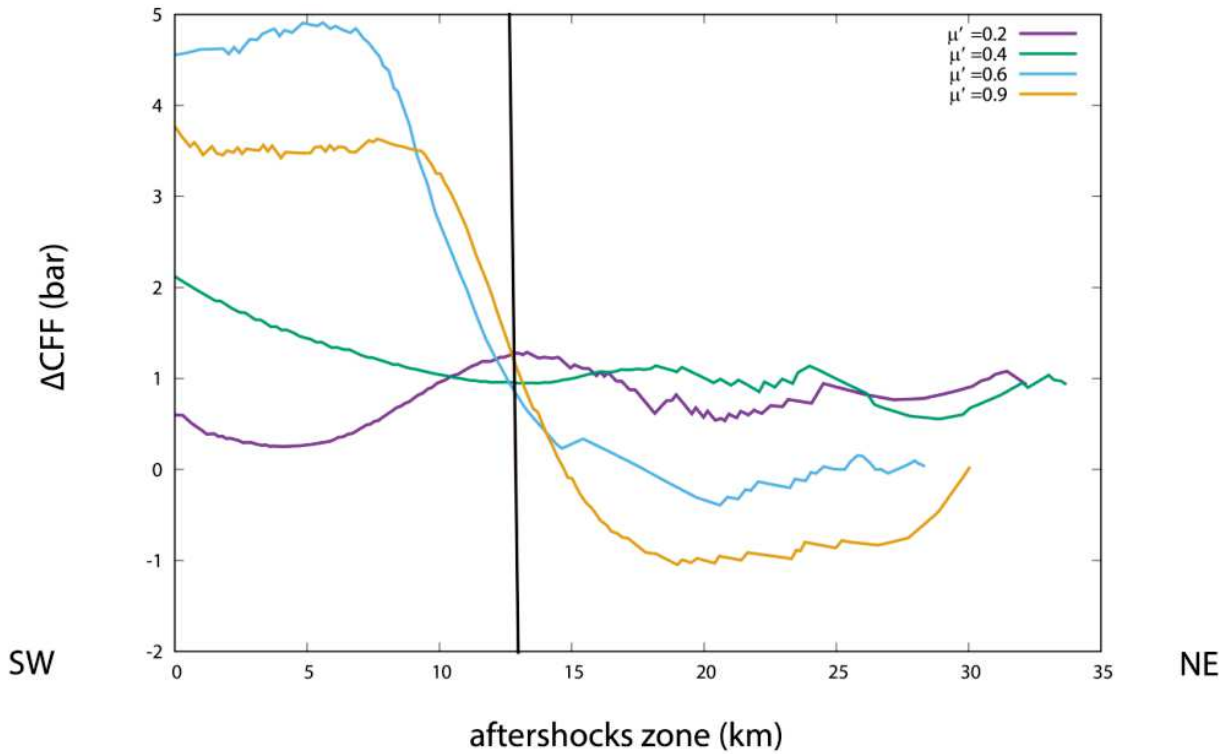



**Figure V.7** : *relation entre l'occurrence des répliques , variation de la contrainte de Coulomb cumulée et la variation pression des pores associé au séisme d'El Asnam de 1980 :* ***a)*** *localisation des répliques du tremblement de terre d'El Asnam, les fortes répliques ( M>3.5) sont représentées par des cercles en marron, les faibles répliques '( M≤ 3.5) sont représentées par des cercles en rouge, le profil de mesure ΔCFF passant par le maximum des répliques est représentées par une ligne verte, la droite coupant le profil de mesure ΔCFF représente la situation du segment B de la faille ( voir Figure 9) par rapport aux autres segments, l'étoile en jaune représente l'épicentre du séisme,* ***b)*** *ΔCFF le long du profile passant*

*par la ligne de mesure tel que décrit précédemment, les fortes valeurs du coefficient de friction effectif (μ' > 0.4) représentent de faibles valeurs de pression de pores ( voir Chapitre II et III pour plus de détails) tandis que les faibles valeurs de μ' (≤ 0.4) représentent de fortes valeurs de pression des pores. L'épicentre du choc principal ainsi que les répliques sont selon Ouyed et al (1980)*

## V-3. Modèle conceptuelle de déformation intersismique : Cas du bassin du Chelif et de l'Alboran

Pour illustrer le rôle de la pression des pores dans la formation des failles inverses dites *mal orientées* durant les périodes interseismique, Cello & Nur, (1988) proposèrent un modèle de déformation poroélastique unifié associant pli-faille et pressions des pores. Contrairement aux modèles classiques connus en mécanique des fluides, le modèle proposé par Cello & Nur, (1988) (Figure V.3) ne nécessite pas une variation élevée de la pression des pores pour crée un réseaux de failles. Dans ce modèle, la variation temporelle de la pression des pores et la perméabilité de la zone de faille sont fortement couplées aux processus de déformation (Figure V.3). Le modèle de surpressurisation proposé par Cello & Nur (1988) est en accord avec le modèle de formation de failles inverses dans des bassins sédimentaire proposé auparavant par Hubbert & Rubey (1961).

Le modèle de déformation poroélastique formulé par Cello and Nur (1988) repose essentiellement sur le principe de la contrainte normale effective de Terzaghi (1925) et sur le fait qu'une rupture est favorisée seulement si la pression des fluides approches la pression lithostatique (appelée aussi pression géostatique). Par exemple, et si on ne tient compte que de la variation de la pression des fluides par thermalisation, le passage du niveau hydrostatique vers le niveau lithostatique exige des périodes interseismique longues. Oxburgh & Turcotte, (1974) estimèrent que la période de réactivation de failles inverses associés à une tectonique en nappes est d'envions $1.10^6$ à $2.\ 10^6$ années. Seulement, les périodes proposées par Oxburgh & Turcotte, (1974) se base uniquement sur le réajustent thermique des fluides.

La progression de la pression des pores peut être beaucoup plus rapide si on associe au réajustement thermique dans les zones sismogènes les taux de déformations par compaction et une dynamique des fluides à forte diffusivité. Le fait d'avoir une dynamique de bassin sédimentaire assez semblable entre l'Alboran et le Tell Atlas font que les conditions initiales suscitées peuvent donner lieu à des pressions des pores assez élevée associées à des périodes intersismiques assez courtes, ceci est à notre avis conditionné par les épaisseurs et les taux de chargements dus à la compaction des bassins sédimentaires. Hubbert and Rubey (1959) montrèrent par exemple, qu'une sédimentation de quelques

dixième de millimètres par année (0.X mm/an) est suffisante pour crée une situation de surpressurisation.

Les montagnes du Rif et le Tell Atlas montrent des trait structuraux et une tectonique semblable du Néogène au Quaternaire. Udias, (1985) nota qu'une ceinture orogénique semblable longe le bassin méditerranéen. La déformation est accommodée par une tectonique superficielle dans les zones cassante en réponse à une contrainte tectonique horizontale maximale NW-SE. Les études des séquences sismiques que nous avons faites dans le Rif, l'Alboran et le Tell atlas montrent que la déformation crustale dépend fortement de l'interaction entre failles sismique associé à un fort couplage poroélastique (Kariche et al., 2017, Kariche et al., 2018).

On pense aussi qu'une sédimentation rapide, une forte épaisseur des couches sédimentaires, la présence de nappes de charriages dans les bordures des zones actives, les taux de déformations et l'interaction entre failles ferons que les régimes de supressurisation soit atteint plus rapidement que les modèles proposés par Oxburgh et Turcotte (1974) et Cello and Nur (1988). Ce qui entrainera forcement des périodes de réactivations de failles beaucoup plus courtes. Si on tient compte de tous ces paramètres, les périodes inter séismiques associées aux régions d'études seront fortement influencées par les taux de variation des pressions des pores et il faudra s'attendre à l'avenir à des raccourcissements des périodes intersismiques dans les zones actives d'études.

Afin de mieux comprendre le rôle de la pression de pores durant la phase de réactivation ou d'initiation d'une rupture et pour une tectonique en nappes, je propose un modèle conceptuelle (Figure V.8), qui relie les déformations intersismique, l'interaction entre failles et les épisodes de surpressurisation dans les régions sismogènes. Ce modèle est basé essentiellement sur les étapes suivantes:

1. Création d'une pression des pores en réponse à une tectonique transpressive par compaction dans les bassins sédimentaires épais.
2. La pression des fluides se développe dans des réservoirs géopressurisés jusqu'à dépasser les limites de pression lithostatiques (Figure V.8).
3. Selon le Critère de rupture de Coulomb et en tenant en compte du principe de Terzaghi (1925), les contraintes normales dans ces bassins diminuent ce qui fait que les contraintes de cisaillement cumulés lors des périodes interseismique favoriseront la nucléation des ruptures sismiques.
4. La nucléation se propage largement près de la surface, ce qui entrainera une redistribution des fluides et un réajustement du champ de contrainte effective. Comme conséquence à ce réajustement, une augmentation de la perméabilité dans les zones environnantes et, dans

des conditions favorables (liées essentiellement à l'anisotropie de la zone de faille) la création de fractures secondaires en extensions

5. La contrainte normale le long des failles voisines est sensiblement réduite lors des épisodes inter sismique et cosismiques (Figure V.1 et Figure V.8), ainsi l'état de la contrainte déviatorique devient très faible. le drainage du fluide se fera rapidement le long des fractures subsidiaires.
6. La pression des pores diminue dans les zones de failles et augmente dans les réseaux de failles adjacentes causant une migration des fluides le long de segments assez large. Le processus de migration vers d'autres ruptures à large échelles peut varier de quelques heures à plusieurs années. Ce processus dépend essentiellement de la diffusivité des fluides durant les différentes périodes de déformation et de la perméabilité des zones de failles.
7. En plus de la supressurisation associé à une contraction tectonique, le transfert de contrainte entre failles durant les modes de drainage et de non drainage du fluide accélère le processus de ruptures des segments supressurisés favorisant ainsi l'occurrence d'autres séquences sismiques et donc des périodes intersismique plus courtes (Kariche et al, 2017, Kariche et al ,2018).

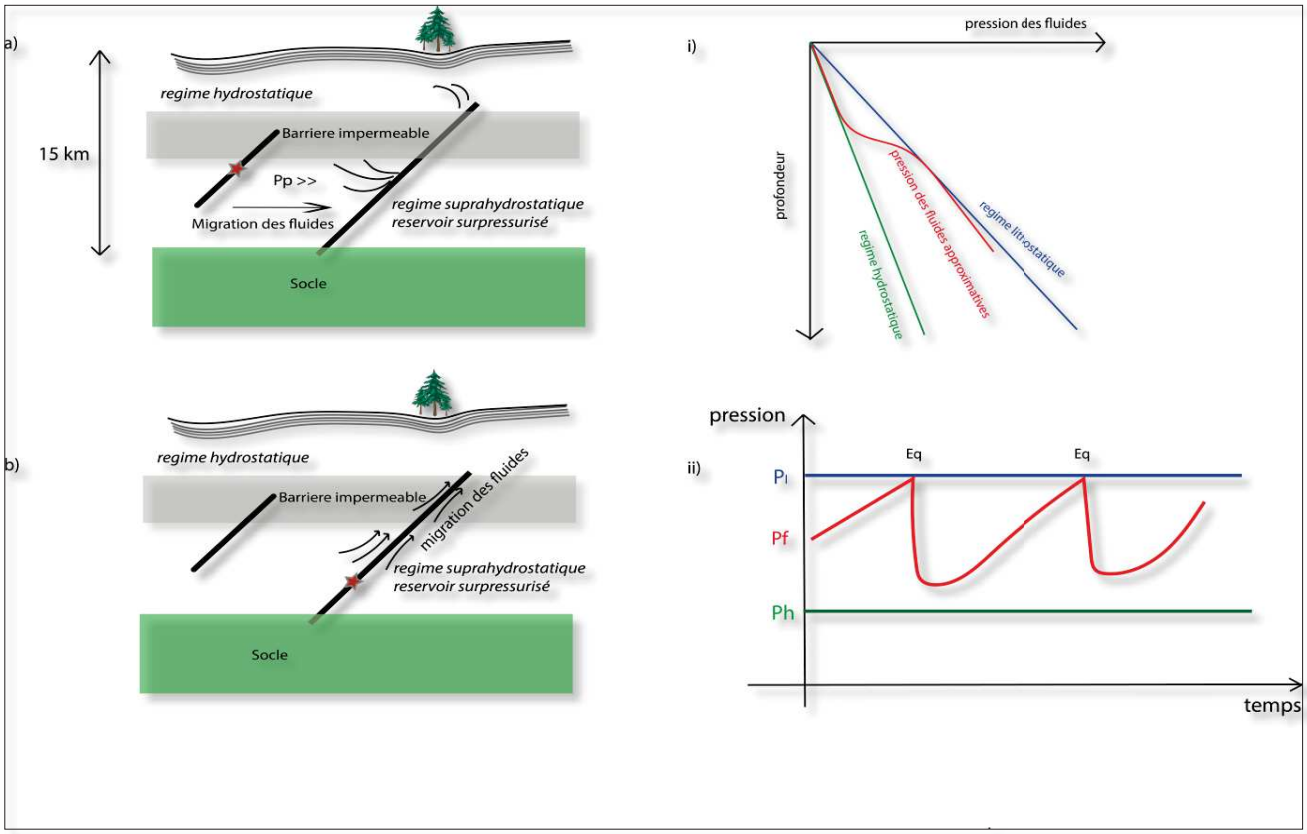


**Figure V.8 :** *Modèle conceptuelle hypothétique représentant l'occurrence de séismes dans des régimes compressives par surpresurisation causé par une déformation par compaction et l'interaction entre failles :* ***a)*** *situation présismique sur la rupture 2, la pression des fluides augmente dans la zone sismogène dépassant le niveau hydrostatique, la variation de la pression des pores engendré par la première rupture augmente la pression des pores dans la zone de la future rupture, durant la période post-sismique, la migration des fluides vers la deuxième failles augmente la pression des pores dans les régions adjacente jusqu'à atteindre les limites lithostatique,* ***b)*** *La limite lithostatique est atteinte dans la deuxième zone ce qui favorise la rupture, le fluide migre vers le haut diminuant la contrainte normale dans la zone sismogène causant une augmentation du taux de répliques.* ***i)*** *variation de la pression des fluides dans la couche sismogène durant les épisodes de déformation.* ***ii)*** *relation entre la variation cyclique de la pression des fluides et l'occurrence des séismes.*

## V - 4. MODELE DE DEFORMATIONS PRESISMIQUE, COSIMIQIUES ET POST SISMIQUE : RELATION ENTRE POROELASTICITE ET TRANSFERT DE CONTRAINTE

### V - 4 - 1. Variation des vitesses Vp et Vs, migration des fluides et transfert de contrainte

Le passage du fluide dans un milieu poreux modifie les propriétés physiques et même chimiques du matériel. Généralement le rapport des vitesses Vp /Vs pour différents types de roches se stabilise entre 1.7 et 1.9 (Hamilton, 1979). Cependant le rapport Vp/Vs peut varier lorsque la pression du fluide interstitiel varie. En mesurant les vitesses des ondes P et S en laboratoire pour des basaltes et des dolérite océaniques saturées en eau, Christensen (1996) constata une augmentation du coefficient de Poisson et une diminution des vitesses des ondes P et S lors d'épisodes de surpressurisation et montra par la suite que la variation de la pression des pores contribue d'une manière directe aux variations latérales des propriétés physico-chimique de la zone cassante.

Christensen (1996) remarqua aussi qu'une augmentation de la pression des pores de l'ordre de 200 bar signifie une variation du rapport Vp/Vs de l'ordre de 12% et ceci pour des pressions de confinement assez stables. Il suggéra que l'augmentation de la pression du fluide a un effet plus important sur les vitesses des ondes S que sur les vitesses des ondes P dans des milieux saturés en eau et par conséquent, les zones à fort coefficient de Poisson sont généralement interprétées comme des indices de supressurisation. Les analyses en laboratoire montrèrent donc que l'augmentation de la pression du fluide interstitiel a un effet plus important sur les vitesses des ondes S que les

vitesses des ondes P et les zones à fort rapport Vp / Vs sont généralement interprétées comme une preuve de la présence de fluide.

Utilisant les données de 17 stations permanentes et de 20 stations portables, Kanamori & Hadley, (1975) étudièrent la structure crustale des zones sismogène du Sud de la Californie. En analysant les temps d'arrivées des ondes P, ils remarquèrent des anomalies d'onde P avant chaque séisme. Kanamori & Hadley, (1975) suggérèrent par la suite que les variations temporelles des vitesses sismiques des ondes P étaient dues à des variations des propriétés poroélastiques du milieu. Contrairement au modèle de laboratoire de Christensen (1996). Le modèle de Kanamori & Hadley, (1975) expliques aussi bien les anomalies Vs que les anomalies Vp durant les périodes présismiques. Le modèle de Kanamori & Hadley, (1975) lie les variations des ondes P aux phénomènes de dilatance présismique observés sur plusieurs séismes. Eberhart-Phillips & Michael, (1993), Johnson & McEvilly, (1995) et d'autres appuyèrent les hypothèses de Kanamori & Hadley, (1975) et interprétèrent les zones a fort Vp comme des zones de failles potentiellement perméable et suggérèrent qu'une forte présence des fluides est nécessaire pour produire ce genre d'anomalies.

Zhao et al (1996) trouvèrent qu'une diminution des vitesses Vp et Vs était couplée à une forte magnitude du coefficient de Poisson statique $\nu_u$ lors du séisme de Kobe de 1995. Cocco & Rice, (2002) remarquèrent que le coefficient de Poisson durant la période statique $\nu_u$ et Vs étaient plus sensible au mouvement des fluides que Vp. Cocco & Rice, (2002) montrèrent que si la réduction des vitesses Vs associée aux changements des propriétés poroélastique dans la zone de faille lors du passage des fluides était effective, alors le rapport Vp/Vs dans la zone de failles serais à cet instant plus large que celui des zones environnantes. Et donc pour des failles n'ayant pas été exposé à des épisodes de glissement répétitifs, la réduction des vitesses Vs lors du passage du fluide approche les 50% ce qui fera que les signaux transitoires serons plus sensible aux variations des ondes S. Par contre si la faille est mature, la présence de gouge dans la zone de faille à différents porosité renforcerait l'effet de dilatance et donc on pourra s'attendre à des variations d'onde P plus important lors du processus de diffusion. A partir de ces données, Cocco & Rice, (2002) proposèrent une réécriture de la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF en incluant la variation du rapport Vp/Vs. Les modèles poroélastiques proposés par Cocco & Rice, (2002) basés sur une approche tensorielle du coefficient de Skempton montrent une augmentation significative de la contrainte de coulomb dans les zones adjacentes à une rupture source. Cocco & Rice, (2002) ont comparés par la suite les résultats du modèle de transfert de contrainte à coefficient de friction

effectif constant et le modèle isotopiques poroélastiques à coefficient de friction variable (Beeler et al., 2000). Ils démontrèrent que les modèles isotropiques poroélastiques répondaient aux mieux aux problèmes poroélastiques posés notamment lorsque la variation du rapport Vp/Vs était importante. Bien que les modèles proposées par Cocco & Rice, (2002) expliquent parfaitement le transfert de contrainte et L'effet poroélastique quasi-statique. Ces modèles n'arrivent pas à résoudre les problèmes de transfert de contrainte post-sismiques lié au drainage complet du fluide.

Pour y remédier, j'ai utilisé une technique de calcul du transfert de contrainte en utilisant des modèles élastiques simples mais en faisant varier le coefficient de Poisson $\upsilon$ durant les phases de drainage ($\upsilon$) et de non-drainage du fluide ($\upsilon_u$). Cette technique m'est largement inspirée des modèles de déformation poroélastiques établis par Peltzer et al, (1998) et Jonsson et al (2003) afin d'expliquer les rebonds poroélastiques dans le Sud de la Californie et en Islande. La modélisation $\Delta$CFF par variation du coefficient de Poisson $\upsilon$ a été utilisé afin d'estimer le transfert de contrainte lié aux rebonds poroélastiques dans la région du Rif marocain (Figure 9, Kariche et al., 2018). Cette technique qui part du mode statique vers le mode dynamique parait répondre aux observations des variations des rapports Vp/Vs avant et après plusieurs tremblements de terre (Scholz et al, 1973 ; Nur, 1972 ; Whitcomb et al, 1973). Malgré sa simplicité, Cette technique prédictive parait robuste dans la modélisation les rebonds poroélastiques et d'éventuels transferts de contraintes associés (Kariche et al, 2018). Aussi, nos modèles de transfert de contrainte post sismique pour le Rif (Figure 9, Kariche et al, 2018) montrent des chargements de l'ordre de 0.3 bar sur des géométries de failles réceptrices fixes. Ces valeurs peuvent être associées à des variations de Vp/Vs de l'ordre de 17%. Dans ce cas, les taux moyens de chargement de contrainte due à la diffusion du fluide seront de l'ordre de 0.02 bar/an. Ces variations des rapports Vp/Vs sont typiques pour des aquifères sédimentaires non consolidés et des roches saturées en eau ne dépassant pas les 15km. Lorsque la migration des fluides se fait le long de fractures subsidiaires supplémentaires (Figure 9a et 9d) l'anomalie Vp/Vs est deux fois plus importante (~ 34%) impliquant des chargements $\Delta$CFF trois fois plus importantes et des taux de chargement de l'ordre de 0.1 bar/an. Ces valeurs corroborent bien avec les résultats obtenus par Nur (1972), Scholz et al (1973) et Withcomb et al (1973) pour d'autres séismes.

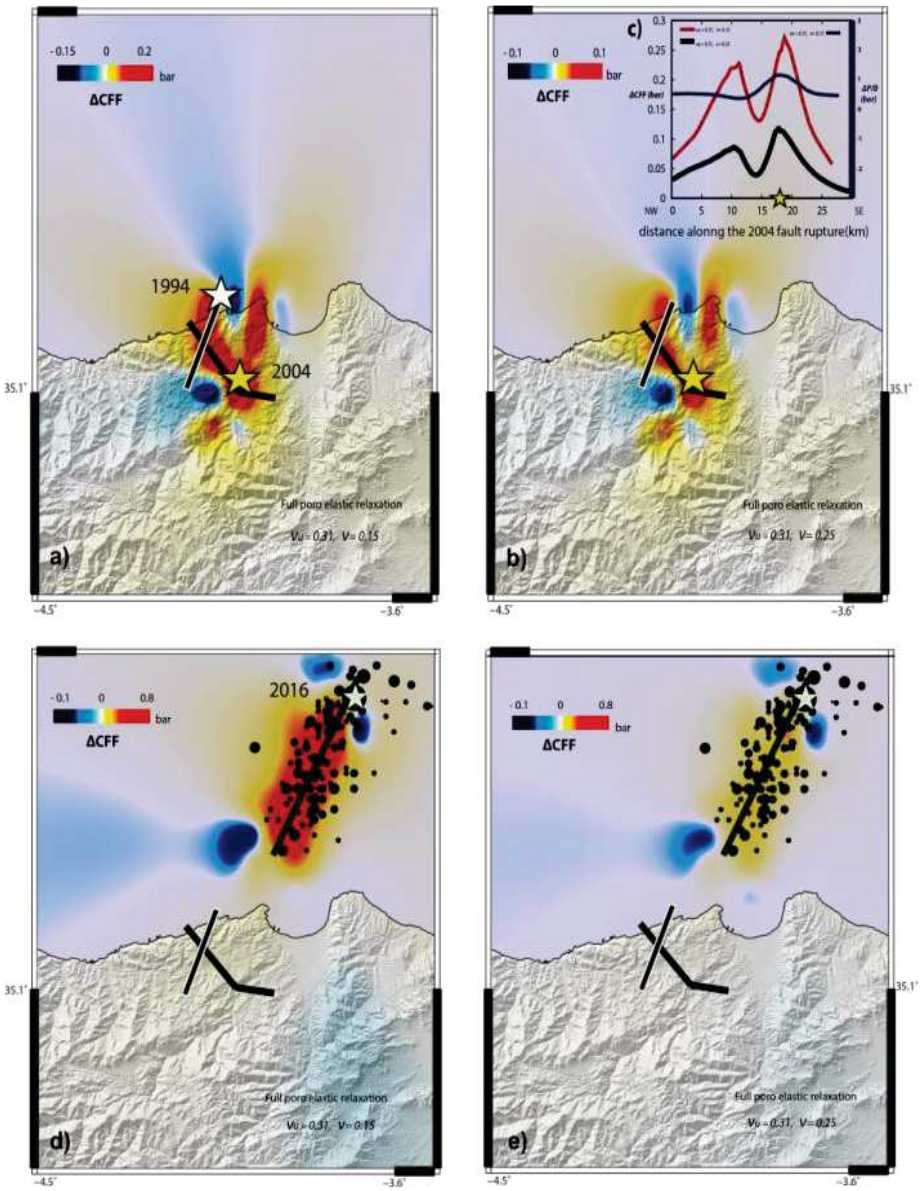



**Figure V.9 :** *ΔCFF cumulée lors des relaxations poro élastique complète des séismes de 1994, de 2004 et de 2016 avec différente valeurs des coefficients de Poisson de non drainage* $\boldsymbol{\upsilon_u}$ *et de drainage* $\boldsymbol{\upsilon}$ *du fluide.* ***(a)*** *relaxation poro élastique complète du séisme de 1994 sur la rupture de 2004 pour des valeurs de* $\upsilon_u$ *et de* $\upsilon$ *associées à des sédiments non-consolidés incluant des fractures subsidiaires per-existantes* ***(b)*** *relaxation poroelastique totale causée par le séisme de 1994 sur la rupture de 2004 pour des valeurs de* $\upsilon_u$ *et de* $\upsilon$ *typique de bassin sédimentaire* ***(c)*** *profile ΔCFF ( en rouge et noir) et ΔP/B ( en bleu ) pour différentes valeurs* $\upsilon_u$ *et de* $\upsilon$ ***(d)*** *relaxation complète du séisme de 2016 sur des plans de ruptures d'orientation fixes parallèle au plan de faille* ***(e)*** *relaxation complète du séisme de 2016 sur les même plans de rupture mais avec des valeurs de* $\boldsymbol{\upsilon_u}$ *et de* $\boldsymbol{\upsilon}$ *diffèrent. Les étoiles blanches indiquent l'épicentre de 2016 et les cercles en noirs indiquent la répartition des répliques après le séisme de 2016 (Kariche et al., 2018)*

### V - 4 - 2. Nucléation, poroélasticité et propriétés physiques et mécanique des ruptures sismiques : cas du Tell atlas algérien et du Rif marocain

Une instabilité mécanique associant des séquences de glissements assez longue se produit lorsqu'une contrainte de cisaillement nécessaire pour déplacer une masse m à travers un ressort est atteinte (Figure V.10). La résistance au mouvement sur la Figure 10 est représentée par la force de frottement entre la masse et le sol. La force de frottement diminue drastiquement d'une valeur statique vers une valeur dynamique et le mouvement de masse s'accélère en réponse à ce déséquilibre de force. Dans ce modèle simple de laboratoire (Figure V.10 a et b) , la chute de contrainte au cours de l'instabilité frictionnelle est entièrement conditionnée par les lois de friction statiques et dynamiques (Kovach and Nur, 1973). En revanche, la constante de raideur du ressort ne joue qu'un rôle mineur dans l'évaluation de la quantité de vitesse et de glissement.

Par un simple essai de laboratoire, Byerlee, (1968) montra que les phénomènes d'instabilités frictionnelle engendrant de large ruptures sismiques peuvent être perçue comme étant des modèles de contrainte à glissement saccadée (stick-slip sliding).

Scholz et al., (1973) trouvèrent lors d'essais en laboratoire sur des échantillons de roche que chaque glissement saccadé était précédé d'un fluage accéléré. Le taux de fluage est lié directement au taux de chargement de contrainte. Bien que ces modèles donnèrent une idée assez claire sur le processus de nucléation, les modèles en glissement saccadé proposés par Byerlee, (1968) et Scholz et al., (1973) n'arrivaient pas à expliquer les séquences de glissements présismiques recensées avant plusieurs cas de larges séismes.

Kovach & Nur, (1973) et Nur & Booker, (1972) proposèrent un modèle de déformation expliquant non seulement les phénomènes de dilatance observés avant les larges séismes mais aussi le mouvement des fluides accompagnant ces phénomènes de dilatances. Les modèles proposés par Nur & Booker, (1972) expliquent aussi le fort taux de productivité des répliques sur une séquence sismique. Les modèles de nucléation incluant l'effet des fluides tel que proposé par Kovach and Nur, (1973) et Nur & Booker, (1972) ont été largement inspirées des résultats expérimentaux de Jaeger & Cook, (1969).

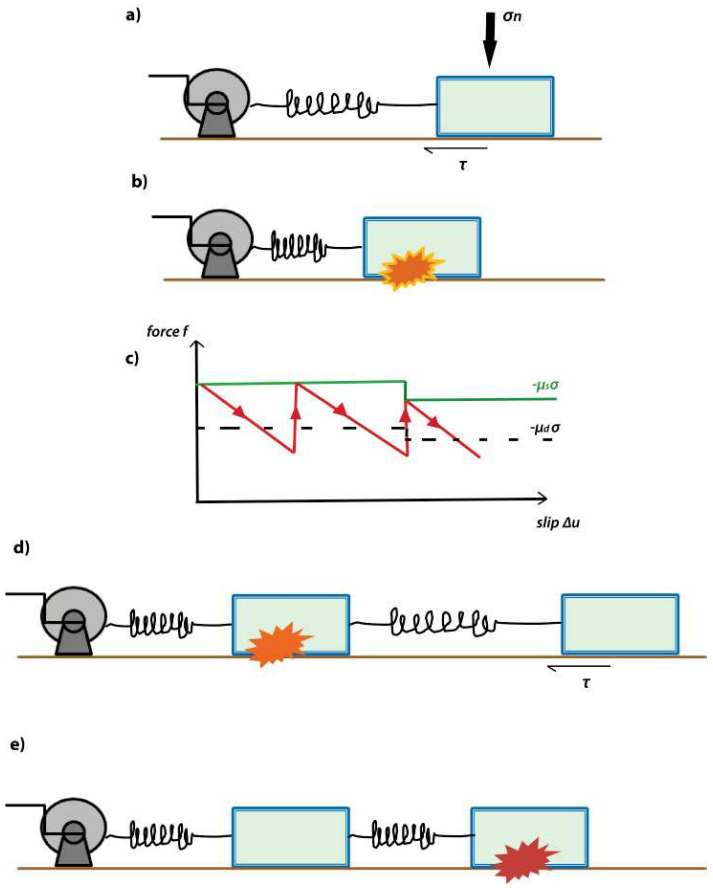



**Figure V.10**: *schémas simplifiés représentant les modèles de rupture par variation de la contrainte de Coulomb et transfert de contrainte* ***a)*** *Considérons un modèle à ressort simple avec une constante de raideur k, comme le montre le diagramme ci-dessous, dans lequel la masse est attaché à treuil et obéit aux lois de frottement statiques et dynamiques , la brique ne bouge pas tant qu'elle ne dépasse pas l'équilibre entre la force exercée sur le ressort et le mouvement résistant à la force (poids de la masse x frottement sur la surface),* ***b)*** *Une fois la force sur le ressort est assez grande, la brique sera en avant, le printemps va se détendre jusqu'à ce qu'il atteigne une valeur seuil qui fera rompre l'équilibre ( mouvement de la brique),* ***c)*** *une fois l'équilibre rompu, la force de frottement statique* $\mu_s\sigma$ *associé au glissement diminue jusqu'à atteindre une valeur dynamique* $\mu_d\sigma$*, l'intervalle entre chaque cycle définis la magnitude de glissement,* ***d)*** *si on ajoute un autre ressort et une autre masse au système et on fait tourner le treuil alors la premier brique en bleu bougera,* ***e)*** *ensuite la force de tension crée par le déplacement de la première brique déplacera la deuxième brique comme si la contrainte est transférer du premier système mécanique vers le deuxième système.*

Le modèle de dilatance-diffusion proposé par Kovach and Nur, (1973) suppose que la roche est initialement saturée en fluide interstitiel à une pression ambiante uniforme $P_o$. Au fur et à mesure que le glissement commence, le volume des pores augmente et la pression des pores diminue, ce qui induit un écoulement des fluides de l'espace poreux nouvellement ouvert vers la roche environnante. Si le débit des fluides est lent par rapport à la vitesse de déformation, la pression interstitielle restera sensiblement inférieure à *Po* jusqu'à ce qu'un cycle soit atteint. Par conséquent, la contrainte normale effective augmentera sur l'interface entre les deux roches, ainsi que la force de frottement. Dans ce cas précis, la dilatation qui accompagne le mouvement des fluides aura tendance à augmenter la résistance à la rupture pendant la phase de fluage sismique. Phase durant laquelle le volume des pores est lentement rempli de fluide. Donc la phase de fluage aura plus tendance à augmenter les contraintes normales et donc à stabiliser la faille.

Lorsque le mouvement des fluides est plus rapide que la vitesse de la déformation, la résistance de la roche diminue en fonction de la vitesse d'écoulement des fluides, la masse se déplacera alors rapidement vers l'avant et tentera de fermer le volume poreux ouvert pendant la phase de dilatation.

La pression du fluide interstitiel ajoutée à la pression ambiante augmentera rapidement de sorte que le fluide ne puisse pas s'échapper vers les roches environnantes. Le résultat l'augmentation e de la pression des fluides est une réduction drastique de la force de frottement sur le plan de rupture et une accélération du mouvement.

Ainsi, dans une zone de dilatance, l'instabilité mécanique initiale peut être amplifiée par la réduction supplémentaire de la résistance à la rupture liée à la migration des fluides, ce qui aura comme conséquence une augmentation drastique de la pression interstitielle juste avant la phase de glissement. La faille est généralement forte avant le début de l'événement sismique, et elle devient anormalement faible juste avant et pendant l'événement de glissement (Figure V.10). Contrairement au cas d'une roche sèche où l'intervalle de temps entre deux glissement successifs est essentiellement déterminé par le taux de chargement tectonique, l'intervalle entre deux ruptures humides est déterminé par le fort débit du fluide et qui dépend essentiellement de la tailles des ruptures sismiques et de la diffusivité hydraulique. Ce processus rapide produit des types de cluster sismiques variables temporellement et qui sont souvent associés à des séismes précurseurs (Figure 10), à des swarms, à une forte productivité de répliques ou à des fluages asismiques (asismic creep).

Récemment Galis et al, (2017) développèrent des outils théoriques validés par des modèles poroélastiques expérimentaux pouvant estimer la taille d'une rupture liée à une variation de la pression des pores. Galis et al.,(2017) trouvèrent que la capacité d'une rupture à se propager le long d'une faille homogène dépend essentiellement de la zone perturbée par la variation de la pression des pores. Ils calculèrent par la suite le moment sismique maximale d'une rupture associée à un mouvement des fluides d'un réservoir supressurisé vers la zone de faille :

$$M_0^{max-arr} = 0.4255\,\Delta\tau_0 \left(\frac{\mu_d\,\Delta P\,A_p}{\Delta\tau_0}\right)^{3/2}$$

où $\Delta P$ est la variation positive de la pression des pores à l'interieur du reservoir, $A_p$ est la region perturbée par la variation de la contrainte liée au mouvement du fluide, la valeur de $A_p$ définis la taille du réservoir (Figure V.11), $\mu_d$ est le coefficient de friction dynamique et $\Delta\tau_0$ est la chute de contrainte de Coulomb. Il faudra noter que le modèle Galis et al.,(2017) inclue le transfert de contrainte dans l'analyse des mouvements des fluides.

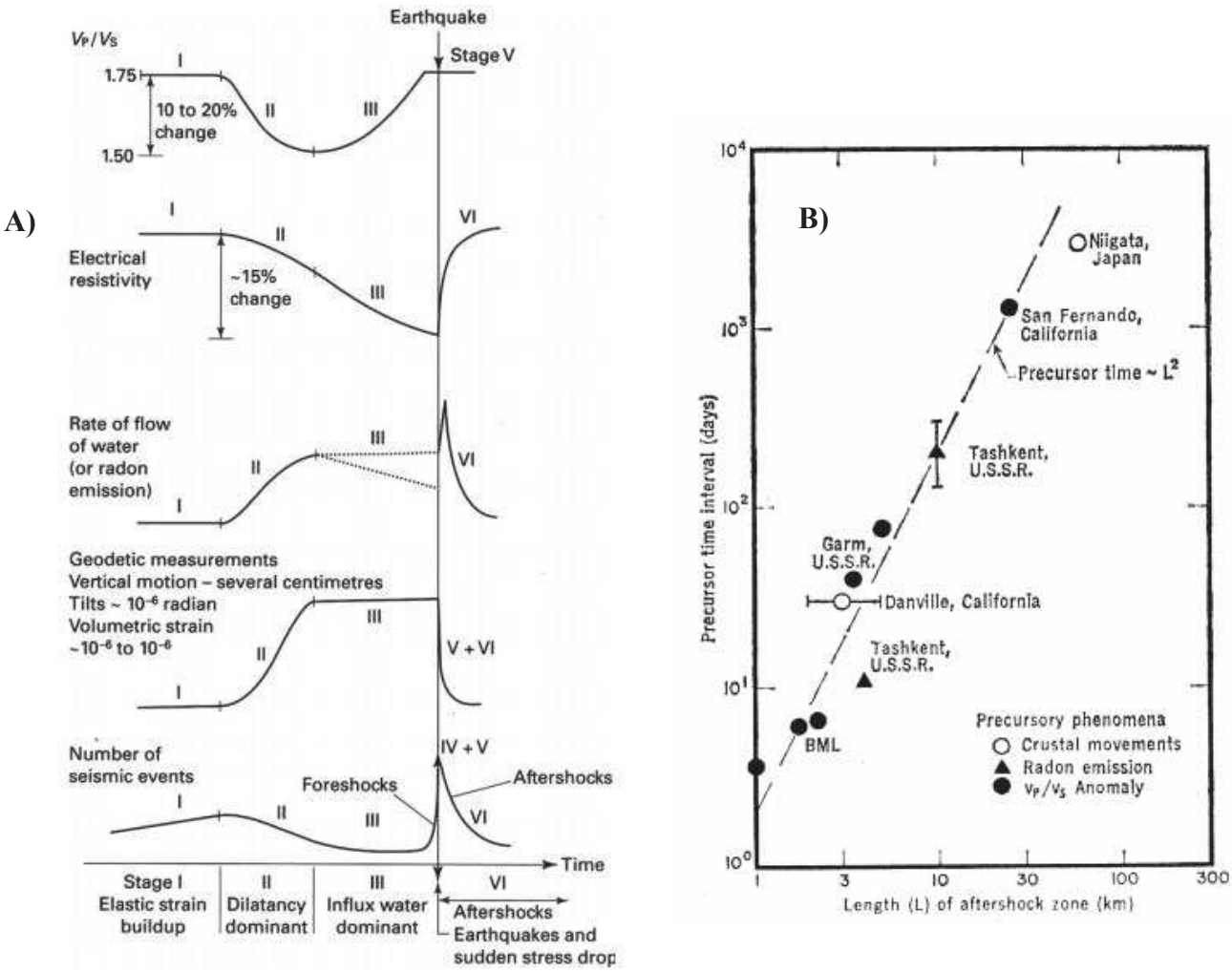



***Figure V.11**: **A)** Variation temporelle des paramètres physiques pendant un cycle sismique par dilatance. Les chiffres romains indiquent les différentes étapes dans le cycle sismique. Les fluctuations à court terme (étape IV), qui sont observées avant certains grands tremblements de terre, ne sont pas indiquées sur les figures. Dans l'étape III de la figure, le débit de l'eu peut varier comme indiquer en pointillé. L'émission du radon peut être en fonction du taux de l'eau mais aussi du taux de création de nouvelles fractures (Scholz, 2002). **B)** Duré des phénomènes précurseurs en fonction des magnitudes de séismes (selon Scholz et al, 1973). Les données utilisées par Scholz et al., (1973) sont ceux de : (Nersesov, 1969; Agrawal et al , 1973; Whitcomb et al , 1973 ; Rikitake, 1969; Yamaguti, 1968 ; Nishimura ; 1961, Ulomov et Mavashev, 1966 ; Yu et al, 1972 ; Wood et Allen, 1971 ; Van Wormer et Gedney , 1971 ; communication personnelle). Notez la correspondance entre les phénomènes prédit par la théorie et l'expérimentation et ceux observés sur de grand tremblements de terre (d'après Scholz et al., 1973).*

Les modèles poroélastiques de transfert de contrainte que nous avons établis pour la région d'El Asnam montrent une similitude entre les chargements ΔCFF le long des ruptures sismiques et la variation de la pression des pores dans les zones de chargement (Figure V.1). Si on suppose que les modèles élastiques et poroélastiques instantanés calculés pour la région du Chéliff sont similaires aux modèles de sismicité induite par un réservoir. Dans ce cas, l'initiation, la propagation et

l'arrêt de la rupture pour les cas d'El Asnam de 1980 vont être contrôlées par les propriétés poroélastique du milieu et par la taille de la rupture sismique. En appliquant le formalisme de Galis et al (2017) la valeur de $A_p$ pour la région d'El Asnam sera égale à 7.25 x $10^9$ $m^2$ pour une rupture de type 1980 et qui correspond à un moment sismique $M_0$ = 6 $10^{19}$ N.m, une chute de contrainte de coulomb de $\Delta\tau_0$ = 10 bar, et une variation de la pression des pores $\Delta P$=3.5 bar (liée essentiellement à l'interaction entre la séquence d'Orleanville de 1954 et celle d'El Asnam de 1980) et un coefficient de friction dynamique $\mu_d$ =0.2.

Si on suppose que la rupture est circulaire, le rayon de la zone perturbé par la redistribution des fluides, est donné par la relation :

$$A_p = \pi . R^2$$

De ce fait, pour supressuriser une rupture de type El Asnam il nous faudrait une redistribution des fluides sur un rayon d'environ 48 km. Cette valeur est donc nécessaire pour enclencher une rupture sismique de magnitude $M_w \sim$ 7.3. La redistribution du champ de contrainte affectée par la redistribution des fluides devrait se faire alors sur toute la longueur de la zone de failles (~ 40 km). Les séquences de répliques liées au séisme d'El Asnam ainsi que l'analyse des profils ΔCFF à fort potentiel à fluides appuient le fait que les modes de fracturations liés à ce séisme dépassent largement les limites de la rupture principale (Figure V.7), occasionnant ainsi des répliques à environ 70 km du choc principal. Ce modèle de nucléation ressemble à celui rencontré dans les systèmes à réservoir où le mouvement des fluides contrôlerait toute la séquence sismique.

Pour le cas du Rif, nos calculs montrent que pour enclenché une rupture sismique de magnitude $M_w \sim$ 6.5, la redistribution des fluides devrais se faire sur un rayon d'environ 28 km qui implique que le réservoir est liée à toute la longueur de la zone de faille, nos calculs sont en accord avec les modèles de couplages poroélastique de transfert de contrainte que nous avons établis auparavant pour le Rif et l'Alboran (Figure V.12, Kariche et al, 2018). En plus des similitudes entre les conditions de ruptures par injection des fluides dans des réservoirs (Galis et al 2017) et par migration des fluides dans les ruptures sismiques (Kariche et al, 2018). Les modèles de transfert de contraintes que nous avons établis mettent en évidence la complexité des zones de ruptures associées le plus souvent à des coefficients de Skempton *B* variables (Kariche et al, 2018). Ces modèles sont semblables à ceux rencontrés dans les systèmes à réservoir où le mouvement des fluides se fait généralement des régions à fort coefficient *B* vers les régions à faible coefficient *B*.

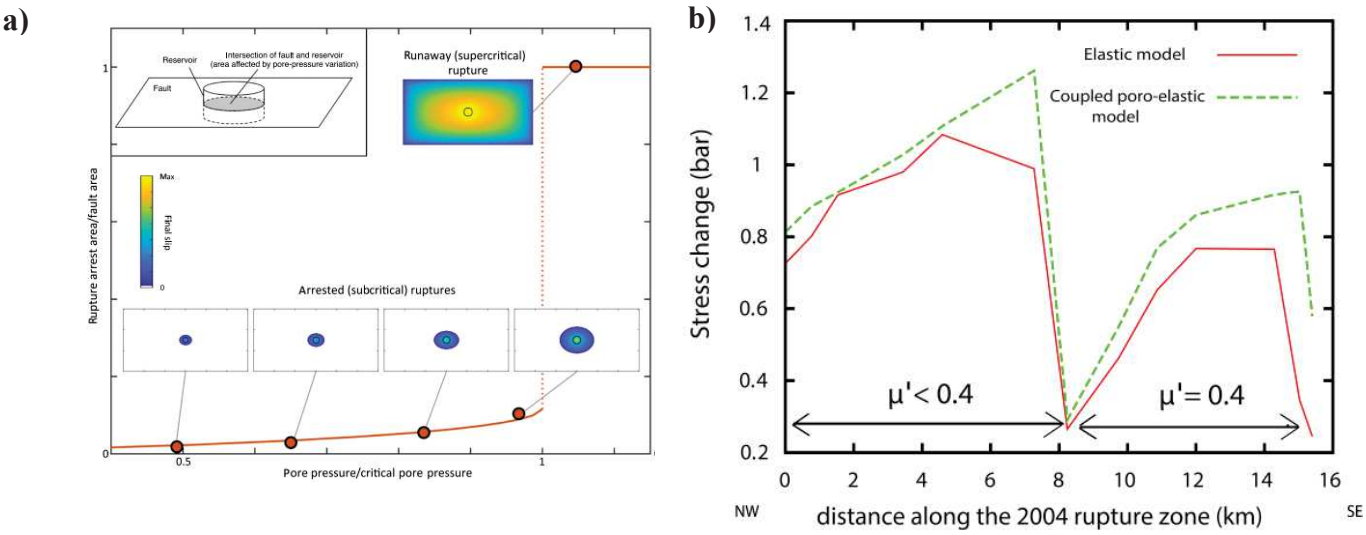



**Figure V.12:** ***a)*** *arrêt et propagation des ruptures vers les modes supercritiques selon Galis et al (2017) , la ligne orange et les symboles délimitent la zone d'arrêt de la rupture en fonction de la pression interstitielle à l'intérieur de la zone de perturbation. L'étendue de la rupture est également illustrée par des cartes de glissement finales. La figure en haut montre la position relative d'une faille et d'un réservoir.* ***b)*** *transfert de contrainte poroélastique dans la région du Rif causé par le séisme de 1994 sur le seime de 2004 (Kariche et al, 2018 ; les détails du calcul de la ΔCFF en associant le couplage poroelastiques sont en ANNEXE B).*

## V - 4 - 3. Modèle de nucléation par dilatance-diffusion

### V-4-3-1. Cas du séisme de Zemmouri du 21/05/2003 (Mw6.9)

Un séisme précurseur est un séisme qui se produit avant le séisme principal. La désignation d'un séisme comme « précurseur» n'est possible que lorsqu'une séquence sismique est entièrement définie. 40 % des séismes modérés à fort sont précédés par des séismes précurseurs tandis que le pourcentage augmente considérablement vers 70 % pour les larges séismes (Mw > 7) (Kayal, 2008). Scholz et al (1973) proposèrent un modèle prédictive qui lie les séismes précurseurs aux phénomènes de dilatance et à la migration des fluides (Figure V.11A). Ce modèle a été élaboré à partir d'études des anomalies Vp/Vs de la région du Blue Mountain Lake à New York et dans la région de Nigata au Japon ainsi que l'analyse des anomalies Vp/Vs recensée lors d'études expérimentales sur du granite sec et humide du Westerley.

En analysant une série de 60 séismes précurseur et 428 répliques associée à trois séismes modérés survenue le 21 Juin 1967 dans la région de Fairbank en Alaska, Berg (1968) remarqua que la variante *b* des lois d'occurrence de séismes de Gutenberg-Richter (GR) était anormalement faible durant la période pré-sismique ($b$ = 0.35 – 0.45) puis reprenant une valeurs typique durant la période post-sismique ($b$ =0.85 -0.95), il conclut que c fluctuation de la valeur de *b* avant et après

chaque séisme était associée à une augmentation du niveau de contrainte, la valeur faible de *b* avant le séisme principal représenterait alors un niveau de contrainte élevée durant la période pré-sismique couplé à une chute de contrainte faible durant les glissements co-sismiques.

Schloz et al (1973) observèrent que de nombreux tremblement de Terre important sont précédés par des précurseurs qui marquent un durcissement par dilatation et une augmentation graduelle de la sismicité jusqu'au choc principale. L'analyse de la fracturation en laboratoire ainsi que d'autres considérations théoriques donnèrent raison à Scholz et al (1973). Ces derniers proposèrent un modèle qui lie les phénomènes de fracturation par dilatation et le mouvement des fluides à la variation temporelle de la variante *b* de la loi de Gutenberg- Richter (GR). Dans ce cas précis, une diminution de la valeurs de *b* serais associée à une augmentation de la contrainte différentielle effectives durant les étapes de dilatance (Scholz et al, 1973, Wiemer & Wyss, 1997, Scholz, 2015) et à une migration des fluides dans les zones de failles (étapes II et III sur la Figure V.11A). Plusieurs auteurs (Nur, 1972, Whitcomb , 1973, Kovach & Nur , 1973) remarquèrent aussi que la durée de la dilatance est souvent associée à la durée de l'anomalie Vp/Vs de tel sorte que les phases les plus longues engendrerons de forts séismes tandis que les phases les plus courtes serons associées à des séismes de faibles magnitudes. Ces résultats ont été confirmés par la suite par Sammonds et al, (1992) pour des essais de laboratoire à émissions acoustiques (AE) sur des grés du Darley Dale.

La figure V.13 représente la variation temporelle de la valeur de b dans la partie Nord du Tell central algérien (périodes de 1995 à 2013).

La figure V.13 montre clairement une correspondance entre la diminution de la valeur de *b* et l'occurrence des séismes les plus importants durant cette période. On remarque que la magnitude de l'anomalie de *b* est plus important pour le séisme de Zemmouri du 21/05/2003 (Mw=6.9) par rapport aux autres seimes de la région. On remarque aussi que la durée de l'anomalie de *b* est en fonction de la magnitude des séismes de tel sorte que les durées les plus longues correspondent aux séismes les plus forts. En tenant compte des hypothèses de travail citées précédemment, cette forte anomalie liée au séisme de Zemmouri de 2003 serait due à un durcissement à long terme par un effet de dilatance du volume rocheux entourant les zones de failles. Dans ce cas précis, la dilatance devrait être associée à un mouvement des fluides des zones avoisinantes vers la zone de faille créant ainsi une diminution de la pression des pores dans les volumes entourant la rupture principale tandis que la pression des pores augmente dans les zones endommagées à proximité de la gauge de faille. Cette diminution de la pression des pores dans le volume rocheux entourant la zone de faille est associée à une diminution de la valeur de *b* et le début d'une phase de déformation inélastique,

traduite aussi par une augmentation de la contrainte différentielle effective selon le principe de Terzaghi (1925) (Figure 13). La décroissance de la valeur de *b* montrerait alors des variations temporelle à court terme de perméabilité et de porosité durant les phases de dilatance-diffusion des fluides obligeant le passage d'un état hydrostatique vers un état lithostatique à côté des zones de nucléation sismique. Le mécanisme de dilatance-diffusion serait alors une résultante des fluctuations de la pression des pores avant et après chaque évènement de glissement.

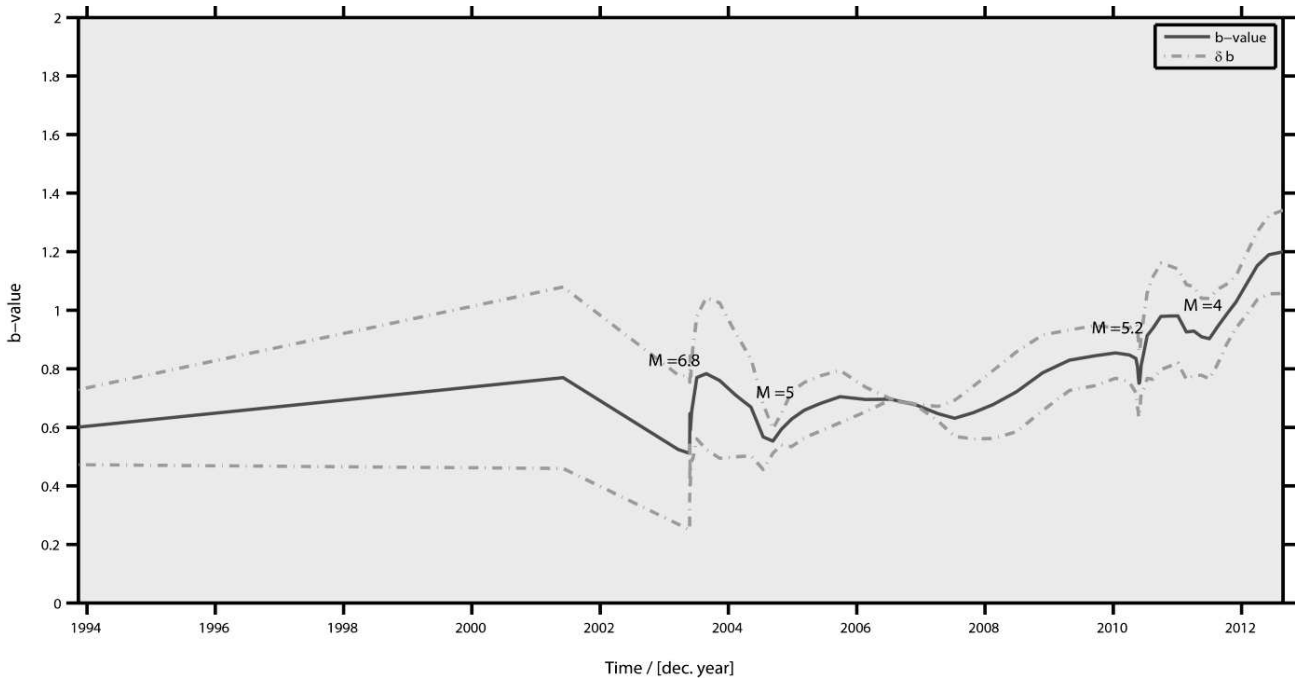



**Figure V.13 :** *variation de la valeur de b associée aux lois d'occurrence de Gutenberg-Richter pour la zone Nord du Tell Atlas algérien, on remarque que la valeur de b diminue avant chaque fort tremblement de terre, les diminutions des valeurs de b sont souvent associées à des augmentation de la contrainte différentielle ($\sigma_1$ - $\sigma_3$) (Scholz., 2015), la même chute des valeurs de b avant les larges séismes ( exemple : Mynamar , Sharma et al 2013), la chute brusque de la valeur de b est due à une augmentation de la contrainte effective qui selon le principe de Terzaghi ( 1925) découle d'une diminution de la pression des pores accompagnant les phénomènes de dilatance, ces phénomènes sont définis comme des indices d'une migration des fluides vers la zone de faille. La valeur de b est estimée à partir de l'algorithme du maximum de vraisemblance (*Wiemer & Wyss, 2002) *la déviation standard* ***δb*** *est estimée à partir des dérivées d* 'Aki, 1965 *et de* Shi & Bolt, (1982)

La relation entre la taille d'une rupture et l'intervalle d'une anomalie par dilatance accompagnant le mouvement d'un fluide est donnée par (Scholz et al, 1972 , Hudnut et al, 1989):

$$T = \frac{L^2}{c}$$

où $L$ est la longueur caractéristiques de la zone de faille exprimée en km et $c$ représente la diffusivité du fluide exprimée en $cm^2/s$.

La diffusivité du fluide peut être obtenu à partir de la loi de Darcy:

$$c = \frac{k}{\beta\, \phi\, \chi}$$

où $k$ définit la perméabilité du milieu (exprimée en $m^2$), $\beta$ definit la viscosité dynamique du fluide (exprimée en Pa.s), $\phi$ la porosité et $\chi$ représente la compressibilité ($Pa^{-1}$).

Bien que les solutions poroélastiques de Scholz et al (1972) et de Hudnut et al (1989) soient très utilisées pour estimer la diffusivité moyenne du fluide dans le domaine de l'interaction entre failles, ces solutions ne donnent pas assez de détails sur l'apport de la variation de la pression des pores dans le processus d'écoulement et de nucléation.

Afin de ne pas exclure les variations de pression des pores dans les processus d'écoulement du fluide et ainsi donner une estimation réaliste des périodes de dilatance suffisantes pour nucléée un séisme dans le Tell Atlas central, nous utiliserons d'autres formules poroélastiques basées essentiellement sur l'équation de l'écoulement d'un fluide dans un milieu poreux :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = c\, \nabla^2 P$$

où $P$ est la pression des pores, $t$ est la variable temps et $c$ représente la diffusivité du fluide.

Cette équation différentielle peut se résoudre en utilisant le principe de Rikitake, (1972) en supposant qu' à l'instant t=0 , les conditions aux limites de pression dans un volume sphérique de rayon $r_1$ sont dictées par $P$=0 et $P=P_0$ . Dans ce cas, une solution algébrique est donnée par :

$$P/_{P_0} = 1 + \frac{2r_1}{\pi r} \sum_{s=1}^{\infty} (-1)^s\, s^{-1} exp(-cs^2\pi^2\, t/{r_1}^2) \sin(s\pi r/r_1)$$

Maintenant, si on définit une pression moyenne par:

$$\bar{P} = (4/3\pi r_1^3)^{-1} \int_0^{r_1} 4\pi r^2 P dr$$

Alors le rapport entre la Pression moyenne et la pression lithostatique $P_0$ sera donné par:

$$\bar{P}/P_0 = 1 - 6\,\pi^{-2} \sum_{s=1}^{\infty} s^{-2}\, exp\,(-cs^2\pi^2 t/r_1^2)$$

Où le rayon $r_1$ représentera le rayon moyen de la déformation crustale d'avant séisme. Comme on l'a vue précédemment, la déformation crustale est traduite dans les milieux poreux par des phénomènes de dilatance engendrant le plus souvent une migration des fluides vers les zones de failles. Dans le cas d'une rupture sismique, la pression *Po* est définie comme étant la pression lithostatique nécessaire à la nucléation. Si la nucléation tient compte de la pression des fluides alors la figure V.14 représentera le rapport entre la pression moyenne et la pression lithostatique en fonction d'une variable temporelle $c\pi^2 t/r_1^2$. Maintenant, si on admet que la rupture se produit quand la pression moyenne approche la pression lithostatique (c'est-à-dire $\bar{P}/P_0 \sim 0.90$, Figure V.14) alors un nombre important de combinaisons de $c$ et de $r_1$ serais possibles (tableau 2).

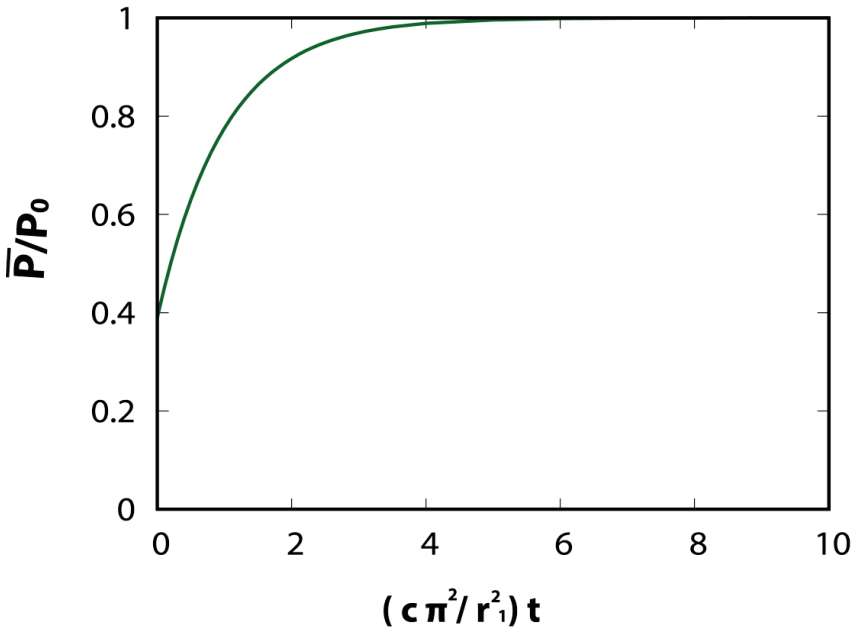



**Figure V.14:** *variation du rapport $\bar{P}/P_0$ en fonction d'une variable temporelle caractéristique (sans dimension) « $c\pi^2 t/r_1^2$ »*

| $r_1$ (km) | $c = 5\,.10^3\ cm^2/s$ | | $c = 10^4\ cm^2/s$ | | $c = 2.10^4\ cm^2/s$ | | $c = 4.10^4\ cm^2/s$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | T (jour) | M | T (jour) | M | T (jour) | M | T (jour) | M |
| 1 | 10 | 3.7 | 5 | 3.2 | 2 | 2.8 | 1 | 2.4 |
| 5 | 230 | 5.7 | 116 | 5.3 | 58 | 4.9 | 30 | 4.4 |
| 10 | 930 | 6.6 | 466 | 6.2 | 233 | 5.7 | 116 | 5.3 |
| 25 | 5827 | 7.8 | 2913 | 7.3 | 1457 | 6.9 | 728 | 6.5 |
| 35 | 11420 | 8.2 | 5710 | 7.8 | 2855 | 7.3 | 1428 | 6.9 |
| 50 | 23310 | 8.7 | 11655 | 8.2 | 5827 | 7.8 | 2914 | 7.3 |

**Tableau 2 :** *Diffusion des fluides et relation avec la magnitude des ruptures sismiques. La relation entre la période de dilatance **T** et la magnitude des ruptures **M** est donnée par (Scholz et al , 1973 , Withcomb et al, 1973 et Tsubokawa, 1969) :* $\boldsymbol{log\,T = 0.685\,M - 1.57}$

La Figure V.15 montre une correspondance entre l'augmentation des tailles des ruptures en fonction du volume dilatant et ceci pour différents valeurs de diffusivité hydraulique. Par exemple, pour le cas du séisme de Zemmouri ( Mw =6.9), l'analyse temporelle de la valeur de *b* donne une période de dilatance de l'ordre de 900 jours (Figure 13) . A partir des valeurs obtenus par les lois d'écoulements des fluides dans les milieux poreux (tableau 2 et Figure V.15), il nous faudrait un volume dilatant de rayon ~ 20 km et une diffusivité de l'ordre de **$10^4$ $cm^2/s$** pour nucléé une rupture de type Zemmouri (Mw=6.9). Si on suppose que la vitesse d'écoulement du fluide est à peu près la même pour toute les structures du Tell et si on suppose que les phénomènes de dilatance peuvent être couplés à la présence de réservoir, alors une nucléation de type d'El Asnam (Mw=7.3) correspondrait à un volume dilatant d'un rayon de 40 km. Cette valeur est en accord avec l'estimation que nous avons faite à partir du formalisme de Galis et al (2017).

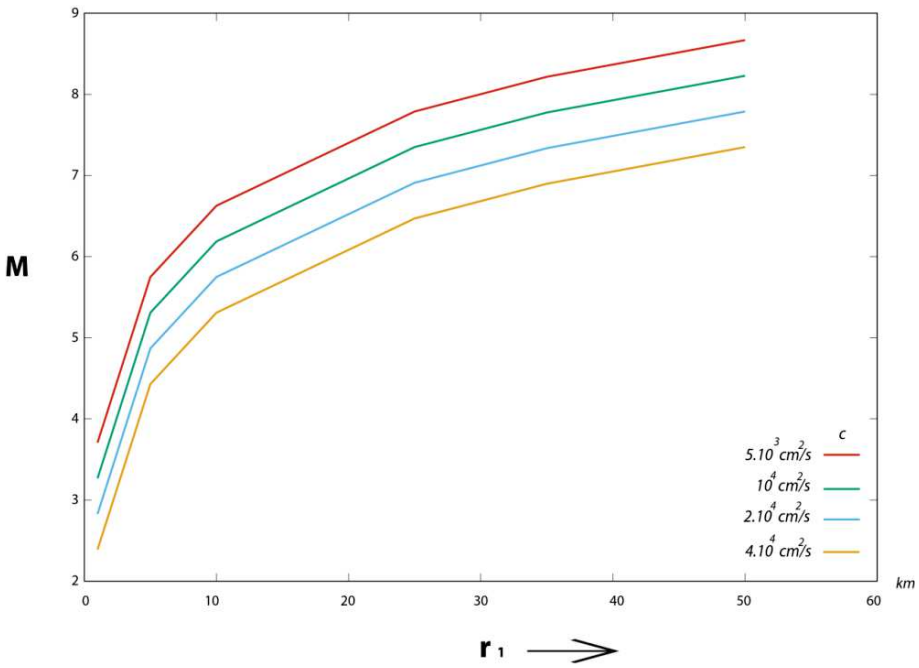



**Figure V.15:** *Variation des magnitudes des séismes déduite à partir de l'équation de diffusivité du fluide dans un volume sphérique. La magnitude M est calculé à partir du tableau pour diffèrent valeurs de c. $r_1$ définit le volume dilatant accompagnant la migration du fluide.*

Des études antérieures montrèrent le rôle de la surpressurisation des couches sismogène dans l'occurrence des séismes dans le bassin du Chelif. En 1970, et dans un papier paru dans Tectonophysics, Rothé (1970) mentionna le lien entre la mise en service au dernier trimestre de l'année 1932 du barrage d'Oued Fodda et l'augmentation de la sismicité dans la même région quelques mois seulement après la mise à l'eau du barrage. Se basant sur les travaux de Gourinard, (1962), Rothé, (1970) expliqua l'occurrence de cette séquence sismique comme étant une conséquence directe des fluctuations du barrage et de la circulation des fluides en profondeur dans les zones de failles. Il expliqua aussi l'instabilité sismique par un gonflement d'un noyau d'anhydrite en profondeur sous l'influence des pertes d'eau relativement importante au moment du remplissage du barrage, ayant comme conséquence majeure une libération brusque de la surcharge d'eau cumulée dans des bancs marneux intercalés en profondeur. Les magnitudes des séismes associés aux fluctuations du barrage ont été calculées à partir des séismogrammes par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) qui donna des valeurs de magnitude atteignant les M 3.5. Un autre cas plus important a été enregistrées dans la région de Maharashtra à l'Ouest de l'Inde quelques année après le début du remplissage du barrage de Koyana (Rothé, 1970), les grandes périodes de dilatance observées accompagnant la variation de la pression des pores et le mouvement des fluides ont eu comme conséquence un large séisme de magnitude M=6.7 en l'an 1967, cinq année après le premier remplissage du barrage (Rothé , 1970 ; Mulargia & Bizzarri, 2014). D'autres séismes plus important sont associés aux phénomènes de sismicité induite par un réservoir ont été répertoriés par Deng et al., (2010). Le but de cette thèse n'est pas d'étudier la

sismicité due au remplissage instantané de barrages, mais nous pensons que les délais observés par Rothé (1970) entre la mise à l'eau du barrage d'Oued Fodda et l'enclenchement de la sismicité ne peuvent être due à une déformation élastique instantanée. En analysant l'évolution temporelles de la sismicité accompagnant le remplissage des grands réservoirs, Simpson et al (1988) montrèrent que l'augmentation de la contrainte élastique et l'augmentation de la pression interstitielle résultant d'une déformation élastique de la croûte en réponse à une charge en surface induit le plus souvent une sismicité instantanée ou à délais très courts dans les zones de failles à proximité des réservoirs. Simpson et al (1988) suggérèrent que la pression des pores dans les zones hypocentrales pouvait augmenter rapidement en réponse à un couplage poroélastique instantané due à une compaction rapide des espaces poreux. Au contraire, les délais peuvent être longs si la pression des pores augmente dans les zones de nucléation due à un phénomène de drainage du fluide du réservoir vers la zone de faille (Bell & Nur, 1978). L'enclenchement de la sismicité peut alors se faire après plusieurs années de mise à l'eau du barrage et sur de larges distances (> 30km) (Talwani & Acree, 1985). L'analyse de l'évolution temporelle de la valeur de *b* (Figure V.13) montre une remarquable similitude entre le début de la décroissance de la valeur de b et la date de la mise à l'eau du barrage de Taksebt situé à environ 46 km au Sud Est de la zone épicentrale de Zemmouri (Figure V.16). Nous pensons qu'en plus d'une surpressurisation associés aux déformations inter séismiques , la mise à l'eau du barrage de Taksebt aurait permis une migration de fluide du réservoir vers la zone épicentrale de Zemmouri, Les systèmes de failles transversales NW-SE auraient alors jouées un rôle de conduite de fluide vers la zone de rupture, la diffusion du fluide contrôlerais alors les délais de ruptures estimés à environ 2 ans pour le cas de Zemmouri. En étudiant la mécanique de nucléations des séismes et le mouvement des fluides dans un réservoir, Mulargia & Bizzarri, (2014) montrèrent à partir d'une analyse temporelle du transfert de contrainte dans l'espace de Tresca-Von Mises que des failles actives peuvent être réactivées pour des variations de pressions assez faibles ($\Delta P < 1$ bar). Mulargia et Bizzari (2014) montrèrent que l'injection des fluides dans le sous-sol aux pressions typiques que celle obtenues lors de la production et le stockage du pétrole et du gaz peuvent déclencher des tremblements de terre destructeurs dans des zones actives à plusieurs kilomètres de l'épicentre d'injection. Les modèles de transfert de contrainte proposées par Mulargia & Bizzarri, (2014) montrèrent aussi que la pression des fluides se propage sous forme d'onde de contrainte lente le long d'une géométrie bien définis avec un mode de drainage spécifique de tel sorte que la migration des fluides engendrera une augmentation graduelle de la pression des pores aux voisinage des failles actives. Les augmentations des durée de drainage auront comme conséquence majeures des amplitudes de

dilatance plus larges et donc des séismes plus importants. Ces longues périodes de dilatance sont accompagnées le plus souvent par des taux de chargements d'environ **0.1 bar/an**. Les résultats obtenus ont conduit Mulargia & Bizzarri, (2014) à postuler que des chargements ΔCFF de l'ordre de 0.1-0.5 bar dû au drainage du fluide vers la zone de faille étaient suffisants pour enclencher de larges séquences sismiques. D'autres cas ont été observées sur les failles actives de la région d'Aswan en Egypte (Mekkawi et al, 2004; Cheng et al, 2016).

A partir des lois d'écoulement des fluides et l'analyse des chargements ΔCFF sur les séquences sismique du Tell, le modèle de nucléation par dilatance que nous proposons pour la région de la Mitidja montre que pour nucléée une rupture type Sahel (Mw > 7.3), il faudra une période de dilatance supérieure aux deux années observées pour le séisme de Zemmouri (tableau 2). En plus des taux de chargement ΔCFF co et postsimiques calculés sur la faille du Sahel (Kariche et al, 2017), nos modèles montrent que les taux de chargements ΔCFF associés au mouvement des fluides qui sont estimés à 0.1bar/an aurons un effet crucial dans l'occurrence d'un large séisme dans la région de la Mitidja. Cependant, Une analyse fine des taux de déformations par InSAR et GPS permettra de mieux classifier ces périodes de dilatances et d'estimer d'une manière plus robuste les taux de chargement ΔCFF et les tailles des ruptures probables.

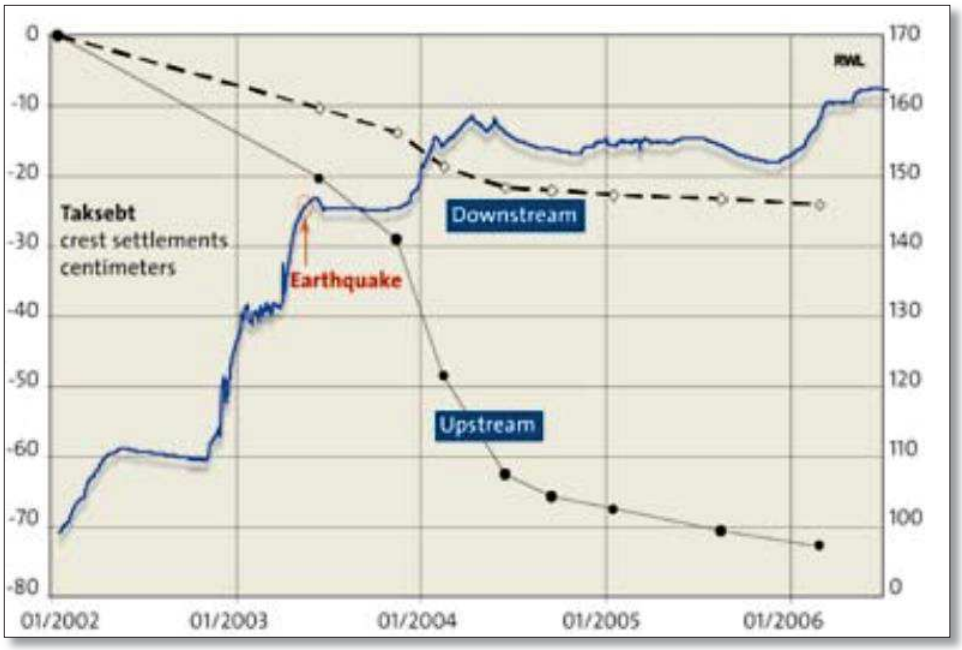



**Figure V.16** : *Tassement en crête en rapport avec le remplissage du barrage de Taksebt avant et après le séisme de Zemmouri du 21 Mai 2003 (Mw =6.9), la figure montre une accélération du tassement du barrage à terre de Taksebt avant le séisme de Zemmouri. La figure montre aussi que*

*le barrage n'a pas subi de déformations importante liée au choc principal, contrairement aux phases pré et post sismique associées respectivement au premier remplissage et à la reprise du remplissage suite au séisme (figure d'après* Tardieu et al , 2009)

### V-4-3-2. Cas du séisme de l'Alboran du 25/01/2016 (Mw6.5)

Dans le même ordre d'idées, Withcomb et al (1973) montrèrent que l'analyse des formes d'ondes avant le séisme de San Fransisco du 9 Fevrier 1971 (Mw=6.4), donnait une chute du rapport Vp/Vs dépassant les 10 % sur une période pre-sismique d'environs 3 ans. Cette variation du rapport Vs /Vs a été attribuée par Withcomb et al (1973) à une migration de fluides dans d'important volume de roches. Cet écoulement à grand échelle est responsable aussi du délai entre le début de la dilatance et la rupture elle-même.

Lucente et al., (2010) puis Savage, (2010) dans deux papiers parus dans Geology, montrèrent que le séisme de l'Aquila du 6 Avril 2009 (Mw=6.3) était précédé d'une longue série de précurseurs dont le plus important était celui survenu une semaine avant le choc principale (magnitude ML=4). L'analyse des séries temporelle de 4 stations sismologiques par Lucente et al (2010) (Figure V.17), montrèrent une variation soudaine des vitesses Vp/Vs le 30 Mars 2009 soit au même moment où le précurseur majeurs c'est produit. Bouchon et al., (2011) étudièrent l'enregistrement des sismogrammes avant le séisme d'izmit du 17 Aout 1999. Ils trouvèrent aussi que le choc principal était précédé d'un signal sismique de longue durée ayant comme origine le foyer du futur séisme d'Izmit. Ce signal consistait en une succession d'évènements sismiques répétitifs qui s'accéléraient à l'approche du temps d'enclenchement du séisme principal. L'analyse des enregistrements de sismogrammes montrèrent que cinq séismes précurseurs détectés 20 minute avant le choc principale montraient une anomalie d'amplitudes d'onde P et S. L'analyse détaillée de Bouchon et al (2011) montra également que pour chaque précurseur, l'amplitude de l'onde P était accompagné 2.4 seconde plus tard par une large amplitude d'onde S.

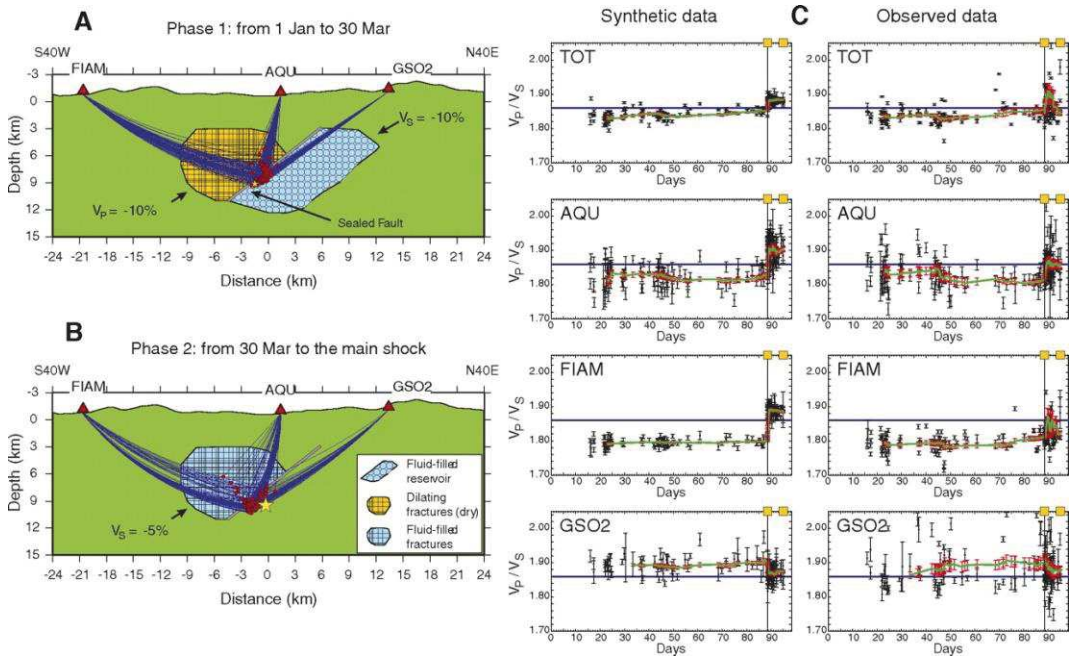



***Figure V.17: A)*** *Coupe verticale à travers le modèle synthétique VP / VS proposé par Lucente et al (2010) avant le 30 mars.* ***B)*** *Coupe verticale à travers le même modèle mais depuis le 30 mars jusqu'au séisme de L'Aquila. La couleur verte indique le volume de roche non perturbé par les fluides. Les triangles rouges indiquent les stations sismologiques utilisées lors de l'analyse Vp/Vs . Les points rouges indiquent les hypocentres des évènements durant les périodes d'analyse. Les courbes bleues indiquent les trajets d'ondes sismiques. Les zones remplies d'orange et de bleu clair représentent les anomalies de vitesse des ondes P et S, respectivement. La faille est représentée par une ligne grise épaisse. La plus petite étoile jaune sur le panneau* ***A*** *indique l'emplacement du précurseur principale ML = 4; la grande étoile dans le panneau* ***B*** *est l'hypocentre du choc principal.* ***C)*** *Comparaison entre les séries temporelles Vp/Vs synthétiques (à gauche) et observées (à droite).*

L'analyse par la variation de la contrainte de Coulomb durant les phases de drainage et de non drainage du fluide pour la région du Rif et de l'Alboran (Figure V.9) combinée à l'analyse du flux d'eau profonde dans les unités de flysch, des structures géologiques, de la perméabilité du substratum et du taux de sismicité montrent que les séismes de 2004 et 2016 auraient pu être prédits. En effet, la présence d'un précurseur 4 jours avant la rupture de 2016 aurais permis au fluide de migrer vers la zone épicentrale favorisant ainsi l'occurrence du futur tremblement de terre.

Nos modèles de transfert de contrainte ( Figue 9, Kariche et al , 2018) montrent que lors des rebond poroelastiques, des variations positives de contrainte de l'ordre de 0.3 bar sur des géométries de failles associées aux séismes majeurs du Rif et de l'Alboran (Mw > 6) sont souvent associés à des variations de Vp/Vs de l'ordre de 17%, ces variation Vp/Vs sont typiques pour des aquifères sédimentaires non consolidés et des roches saturées en eau associés à des couches sismogènes de l'ordre de 15km. Lorsque la migration des fluides se fait dans des fractures subsidiaires supplémentaires sur une même rhéologie de roche, la variation de Vp/Vs est deux fois plus importante (~ 34%) ce qui implique une ΔCFF trois fois plus importantes. Ces valeurs corroborent avec les variations de vitesse pour les modèles poroélastiques obtenues par Nur (1972), Scholz et al (1973) et Withcomb et al (1973) ainsi que par d'autres auteurs.

Le modèle diffusive que nous présenterons ici pour le Rif et l'Alboran est une suite logique aux modèles diffusives que nous avons proposés précédemment pour le Tell Atlas central. La région du Rif montre une sismicité diffuse (Kariche et al, 2018). La forte densité des réseaux sismologique ont permis une bonne estimation de la sismicité de la région ( Grevemeyer et al , 2015, Kariche et al, 2018). L'analyse de la sismicité nous a permis d'identifié dans la zone épicentrale du séisme de 2016, un séisme précurseur de magnitude M=5.1 quatre jour avant le choc principale. La remarquable similitude entre l'évolution de la déformation présismique dans l'Alboran et l'Aquila, nous a encourager à proposer un modèle de migration de fluide qui explique à la fois le délais entre les ruptures de 2004 et de 2016 mais aussi l'occurrence des précurseurs et leur rôle dans le processus de nucléation. Le modèle qu'on proposera ici est largement inspiré des essais poromécaniques de Byerlee, (1993).

Dans le modèle de nucléation proposé par Byrelee (1993), les fluides responsables de la nucléation sismique sont surtout associés à l'eau originaire des roches qui entoure la zone de rupture. Ces roches sont donc initialement très poreuses et perméables. Pendant un épisode de cisaillement, la zone de failles se compacte et le fluide interstitiel retourne dans la roche encaissante. La contrainte

normale initiale est alors diminuée, et l'augmentation de la température avec la profondeur fera que la compaction sera dépendante essentiellement de la dilatation rapide dans la zone de faille, ce qui forcera le fluide à migrer à travers la faille et vers le haut. A mesure que le fluide migre vers les zones à faible température, des dépôts de silice formeront une barrière imperméable sur les parois et dans les zones fracturées. Quand cette barrière imperméable sera formée, un autre cycle sera enclenché et une autre barrière imperméable se formera. Apres plusieurs cycles sismiques, plusieurs compartiments perméables se formeront séparées par des barrières imperméables appartenant à la même zone de faille. D'autres systèmes géologiques associés à des phénomènes métamorphiques régionaux ou associés à la présence de systèmes géothermiques profonds peuvent aussi expliquer l'apparition de barrières imperméables.

Différentes études (Byerlee, 1993 ; Sibson, 1992; Powley, 1990) montrèrent que plusieurs bassins sédimentaires sont liée à des zones de ruptures à barrières. Ces barrières sont formées essentiellement de dépôts de silice ou de calcites (Byerlee, 1993, Sibson, 1992).

La figure V.18 montre le modèle poromécanique que nous avons établis pour l'Alboran et l'état hypothétique de la faille de l'Alboran de 2016 au moment de la rupture.

Le modèle que nous proposons est basé sur le faite que durant un épisode de migration des fluides la dynamique d'écoulement est retardée par des barrières imperméables appartenant à la zone de faille, ce retard s'explique en fait par un délai entre les ruptures sismiques. Selon le principe de surpressuristaion proposé par Sibson (1992) puis Byerlee (1993), une zone surpressurisée se formera à la limite de la barrière de silicate dans la zone de faille. La variation de la pression des pores augmentera et au bout d'un certain temps, un régime lithostatique est atteint et la barrière imperméable est rompue, le fluide ainsi migre du compartiment à haute pression vers le compartiment à basse pression engendrant une instabilité poromécanique qui favorisera l'enclenchement d'un séisme.

Le délai entre les deux ruptures sismiques est défini comme étant le temps nécessaire pour que la pression moyenne du premier compartiment atteint un équilibre lithostatique (Byerlee, 1993) :

$$t = \frac{\phi_1 L_1^2 \beta \nu}{k_1}$$

Où $t$ représente le délai entre les deux ruptures, $\phi_1$ représente la porosité du premier compartiment, $L_1$ représente la longueur du premier compartiment, $\beta$ represente la compressibilité du milieu, $\nu$ et la viscosité de l'eau interstitielle asscoiée aux conditions de temperatures et de pression et enfin $k_1$ est la permeabilité du premier compartiment. Le premier contrôle la diffusivité du fluide au moment de la rupture (Figure V.18).

Pour $t$= 4 jour (représentant l'intervalle entre le séisme précurseur et le choc principal de 2016 dans l'Alboran), $L_1$ = 2km, $\phi_1$ =0.1, $\beta$ = 3. $10^{-10}$ $Pa^{-1}$ et $\nu$ =3. $10^{-4}$ Pa.s, nos calculs donnent une perméabilité pour le premier compartiment $k_1 \sim 10^{-14}$ $m^2$, cette valeurs parait plus importante que celle obtenues par Scholz (1993) ($10^{-15}m^2$ -$10^{-18}$ $m^2$) pour les séismes forts, cela est due au fait que le délai entre les deux ruptures est assez court dans notre cas (quatre jour au lieu de quelques mois pour les modèles de Scholz (1993). Dans ce cas précis, il faut s'attendre à ce que la résistance initiale au cisaillement de la faille soit très proche de la contrainte de cisaillement tectonique régionale.

Cependant, la valeur de la perméabilité obtenue pour l'Alboran montre une similitude remarquable avec les valeurs obtenue sur les études des variations des taux de sismicité après injection des fluides dans les zones actives du Nojima au Japon (Tadokoro et al., 2001). Pour les zones actives du Nojima, Tadokoro et al (2001) remarquèrent une soudaine augmentation de la sismicité à 3 km de distance du point d'injection quatre jours après injection du fluide dans le sous-sol et cela pour une pression de pompage d'environ 50 bars. Les valeurs de perméabilité obtenues par Tadokoro et al (2001) à partir des mesures insitu et d'analyse de la sismicité donnent une gamme de $10^{-14}$ $m^2$ à $10^{-15}$ $m^2$. Wibberley & Shimamoto, (2003) expliquèrent les forte valeurs obtenues par Tadokoro et

al (2001) par le fait que si une roche encaissante à forte cohésion est fortement fracturées, alors l'afflux d'eaux de la surface vers la zone de faille précipitera le matériel à l'intérieur de la gauge et les fractures subsidiaires joueront ainsi un rôle de **« pont de diffusion de fluides ».** La diffusion des fluides entraînera une augmentation de la perméabilité dans la zone de rupture et une diminution de la sensibilité à la pression durant les périodes d'injections. Ces fractures subsidiaires paraissent être de sortes de zones endommagées entourant la zone de rupture capable de laisser une certaine liberté à la circulation des fluides.

Ces résultats montrent une correspondance directe avec les valeurs de la variation de la contrainte de Coulomb poroélastiques que nous avons obtenus pour le Rif et l'Alboran. Les délais entre les ruptures sismiques montrent le rôle crucial de la migration des fluides dans les zones de nucléations. Ceci nous a encouragés à donner une estimation réaliste de la valeur de la diffusivité des fluides pour l'Alboran. Le temps de rajustement des contraintes et la redistribution de la pression des pores nécessaire à une nucléation dans la région du Rif et de l'Alboran est associé à une valeur moyenne de diffusivité des fluides de **$c = 7.\ 10^3\ cm^2/s$**. Cette valeur est sept fois moins importante que celle obtenu par Hudnut et al (1989) pour les failles conjuguées du Superstitions Hills ce qui explique la différence des délais de ruptures entre séismes (~10 année pour le Rif et l'Alboran alors que le délai est d'environ ~ 11 heures pour la séquence de Superstition Hills en Californie). Notre estimation se base essentiellement sur le modèle de Li et al (1997) qui lie les délais de ruptures aux temps de relaxations poroélastiques.

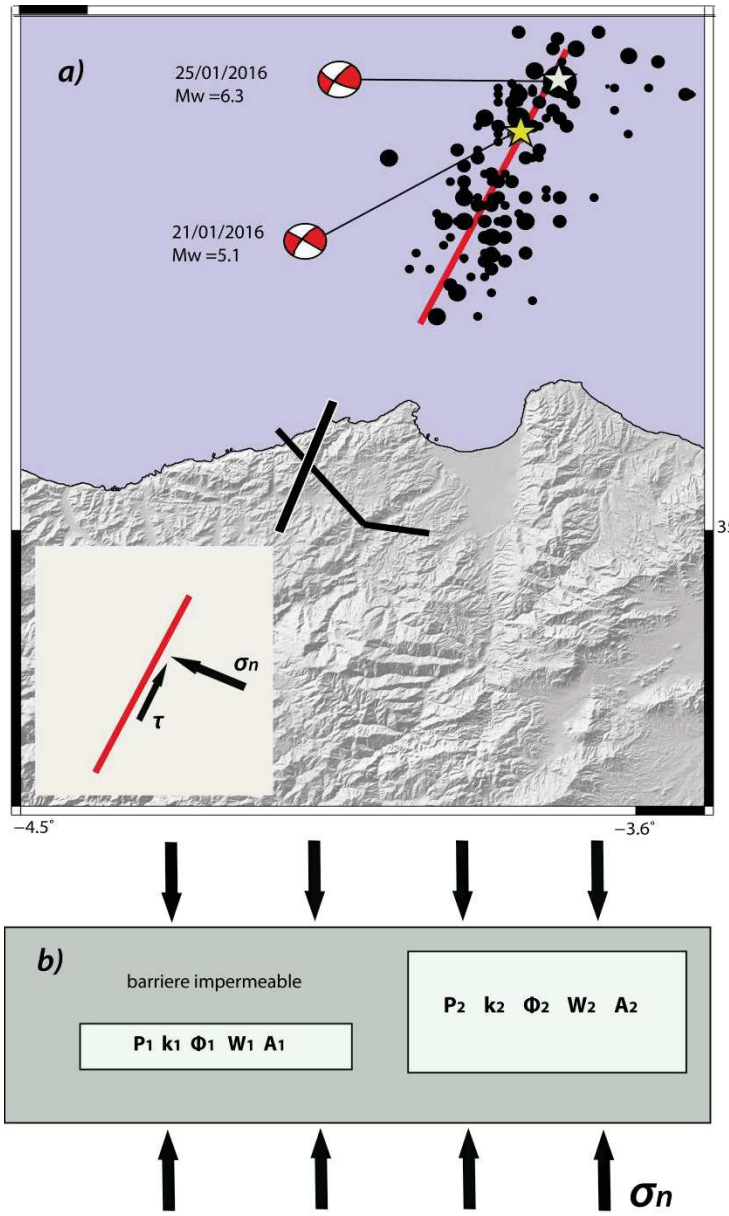



**Figure V.18 :** *Modèle poro-mécanique de migration des fluides dans les zones de failles avant un fort tremblement de terre , le séisme d'El Hoceima est pris pour exemple, la figure **a)** montre la situation et le mécanisme du séisme précurseur par rapport au choc principale, la figure **b)** représente une coupe transversale horizontale du plan de rupture à travers deux des compartiment perméables responsables du séisme précurseur et du choc principal , **P** représente la pression interstitielle, **k** la perméabilité, **φ** la porosité, **W** la largeur des compartiments et **A** la zone de migration des fluides. Les compartiments sont séparés par une zone imperméable associé à des dépôts de minéraux (situation d'avant rupture du 25/01/2016).*

## V - 5. Rôle des fluides dans l'occurrence des répliques

### V - 5 - 1. Généralité sur les mécanismes contrôlant l'occurrence des répliques

Il est admis depuis longtemps, que l'occurrence des tremblements de terres est souvent accompagnée de séquences de répliques. L'occurrence des répliques est une des caractéristiques les plus distinctives des phénomènes sismologiques. Des observations sismologiques ont révélées que les mécanismes contrôlant les répliques sont réguliers et complexes à la fois (Omori, 1894). Plusieurs études sismologiques et géophysiques ont été faites sur de larges séquences de répliques

accompagnant les fort séismes, plusieurs mécanismes contrôlant la distribution spatiale et temporelle de ces séquence ont été proposés (Nur & Booker, 1972, Yamashita & Knopoff, 1987, Deng et al, 1999, Jonsson et al., 2003, Dieterich, 1994, Perfettini & Avouac, 2004…)

Différentes études s'accordent à dire qu'une réponse sismique doit tenir compte de l'effet inélastique de la déformation post sismique (Omori, 1894, Nur & Booker, 1972, Yamashita & Knopoff, 1987, Dieterich, 1994). Nur & Booker (1972) montrèrent par des expériences en laboratoire qu'une forte productivité de répliques était souvent associée à l'écoulement du fluide dans la zone de faille. Selon Nur & Booker (1972), un taux de répliques supplémentaires liées à la migration des fluides aura tendance à déformer les lois classiques d'Omori (1894). Nur et Booker (1972) furent les premiers à proposer un modèle de déformation postsimique qui tient compte des propriétés porélastiques de la zone de rupture.

Yamashita & Knopoff (1987) ont ensuite modélisés les lois empiriques d'Omori pour de larges séquences de répliques en incluant l'effet de corrosion et l'hétérogénéité du glissement sur le calcul du champ de contrainte. Yamashita & Knopoff (1987) ont conclus que la présence de fort taux d'oxydes et de silicates dans les zones de ruptures favoriserait les modes de fissurations sous contrainte sismiques élevées. Ces phénomènes de corrosion tel que décrit par Yamashita & Knopoff (1987) sont fortement liés à la présence des fluides aux niveaux des ruptures. A partir des données InSAR, des modèles de rebond poroélastiques ont été proposés par Peltzer et al., (1998) et Jonsson et al., (2003) afin d'expliquer les déformations postsimiques à court terme en Californie et en Islande. Deng et al (1999) associèrent une partie de la déformation postsimique observée lors des grand séismes à une relaxation viscoélastique de la croute inferieur et supérieure. D'autres mécanismes liés aux lois de frottement sur failles ont été proposés par Dietrich (1994) pour expliquer l'occurrence des répliques. Différents lois de frottement liant les glissements post sismique et asismiques aux vitesses de nucléation furent aussi proposés par Perfettini et Avouac (2004).

Cependant, différents modes d'occurrence des répliques peuvent être couplés les uns aux autres. Klein et al. (2016) montrèrent lors de l'analyse des répliques du séisme de Maule de 2010 (Mw 8.8) que la déformation crustale post-sismique est associée à une combinaison de plusieurs mécanismes à la fois (glissement postsismiques aséismique, rebond poroélastique et relaxation viscoélastique). Puisque les modèles d'occurrence tel que les glissements postsimique sur faille et la relaxation viscoélastique nécessite une analyse fines des données InSAR et GPS sur des bandes temporelles assez larges, nous limiterons notre étude à l'analyse de la sismicité liée à la migration des fluides.

Pour ce faire, mon analyse de la sismicité sera aidée par une analyse fine de la variation temporelle de la pression des pores et des taux de productivité des répliques.

### V - 5 - 2. Lois d'Omori, poroelasticité et occurrence des répliques dans le Tell Atlas et dans le Rif

L'une des régularités les plus familières des taux de décroissance des répliques noté N(t) a été formulé par Omori, (1894) et réécrite ensuite par Utsu & Ogata, (1995)

$$\frac{dN(t)}{dt} \propto \frac{k}{(c+t)^p} \quad (1)$$

*Où* $\frac{dN}{dt}$ représente la variation temporelle de la fréquence des répliques associée au choc principal, $p$ est une grandeur d'unité physique, $k$ et $c$ sont des constantes représentant respectivement la productivité des répliques et la qualité du catalogue. La valeur de $c$ peut être dans des cas favorables, associé aux variations des régimes tectoniques (Narteau et al, 2009) . Même si la relation (1) porte généralement l'appellation de Loi d'Omori. Omori lui-même (1894) considéra seulement le cas où $p$ =1.

Il est également établi que les répliques sismiques ont une distribution d'amplitude qui satisfait la relation amplitude-fréquence de Gutenberg & Richter (1944):

$$\text{Log } N(M) = a - bM, \quad \textbf{(2)}$$

où $N(M)$ est la fréquence des évènements sismiques ayant une magnitude $M$, $a$ et $b$ sont des constantes.

En étudiant plusieurs séquences de répliques, Utsu (1969) montra que la valeur de $b$ est généralement comprise entre 0.6 et 1.5. Néanmoins, des anomalies de la valeur de $b$ peuvent être associées à des variations de la contrainte différentielles $\sigma_1$-$\sigma_3$ (Scholz, 2015, Figure 13). Les lois Omori et les lois de Gutenberg-Richter (GR) définissent les caractéristiques communes des répliques pour la plupart des études sismiques. Les études de sismicité que nous avons effectuées pour El Asnam (Figure V.7, Kariche et al, 2017) montrent que les zones de répliques ont une expansion au-delà des limites des ruptures principales. Mogi (1968 , 1974) souligna que la zone de réplique du tremblement de terre de Tokachi-Oki en 1968 présentait une expansion vers le sud avec une vitesse moyenne de 100 km par jour. De nombreuse études ont tentées d'expliquer ce genre

d'expansions par les seules lois d'Omori et de GR (Burridge & Knopoff, 1967, Das & Scholz, 1981; Yamashita & Knopoff 1987, Dieterich, 1994). Cependant aucune de ces études n'est arrivée à proposer un modèle cohérent associant aussi bien les taux de répliques appartenant à la déformation post-sismique à court terme et les taux de reliques à effet retardés.

Nur et Booker (1972) puis Yamashita,( 2003) expliquèrent les caractéristiques temporelles et physiques des répliques en associant la migration des fluides au mécanisme contrôlant les répliques à effet retardé. Yamashita (2003) démontra que le modèle de couplage poro elastiques proposé par Nur et Booker (1972) corroborent d'une manière efficace avec les observations de terrain indiquant une forte pénétration des fluides dans les zones de faille pendant les épisodes de glissements. Sur la base d'études pétrologiques , Mc Caig (1988) et Forster et al., (1991) montrèrent qu'une zone de faille peut être considérée comme une conduite de fluide. Par la suite, l'effet mécanique des fluides sur les failles sismiques a été étudiés en détail par Hickman et al,( 1995).

En se basant sur les travaux de Nur et Booker (1972), la fréquence des répliques dans un volume donnée sera proportionnel à la dérivée temporelle de la pression interstitielle locale par:

$$\frac{dN}{dt} = \frac{1}{\alpha} \int \frac{\partial P}{\partial t}\, dv \quad (3)$$

où la constante α est proportionnelle à l'augmentation de la pression entre les fractures successives multipliée par un volume approprié ( Nur et Booker, 1972 , Bosl & Nur, 2002).

*P* et *N* représentes respectivement la variation temporelle de la pression des pores et la fréquence des répliques.

A partir des lois de la théorie de la poroélasticité linéaires (Biot, 1941) et des relations entre contrainte et déformation, Rice & Cleary, (1976) proposèrent un modèle de couplage poroelastique postsismique considérant une dislocation perméable dans un demi espace poroélastique. Les solutions poroélastique proposées par Rice et Cleary (1972) ( voir Kariche et al , 2018 et ANNEXE B pour plus de détails) ont été converties en coordonnées cartésienne par Piombo et al, (2005) de tel sorte à avoir:

$$P\,(x, y, t) = U \frac{\mu}{3} \frac{B}{\pi} \frac{1+\nu_u}{1-\nu_u} \frac{y}{x^2+y^2} \left(1 - e^{-\frac{x^2+y^2}{4ct}}\right) \quad (4)$$

où *P(x, y,t)* représente la pression des pores associé à une dislocation perméable, $\mu$ represente la rigidité du milieu, *B* est le coefficient de Skempton, $v_u$ represente le coefficient de Poisson au moment de la rupture (mode de non-drainage du fluide) et *c* représente la diffusivité du fluide. La solution proposé par Rice est Cleary (1976) converti par Piombo et al, (2005) en coordonnée cartésienne peut être simplifiée en posant les conditions aux limite pour un état frictionnelle stable (Malagnini, et al , 2012) et en supposant que le fluide se diffuse uniformément dans l'espace. Cette solution aura la forme simple suivante:

$$P(x,t) = (P_0 - P_1) erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{ct}}\right) + P_1 \quad (5)$$

Où $erfc$ est une fonction spéciale souvent utilisée en analyse des processus diffusifs nommé aussi fonction d'erreur complémentaire. Elle est définie pour les analyses d'hydro fracturations par la norme d' Abramowitz et Stegun (1970):

$$erfc\left(\frac{x}{2\sqrt{ct}}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x}{2\sqrt{ct}}}^{\infty} e^{-\xi^2}\, d\xi \quad (6)$$

Dans ce cas, les conditions initiales et aux limites serons posées comme suit :

$$\begin{cases} P(x=0, t>0) = P_0 = \lambda_f\, \rho_r\, gz \\ P(x>0, t=0) = P_1 = \rho_w gz \end{cases}$$

où $\rho_r$ et $\rho_w$ représentent la densité de la roche et de l'eau respectivement, $\lambda_f$ est le coefficient de la pression du fluide, choisi généralement entre 0.8 et 0.9 (Figure V.14) et qui signifie que le régime lithostatique est atteint, $g\ et\ z$ représentent respectivement l'accélération gravitaire et la profondeur focale.

En remplaçant *P* par sa valeur dans (3) et en associant la fonction d'erreur complémentaire au domaine intégral de mesure, on aura une solution $\frac{dN}{dt}$ de la forme :

$$\frac{dN}{dt} = \frac{1}{\alpha} \frac{(P_0 - P_1)}{2\sqrt{\pi c t^3}} \int_0^{\infty} x\, e^{\left(-\frac{x^2}{4ct}\right)}\, dx = \frac{(P_0 - P_1)\sqrt{c}}{\alpha\sqrt{\pi}} \frac{1}{\sqrt{t}} \quad (7)$$

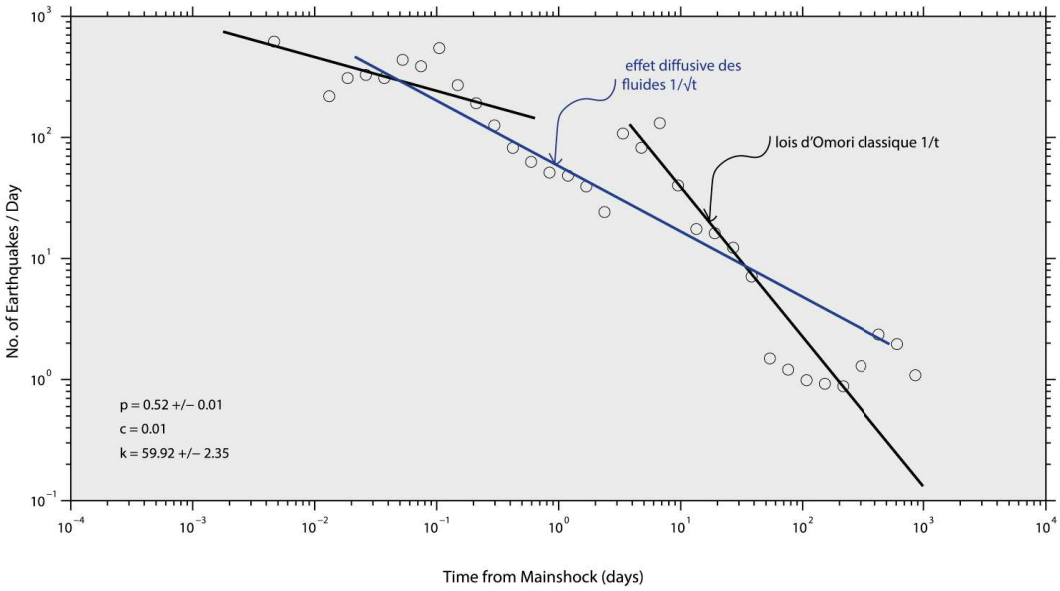
Nur et Booker (1972) montrèrent que le mouvement des fluides associé à des séismes superficiels forts (pas de source de pression externe) peut produire un signal transitoire sur le taux de

décroissance des répliques. Une telle impulsion de pression transitoire induira des répliques dont le taux doit être caractéristique du processus de diffusion et satisfaisant l'équation 7, c'est-à-dire un rapport $\frac{dN}{dt} \propto \frac{1}{\sqrt{t}}$ comme le montre notre solution. Par contre si une source externe ne fournis pas de débit de fluide suffisant, le signal transitoire disparaitra rapidement au profit d'un taux de décroissance régulier de type Omori $\frac{dN}{dt} \propto \frac{1}{t}$. La Figure V.19 (a et b) représente la variation temporelle des taux de répliques pour deux des séismes majeurs appartenant au Tell central et au Rif (Séisme de Zemmouri du 21/05/2003, Mw=6.9 et le séisme d'el Hoceima du 24/02/2004, Mw=6.4). Pour le Tell atlas, les données de sismicité ont été compilées à partir de plusieurs catalogues (ISC, CSEM, CRAAG, Ayadi et al., 2008, Ayadi & Bezzeghoud, 2014). Les données de sismicité pour le Rif ont été fournis par nos collègues marocain incluant les campagnes micro-sismiques de terrain (Jabour, communication personnelle).

Les résultats sont représentés sous forme de diagrammes Log-Log des taux de répliques en fonction d'une échelle temporelle. Les deux séquences de répliques montrent clairement une décroissance initiale de type $t^{-1/2}$ (Figure V.19a et b) en accord avec les courbes diffusive prédit par la théorie (équation 7) et relatant une causalité entre la migration des fluides dans les zones de failles et l'augmentation des taux de répliques. On notera pour le cas de Zemmouri, une droite qui décroit rapidement en $t^{-1}$ (Figure V.19a), la courbe diffusive pour le cas du Rif quant à elle montre une décroissance graduelle de $t^{-1/2}$ ensuite $t^{-3/4}$ et enfin en $t^{-1}$ signifiant la fin du rebond poroelastique (Figure 19b). Cette décroissance graduelle peut être expliquée par : la différence de perméabilité dans la zone de faille, la complexité de la rupture et la présence d'un large réservoir pour le cas du Rif.

Néanmoins, les résultats obtenus pour le Tell atlas et le Rif relatent une signature poro élastique semblable à d'autres séismes dont les plus remarquables sont : le séisme de Parkfield-Cholame (Nur et Booker , 1972) , le séisme de Landers ( Bosl and Nur , 2002 ; Masterlark & Wang, 2002), le séisme de l'Aquilla (Lucente et al, 2010, Mallagnini et al , 2012) et le récent séisme de l'Amatrice de 2016 (Tung & Masterlark, 2018).

A)




B)

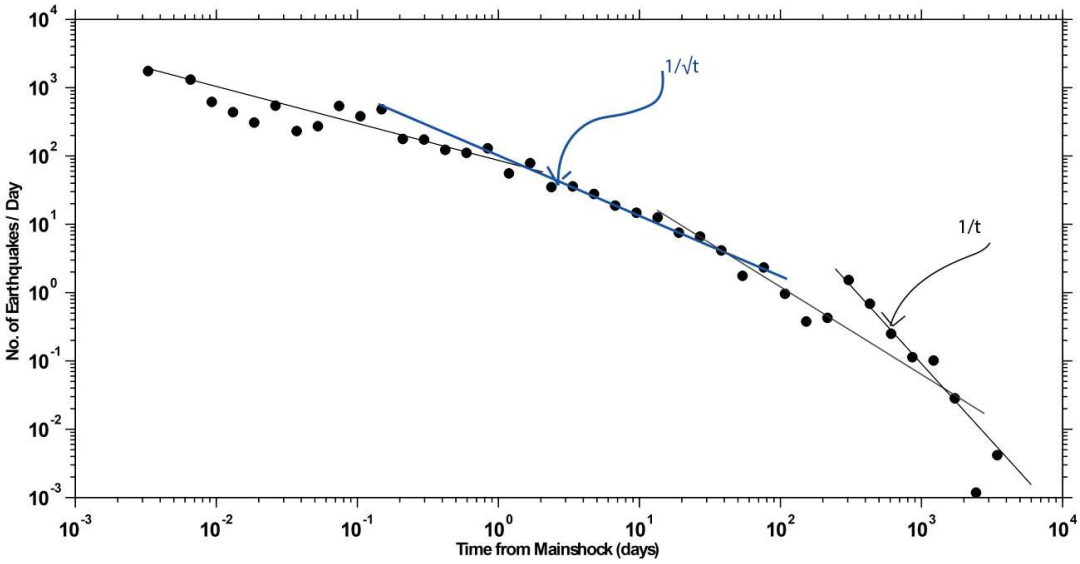



**Figure V.19** : *Fréquence des répliques N(t) associées :* ***A)*** *au séisme de Zemmouri (cercles transparents) en fonction du temps. Les données de sismicité sont ceux d'Ayadi et al (2008),* ***B)*** *au séisme d'El Hoceima de 2004. La pente en* $1/\sqrt{t}$ *est en bon accord avec l'hypothèse de Nur and Booker (1972) qui relie la production de répliques à la diffusivité des fluides. La pente en* $1/\sqrt{t}$ *empêche un retour rapide une loi d'Omori classique. On remarque qu'au bout d'un certain temps, la courbe tend vers une loi d'Omori classique qui marque la fin du rebond poroélastique. On notera aussi la remarquable similitude entre les résultats obtenus pour le séisme de Zemmouri et ceux obtenus pour les modèles diffusives du Rif Marocain (Kariche et al., 2018).*

## V- 6. Implications sur l'aléa sismique du Nord-Ouest de l'Afrique

La quantification de l'interaction entre failles et l'évaluation des variations du champ de contrainte dans les zones actives est une étape importante pour une évaluation réaliste du risque d'activation et de réactivation des ruptures sismiques. L'analyse de l'interaction entre faille reste cruciale dans l'étude de l'Alea sismique des régions à fort potentiel sismique. Les études que nous avons menées tout au long de cette thèse sur les séismes du Tell et sur une partie des séismes du Rif montrent que l'occurrence des grands séismes est contrôlée essentiellement par le transfert de contraintes et l'effet des fluides. Une compilation des données de géométries de failles à partir des données paléosismologiques, de sismicité instrumentale et d'analyse des déformations InSAR et GPS (Kariche et al, 2017) relatent une causalité entre la migration de sismicité, le transfert de contrainte et la migration des fluides. Néanmoins et il faut l'admettre, l'interaction entre failles rend l'évaluation de l'Alea sismiques difficile, parce que les failles ne sont jamais isolées mécaniquement les uns aux autres mais appartiennent à une population de failles qui interagissent par le biais du transfert de contraintes. Même une faille individuelle comme celle responsable du séisme d'Aumale de 1910 ne se pose pas comme une fracture unique mais affecte d'une manière directe la redistribution des contraintes des différents systèmes tectoniques *en echelon*. Il faut admettre aussi que le manque de données instrumentales et paléosismologiques tend à omettre une certaine incertitude dans l'évaluation de sources potentielles des futurs séismes.
Pour y remédier, j'ai choisi de faire l'étude de l'Alea sur la base des processus déterministes, ou la mécanique des ruptures repose essentiellement sur le transfert de contrainte et le mouvement des fluides, ceci aura une incidence clé dans l'interprétation des futurs foyers sismiques.

### V - 6 - 1. Effet permanent du transfert de contrainte

L'effet de la variation de la contrainte de Coulomb sur un cycle sismiques peut être déterminé en utilisant la notion de l'avancement de l'horloge sismique nommée **« clock time advance »** ou $\Delta t$ (Toda et al , 1998, Stein et al, 1999 , Chëry et al , 2001). $\Delta t$ est définis comme étant le temps pour lequel l'horloge d'un séisme est avancée (si positif) ou retardé (si négatif). Si on suppose que le taux de contrainte dans un cycle sismique est linéaire , alors $\Delta t$ est donnée par la relation suivante (Toda et al, 1998) :

$$T' = T_{moy} - \frac{\Delta CFF}{\dot{\tau}} \quad \textbf{(A)}$$

où $T'$ est la période de récurrence d'un séisme affecté par le transfert de contrainte et $T$ est la période de récurrence moyenne initiale sans tenir compte de l'interaction entre faille, $\Delta CFF$ est la variation de la contrainte statique et $\dot{\tau}$ est le taux de contrainte cyclique (Figure V.20).
Sur un même segment de faille l'avancement de l'horloge sismique $\Delta t$ peut s'écrire en fonction de : la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF , la chute de contrainte statique et le temps de récurrence moyen (Chëry et al , 2001):

$$\Delta t = \frac{\Delta CFF}{\Delta \tau}.T \quad \textbf{(B)}$$

La modélisation des cycles sismiques sur une population de failles nécessite la connaissance de la variation de la contrainte de Coulomb causée par une ou plusieurs failles sources et la valeur de la chute de contrainte sur la ou les faille réceptrices. La chute de contrainte statique est estimée à partir de la théorie de la dislocation (Scholz et al, 1973):

$$\Delta \tau = C.G\,\frac{\bar{u}}{W} \quad \textbf{(C)}$$

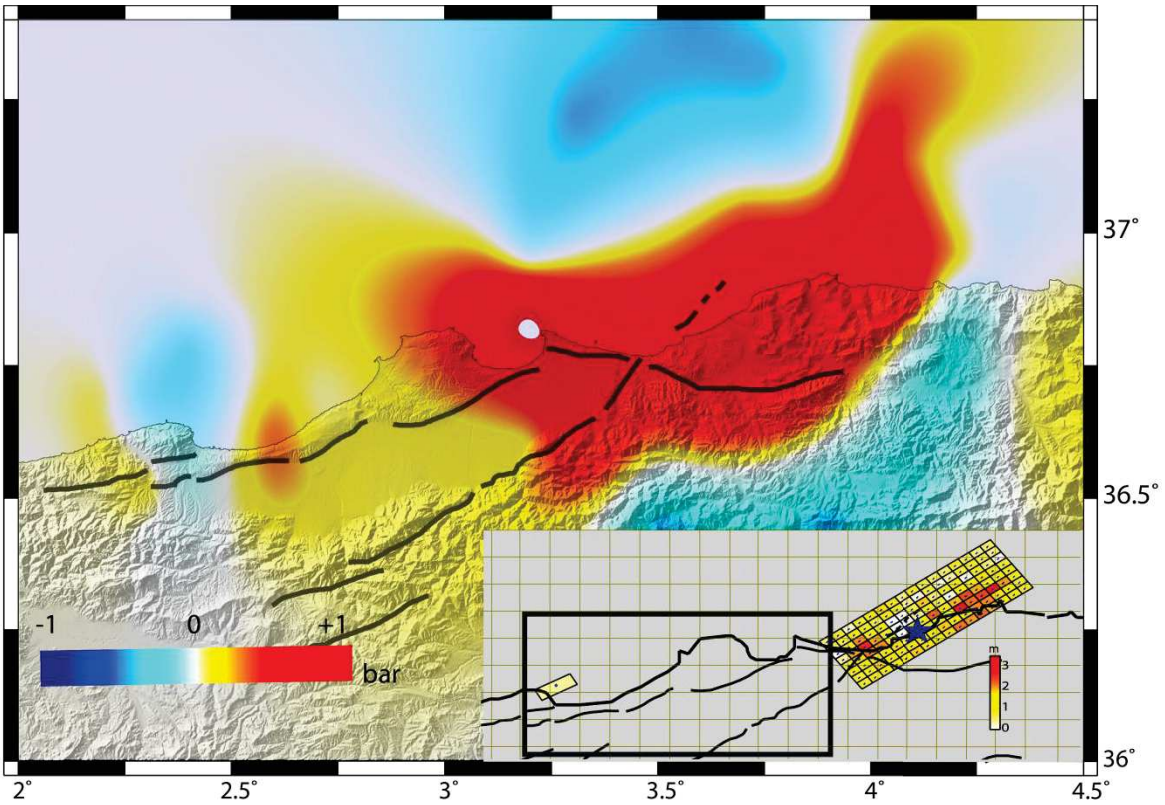
Où $\bar{u}$ designe le deplacement moyen sur la faille, $W$ est la largeur de la faille, $G$ est le module de cisaillement élastique et $C$ est une constance géométrique généralement proche de 1. Notre analyse du transfert de contrainte incluant les taux de sismicité et l'interaction entre failles dans le Tell atlas (périodes allant de 1891 jusqu'à 2003) montrent une augmentation de la ΔCFF de l'ordre de 0.4 bar dans deux systèmes de failles appartenant à la région de la Mitidja (Kariche et al, 2017). Nos modèles ΔCFF montre que la zone de la Mitidja est piégée par une contrainte positive issue de trois séismes principaux : celui de 1910 (Mw=6.5) , celui de 1989 (Mw =6.8) et celui de 2003 (Mw=6.8). Les études sismotéctoniques, géologiques et l'interaction entre failles montrent que la région de Blida-Sahel présente le risque sismique le plus élevé (Figure 20, Kariche et al, 2017). La faille du Sahel par exemple, a le potentiel pour générer un séisme de magnitude ~7.4 (Maouche et al., 2011, Kariche et al, 2017).
Pour le cas de la Mitidja, l'hypothèse du clock time advance tel que proposée par Chëry et al (2001) nécessite une bonne évaluation des taux de glissements sur faille ainsi qu'une estimation robuste des périodes de récurrences.

Sur la base des modèles de nucléation formulés par Dietrich (1988), Stein et al (1997) proposèrent une méthode plus simple qui consiste à considérer le fait que la nucléation se produit là où la ΔCFF atteint sa valeur maximale. L'effet de la variation de la ΔCFF sur la probabilité d'occurrence d'un évènement sismique sera alors dicté par la variation du temps de récurrence moyen qui s'écrira comme suit (Stein et al, 1997) :

$$T_r' = T_{moy} - \frac{\Delta CFF}{\dot{\tau}} \quad \textbf{(D)}$$

Où $\dot{\tau}$ est le taux de contrainte dans le volume sismogéne, $\Delta CFF$ est la variation moyenne de la contrainte de Coulomb sur un plan de faille cible. La valeur de la $\Delta CFF$ est calculée du haut vers le bas en fonction de la distance entre le top et le bas de la dislocation, $T_{moy}$ et le temps de recurence moyen sur la faille et $T_r'$ est le temps affécté par la variation de la contrainte de Coulomb. Il est a noté que les deux formules (B et D) peuvent avoir des résultats différents.

En raison de l'absence de données fiables sur les taux de glissements sur failles, la formule **D** sera utiliser afin d'estimer le décalage d'horloge sur les failles de Larbaa Blida et du Sahel (Figure 20) nécessaire pour le calcul de l'Alea.



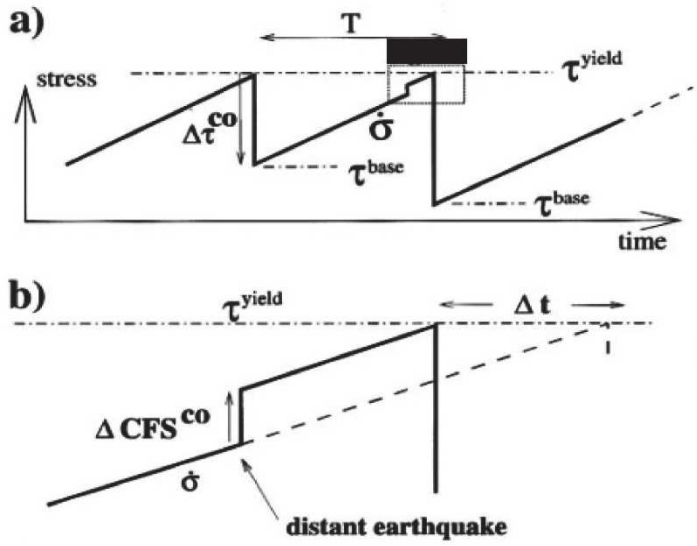




**Figure** V.**20**: Cycle sismique sur les failles de la Mitidja affecté par le transfert de contrainte: **a)** evolution des contraintes locales controlé par le taux de contrainte σ et la chute de contrainte co-sismique Δτ (selon Chëry et al , 2001), **b)** les seismes de Zemmouri et de Chenoua induisent une variation de contrainte co-sismique sur la faille du Sahel exprime en terme de variation de cycle sismique par un decalage d'horloge Δt

### V - 6 - 2. Effet transitoire du transfert de contrainte

En faisant des études statistiques sur plusieurs séismes , Kagan & Jackson, (1991) trouvèrent que des pairs de séismes interagissaient statistiquement, c'est-à-dire que l'occurrence d'un tremblement de terre dans une région augmente la probabilité d'avoir un second dans la même région. L'augmentation de la probabilité sur le second évènement sera alors couplée à une décroissance de la probabilité du premier évènement en temps et en distance.

Cette remarque fut classée parmi les caractéristiques statistiques les plus importantes concernant l'occurrence des tremblements de terre. A partir d'études de précurseurs et de séquences de répliques, Dietrich (1994) puis Stein et al (1997) montrèrent qu'un tremblement de terre engendre une forte probabilité transitoire dans une large zone sismogène.

Selon les deux auteurs, cette probabilité est liée à la chute de contrainte et à la mécanique d'interaction entre faille. Dieterich (1994) puis Dieterich & Kilgore, (1996) et a partir des lois de distribution des répliques, des statistiques globales de regroupement de séismes et des lois de déséquilibre sismique proposèrent un modèle unifié dans lequel le taux d'occurrence d'un tremblement de terre est associé à l'augmentation d'une contrainte locale, celle-ci est souvent causée par un évènement sismique antérieure. Les modèles de Dieterich (1994) et Dieterich & Kilgore, (1996) sont basés sur une formulation unifié de la vitesse et de l'activité sismique, qui est elle-même une dérivée des observations en laboratoire des propriétés physiques des rupture sismiques. Le modèle est dépendant à la fois des lois de friction statiques et dynamiques et de l'état de contrainte sur faille. La vitesse et la dépendance des propriétés physiques des failles ont été calculées à partir d'essais de laboratoire par Dieterich (1994), pour une variété de matériaux dans des conditions similaires aux conditions de rupture crustale. Les lois statistiques de regroupement d'évènements sismiques et les dépendances temporelles des processus de nucléation sismique tel que formulé par Dieterich (1994) ferons que les taux de sismicité subirons une forte amplification transitoire au moment du transfert de contrainte suivi après d'une décroissance de fréquence basique de type 1/t. Comme la variation des taux de sismicité attendu est directement liée aux effets transitoires du transfert de contrainte, l'analyse de la probabilité sera formulée comme étant un processus non stationnaire de type (Stein et al, 1997, Toda et al , 1998) :

$$P_n = 1 - exp\left(-\int_0^{\Delta t} R(t)dt\right) = 1 - \exp(-N) \quad \textbf{(E)}$$

Où $P_n$ représente la probabilité nette d'avoir un évènement combinant à la fois l'effet transitoire et permanent du transfert de contrainte et $R(t)$ est la variation du taux de sismicité suivant une étape de chargement de contrainte. L'intervalle Δt est obtenu à partir de cette étape.

A partir des formulations de Dietrich (1994), la forme de N en **E** est déduite par intégration des solutions de $R(t)$ pendant une étape de chargement de contrainte:

$$N = r\left\{\Delta t + t_a \ln\left[\frac{1+\left[exp\left(\frac{-\Delta CFF}{A\sigma}\right)-1\right]exp\left[\frac{-\Delta t}{t_a}\right]}{exp\left(\frac{-\Delta CFF}{A\sigma}\right)}\right]\right\} \quad \textbf{(F)}$$

*où r* représente le taux de sismicité associé à l'effet permanent du transfert de contrainte ($r.\Delta t$), par analogie, le deuxième terme dans l'équation **F** représentera l'effet transitoires liée au transfert de contrainte. $t_a$ est la durée caractéristique de l'effet transitoire, et $\Delta CFF$ est la variation de la contrainte de Coulomb calculée sur une rupture cible. $A$ est un paramètre qui caractérise la taille de la rupture et $\sigma$ est la contrainte normale effective (incluant l'effet de la pression des pores). On notera pour une $\Delta CFF = 0\ bar$ , l'effet transitoire disparaitra pour un effet purement permanent de type $N=r.\Delta t$. Et de ce fait on retrouvera la formule classique de la probabilité conditionnelle d'occurrence d'un évènement sismique (Cornell, 1968) :

$$P_c = 1 - \exp(-r.\Delta t) \quad \textbf{(G)}$$

Afin d'estimer l'Alea sismiques en Afrique du Nord, nous allons utiliser les formes probabilistes suscitées sur les régions les plus actives et qui ont fait l'objet d'une étude détaillée durant cette thèse.

Nous allons voir comment le transfert de contrainte sur des failles cibles voisines peut altérer la probabilité d'occurrence des forts séismes dans les régions d'études. L'étude de l'effet du transfert de contrainte élastiques se fera en tenant en compte de la pression des pores et de l'effet du couplage poroelastiques instantanée (voir ANNEXE B pour plus détails). Les potentiels foyers sismiques ont été choisis sur la base d'études d'Alea antérieure et d'études de transfert de contrainte (Maouche et al, 2011., Kariche et al, 2017., Kariche et al, 2018). Comme les valeurs de $t_a$ et de $A\sigma$ ne sont pas connues, nous avons utilisé les catalogues de sismicité mis à notre disposition afin d'évaluer $t_a$ et $A\sigma$. Pour estimer la durée des répliques $t_a$ pour la Mitidja, nous avons utilisé une combinaison de deux catalogues (ANSS et Ayadi et al, 2008). La valeur de $t_a$ est estimée à partir du dernier grand séisme (Zemmouri 2003, Mw=6.9), dans ce cas $t_a$ est directement extraite de la courbe des taux de fréquences de répliques (Figure 19b), la valeur de $t_a$ sera donc la valeur pour que $dN/dt$ tend vers 1/t. Le calcul prend en considération le volume sismogène et la valeur de $t_a$ est estimée alors à 27ans, cette valeur est légèrement supérieure à la valeur obtenue par Toda et al (1998) pour le séisme de Kobe au Japon de 1995 (Mw=6.9), cette légère déviation s'explique par

une décroissance lente des taux de répliques pour Zemmouri par rapport au séisme de Kobe essentiellement dû à l'effet de la migration des fluides.

La valeur de $A\sigma$ est obtenue en multipliant le taux de contrainte moyen par la valeur obtenu de *ta* (Toda et al., 1998). Le taux de contrainte est estimé à partir des modèles de déformations associés aux solutions focales et des données de GPS (Kremer et al, 2002). Le taux de contrainte peut aussi être estimé par la géologie à partir des taux de glissements sur failles. En l'absence de données géologique, nous nous limiterons qu'aux solutions proposées par Kremer et al (2002). Donc, dans ce cas précis, la valeur de $A\sigma$ pour la Mitidja sera de 0.1 bar pour un taux de contrainte d'environ 480 Pa/an.

Le tableau 3 montre les différents paramètres que nous avons utilisés pour l'estimation de la probabilité d'occurrence d'un séisme de Mw > 6.5 dans la Mitidja durant les 50 années qui suivent le dernier fort séisme (c'est-à-dire celui de Zemmouri de 2003). Le transfert de contrainte et la migration de la sismicité affecte les cycles sismiques des failles de Larbaa-Blida et du Sahel par un décalage d'horloge d'environs 80 à 100 année (Figure 18, tableau 3). La probabilité d'avoir un séisme de Mw > 6.5 augmente alors de 50 % en tenant en compte seulement de l'interaction entre faille, cette valeur atteint 62 % si on ajoute l'effet du couplage poroélastique (voir ANNEXE B pour les détails du calcul du couplage poroélastique dans la ΔCFF).

| **Région d'étude** | **Taux de déformation (nanostrain/an)** | **Taux de contrainte (Pa/an)** | **ΔCFF (Mpa)** | $\Delta t = \frac{\Delta CFF}{\dot{\tau}}$ **(an)** | **Temps de calculs (depuis le dernier séisme) (an)** | **Pc sans ΔCFF** | **Pc + ΔCFF** | **Pc + ΔCFF + couplage poroelastique** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Mitidja (Algerie)** | 25 | 485 | 0.04 | 100 | 50 | 5% | 54¨% | 65% |
| **Rif (Maroc)** | 19 | 461 | 0.11 | 239 | 10 | 12% | 55% | 55% |

**Tableau 3***: décalage de l'horloge (clock time advance) associé aux régions les plus actives d'Afrique du Nord, la probabilité d'occurrence de large seimes (Mw > 6.5 pour le Tell Atlas et Mw > 6 pour l'Alboran) ont été calculé : a) à partir des lois de Dietrich pour le Tell Atlas, b) à partir des lois de Gutenberg et Richter pour l'Alboran. Noter que l'intervalle de calcul est : 50 ans depuis le séisme de Zemmouri de 2003 et 10 ans depuis le séisme d'Al Hoceima de 2004. La*

*ΔCFF associée au couplage poroélastique est obtenue à partir des solutions de diffusion du fluide pour un couplage poroélastique à court terme (Voir Kariche et al, 2018 et Annexe B pour plus de détails)*

Les calculs du décalage d'horloge explique aussi les courtes périodes inter sismiques (~10 ans) observées dans le Rif marocain et l'Alboran. Le calcul probabiliste que nous avons établis pour ces régions ne tient compte que de l'effet permanent du transfert de contrainte (Tableau3, Kariche et al, 2018). Les taux de contrainte sont calculés à partir du formalisme de Kostrov, (1974) en tenant compte des variation des taux de sismicité dans la région (Kariche et al., 2018), le décalage d'horloge est estimé de la même manière que le Tell Atlas. La valeur de *r* (équation G) est obtenue à partir de l'analyse des valeurs de *a* et *b* des lois de Gutenberg et Richter (Kariche et al, 2018).
Nos estimations montrent qu'après 1994, la probabilité d'occurrence d'un tremblement de terre de Mw >6 dans le Rif passe de 12% à 55 % en tenant compte du décalage d'horloge (Tableau 3). Le décalage d'horloge est estimé à 239 ± 22 ans sur la rupture de 2004 pour un taux de contrainte estimé à 461 Pa/an (Kariche et al ,2018). Le taux de déformation sismique et l'interaction entre faille expliquent aussi le délai de 10-12 ans entre ruptures sismiques et la probabilité de 55% d'avoir un fort séisme dans les montagnes du Rif.

**References**

Agrawal, S. S., Gregory, G. A., & Govier, G. W. (1973). An analysis of horizontal stratified two phase flow in pipes. *The Canadian Journal of Chemical Engineering*, *51*(3), 280-286.

Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula log N= a-bM and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, *43*, 237-239.

Ayadi, A., & Bezzeghoud, M. (2014). Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum observed intensity map (MOI2014). *Seismological Research Letters*, *86*(1), 236-244.

Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M. A., & Meghraoui, M. (2008). Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B9).

Beach, A., & Fyfe, W. S. (1972). Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *36*(3), 175-180.

Bell, M. L., & Nur, A. (1978). Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *83*(B9), 4469-4483.

Beeler, N. M., Simpson, R. W., Hickman, S. H., & Lockner, D. A. (2000). Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B11), 25533-25542.

Berg, E. (1968). Relation between Earthquake Foreshocks, Stress and Mainshocks. *Nature*, *219*

Berry, F. A. (1973). High fluid potentials in California Coast Ranges and their tectonic significance. *AAPG Bulletin*, *57*(7), 1219-1249.

Biot, M. A. (1941). General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of applied physics*, *12*(2), 155-164.

Booker, J. R. (1975). Dilatancy and crustal uplift. *pure and applied geophysics*, *113*(1), 119-125. https://doi.org/10.1007/BF01592904

Bosl, W. J., & Nur, A. (2002). Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B12).

Burridge, R., & Knopoff, L. (1967). Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the seismological society of america*, *57*(3), 341-371.

Byerlee, J. D. (1968). Brittle-ductile transition in rocks. *Journal of Geophysical Research*, *73*(14), 4741-4750. https://doi.org/10.1029/JB073i014p04741

C. A. Coulomb. (1776). Essai sur une application des règles de maximis & minimis à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture. *Landmarks of science II*.

Cello, G., & Nur, A. (1988). Emplacement of foreland thrust systems. *Tectonics*, *7*(2), 261-271.

Cheng, H., Zhang, H., & Shi, Y. (2016). High-Resolution Numerical Analysis of the Triggering Mechanism of M L5.7 Aswan Reservoir Earthquake Through Fully Coupled Poroelastic Finite Element Modeling. *Pure and Applied Geophysics*, *173*(5), 1593-1605. https://doi.org/10.1007/s00024-015-1200-0

Chëry, J., Carretier, S., & Ritz, J.-F. (2001). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters*, *194*(1-2), 277-286.

Cisternas, A., Dorel, J., & Gaulon, R. (1982). Models of the complex source of the El Asnam earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(6A), 2245-2266.

Cocco, M., & Rice, J. R. (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B2).

Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the seismological society of America*, *58*(5), 1583-1606.

Cox, S. F. (2016). Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes—An invited paper. *Economic Geology*, *111*(3), 559-587.

Das, S., & Scholz, C. H. (1981). Theory of time-dependent rupture in the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B7), 6039-6051.

Deng, J., Hudnut, K., Gurnis, M., & Hauksson, E. (1999). Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, *26*(21), 3209-3212.

Deng, K., Zhou, S., Wang, R., Robinson, R., Zhao, C., & Cheng, W. (2010). Evidence that the 2008 M w 7.9 Wenchuan earthquake could not have been induced by the Zipingpu Reservoir. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *100*(5B), 2805-2814.

Deschamps, A., Gaudemer, Y., & Cisternas, A. (1982). The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: multiple-source mechanism determined from long-period records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(4), 1111-1128.

Dieterich, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B2), 2601-2618.

Dieterich, J. H., & Kilgore, B. (1996). Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *93*(9), 3787-3794.

Eberhart-Phillips, D., & Michael, A. J. (1993). Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, central California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98*(B9), 15737-15758.

Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F., & Vernon, R. H. (1984). High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *89*(B6), 4344-4358.

Forster, C. B., Goddard, J. V., & Evans, J. P. (1991). Permeability structure of a thrust fault.

Fyfe, W. S. (2012). *Fluids In The Earth's Crust Their Significance In Metamorphic, Tectonic And Chemical Transport Process*. Burlington: Elsevier Science.

Galis, M., Ampuero, J. P., Mai, P. M., & Cappa, F. (2017). Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. *Science Advances*, *3*(12). https://doi.org/10.1126/sciadv.aap7528

Gourinard, U. (1962). Le barrage de l'Oued Fodda; la g6ologie et les probldmes de l'eau en Alg6rie. *Congr. G6ol. Int., 19th. Paris*, *1*, 155-181.

Griffith, A. A., & Eng, M. (1921). VI. The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, *221*(582-593), 163-198.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *34*(4), 185-188.

Hamilton, E. L. (1979). Vp/Vs and Poisson's ratios in marine sediments and rocks. *The Journal of the Acoustical Society of America*, *66*(4), 1093-1101. https://doi.org/10.1121/1.383344

Hickman, S., Sibson, R., & Bruhn, R. (1995). Introduction to special section: Mechanical interaction of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, *100*, 8749-8764.

Hickman Stephen, Sibson Richard, & Bruhn Ronald. (2012). Introduction to Special Section: Mechanical Involvement of Fluids in Faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B7), 12831-12840. https://doi.org/10.1029/95JB01121

Hubbert, M. K., & Rubey, W. W. (1961). ROLE OF FLUID PRESSURE IN MECHANICS OF OVERTHRUST FAULTING: A REPLY TO DISCUSSION BY WALTER L. MOORE. *Geological Society of America Bulletin*, *72*(10), 1587. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1587:ROFPIM]2.0.CO;2

Hudnut, K. W., Seeber, L., & Pacheco, J. (1989). Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California. *Geophysical Research Letters*, *16*(2), 199-202.

Jaeger, J. C., & Cook, N. G. (1969a). Fundamentals of rock mechanics, Methuen & Co. *Ltd., London*, *513*.

Jaeger, J. C., & Cook, N. G. (1969b). Fundamentals of rock mechanics, Methuen & Co. *Ltd., London*, *513*.

Jaumé, S. C., & Sykes, L. R. (1992). Changes in state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992. *Science*, *258*(5086), 1325-1328.

Johnson, P. A., & McEvilly, T. V. (1995). Parkfield seismicity: Fluid-driven? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B7), 12937-12950.

Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R., & Björnsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, *424*(6945), 179.

Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (1991). Long-term earthquake clustering. *Geophysical Journal International*, *104*(1), 117-134.

Kanamori, H., & Hadley, D. (1975). Crustal structure and temporal velocity change in southern California. In *Earthquake Prediction and Rock Mechanics* (p. 257-280). Springer.

Kariche, J, Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E., & Toussaint, R. (2018). The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophysical Journal International*, *212*(1), 42-53. https://doi.org/10.1093/gji/ggx385

Kariche, Jugurtha, Meghraoui, M., Ayadi, A., & Boughacha, M.-S. (2017). Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas, Algeria. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *107*(6), 2624-2635.

Kayal, J. R. (2008). *Microearthquake seismology and seismotectonics of South Asia*. Springer Science & Business Media.

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.

Kovach and Nur. (1973). *Proceedings of the 3rd Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System / sponsored by Department of Geophysics, School of Earth Sciences, Stanford University and the Earthquake Hazards Program, United States Geological Survey ; edited by Götz Bokelmann and Robert L. Kovach.* Stanford, Calif: School of Earth Sciences, Stanford University.

Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1984). Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, *79*(2), 513-538. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb02238.x

Lockner, D. A., & Beeler, N. M. (2002). Rock failure and earthquakes. *International Geophysics Series*, *81*(A), 505-538.

Lockner, D. A., & Byerlee, J. D. (1995). An earthquake instability model based on faults containing high fluid-pressure compartments. In *Mechanics Problems in Geodynamics Part I* (p. 717-745). Springer.

Malagnini, L., Lucente, F. P., De Gori, P., Akinci, A., & Munafo, I. (2012). Control of pore fluid pressure diffusion on fault failure mode: insights from the 2009 L'Aquila seismic sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B5).

Maouche, S., Meghraoui, M., Morhange, C., Belabbes, S., Bouhadad, Y., & Haddoum, H. (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics*, *509*(1-2), 69-80.

Masterlark, T., & Wang, H. F. (2002). Transient stress-coupling between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(4), 1470-1486.

Mekkawi, M., Grasso, J.-R., & Schnegg, P.-A. (2004). A long-lasting relaxation of seismicity at Aswan reservoir, Egypt, 1982-2001. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(2), 479-492.

Miller, S. A., Nur, A., & Olgaard, D. L. (1996). Earthquakes as a coupled shear stress-high pore pressure dynamical system. *Geophysical Research Letters*, *23*(2), 197-200.

Mogi, K. (1968). Some features of recent seismic activity in and near Japan (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *46*, 1225-1236.

Mogi, Kiyoo. (1974). Rock Fracture and Earthquake Prediction (< Minor Special Issue> Minor Special Issue on Rock Mechanics). *Journal of the Society of Materials Science, Japan*, *23*(248), 320-331.

Mulargia, F., & Bizzarri, A. (2014). Anthropogenic triggering of large earthquakes. *Scientific reports*, *4*, 6100.

Nábělek, J. (1985). Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *90*(B14), 12713-12728.

Narteau, C., Byrdina, S., Shebalin, P., & Schorlemmer, D. (2009). Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology. *Nature*, *462*(7273), 642.

Nersesov, I. L. (1969). Space-time distribution of the travel-time ratios of transverse and longitudinal waves in the Garm area. *The Physical Basis of Foreshocks*.

Nur, A. (1972). Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times. *Bulletin of the Seismological society of America*, *62*(5), 1217-1222.

Nur, A. (1974). Matsushiro, Japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model. *Geology*, *2*(5), 217-221.

Nur, A., & Booker, J. R. (1972). Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, *175*(4024), 885-887.

Omori, F. (1894). Investigation of aftershocks. *Rep. Earthquake Inv. Comm*, *2*, 103-139.

Oxburgh, E. R., & Turcotte, D. L. (1974). Membrane tectonics and the East African rift. *Earth and Planetary Science Letters*, *22*(2), 133-140.

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., & Hudnut, K. (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B12), 30131-30145.

Perfettini, H., & Avouac, J.-P. (2004). Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B2).

Piombo, A., Martinelli, G., & Dragoni, M. (2005). Post-seismic fluid flow and Coulomb stress changes in a poroelastic medium. *Geophysical Journal International*, *162*(2), 507-515.

Price, N. J., & Hancock, P. L. (1972). Development of fracture cleavage and kindred structures. In *Proc 24th Geol Congress, Ottawa* (Vol. 3, p. 584-592).

Price, Neville J. (1975). Fluids in the crust of the earth. *Science Progress (1933-)*, 59-87.

Rice, J. R. (1992). Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault. In *International geophysics* (Vol. 51, p. 475-503). Elsevier.

Rice, J. R., & Cleary, M. P. (1976). Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Reviews of Geophysics*, *14*(2), 227-241.

Rikitake, T. (1969). The undulation of an electrically conductive layer beneath the islands of Japan. *Tectonophysics*, *7*(3), 257-264.

Rikitake, Tsuneji. (1972). Earthquake prediction studies in Japan. *Geophysical surveys*, *1*(1), 4-26.

Rothé, J. (1970). Seismes artificiels. *Tectonophysics*, *9*(2-3), 215-238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90018-1

Sammonds, P. R., Meredith, P. G., & Main, I. G. (1992). Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture. *Nature*, *359*(6392), 228.

Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.

Scholz, C. H. (2015). On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, *42*(5), 1399-1402.

Scholz, C. H., Sykes, L. R., & Aggarwal, Y. P. (1973). Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, *181*(4102), 803-810.

Secor, D. T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, *263*(8), 633-646. https://doi.org/10.2475/ajs.263.8.633

Shi, Y., & Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(5), 1677-1687.

Sibson, R. H. (1992). Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, *211*(1-4), 283-293.

Sibson, R. H., & Scott, J. (1998). Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, *13*(1-5), 293-306.

Sibson, Richard H. (1981). Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains. *Nature*, *289*(5799), 665.

Sibson, Richard H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, *7*(6), 751-754.

Sibson, Richard H., Robert, F., & Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, *16*(6), 551-555.

Simpson, D. W., Leith, W. S., & Scholz, C. H. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *78*(6), 2025-2040. Consulté à l'adresse http://dx.doi.org/

Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, *128*(3), 594-604.

Talwani, P., & Acree, S. (1985). Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. In *Earthquake Prediction* (p. 947-965). Springer.

Tardieu, B., Bousquet, C., & Goguel, B. (2009). Dynamic response of dams. Example of Taksebt, Algeria, Géosiences , *BRGM's journal for a sustainable Earth, Vol 9, p 104-114*

Terzaghi, K. (1925). Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage.

Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw= 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B10), 24543-24565.

Tung, S., & Masterlark, T. (2018). Delayed poroelastic triggering of the 2016 October Visso earthquake by the August Amatrice earthquake, Italy. *Geophysical Research Letters*.

Udias, A. (1985). Seismicity of the Mediterranean basin. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (p. 55-63). Springer.

Utsu, T., & Ogata, Y. (1995). The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, *43*(1), 1-33.

Whitcomb, J. H., Allen, C. R., Garmany, J. D., & Hileman, J. A. (1973). San Fernando earthquake series, 1971: focal mechanisms and tectonics. *Reviews of Geophysics*, *11*(3), 693-730.

Whitcomb, J. H., Garmany, J. D., & Anderson, D. L. (1973). Earthquake Prediction: Variation of Seismic Velocities before the San Francisco Earthquake. *Science*, *180*(4086), 632. https://doi.org/10.1126/science.180.4086.632

Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Spatial and temporal variability of the b-value in seismogenic volumes: An overview. *Advances in Geophysics*, *45*, 259-302.

Wiemer, Stefan, & Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B7), 15115-15128.

Yamaguti, S. (1968). On the changes in the heights of yearly mean sea levels preceding the great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst*, *46*, 1269-1273.

Yamashita, T., & Knopoff, L. (1987). Models of aftershock occurrence. *Geophysical Journal International*, *91*(1), 13-26.

Yamashita, Teruo. (2003). Regularity and complexity of aftershock occurrence due to mechanical interactions between fault slip and fluid flow. *Geophysical Journal International*, *152*(1), 20-33.

Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., & Wiens, D. (1996). Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: evidence for fluids at the hypocenter? *Science*, *274*(5294), 1891-1894.

Zoback, M. D., Zoback, M. L., Mount, V. S., Suppe, J., Eaton, J. P., Healy, J. H., … Raleigh, C. B. (1987). New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science*, *238*(4830), 1105-1111.

# Chapitre VI

## Conclusion Générale – perspectives

L'analyse de la sismicité et le transfert de contrainte dans la partie centrale du Tell Atlas algérien montrent une prédominance des séismes vers le Nord-Est et ce depuis 1891 jusqu'à 2003. L'analyse par la variation de la contrainte de Coulomb admet de façon claire que cette séquence sismique est contrôlée par l'interaction entre failles inverses « en échelon » définissant la seismotectonique de la région du Tell Atlas central.

L'incertitude liée aux géométries et à la localisation des séismes historiques et instrumentaux est relativement faible ( ≤ 5km pour les séismes récents et ~ 5 à 10 km pour les séismes historiques). Bien que tous les événements sismiques soient principalement peu profonds, une incertitude significative restante pouvant atteindre les 5 km est liée à l'estimation de la profondeur hypocentrale, principalement pour les séismes d'avant 1988. L'incertitude sur les localisations des tremblements de terre et les géométries de failles est réduite et cela en tenant compte des résultats antérieurs et les travaux de surface sur les séismes de 1891 (Maouche, et al , 2008), de 1922 (Aoudia & Meghraoui, 1995), de 1954 (Rothé, 1950, Benouar, 1994, Bezzeghoud et al, 1995), les séismes de 1934 et 1980 (Ouyed et al., 1981; Philip & Meghraoui, 1983; Meghraoui et al, 1986) et les séismes de 1989 et 2003 (Bounif et al., 2003; Belabbes et al, 2009).

Afin de mieux apprécier la mécanique des failles et le transfert de contrainte dans la région d'étude, nous avons approché les ruptures sismiques par des dislocations rectangulaires simples avec des glissements uniformes dans un milieu homogènes et isotrope. Cette démarche tend à réduire les incertitudes liée à la modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF). Toutefois, et afin de lever toutes ambiguïtés sur l'incertitude liée à la

complexité des ruptures sismiques, nous avons effectué une modélisation par le transfert de contrainte en utilisant les données de glissement non-uniforme pour le séisme de Zemmouri de 2003 à partir de l'analyse des mouvements forts (Semmane, et al, 2005). Nous avons aussi comparé ces données au cas de dislocation simple utilisée lors de la modélisation de la séquence sismique. Les résultats obtenus pour des dislocations homogène et hétérogènes sont pratiquement semblables avec des chargements ΔCFF sur la zone de la Mitidja dépassant les ~ 1bar à certain endroit de faille. On notera aussi que les incertitudes liées aux paramètres d'entrée de la modélisation ΔCFF n'affectent pas les résultats de la modélisation, cela est dû essentiellement au fait que les ruptures sismiques étant bien cartographiées et les géométries des ruptures bien contraintes par les investigations de terrain. On remarque aussi que la variation des pendages de failles appartenant à la partie Nord du Tell Atlas centrale affecte peu la modélisation par la ΔCFF. La modélisation par la variante de Coulomb pour une profondeur optimale de 7km indique par exemple que le séisme d'El Asnam de 1980 ( Mw 7.1) a modifié significativement le champ de contrainte dans la partie Nord de l'Atlas tellien.

Les caractéristiques structurales en blocs tectoniques limités par des failles actives ayant une géométrie « en échelon » fournissent une partie des réponses liées à la modélisation par le transfert de contrainte et à la migration de la sismicité. La migration des fluides parait être un élément crucial dans l'enclenchement et la disposition des séquences sismiques.

En effet, les forts pendages (55°-70°) associés aux séquences sismiques sont considérés comme des géométries de ruptures de type mal-orientées favorisant les phénomènes de surpressurisation dans les zones sismogènes. Les tests que j'ai effectués sur les séismes d'El Asnam (1980) et de Zemmouri (2003) attestent du rôle des fluides dans les processus de supressurisations et de nucléation sismique. Des preuves de l'existence d'une relation entre l'interaction entre failles et l'écoulement des fluides ont été obtenues auparavant par Sibson,

(1981) lors de la mesures des fluctuations des pressions des puits de : gaz / pétrole / eau pour des tremblements de terre majeures. Les analyses que nous avons menées montrent que pour nucléé une rupture sismique dans le Tell Atlas, la progression temporelle de la pression devrait être liée à la migration des fluides qui tend à basculer en profondeur les régimes hydrostatiques vers des régimes lithostatique favorisant ainsi l'occurrence de forts séismes. Dans ce cas précis, la pression des fluides dans les zones sismogènes doit être largement supérieure à la pression hydrostatique ambiante pour que le système de failles soit réactivé. Contrairement aux géométries de failles dites mal-orientées, les géométries de failles à orientations optimales sont souvent liées à un régime hydrostatique pure suffisant pour enclencher une rupture sismique.

Les phénomènes de surpressurisation montrent aussi le rôle clé des déformations ineterseismiques dans l'analyse des zones surpressurisées. Notre analyse stipule que pour des magnitudes de contraintes normales faibles, le drainage du fluide sous pression aura tendance à se produire le long des failles actives du Tell.

Durant cette thèse, nous avons montré aussi que la modélisation par le transfert de contrainte nécessite un coefficient de friction effectif oscillant entre 0.1 et 0.4 impliquant un effet physique des fluides. La modélisation montre des chargements ΔCFF de l'ordre de 0.2-0.3 bar sur la plupart des ruptures cibles. La modélisation par le transfert de contrainte est en accord avec l'analyse simotéctoniques qui montre que la séquence sismique se déplace actuellement vers l'Ouest de Zemmouri. Notre modélisation par la ΔCFF indique clairement un taux de chargement positif dans la région de la Mitidja et en particulier sur le pli- faille du Sahel dont la longueur atteint le 60 km et ayant le potentiel d'enclencher une rupture sismique majeure de magnitude Mw > 7. Bien que la séquence sismique étudiée commence par une migration ΔCFF initiale vers l'Ouest à partir de 1891 (Mw 6.5) ensuite une migration ΔCFF

vers le Sud Est responsable de la rupture d'Orléansville de 1954. L'impact des grands séismes de 1954 (Mw 6.7) et de 1980 (Mw 7.1) sur la migration ΔCFF est plutôt vers le Nord –Est ayant comme conséquences majeures, les séquences sismiques de Gouraya (1989, Mw 6.0) et de Zemmouri (2003, Mw 6.9).

L'occurrence du séisme d'Aumale de 1910 (Mw 7.0), qui n'est apparemment pas liée à cette séquence sismique n'est pas négligeable. En effet, la ΔCFF associée au séisme de 1910 charge le système de failles de la Mitidja et notamment le système du pli-faille du Sahel influençant d'une manière directe l'état actuelle du champ de contrainte dans la zone suscitée. Si on considère la déformation postsismique de 2003 à 2010 dans l'analyse de la variation de la contrainte de Coulomb, alors une augmentation de la ΔCFF de 0.2 à 0.4 bar sur les systèmes de failles du Sahel et de Blida est prévisible. Si on tient compte des mécanismes du transfert de contrainte et de la migration des fluides, cette tendance tend à s'amplifier et il faut donc s'attendre à des valeurs de chargements plus élevées durant les années à venir.

Le moment géodésique postsismique calculé par l'InSAR ( Cetin et al., 2012) pour le séisme de Zemmouri est le double du moment sismique obtenu par nos soins à partir de l'analyse de la sismicité. Ceci peut être dû : **(i)** à une déformation poroelastique, **(ii)** à une déformation asismique viscoelastique , **(iii)** à une combinaison des deux types de déformation.

L'analyse temporelle de la fréquence de répliques associée au séisme de Zemmouri montre clairement une composante en $1/\sqrt{t}$ associé à une productivité des répliques liées à des processus diffusive des fluides. Cette donnée montre le rôle de la déformation poroélastique dans la déformation postsismique totale. Autre question qui mérite d'être posée est : qu'elle est l'origine des fluides responsables de l'enclenchement des séquences sismiques du Tell ? L'analyse temporelle de la sismicité couplée à l'analyse des contraintes nous fait croire que

les fluides associés à la séquence sismique de 2003 proviennent des roches avoisinantes contrairement aux ruptures associées au bassin du Chellif où la surpressurisation dans les zones sismogènes parait être contrôlée par des systèmes de failles mal-orientées qui agirait comme des valves favorisant le drainage du fluide d'un réservoir vers les zones de ruptures. Contrairement à la région du Chellif, la pression des fluides dans les zones de l'Algérois agirait plutôt de l'extérieur vers l'intérieur des zones de failles par un effet de pompage de fluides. L'analyse de l'évolution temporelle de la valeur de *b* montre une remarquable similitude entre le début de la décroissance de la valeur de b et la date de la mise à l'eau du barrage de Taksebt situé à environ 46 km au Sud Est de la zone épicentrale de Zemmouri. Nous pensons qu'en plus d'une surpressurisation associés aux déformations interseismiques , la mise à l'eau du barrage de Taksebt aurait permis une migration de fluide du réservoir vers la zone épicentrale de Zemmouri, Les systèmes de failles transversales NW-SE auraient alors jouées un rôle de conduite de fluide vers la zone de rupture, la diffusion du fluide contrôlerais alors le délais entre le début de la dilatance et l'occurrence du choc principal estimé à environ 2 ans. La migration des fluides pour le cas de Zemmouri ne nécessite pas la présence d'un réservoir dans les zones de nucléations. Une analyse fine des taux de déformations par InSAR et GPS permettra de mieux classifier ces périodes de dilatances et d'estimer d'une manière plus robuste les taux de chargement ΔCFF actuel et les tailles des ruptures probables

Une autre caractéristique d'une nucléation par un effet de pompage est que la répartition des répliques ne s'étend pas au-delà de la zone de faille, contrairement au zones réservoir s d'El Asnam de 1980 où le fluide circule à l'intérieur de la zone de faille qui entrainant une répartition des répliques plus large qui s'étend à plusieurs kilomètre au-delà de la zone de rupture principale. Néanmoins, une analyse fine des déformations interseismiques et des

propriétés physiques des ruptures contribuera à mieux appréhender l'origine des fluides dans les deux cas.

La migration sismique qui s'est produite le long des géométries de failles inverses « en echelon » dans la partie algérienne de la limite de plaques Eurasie-Afrique n'est pas surprenante. Notre modélisation par la ΔCFF incluant la variation de la pression des pores montre clairement une relation de causalité entre la migration des tremblements de terre et la variation positive de la ΔCFF. Bien que les structures tectoniques complexes *en echelon* rend difficile une modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb , le fait d'avoir des géométries des structures bien contrainte par l'apport des études géomorphologiques de terrain et par l'analyse des données de GPS et de l'InSAR nous a permis de mieux appréhender le problème de modélisation en choisissant un mode de calcul basé sur des géométries de failles fixés et bien identifiées. Les calculs sur des orientations de failles fixés nous ont fourni une estimation réaliste des chargements ΔCFF. L'analyse du transfert de contrainte en utilisant des géométries de failles fixées nous a permis une meilleure estimation des valeurs de contrainte seuils capable d'enclencher les séquences sismiques dans le Tell Atlas central. Cette approche est basée essentiellement sur une combinaison des données géologiques et sismologiques.

Comme les pli-failles d'El Asnam et du Sahel présentent des traits géomorphologiques et tectoniques semblables, le comportement sismogèniques à long terme peut être associés à un taux de contraction similaire d'environ 1 à 2 mm/ an. Les rebonds poroélastiques associés au séisme de Zemmouri par exemple ainsi que les phénomènes de dilatance-diffusion par effet de pompage sismique nous fait croire à une migration des fluides associée à une migration de la ΔCFF dans la zone du Sahel et de Larbaa-Blida. La migration des fluides augmente la pression des pores à côté des zones de nucléation et de surcroît implique une variation

temporelle de la contrainte de Coulomb. L'augmentation de la pression des pores associés à la migration des fluides entraine selon le principe de Terzaghi, (1925) une diminution de la contrainte normale effective favorisant le déclenchement de séquences sismiques.

Nous pensons que les recherches futures devraient être focalisées sur l'analyse de la déformation poroelastiques et l'établissement d'un lien clair entre la migration des fluides et les nucléations sismiques. Les modèles conceptuelles que nous avons établis montrent que les systèmes de failles inverses en échelon favorisent un effet de dilatance-diffusion des fluides en champ lointain.

Les modèles viscoelastiques établis auparavant par Mahsas et al , (2007) et Cetin et al (2012) pour la région de Zemmouri n'expliquent pas les phénomènes de subsidence postsismique liés au choc principal de 2003. Les modèles viscoélastiques n'expliquent pas aussi les déplacements horizontaux en champs lointain observés par GPS et les deux lobes positives observés par la technique des lignes de base InSAR à faible échelles (SBI) et les données Envisat SAR (Cetin et al, 2012).

Les modèles de diffusion des fluides que nous avons entamés durant de cette thèse montrent que les phénomènes de subsidence post-sismiques sont fortement liés à la migration des fluides dans les zones épicentrale de l'Algérois. A partir des solutions poroelastiques basées essentiellement sur l'équation de l'écoulement du fluide dans un milieu poreux, nous avons estimé la valeur de la diffusivité du fluide nécessaire pour nucléé une rupture majeur dans le tell Atlas. Par exemple pour nuclée une rupture de type Zemmouri (Mw=6.9) il nous faudrait une valeur de diffusivité de l'ordre de $\mathbf{10^4}$ $\mathbf{cm^2/s}$ pour un volume dilatant de rayon ~ 20 km. Si on suppose que la vitesse d'écoulement du fluide est à peu près la même pour toute les structures du Tell et si on suppose que les phénomènes de dilatance peuvent être couplés à la présence de réservoir, alors une nucléation de type d'El Asnam (Mw=7.3) correspondrait à un volume dilatant de rayon ~ 40 km.

Même si les rebonds viscoélastique et les glissement post sismiques peuvent expliquer une partie des déformations postsimiques (Mahsas et al., 2008, Cetin et al 2012) , le fait qu'une signature poroelastiques ait pu être détectée durant les deux mois accompagnant le séisme de Zemmouri de 2003 conforte l'idée d'un rebond poroélastiques contrôlant la déformation postsimique à court terme.

La déformation post-sismique totale dans la zone du Tell atlas centrale serait alors une combinaison de plusieurs mécanismes à la fois (glissement postsismiques, rebond poroélastique et relaxation viscoélastique).

Une analyse plus détaillée associant les données de GPS, les données de sismicité régionale, les données microsismiques et les données InSAR à grand échelle permettrons de mieux appréhendé les différents mécanismes de déformations interseismiques, co-sismiques et post sismiques.

Les variations positives de la contrainte de Coulomb et le mouvement des fluides augmente la probabilité d'occurrence d'un séisme majeur le long de la faille du Sahel. La probabilité d'avoir d'un grand séisme au cours des 35 prochaines années dans la région de la Mitidja passe de 5 % à 65% si on tient compte de l'interaction entre failles et de la migration des fluides. Les décalages d'horloges sont estimés à ~ 100 ans pour un taux de contrainte moyen de 485 Pa/an. Notre évaluation du risque sismique pour l'Algérois est essentiellement basée sur la mécanique des ruptures sismiques et le transfert de contrainte en incluant le couplage poroélastique. Néanmoins, le manque de données instrumentales et paleosismologique à grande échelles tend à mettre une certaine incertitude dans l'évaluation de sources potentielles de futurs séismes. Nous recommandons alors une évaluation plus fine des déformations interseismiques et postsismiques en tenant compte des données de

sismicité et de paléosismologie et en les combinant aux données nouvelles de GPS et de l'InSAR. Ceci qui aidera à mieux appréhender la probabilité d'occurrence de larges séismes sur chaque segment de failles.

On pense que ce genre de démarches combinant études sismotectoniques, transfert de contrainte et migration de fluide devrais être généralisé aux autres zones actives du Nord de l'Algérie.

Sur un autre registre, la modélisation par le transfert de contrainte de la séquence sismique qui s'est produite dans les montagnes du Rif marocain et dans la mer d'Alboran de 1994 jusqu'à 2016 suggère aussi une interaction entre failles sismiques. Cette séquence sismique nous a offert la possibilité de : **(i)** modéliser l'évolution de la contrainte de Coulomb en incluant la pression des pores, **(ii)** comprendre les mécanismes d'interaction~~s~~ entre ces trois séismes et **(iii)** analyser la mécanique de rupture et déduire le temps d'avancement de chaque séisme.

La modélisation par le transfert de contrainte statique suggère une interaction entre failles. La variation de la contrainte statique de Coulomb durant l'événement de 1994 a induit une variation importante de la pression interstitielle avec écoulement du fluide dans la zone de faille de 2004. Le processus de rupture sur les failles conjuguées de 1994 et de 2004 avec effet de fluide est comparable à celui rencontré sur les failles conjuguées liées au séisme de Superstition Hills en Californie. Néanmoins, le délai de rupture de 10 ans associé aux failles conjuguées d'Al Hoceima est plus important que les 11h observés pour la séquence sismique de Californie suggérant des modes d'écoulement de fluide différents. La valeur moyenne de la diffusivité du fluide que nous avons obtenue pour le Rif est de l'ordre de 7 $.10^3$ $cm^2/s$, elle est sept fois moins importante que celle obtenue par (Hudnut, Seeber, & Pacheco, 1989) pour la séquence sismique de l'Elmore Ranch (23/11/1987, Mw 6.2) et de

Suprestition Hills (24/11/1987, Mw 6.6). La différence entre les vitesses d'écoulement des fluides explique la différence de délais entre les deux séquences sismiques

Le couplage à court terme entre la relaxation poroélastique et le transfert de contrainte confirme le rôle des fluides dans le déclenchement des tremblements de terre dans le Rif et l'Alboran.

Les montagnes du Rif orientées Est-Ouest longent la côte nord du Maroc formant la branche Sud de l'arc Betic-Rif qui comprend aussi la mer d'Alboran et qui appartient à un système de limites de plaques en transpression. L'analyse récente des données de GPS combinées à l'analyse sismotéctonique (Tahayt et al., 2009) montrent que les structures actives du Rif sont associées à des block rigides où la tectonique active résulte en partie d'une transrotation dans les sens horaire appliquée au block oriental du Rif. Ce domaine complexe résulte aussi d'une zone de subduction discrète du Néogene avec une délamination lithosphérique où la mer d'Alboran est définit comme étant une microplaque océanique. La déformation lithosphérique, les déformations actives poroélastiques et les variations cinématique des plaques tectoniques couplées à des rotations en blocs le long d'accidents décrochant sont un élément clé pour une compréhension large des régimes extensifs associés à la déformation active dans les montagnes du Rif et de l'Alboran. Les orientations locales des directions de contraintes horizontales maximales déduites à partir de l'analyse des mécanismes au foyers ( (Fernandez-Ibañez, Soto, Zoback, & Morales, 2007)) sont compatibles avec les modes de déformations E-W des unités rifennes et s'associent d'une manière remarquable à la présence de zones surpresurissés contrôlant la perméabilité des zones de failles dans les régions d'Al Hoceima et dans l'Alboran. La présence d'un bassin en extension au Nékor à proximité de la ville d'El Hoceima appui l'idée d'un rôle des fluides dans la formation des failles en extension dans cette région d'étude.

Meghraoui et al, (1996) montrent à partir d'analyse de séries stratigraphique que les séries sédimentaires du Néogène appartenant aux domaines du Rif et à l'Alboran sont en plusieurs points comparables à celle du domaine de Chéliff.

En effet, notre analyse des déformations poroélastiques et la représentation des critères de ruptures montrent que la présence de failles en extension dans les zones compressives du Rif et de Chéllif résultent d'une mécanique semblable liée à un affaiblissement remarquable de la contrainte différentielle probablement due à une migration de fluides d'un réservoir surpressurisé vers la zones de failles.

Si on suppose que l'évolution tectono-sédimentaire des bassins du Chéllif et de l'Alboran est comparable alors la présence de réservoirs à fluide alimentant les zone de failles fera que des ruptures en tension apparaissent marquant ainsi une réorientation de la contrainte compressive minimale vers une contrainte en tension.

Aussi, le fait d'avoir une dynamique de bassin sédimentaire assez semblable fait que la progression de la pression des pores sera beaucoup plus rapide si on associe aux déformations intersismiques, les taux de déformation par compaction, une dynamique des fluides à forte diffusivité et un réajustement thermique des fluides dans les zones sismogènes. À notre avis, ceci est aussi conditionné par les épaisseurs et les taux de chargements dus à la compaction des bassins sédimentaires qui peuvent donner lieu à des pressions des pores assez élevées engendrant des périodes intersismiques assez courtes.

A partir d'une analyse pléosismologique basée sur l'identification des mouvements co-sismiques anciens et la détermination des paramètres physiques de failles, Meghraoui, (2001) montra que les séquences de larges séismes (M> 7) appartenant à la faille d'El Asnam est souvent précédés de périodes de calme sismiques variables. La distribution épisodique des

séismes de magnitude M > 7 associé à cette faille montre une diminution des intervalles de calme sismiques. On pense qu'une sédimentation rapide, une forte épaisseur des couches sédimentaires, la présence de nappes de charriages dans les bordures des zones actives, les taux de déformations et l'interaction entre failles font que les régimes de supressurisation sont atteint beaucoup plus rapidement dans les zones de Chéllif, le Rif et l'Alboran contrairement aux modèles classique de surpressurisation basés uniquement sur le réajustement thermique du fluide, ceci entrainera forcement des périodes de réactivations sismiques beaucoup plus courtes. Si on tient compte des similitudes entre les bassins de l'Alboran et du Chellif, alors les périodes interseismiques associées aux régions d'études seront fortement influencées par les taux de variation des pressions des pores et il faudra s'attendre à l'avenir à des raccourcissements de des périodes intersismiques dans les zones actives du Tell Atlas, de l'Alboran et du Rif.

Les études du transfert de contrainte associée aux rebonds poroelastiques post-sismique que nous avons menées dans les régions d'El Hoceima et la mer d'Alboran mont**rent** que les structures tectoniques actives présentent un niveau de perméabilité largement supérieure aux failles adjacentes. Les régimes de déformation transpressive couplés à des rotations en blocs font que la pression des pores reste élevée dans les zones fragiles favorisant ainsi la migration des fluides entre compartiments. La progression temporelle de la pression des pores dus à une déformation continue combinée aux pressions associées aux migrations des fluides tendent à basculer en profondeur les régimes hydrostatiques en place vers des régimes lithostatique favorisant l'occurrence de forts séismes.

Les structures responsables des séismes d'El Asnam de 1980 et d'Al Hoceima de 2004 sont probablement associées à des réservoirs à fluides. A partir de la loi reliant le moment sismique maximale d'une rupture sismique à la vitesse d'écoulement du fluide, nous avons

pu calculer la dimension probable du réservoir nécessaire pour enclencher une rupture sismique de type 2004. Les calculs montrent que le rayon du réservoir est de 28 km en accord avec la dimension de la rupture d'Al Hoceima de 2004 et la répartition spatiale des répliques. Notre estimation de la dimension du réservoir est en accord avec les modèles de couplages poroélastique de transfert de contrainte que nous avons établis pour le Rif et l'Alboran. Ces modèles mettent en évidence la complexité des zones de ruptures associées le plus souvent à des coefficients de Skempton *B* variables. Ces modèles sont semblables à ceux rencontrés dans les systèmes à réservoir où le mouvement des fluides se fait généralement des régions à fort coefficient *B* vers les régions à faible coefficient *B*. En plus, l'analyse de la variation temporelle des taux de répliques associé au séisme de 2004 montrent une décroissance graduelle probablement due à la présence d'un large réservoir. À partir de l'analyse des variations temporelles des taux de répliques et l'analyse des courbes diffusives de fluide, la durée du rebond poroélastique post-sismique associé au séisme de 2004 est estimée à environ 3 mois.

L'analyse de la sismicité dans la région de l'Alboran nous a permis d'identifier, un séisme précurseur de magnitude M=5.1quatre jour avant le choc principal du 25/01/2016 (Mw 6.5). A partir de ces données, nous avons pu établir un modèle poromécanique qui lie la migration des fluides à l'occurrence du choc principal. Le modèle que nous proposons montre que la dynamique d'écoulement du fluide est probablement retardée par une barrière imperméable appartenant à la zone de faille. Cette barrière imperméable est probablement associée à des dépôts de silice ou de calcites. Selon le principe de surpressurisation, l'écoulement du fluide et la variation de la perméabilité entre ces deux compartiments formera une zone surpressurisé à la limite de la zone de rupture. La variation de la pression des pores augmentera et au bout d'un certain temps, un régime lithostatique est atteint et la barrière imperméable est rompue,

le fluide migre ainsi du compartiment à haute pression vers le compartiment à basse pression engendrant une instabilité poromécanique qui favorisera l'enclenchement du séisme majeur. Le délai entre les ruptures sismiques dans l'Alboran est associé à une valeur moyenne de perméabilité de la zones de faille d'environ $10^{-14}$ $m^2$ cette valeur est similaire à celle nécessaire pour enclencher une série sismique après injection des fluides dans les zones actives du Nojima au Japon ((Tadokoro et al., 2001). Les délais entre ruptures montrent aussi une remarquable similarité entre ces deux séquences sismiques. La valeur relativement élevé de la perméabilité est associé à une forte diffusion du fluide au moment de la rupture. Dans ce cas précis, la présence de fractures subsidiaires capable de laisser une certaine liberté à la circulation des fluides parait nécessaire. Le délai entre ruptures sismiques dans l'Alboran montre le rôle crucial de la vitesse d'écoulement des fluides dans la nucléation sismique. Les modèles de transfert de contrainte poroélastiques incluant la présence de fracture subsidiaire montrent des magnitudes de chargement ΔCFF sur failles cibles trois fois plus importante que les modèles ΔCFF poroélastiques classiques. Ces modèles sont souvent associés à d'importantes anomalies Vp/Vs et des taux de chargement de contrainte de l'ordre de 0.1 bar/an. Ces taux de chargement sont souvent associés à des périodes de dilatance larges et donc une probabilité élevée d'avoir un fort séisme. Il apparait dans ce cas que le moment sismique libéré dans le Rif et de l'Alboran est en grande partie contrôlée par les propriétés poroélastiques du milieu, les vitesses d'écoulements du fluide et les dimensions des failles actives.

Ces conditions combinées aux variations des taux de sismicités et des propriétés poroélastiques de la croûte sismogènique semblent jouer un rôle majeur dans le déclenchement des tremblements de terre dans les montagnes du Rif et la mer d'Alboran.

L'étude de L'aléa sismique associée aux régions du Rif et de l'Alboran est basée sur les processus déterministes où la mécanique des ruptures repose essentiellement sur le transfert de contrainte et le mouvement des fluides. Les calculs montrent que la probabilité d'avoir un grand séisme (Mw > 6) dans la région du Rif et de l'Alboran avant et après le tremblement de terre de 1994 passe de 12 % à 55 %. Le décalage d'horloge causé par le transfert de contrainte lié au séisme de 1994 sur les ruptures de 2004 et de 2016 donne des valeurs de 239± 22 années et 21 ± 02 années respectivement pour un taux de contrainte moyen estimé à 461 Pa/an. Le taux de déformation sismiques et l'interaction entre faille expliquent aussi le délai de 10-12 ans entre ruptures sismiques et la probabilité de 55% d'avoir un fort séisme dans les montagnes du Rif.

Par ailleurs, nos travaux ouvrent la voie vers des travaux de recherche et de modélisation plus développés incluant l'interaction entre failles et l'analyse des déformations poroélastiques. Les perspectives qui apparaissent suite à notre recherche sont surtout basées sur l'apport des fluides dans le processus de nucléation sismique. L'analyse des formes d'ondes des séismes combinée à une interprétation continues des données de GPS et de L'InSAR et une analyse fine des structures actives dans les régions peut contribuer à mieux appréhendé les périodes de déformations poroélastiques présismiques et ainsi estimer les magnitudes des futurs tremblements de terre.

Cette modélisation par la variation de la contrainte de Coulomb en incluant l'effet physique des fluides près des grandes villes peut contribuer à une meilleure évaluation de l'aléa et du risque sismique.

**REFERENCES**

Aoudia, A., & Meghraoui, M. (1995). Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08. 1922 (Ms= 5.9). *Tectonophysics*, *248*(3-4), 263-276.

Belabbes, S., Wicks, C., Cakir, Z., & Meghraoui, M. (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B3).

Benouar, D. (1994). *Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century*. Editrice Compositori.

Bezzeghoud, M., Dimitro, D., Ruegg, J. C., & Lammali, K. (1995). Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements. *Tectonophysics*, *249*(3-4), 249-266.

Bounif, A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Deschamps, A., Rivera, L., & Benhallou, H. (2003). Seismic source study of the 1989, October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records. *Annals of Geophysics*.

Cetin, E., Meghraoui, M., Cakir, Z., Akoglu, A. M., Mimouni, O., & Chebbah, M. (2012). Seven years of postseismic deformation following the 2003 Mw= 6.8 Zemmouri earthquake (Algeria) from InSAR time series. *Geophysical Research Letters*, *39*(10).

Fernandez-Ibañez, F., Soto, J. I., Zoback, M. D., & Morales, J. (2007). Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B8).

Hudnut, K. W., Seeber, L., & Pacheco, J. (1989). Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California. *Geophysical Research Letters*, *16*(2), 199-202.

Mahsas, A., Lammali, K., Yelles, K., Calais, E., Freed, A. M., & Briole, P. (2008). Shallow afterslip following the 2003 May 21, M w= 6.9 Boumerdes earthquake, Algeria. *Geophysical Journal International*, *172*(1), 155-166.

Maouche, S., Harbi, A., & Meghraoui, M. (2008). Attenuation of intensity for the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8): insights for the seismic hazard and historical earthquake sources in northern Algeria. In *Historical seismology* (p. 327-350). Springer.

Meghraoui, M. (2001). Failles actives et trace des séismes en surface: l'approche paléosismologique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, *333*(9), 495-511.

Meghraoui, M., Cisternas, A., & Philip, H. (1986). Seismotectonics of the lower Cheliff basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics*, *5*(6), 809-836.

Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., & Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société géologique de France*, *167*(1), 141-157.

Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Frechet, J., … Philip, H. (1981). Seismotectonics of the El Asnam earthquake. *Nature*, *292*(5818), 26.

Philip, H., & Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, *2*(1), 17-49.

Semmane, F., Campillo, M., & Cotton, F. (2005). Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophysical research letters*, *32*(1).

Sibson, R. H. (1981). Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains. *Nature*, *289*(5799), 665.

Tadokoro, K., Nishigami, K., Ando, M., Hirata, N., Iidaka, T., Hashida, Y., … Koizumi, M. (2001). Seismicity changes related to a water injection experiment in the Nojima Fault Zone. *Island Arc*, *10*(3-4), 235-243.

Tahayt, A., Feigl, K. L., Mourabit, T., Rigo, A., Reilinger, R., McClusky, S., … Serroukh, M. (2009). The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, *113*(2), 306-316.

Terzaghi, K. (1925). Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage.

# ANNEXE A

## Rôle de la pression des pores dans l'occurrence des séismes en Afrique du Nord

La figure 1 montre le critère de Coulomb appliqué sur un modèle de faille conjuguées supposé robuste ($\mu$ = 0.75) et ayant une contraire déviatorique relativement haute ( ~100 MPa), les calculs par la représentation de Mohr montrent que la variation de la pression des pore est cruciale dans le processus de rupture aussi bien pour des failles a fort cohésion (failles nouvelles ou imperméables) ou bien pour des failles à cohésion nulle ou faible (failles préexistantes réactivées ou très perméables).

En effet, l'étude du diagramme de Mohr montre qu'une pression des pores de l'ordre de 30 Mpa est nécessaires pour crée un réseau de failles à orientation optimales dans un champ de contrainte proche de celui d'Afrique du Nord (Figure 1b). Une pression 6 fois moins importante ( ~5 Mpa) est suffisante pour réactivé des failles préexistantes (Figure 1c), les même résultat ont été obtenu par Hung & Wu (2012) pour le champ de gaz de Tiechanshan situé à l'Ouest de Taiwan.

Si on tient compte de la variation de la contrainte de Coulomb pour un modèle tectonique en blocs où la rotation de la contrainte horizontale maximale se conjuguent avec le réseaux de failles en inverses et en coulissage (cas du Tell Atlas et d'El Hoceima), et si on tient compte des réseaux de failles « mal-orientées » actives dans les régions, un effet de surpressurisation est nécessaire pour enclencher une rupture sismique dans ces régions (Figure 1b). On a vue dans les chapitres de thèse que pour une configuration de failles mal-orientées, une surpressuristaion des couches sismogénes est nécessaire pour réactiver les systèmes

tectoniques qui sont en place. La variation élevée de la pression des pores implique la présence de fluides dans les zones actives.

Les déformations asismiques peuvent aussi réactiver les fluides en présence et affecter les processus de rupture. La réactivation des fluides en place peut aussi se faire après le passage d'une onde liée à un processus dynamique de relâchement de contraintes, dans ce cas-là la libération de l'énergie dominante peut se faire des heures voir des jours après le passage d'une ondes sismique (Hill, 2008 et Hill, 2012).

Il est a noté que pour la figure 1, le champ de contrainte régionale appliqué est tiré de l'analyse des mécanismes au foyer pour l'Afrique du Nord ( Ibañez et al , 2007).

L'Analyse du critère de Mohr-Coulomb pour des systèmes de failles conjuguées à orientation optimales et pour des systèmes de failles mal-orientées montre qu'une variation de la pression des pores est nécessaires pour enclencher les différents géométries de rupture. Les systèmes de failles mal-orientées tel que rencontrer au Tell Atlas centrale, nécessite un effet de surpressurisation en profondeur. Dans ce cas, la pression des pores doit approcher un régime lithostatique pour réactiver les failles en présence (Figure 1b). L'effet de surpressurisation peut être associé à une migration des fluides, dans ce cas, l'écoulement des fluides dans les zones de failles modifiera les propriétés rhéologiques du matériel en faisant varier la cohésion des roches en présence. Le passage des fluides fera que les failles robustes au départ perdent de leur force au fil du temps. Cet état fragile à la limite des périodes interseismique sera traduit dans les modèles de transfert de contrainte par une variation critique de la pression des pores de l'ordre de quelques bars suffisante pour nucléé un séisme.

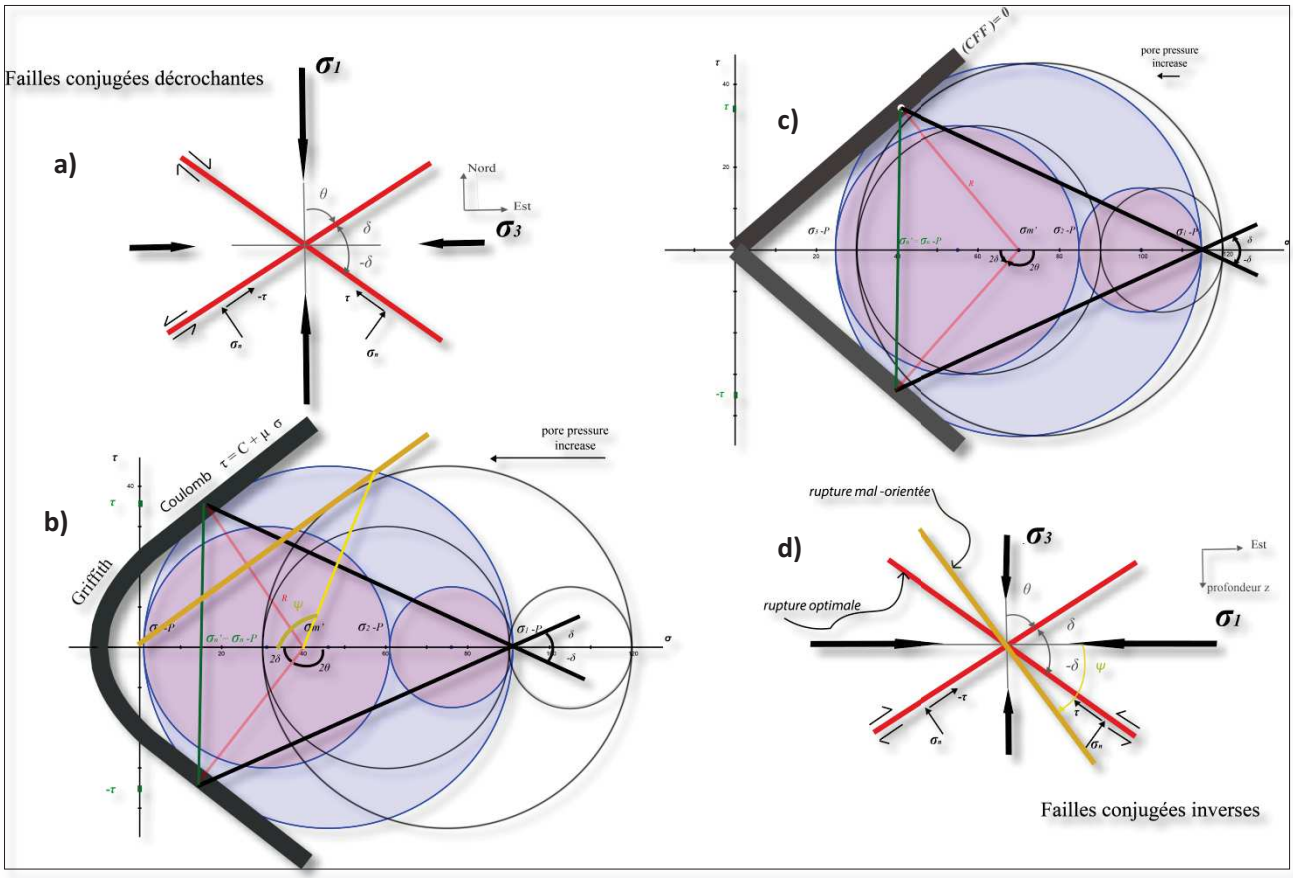



**Figure 1 :** *relation entre le Cercle de Mohr et l'orientation des ruptures. La construction des pole est selon Hill (2012) pour un jeu de failles conjuguées à orientation optimale.* *Cercle de Mohr pour :* ***a)*** *failles conjuguées décrochantes a cohésion nulle (ou réactivées),* ***d)*** *pour des failles inverses à cohésion nulle.* ***b)*** *Cercle de Mohr pour les mêmes géométries de failles mais avec une cohésion non nulle (failles nouvelles ou peut perméables),* ***d)*** *Cercle de Mohr pour les mêmes géométries de failles mais avec des zones de failles perméables. Le pole P est l'intersection des deux droite bb' et cc' qui correspondent à l'orientation des plans de failles conjuguées,* $\tau$ et $\sigma_n$ *correspondent à la contrainte normale et de cisaillement,* $\sigma_m$ *est la contrainte moyenne,* $\theta$ *est l'angle entre la contrainte horizontale minimale et la plan de rupture et enfin* $\delta$ *représente le pendage des plan de ruptures. L'angle* $\psi$ *représente l'angle critique d'une rupture mal-orienté qui est approximativement égale à 60° pour des géométries de ruptures « en échelon » de type Tell Atlas. La représentation par le cercle de Mohr en bas*

*montre clairement qu'une surpréssurisation est nécessaire afin de réactiver des réseaux de failles « mal –orientées » (ligne jaune dans c et d).*

# ANNEXE B

## Équations constitutives de la poro-élasticité

Sur la base des modèles mécaniques de propagation de la fracture, (Rice & Cleary, 1976) on réécrit les équations de d'élasticité linéaire formulées par (Biot, 1941) en tenant compte de la rupture sur le solide et de son fluide poreux.

Afin de résoudre l'équation gouvernant la réponse à la contrainte initiale crée par la dislocation du solide poreux, la relation linéarisée pour un solide élastique poreux saturé en eau a été d'abord formulée par Biot (1941, 1955) qui a couplé l'aspect diffusif d'un liquide dans un milieu poreux soumis à une contrainte moyenne $\sigma_m$.

L'équation dépendante de la variable temporelle poro élastique a été formulé ensuite en termes de pression interstitielle couplée à la contrainte moyenne par Rice et Cleary., (1976) puis améliorer par (Bosl & Nur, 2002):

$$\beta\left(\frac{\partial P}{\partial t}+B\frac{\partial \sigma}{\partial t}\right)=\frac{\partial}{\partial x_i}\left(k_{ij}\,(x)\frac{\partial P}{\partial x_j}\right) \qquad (A1)$$

$$\beta = \mu\,\emptyset\,(C_f + C_r)$$

où: $\mu$ est la viscosité du fluide, $\emptyset$ est la porosité, $C_f$ et $C_r$ sont respectivement la compressibilité des fluides et de la roche.

P représente la déviation des pores par rapport à une pression de référence.

$\sigma = \sigma_{kk} / 3$: est l'écart de contrainte moyen par rapport à un état de contrainte moyen

de référence ($\sigma=\sigma_{totale}-\sigma r_{ef}$)

Le coefficient de B est le coefficient de Skempton (1954) , $k_{ij}$ (x) est le tenseur de perméabilité.

L'équation d'équilibre A1 doit être résolue à partir de l'expression linéaire isotrope de la déformation ($\varepsilon_{ij}$) sous condition isotermique tel que postulé par Biot (1941):

$$2G\varepsilon_{IJ} = \left(\sigma_{ij} + P\delta_{ij}\right) - \frac{\nu}{1+\nu}\left(\sigma_{kk} + 3P\right)\sigma_{ij} + \frac{2G}{3}\left(\frac{1}{H} - \frac{1}{K}\right) P\,\sigma_{ij} \qquad (A2)$$

Où G et ν sont respectivement le module de cisaillement et le coefficient de Poisson.

En considérant que le matériel est déformé en condition de drainage du fluide, c'est-à-dire à une pression interstitielle constante, la valeur du module de drainage *K* peut être exprimée par une combinaison du module de cisaillement et du coefficient de Poisson avec

$K = 2\,G\,\frac{(1+\nu)}{3(1+2\nu)}$. H représente le coefficient de Biot.

Afin d'isoler la phase aqueuse, Rice et Cleary (1976) définissent un module de masse spécifique pour la phase solide $K'_s \equiv \frac{1}{K} - \frac{1}{H}$

La fraction volumique apparente est déduite de l'équation (A2) en appliquant $\sigma_{ij}\,d\varepsilon_{ij} + P\,dv$ et $\varepsilon_{ij}\,d\sigma_{ij} + \nu\,dP$ , nous obtiendrons ainsi :

$$\nu - \nu_0 = \frac{1}{3H}\left(\sigma_{kk} + 3P\right) - \frac{\nu_0}{K''_s}\,P \qquad (A3)$$

Où $\nu_0$ est le volume de référence dans un état non stressé (variation de contrainte nulle) et P est la pression du fluide.

La relation A3 permet une décomposition de la contrainte et de la pression du fluide sur le solide. Le module $K''_s$ est lié au coefficient de Biot-Willis par :

$$\frac{1}{R} \equiv \frac{1}{H} - \frac{\nu_0}{K''_s} \qquad (A4)$$

$K'_s$ et $K''_s$ sont définis comme des modules locaux où le fluide et le solide sont chimiquement inertes.

La variation simultané de contrainte $\Delta\sigma_{ij}$ induit par la variation de la pression interstitielle $\Delta P$ est décrite par Rice et Clearly (1974) comme:

$$\Delta\sigma_{ij} = -\Delta P \delta_{ij} \qquad (A5)$$

$\delta_{ij}$ Représente le symbole de Kronecker

La relation qui gouverne la déformation poroélastique est donnée sous une forme simple par Rice and Clearly (1976) :

$$\Delta\varepsilon_{ij} = -\delta_{ij}\frac{\Delta P}{3K_s} \quad ; \quad \Delta\nu = -\nu_0\frac{\Delta P}{K_s}$$

Où $K'_s = K''_s = K_s$

Notez que cette équation peut être comparée avec la première équation. L'état d'équilibre de masse est obtenu en multipliant $\nu$ par $\rho$, à ce moment la relation devient:

$$m - m_0 = (\rho - \rho_0)\,\nu_0 + \rho_0\,(\nu - \nu_0)$$

$$= \rho_0 \frac{\nu_0}{K_f} P + \frac{\rho_0}{3}\left(\frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s}\right)(\sigma_{kk} + 3P) - \rho_0 \frac{\nu_0}{K''_s} P \qquad (A6)$$

$m_0, \rho_0$ sont obtenue pour un état de référence. $K_f$ est le module de masse du fluide

$$K_f = \frac{\rho_0 P}{(\rho - \rho_0)}$$

Si nous considérons qu'un changement de pression interstitielle est induit par une rupture en dislocation, nous devons réécrire l'équation A6 pour un état non drainé du fluide, dans ce cas, nous supposons qu'une variation temporelle à courte échelle implique un état stationnaire du fluide (c'est-à-dire $\Delta m = 0$).

La définition de Rice et Cleary (1976) du mode de non-drainage du fluide est la même que celle de Bosl et Nur (2002)

Si on tient compte de ces paramètres, les modules de non-drainage contrôleront à court terme la relaxation poroelastique liée à un évènement sismique.

La réponse non-drainée ($\Delta m=0$) implique une relation de causalité entre la pression interstitielle et la contrainte hydrostatique totale sur un élément de volume, cette relation est définis par le coefficient B de Skempton (1954):

$$\Delta P = -B \frac{\Delta\sigma_{kk}}{3} \qquad \text{(A7)}$$

$$\text{où} \quad B = \frac{\frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s}}{\frac{\nu_0}{K_f} + \frac{1}{K} - \frac{1}{K'_s} - \frac{\nu_0}{K''_s}} \qquad \text{(A8)}$$

Le coefficient de Poisson non drainé est obtenu par substitution de (A8) pour un état stationnaire dans (A1) :

$$\nu_u = \frac{3\nu + B\,(1-2\nu)\left(1 - \frac{K}{K'_s}\right)}{3 - B(1-2\nu)\left(1 - \frac{K}{K'_s}\right)} \qquad \text{(A9)}$$

$\nu_u$ est compris entre $[\nu, 1/2]$

Maintenant la réponse élastique instantanée est donnée par :

$$2G\Delta\varepsilon_{ij} \equiv \Delta\sigma_{ij} - \frac{\nu_u}{1+\nu_u}\Delta\sigma_{kk}\,\delta_{ij} \qquad (A10)$$

Les équations constitutives pour un milieu poreux peuvent être exprimées par une combinaison de réponse élastique et poro elastique dans des phases de drainage et de non drainage du fluide (Rice et Clearly., 1976) :

$$\begin{cases} 2G\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} - \dfrac{\nu}{1+\nu}\sigma_{kk}\,\delta_{ij} + \dfrac{3(\nu_u - \nu)}{B\,(1+\nu)(1+\nu_u)}\,P\,\delta_{ij} \\ m - m_0 = \dfrac{3\,\rho_0(\nu_u - \nu)}{2GB\,(1+\nu)(1+\nu_u)}\left[\sigma_{kk} + \dfrac{3}{B}\,P\right] \end{cases} \qquad (A11)$$

Pour i=j la relation entre la contrainte moyenne et la relaxation de la pression des pores est donnée par la solution de Rice and Clearly (1976):

$$\nabla^2\left[\sigma_{kk} + \frac{6(\nu_u - \nu)}{B\,(1-\nu)(1+\nu_u)}\,P\right] = 0 \qquad (A12)$$

Nur & Booker, (1972) postulèrent que la production des répliques doit tenir compte de l'effet de la pression interstitielle. La variation de la contrainte de coulomb dans ce cas doit être définie comme un processus dépendant de la variable temps et inclus aussi la pression interstitielle et l'état de contrainte.

Piombo et al. (2005) montrèrent que lors du rebond post-sismique à courte durée, l'effet du fluide était capable d'augmenter ou de diminuer la variation de la contrainte de Coulomb. Cette hypothèse corrobore avec le fait que la variation de la contrainte de cisaillement causée par la diffusion du fluide interstitiel est significative et peut être fortement couplé à une augmentation de la pression interstitielle.

La pression interstitielle induite par une dislocation initiale peut être calculée pour $P = -B\sigma$ pour une phase de non-drainage. Par conséquent, la variation de la contrainte de Coulomb induit par la diffusion du fluide interstitiel doit satisfaire l'équation de compatibilité (A12) Afin de calculer cet effet juste après un tremblement de terre, Bosl et Nur (2002) ont imposé une autre condition aux limites basée sur le fait que l'équilibre des pressions interstitielles loin de la source est une solution simple du problème de Rice et Cleary(1976) :

$$[\,A\,P + \sigma] = 0 \qquad (A13)$$

Où $\sigma$ est la variation du champ de contrainte liée à la diffusion du fluide, $\sigma$ est reliée à la contrainte initiale associé au mouvement de la faille par :

$$\frac{\sigma}{\sigma_{init}} = \frac{(\nu_u - \nu)}{(1-\nu)(1+\nu_u)} \qquad (A14)$$

Cette équation montre que la variation de la contrainte moyenne post-sismique induite par la relaxation poroelastique varie en fonction de la contrainte moyenne initiale provoquée par la rupture en dislocation de la faille.

En combinant les équations 7 et 16 de la ΔCFF pour un modèle élastique (voir Chapitre I) et l'équation A14. La variation de la contrainte de Coulomb pour un modèle poroelastique isotropique s'écrira alors en fonction des trois contributions : ***(i)*** de la contribution de la

contrainte de cisaillement $\Delta\tau$. ***(ii)*** de la contribution de la contrainte normale $\mu\Delta\sigma n$ , ***(iii)*** de la contribution de la pression des pores $\mu B \frac{(\nu_u - \nu)}{(1-\nu)(1+\nu_u)} \Delta\sigma_m$ . La combinaison linéaire des trois contributions représentera alors la variation de la contrainte de Coulomb pour une relaxation poroelastique à court terme. Cette équation est celle adopté lors de notre calcul de la contribution poroelastique pour la région de la Mitidja (Tableau 3 Chapitre V). Les entités $\nu_u$ et $\nu$ représentent les coefficients de Poisson en mode de non drainage et de drainage du fluide.

**REFERENCES**

Biot, M. A. (1941). General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of applied physics*, *12*(2), 155-164.

Biot, M. A. (1955). Theory of elasticity and consolidation for a porous anisotropic solid. *Journal of applied physics*, *26*(2), 182-185.

Bosl, W. J., & Nur, A. (2002). Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B12).

Fernández-Ibáñez, F., Soto, J. I., Zoback, M. D., & Morales, J. (2007). Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, *112*(B8). https://doi.org/10.1029/2006JB004683

Hill, D. P. (2008). Dynamic Stresses, Coulomb Failure, and Remote Triggering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(1), 66-92. https://doi.org/10.1785/0120070049

Hill, D. P. (2012). Dynamic Stresses, Coulomb Failure, and Remote Triggering--Corrected. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *102*(6), 2313-2336. https://doi.org/10.1785/0120120085

Hung, J., & Wu, J. (2012). In-situ stress and fault reactivation associated with LNG injection in the Tiechanshan gas field, fold-thrust belt of Western Taiwan. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, *96-97*, 37-48. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2012.08.002

Nur, A., & Booker, J. R. (1972). Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, *175*(4024), 885-887.

Piombo, A., Martinelli, G., & Dragoni, M. (2005). Post-seismic fluid flow and Coulomb stress changes in a poroelastic medium. *Geophysical Journal International*, *162*(2), 507-515.

Rice, J. R., & Cleary, M. P. (1976). Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Reviews of Geophysics*, *14*(2), 227-241.

Skempton, A. W. (1954). *The Pore Pressure Coefficients A and B. Geotechniques 4 (4): 143–147.*

# ANNEXE C

## Analyse des incertitudes liées aux profondeurs focales dans le calcul de la ΔCFF

La figure 2 représente une modélisation ΔCFF statique sur des de ruptures cibles ayant les mêmes géométries que celle d'El Asnam (Mw=7.1), le séisme d'Orléansville du 09/09/ 1954, (Mw =6.7) est pris comme séisme source. Le moment sismique total est égal à 1.20 $10^{+26}$ dyne.cm. Les calculs sont performés pour différentes profondeurs : ***a)*** pf = 7km, ***b)*** pf= 10km, ***c)*** pf= 15km et enfin ***d)*** pf =20km, l'étoile en noir représente la position du foyer d'El Asnam. On remarquera que l'incertitude liée à la profondeur focale influe peut sur le calcul de la ΔCFF. Les modèles sont été performés pour un coefficient de friction effectif= 0.4. Les modèles cibles sont représentés sous forme de patchs de 40 dislocations Le modèle de glissement source est associé à une dislocation simple.

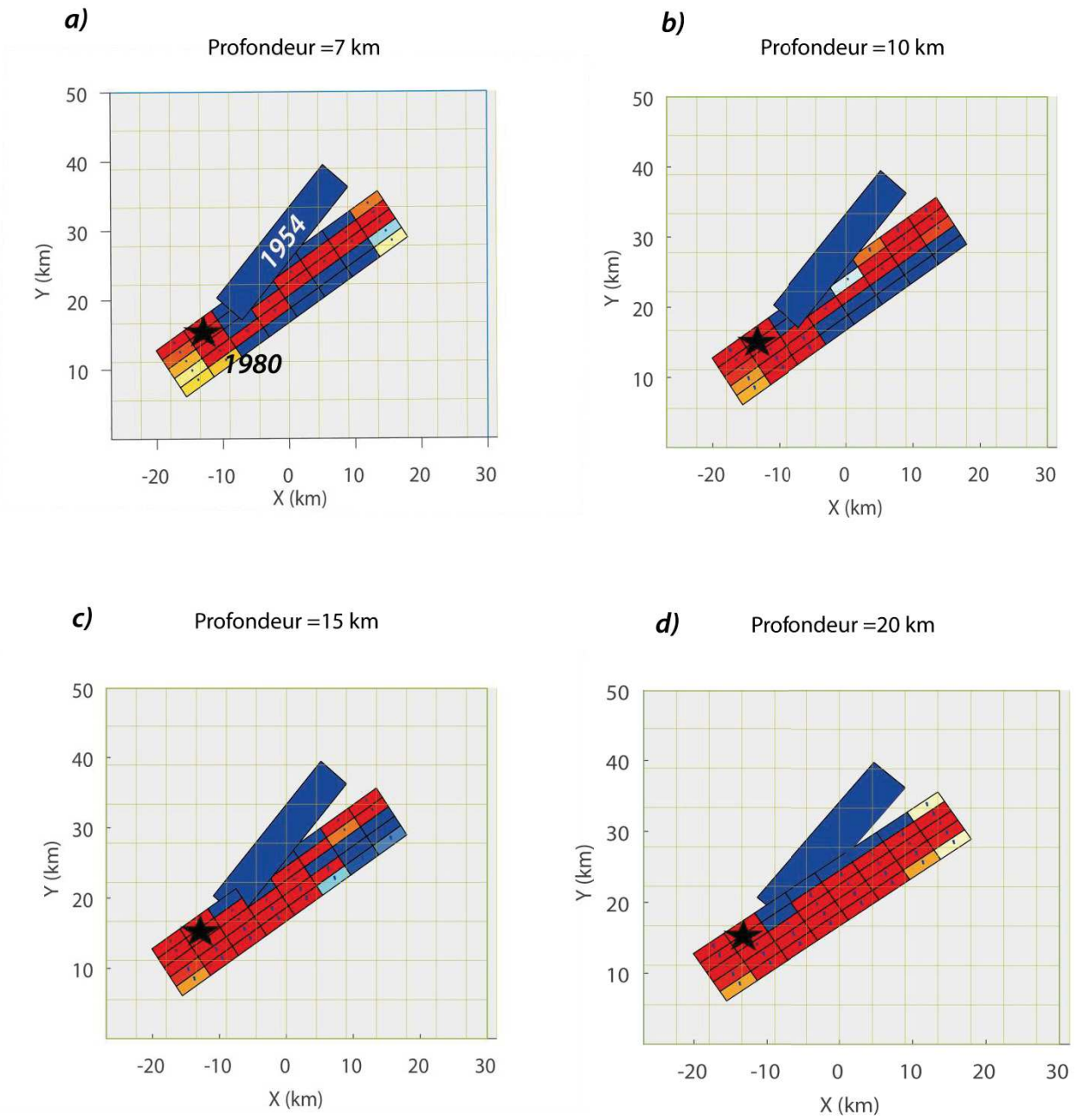



**Figure 2 :** *Modélisation ΔCFF associée au séisme d'Orléansville du 09/09/ 1954( Mw=6.7) pour différente profondeur :* ***a)*** *profondeur hypocentrale=7km,* ***b)*** *profondeur hypocentrale =10km,* ***c)*** *profondeur hypocentrale= 15km,* ***d)*** *profondeur hypocentrale=20km.*

*Les calculs sont associés à un coefficient de friction effectif μ'=0.4. L'étoile en noir désigne la position du foyer cible.*

**RESUME**

Cette thèse comprend six chapitres qui décrivent les caractéristiques de la tectonique active et du transfert de contrainte liées aux séismes majeurs. L'objectif étant une meilleure estimation de l'aléa et du risque sismique du nord de l'Algérie et du Maroc. Après un chapitre introductif, le chapitre II présente la méthodologie adoptée pour l'élaboration des modèles de transfert de contrainte. Le chapitre III traite de l'interaction entre failles dans le Tell Atlas algérien. Le chapitre IV développe les aspects de transfert de contrainte et de déformation poroélastique dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Le chapitre V présente la déformation poroélastique sur un plan plus large et les caractéristiques physiques des ruptures sismiques. Le chapitre VI consiste en une conclusion générale avec présentation des principaux résultats incluant les perspectives et suites pour cette recherche.

Le **chapitre I** présente le contexte sismotectonique de notre zone d'étude. La région d'Afrique du Nord a connu plusieurs séismes destructeurs, le plus grand séisme fut celui d'El Asnam (maintenant Chélif) du 10 Octobre 1980 avec une magnitude Mw = 7.1 à 7.3. Une grande partie de la sismicité en Afrique du Nord est liée à la convergence des deux plaques Afrique-Europe se traduisant par la fermeture des bassins néogène et une dynamique dans l'orogenèse de la chaine atlasique.

Le **chapitre II** présente la méthodologie adoptée durant cette thèse. Pour notre travail de modélisation, nous avons choisi d'utiliser une méthode basée sur la variation de la contrainte de Coulomb ΔCFF (*variation of **C**oulomb **F**ailure **F**unction*).

Le **Chapitre III** est consacré à une séquence de tremblements de terre modérés à forts, de 1891 à 2003 qui s'est produite dans le Tell Atlas algérien. La modélisation ΔCFF montre une augmentation de la contrainte de Coulomb de 0.1 bar à 0.8 bar à une profondeur de 7 km, sur la majeure partie des failles-cibles. Le coefficient de friction effective μ' choisi est égal à 0.4 et suggère une augmentation de la pression des pores probablement associée à des déformations poroélastiques

Le **Chapitre IV** est consacré à une série de tremblements de terre et à la migration des contraintes dans le Rif marocain et la mer d'Alboran. Cette séquence sismique comprend trois séismes modérés à fort : le séisme du 26 mai 1994 (Mw 6.0), celui du 24 février 2004 (Mw 6.4) et celui du 25 janvier 2016 (Mw 6.3). Cette séquence a offert la possibilité de : **(i)** modéliser l'évolution de la contrainte de Coulomb en incluant la pression des pores, **(ii)** comprendre les mécanismes d'interaction~~s~~ entre ces trois séismes et **(iii)** analyser la mécanique de rupture et déduire le temps d'avancement de chaque séisme.

Le **Chapitre V** traite du rôle de la poroélasticité et des paramètres physiques des ruptures sismiques et leurs contributions dans la déformation active. Notre modélisation montre que la déformation poroélastique reste un élément décisif dans l'enclenchement des séries sismiques dans le Rif, le Tell et dans l'Alboran.

Le **chapitre VI** consiste en une conclusion générale qui présente les principaux résultats de recherche.

**Mots-clés :** Contrainte de Coulomb, élasticité, faille, fluide, poroélasticité, sismicité.