



Institut des Sciences de la Terre

**Master 2 Géosciences
Spécialité Dynamique Terrestre et Risques Naturels**

**Quantification des taux de déformation sismique dans la zone de transfert
tectonique des Alpes à la Vallée du Rhône**

Estelle Hannouz



Soutenu le 11 juin 2019 devant le jury composé de

**Stéphanie GAUTIER (Rapportrice)
Philippe VERNANT (Rapporteur)
Cédric CHAMPOLLION (Président)
Frédéric GUEYDAN
Rodolphe CATTIN
Nicolas LAUNAY
Pierre CAMPS**

C. Sue, S. Baize, A. Walpersdorf, S. Mazzotti, A. Lemoine (Encadrants)

SOMMAIRE

I- Introduction	4
1) Enjeux de la Vallée du Rhône	4
2) Objectifs	5
3) Etat de l'art	5
II- Données et traitements analytiques	8
1) BDD sismicité historique et instrumentale (FCAT)	8
Compilation des données	8
Traitements des séismes historiques	8
2) BDD de mécanismes aux foyers	9
Compilation des données	9
Harmonisation des magnitudes	10
III- Méthodologie	11
1) Zonage homogène	11
2) Inversion des contraintes par zone	11
3) Calcul du taux de déformation par zone	12
Méthode 1 : Tenseur de taux de déformation par sommation de moment sismique	12
Méthode 2 : Taux de déformation scalaire par intégration statistiques d'une distribution GR	13
Méthode 3 : Conversion du taux de déformation scalaire en tenseur de taux de déformation	13
IV) Analyse des données et résultats	14
1) Discrétisation en zones homogènes	14
Critères structuraux	14
Sismicité	14
Mécanismes focaux	14
Résultat de la discrétisation : 7 zones distinctes	14
2) Inversion des contraintes	15
3) Taux de déformation scalaire via Gutenberg-Richter tronquée	17
Paramétrage	17
Résultats : Taux de déformation scalaires	21
4) Tenseur de taux de déformation par sommation de moment sismique (Kostrov, 1974)	22
Paramétrage	22
Résultats : Tenseurs de taux de déformation	23
5) Conversion du taux de déformation scalaire en tenseur de taux de déformation	23
V) Discussion : Analyse critique	25
1) Comparaison des taux de déformation	25
2) Comparaison des taux de déformation sismiques et géodésiques	26
3) Apports de l'étude en termes d'Aléa sismique	27
4) Transfert tectonique Alpes- Vallée du Rhône	27
5) Perspectives	27
VI- Conclusion	28

Résumé *Mots-clés* Sismotectonique, taux de déformation sismiques, Vallée du Rhône, Transfert tectonique

Le centre et les bordures des Alpes occidentales montrent aujourd'hui des déformations non négligeables : de l'extension radiale combinée à un phénomène important d'uplift au centre et des déformations transgressives en bordures. La région de la Vallée du Rhône et l'avant-pays alpin qui entourent cette zone, présentent de forts enjeux sociétaux (démographie, industrie nucléaire et chimique). On cherche donc dans le cadre de ce stage à voir comment se traduit le transfert de la tectonique active des Alpes occidentales sur la Vallée du Rhône et l'avant-pays alpin en termes de contraintes et de déformations sismiques. La région de la Vallée du Rhône reste cependant mal résolue au niveau des données sismiques (e.g. peu de mécanismes aux foyers). C'est pour cette raison que l'on tente d'estimer des taux de déformation suivant 3 méthodes différentes : par sommation de moments sismiques (taux de déformation compris entre $1E-13$ et $1E-11$ /an), par intégration statistique d'une distribution de Gutenberg-Richter (taux de déformation scalaire compris entre $1E-12$ et $10E-9$ /an) ou bien encore en combinant l'énergie totale obtenue par la précédente méthode et un mécanisme moyen calculé à partir d'une inversion de contraintes (même quantité de déformation avec une information sur l'orientation et le mode de cette déformation). On finit par confronter ces tenseurs de taux de déformation avec ceux obtenus par la géodésie : on obtient 10 fois moins de déformation (géodésie: $1E-9$ /an cependant calculé sur des surfaces d'environ 50×50 km) et un même mode et orientation de déformation pour la zone Alpes-Vallée du Rhône (déformations décrochantes avec du raccourcissement N-S et de l'extension E-W). Pour la Durance on obtient de la transpression avec du raccourcissement NE-SW (raccourcissement pur NW-SE pour la géodésie). Pour finir pour le sud-ouest de la Vallée du Rhône on obtient des déformations extensives NW-SE alors que la Géodésie montre de la transpression avec du raccourcissement NW-SE.

Abstract *Key words* Seismotectonics, seismic strain rates, Rhône Valley, tectonic transfers

The center and borders of the Western Alps show significant recent deformations: radial extension combined with an important phenomenon of uplift in the center and transgressive deformations in borders. The region of the Rhone Valley and the alpine foreland that surround this area, have high societal challenges (demography, nuclear and chemical industry). As part of this internship, we want to see how the transfer of active tectonics is translated from the Western Alps to the Rhone Valley and the alpine foreland in terms of stresses and seismic deformations. The Rhone Valley region, however, remains poorly resolved in seismic data (e.g. only few focal mechanisms). It is for this reason that we try to estimate deformation rates according to 3 different methods: by seismic moment summation (strain rates between $1E-13$ and $1E-11$ / yr), by statistical integration of a Gutenberg-Richter distribution (strain rates between $1E-12$ and $10E-9$ / yr) or by combining the total energy obtained by the previous method and associating it with an average mechanism calculated from a stress inversion (same amount of deformation is obtained and we have an information on orientation and mode of this deformation). We finish by comparing our strain rates tensors with those obtained by geodesy: we have 10 times less deformation (geodesy: $1E-9$ / yr calculated however on surfaces of approximately 50×50 km) and the same mode and deformation orientation for the Alpes-Rhone Valley area (strike slip deformations with NS shortening and EW extension). For the Durance we obtain transpression with shortening NE-SW (only shortening NW-SE for geodesy). Finally, for the southwest of the Rhone Valley, extensive NW-SE deformations are obtained while Geodesy shows transpression with NW-SE shortening.

I- Introduction

L'objectif de ce travail de master 2 recherche est de quantifier les taux de déformation sismique présents sur une zone à enjeux sociétaux importants : la Vallée du Rhône et l'arc externe des Alpes occidentales adjacent. Cette quantification permet d'acquérir une série d'informations sur les conséquences qu'ont les déformations actuelles dans les Alpes occidentales sur l'axe rhodanien. Cette région regroupe plusieurs structures géologiques et tectoniques différentes (*Figure 1*). Au nord, on retrouve la terminaison sud du Jura, à l'ouest la bordure EST du Massif Central, au sud-ouest une partie du bassin du sud-est et enfin à l'est une partie des Alpes occidentales externes. La Vallée du Rhône au centre de notre zone, fait la transition entre le Massif Central et les Alpes occidentales.

1) Enjeux de la Vallée du Rhône

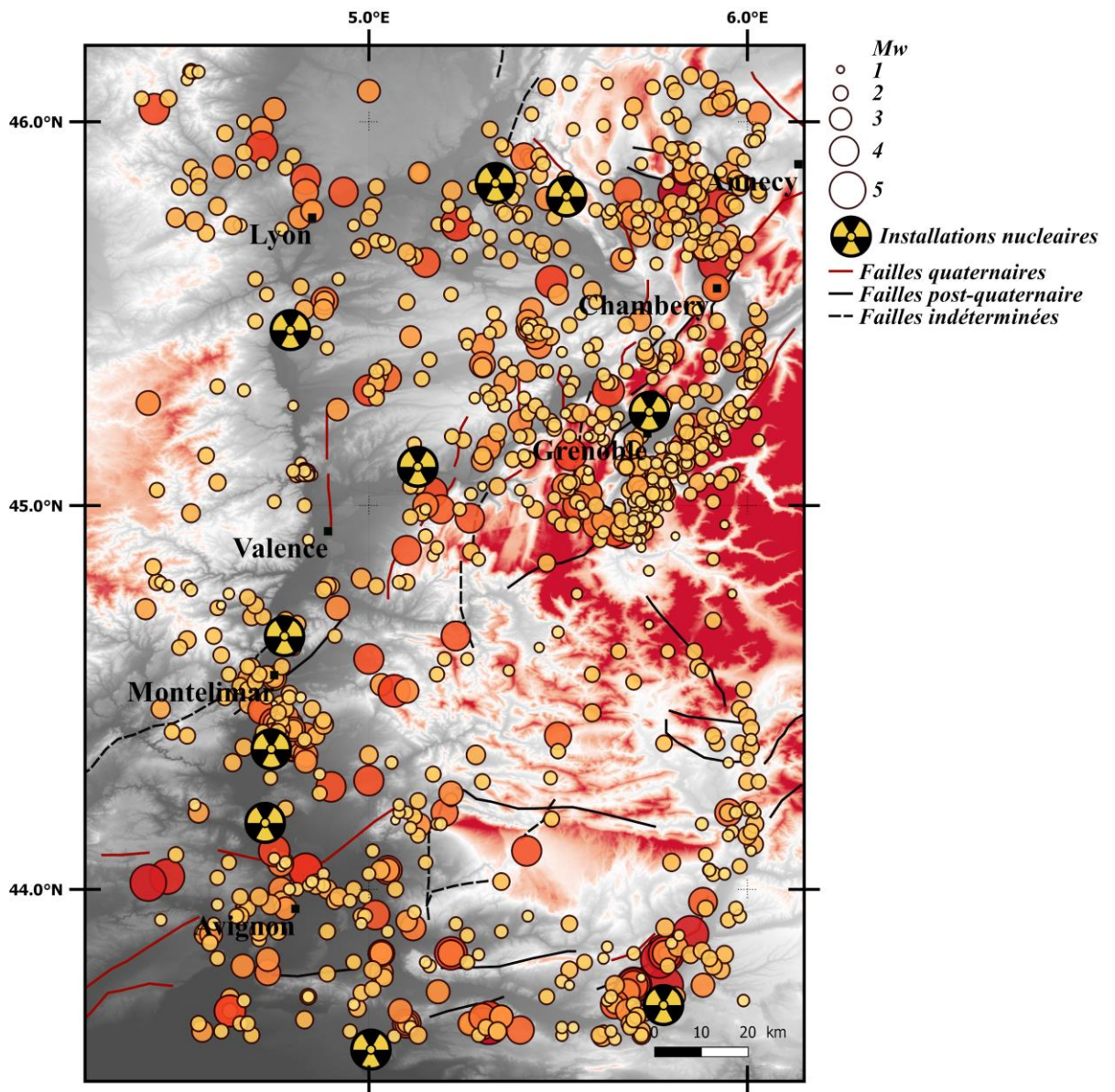


Figure 1 Carte des enjeux présents dans la région de la Vallée du Rhône (failles cartographiées par Jomard et al., ((2017) ; séismes provenant du catalogue FCAT ; les installations nucléaires comprennent entre autres des sites de stockage de déchets radioactifs et des sites à réacteurs nucléaires).

La région de la Vallée du Rhône présente des enjeux sociétaux majeurs en termes d'installations nucléaires (*Figure 1*) avec 9 installations dans la zone d'étude où d'importants enjeux démographiques et industriels (chimie) sont également présents, avec les métropoles de Lyon (troisième grande ville de France) ou encore celles de Valence, Grenoble et Avignon.

Une sismicité faible à modérée y est enregistrée (*Figure 1* ; *Manchuel et al., 2017* ; *Cara et al., 2015*) aussi bien d'un point de vue instrumental qu'historique. Des séismes de magnitude inférieure ou égale à 2 ont lieu fréquemment dans la région (plusieurs par an). Environ 1 séisme par an a une magnitude de l'ordre de 3. Ces séismes ont lieu dans un système intraplaque avec une structure complexe et un fort héritage tectonique, ce qui rend cette région d'autant plus intéressante en termes de processus de déformation et de transferts tectoniques des Alpes (chaîne active) vers la vallée du Rhône. Le système de failles a été cartographié par *Jomard et al. (2017)*. Cette cartographie montre des failles activées au Quaternaire, soit (i) potentiellement "actives" pour celles qui auraient joué après la dernière déglaciation (environ 10000 ans), qualifiées de « failles dangereuses », soit (ii) des failles dont la dernière activation est aujourd'hui indéterminée : potentiellement dangereuses (*Figure 1*).

Il est donc important d'étudier la déformation actuelle de cette zone, en particulier via sa composante sismique, aussi bien en termes d'aléas naturels, qu'en termes de géodynamique.

Dans cette étude je vais donc chercher à répondre à la problématique suivante : **Comment se traduit le transfert de la tectonique active des Alpes occidentales sur la Vallée du Rhône et l'avant-pays alpin en termes de contraintes et de déformations sismiques ?**

2) Objectifs

Une quantification des taux de déformation sismique présents dans cette zone va être un outil privilégié pour répondre à la problématique énoncée ci-dessus.

Pour atteindre cet objectif, j'utilise l'approche suivante :

1- Je commence par discrétiser la zone d'étude en zones homogènes sur des arguments structuraux, de sismicité, et liés aux modes de déformation (via les mécanismes aux foyers).

2- Par zone, je calcule le taux de déformation à partir de 3 méthodes différentes: la 1ère estimant des tenseurs de taux de déformation sismique par sommation de moment sismique (*Kostrov, 1974* ; *Molnar, 1983*) basée sur la base de données (BdD) des mécanismes aux foyers ; la 2nde permet de calculer des taux de déformation sismique scalaires par intégration statistique d'une distribution de Gutenberg-Richter (*Hyndman et Weichert, 1983* ; *Mazzotti et Adams 2005*) ; la 3ème méthode combine la méthode 1 (*Kostrov, 1974* ; *Molnar 1983*) et l'information sur les orientations et modes de déformation obtenue à partir d'une inversion des contraintes pour la mécanique de la sismicité, avec l'énergie totale estimée par la méthode 2.

3- En comparant et en discutant des résultats obtenus par ces 3 différentes méthodes, je compare la meilleure estimation du taux de déformation pour chaque zone avec celui obtenu par GNSS (*Walpersdorf et al. 2018*).

3) Etat de l'art

Contexte géodynamique large

Les Alpes occidentales constituent une partie des Alpes au sens large. Le massif des Alpes s'étend sur une longueur d'environ 1200 km et une largeur allant de 150 à 400 km, de Viennes à Nice. Les Alpes occidentales forment un arc structural orienté globalement N-S, constitué d'unités globalement chevauchantes à vergence ouest.

La chaîne alpine s'est formée après la convergence entre les plaques Afrique-Europe qui a entraîné la subduction de l'océan Ligure. Cette subduction a ainsi provoqué la fermeture de l'océan Téthys Ligure qui elle-même a permis le début de la collision continentale entre l'Europe et l'Apulie (micro-

plaque d'affinité africaine) et donc l'orogénèse alpine au cours du mésozoïque et du cénozoïque (e.g. Lemoine et al., 2000).

Géologie et tectonique des Alpes occidentales

Les Alpes occidentales sont subdivisées en 2 domaines comprenant : la zone externe (ou dauphinoise) et les zones internes (ou Penniques), séparées par le front Pennique, (FP) chevauchement oligocène majeur vers l'Ouest. (Figure 2)

Pour cette étude, on se focalise sur l'Ouest du front Pennique (Dauphinois et avant pays alpin). Cette zone externe est moins déformée par l'orogénèse alpine que les zones internes des Alpes occidentales à l'Est du FP. Elle ne montre pas ou peu de métamorphisme. Elle est composée de chaînes subalpines (e.g. la Chartreuse et le Vercors) et des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Belledonne, Pelvoux, Argentera).

D'un point de vu structural, la Vallée du Rhône, située entre le front alpin et le Massif central, constitue une partie du bassin d'avant pays alpin. Elle est décrite comme étant un demi-graben constitué de sédiments d'âge Oligo-Miocène et inversé en compression à la fin du Miocène et au Pliocène (Merle et al., (1998). Ce graben est posé sur le socle hercynien : le même qui constitue le Massif central et les MCE.

Déformation récente et actuelle

La dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales est contrainte par les données géophysiques acquises ces dernières décennies (GNSS, imageries satellites, sismicité, tomographie...).

Depuis une vingtaine d'années, de nombreux travaux réalisés sur les Alpes Occidentales montrent de l'extension E-W dans la zone interne. Cette observation a d'abord été constatée à partir des taux de déformations sismiques calculés via l'analyse de mécanismes au foyer (Delacou et al. 2004 ; Sue et al. 1999, 2007) puis par des taux géodésiques préliminaires basés sur des réseaux GPS permanents et de campagne (Walpersdorf et al. 2015, Vigny et al. 2002 et Calais et al. 2002).

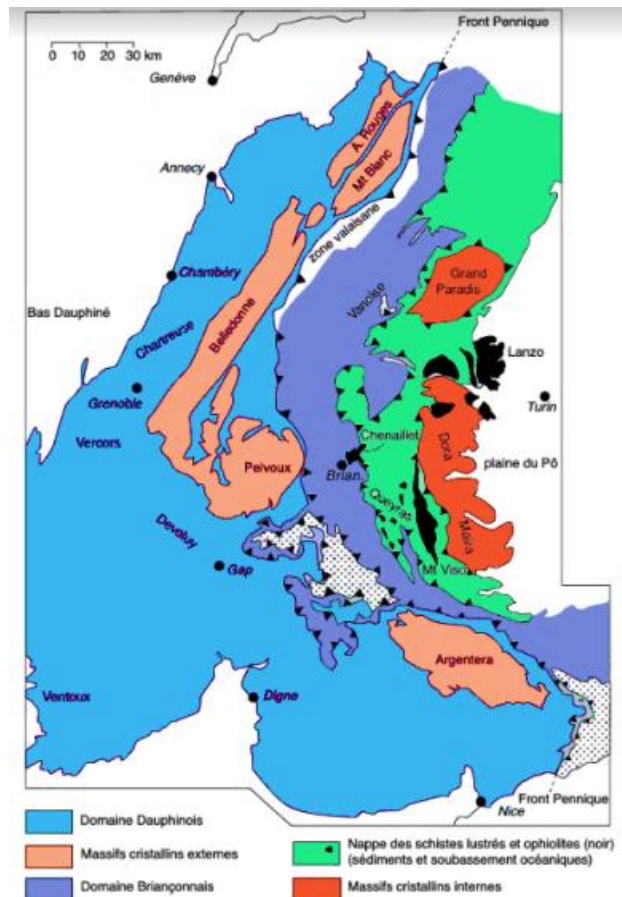


Figure 2 Carte structurale des Alpes occidentales Renard et al. (2015).

Plus récemment, *Walpersdorf et al. (2018)* ont établi une cartographie des taux de déformations géodésiques calculés sur 22 ans d'enregistrements GPS qu'ils ont comparés avec les taux sismiques basés sur l'analyse de mécanismes au foyer (*Delacou et al. 2004, Sue et al. 1999, 2007*). Cette comparaison (*Figure 3*) a caractérisé une extension radiale au cœur de Alpes occidentales cohérente avec celle vue par la sismotectonique, mais à permis de localiser également de la déformation transpressive sur la bordure externe et le front de l'arc alpin associée à des décrochements longitudinaux dextres comme la faille de Belledonne (*Thouvenot et al., 2004*).

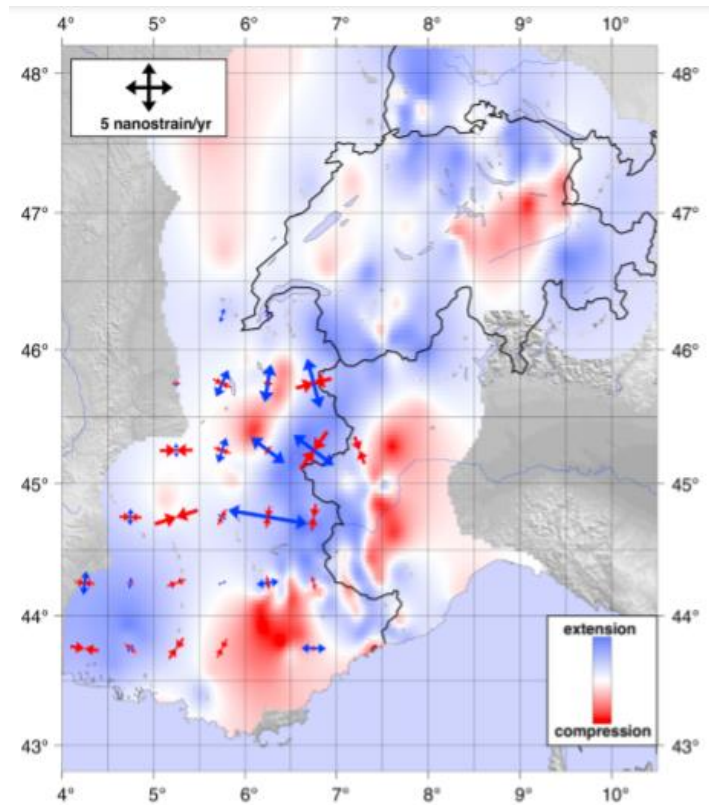


Figure 3 Carte des taux de déformations géodésiques représentés sur les champs de déformations sismiques d'après *Delacou et al., (2017) (Walpersdorf et al., 2018)*

En plus d'une déformation horizontale extensive au cœur de l'arc alpin, *Serpelloni et al. (2013)* ont identifié un phénomène d'uplift dans cette partie des Alpes, le plus important uplift observé en Europe (jusqu'à plus de 2 mm/an estimé dans le nord des Alpes occidentales selon *Nocquet (2011), Serpelloni et al. (2013), Nocquet et al. (2016) et Nguyen et al. (2016), Sternai et al., 2019*). Ce phénomène ne peut être la conséquence de la convergence directe entre les plaques Afrique-Europe (avec une vitesse de 5 mm/an cf. *Nocquet et Calais (2004) et Nocquet et al., (2006)*) car les données GPS de part et d'autre de la chaîne ne montrent à minima aucune convergence, et plutôt une légère extension (*Nocquet et al. 2012*).

La combinaison du phénomène d'uplift et de la déformation extensive dans la partie interne des Alpes occidentales implique la combinaison de processus géodynamiques complexes (*Sue et al., 2007 ; Champagnac et al., 2007 ; Sternai et al., 2019 ; Vernant et al 2013 ; Nocquet et al., 2016*). En effet, les mécanismes classiques de déformation tels que l'extension tectonique ou l'effondrement gravitaire en tant que force motrice unique peuvent être rejetés car ils seraient tous deux liés à de l'affaissement régional.

Une combinaison de plusieurs processus est nécessaire pour expliquer la déformation actuelle des Alpes occidentales, tels que la superposition du rebond postglaciaire, de l'érosion, de la rotation des plaques tectoniques, et des processus mantelliques profonds (*Walpersdorf et al., 2018 ; Sternai et al., 2019*).

Afin de présenter les réponses obtenues à la problématique énoncée plus haut et ainsi de voir comment se traduit le transfert de cette tectonique active sur la Vallée du Rhône et l'avant-pays alpin en termes de déformations, je commence ici par introduire les données et les traitements effectués sur ces données ainsi que la méthodologie suivie pour la quantification des taux de déformation dans notre zone d'étude.

II- Données et traitements analytiques

1) BbD sismicité historique et instrumentale (FCAT)

Dans le but d'acquérir une information sur l'énergie sismique, on utilise dans un premier temps les données de sismicité instrumentale regroupant les informations sur les magnitudes (M_w), profondeurs et localisations liées à chaque séisme. Cependant, dans les régions où la déformation est faible, comme c'est le cas en France métropolitaine et plus particulièrement dans la région étudiée, l'intégration des séismes historiques en plus des séismes instrumentaux, est essentielle pour estimer au mieux cette quantité d'énergie relâchée sur des périodes plus longues et donc plus représentatives du cycle sismique. Cela dit, un ou plusieurs gros séismes ($M > 6$) avec des périodes de récurrences plus importantes ont pu se produire avant le premier témoignage historique. L'estimation de l'énergie sismique cumulée dans le temps peut donc être incomplète et reste sujet à débat.

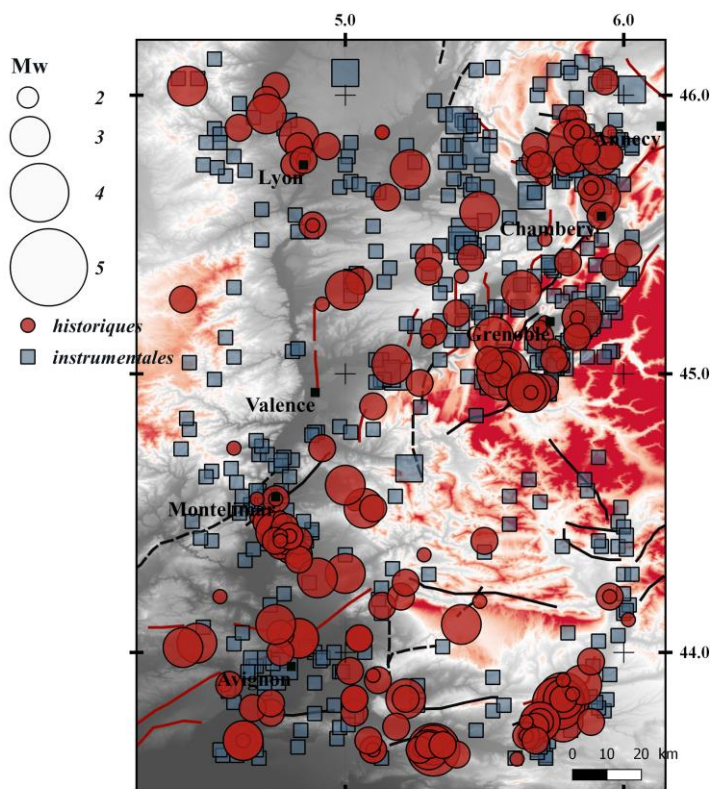


Figure 4 Carte des séismes issus du catalogue FCAT (séismes de magnitudes supérieures à 2)

Compilation des données

Nous avons utilisé le catalogue FCAT-17 (French seismic CATalogue, version 2017, *Manchuel et al., 2017*) comme base de données principale. Ce catalogue combine les données du catalogue instrumental SiHex (Sismicité de l'HEXagone, *Cara et al., 2015*) avec celui des estimations des paramètres sismologiques pour les séismes historiques SIGMA (SeIsmic Ground Motion Assessment, *Manchuel et al., 2017 ; Traversa et al., 2017 ; Baumont et al., 2017*). La date à laquelle les 2 catalogues sont concaténés a été fixée arbitrairement à l'année 1965.

La *Figure 4* montre les données de sismicité historique et instrumentale dans la zone cible. Au total, (et avec traitements effectués au préalable), nous avons 1061 séismes dans la zone, 245 historiques (1142-1962) et 816 instrumentaux (1962-2009). Les magnitudes correspondant à ces séismes varient entre M_w 1.1 et M_w 5.7. Les profondeurs hypocentrales, varient entre 0 et 33 km dans la zone. Par souci de lisibilité, seuls les séismes de magnitudes supérieures à 2 sont représentés sur la *Figure 4*. Sur cette carte on remarque la distribution hétérogène des séismes dans la zone d'étude : une grande partie de la sismicité se localise sur une partie des Alpes occidentales et de la Vallée du Rhône Nord ainsi que sur la faille de la Moyenne Durance et sur le bassin du Sud Est. Au NW de la Durance (diois-baronnies) et dans le MC en revanche, la sismicité est beaucoup moins importante.

Traitements des séismes historiques

Les magnitudes des séismes historiques sont difficilement estimables, et souvent associées à de fortes incertitudes. Par exemple, pour certains séismes, le rayon hypocentral R , nécessaire dans l'équation d'inversion de *Koversligethy, (1907)* (équation 1) qui relie l'intensité et la magnitude de moment, peut être non-connu (sans témoignage). Les magnitudes de ces séismes ont donc été calculées d'une différente façon : notée "inversion de type 1" dans le catalogue. Pour ne pas ajouter d'incertitudes supplémentaires sur nos données historiques j'ai donc choisi de filtrer ces évènements : 332

événements historiques sur 577 filtrés dans notre zone. Il reste au final les 245 séismes évoqués plus-haut.

$$I = C1 + C2 * Mw + \beta * \log_{10}(R) \quad (1)$$

Avec : I (intensité), Mw (magnitude de moment), $c1$ et $c2$ (coefficients d'inversion.), β (atténuation), R (rayon hypocentral)

2) Bdd de mécanismes aux foyers

Afin de caractériser les types de déformations associés à la sismicité, une synthèse des mécanismes aux foyers (m.f) a été construite dans la zone étudiée en compilant plusieurs sources (cf. section III.1 ; IV.1). Comme évoqué plus haut, la sismicité reste faible dans la région rhodanienne. Le calcul des mécanismes aux foyers nécessite des premières arrivées en ondes P suffisamment impulsives (détermination du sens de 1^{er} mouvement) pour réaliser de bons pointés sur suffisamment de stations correctement réparties spatialement. En pratique, les m.f. correspondent soit à des séismes de magnitudes suffisamment importantes ($M > 2,0$ en général), soit qui se sont produits à proximité de suffisamment de stations. Or, dans l'ouest de notre zone par exemple, le réseau de stations est très peu dense (Figure 5).

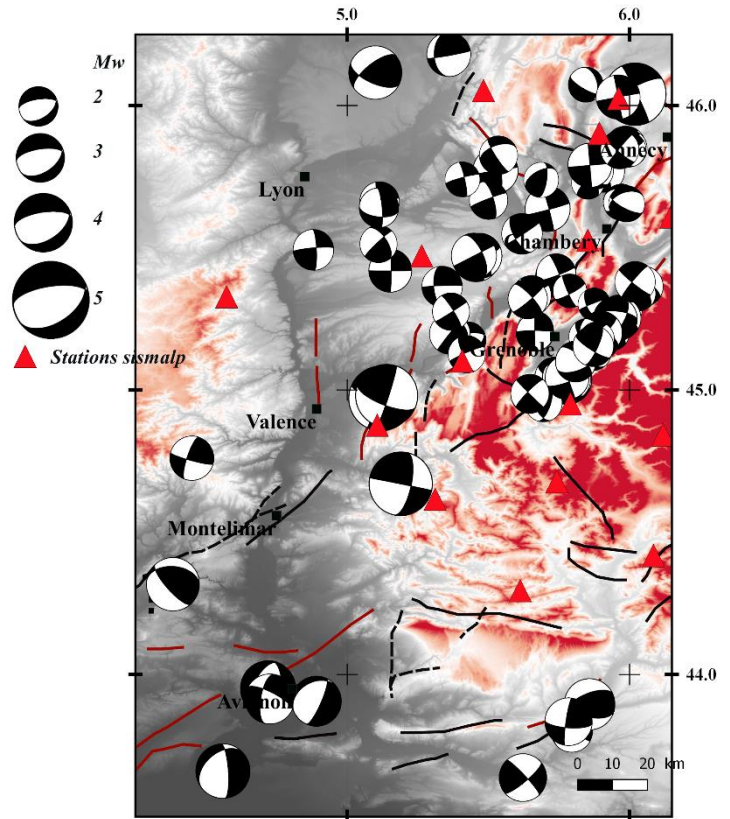


Figure 5 Carte de la base de données de mécanismes aux foyers compilés à partir du réseau Sismalp principalement (localisations des stations représentées par les triangles rouges), du réseau Géoazur et Delacou et al. (2004).

Compilation des données

En tout **96 mécanismes aux foyers sur la zone cible** ont été compilés dans ce stage :

- **3** provenant du réseau de Géoazur de 2011 à 2018 (B. Delouis, contacté durant ce stage)
- **81** provenant du réseau SISMALP d'ISTerre (F. Thouvenot : B. Potin, thèse ISTerre 2016; M. Mathey, thèse ISTerre en cours).
- **12** mécanismes supplémentaires ont été recensés dans la synthèse de *Delacou et al. (2004)*. Ces derniers proviennent eux aussi de plusieurs réseaux différents (en particulier GéoAzur à Nice).

Harmonisation des magnitudes

Dans nos données, il existe une différence au niveau des types de magnitudes calculées entre celles données par le réseau Sismalp (magnitudes locales MI) et tous les autres réseaux (magnitudes de moment Mw). Un travail d'harmonisation des magnitudes a dû être réalisé. D'après *Cara et al. (2015)* qui a travaillé sur ces conversions pour la mise en œuvre du catalogue instrumentale SiHex (1962-2009), la conversion des MI en Mw doit d'abord passer par une conversion de $ML_{Sismalp}$ en ML_{LDG} (laboratoire de détection géophysique). (*équation 2*)

$$ML-LDG = c1 + c2 ML-Sismalp$$

$$Mw = ML-LDG - 0.6$$

$$Mw = 0.6642 ML-LDG + 0.4467$$

$$\text{for } 3.117 \leq ML-LDG \leq 4 \quad (2)$$

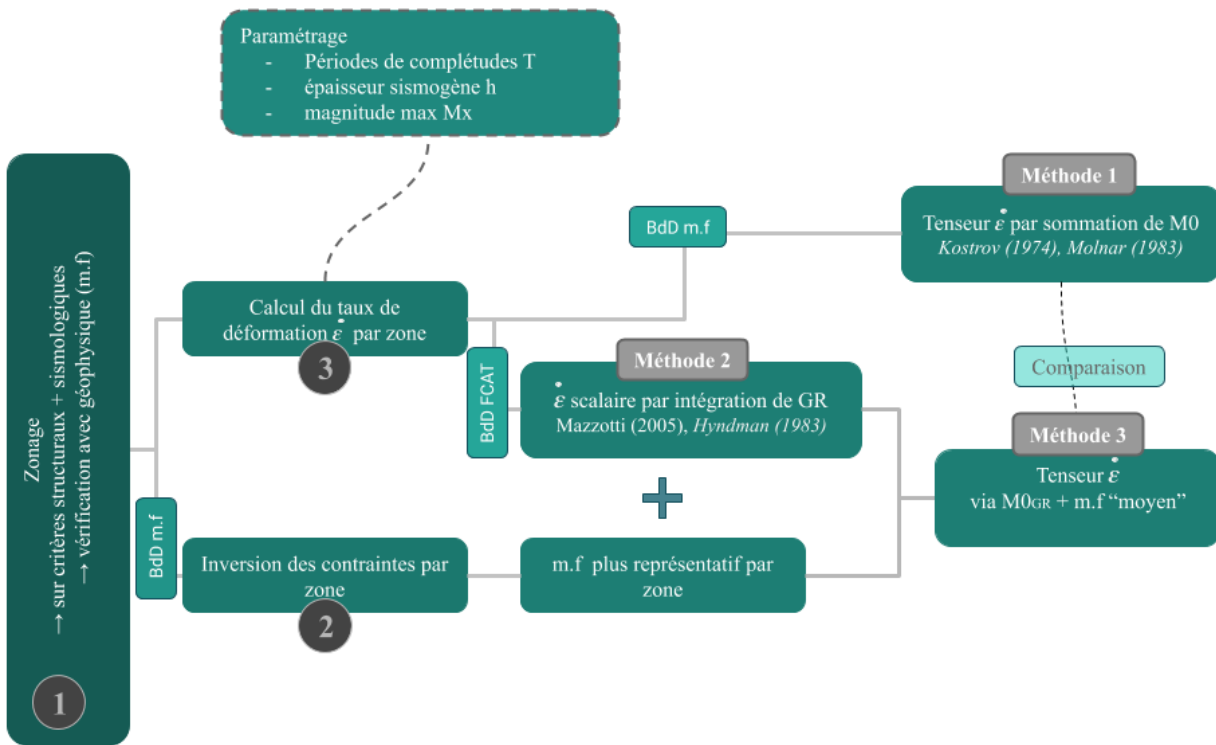
$$\text{for } ML-LDG < 3.117$$

$c1$ et $c2$ sont calculées par régression linéaire entre $ML-LDG$ et les autres m.f. de France (ReNaSS, OMP, Sismalp) sur des séries de 100 à 16000 événements dans chaque classe de magnitude et période de temps. (*Tableau 1*). Les constantes n'ayant pas été recalculées après 2009 (pas de nouveau catalogue SiHex), j'ai utilisé les dernières constantes de conversion disponibles également pour les séismes les plus récents (2009-2018). Ainsi, tous les mécanismes aux foyers sont harmonisés finalement avec des magnitudes de moment Mw.

Magnitude source	Parameters	1962–1969	1970–1999	2000–2009
M_{CODA}	N	11	126	38
M_{L-LDG}	N	572	14,412	13,039
M_{D-LDG}	N	112	874	345
	c_1	0.1471	-0.3080	-0.0656
	c_2	0.9123	1.0630	0.9837
	K	107	5478	16,203
$M_{L-Sismalp}$	N	–	1322	1537
	c_1	–	1.2273	1.0734
	c_2	–	0.7793	0.7807
	K	–	2024	4436

Tableau 1 Constantes pour la conversion $ML-Sismalp$ à $ML-LDG$ (*Cara et al., 2015*)

III- Méthodologie



Dans cette partie méthodologie, la numérotation des cases de l'organigramme est associée aux sous-parties détaillées plus bas.

1) Zonage homogène

Afin de caractériser au mieux la déformation, il est nécessaire lorsque cela est possible, de représenter les différences en termes de taux de déformation présents dans la zone d'étude. Pour cela, j'utilise l'approche par zonage également employée dans les études d'aléa sismique. Les zones sont donc définies sur la base d'arguments essentiellement géologiques (structuraux, morphologiques...) et sismologiques (densité de sismicité) (Baize et al., 2013). Je vérifie par la suite si ce zonage est cohérent avec les arguments géophysiques (via les mécanismes aux foyers par zone).

2) Inversion des contraintes par zone

Une inversion des orientations et plongements des contraintes principales σ_2 et σ_3 à partir de la BdD des m.f est réalisée en utilisant un code de Vavryčuk, (2014). Cette inversion qui se base sur la méthode de Michael (1984, 1987) génère plans de failles distribués de façon aléatoire sur la partie "instable" d'un diagramme de Mohr et modélise le mécanisme au foyer attendu par un séisme provoqué le long de ses plans de failles. (e.g. Figure 6) (Pour cette inversion, la cohésion C, la friction μ and la pression de pore p sont considérés constants).

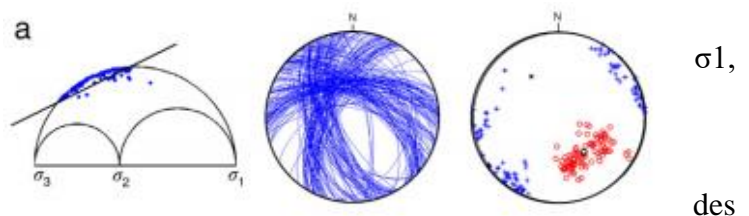


Figure 6 Exemple de fichiers de sortis du code d'inversion de Vavryčuk, (2014) (Cercle de Mohr, plans de failles inversés, contraintes inversées, respectivement de gauche à droite)

Un « mécanisme représentatif » est ensuite calculé à partir du tenseur des contraintes inversé pour chaque zone (plan 1 : plan bissecteur entre σ_1 et σ_3 et passant par σ_2 et plan 2: plan auxiliaire au plan 1).

3) Calcul du taux de déformation par zone

Une fois la discrétisation de la région d'étude en zones homogènes adoptée, on peut calculer des taux de déformation pour chacune d'entre elles. Pour cela, j'utilise 3 méthodes différentes :

- le calcul d'un tenseur de déformation à partir de la BdD de mécanismes au foyer (*Kostrov, 1974 et Molnar, 1983*),
- celui du taux de déformation scalaire par intégration statistique d'une distribution Gutenberg-Richter (GR) à partir de la BdD du catalogue FCAT (sismicité historique **ET** instrumentale) (*Hyndman et Weichert, 1983 ; Mazzotti et al. 2005*),
- le calcul du tenseur de taux de déformation via Kostrov, (1974) et Molnar, (1983) en combinant l'information d'un mécanisme au foyer le plus représentatif de la zone (*cf. section III.2 ; IV.2*) avec le moment total scalaire M_0 obtenu par la méthode 2).

Méthode 1 : Tenseur de taux de déformation par sommation de moment sismique

D'après *Kostrov (1974) et Molnar (1983)*, il existe une relation entre le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ de la zone étudiée et les séismes présents dans la zone. Le taux de déformation moyen d'un volume est relié de façon linéaire à la somme du moment M_0 de l'ensemble des séismes dans ce volume. Cette relation est décrite par la formule suivante :

$$\dot{\epsilon} = (1/T\mu Ah^2) \sum_{n=1}^m M_0 \quad (3)$$

Avec : T la période d'enregistrement des séismes, μ la rigidité de la couche élastique, A la surface de la zone étudiée, et h l'épaisseur sismogène.

Le tenseur de taux de déformation peut être calculé en utilisant les moments sismiques et les solutions des mécanismes des tremblements de terre survenus dans une région donnée (tous représentés par un strike Φ , dip δ et rake λ).

Le tenseur de moment symétrique M_{ij} se compose de :

$$\begin{aligned} M_{11} &= -(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \Phi) M_0 \\ M_{12} &= (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\Phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\Phi) M_0 = M_{21} \\ M_{13} &= -(\cos \delta \cos \lambda \cos \Phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \Phi) M_0 = M_{31} \\ M_{22} &= (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi + \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \Phi) M_0 \\ M_{23} &= -(\cos \delta \cos \lambda \sin \Phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \Phi) M_0 = M_{32} \\ M_{33} &= (\sin 2\delta \sin \lambda) M_0 \end{aligned} \quad (4)$$

Les indices 1, 2 et 3 correspondent au Nord, Est et Vertical, respectivement.

Ainsi, à partir de ce tenseur de moment sismique, on obtient un tenseur de taux de déformation s'exprimant sous la forme :

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} (1/T2\mu Ah) \quad (5)$$

Méthode 2 : Taux de déformation scalaire par intégration statistiques d'une distribution GR

Pour l'estimation des taux de déformation à partir de cette méthode, j'utilise le code "Eqstat2" écrit par S.Mazzotti (*Enseignant Chercheur à Géosciences Montpellier*). Ce code se base sur la méthode proposée par Hyndman et Weichert, (1983) pour calculer un taux de moment sismique scalaire M_0 par intégration statistique d'une distribution cumulée Gutenberg-Richter tronquée jusqu'à une magnitude maximum M_x . Elle est décrite par l'équation suivante :

$$\dot{M}_0^S = \varphi \frac{b}{c-b} 10^{[(c-b)M_x+a+d]} \quad (6)$$

Où φ est la correction de l'asymétrie dans la conversion magnitude M - moment sismique M_0 , c et d les paramètres de pour cette M - M_0 , M_x la magnitude maximum affectée à la zone étudiée.

Pour rappel, une distribution Gutenberg-Richter représente la fréquence annuelle cumulée de séismes par classe de magnitude. Cette fréquence est estimée à partir du catalogue de sismicité utilisé (FCAT) et est égale au nombre de séismes $N(m)$ de magnitude m ayant eu lieu sur la période de complétude de la magnitude m en question.

Les coefficients a et b , également présents dans l'équation (6) représentent le niveau de sismicité (ou ordonnée à l'origine) et la pente de la distribution GR, respectivement. Ce sont les paramètres fitant le mieux avec la distribution GR. Ils sont calculés par inversion à partir de l'équation (7) proposée par Weichert, (1980) suivante :

$$\begin{aligned} N(m) &= 10^a e^{-b \ln(10)m} (1 - e^{-b \ln(10)(M_x - m)}) \rightarrow m < M_x \\ N(m) &= 0 \rightarrow m \geq M_x \end{aligned} \quad (7)$$

Ainsi pour le passage en taux de déformation scalaire, cette méthode réutilise l'équation (3) en remplaçant la somme de M_0 sismique habituellement utilisée et la période T par le taux annuel de moment scalaire M_{s0} (équation 6) :

$$\varepsilon^* = (1/\mu Ah^2) M_{s0} \quad (8)$$

Méthode 3 : Conversion du taux de déformation scalaire en tenseur de taux de déformation

Dans le but d'avoir une information sur le type et l'orientation de la déformation calculée à partir de la distribution GR, on associe l'information obtenue par le mécanisme le plus représentatif de chaque zone (*cf. section III.2 ; IV.2*) à l'énergie sous forme de taux de moment scalaire M_0 s obtenue via la méthode 2). Cela permettra également de mieux comparer les résultats de nos 2 méthodes 1) et 2) utilisées ainsi que ceux calculés à partir du GPS. Pour ce faire, on utilise la méthode 1) et ses équations : on calcule les normes de chaque termes qui incluent les strike Φ , dip δ et rake λ du mécanisme obtenu par l'inversion des contraintes (ces normes sont présentées dans l'équation 4, devant M_0) puis on les multiplie par le taux annuel de moment scalaire total M_0 s obtenu pour chaque secteur considéré (*cf. équation 6*).

(Ce taux annuel est déjà calculé à partir des différentes périodes de complétudes par classes de magnitudes).

IV) Analyse des données et résultats

Dans cette partie, je présente pour chacune des méthodes décrites plus haut, l'analyse des données effectuée pour fixer différents paramètres propres à chacune de ces méthodes puis les résultats obtenus à partir de ce paramétrage.

1) Discrétisation en zones homogènes

Critères structuraux

5 zones ont été prédéfinies sur des critères spatiaux-structuraux : une zone Alpes occidentales – vallée du Rhône, une zone sur la terminaison sud du Jura, une autre sur la bordure Est du Massif Central, sur l'Est du bassin du Sud Est (sud vallée du Rhône) et pour finir une zone sur les Alpes occidentales du Sud (ou région de la Durance). (*Figure 7*)

Sismicité

La carte de densité de sismicité (*c.f figure 4*), montre des zones avec de fortes variations au niveau de la quantité de séismes. 2 zones présentent une très faible sismicité, elles semblent presque asismiques : une zone dans le MC au NO de Valence et une autre entre la zone des Alpes occidentales et la faille de la Moyenne Durance (Diois-baronnies). Par conséquent, j'ai choisi de les considérer comme 2 zones à part. (*Figure 7*)

Mécanismes focaux

Ensuite, afin de vérifier si cette justification géologique et sismologique est cohérente avec les mécanismes et que ces différentes zones soient homogènes en fonction de ces 3 critères, j'ai représenté la proportion des composantes chevauchantes, normales ou décrochantes sous forme de diagrammes ternaires pour les différentes zones (*Frolich, 1992*). Si l'on retrouve des différences entre 2 zones voisines, la dissociation entre ces 2 zones est également justifiable par la géophysique. (*Figure 7*)

Résultat de la discrétisation : 7 zones distinctes

Ainsi, avec cette approche on retrouve au total 7 zones distinctes. Du nord au sud (*Figure 7*) :

- **AVR** : “Alpes-Vallée du Rhône” à comportement décrochant
- **BJR** : “Bresse-Jura” à comportement plutôt compressif (seulement 2 m.f)
- **MCN** : “Massif central Nord” semble presque asismique (et pas de m.f calculé)
- **MCS** : “Massif central Sud” (inverse et décrochante, transpressive ? seulement 2 m.f)
- **VRS** : “Vallée du Rhône Sud” (comportement à tendance extensif)
- **DBR** : “Diois-Baronnies” semble presque asismique comme la zone MCN
- **DRC** : “Durance” (comportement difficile à définir: les m.f sont très différents)

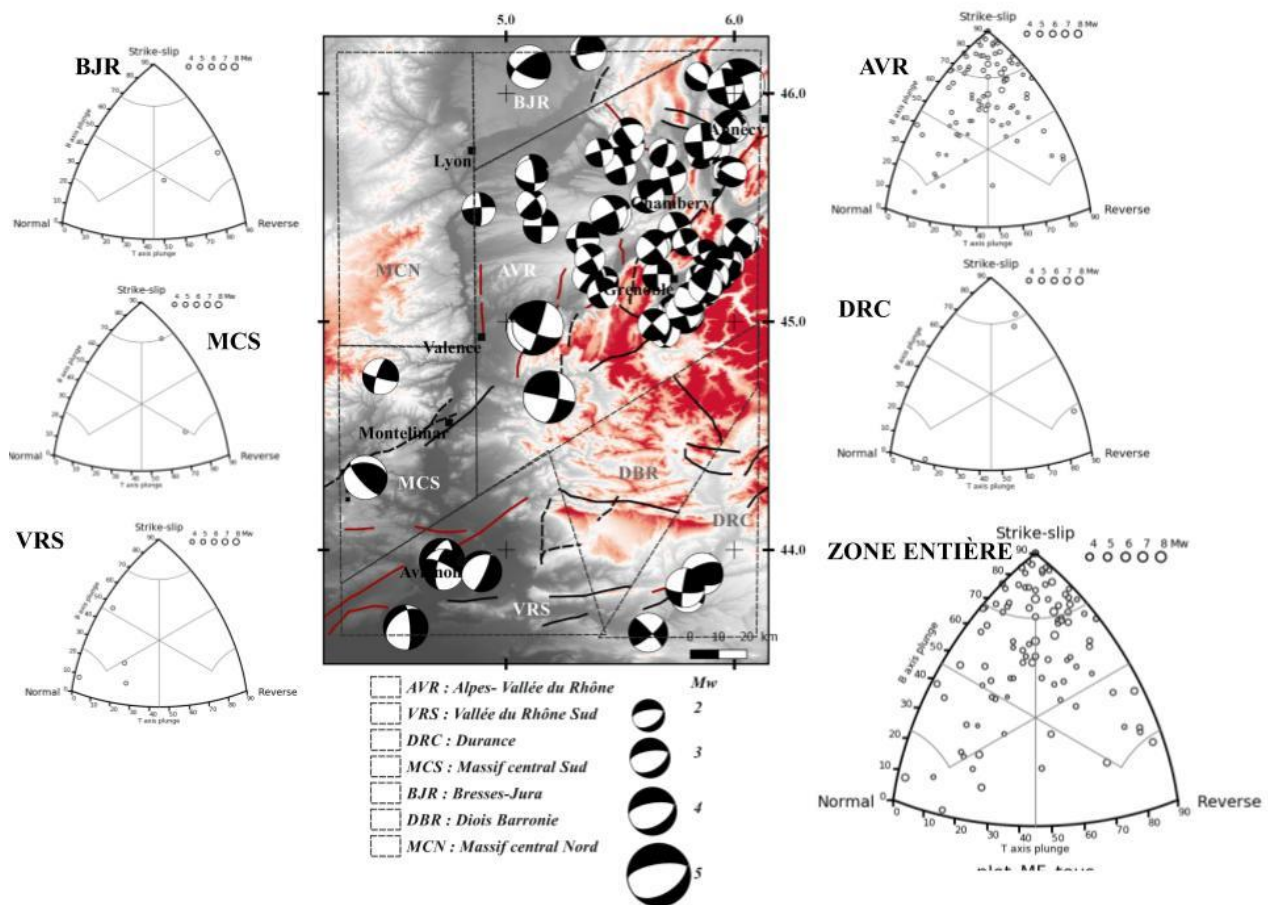


Figure 7 Carte représentant les 7 zones discrétisées et leur diagramme ternaire associé (proportion des composantes chevauchantes, normales ou décrochantes sous forme de diagrammes ternaires par zone (Frolich, 1992)).

2) Inversion des contraintes

Les contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 ont été calculées à partir de la BdD de mécanismes au foyer en utilisant la méthode *Michael*, (1984,1987). Les résultats obtenus sont présentés par zone dans le *Tableau 2* et leur représentation sur stéréo dans la *Figure 8*. Des “mécanismes les plus représentatifs” ont ensuite été déterminés à partir des contraintes inversées sur les 3 composantes principales pour les 3 zones qui présentent le plus de mécanismes au foyer (AVR, VRS et DRC) (*Figure 8* ; *Tableau 2*). Les zones VRS et DRC présentent moins de m.f que la zone AVR et montrent des disparités en termes d’orientation des failles. Cela implique des contraintes σ_1 , 2 et 3 plus dispersées et donc des contraintes moyennes statistiquement moins représentatives de la zone. Les mécanismes représentatifs de ces 2 zones sont donc également moins bien contraints que pour AVR.

Zones	Sigma 1 (Az; Pl)	Sigma 2 (Az; Pl)	Sigma 3 (Az; Pl)	Plan 1 (Sk; Dp; Rk)
AVR	(279 ; 2)	(42 ; 85)	(189 ; 4)	(234 ; 89 ; 176)
MCS	(217 ; 30)	(320 ; 20)	(79 ; 52)	
VRS	(228 ; 67)	(136 ; 0)	(46 ; 22)	(47 ; 30 ; -82)
DRC	(147 ; 25)	(5 ; 58)	(246 ; 16)	(196 ; 83 ; 0)
BJR	(150 ; 9)	(247 ; 36)	(48 ; 53)	

Tableau 2 Contraintes calculées à partir de la BdD de mécanismes au foyer à partir de la méthode *Michael*, (1984,1987) et plan 1 du mécanisme inversé (Azimut (Az), Plongement (Pl), Strike (Sk), Dip (Dp), Rake (Rk))

A partir de ces résultats, on observe que :

- La zone AVR est caractérisée par un sigma 2 vertical, ces résultats montrent que la zone est soumise à des contraintes décrochantes avec un sigma 1 direction WNW et sigma 3 direction SSW. Le mécanisme moyen indique un décrochement dextre sur un plan NE.
- La zone VRS montre un sigma 3 horizontal (direction NE) et un sigma 1 vertical, elle est donc soumise à des contraintes extensives. Son mécanisme moyen décrit une faille normal orientées NE-SW.
- La zone DRC montre comme AVR, un sigma 2 vertical, donc une zone soumise à des contraintes décrochantes mais avec sigma 1 NW-SE et sigma 3 NE-SW. Son mécanisme montre un décrochement senestre sur un plan NNE-SSW.
- Les autres zones contiennent trop peu de m.f (2 pour MCS et BJR, zéro pour MCN et DBR) pour effectuer une inversion des contraintes.

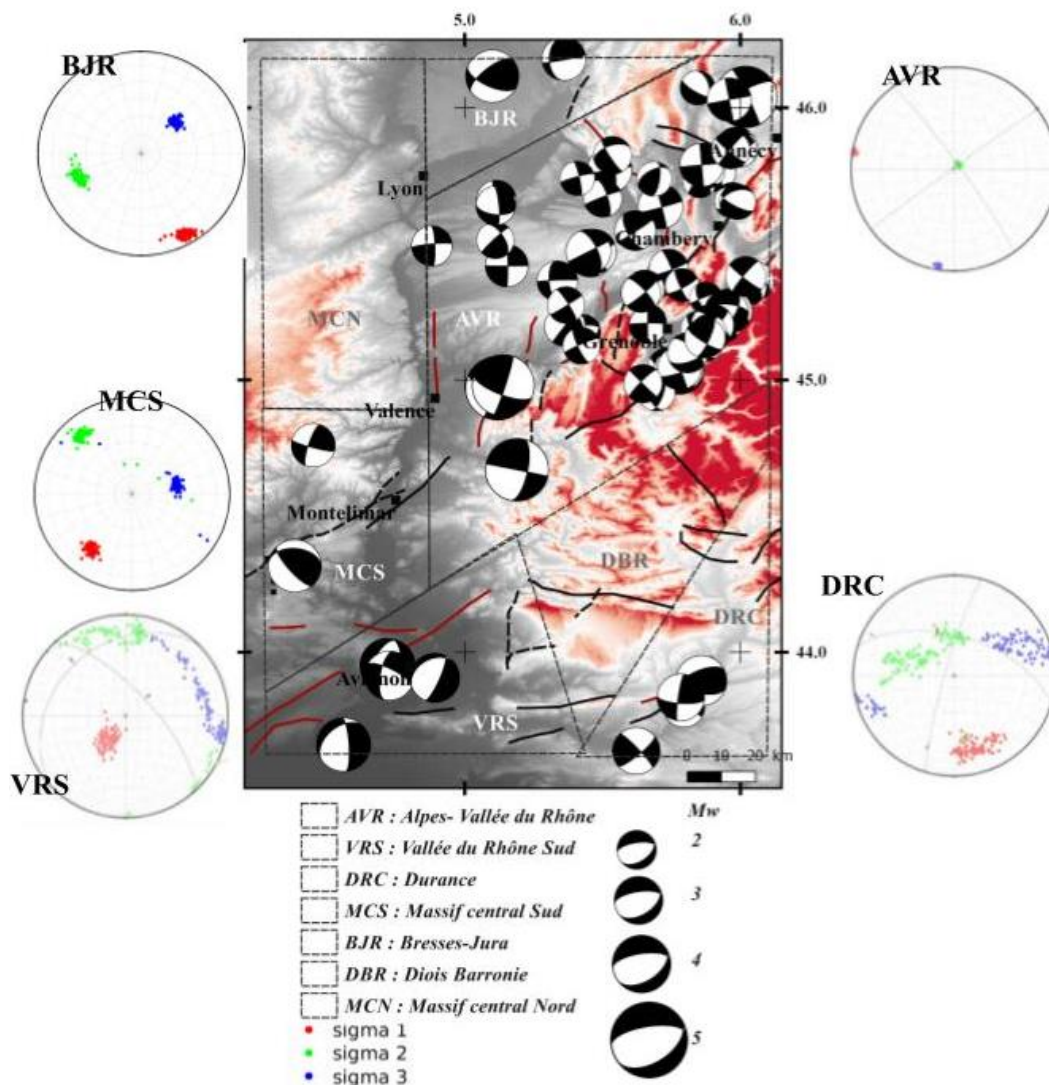


Figure 8 Carte représentant les 7 zones discrétisées et leur inversion de contraintes sous forme de stéréo associées. (3 zones (AVR, VRS et DRC) montrent un mécanisme le plus représentatif obtenu à partir de l'inversion des contraintes)

3) Taux de déformation scalaire via Gutenberg-Richter tronquée

Paramétrage

Afin de réaliser la GR, il est nécessaire de fixer certaines variables évoquées plus haut : la période de complétude de chaque classe de magnitude, la magnitude minimum et la magnitude maximum (dépendante de chaque zone). Ensuite, d'autres paramètres doivent être fixés pour le passage du taux de moment au taux de déformation sismique, ceux caractérisant les différentes zones : l'épaisseur sismogène h ainsi que la surface de la zone (longueur L x largeur W).

• Périodes de complétudes T

La période de complétude correspond à la période d'enregistrement la plus "complète" pour les différentes magnitudes : soit égale à l'année des derniers enregistrements du catalogue étudié - l'année de complétude. L'année de complétude correspond à l'année à partir de laquelle on commence à avoir une augmentation importante de séismes enregistrés sur la classe de magnitude correspondant (représentée par une rupture de pente). Celle-ci reste assez arbitraire puisque l'on procède par pointées sur le graphique montrant la distribution du nombre de séismes enregistrés en fonction du temps pour chaque classe de magnitude (Figure 9 ; ANNEXE 1).

L'année de fin d'enregistrement pour le catalogue FCAT est 2009. Par conséquent, pour chaque intervalle de magnitude, la période de complétude correspond à 2009 moins l'année de complétude pointée. Concernant l'intervalle de magnitude, plus on le prend petit et plus on réduit le nombre de données par intervalle (= moins d'événements pour la zone pour la complétude). Il faut donc faire attention à prendre un intervalle adapté à la résolution au niveau des données de la zone. Pour cette étude, et après divers tests, l'intervalle de magnitude choisi a été de 0,5.

Etant donné que la sismicité dans la région étudiée n'est pas uniforme dans le temps et l'espace, on observe des incohérences dans la distribution des périodes de complétudes en fonction du temps (ex : année de complétude presque plus important pour la classe de magnitude de 4-4.5 que pour celle de 4.5-5). Il est donc justifié d'élargir la zone étudiée pour ce travail spécifique de détermination des périodes de complétudes vers l'Est où la sismicité est plus dense (élargissement de 1° de longitude vers l'Est).

Pour nos classes de magnitudes, on obtient donc les périodes de complétudes présentées dans le *Tableau 3* où l'on observe bien une augmentation de la période de complétude avec l'augmentation de la magnitude (plus un séisme est ressenti fortement et plus les témoignages sont importants).

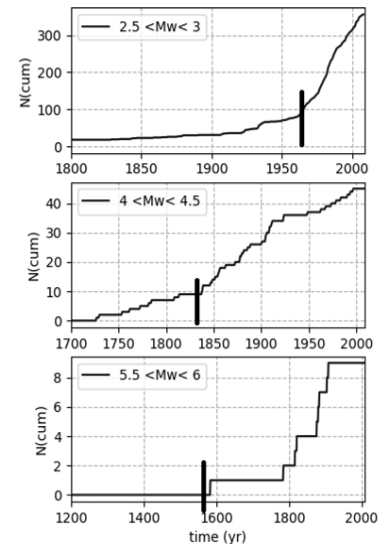


Figure 9 Exemples de pointées d'années de complétude ($2.5 < M < 3.0$; $4.0 < M < 4.5$; $5.5 < M < 6$)

Mw Range (pas 0,5)		Choix		Durée Période de complétude
Début	Fin	Fin	début	
2,5	2,9	2009	1962	47
3	3,4	2009	1935	74
3,5	3,9	2009	1850	159
4	4,4	2009	1830	179
4,5	4,9	2009	1767	242
5	5,4	2009	1625	384
5,5	5,9	2009	1582	427

Tableau 3 Périodes de complétude obtenues pour chaque classes de magnitudes

- **Épaisseur sismogène h**

Pour l'estimation de l'épaisseur sismogène h , on peut choisir de regarder la densité des profondeurs hypocentrales des séismes dans la zone. Pour ce faire, on commence par filtrer les épaisseurs "suspectes" observées sur la représentation des profondeurs de ces différents événements en fonction des années (cf. Figure 10). En effet, il semble qu'il y ait eu des valeurs "fixées" dans le traitement des séismes lié aux modèles de vitesses utilisés (ex : 0, 2, 5, 10, 15, 20, 24 km). Cette distribution de points montre également une variation dans le temps

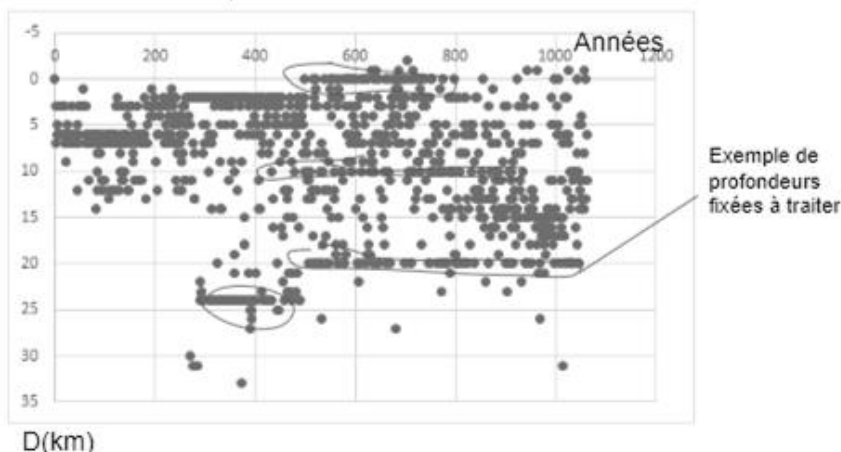


Figure 10 Graphique représentant l'évolution des profondeurs hypocentrales en fonction du temps (en années)

dans les profondeurs hypocentrales estimées des séismes (provenant potentiellement du fait que la période historique témoigne surtout de gros séismes fortement ressentis donc peu profonds). Pour cette raison, nous choisissons d'évaluer cette épaisseur sismogène seulement sur la période instrumentale (>1962).

Ainsi, ci-dessous (cf. Figure 11), sont représentées les profondeurs hypocentrales de séismes ramenés sur une même coupe N-S (longitude fixée) avec leur densité associée. Il n'existe pas de définition claire pour l'épaisseur sismogène. Nous considérerons donc comme épaisseur : la profondeur pour laquelle la fréquence associée commence à devenir de plus en plus faible (soit une rupture de pente). On estime donc **une épaisseur sismogène h comprise entre 10 et 20 km (15 en moyenne)**.

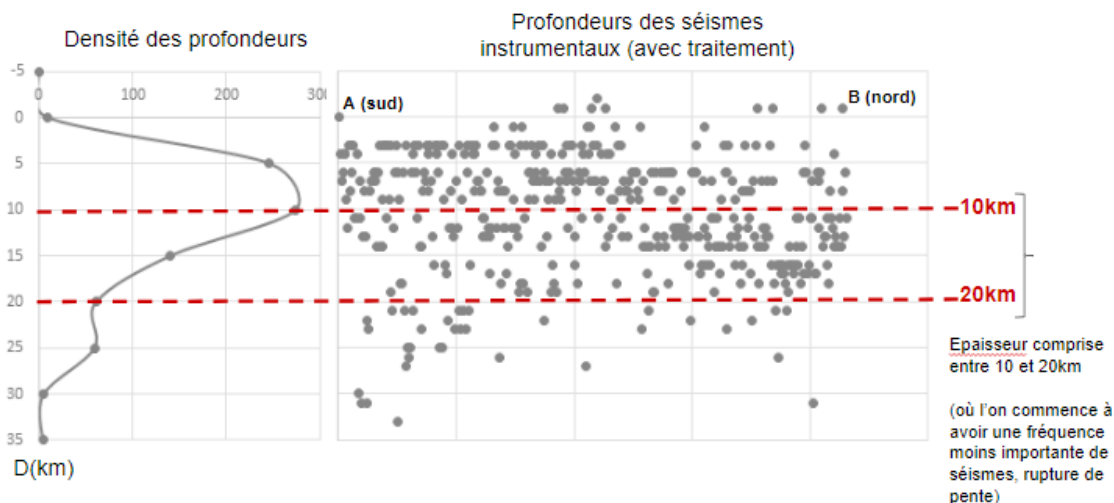


Figure 11 Densité des profondeurs hypocentrales

Un test supplémentaire pour voir s'il existait des variations d'épaisseurs sismogènes en fonction des zones a également été effectué : celui-ci n'a pas montré de distinction de niveau entre nos différentes zones. (ANNEXE 2)

- **Mmin**

Le choix de la magnitude va avoir un impact sur la valeur a, je la fixe cependant à 2.5 pour toutes les zones. Cette valeur correspond en fait à la magnitude minimale prise pour le calcul des périodes de complétudes (résolution trop faible sur notre zone pour commencer plus bas, donne des incohérences sur les périodes de complétudes). La GR étant contrainte par ces périodes de complétudes, il est donc impossible de considérer une magnitude minimum Mmin moins importante et davantage en raccord avec celles présentes dans notre région. En faisant des tests supplémentaires, j'ai pu remarquer que cette Mmin pouvait avoir une forte influence sur la valeur de "a" et donc sur l'estimation finale du taux de déformation pour les zones avec une faible densité de séismes (ex : Bresse-Jura BJR) et au contraire une faible influence sur les zones les plus denses au niveau de la sismicité (ex: Alpes Vallée du Rhône AVR).

- **Magnitude maximum Mx**

Pour tenter d'évaluer une magnitude maximum Mx probable pour chaque zone, on utilise l'équation décrivant la régression linéaire qui relie les magnitudes des séismes à l'échelle mondiale aux surfaces (L x h) de rupture de failles associées, proposée par Wells et Coppersmith (1994) (cf. Figure 12).

Une fois l'épaisseur sismogène h fixée, la magnitude dépend fortement de la longueur de rupture maximum L. Pour l'estimation de cette variable, on identifie sur chacune des zones, la longueur de faille cartographiée en surface par Jomard et al. (2017) la plus importante ayant joué durant le Quaternaire. (Ex : la faille de Belledonne pour la zone AVR). On appelle ces longueurs de ruptures Lmin. Cependant, nous ne sommes pas à l'abri qu'un scénario extrême puisse se produire et faire rompre plusieurs segments de failles avec des relais inférieurs à 10 km. On décide donc de prendre en compte également ces longueurs notées Lmax. Les choix des longueurs de Lmin et Lmax prises en compte dans cette étude sont davantage expliqués dans l'ANNEXE 3.

On obtient donc des intervalles de magnitudes maximales différentes pour chaque zone. Mx_min correspond à une surface calculée à partir de Lmin et de l'épaisseur sismogène minimum également h min (10 km) et Mx_max avec L_max et h_max (20km).

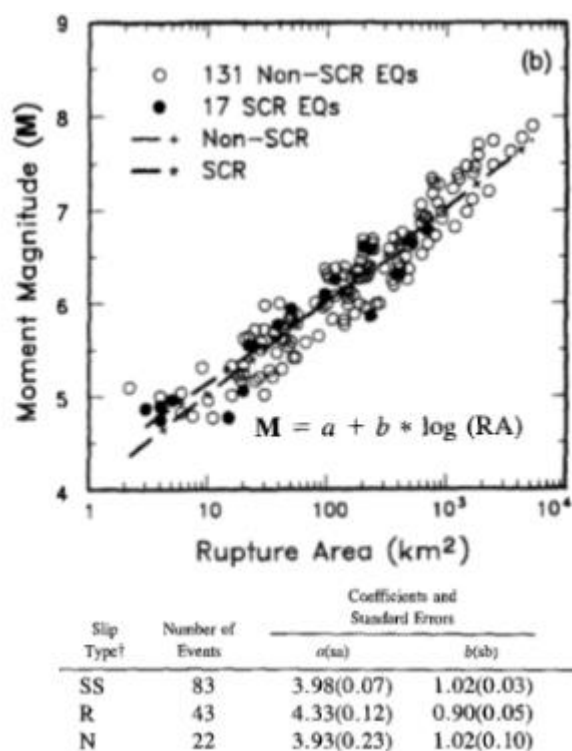


Figure 12 Distribution des séismes dans le monde en fonction de leurs surfaces de ruptures de failles et de leur magnitude de moment Mw ; équation de la régression et constantes a et b en fonction du type de rupture (Strike slip SS, Reverse R et Normal N) (Figure modifié de Wells et Coppersmith (1994))

Le tableau ci-dessous montre les paramètres utilisés pour l'estimation des Mx obtenues pour chacune des zones :

Zones	L_min (km)	L_max (km)	A_min (km ²)	A_max (km ²)	Rupture type	Mx range		
						Mx_min	Mx	Mx_max
AVR	50	100	500	2000	Strike slip (SS)	6.73	7.04	7.35
MCS	15	70	150	1400	Reverse (R)	6.29	6.73	7.16
VRS	50	100	500	2000	Normal (N)	6.68	6.99	7.30
DRC	25	40	250	800	Strike slip (SS)	6.43	6.69	6.94
BJR	25	45	250	900	Reverse (R)	6.49	6.74	6.99

Tableau 4 Paramètres utilisés pour l'estimation des Mx obtenues pour chacune des zones

Les zones du Massif central nord (MCN) et du Diois-Baronnies (DBR) ne donnent pas d'information sur le type de rupture possible (pas de m.f calculés) ni sur les failles présentes. Il y est donc impossible d'estimer une Mx à partir de l'équation de *Wells et coppersmith, (1994)*. Une large classe de Mx reste cependant estimées en tentant de faire correspondre la distribution GR avec les séismes présents dans les zones à faible sismicité.

• Incertitudes

Comme les paramètres que nous fixons pour cette méthode sont difficiles à estimer de façon objective (eg. Mx, h, L ou W de la zone), j'ai regardé l'impact de chacun d'entre eux sur la valeur finale du taux de déformation scalaire. En faisant cela, je remarque que suivant la magnitude maximale Mx_moy, Mx_max et M_min choisie, on retrouve des taux de déformation fortement différents (fois 2 avec une variation de Mx de 0.5). Pour les dimensions de la zone (L ou W), l'impact est linéaire (fois 2 sur le résultat en multipliant par 2 le dimensionnement). On observe le même impact pour l'épaisseur sismogène h. La période de complétude qui contrôle la distribution Gutenberg Richter elle, est cependant difficile à faire varier. Son impact sur le taux de déformation est difficilement évaluable.

A partir de ces observations, on peut faire le choix de donner une dispersion statistique plutôt qu'une valeur fixe sur chaque paramètre. Pour cela, j'utilise un code créé par S.Mazzotti (Eq2def2) qui calcule automatiquement chaque branche d'un arbre logique de probabilités. Ainsi, pour chaque paramètre, on assigne une valeur médiane, supérieure et inférieure (e.g. pour la magnitude maximale : Mx_moy, Mx_max et Mx_min, respectivement). Ces 3 valeurs sont associées à une probabilité d'occurrence (en %) :

- 25-50-25% pour les paramètres les mieux contraints (e.g. la longueur L de la zone AVR)

- 33-33-33% pour les paramètres les moins contraints (e.g. la longueur L de la zone MCS)

Les différents choix de probabilités par paramètres et par zones sont présentés dans le *Tableau 4 (cf. section IV.4.b) ci-dessous*.

Cela implique donc d'estimer non pas une valeur unique mais un intervalle de valeurs possibles avec des probabilités associées de taux de déformation. Comme *Mazzotti et Adams, 2005*, on extrait donc une valeur médiane de taux de déformation (50%) et un intervalle de confiance de 66% (1 sigma) représenté par un quantile 1 à 16% et un quantile 3 à 86%. (e.g. *Figure 13*)

Résultats : Taux de déformation scalaires

Les taux de déformation scalaire obtenus pour nos différentes zones sont présentés dans le *Tableau 5*. Il contient également les différents paramètres définis plus haut avec leur probabilité d'occurrence associée. Une distribution de probabilité de 33-33-33% (en gris) est attribuée aux paramètres dont la valeur est très mal contrainte pour certaines des zones. De cette façon, on considère que ces paramètres ont autant de chance d'être représentés par les 3 valeurs fixées.

Zones	a et b			Mx			L (km)			h (km)			ε (/an)					
	-	med	+	-	med	+	-	med	+	-	med	+	Q1 (16%)	Médiane (50%) (84%)	Q3			
P %	25	50	25	25	50 ou 33	25	25	50 ou 33	25	25	50	25						
AVR	2.01	0.79	2.17	0.85	2.32	0.92	6.7	7.0	7.4	110	120	130	0.386E-09	0.697E-09	0.127E-08			
MCS	0.79	0.66	1.23	0.84	1.66	1.02	6.3	6.7	7.2	70	140	210	0.335E-10	0.986E-10	0.332E-09			
VRS	1.06	0.62	1.30	0.72	1.54	0.82	6.7	7.0	7.3	85	100	115	0.635E-09	0.140E-08	0.308E-08			
DRC	0.44	0.49	0.73	0.61	1.01	0.72	6.4	6.7	6.9	65	80	95	0.629E-09	0.134E-08	0.302E-08			
BJR	-0.84	0.33	0.02	0.67	1.02	0.87	6.5	6.7	7.0	20	40	60	10	15	20	0.162E-09	0.365E-09	0.314E-08
MCN	0.98	0.79	1.69	1.08	2.40	1.37	5.0	6.0	7.0	60	130	200	0.350E-11	0.122E-10	0.729E-10			
DBR	-2.28	-0.07	-1.19	0.3	2	-0.10	0.82	5.0	6.0	7.0	70	80	90	-0.764E-10	0.250E-11	0.364E-09		

Tableau 5 Taux de déformation scalaires obtenus pour les différentes zones

La *Figure 13*, montre un exemple de distribution des taux de déformation en fonction de leur probabilité pour la zone AVR. Ainsi, pour cet exemple, le taux de déformation est compris entre $3.8E-10$ et $1.2E-9$ /an avec une probabilité plus élevée qu'il soit de $6.9E-9$ /an. Ce taux de déformation scalaire est obtenu à partir de l'intégration statistique de la distribution GR.

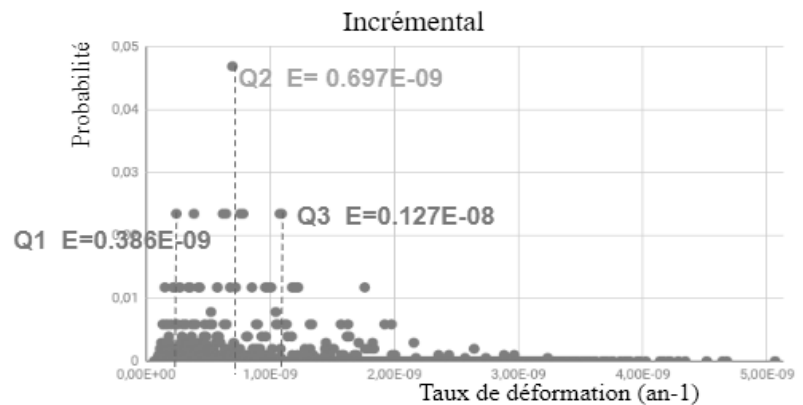


Figure 13 Exemple de graphique montrant la distribution des taux de déformation en fonction de leur probabilité (zone AVR) (quantile 1 (Q1) ; médiane ou quantile 2 (Q2) ; quantile 3 (Q3))

L'exemple de distribution GR associé à cette zone est représenté ci-contre (*Figure 14*). Les barres d'erreurs rouges représentent l'incertitude sur les fréquences de séismes des différentes magnitudes (plus la magnitude est élevée et plus l'information sur la période de retour est parcellaire ou absente). La distribution s'effectue avec les événements dont les magnitudes sont comprises entre la magnitude M_{min} (cf. *section IV.3a*) et M_x fixées.

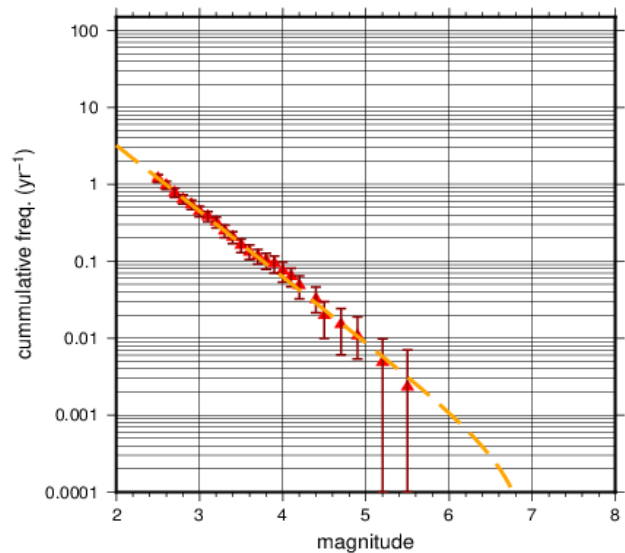


Figure 14 Exemple de distribution GR pour la zone AVR

On obtient donc des taux de déformation compris entre globalement $1E-12$ /an pour les zones les moins déformées (eg. MCN, DBR) et $1E-9$ /an pour les zones plus déformées (eg. VRS, AVR, DRC). Les résultats obtenus indiquent que la zone VRS enregistre le taux de déformation scalaire le plus important dans la zone d'étude, ensuite on retrouve dans l'ordre décroissant de déformation : la zone de la DRC, AVR, BRJ, MCS, MCN puis enfin la zone DBR. Rappelons toutefois que les zones MCN et DBR sont très mal contraintes au niveau des données de séismes (densité de séisme très faible, cf. *figure 4*), et même si le choix du poids sur les incertitudes prend en compte cette observation, le taux de déformation reste très mal contraint, voir non représentatif.

4) Tenseur de taux de déformation par sommation de moment sismique (Kostrov, 1974)

Paramétrage

Pour le calcul des taux de déformation par sommation des moments sismiques (*Kostrov, 1974; Molnar 1983*) sur les 5 zones présentant des données de m.f, on utilise les mêmes paramètres estimés pour la méthode précédente : la longueur L et la largeur W des différentes zones ainsi que l'épaisseur sismogène h . Cependant, dans ce cas-là, la période T est différente de celle utilisée pour l'intégration de la GR. En effet, elle ne représente plus la période de complétude pour chaque magnitude mais la période sur laquelle on a enregistré des m.f. Le premier mécanisme de la base de données provient d'un séisme qui a eu lieu en 1975 et le dernier séisme en 2018. On a donc en tout une période d'enregistrement T maximale de 43 ans. Cette période d'enregistrement varie selon les zones et peut être plus courte. Cela dit, cette période étant déjà très courte, je choisis d'utiliser cette méthode pour estimer dans un premier temps seulement l'ordre de grandeur que nous donne cette méthode sur les taux de déformation.

Résultats : Tenseurs de taux de déformation

Zone	L x W (km)	h (km)	T (an)	Tenseur de taux de déformation			Observations e1<e2<e3 Extension e>0 Raccourcissement E<0
				e1 Az1 Pl1	e2 Az2 Pl2	e3 Az3 Pl3	
AVR	120 x 130			-1.47 e-11 73 8	-1.84e-13 -169 72	1.49 e-11 160 -15	- e2 vertical -e1 (raccourcissement ENE-WSW) et e3 (extension NNW-SSE) horizontaux et presque égaux : → zone à déformation décrochante
MCS	65 x 70			-2.51e-12 -153 29	2.69 e-14 133 -27	2.48e-12 78 47	-déformation pas clairement défini décro-chevauchante (attention seulement 2 m.f).
VRS	100 x 60	15	43	-1.97e-12 -129 71	1.45e-14 -170 -14	1.96e-12 102 11	e3 déformation principale extensive horizontale orientée WNW-ESE → zone extensive
DRC	80 x 50			-5.96e-13 168 -2	1.33e-13 77 -32	4.62e-13 82 57	e1 déformation principale en raccourcissement horizontale orientée NNW-SSE → zone en raccourcissement
BJR	40 x 50			-1.67e-12 170 -0	1.90e-15 -99 36	1.66e-12 81 53	e1 déformation principale en raccourcissement horizontale orientée NNW-SSE → zone en raccourcissement (Attention seulement 2 m.f).

Tableau 6 Tenseurs de taux de déformations obtenus avec la méthode 1 et paramètres utilisés pour ces calculs (E : taux de déformation ; Az : azimut ; Pl : plongement ; e1<e2<e3 ; extension > 0 ; raccourcissement <0)

Le *Tableau 6* montre les tenseurs de taux de déformation obtenus par cette méthode (avec également les valeurs fixées pour les paramètres d'entrée). Ainsi, les taux de déformation des composantes principales E1 et E3, montrent des déformations très faibles dans notre zone d'étude : entre 1E-13 et 1E-11 /an. La zone AVR, montre le taux de déformation le plus important de la région étudiée (de l'ordre de 1E-11 /an). Ensuite, dans l'ordre décroissant des taux de déformation par zones on retrouve : les zones MCS, VRS et BJR (de l'ordre de 1E-12/an) et celle de la DRC qui montre des taux bien plus faible (1E-13/an). Les types de déformation observés sur chacune de ces 5 zones sont décrits dans le *Tableau 6*.

5) Conversion du taux de déformation scalaire en tenseur de taux de déformation

A partir des mécanismes représentatifs de chaque zone (uniquement AVR, VRS, et DRC) (*cf. valeurs Tableau 2 ; stéréogrammes Figure 8*) ainsi que les taux annuels de moment sismique M0s calculés via l'intégration de la GR dont les valeurs sont présentées dans le *Tableau 5*, on peut estimer un tenseur de déformation pour ces 3 zones. Comme présentés dans le *Tableau 7*, on obtient des taux de déformation compris entre les ordres de grandeur de 1E-10/an et de 1E-9/an. Dans l'ordre décroissant de déformation par zone : la zone VRS (4.6E-9/an de déformation extensive NW-SE), DRC (entre 3.9 et 1.65E-10/an de déformation transpressive) et AVR avec un taux de déformation (6.2E10-10/an de déformation décrochante). Les modes et orientations de déformation observés sur chacune de ces 3 zones sont davantage décrits dans le *Tableau 7*.

Zones	M0s (Nm/an)	Tenseur E			Observations $\epsilon_1 < \epsilon_2 < \epsilon_3$ Extension $\epsilon > 0$ Raccourcissement $\epsilon < 0$
		ϵ_1 Az1 Pl1	ϵ_2 Az2 Pl2	ϵ_3 Az3 Pl3	
AVR	0.973E+16	-6.24e-10 -80 1	-1.95e-13 36 86	6.251e-10 9 -3	- e2 vertical -e1 (raccourcissement WNW-ESE) = e3 (extension NNE-SSW) horizontaux → zone à déformation latérale
VRS	0.750E+16	-1.26e-09 116 74	3.97e-12 -139 3	4.66e-09 -48 15	e3 déformation principale extensive horizontale orientée NW-SE → zone extensive
DRC	0.477E+16	-3.94e-10 -44 4	1.40e-12 10 115 84	1.65e- 45 -1	-e1 (raccourcissement NW-SE) > e3 (extension NNE-SSW) horizontaux → zone à déformation latérale avec composante raccourcissante= zone transpressive

Tableau 7 Tenseurs de taux de déformations obtenus pour la méthode 3 (à partir des mécanismes représentatifs de chaque zone (uniquement AVR, VRS, et DRC) et des taux annuels de moments sismiques M0s calculés via l'intégration de la GR (méthode 2))

V) Discussion : Analyse critique

- **Comparaison des taux de déformation**

On retrouve des taux de déformation très différents en termes d'ordres de grandeur sur les résultats obtenus par les méthodes 1 (sommation des moments) et 2 (intégration de GR). La méthode du calcul par sommation de moment sismique (Kostrov (1974), Molnar (1983)) donne des résultats d'un à deux ordres de grandeur plus petits que ceux obtenus par la seconde méthode (calcul par intégration statistique de la GR) : entre $1E-13$ et $1E-11$ /an contre $1E-10$ et $1E-9$ /an, respectivement. Cette grande différence vient principalement des périodes d'enregistrement des données sismiques prises en compte dans les deux méthodes. En effet, comme la méthode 1 utilise des mécanismes aux foyers calculés seulement sur une période instrumentale et que cette période n'inclut que des séismes de faibles magnitudes ($M_w < 4.5$), l'énergie totale obtenue par cette approche est beaucoup moins importante que celle calculée à partir de la distribution GR qui intègre également les séismes historiques (jusque $M_w 6$) et la distribution possible des séismes de fortes magnitudes vers les faibles probabilités (Magnitude maximal M_x jusque environ 7). Pour comparaison, on a 47 ans d'enregistrement pour la base de données (BdD) de mécanismes au foyer contre environ 900 ans d'événements sismiques présents dans le catalogue FCAT.

Dans le cas spécifique de notre étude, le taux de déformation calculé par la méthode de *Kostrov (1974)* est donc moins représentatif sur un temps long en comparaison avec celui calculé à partir de la seconde approche.

La méthode de calcul par *Kostrov (1974)* et *Molnar (1983)* donne l'avantage de transmettre une information sur le mode de déformation et l'orientation des principales composantes des taux de déformation, à partir de données tectoniques fiables. Cependant, elle ne calcule pas de mécanisme moyen mais utilise principalement l'information du plus gros m.f : celui qui représente souvent la quasi-totalité de l'énergie de la zone. Pour pallier ce biais potentiel, j'ai calculé un m.f "moyen" obtenu à partir de l'inversion des contraintes de la BdD de mécanismes au foyer pour 3 zones, puis combiner cette information en termes de « mécanisme de déformation » à celle de l'énergie sismique obtenue par la deuxième méthode (M0s) ce qui correspond à la méthode 3.

Lorsque l'on compare ces 2 tenseurs calculés sur ces 3 zones (méthode 1 et 3), on remarque quelques différences en termes d'orientations et mode de déformation (*cf. Figure 15*). Pour les zones AVR et VRS, on retrouve pour les deux approches une déformation décrochante et extensive, respectivement. Cependant, les tenseurs obtenus avec les mécanismes les plus représentatifs de ces 2 zones subissent une faible rotation vers l'Est en comparaison avec ceux obtenus via la sommation des moments (attention : seulement 4 m.f). Concernant la zone DRC, on observe une déformation transpressive avec le mécanisme le plus représentatif de la zone et raccourcissante avec la sommation des moments. L'axe de raccourcissement e_1 subit cette fois-ci une faible rotation vers l'Ouest (attention : seulement 4 m.f).

- **Comparaison des taux de déformation sismiques et géodésiques**

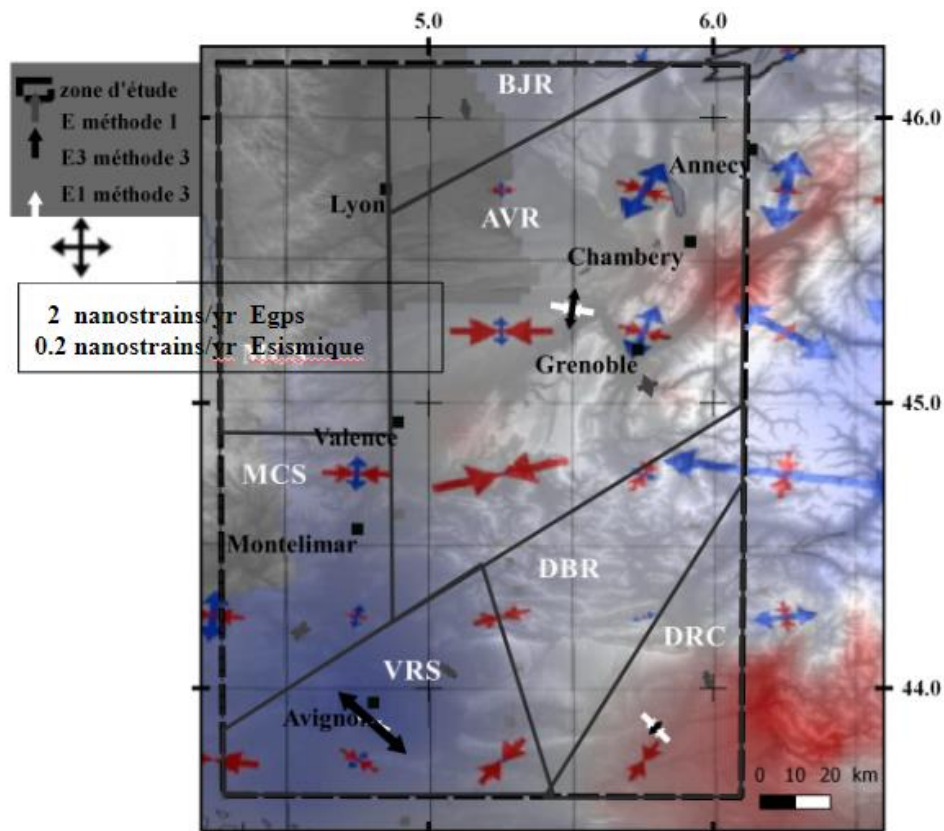


Figure 15 Comparaison des tenseurs de taux de déformation sismiques (méthode 3) et GNSS (tenseur gris méthode 1 ; tenseur noir et blanc méthode 3 ; tenseur rouge et bleu GNSS d'après Walpersdorf et al. 2018 ; Fond de carte : Walpersdorf et al. 2018 ; Attention : échelles différentes pour les 2 méthodes comparées.)

Les résultats obtenus par la méthode 3 peuvent être comparés à ceux obtenus par GNSS .

Pour rappel, l'ordre de grandeur des taux de déformation obtenus par sismicité via l'intégration de la GR (méthode 2 et 3) est compris entre $10E-10$ à $10E-9$ /an soit de 0,1 à quelques nanostrains/an.

Sur la *Figure 15*, sont représentés les 3 tenseurs de déformation sismique calculés dans cette étude par intégration GR combinées à l'information mécanique des f.m. sur la carte de *Walpersdorf et al. (2018)* qui montre les résultats obtenus par la géodésie.

Les modes et orientations des déformations obtenus par les deux approches, pour l'Est de la zone AVR, on obtient sensiblement la même information (latérales NNE-SSW/ WNW-ESE). Cependant, à l'ouest de cette zone, la géodésie montre principalement du raccourcissement E-W. Pour la zone VRS, la géodésie montre à la fois de la déformation transpressive (NW-SE/NE-SW) et en raccourcissement (NE-SW) alors que la sismicité elle, (attention 4 m.f seulement) montre de la déformation extensive NW-SE. Enfin, la zone DRC montre avec la géodésie une déformation en raccourcissement NW-SE la sismicité estime de la déformation transpressive avec un axe de raccourcissement également NW-SE (attention 4 m.f également). Ces différences peuvent venir et à la fois du manque de données de mécanismes aux foyers pour les zones VRS et DRC mais également du manque de réseaux GPS fiables dans la région.

Les auteurs estiment des taux de déformation géodésiques compris entre 1 et 6 nanostrain/an dans la Vallée du Rhône et l'arc externe alpin. En projetant à l'horizontal les tenseurs des taux de déformation E1 et E3 (cf. *Tableau 7*) des 3 zones observées, on obtient des taux de 1 ordre de grandeur plus faible que pour la géodésie. A partir des estimations de taux de déformation sismique faites dans cette étude, on peut donc considérer avec ces observations que la géodésie enregistre environ 10 fois plus de déformation que la sismicité à moyen terme (séismes historiques et instrumentaux).

- **Apports de l'étude en termes d'Aléa sismique**

En termes d'aléa sismique sur la région de la Vallée du Rhône, cet écart déformation totale vs déformation sismique signifierait qu'une partie des contraintes accumulées (la partie non relâchée par la sismicité) est soit accumulée sur les failles décrites dans cette étude (ou même encore des failles aujourd'hui inconnues), soit relâchée de façon asismique. Une accumulation sur une longue période de temps pourrait déclencher à un certain moment un ou des séismes de magnitudes plus importantes que celles enregistrées habituellement dans la région.

Cependant, on ne compare pas des taux de déformation calculés sur un même dimensionnement : un tenseur tous les 0.5x0.5 degrés pour la géodésie soit sur des surfaces d'environ 50 x 50 km contre des surfaces allant jusqu'à 120 x 120 km pour la sismicité. En augmentant les dimensions de la zone sur laquelle on estime la déformation, on est susceptible de réduire le taux de déformation : autrement dit, si on calculait des taux géodésiques sur les surfaces plus importantes, nos taux de déformation pourraient ainsi se regrouper et donc traduire un relâchement constant des contraintes par la sismicité durant ces 20 dernières années. De plus, les stations GNSS présentes dans la région étudiée sont relativement jeunes (entre 10 et 15 ans) et les vitesses mesurées (ainsi que les taux de déformation associés) sont susceptibles de baisser avec quelques années pour finir par se stabiliser.

- **Transfert tectonique Alpes- Vallée du Rhône**

Pour rappel, la région borde une partie des Alpes occidentales où les déformations récentes suivantes sont aujourd'hui observées : de l'extension radiale dans le cœur des Alpes occidentales combinées de la déformation transpressive sur la bordure externe et le front de l'arc alpin associée à des décrochements longitudinaux dextres comme la faille de Belledonne (*Thouvenot et al., 2004*). C'est ce que l'on retrouve dans les zones AVR et DRC (cf. mécanismes le plus représentatif de la zone *section IV.2* et tenseur de taux de déformation sismique *section IV.5*). D'après les résultats obtenus pendant ce stage, il semble que ces deux zones témoignent d'un bon transfert/couplage tectonique des Alpes externe vers l'axe Rhodanien, puisque l'on y retrouve le même mode de déformation tectonique.

A contrario, la zone VRS, qui est plus éloignée des Alpes, montre de l'extension NW-SE. Ce résultat - qui se base seulement sur l'information de 4 m.f - reste difficilement interprétable en termes de transferts tectoniques entre ces 2 régions (Alpes occidentales / Vallée du Rhône et arc externe des Alpes occidentales), et plaide en faveur d'un découplage tectonique entre le front alpin et le sud de l'axe rhodanien.

- **Perspectives**

Afin d'améliorer l'estimation de la déformation, de la part relative de la déformation sismique et asismique, et mieux comprendre la géodynamique et le transfert tectonique des Alpes à la Vallée du Rhône, il apparaît nécessaire d'augmenter la connaissance sur les différentes failles dans la région. Par exemple, en caractérisant mieux leurs longueurs de surface (eg. Zone de raccord entre les terminaisons nord de la faille des Cévennes et sud de la faille de Belledonne) ou en caractérisant leur activité néotectonique, on pourrait mieux contraindre les taux de déformations géologiques, proposer des magnitudes maximales M_x réalistes par zone pour apporter de nouveaux éléments concernant les taux de déformation de sources spécifiques (les taux de glissement sur les failles peuvent être convertis en distribution magnitude-fréquence de type GR, par exemple). Une meilleure connaissance régionale de l'épaisseur sismogénique, en exploitant les données géophysiques, serait profitable.

Concernant la comparaison GPS/sismicité, une comparaison avec les résultats d'une nouvelle quantification des taux géodésiques montrée dans un article sorti ce 29 Mai 2019 et obtenue par Christine Masson (thèse GM en cours) pourrait permettre de valider ou non les observations décrites

plus haut dans cette discussion. [SB1] Il serait également appréciable de recalculer les taux de déformations géodésiques sur la base du zonage effectué durant ce stage.

A long terme, l'installation de nouvelles stations permanentes GPS dans la région (où l'on retrouve peu de stations permanentes fiables, cf. *Walpersdorf et al. 2018*) permettra d'estimer à nouveau des taux géodésiques plus fiables après une période suffisamment importante d'enregistrement (>20 ans).

VI- Conclusion

Par cette étude, on a quantifié les taux de déformation sismiques de 7 sous-zones. Pour les moins déformées, les zones BRJ, MCS, MCN et DBR (qui correspondent également aux zones les moins bien contraintes au niveau des données sismiques) on estime des taux de déformation compris entre $1E-12$ et $1E-11$ /an. Les 3 sous-zones les plus déformées dans la région de la Vallée du Rhône (VRS, AVR et DRC) montrent des taux compris entre $1E-10$ et $1E-9$ /an. Ces 3 zones étant les mieux contraintes au niveau des mécanismes aux foyers (attention seulement 4 m.f pour les zones DRC et VRS), des tenseurs de taux de déformation ont pu être calculés en associant cette quantité de déformation à un mécanisme moyen calculé à partir d'une inversion de contraintes. On a donc pu confronter ces tenseurs avec ceux obtenus par la géodésie : on obtient 10 fois moins de déformation (géodésie: $1E-9$ /an calculé cependant sur des surfaces d'environ 50×50 km) et un même mode et orientation de déformation pour la zone Alpes-Vallée du Rhône (déformations décrochantes avec du raccourcissement N-S et de l'extension E-W). Pour finir, pour le sud-ouest de la Vallée du Rhône on obtient des déformations extensives NW-SE alors que la géodésie montre de la transpression avec du raccourcissement NW-SE. Pour la Durance on obtient de la transpression avec du raccourcissement NE-SW (raccourcissement pur NW-SE pour la géodésie). Les observations faites sur les zones AVR et DRC semblent témoigner d'un bon transfert/couplage tectonique des Alpes externe vers l'axe Rhodanien, puisque l'on y retrouve le même mode de déformation tectonique.

Remerciements

Je remercie grandement mes deux principaux encadrants Christian Sue et Andrea Walpersdorf de m'avoir fait confiance pour travailler sur ce sujet ainsi que de m'avoir conseillée, aiguillée et faite évoluer tout au long de ce stage.

Un très grand merci également à Margot Mathey (doctorante à ISTerre qui travaille sur les Alpes occidentales) d'avoir été disponible à n'importe quel moment pour m'aider et me conseiller durant ces 4 derniers mois.

Merci à Stéphane Baize, Stéphane Mazzotti et Anne Lemoine d'avoir gardé un oeil sur mon travail et cela tout en étant loin, et merci aussi pour leur disponibilité face à mes questions.

Merci également à Bertrand Delouis (Géoazur), Laurent Stelhy et Mickael Langlais (ISTerre), Aurore Laurendeau et Ludmila Provost (IRSN) pour avoir répondu à mes questions lorsque j'en avais besoin.

Un grand merci à Manon, Pedro et Axel, colocataires de bureau qui, grâce à leurs beaux sourires et leurs petites attentions, me font davantage apprécier de me lever tôt chaque matin !

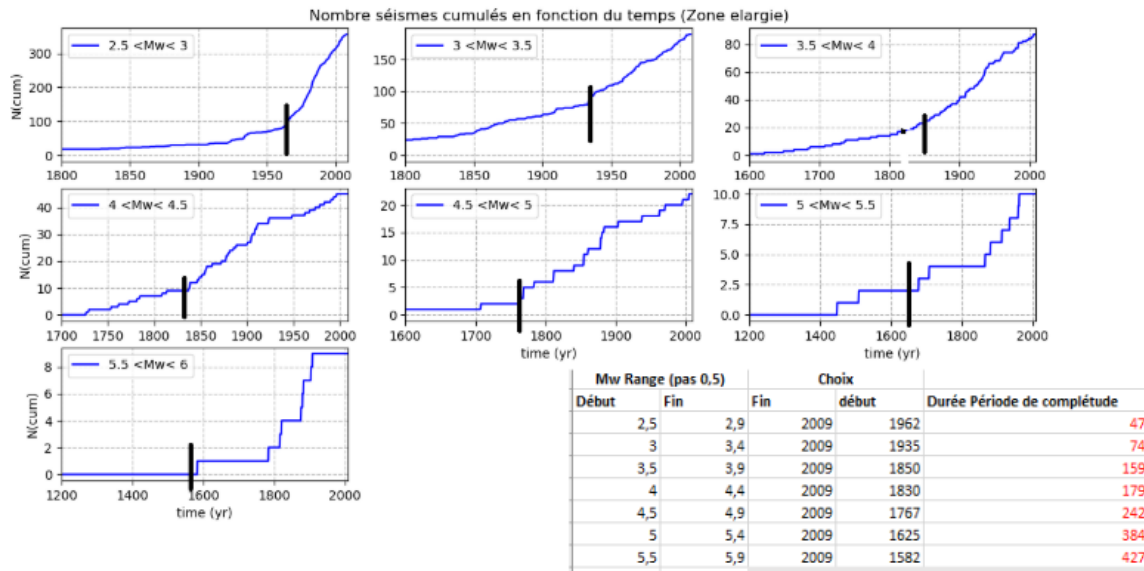
Bibliographie

- Baize, S., E. M. Cushing, F. Lemeille, and H. Jomard, 'Updated Seismotectonic Zoning Scheme of Metropolitan France, with Reference to Geologic and Seismotectonic Data', *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 184.3 (2013), 225–59
- Baumont, David, Kévin Manchuel, Paola Traversa, Christophe Durouchoux, Emmanuelle Nayman, and Gabriele Ameri, 'Intensity Predictive Attenuation Models Calibrated in Mw for Metropolitan France', *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16.6 (2018), 2285–2310
- Calais, E, F Jouanne, and M Tardy, 'Current Strain Regime in the Western Alps from Continuous Global Positioning System Measurements, 1996–200', 2002, 4
- Cara, Michel, Yves Cansi, Antoine Schlupp, Pierre Arroucau, Nicole Béthoux, Eric Beucler, and others, 'SI-Hex: A New Catalogue of Instrumental Seismicity for Metropolitan France', *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 186.1 (2015), 3–19
- Cara, Michel, Marylin Denieul, Olivier Sèbe, Bertrand Delouis, Yves Cansi, and Antoine Schlupp, 'Magnitude Mw in Metropolitan France', *Journal of Seismology*, 21.3 (2017), 551–65
- Champagnac, J.D., P. Molnar, R.S. Anderson, C. Sue, and B. Delacou, 'Quaternary Erosion-Induced Isostatic Rebound in the Western Alps', *Geology*, 35.3 (2007), 195
- Delacou, Bastien, Christian Sue, Jean-Daniel Champagnac, and Martin Burkhard, 'Present-Day Geodynamics in the Bend of the Western and Central Alps as Constrained by Earthquake Analysis', *Geophysical Journal International*, 158.2 (2004), 753–74
- Frohlich, Cliff, 'Triangle Diagrams: Ternary Graphs to Display Similarity and Diversity of Earthquake Focal Mechanisms', *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75.1–3 (1992), 193–98
- Hyndman, R. D., and D. H. Weichert, 'Seismicity and Rates of Relative Motion on the Plate Boundaries of Western North America', *Geophysical Journal International*, 72.1 (1983), 59–82
- Jomard, Hervé, Edward Marc Cushing, Luigi Palumbo, Stéphane Baize, Claire David, and Thomas Chartier, 'Transposing an Active Fault Database into a Seismic Hazard Fault Model for Nuclear Facilities – Part A: Building a Database of Potentially Active Faults (BDFa) for Metropolitan France', *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2017, 1–18
- Kövesligethy, R. von. (1907). *Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben*. *Gerlands Beitr. Geophys.* 8
- 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.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.C., Tricart, P., 2000. *De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon & Breach, Paris.
- Manchuel, K., P. Traversa, D. Baumont, M. Cara, E. Nayman, and C. Durouchoux, 'The French Seismic CATalogue (FCAT-17)', *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16.6 (2018), 2227–51
- Mazzotti, Stéphane, and John Adams, 'Rates and Uncertainties on Seismic Moment and Deformation in Eastern Canada: SEISMIC DEFORMATION IN EASTERN CANADA', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110.B9 (2005)
- Merle, O., Michon, L., Camus, G., de Goer, A., 1998. *L'extension oligocène sur la transversal septentrionale du rift du Massif central*. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 109, 615 – 626.
- Michael, Andrew J., 'Determination of Stress from Slip Data: Faults and Folds', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89.B13 (1984), 11517–26
- Michael, Andrew Jay, 'Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A Control Study', *Journal of Geophysical Research*, 92.B1 (1987), 357
- Molnar, Peter, 'Average Regional Strain Due to Slip on Numerous Faults of Different Orientations', *Journal of Geophysical Research*, 88.B8 (1983), 6430
- Nguyen, Hai Ninh, Philippe Vernant, Stéphane Mazzotti, Giorgi Khazaradze, and Eva Asensio, '3-D GPS Velocity Field and Its Implications on the Present-Day Post-Orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees', *Solid Earth*, 7.5 (2016), 1349–63
- Nocquet, Jean-Mathieu, 'Present-Day Kinematics of the Mediterranean: A Comprehensive Overview of GPS Results', *Tectonophysics*, 579 (2012), 220–42
- Nocquet, Jean-Mathieu, Andrea Walpersdorf, François Jouanne, Frédéric Masson, Jean Chéry, and Philippe Vernant, 'Slow Deformation in the Western Alps from a Decade of Continuous GPS Measurements'
- Nocquet, J.-M., and E. Calais, 'Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe', *Pure and Applied Geophysics*, 161.3 (2004), 661–81

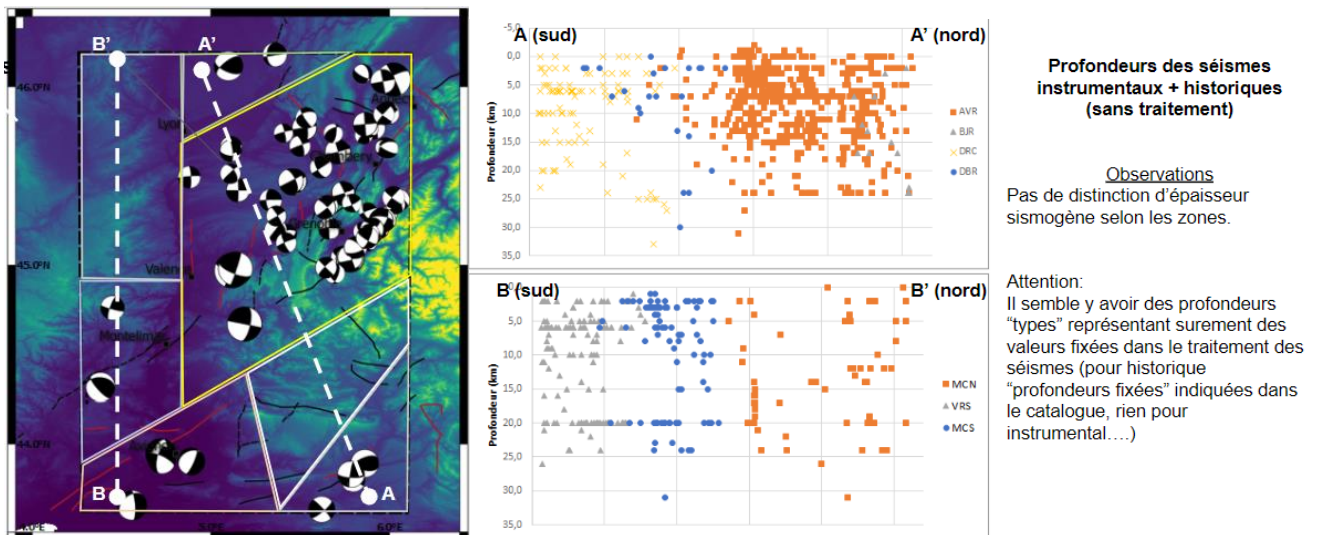
- Nocquet, J.-M., C. Sue, A. Walpersdorf, T. Tran, N. Lenôtre, P. Vernant, and others, 'Present-Day Uplift of the Western Alps', *Scientific Reports*, 6.1 (2016), 28404
- Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., et al. (2015). *Eléments de géologie*.
- Serpelloni, Enrico, Claudio Faccenna, Giorgio Spada, Danan Dong, and Simon D. P. Williams, 'Vertical GPS Ground Motion Rates in the Euro-Mediterranean Region: New Evidence of Velocity Gradients at Different Spatial Scales along the Nubia-Eurasia Plate Boundary: GPS VERTICAL DEFORMATION IN EUROPE', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118.11 (2013),
- Sternai, Pietro, Christian Sue, Laurent Husson, Enrico Serpelloni, Thorsten W. Becker, Sean D. Willett, and others, 'Present-Day Uplift of the European Alps: Evaluating Mechanisms and Models of Their Relative Contributions', *Earth-Science Reviews*, 190 (2019), 589–604
- Sue, Christian, Bastien Delacou, Jean-Daniel Champagnac, Cécile Allanic, Pierre Tricart, and Martin Burkhard, 'Extensional Neotectonics around the Bend of the Western/Central Alps: An Overview', *International Journal of Earth Sciences*, 96.6 (2007), 1101–29
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., & Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104, 611–622.
- Thouvenot, François, Julien Fréchet, Liliane Jenatton, and Jean-François Gamond, 'The Belledonne Border Fault: Identification of an Active Seismic Strike-Slip Fault in the Western Alps', *Geophysical Journal International*, 155.1 (2003), 174–92
- Traversa, P, K Manchuel, D Baumont, M Cara, E Nayman, and C Durouchoux, 'The French Seismic CATalogue for France (FCAT-17)', 1
- Vavryčuk, Václav, 'Iterative Joint Inversion for Stress and Fault Orientations from Focal Mechanisms', *Geophysical Journal International*, 199.1 (2014), 69–77
- Vernant, P., F. Hivert, J. Chéry, P. Steer, R. Cattin, and A. Rigo, 'Erosion-Induced Isostatic Rebound Triggers Extension in Low Convergent Mountain Ranges', *Geology*, 41.4 (2013), 467–70
- Vigny, C., J. Chéry, T. Duquesnoy, F. Jouanne, J. Ammann, M. Anzidei, and others, 'GPS Network Monitors the Western Alps' Deformation over a Five-Year Period: 1993-1998', *Journal of Geodesy*, 76.2 (2002), 63–76
- Walpersdorf, A., L. Pinget, P. Vernant, C. Sue, A. Deprez, and the RENAG team, 'Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms?', *Tectonics*, 37.10 (2018), 3721–37
- Walpersdorf, A., C. Sue, S. Baize, N. Cotte, P. Bascou, C. Beauval, and others, 'Coherence between Geodetic and Seismic Deformation in a Context of Slow Tectonic Activity (SW Alps, France)', *Journal of Geodynamics*, 85 (2015), 58–65
- Weichert, D. H., Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. Seistool. Soc. Am.*, 70, 1337-1346, 1980.
- Wells, Donald L, and Kevin J Coppersmith, 'New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement', 29

ANNEXES

ANNEXE 1 Pointées des années de complétude pour chaque classe de magnitudes.



ANNEXE 2 : Coupes N-S AA' et BB' pour voir s'il existe des distinctions en termes d'épaisseurs sismogènes selon des différentes zones



ANNEXE 3 : Choix des longueurs de ruptures maximales L_max et minimales L_min pour une magnitude maximale Mx par zone

Alpes-Vallée du Rhône Lmin: longueur Belledonne seule Lmax: prolongement faille de belledonnes avec un ou plusieurs segments failles actives dans la zone jouant synchro
Massif Central Sud Lmin :1 petit segment terminaison failles des Cévennes Lmax: 2 segments faille (dont 1 grand)
Vallée du Rhône Sud Lmin:1 segment faille de Nîmes Lmax: 2 segments faille de Nîmes avec relai de 8km...
Durance L min: 1 segment faille moyenne durance Lmax: 2 segments avec relai de 2km
Bresse-Jura Lmin: 1 segment faille Bresse Lmax: 2 segments avec relai de 9km..