

MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION

STPE

SPÉCIALITÉ

Géosciences océan

BURLLOT Rémy

Distribution en profondeur de la sismicité du rift Baïkal : diagnostic de la rhéologie crustale ou d'instabilités frictionnelles ?



Mémoire de stage de Master 1
Année Universitaire 2017-2018

Structure d'accueil : LGO

Tuteur universitaire : Laurent GEOFFROY

Maître de stage : Jacques DEVERCHERE

Je tiens tout particulièrement à remercier mon maître de stage, Jacques Déverchère, pour m'avoir accompagné et donné de précieux conseils durant ces deux mois de stage.

Je remercie également nos collaboratrices et collaborateur :

Natasha Radziminovitch, chercheur à l'Institut de la Croûte Terrestre (Russie) ;

Carole Petit, Professeur à l'Université de Nice, Laboratoire GéoAzur ;

Volodia Sankov, chercheur à l'Institut de la Croûte Terrestre (Russie).

Résumé

La distribution en profondeur de la sismicité est fréquemment utilisée comme un indicateur de la résistance et donc de la rhéologie crustale en domaine intracontinental. Sur la base de distributions de séismes obtenues dans la zone du rift Baïkal (Sibérie) en période intersismique et post-sismique, cette étude propose de tester à l'échelle régionale et locale l'influence de la rhéologie de la croûte et de zones de failles sismogènes sur cette distribution. Nous tentons notamment d'évaluer des variations spatiales et temporelles de la limite fragile-ductile lors d'occurrence de répliques après des séismes de magnitude modérées. Pour cela, nous modélisons des profils rhéologiques et les ajustons à la répartition des séismes en profondeur à partir de certains paramètres, tel que le flux de chaleur, la composition et l'épaisseur lithologique et dans une moindre mesure, le taux de déformation. Nous montrons que globalement, une rhéologie et une composition lithologique de quartzite pour la croûte supérieure et de diabase pour la croûte inférieure, expliquent au premier ordre les distributions observées, avec des gradients géothermiques correspondant à un âge thermique de l'ordre de 100-120 Ma. Nous mettons en évidence une probable différence d'épaisseur de couche felsique entre le nord-est (~6 km) et le sud-ouest (~14 km) du rift Baïkal, mais aussi une augmentation relative fréquente de la sismicité de la croûte inférieure en relation avec des essaims sismiques qui pourraient s'expliquer par la présence de fluides (magmas ou gaz exsolvés). Enfin nous constatons que généralement, dans le temps ou l'espace, la profondeur de la zone fragile-ductile reste entre les profondeurs de 15 à 20 km. Cependant, l'analyse de répliques de 2 séismes de magnitude 5.7 et 6.3 montre une profondeur de transition fragile-ductile plus superficielle (entre 5 et 10 km) que nous relierions aux propriétés frictionnelles (aspérités ?) et lithologiques différentes des failles et aux variations de flux de chaleur propres à la faille. Nous confirmons que la répartition des séismes en profondeur reste au premier ordre un bon indicateur de profils rhéologiques dans la croûte mais peut aussi aider à mettre en évidence à l'échelle locale ou régionale des couches plus ou moins résistantes dans la croûte, des propriétés frictionnelles différentes sur les failles actives, ou des facteurs perturbant temporairement l'activité sismique comme les fluides.

Table des matières

1. Introduction.....	6
A. Relation entre séismes et rhéologie lithosphérique	6
B. Principe de calcul d’enveloppes rhéologiques	7
C. Liens entre sismicité et transition fragile-ductile des lithosphères continentales.	8
D. Comparaison YSE-DFDE : Hypothèses de travail et variations temporelles	13
E. Cas d’étude et base de donnée utilisée : le rift Baïkal (Sibérie).....	15
2. Méthode d’analyse des distributions focales	17
A. Rappel des lois rhéologiques.....	17
B. Approche entre profils rhéologiques et de sismicité	17
C. Choix des paramètres pour l’enveloppe rhéologique.....	18
D. Stratégie d’étude.....	19
3. Résultats de modélisation de résistance crustale.....	22
A. Variation spatiale de la résistance crustale examinée par les séismes	22
A.1. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations YLY et KMO	22
A.2. Analyse du catalogue de sismicité autour de la région de Muya	23
A.3. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations TIG et TAL	24
A.4. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations ARS et MOY.....	25
B. Variation temporelle de la résistance crustale prédite par les répliques.....	26
B.1. Analyse post-sismique de la profondeur des répliques autour de Kumora	26
B.2. Analyse post-sismique de la profondeur des répliques autour de Kultuk	27
4. Discussion	28
A. Variation régionale de la distribution des séismes selon la profondeur et la rhéologie	28
B. Evolution temporelle de la transition fragile-ductile.....	30
C. Comparaison de DFDE entre le rift Baïkal et le rift est-africain.....	34
5. Conclusion	35
Bibliographie.....	37
Annexe	38

Table des illustrations

Figure 1	6
Figure 2	8
Figure 3	9
Figure 4	10
Figure 5	10
Figure 6	13
Figure 8	14
Figure 9	18
Figure 10	18
Figure 11	19
Figure 12	20
Figure 13	20
Figure 14	21
Figure 15	22
Figure 16	23
Figure 17	24
Figure 18	25
Figure 19	26
Figure 20	32
Figure 21	37
Figure 22	38
Figure 23	39
Figure 24	40
Figure 25	41

1. Introduction

A. Relation entre séismes et rhéologie lithosphérique

Lorsque les progrès de la sismologie ont permis de déterminer avec précision la profondeur des séismes, il a été découvert que la plupart des séismes étaient d'origine peu profonde. Il a été reconnu alors que cela reflète les différentes propriétés rhéologiques de la schizosphère¹ et de la plastosphère². Le passage de la déformation semi-fragile à la déformation plastique définit le maximum de profondeur de rupture des grands séismes qui est la base de la zone sismogène: elle représente la base de la schizosphère, là où l'énergie de cisaillement est la plus forte (Scholz, 2002).

À partir d'une compréhension des mécanismes de fracture et de friction des roches, d'observations géologiques des failles et d'observations sismologiques pertinentes, les DFDE³, lorsqu'ils sont suffisamment contrôlés et filtrés peuvent fournir un bon indicateur de profils rhéologiques (Déverchère et al., 2001 ; Albaric et al., 2009). Ils peuvent aider à mettre en évidence à l'échelle régionale des couches faibles ou fortes dans la croûte, ainsi que l'épaisseur de la transition fragile-plastique.

Il y a une dizaine d'années, le sujet de la résistance à long terme (c.-à-d. >1 Ma) de la lithosphère continentale a fait l'objet d'un vigoureux débat. Dans le modèle défendu par Evgueni Burov, le *jelly sandwich*⁴ (Burov et Watts, 2003), la résistance réside à la fois dans la croûte et le manteau, tandis que dans celui soutenu par James Jackson, la crème brûlée, le manteau continental est quasi systématiquement faible en raison de la présence de fluides, et la résistance se limite à la croûte (Jackson, 2002). Cette polémique a découlé de résultats contradictoires concernant les valeurs calculées d'épaisseur élastique de la lithosphère (T_e ⁵) et de l'existence de séismes dans le manteau lithosphérique (Burov et Watts, 2006 ; Perez-Gussinyé et al., 2009). Il semble aujourd'hui admis par la majorité des chercheurs que quelle que soit la résistance réelle de la croûte, le modèle crème brûlée ne peut s'appliquer qu'à certains milieux spécifiques tels que les rifts, les jeunes orogènes ou bien les lithosphères fortement perturbées thermiquement (Tesauro et al., 2013). Un modèle plus largement applicable est le *jelly sandwich* adapté aux cratons, aux chaînes de montagne, aux rifts matures et qui prédit des reliefs stables à l'échelle de la dizaine de million d'année (Burov, 2011).

¹ Schizosphère : zone qui se déforme de manière fragile

² Plastosphère : zone qui se déforme de manière plastique

³ DFDE : Depth-Frequency Distribution of Earthquake

⁴ Jelly sandwich : Sandwich à la gelée

⁵ T_e ou EET pour « equivalent elastic thickness » : épaisseur d'une plaque élastique équivalente à celle de la lithosphère réelle.

B. Principe de calcul d'enveloppes rhéologiques

N'importe quel matériau peut se déformer de deux façons différentes : de façon élastique, ce qui inclue une déformation instantanée et réversible ; ou alors de façon plastique, comprenant une déformation non-réversible, généralement non-instantanée. Pour un cas de déformation plastique « idéale », la quantité de déformation ne dépend pas de la contrainte (différentielle ou déviatorique) ; il y a un seuil (Yield), au-delà duquel le matériau se déforme sans que la contrainte n'augmente : c'est une déformation par fluage.

Le modèle simple de la rhéologie de la lithosphère continentale utilise la distribution des contraintes en profondeur avec la loi de friction de Bayerlee combiné à une loi de puissance (de plasticité). L'enveloppe de limite de résistance (ou YSE pour Yield Strength Envelope) est obtenue en combinant le critère de rupture (selon la loi dite de Byerlee) dans la croûte supérieure et le fluage en loi de puissance dans la croûte inférieure, en prenant la valeur minimale de la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) nécessaire (théoriquement) à chaque profondeur pour atteindre la rupture de la roche (Burov, 2011). Cette enveloppe limite un domaine élastique et donne la résistance critique caractérisant l'apparition du comportement fragile des roches ou de la déformation ductile du matériau. La résistance prédite par ce modèle dans la partie cassante (en friction) ne dépend que de la contrainte appliquée, du gradient géothermique et de la lithologie (composition). En revanche, la résistance de la partie inférieure (essentiellement ductile) dépend aussi de la vitesse de déformation (et donc du temps). L'intersection de ces deux lois correspond au « pic » de résistance et est généralement considérée comme marquant le début de la transition fragile-plastique (Brittle-Ductile Transition onset en anglais) de la croûte.

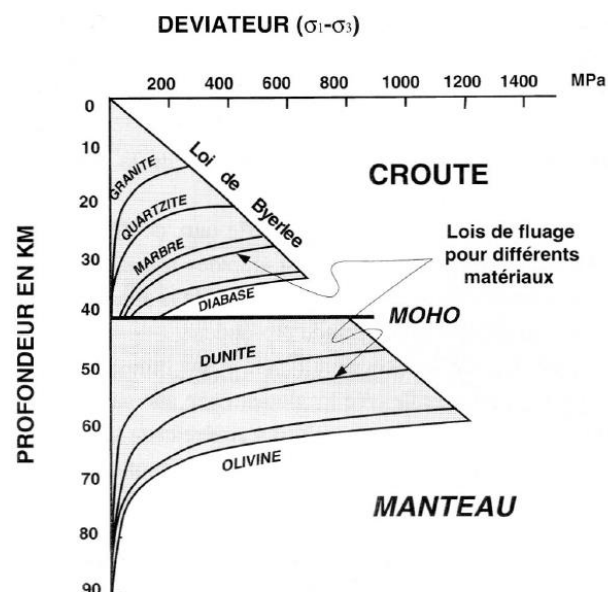


Figure 1 Profil schématique de résistance typique de la lithosphère continentale pour différentes lithologies selon Stéphane Schwartz (Université Grenoble Alpes, <http://planet-terre.ens-lyon.fr>).

En fixant un type de profil lithologique, un taux de déformation de l'ordre de 10^{-14} à 10^{-16} s^{-1} correspondant aux vitesses de déformation trouvées sur Terre, ainsi qu'un certain géotherme, il est possible de calculer différents modèles prédisant la résistance de la lithosphère continentale en fonction de la profondeur (Fig. 1). Dans la croûte supérieure, la déformation élastique commence à basse température et à basse pression jusqu'à arriver à la rupture. Par enfouissement, la pression de confinement devient très élevée et la résistance augmente. Tandis que l'augmentation de température (gradient géothermique) fait que la résistance des roches aux contraintes diminue : on passe alors progressivement d'un régime fragile à semi-fragile dans la croûte supérieure à un régime semi-fragile à plastique dans la croûte inférieure. Dans le manteau supérieur, les conditions de pression-température et la rhéologie des péridotites font que la résistance aux contraintes redevient forte et laisse de nouveau place à une certaine résistance frictionnelle (Burov, 2011 ; Watts et Burov, 2003).

C. Liens entre sismicité et transition fragile-ductile des lithosphères continentales.

Du fait qu'une « YSE » représente la limite de rupture des roches, le modèle rhéologique général de type *jelly sandwich* (Figure 1) rend ainsi compte, au moins partiellement, de la répartition des séismes en profondeur, avec des zones sismiques où se produisent la rupture (tout séisme représentant un déplacement brutal en cisaillement sur une faille), et des zones asismiques où le fluage domine. En raison de son épaisseur crustale importante, la lithosphère continentale, contrairement à sa contrepartie océanique, est associée à une rhéologie multicouche plus complexe ainsi qu'à des effets de flexion ou de courbure de plus courte longueur d'onde (Burov, 2011). Ces deux facteurs entraînent des niveaux de contrainte qui ne permettent pas d'atteindre de très fortes valeurs de résistance à la rupture sous le Moho. L'absence de sismicité profonde du manteau sous les continents serait donc plus une conséquence de sa forte résistance que de sa faiblesse, supposée générale dans le modèle de « crème brûlée » (Jackson, 2002).

Une rhéologie multicouche implique que la transition de la déformation fragile-plastique (BDT⁶) n'est pas la même partout dans la croûte continentale. Comment définir la transition fragile-ductile ? A des pressions et températures suffisamment élevées, le comportement purement fragile des matériaux cristallins cède progressivement place à une plasticité cristalline. Il y a généralement une large transition entre ces régimes distincts, dans laquelle la déformation est semi-rigide (impliquant à l'échelle microscopique un mélange de processus fragiles et plastiques) et la rhéologie est macroscopiquement ductile (Scholz, 2002). Sur la figure 2, cette couche de transition est

⁶ BDT : Brittle-Ductile Transition

qualitativement décrite comme la limite entre le début de la plasticité du composant le plus fragile et le début de la plasticité du composant le plus ductile de la croûte (Scholz, 2002).

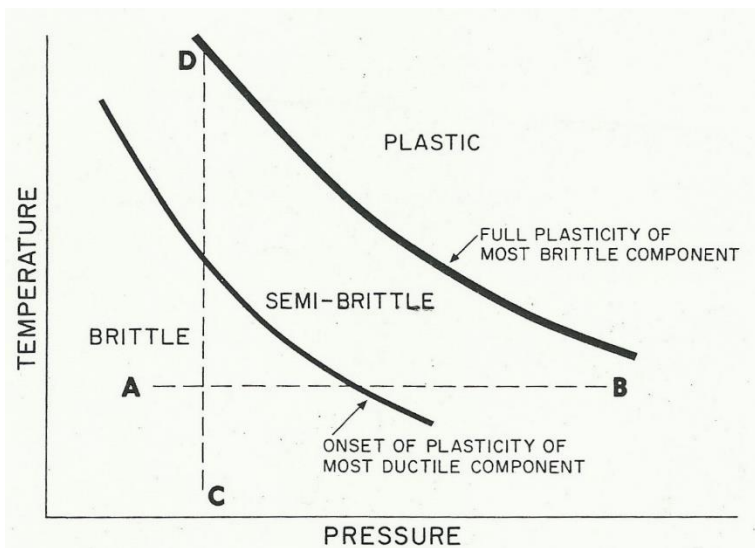


Figure 2 Diagramme montrant schématiquement la transition fragile-plastique selon Scholz (2002)

D'après Scholz (2002), comme la fracturation implique à la fois une augmentation de volume et un comportement frictionnel, elle sera inhibée par l'augmentation de la pression avec l'enfouissement. Cependant, le glissement par dislocation plastique n'implique aucun changement de volume ou de frottement, il est donc insensible à la pression. D'autre part, la mobilité des dislocations dûe aux défauts de réseau, est favorisée par l'augmentation de la température (gradient géothermique élevé).

Il existe des interactions importantes entre les processus fragiles et plastiques au sein de la transition. Par exemple, entre ces deux états, le quartz aura tendance à fluer en dessous des 10 km tandis que la diabase répondra au mouvement de manière rigide et fragile au-dessus des 25 Km.

Selon Scholz (2002), le fluage plastique a tendance à se concentrer aux extrémités des fractures en raison des contraintes élevées qui s'y exercent et aura pour effet à la fois d'inhiber et de stabiliser la propagation de la rupture. Cependant, l'écoulement plastique peut aussi provoquer des fractures. Lorsque le fluage est insuffisant, l'inadéquation cristallographique à la limite du grain provoque souvent des empilements de dislocation produisant des concentrations de contraintes qui peuvent générer des microfractures.

Quoiqu'il en soit, il faut retenir que cette transition entre la schizosphère et la plastosphère marque un changement profond dans les propriétés mécaniques de la Terre et limite la profondeur à laquelle les tremblements de terre et autres phénomènes fragiles peuvent normalement se produire.

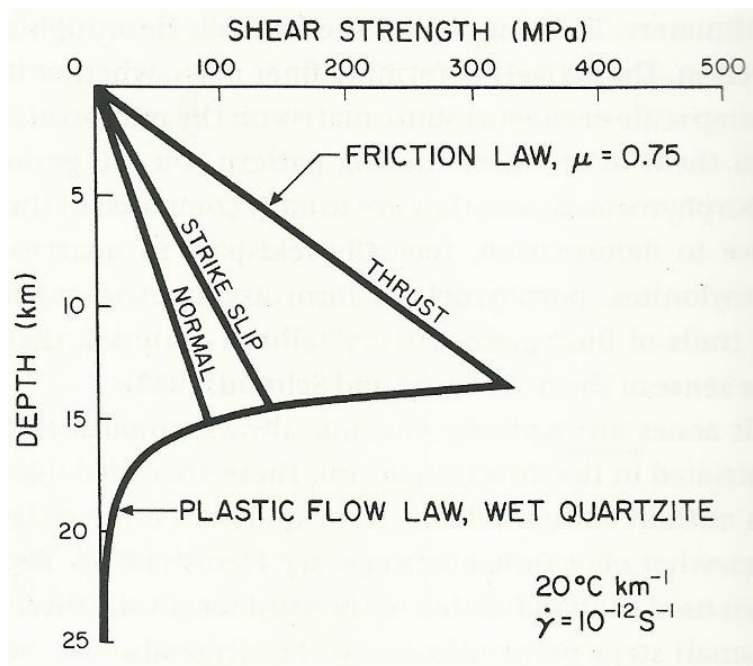


Figure 3 Modèle simple de résistance de la lithosphère continentale pour une composition crustale supérieure de quartzite d'après Scholz (2002).

En général, le glissement par frottement est limité à une profondeur aux environs des ~15 km (Fig. 3). Ce modèle de Scholz (2002) montre la résistance de la croûte supérieure pour une lithologie quartzitique, il représente la résistance pour différents types de régimes tectoniques: extensif, décrochant et compressif. A partir de cette profondeur de ~15 km, il se produit un écoulement plastique dépendant du taux de déformation semi-fragile / semi-ductile, avec une composante de frottement qui n'est plus significative à des profondeurs supérieures à 40-50 km. Ces profondeurs correspondent typiquement à la partie la plus basse de la croûte continentale où le fluage ductile est dominant. Cela explique aussi pourquoi les tremblements de terre y sont rapidement de plus en plus rares à partir de cette profondeur correspondant au « pic » de résistance.

La distribution profondeur-fréquence typique des hypocentres (DFDE) rencontrée dans différentes régions soumises à des régimes de déformations variables (Figure 4) démontre que, en-dessous d'une limite supérieure (~5 km environ), la fréquence des tremblements de terre augmente linéairement avec la profondeur jusqu'à une valeur maximale, puis diminue exponentiellement pour cesser à une certaine profondeur appelée « coupure » inférieure. Un tel comportement régulier de la distribution des tremblements de terre en profondeur est très fréquemment observé et implique l'existence de certains mécanismes fondamentaux responsables de cette distribution.

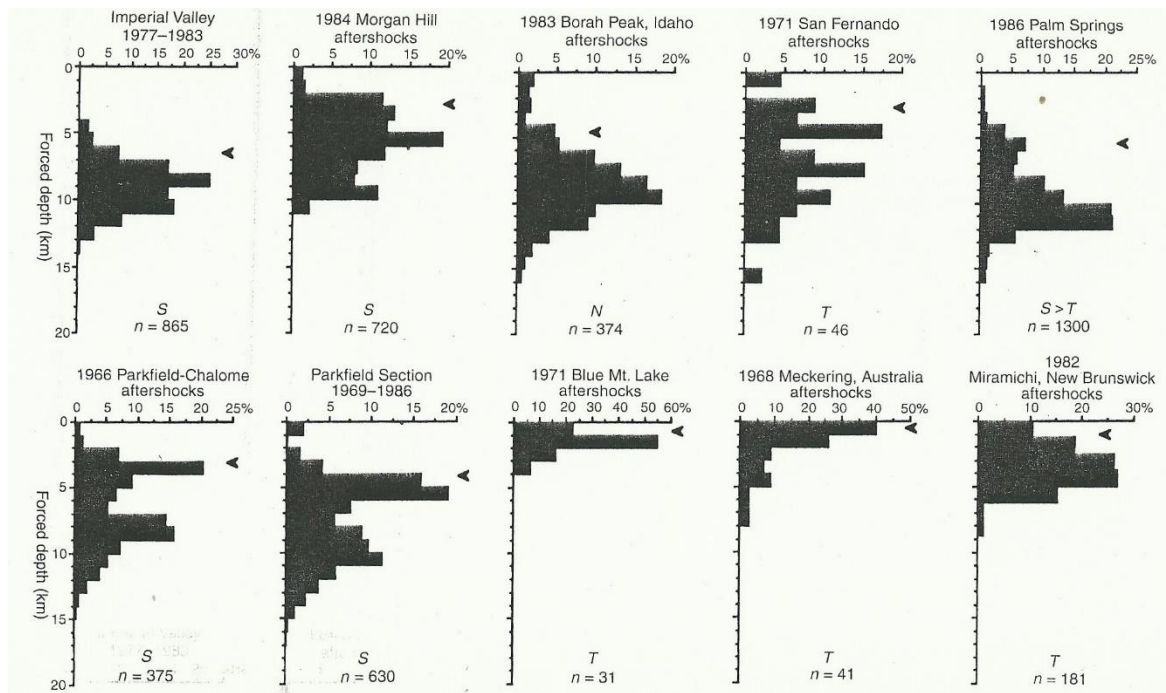


Figure 4 Distribution en profondeur des hypocentres pour les trois régimes tectoniques principaux (S : strike-faulting, T : thrust, N : normal). Les flèches indiquent la profondeur en dessous de laquelle 90% des séismes ont lieu. On peut observer une coupure sismique supérieure et inférieure. Scholz (2002).

Un modèle d'une zone de cisaillement qui incarne ces caractéristiques est illustré dans la figure 5 par Scholz (2002). Cet exemple particulier utilise un gradient géothermique basé sur un modèle de flux de chaleur pour la région de la faille de San Andreas, de sorte que les profondeurs indiquées à gauche de la figure sont spécifiques à ce modèle. On retrouve une croûte quartzofeldspathique, de sorte que les points repères importants sont 300 °C, marquant le début de la plasticité du quartz et donc la transition fragile-semi-fragile, et 450 °C, marquant le début de la plasticité feldspathique et la transition semi-fragile - plastique. La première de ces transitions est T1, et la seconde T2. La présence d'une transition supérieure a d'abord été proposée par Scholz, est basée sur l'observation qu'il y a des limites de sismicité supérieure T4 et inférieure T1 sur les failles bien développées.

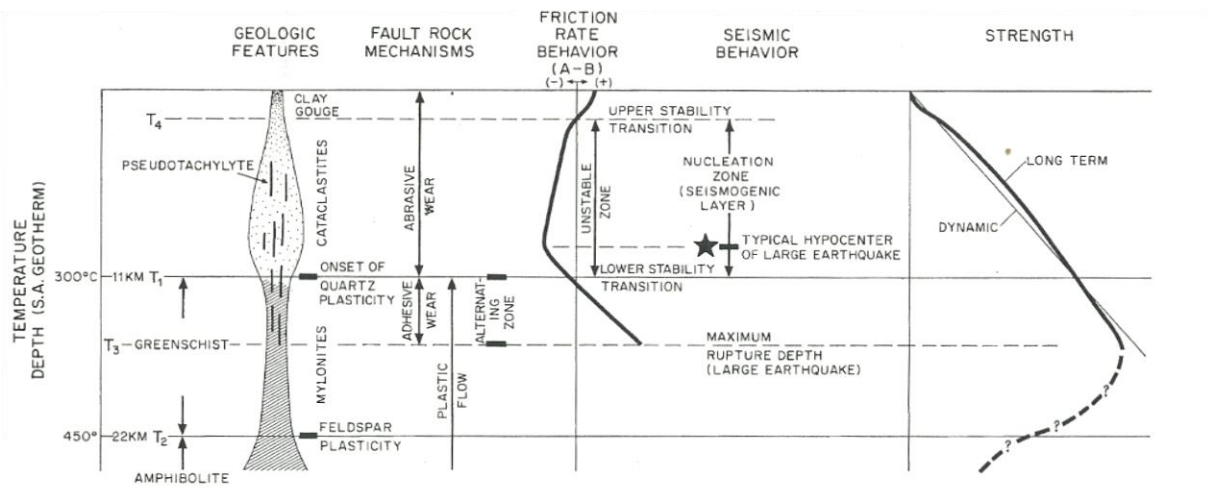


Figure 5 Modèle synoptique d'une zone de cisaillement d'après Scholz (2002).

Scholz (2002) soupçonne que la limite supérieure T4 de sismicité est due à la présence d'une épaisse couche de gouge ⁷ (*fault gouge*) dans les cinq premiers kilomètres. Si le « *fault gouge* » est composé de fragments cassants, en revanche, il se cisaille comme un matériau granuleux, avec un écoulement cataclastique dominé par la fragmentation du grain et par la dilatation pendant la rupture. La dilatation qui accompagne le cisaillement de ces matériaux granuleux a un fort effet stabilisateur sur leur glissement. En outre, dans cette épaisseur de gouge, la pression de confinement est insuffisante et provoque une fracturation des grains, empêchant ou limitant fortement l'accumulation des contraintes sur la faille.

Dans le modèle de Scholz (Fig. 6), la transition de stabilité inférieure se produit à T1, de sorte que la couche sismogène, qui est la zone dans laquelle les séismes peuvent se générer, est délimitée par T1 et T4. Dans ce modèle, la base de la couche sismogène est marquée par l'isotherme 300 °C et par la première apparition des mylonites. Bien que T1 et T4 délimitent la région dans laquelle les tremblements de terre peuvent se générer, Scholz (2002) insiste sur le fait qu'ils ne délimitent pas la région dans laquelle ils peuvent se propager. Il est clair qu'un grand tremblement de terre qui rompt toute la zone sismogène peut se propager dynamiquement à travers T4 et atteindre la surface. De même, la profondeur à laquelle ce séisme peut se propager n'est pas limitée par T1, mais le tremblement de terre se propagera à une plus grande profondeur T3.

Si le modèle de Scholz (2002) assure qu'il ne peut pas y avoir nucléation de séisme à partir de la transition fragile-plastique qui régit le passage de la croûte supérieure à la croûte inférieure, d'autres chercheurs ne sont pas de cet avis. Par exemple, Albaric et al. (2009) expliquent pourquoi et dans quelles conditions la croûte inférieure (située à 20-35 km) peut conserver une force significative dans les régions soumises à une extension continentale active. Ils observent la combinaison de couches ayant des compositions minéralogiques différentes et qui produisent plusieurs pics de résistance à diverses profondeurs. Si le sommet de la BDT est considéré comme la profondeur où la sismicité (abondance des séismes) atteint un maximum, il n'y a aucun problème pour identifier des événements plus profonds que la profondeur du BDT (Albaric et al., 2009). Par conséquent, la question n'est pas l'existence d'événements dans la croûte inférieure, qui est largement observée, mais l'abondance relative de ces événements à ces profondeurs.

Ainsi, un nombre croissant linéaire de séismes avec la profondeur, suivi d'une diminution exponentielle est observé depuis longtemps, conduisant à noter des formes similaires des courbes de distribution de sismicité et des profils rhéologiques de résistance. En outre, les profondeurs de transition des deux processus sont similaires (Albaric et al. 2009). Quel que soit le processus en cause,

⁷ Gouges : zone de roche broyée et réduite à ensemble de fragments angulaires non-cimentés dans une matrice, résultant du frottement à long terme le long d'un plan de faille.

l'abondance relative des séismes peut donc être reliée approximativement à la limite d'élasticité à une profondeur donnée ou à l'augmentation de la contrainte de confinement. Ainsi la distribution profondeur-fréquence des séismes (DFDE) peut être utilisée comme un *proxy* pour identifier les propriétés rhéologiques de la croûte et leurs variations spatiales, voire temporelles. C'est la stratégie qui sera utilisée ici, la comparaison YSE-DDE sera possible en utilisant non pas les valeurs absolues de ces grandeurs (respectivement MPa et nombre de séismes) mais des pourcentages par tranche de profondeurs (YSE% et DFDE), de façon à permettre une comparaison plus facile.

D. Comparaison YSE-DFDE : Hypothèses de travail et variations temporelles

Déduire l'état rhéologique de la croûte terrestre et / ou de la lithosphère grâce à la distribution des séismes en profondeur repose sur l'hypothèse de la cohérence (c.à.d. la stabilité) entre un processus de déformation rapide à court terme que représentent les séismes et un processus de déformation à long terme de la lithosphère que représentent les enveloppes rhéologiques (Déverchère et al., 2001).

Cette hypothèse n'est pas nécessairement vraie pour plusieurs raisons, selon Déverchère et al. (2001). Premièrement, la présence de sismicité indique que le matériau est suffisamment faible par rapport à la contrainte ambiante ($\tau > C_0 + a.\sigma_n$) et se déforme de manière fragile, alors qu'aucune sismicité peut signifier que le matériau est trop fort (élastique et $\tau < C_0 + a.\sigma_n$) ou bien trop faible (ductile) pour se déformer sismiquement. Deuxièmement, l'intervalle de temps de l'enregistrement sismique est court par rapport à la récurrence temporelle des tremblements de terre, c'est-à-dire que les régions fragiles peuvent apparaître asismiques pendant de longues périodes de temps. Pour ces raisons, la présence de sismicité est significative (mais pas nécessairement dans les « bonnes » proportions), alors que son absence est beaucoup plus difficile à interpréter. Deux autres problèmes importants et fréquents liés aux bases de données sismologiques sont à prendre en compte pour déterminer la profondeur de la transition sismique-asismique à partir des données de sismicité (Déverchère et al., 2001 ; Rolandone et al., 2004) : la précision de localisation des hypocentres et l'exhaustivité de l'enregistrement sismologique. Autrement dit, est-il représentatif de la résistance crustale sur l'échelle de temps courte dont on dispose ?

Comme résumé par exemple par Sergio Llana-Fúnez et al. (2015) et dans les parties 1B et 1C ci-dessus, la force requise pour atteindre la rupture augmente linéairement avec la profondeur, le sommet de la BDT étant la partie la plus « forte » de la croûte, et donc le lieu où les contraintes et la fréquence des tremblements de terre y sont les plus importants (Sibson, 1984). La localisation de la BDT est déterminée par les paramètres qui affectent les mécanismes de déformation et le

comportement mécanique des roches aux conditions ambiantes en profondeur, à savoir la composition minéralogique, le gradient géothermique, le taux de déformation, la pression de fluide interstitiel et le régime tectonique. Des variations latérales ou temporelles de l'un de ces paramètres produisent des variations de la profondeur à laquelle la BDT est située dans la croûte et affectent potentiellement l'épaisseur de la zone sismogène et, plus important encore, la distribution de la sismicité à l'intérieur de celle-ci. Rolandone et al. (2004) ont étudié les variations locales et temporelles de la BDT pendant un cycle sismique, le long d'un segment de la faille de San Andreas. Après le séisme de Landers (1992), il a été observé un approfondissement de la transition sismique-asismique de 3 km de profondeur sur une période de 4 ans (Figure 6). Ils ont proposé que, sous la BDT, de fortes contraintes ont excédée l'enveloppe de résistance fragile où le matériau précédemment ductile a été alors soumis à une rupture fragile et donc sismique (de 1992 à 1994, en rouge). Cet approfondissement de la sismicité et de la transition fragile-ductile est suivi d'une relaxation post-sismique et d'un « apaisement » de la sismicité profonde (1994 à 1996, bleu, puis 1996 à 2001, vert) et de la profondeur de la transition. Ils prouvent ainsi, qu'à l'échelle de la faille il peut y avoir un changement dans le mécanisme de déformation, de plastique à fragile, lors du cycle sismique ou tout du moins en période post-sismique.

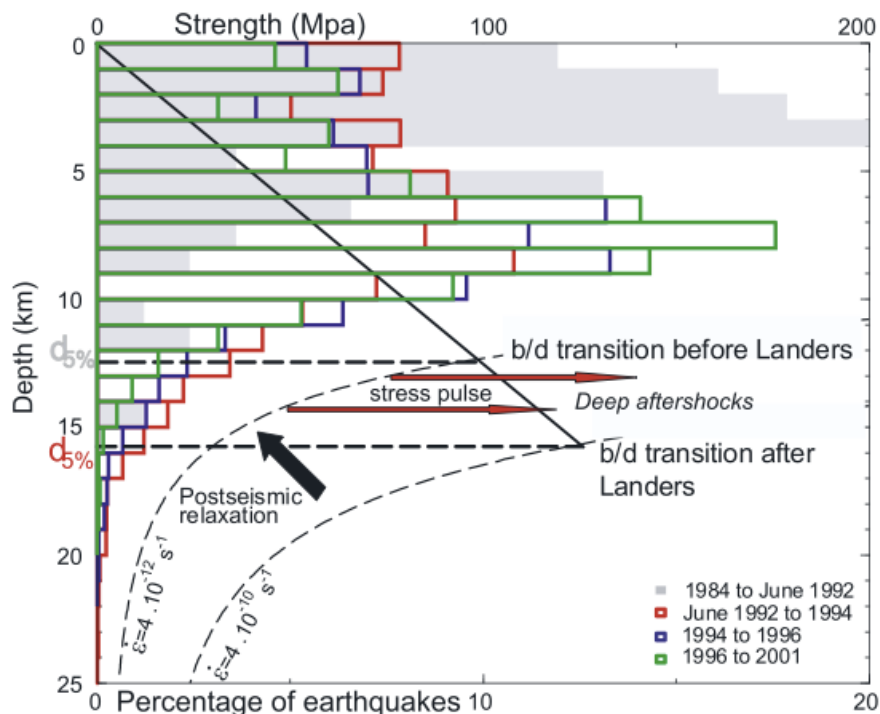


Figure 6 Histogrammes de la profondeur de distribution des hypocentres pour différentes périodes de temps (couleurs). Ces valeurs sont superposées à des valeurs prédites de la résistance des matériaux fragiles et plastiques (traits noirs), permettant de représenter des transitions fragile-ductile (traits en tiret). D'après Rolandone et al. (2004).

E. Cas d'étude et base de données utilisée : le rift Baïkal (Sibérie)

La zone de rift Baïkal ou ZRB du cénozoïque, située en Asie centrale, est un système isolé qui ne montre aucun lien spatial avec d'autres rifts continentaux ou océaniques (Fig. 7). La ZRB fait plus de 1200 km de longueur, et s'est développée sur le bouclier sibérien et sur la ceinture plissée de Sayan. Le rift Baïkal s'est activé il y a 30 millions d'années durant l'oligocène. Aujourd'hui il est caractérisé par du volcanisme mineur, une haute activité sismique et une vitesse d'extension de ~3,5 mm/an (Déverchère et al., 2001). Il est également associé à des anomalies gravimétriques, magnétiques et thermales. La lithosphère continentale du rift Baïkal est réduite très localement entre 40 et 75 km. Sous son segment central, le lac Baïkal, l'épaisseur de la croûte varie entre 34 et 40 km. Depuis les années 1980, le lac Baïkal est cerné par un vaste réseau de sismographe qui permet, à l'aide de données gravimétriques et géologiques, d'obtenir des cartes et coupes géologiques (Zorin et al. 2003).

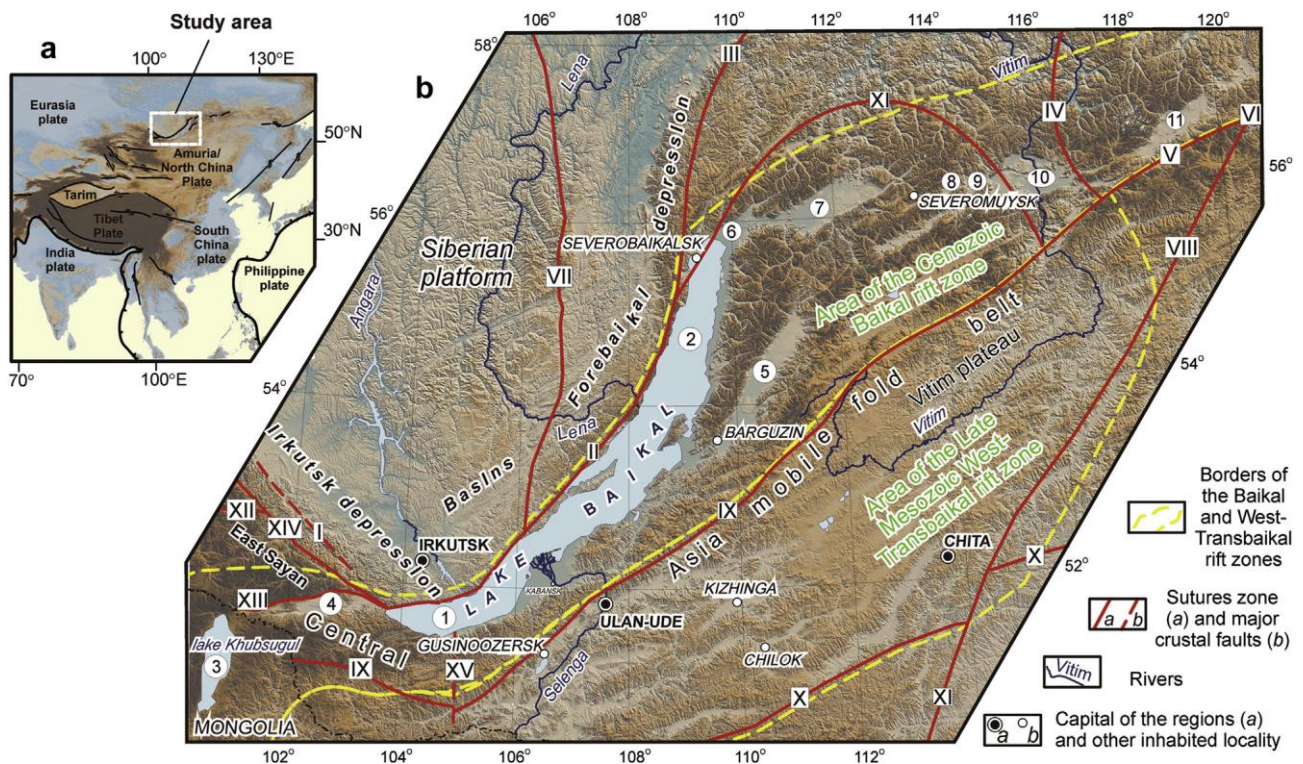


Figure 8 D'après Lunina et al. (2014) : Topographie et principaux éléments tectoniques de l'Asie (a -- failles d'après Petit et Déverchère, 2006) et du secteur sud de la Sibérie orientale (b -- failles d'après Khrenov, 1982). Les chiffres romains se réfèrent aux segments des zones marginales de suture de la plate-forme sibérienne (I : Main Sayan, II : PriBaïkalsky, III : Akitkan-Dzherbin, IV : Zhuin, V : Kalar, VI : Stanovoy), autres sutures structurelles (VII : Baïkal-Taymyr, VIII : Kalar-sk-Karengsky, IX : Dzhida-Vitim, X : Mongol-Okhotsk, XI : Baïkal-Muya, XII : Sayan-Tuva, XIII : Tunkinsko-Khamar-Daban) et des failles crustales majeures (XIV : Prisayan-Enisey, XV : Torey). Les nombres entourés renvoient aux principaux bassins de la zone de rift du Baïkal (1 : Baïkal Sud, 2 : Baïkal Nord, 3 : Khubsugul, 4 : Tunka, 5 : Barguzin, 6 : Kichera, 7 : Angara supérieure, 8 : Muyakan, 9 : Ulan-Makit, 10 : Muya, 11 : Chara).

Le but de cette étude est d'analyser les approches à la base de l'interprétation des profils rhéologiques et de les appliquer à des catalogues de sismicité pour lesquelles les profondeurs sont relativement bien déterminées. L'étude se limitera à des catalogues du rift continental Baïkal fournis par l'étude au préalable de l'article de Déverchère et al. (2001). Nous nous pencherons principalement sur la question de la détermination de la résistance à l'échelle crustale mais aussi à l'échelle de la faille. Afin de vérifier le phénomène décrit par Rolandone et al. (2004), nous étudierons une possible variation spatiale et temporelle de la limite fragile-ductile avec la distribution en profondeur des répliques.

2. Méthode d'analyse des distributions focales

A. Rappel des lois rhéologiques

La résistance de la croûte en fonction de la profondeur, quel que soit le mode de déformation, est déterminée en calculant la contrainte « de rupture » en domaine fragile, et la contrainte « de fluage » en domaine plastique.

Cas du domaine fragile: on peut modéliser la résistance à la rupture par la loi de Byerlee. La rupture a lieu si :

$$\tau > \mu s . \sigma n + C o$$

Où τ est la contrainte cisailante, μs est le coefficient de friction, σn la contrainte normale au plan, et enfin $C o$ à la valeur critique de la cohésion du matériau.

Il y a donc une relation linéaire entre la contrainte cisailante nécessaire à la rupture τ et la contrainte normale σn , la contrainte normale s'oppose au glissement sur un plan, et donc augmente la contrainte nécessaire. La rupture se traduit par un mouvement sismique soudain (de quelques secondes) répondant à une forte traction dans le cas de l'extension, ayant accumulé toute l'énergie sur une échelle de temps allant d'une dizaine à des milliers d'années.

Dans le domaine ductile, la loi de déformation des roches à l'état ductile est établie par la loi de puissance, où la température et le taux de déformation jouent un rôle très important :

$$\dot{\epsilon} = A . \sigma_d^n . e^{[- Q / (R . T_z)]}$$

Où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation, T_z est la température selon la profondeur, σ_d est la contrainte différentielle, R est la constante des gaz parfait. A , n , et Q , sont des constantes dépendantes du matériau.

B. Approche entre profils rhéologiques et de sismicité

Le but de la méthode est de déterminer quelle rhéologie crustale (définis par les flux thermiques et la composition) prend le mieux en compte la distribution en profondeur des séismes. En utilisant des lois de friction et de puissance, nous allons modéliser le pourcentage de résistance avec un pas de 5 km dans la croûte, pour une composition donnée et un flux de chaleur spécifique. Par la suite nous allons les comparer avec l'abondance relative de sismicité toujours avec un pas de 5 km. Nous utiliserons non pas les valeurs absolues d'YSE et de DFDE (respectivement MPa et nombre de séismes) mais des pourcentages par tranches de profondeurs (YSE% et DFDE%), de façon à

permettre une comparaison plus facile. Cette approche se base sur l'hypothèse que les pics de sismicité et les profondeurs de «coupure» (cut-off depths), donné par les résultats, peuvent fournir de bons indicateurs des transitions fragiles-plastique dans la croûte continentale (Scholz, 2002)

Dans une première partie, la méthode consiste à comparer le pourcentage de résistance (YSE (%)) avec le pourcentage de séismes survenus dans le même intervalle (DFDE(%)). Nous devons alors calculer une enveloppe de contrainte seuil YSE (%) par l'intermédiaire de nombreux tests prenant en compte des paramètres différents. Les seuls paramètres variables dans la modélisation sont: la composition de la croûte, les épaisseurs de couche, le flux de chaleur en fonction de la région mais aussi le taux de déformation. Ensuite, nous déduisons le pourcentage de force pour des intervalles de profondeur de 5 km (YSE (%)). Afin d'avoir une approche réaliste, cet intervalle est supérieur à l'erreur maximale de profondeur focale qui est de 2 km pour les catalogues étudiés. De plus, les séismes proches de la surface sont mal localisés par le réseau de station. En effet, lorsqu'ils sont situés à une distance inférieure à celle séparant l'épicentre de la première station sismique, leurs hypocentres alors sont mal contraints.

C. Choix des paramètres pour l'enveloppe rhéologique

Le programme Excel fourni par Carole Petit, Professeur à l'Université de Nice (Laboratoire GéoAzur), propose les compositions suivantes : diabase, diorite et quartzite. Afin de vérifier la cohérence des compositions, le raisonnement se fera à l'aide de cartes géologiques de surface et de coupes géologiques. Dans l'annexe, les figures 21 et 22 sont fournies par Zorin et al. (2003) et la figure 23 par Zorin et al. (1997). Nous limiterons l'étude à une profondeur de 40 km, même si la croûte est plus épaisse, il n'y a généralement plus de séismes déterminés à cette profondeur, ou alors en quantité négligeable. Le programme Excel ne prend pas en compte la pression des fluides interstitiels.

D'après Lysak (1992) la géothermie de la zone de rift Baïkal est très variable avec des flux de chaleur allant de presque 0 jusqu'à 150 mW/m² (Fig. 9). Le lac Baïkal est subdivisé en un bassin nord et un bassin sud caractérisés par un flux de chaleur de 50-75 mW/m² et supérieur à 100 mW/m² respectivement. L'extension ouest du lac Baïkal, dans la vallée de Tunka (au sud-ouest du lac), est caractérisée par du volcanisme quaternaire ; dans cette zone le flux de chaleur atteint des valeurs de 75 – 90 mW/m². Régionalement, il a été relevé que le flux de chaleur était compris entre 50 et 70 mW/m² avec souvent des valeurs beaucoup plus élevées à proximité des failles actives. Cette anomalie régionale du géotherme correspond bien avec un modèle de lithosphère continentale amincie associée à la remontée de magma mantéllique.

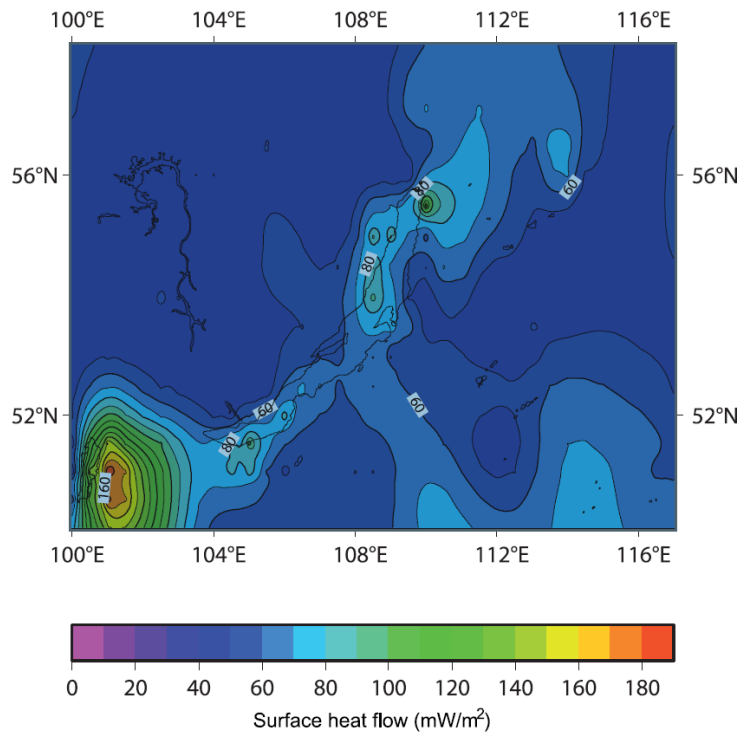


Figure 9 Carte des flux de chaleurs surfaciques de la zone de rift Baïkal d'après (Pollack et Al. 1993) reprise par Carole Petit et Jacques Déverchère.

D. Stratégie d'étude

Dans une première partie, l'étude portera d'une façon générale sur la variation spatiale de la résistance de la croûte examinée par les séismes sur une période de temps la plus longue possible. Nous travaillerons à partir des catalogues de sismicité fournis dans les articles de Déverchère et al. (2001 et 1993). Les 9 stations, de l'article de 2001, pour lesquels un nombre suffisant de séismes bien contraints en profondeur ont été localisés et sont représentées dans le tableau ci-dessous (Fig. 10) sur la carte de la figure 13. La région de Muya comportant 792 évènements (enregistrés entre 1963 et 1975) provient de l'article de Déverchère et al. (1993) et est également située sur la carte de la figure 13.

Stations	MOY	ARS	TAL	TIG	YLY	KMO	UKT	NLT	CAA
Nombre d'évènement	84	57	18	15	240	108	54	25	31
Flux de chaleur moyen (mW/m ²)	45 - 50	60	50 - 55	40 - 45	70 - 80	70	50	50	40 - 50
Fenêtre de temps (Année)	1971–1997	1983–1997	1984–1997	1988–1997	1989–1997	1981–1997	1986–1997	1983–1997	1983–1997
Régime tectonique	transpressif	transpressif	extensif	extensif	extensif	extensif	extensif	extensif	extensif

Figure 10 Tableau de donnée (modifié) des différentes zones d'étude de Déverchère et Al. (2001).

Déverchère et al. (2001) ont réalisé un histogramme montrant la répartition moyenne des séismes du rift Baïkal en fonction de la profondeur (Fig. 11), regroupant la totalité des séismes de

leurs catalogues dont la profondeur est déterminée avec une incertitude calculée inférieure à 5 km (basés sur 635 évènements). Le graphique superposé (barres grises pleines) montre les 519 évènements restants après avoir écarté les évènements situés près des stations ARS et MOY (Fig. 10 et 13), où le champ de contrainte n'est pas extensif (Petit et al. 1996).

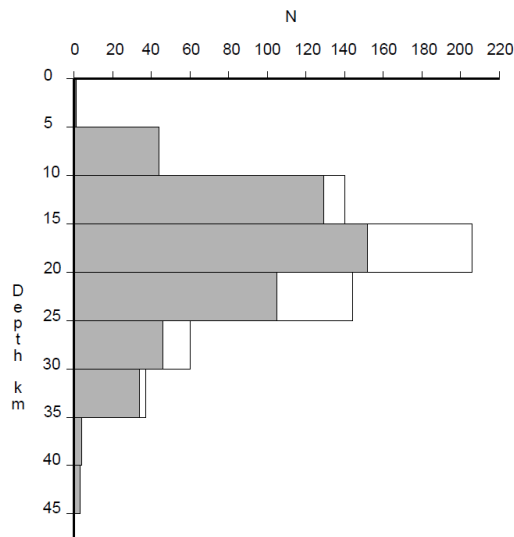


Figure 11 Histogramme de la distribution des séismes en profondeur, avec un intervalle de profondeur de 5 km d'après Déverchère et Al. (2001).

Dans une seconde partie, nous étudierons une possible variation temporelle de la résistance de la croûte examinée par les répliques stimulées par un séisme. Nous allons reproduire une rhéologie qui n'est plus la rhéologie moyenne d'une croûte dans une région donnée mais la rhéologie « locale » d'une surface de faille. Cette fois-ci, c'est la rhéologie de la faille qui va guider la distribution de séismes, ce qui ne représente donc pas nécessairement la rhéologie d'un volume de roche dans une région donnée. En effet, une surface de faille est hétérogène : par endroit, elle présente des aspérités. Il y aura donc des endroits où la sismicité va être abondante en fonction de la position de ces aspérités en profondeur. Par ailleurs, le flux thermique sur une grande faille est probablement plus élevé que dans un grand volume de roche donné, compte tenu du fait que les failles sont des milieux fracturés où peuvent circuler des fluides. Enfin, les failles présentent des « gouges » (voir Partie 1) qui modifient le comportement rhéologique et la minéralogie par rapport à un milieu géologique de composition semblable mais moins fracturé.

Lors de grands séismes comme celui de Landers de magnitude 7.2 (Rolandone et al., 2004), il a été rapporté des variations significatives des profondeurs des séismes après la rupture. Est-ce que ce phénomène se produit également dans le cas du Rift Baïkal ? Est-ce que l'on peut le mettre en évidence ? Quels paramètres contrôlent ces éventuelles variations ? Les catalogues de distribution des répliques post-sismique (Fig. 12) sont fournis par notre collaboratrice basée en Russie, Natasha Radziminovitch, chercheur à l'Institut de la Croûte Terrestre. Les épicentres situés à Kumora et Kultuk sont relocalisés sur la carte de la figure 13.

	KULTUK	KUMORA
Nombre d'évènement	393	57
Magnitude	6,3	5,6
Fenêtre de temps (Année)	2008	2003
Régime tectonique	extensif	extensif

Figure 12 Tableau de donnée des répliques post-sismiques pour des failles situées à Kultuk et Kumora.

Dans cette seconde partie, la stratégie consiste à évaluer ce qui se passe à l'échelle d'une région lorsque l'on compare une DFDE moyenne (à long terme) de la croûte, à une DFDE post-rupture (sur ou à proximité d'une faille qui a rompu). Nous tenterons de modéliser la résistance crustale à l'échelle de la faille pour des paramètres lithologiques (composition et épaisseurs) identiques à ceux de la croûte moyenne, mais des flux de chaleur et taux de déformations différents.

En cas de mauvais ajustement, il sera discuté de la cause de l'écart dans la suite de l'étude.

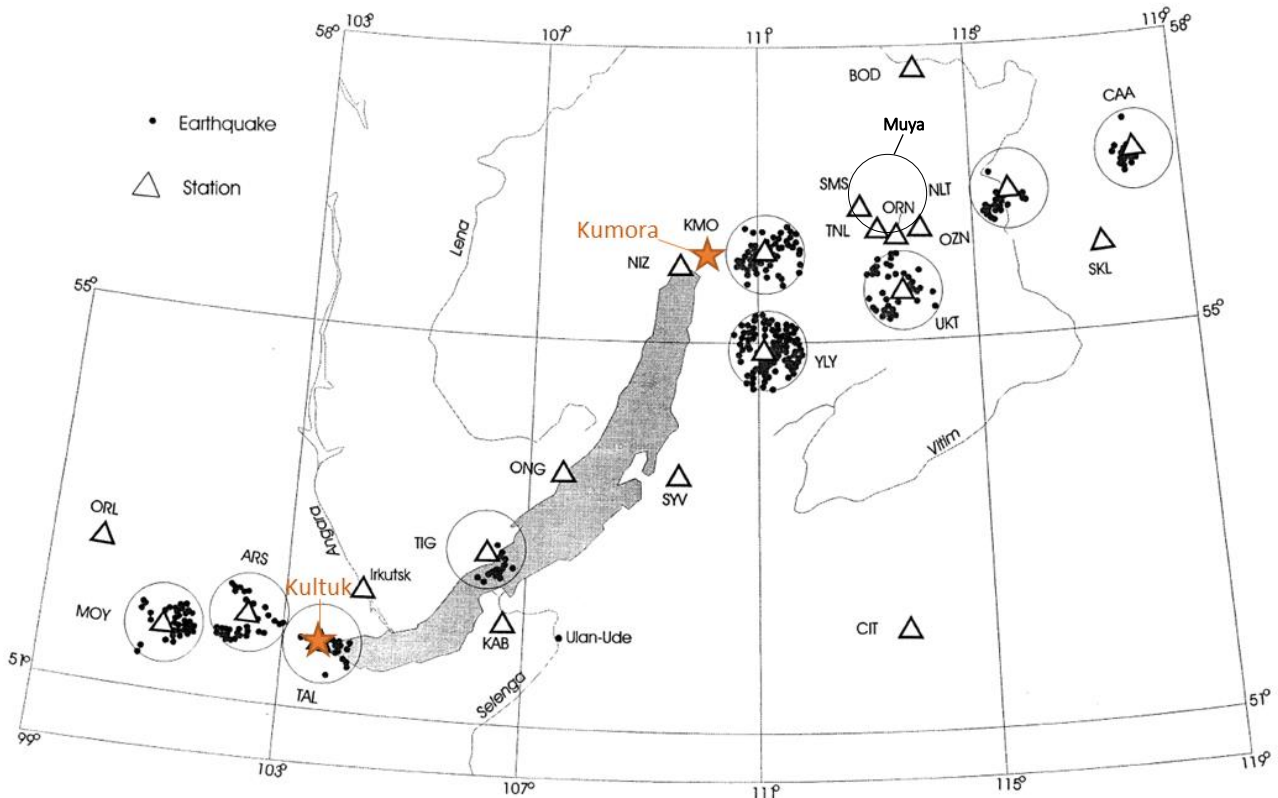


Figure 13 Carte des 632 séismes sélectionnés pour l'étude de Déverchère et Al. (2001), à proximité de neuf stations sismiques permanentes de courte durée du réseau russe. Toutes les stations utilisées pour la relocalisation des séismes sont indiquées par un code de trois lettres. Les cercles autour des stations sont d'un rayon de 40 km. Les étoiles oranges au sud-ouest et au nord-est du lac Baïkal, représentent respectivement les épicentres des séismes de Kultuk (2008) et de Kumora (2003).

3. Résultats de modélisation de résistance crustale

De nombreuses modélisations d'enveloppe limite d'élasticité (YSE⁸) furent testées (Figure 24 annexe). Cette partie ne comporte que les résultats pertinents qui montrent une bonne correspondance entre la DFDE et la courbe YSE.

A. Variation spatiale de la résistance crustale examinée par les séismes

A.1. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations YLY et KMO

Les stations KMO et YLY se situent au nord-est du lac Baïkal, dans la zone de Barguzin-Muyakan (Fig. 13). Le flux de chaleur évalué par Lysak (1992) oscille autour des 70 mW/m². Dans ce secteur la fréquence des séismes en fonction de la profondeur augmente jusqu'à ~17,5 km, puis diminue progressivement dans la croûte inférieure jusqu'à un intervalle de 35-40 km de profondeur.

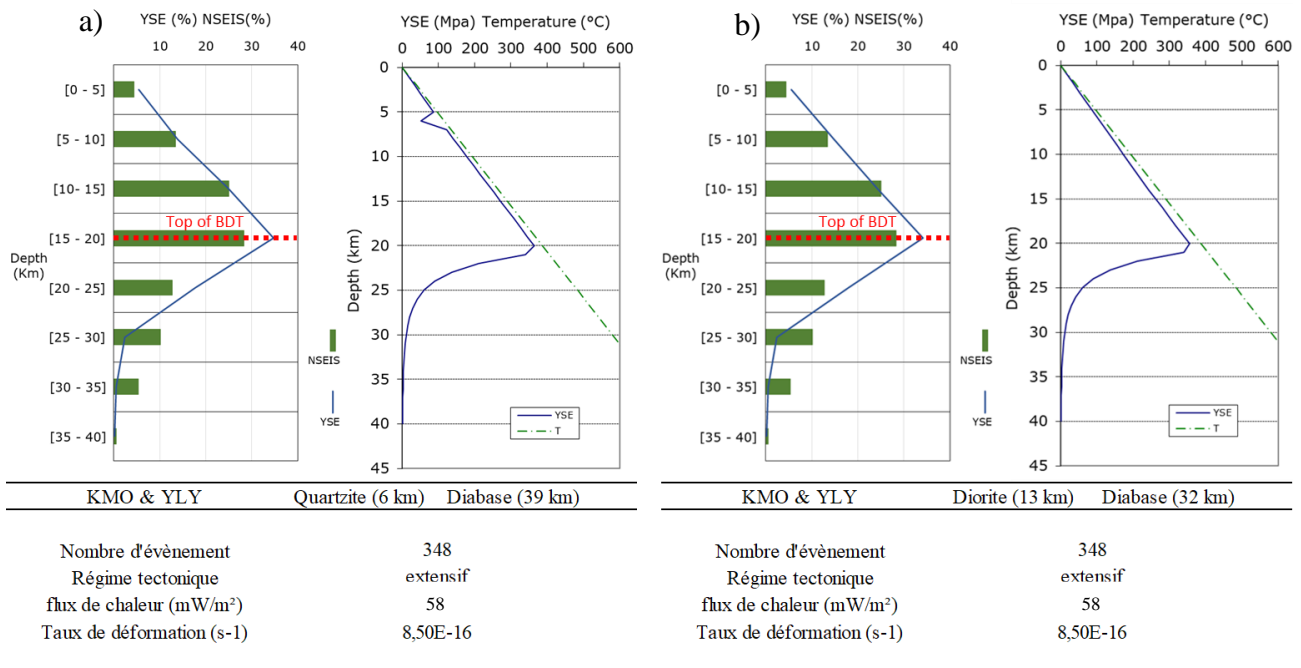


Figure 14 Dans les premiers graphiques, la courbe bleue représente la limite d'élasticité (en pourcentage de la résistance totale de la croûte) pour des paramètres cités dans les tableaux ci-dessus. Les barres vertes représentent l'abondance (en pourcentage) des séismes en fonction de la profondeur. La ligne horizontale en pointillés rouges délimite la profondeur de la transition fragile-plastique. On retrouve sur les seconds graphiques, la limite d'élasticité en MPa accompagnée du gradient géothermique (en °C/km) en pointillé vert. a) Composition de 6 km de quartzite et 39 km de diabase. b) Composition de 13 km de diorite et 32 km de diabase.

⁸ Yield Strength Envelope

Nous avons testé plusieurs modélisations de la limite d'élasticité en fonction de la sismicité autour de KMO et YLY pour un régime en extension. Deux ont été retenues pour une composition quartzite/diabase (Fig. 14a) et diorite/diabase (Fig. 14b). Les deux résultats présentés ont tous-deux un ajustement similaire, excluant de favoriser une composition spécifique. Cependant, tous les tests ne reproduisent pas le pourcentage relativement important d'événements à 25-35 km de profondeur, un résultat qui suggère que cette abondance anormale d'événements ne peut pas être expliquée seulement par une rhéologie "rigide": il faut invoquer d'autres processus induisant une augmentation de la sismicité profonde pendant cette période de temps.

A.2. Analyse du catalogue de sismicité autour de la région de Muya

La région de Muya se situe au nord-est du lac Baïkal proche des stations YLY et KMO (Fig. 13). On observe un pic de sismicité à ~7,5 km de profondeur puis une diminution progressive des séismes jusqu'à ~27,5 km. La carte des flux de chaleurs surfacique (Fig. HF) montre un flux d'environ 60-70 mW/m².

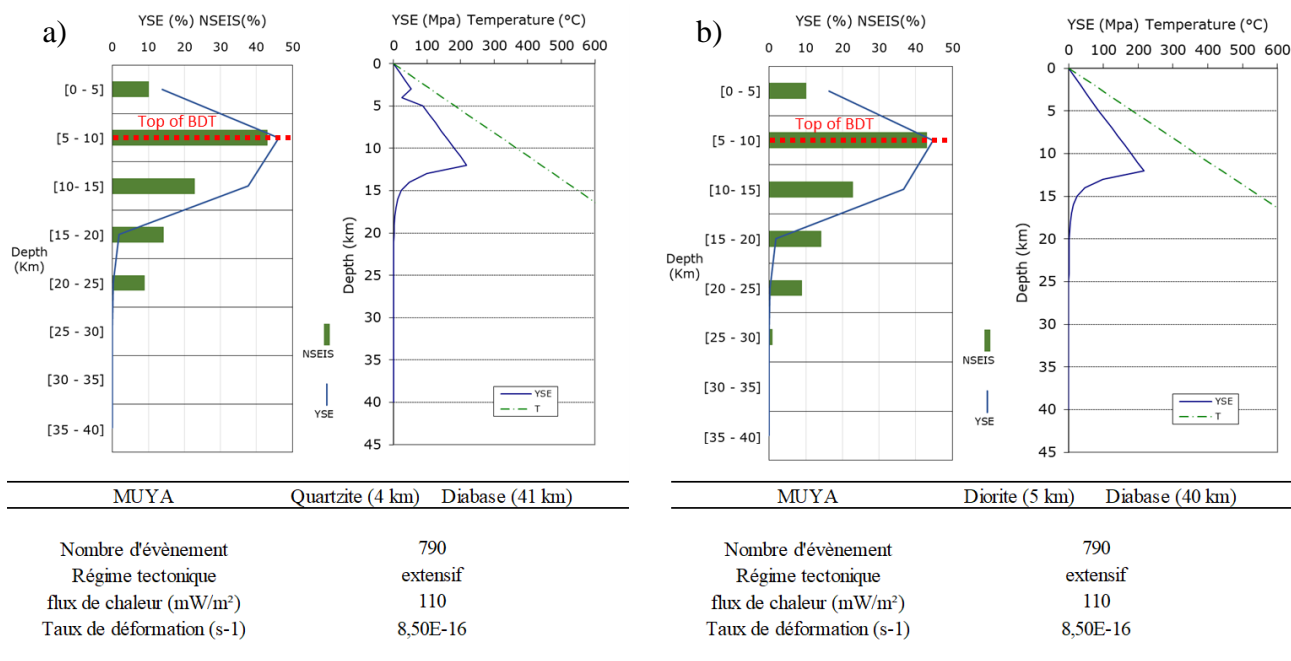


Figure 15 Comme la figure 14. a) Composition de 4 km de quartzite et 41 km de diabase. b) Composition de 5 km de diorite et 40 km de diabase.

Deux compositions lithologiques ont été utilisées pour modéliser la résistance crustale : une composition quartzite/diabase (Fig. 15a) et une composition diorite/diabase (Fig. 15b). Les deux modèles reproduisent de façon similaire et imparfaite la répartition des séismes en profondeur. En effet, les séismes les plus profonds (entre 15 et 25 km) sont sensiblement plus nombreux que ce que peut prédire les courbes YSE. De plus, le flux de chaleur adopté pour la modélisation s'élève à 110

mW/m². Nous fixons cette valeur localement trop élevée, non conforme à ce qui est relevé par Lysak (1992), pour ajuster la courbe YSE au pic de sismicité.

A.3. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations TIG et TAL

Les stations TIG et TAL comportent de nombreux points communs. Non seulement pour leur faible nombre d'évènement (respectivement, 15 et 18 séismes), mais surtout pour leurs DFDE qui sont très similaires. On retrouve pour les deux stations un pic de résistance (Fig. 16) vers les 10-15 km et une résistance de la croûte inférieure dans la tranche des 30-40 km. On s'attend ainsi à avoir une modélisation des courbes YSE similaire entre TIG et TAL.

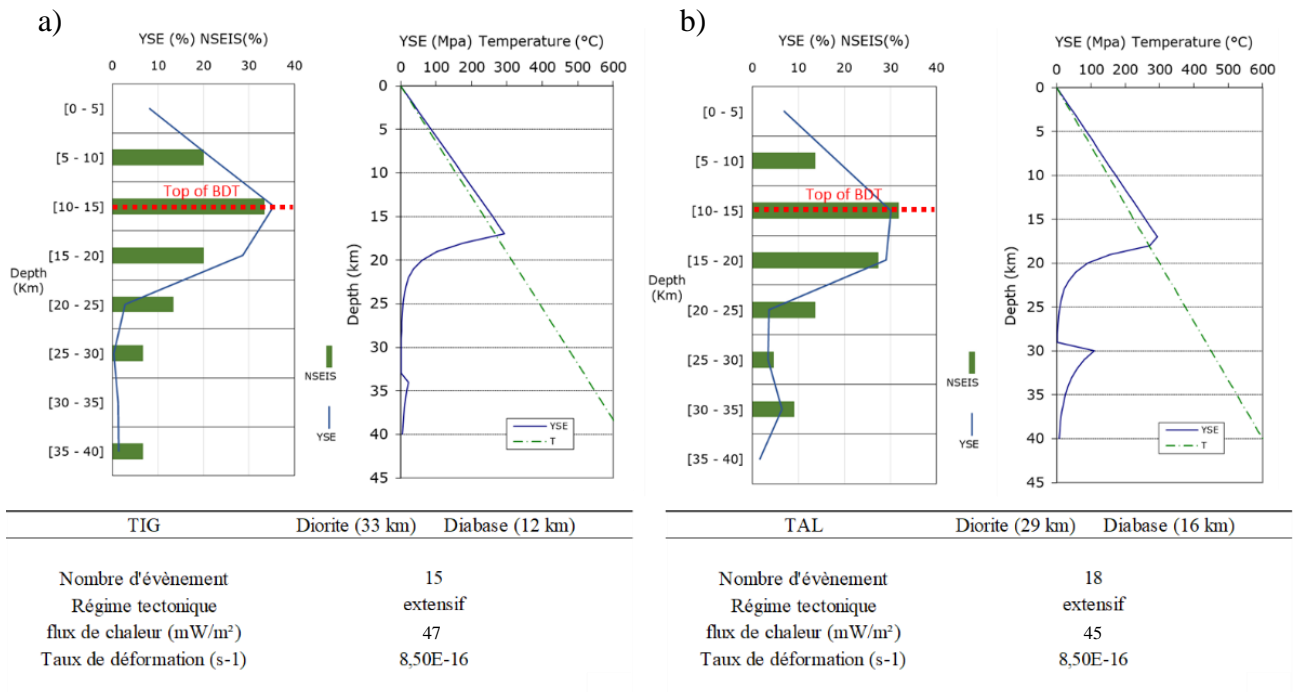


Figure 16 Comme la figure 14. a) Composition de 33 km de diorite et 12 km de diabase. b) Composition de 29 km de diorite et 16 km de diabase.

La modélisation de l'YSE par rapport au DFDE de TIG et TAL s'est faite pour un régime extensif et avec des flux de chaleur de 47 mW/m² (Fig. 16a) et de 45 mW/m² (Fig. 16b), respectivement. Pour les deux stations, un taux de déformation à 8,5E-16 s⁻¹ ainsi qu'une forte épaisseur de croûte supérieure dioritique et une croûte inférieure de diabase ont été envisagés pour obtenir ces ajustements.

A.4. Analyse du catalogue de sismicité autour des stations ARS et MOY

Les stations voisines, ARS et MOY, se situent au sud-ouest du lac Baïkal (Fig. 13) et contrairement à ce qu'il a pu être observé jusqu'ici, le secteur montre un régime tectonique transpressif. La DFDE (Fig. 17) nous indique que la croûte est aismique en dessous des 10 km. Le pic d'abondance de sismicité est atteint à ~17,5 km pour diminuer progressivement jusqu'à atteindre les 30-35 km.

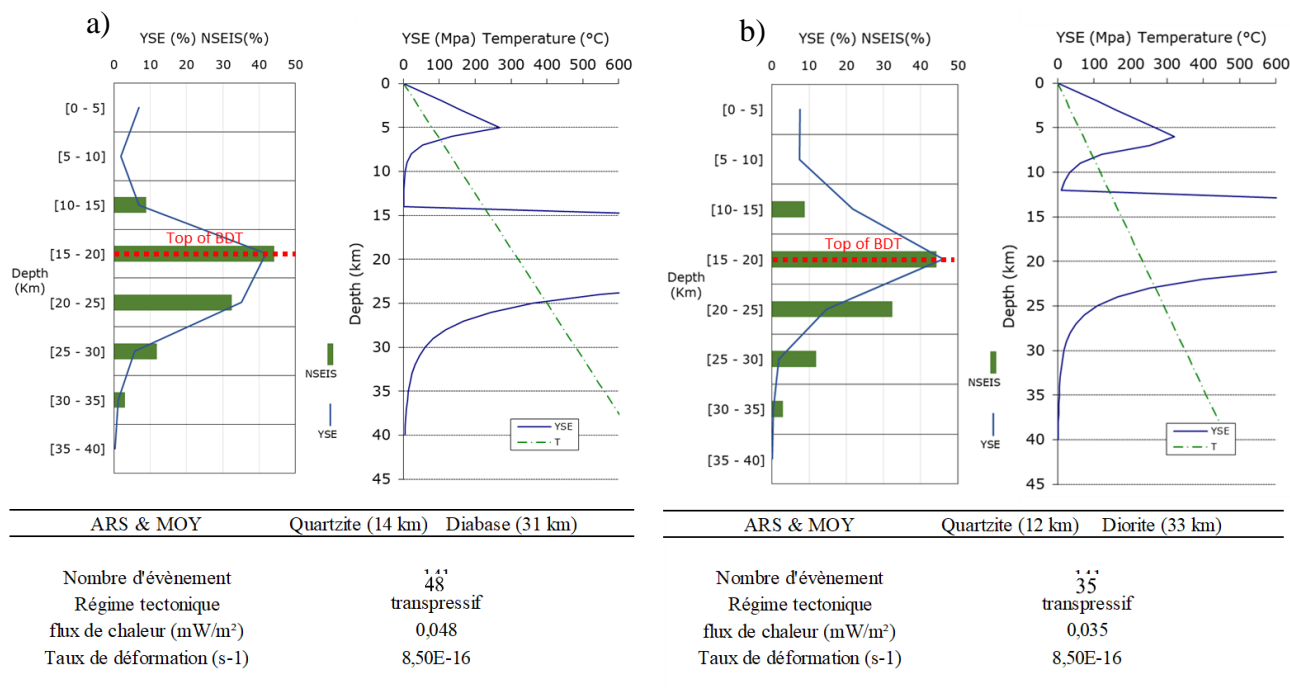


Figure 17 Comme la figure 14. a) Composition de 14 km de quartzite et 31 km de diabase. b) Composition de 12 km de diorite et 33 km de diabase.

Lors de la modélisation nous avons réussi à trouver un bon ajustement entre la DFDE et l'YSE, pour un flux thermique moyen (48 mW/m²) et une composition de type Quartzite (14km) - Diabase (31km) (Fig. 17a). Même pour un flux de chaleur relativement faible (35 mW/m²), une composition de quartzite (12km) – Diorite (33km) ne peut cependant pas être rejetée (Fig. 17b).

B. Variation temporelle de la résistance crustale prédite par les répliques

B.1. Analyse post-sismique de la profondeur des répliques autour de Kumora

Le village de Kumora se situe au nord-est du lac Baïkal, il est proche des stations YLY et KMO (Fig. 13). On observe sur la figure 18 que les répliques du séisme ($M_w = 5,6$) de Kumora, en 2008, sont concentrées entre $\sim 7,5$ et $\sim 22,5$ km de profondeur. La DFDE des stations YLY et KMO est en partie similaire à celle de Kumora, montrant un pic de sismicité à $\sim 17,5$ km.

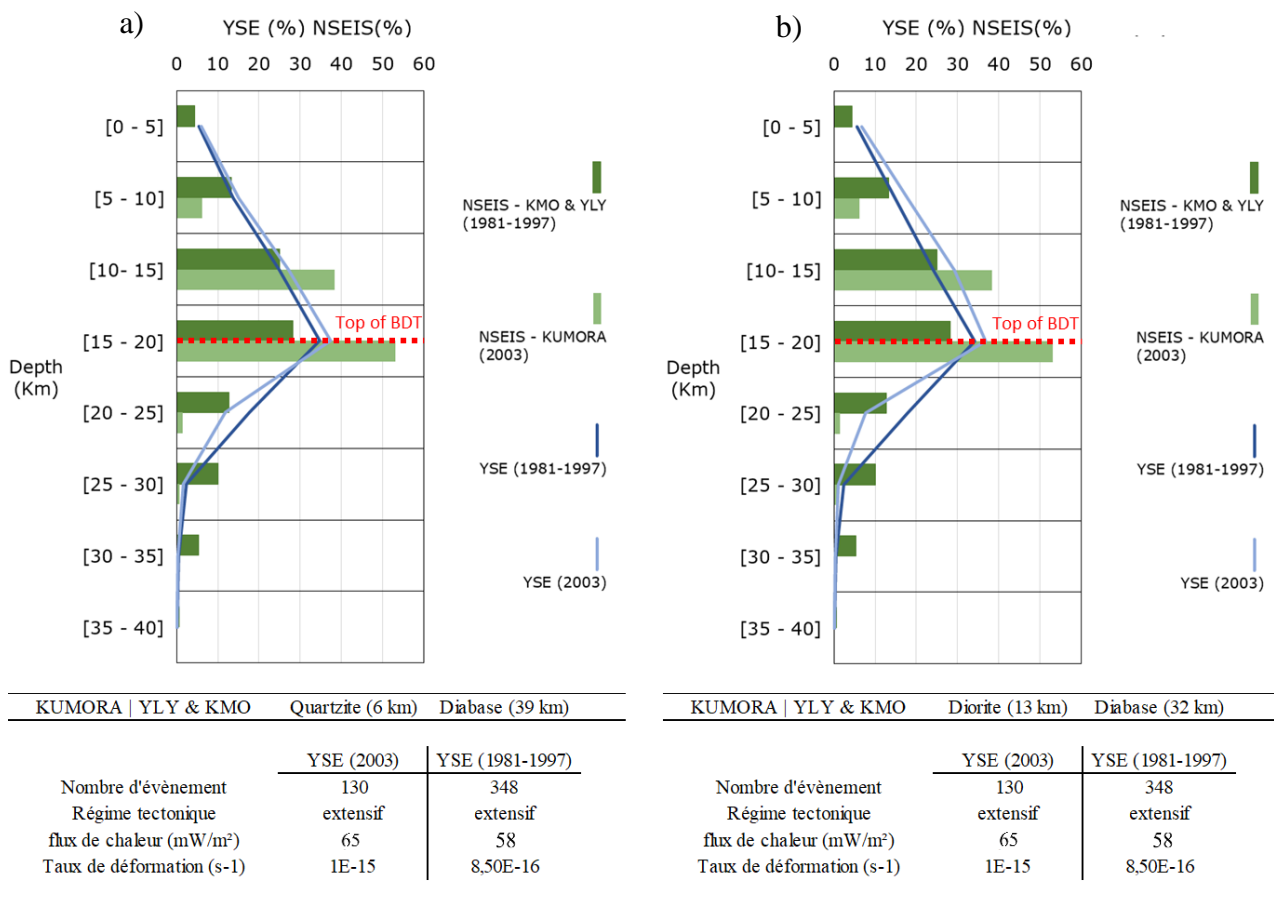


Figure 18 Comparaison de la DFDE et de la courbe YSE entre les répliques de Kumora et les séismes des stations YLY & KMO. Deux compositions crustales sont représentées : quartzite/diabase et diorite/diabase. La courbe bleue représente la limite d'élasticité (en pourcentage de la résistance totale de la croûte) pour des paramètres cités dans les tableaux ci-dessus. Les barres représentent l'abondance (en pourcentage) des séismes en fonction de la profondeur. La ligne horizontale en pointillés rouges délimite la profondeur de la transition fragile-plastique.

La modélisation a été réalisée pour les deux compositions lithologiques des stations YLY et KMO évoquées précédemment, à savoir : quartzite/diabase et diorite/diabase. Cependant, la modélisation de la résistance de la croûte de Kumora (courbe bleue claire) ne s'ajuste pas à la répartition des répliques (pour les épaisseurs de croûte moyenne, rapportées par YLY et KMO). Pour des paramètres similaires (flux de chaleur et taux de déformation visibles sur le tableau ci-dessus) les deux modèles nous indiquent une faible résistance de la croûte, entre 10 et 20 km, contrairement à ce que nous prédisent les répliques.

B.2. Analyse post-sismique de la profondeur des répliques autour de Kultuk

La station TAL se situe dans la ville de Kultuk (Fig. 13) où eu lieu, en 2008, un séisme de magnitude 6,3. La répartition des répliques de 2008 en profondeurs diffère de celle observée pour sur la station TAL entre 1984 et 1997 (Fig. 19) : les pics de sismicité se trouvent respectivement à ~7,5 km et ~12,5 km. A l'inverse des séismes de la station TAL, les répliques de Kultuk indiquent une croûte supérieure résistance et une croûte inférieure de faible résistance.

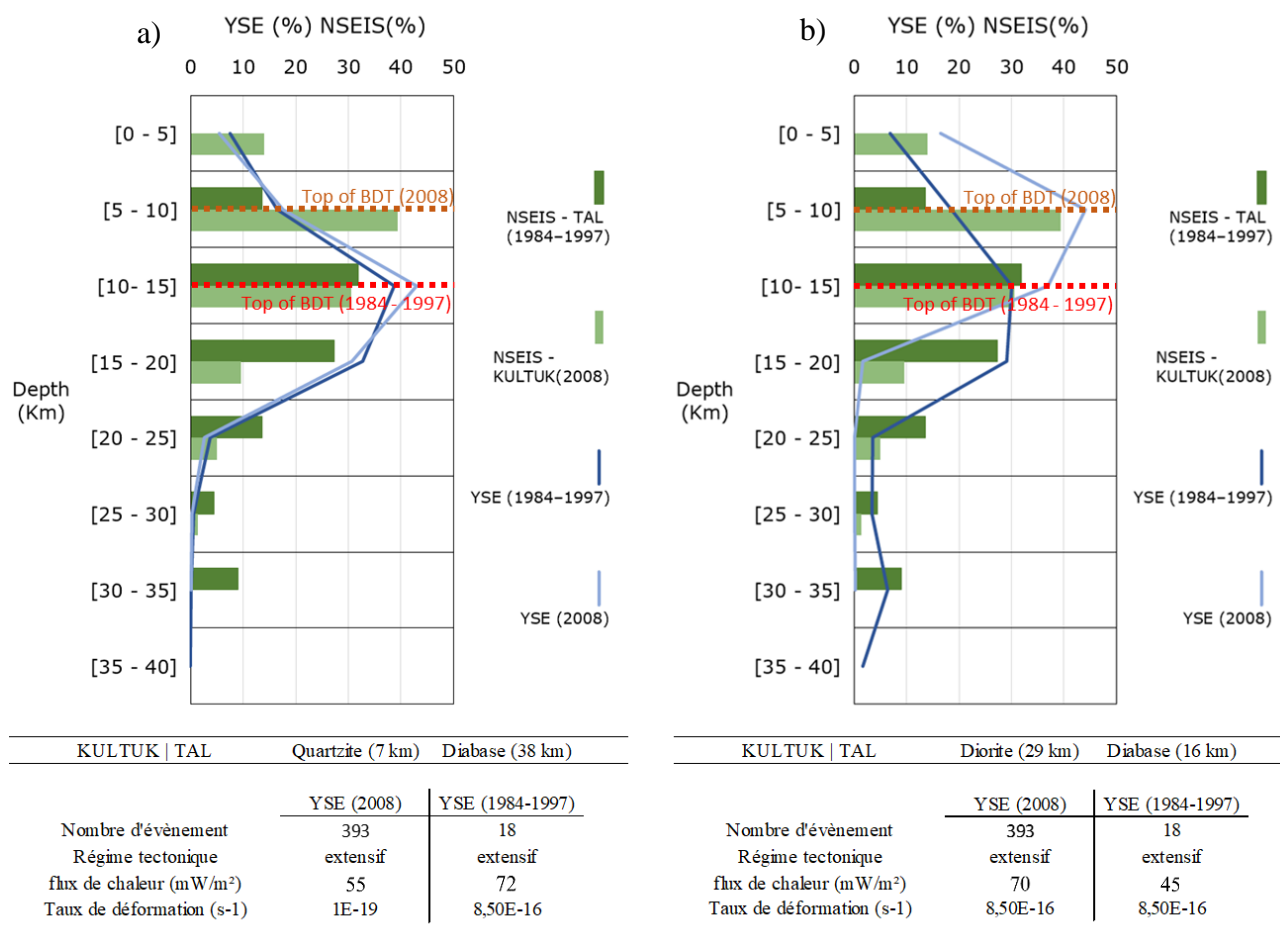


Figure 19 Comme la figure 18. Comparaison de la DFDE et de la courbe YSE entre les répliques de Kultuk et les séismes de la station TAL. Deux limites supérieures de transition fragile-plastique sont représentées : en rouge pour les séismes de la station TAL et en marron pour les répliques de Kultuk.

La modélisation de la résistance crustale à l'échelle de la faille de Kultuk s'est faite pour deux compositions : quartzite/diabase (Fig. 19a) et diorite/diabase (Fig. 19b). C'est bien sûr la composition diorite/diabase qui montre la meilleure corrélation entre la courbe YSE et la DFDE : toujours pour des épaisseurs lithologiques similaires à celles utilisées pour la modélisation de la station TAL (courbe bleue foncée), l'ajustement de la courbe YSE (courbe bleue claire) avec la répartition des répliques de Kultuk, semble être relativement bon. Cet ajustement de l'YSE (2008) s'obtient pour un flux de chaleur de 70 mW/m² et un taux de déformation de 8,5E-16 s-1.

4. Discussion

A. Variation régionale de la distribution des séismes selon la profondeur et la rhéologie

Dans cette étude, nous avons d'abord tenté d'évaluer des différences de « signature » rhéologique en étudiant séparément la distribution de la sismicité au nord-est et au sud-ouest du lac Baïkal. Nous avons pour cela utilisé la sélection de séismes bien déterminés en profondeur dans l'article de Déverchère et al. (2001). Ceci a permis de montrer que si faire une moyenne de la sismicité sur une vaste zone autour du lac Baïkal permet effectivement d'évaluer une résistance moyenne de la croûte continentale, il est néanmoins possible de mettre en évidence des variations régionales significatives de rhéologie dans ce vaste domaine de croûte protérozoïque. On a ainsi pu observer plus en détail l'influence de certains paramètres sur la façon dont les séismes se distribuent en profondeur. Ceci confirme que le catalogue de sismicité a la capacité de révéler des paramètres rhéologiques de la croûte liés notamment à des variations de gradient thermique mais aussi de composition (lithologie). Le flux de chaleur semble jouer un rôle prépondérant, alors que les variations du taux de déformation n'affectent que peu la répartition des séismes.

Pour la sismicité autour des stations YLY et KMO (Fig. 14), les deux résultats présentés montrent un ajustement de la courbe YSE similaire. Cependant l'enveloppe modélisée ne reproduit pas correctement la DFDE observée entre 25 et 35 km. Ce résultat suggère, par cette sismicité profonde, une rhéologie rigide mais aussi d'autres processus qui provoquent une activité plus importante à ces profondeurs, comme par exemple une augmentation de la pression des fluides. Cette région semble en effet caractérisée par des essaims sismiques⁹ relativement profonds (Déverchère et al. 2001). Des analyses d'essaims sismiques dans d'autres systèmes de rift comme le rift est-africain (Albaric et al., 2009) ont montré que ces activités « anormales », souvent de longue durée (plusieurs mois ou plusieurs années), étaient probablement expliquées par des fluides, soit dans des zones de failles « chargées » jusqu'à l'état critique ou par une activité magmatique dans la croûte inférieure ou même en base de croûte (Albaric et al., 2010, 2014 ; Weinstein et al. (2017)). Nous suggérons donc que cette croûte inférieure représente un réservoir à faible perméabilité contenant des fluides sous pression lithostatique. Ces fluides en surpression (magmatiques ou métamorphiques) et ces gaz exsolvés comme le CO₂ (Weinstein et al. (2017)), peuvent être libérés vers le haut dans la croûte inférieure et favoriser ainsi une rupture fragile par frottement sur les structures héritées. Indépendamment, le flux de chaleur choisi pour la modélisation des deux compositions est de 58

⁹ Essaim sismique : crise sismique souvent associée à l'injection de fluide sous pression pouvant durer plusieurs années.

mW/m² montre une différence significative avec le flux régional spécifié dans la carte des flux de chaleurs surfacique (Fig. 9), à savoir 70-80 mW/m².

La sismicité dans la région autour de Muya proche des stations YLY et KMO, est très différentes du fait qu'elle soit énormément influencée par des essaims sismiques (Déverchère et al., 2001). Ce phénomène étant favorisé par la présence de fluides sous pression, cela coïncide avec le fort flux de chaleur utilisée pour la modélisation de résistance crustale.

Les catalogues de séismes à proximité des stations TIG et TAL montrent une forte analogie (Fig. 16), non seulement pour leurs profils de sismicité, mais aussi pour leurs faibles nombres d'évènements : respectivement, 15 et 18 séismes. Ce faible nombre de séismes est surtout une limite importante pour ces deux cas et fragilise tout raisonnement car ces courbes d'YSE déterminées à partir de ces catalogues ne sont peut-être pas réalistes : elles peuvent en effet différer de celles qu'on aurait à partir d'une distribution de sismicité plus complète. Néanmoins, nous pouvons nous placer dans l'hypothèse que cette sismicité est représentative. La croûte sous la station TIG a une rhéologie très différente, de type cratonique : on observe sur la coupe (Fig. 22 annexe) de Zorin et al. (2003) que la suture Okhotsk prolonge les structures cratoniques sous le lac vers le sud-est. Si on suppose que ces deux DFDE sont représentatives à long terme, on voit que ces deux catalogues, aux demeurant très similaires, diffèrent notablement des autres régions du rift. En effet, on peut observer que certains évènements, sans la présence d'essaims sismiques, sont profonds dans la croûte inférieure : cela peut s'expliquer par une composition diorite-diabase mais aussi par une rhéologie cratonique sous la station TIG. La structure crustale sous la station TAL pourrait aussi avoir une rhéologie comparable, compte tenu de sa proximité à la suture entre le craton et la chaîne protérozoïque (Fig. 13, 21 et 22). D'autre part, les flux de chaleur préconisés pour la modélisation (45-47 mW/m²) sont cohérents avec le flux de la région qui est de ~50 mW/m² (Fig. 9). Néanmoins, lorsque l'on se réfère à la carte géologique et la coupe fournie par Zorin (2003) (Fig. 22), les régions des stations TIG et TAL présentent une lithologie de type quartzitique, ce qui est en désaccord avec une composition dioritique pour la croûte supérieure. Ce que nous indique le modèle, est une lithologie avec 30 km de diorite et 10 km de diabase, ce qui impliquerait une croûte très différenciée.

Au sud-ouest, les manifestations de sismicité autour des stations ARS et MOY se sont produites sous un régime tectonique transpressif. Ce régime affecte notablement la répartition des séismes en profondeur. Les parties superficielles de la croûte supérieure sont en effet plus résistantes jusqu'à 5 km de profondeur, ne rendant la rupture possible que pour des contraintes plus élevées (Fig. 3). Au-delà de 5 km profondeur, la quartzite devient ductile. En effet, une zone asismique est observée dans les 10 premiers kilomètres (Fig. 17). La composition quartzite/diabase (Fig. 17a) semble permettre un meilleur ajustement entre la modélisation de la courbe YSE et la DFDE pour un flux de

chaleur de 48 mW/m². Sur la base de la carte et de la coupe de Zorin (2003), (Fig. 21 et 22), je suggère donc que les stations ARS et MOY se situent au-dessus d'un prolongement d'une croûte à la composition quartzitique vers le sud-ouest. De plus, le flux de chaleur régional indiqué par la carte de Pollack et al. 1993 (Fig. 9), qui est d'environ 50-60 mW/m², est en accord avec le flux utilisé dans notre modèle.

Dans la suite de cette discussion, nous suggérons une composition crustale de type quartzite/diabase sous les stations YLY / KMO (Fig. 14a) ainsi que sous ARS/MOY (Fig. 17a) et Muya (Fig. 15a). Il est remarquable que, d'après la modélisation, le matériel felsique soit beaucoup moins épais au Nord-Est (5-6 km) qu'au Sud-Ouest (14 km) du rift Baïkal. Pour expliquer cette différence, il faudrait donc supposer qu'il y ait eu une différence d'érosion et donc d'épaississement crustal entre ces 2 zones, ou bien de différenciation crustale (fusion partielle différente) d'après Zorin et al. (2003). Ceci pourrait justifier une plus faible épaisseur felsique au nord-est. Il est difficile de vérifier l'existence d'une différence d'histoire géologique entre ces deux zones d'après la littérature. En tout cas, il faut supposer une importante différenciation crustale qui justifie la présence d'une croûte mafique en profondeur.

B. Evolution temporelle de la transition fragile-ductile

Nous voulions ensuite savoir si le phénomène de variation temporelle de la résistance crustale, observé dans certains cas après un séisme majeur comme lors du séisme de Landers de 1992 (Rolandone et al., 2004), se produisait également dans le cas du Rift Baïkal. .

Sur les figures 18, en comparant les répartitions des séismes à long terme (histogramme vert foncé) aux répliques à court terme (histogramme vert clair), on montre de grosses différences en abondance de séismes et dans le comportement de la croûte inférieure, entre la rhéologie moyenne de la croûte (le comportement moyen de la croûte d'un point de vue sismogène) et celle à l'échelle de la faille sismogène (celle ayant rompu lors d'un séisme). C'est le cas des répliques des séismes de Kumora (magnitude 5.6) et de Kultuk (magnitude 6.2). Notons cependant que la stimulation induite par ces séismes dans la croûte est incomparablement plus faible que celle du séisme de Landers de magnitude 7.2. Dans le cas de ces séismes modérés, quand on a une séquence de répliques, on observe néanmoins une distribution sismique assez différente de celle rapportée à long terme dans la région d'étude concernée.

En effet, dans l'exemple de Kumora (Fig. 18), on observe une concentration de la population des répliques dans les profondeurs de 10-20 km et un arrêt de la sismicité au-delà de 20 km. Cependant, le pic d'abondance des répliques reste à la même profondeur que le pic d'abondance des

séismes observée sous les stations YLY et KMO (~17,5 km). La séquence de répliques qui suit le séisme de Kultuk montre quant à elle une large zone sismogène allant de ~2,5 à ~22,5 km avec un pic de sismicité proche de la surface à ~7,5 km. Lorsque l'on compare la DFDE de la faille proche de Kultuk, à celle de la croûte moyenne (enregistrée par la station TAL), on constate un décalage de 5 km vers le haut de la tendance des répliques par rapport aux séismes sous la station TAL.

J'ai tenté d'ajuster une rhéologie à la répartition de ces répliques, afin de déterminer quels changements de paramètres impose cette distribution. J'ai donc fait varier les taux de déformation ainsi que le flux de chaleur pour les épaisseurs lithologiques moyennes de la région que nous avons déterminés sur le long terme.

Comme on a pu le voir précédemment, la modélisation de la résistance crustale à l'échelle de la faille autour de Kumora (Fig. 18) ne fonctionne pour aucune composition lithologique et n'est donc pas représentative de la répartition des répliques en profondeur. Ces tests montrent que modifier les taux de déformation ne permet pas d'obtenir un ajustement entre l'YSE et la DFDE, que ce soit dans le cas de répliques ou de sismicité à long terme. On en déduit donc que c'est un paramètre secondaire. Pour le flux de chaleur, il est également difficile d'ajuster la courbe YSE à la répartition des répliques. Dans le cas de Kultuk, nous avons modélisé une courbe d'YSE pour les compositions lithologiques de la station TAL dont le catalogue comportait seulement 18 évènements. Même s'il est risqué de faire une interprétation avec si peu de séismes, si on suppose toujours que cette tendance des DFDE reflète la sismicité sur le long terme, alors, on parvient à obtenir un bon ajustement de la courbe YSE avec les répartitions des répliques en profondeur en changeant seulement le flux de chaleur et en gardant la même lithologie (Fig. 19b).

Considérons maintenant la BDT, qui est une zone de transition où les matériaux, sous un régime de contraintes, passent progressivement d'une déformation fragile à une déformation ductile. La limite supérieure de la BDT correspond au maximum de sismicité ou le maximum de résistance de la courbe YSE.

On constate une profondeur de la limite supérieure de BDT similaire autour des stations ARS/MOY et YLY/KMO qui se trouve à ~17,5 km. De plus on retrouve bien une résistance de la croûte inférieure (Fig. 14 et 17). Cependant, la répartition des séismes est très différente dans la croûte supérieure et les modélisations de résistance crustale montre notamment une pente de Byerlee différente. On a donc probablement un comportement rhéologique différent de la croûte supérieure. Ceci se justifie par des régimes tectoniques différents entre les deux régions mais aussi par la présence potentielle d'essaims sismiques sous les stations YLY et KMO qui surreprésenteraient l'abondance des séismes dans la croûte supérieure. D'un point de vue lithologique, on suggère que la différence

de comportement rhéologique entre les régions du sud-ouest et du nord-est est liée à une géologie différente. Dans le cas de ARS/MOY l'influence cratonique contribue peut être à renforcer la résistance de la croûte inférieure d'après Zorin et al. (2003) (Fig. 21 et 22). Dans un second cas, la DFDE d'YLY/KMO reflète une rhéologie de lithosphère continentale plus jeune et donc thermiquement plus chaude d'après Zorin et al. (1997) (Fig. 23).

En outre, on constate une profondeur de BDT analogue entre la DFDE des répliques du séisme de Kumora et la DFDE des séismes autour des stations YLY et KMO (Fig. 19) : on ne constate donc aucun changement de profondeur de la BDT au nord-est du lac Baïkal dans la période post-sismique au séisme de Kumora.

La répartition des répliques de Kultuk et des séismes dans la région de Muya montrent, par un pic de sismicité, un début de transition fragile-ductile à ~7,5 km de profondeur. En ce qui concerne Muya, il est possible que cette BDT superficielle soit justifiée par une hétérogénéité rhéologique soit la présence des essais sismiques qui biaiseraient cette répartition en surreprésentant certaines profondeurs (Déverchère et al., 2001 ; Albaric et al., 2009).

D'autre part, on remarque que le début de la BDT sous les stations TIG et TAL se trouve à une profondeur de ~12,5 km de profondeur, mais nous ne discuterons pas de ce résultat par manque d'échantillonnage sismique dans ces régions. L'abondance des répliques de Kultuk selon la profondeur montre donc un pic de sismicité à ~7,5 km de profondeur. Si on suppose la série TAL représentative, alors il pourrait y avoir un changement de profondeur de BDT de ~12,5 km vers ~7,5 km de profondeur, soit une ascension de ~5 km vers la surface. Dans le cas du séisme de Landers (Rolandone et al., 2004), il a été observé un approfondissement de la transition fragile-ductile de 3 km de profondeur sur une période de 4 ans (Figure 6). Ils ont proposé que, sous la BDT, de fortes contraintes ont excédé l'enveloppe de résistance fragile où le matériau précédemment ductile a été alors soumis à une rupture fragile et donc sismique. Il est peu probable que soit ce soit le même cas pour le séisme de Kultuk qui montre durant la période post sismique une remontée de la BDT à l'inverse de Landers. De plus comme le montre la figure 20, on constate une décroissance exponentielle du nombre de réplique par jour suite au séisme de Kultuk. En effet, on ne détecte presque plus de répliques au bout de 45 jours, rendant difficile d'imaginer une possible relaxation sismique et donc un retour progressif dans le temps à la sismicité détectée par la station TAL (5 km plus en profondeur).

Pour quoi le phénomène de Landers ne s'est pas produit pour Kultuk ? Il y'a potentiellement deux raisons à cela : Premièrement, il y'a une différence de magnitude entre le séisme de Kultuk qui est à 6.3 et le séisme de Landers à 7.2. L'augmentation de contrainte générée par ce petit séisme de

magnitude 6.3, la rupture étant d'une moindre longueur d'onde, le transfert de contrainte générée par le séisme de Kultuk est beaucoup plus faible que le séisme de Landers, ne permettant pas de stimuler un milieu ductile en période post sismique. Alors pour quoi la BDT remonte en surface ? Il est possible que la rupture de Kultuk, située sous le lac Baïkal sud et à assez faible profondeur, perturbe statiquement et dynamiquement les contraintes sur les failles voisines et facilite ainsi la rupture sur ces failles qui pourraient avoir une résistance frictionnelle modérée. Deuxièmement, le fait que Kultuk ne reproduit pas le phénomène observé à Landers peut être dû au type de déformation. En effet il, y'a une différence de régime tectonique entre Landers (régime décrochant) d'après Rolandone et al. (2004) et Kultuk (régime normal) d'après Déverchère et al. (2001).

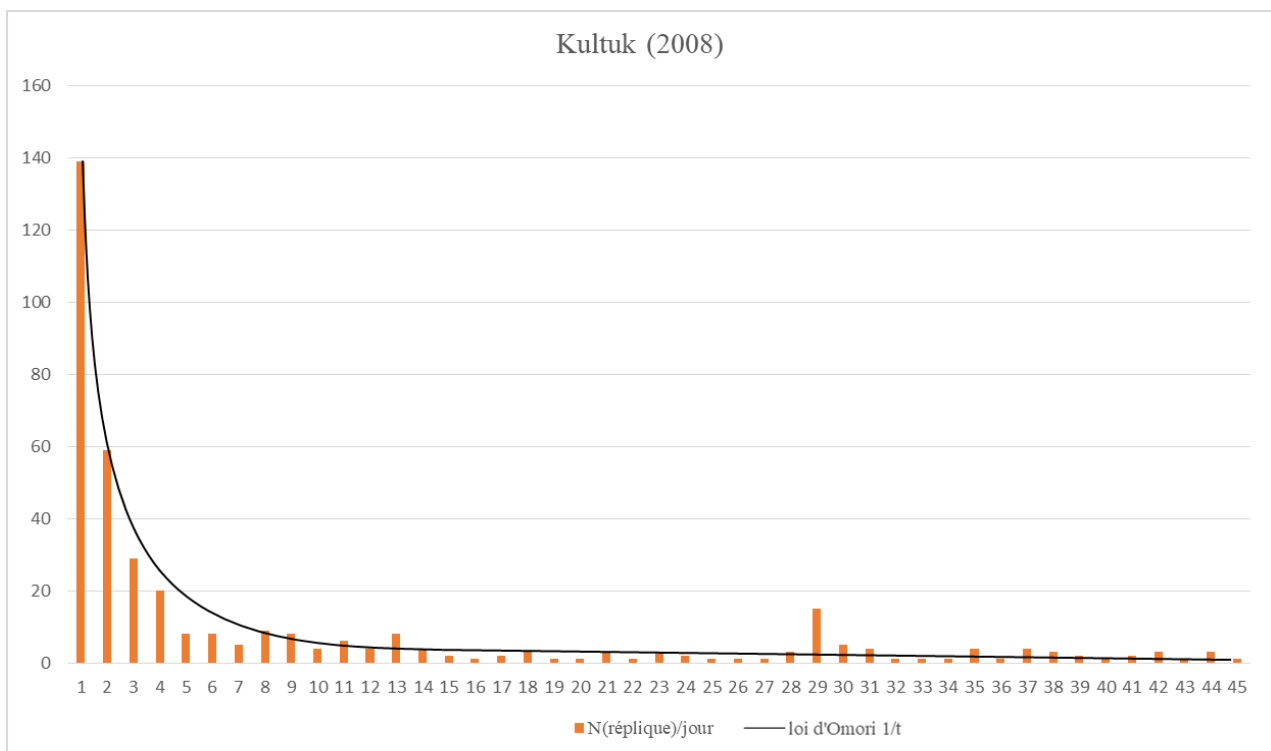


Figure 20 Histogramme représentant le nombre de répliques enregistré par jour suite au séisme ($M_w=6.2$) de Kultuk en 2008

En contrepartie, s'il s'avère que la répartition des séismes sous la station TAL n'est pas représentative sur la durée : alors on peut penser que la répartition des répliques de Kultuk ne reflète pas la rhéologie du domaine environnant mais la rhéologie de la faille. Pour comprendre ce qui contrôle cette différence de profondeur de BDT, nous devons prendre en compte ce qui peut faire varier les propriétés rhéologiques autour d'une faille. Il nous faut ainsi considérer si les séismes sont distribués aux alentours de la faille ou à proximité immédiate de (ou sur) la faille qui a rompu. Si les répliques sont plutôt dispersées autour de la faille, ceci pourrait plutôt traduire un caractère rhéologique non pas propre à la faille sismogène mais plutôt à la composition et la structure thermique de la croûte environnante. Au contraire, si une grande majorité de répliques est dans le plan de rupture, ceci

pourrait expliquer que la sismicité soit très dépendante des propriétés rhéologiques et frictionnelles (aspérités, glissements lents, etc...) de la faille active.

Les aspérités sont des zones particulières de la faille qui se caractérisent par une résistance accrue au glissement et qui, après la rupture, localisent les répliques à une profondeur donnée (c.-à-d. celle des aspérités) (P. Bernard, 2017). Ceci permettrait d'expliquer, dans le cas des répliques de Kumora, l'enrichissement des séismes dans la séquence des 10 – 20 km par rapport à la distribution moyenne de la région. On aurait alors un effet de la faille lié à des propriétés physiques particulière (frottement).

Si au contraire, nous avons une sismicité distribuée surtout dans les alentours de la faille, ceci pourrait correspondre à des ruptures sur des petites failles voisines qui sont activées à distance par changement de contraintes statique de Coulomb (King et al., 1994).

Il est donc important de bien vérifier comment se distribuent les répliques dans le temps et l'espace. On sait que les aspérités s'atténuent rapidement dans le temps (P. Bernard, 2017), donc on peut vérifier si la courbe de la distribution des répliques dans le temps est typique de la loi de puissance d'Omori en « $1/t$ ». Ainsi dans le cas de la faille de Kultuk, on constate que la courbe d'Omori est régulière (Fig. 20). De plus, les répliques ont tendance à se concentrer sur le plan de rupture d'après la figure 25 (annexe). Ceci expliquerait que la faille de Kultuk soit alors moins résistante, d'un point de vue rhéologique, par exemple par effet d'un flux de chaleur élevé, ou alors par une composition différente (« fault gouge »).

C. Comparaison de DFDE entre le rift Baïkal et le rift est-africain

Les histogrammes (Fig. 14 à 19) révèlent des changements stables et significatifs dans la distribution de la profondeur focale à l'intérieur de la croûte, généralement caractérisés par une augmentation du pourcentage de sismicité jusqu'à un maximum puis une diminution. La distribution en profondeur des séismes dans la croûte est donc hétérogène, montrant différents niveaux d'activité sismique élevée. Ce type de distribution est également rapporté dans d'autres failles comme dans le rift est-africain (EAR) avec un pic typique de sismicité entre 15 et 20 km de profondeur (Albaric et al., 2009). Les tremblements de terre dans la zone de rift Baïkal se produisent profondément dans la croûte : la profondeur de coupure atteint plus de 35 km dans le craton sibérien (Fig. 14 et 16) une valeur similaire à celle rapportée dans le rift est-africain (Albaric et al., 2009). De plus, il est important de rappeler la présence d'essaim sismique profond dans la ZRB (Déverchère et al., 2001) ce qui est également le cas sous le rift est-africain. On retrouve ainsi un modèle de transition fragile-ductile comparable entre le Rift Baïkal et le rift est-africain.

5. Conclusion

Premièrement, le changement d'échelle d'observation (moins général que dans l'étude de Déverchère et al., 2001) a permis de montrer des changements de la distribution en profondeur des séismes, qui était possible d'être expliquée par des injections de fluide. Comme il a été retrouvé dans le rift est-africain (Albaric et al., 2009).

Deuxièmement, on observe les mêmes profondeurs du début de la BDT pour le secteur NORD-EST et le secteur SUD-OUEST, mais aussi autour de la faille de Kumora en période post sismique, à savoir 17,5 km. Cette profondeur stable de BDT, étant observée pour des paramètres thermiques différents, montre que le flux de chaleur ne modifie pas la profondeur de la transition fragile-ductile dans ces régions. Par conséquent que ce soit dans le temps ou dans l'espace, les profondeurs de BDT de notre étude en comparaison à l'article de Rolandone et al. (2004) démontre globalement que la position de la transition fragile ductile de la zone de rift Baïkal varie très peu. A l'exception de la zone de faille de Kultuk et de la sismicité dans la région de Muya, montrant une profondeur de début de BDT superficiel, à savoir ~7,5 km : ceci peut se justifier par des propriétés physiques (aspérité) et des variations de flux de chaleur propres à la faille, par des variations lithologiques...

Troisièmement, les catalogues de sismicité relevés par le réseau de station aux alentours du lac Baïkal nous renseignent sur les hétérogénéités rhéologiques que présente la croûte dans cette région du monde. Nos multiples tests nous ont permis d'apprécier une modélisation de la rhéologie, traduite par les abondances de la sismicité avec la profondeur. Nos résultats montrent des similitudes avec les résultats de l'article sur le rift est-africain par Albaric et al. (2009) : ils suggèrent en effet que les pics de sismicité coïncident avec les limites supérieures des transitions fragiles-ductiles dans la croûte continentale. De plus, les DFDE nous permettent aussi d'identifier sur une échelle régionale les couches de découplage possibles de la croûte supérieure. Les tremblements de terre proviennent préférentiellement d'un niveau déterminé de la croûte continentale qui dépend principalement de sa composition et de son état thermique (flux de chaleur), ce dernier étant clairement lié au degré d'activité magmatique et tectonique. On note cependant que plusieurs facteurs parasitent cette fonction d'identification de la rhéologie par les DFDE, dont : les fluides profonds, les propriétés des failles ou les irrégularités temporelles dépendant de multiples facteurs.

Nous devons rester très prudents avec nos résultats obtenus de DFDE, compte tenu des grandes incertitudes découlant des limites des catalogues déterminés et des paramètres utilisés (compositions et flux de chaleur). Cependant, ces similitudes permettent de suggérer que les DFDE, peuvent fournir un bon indicateur au premier ordre de profils rhéologiques, et peuvent en effet aider

à mettre en évidence à l'échelle régionale des couches plus ou moins résistante dans la croûte, ainsi que des BDT. D'autres études basées sur des catalogues significativement plus longs et des réseaux sismologiques plus denses contribueront certainement à renforcer cette approche. D'autres perspectives peuvent être évoquées:

- Il peut être dangereux de moyenner des distributions en profondeur de séismes, même quand elles sont bien connues, sur un territoire trop grand : Le risque est de « lisser » excessivement la rhéologie. Il faut donc régionaliser le plus possible en augmentant la précision de localisation de profondeur focale des séismes.
- Il faudrait vérifier qu'il n'y pas des perturbations de contraintes à long terme dans la partie superficielle la croûte supérieure (<5 km). Dans cette étude nous n'avons pas pu le mettre en évidence, faute de précision de localisation à faible profondeur. Peut-être qu'avec une meilleure précision des catalogues dans le futur, il sera possible d'étudier ces profondeurs superficielles.
- Il faudrait vérifier à partir de quelle magnitude on voit un changement significatif et un comportement proche de celui qui a été vu suite au séisme de Landers en 1992.
- Les variations de BDT (~12,5 km et ~7,5 Km) dans notre cas d'étude devraient pouvoir être plus rigoureusement expliquées en corrélant régionalement ces changements avec nos connaissances géologiques et géophysiques régionales (cartes géologiques, profils de vitesse dans la croûte, par exemple)

Bibliographie

- Albaric, J., J. Déverchère, C. Petit, J. Perrot, and B. Le Gall, 2009, Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System: *Tectonophysics*, v. 468, no. 1, p. 28–41, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.021.
- Bernard, P., 2017, Pourquoi la terre tremble: Humensis, 385 p.
- Burov, E. B., 2011, Rheology and strength of the lithosphere: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 8, p. 1402–1443, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008.
- Déverchère, J., C. Petit, N. Gileva, N. Radziminovich, V. I. Melnikova, and V. San'kov, 2001, Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for rheology of the lithosphere: *Geophysical Journal International*, v. 146, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x.
- Jackson, J., 2002, Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, v. 12, no. 9, p. 4, doi:10.1130/1052-5173(2002)012<0004:SOTCLT>2.0.CO;2.
- King, G. C. P., R. S. Stein, and J. Lin, 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, no. 3, p. 935–953.
- Llana-Funez, S., and C. López-Fernández, 2015, The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure: *Tectonics*, doi:10.1002/2015TC003877.
- Lysak, S. V., 1992, Heat flow variations in continental rifts: *Tectonophysics*, v. 208, no. 1, p. 309–323, doi:10.1016/0040-1951(92)90352-7.
- Perez-Gussinye, M., C. J. Swain, J. Kirby, and A. Lowry, 2009, Spatial variations of the effective elastic thickness, T_e , using multitaper spectral estimation and wavelet methods: Examples from synthetic data and application to South America: *Geochemistry Geophysics Geosystems - GEOCHEM GEOPHYS GEOSYST*, v. 10, doi:10.1029/2008GC002229.
- Petit, C., and J. Déverchère, 2006, Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, doi:10.1029/2006GC001265.
- Rolandone, F., R. Burgmann, R. Nadeau, and A. Freed, 2004, The Evolution of the Seismic-Aseismic Transition During the Earthquake Cycle: Constraints from the Time-Dependent Depth Distribution of Aftershocks: *Geophysical Research Letters*, v. 31, doi:10.1029/2004GL021379.
- Scholz, C., 2002, *The Mechanics of Earthquake Faulting*: doi:10.1017/CBO9780511818516.
- Tesauro, M., M. K. Kaban, and S. A. P. L. Cloetingh, 2013, Global model for the lithospheric strength and effective elastic thickness: *Tectonophysics*, v. 602, p. 78–86, doi:10.1016/j.tecto.2013.01.006.
- Watts, A. B., and E. B. Burov, 2003, Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 213, no. 1, p. 113–131, doi:10.1016/S0012-821X(03)00289-9.
- Weinstein, A. et al., n.d., Fault-magma interactions during early continental rifting: Seismicity of the Magadi-Natron-Manyara basins, Africa: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 18, no. 10, p. 3662–3686, doi:10.1002/2017GC007027.
- Zorin, Y. A., E. Sklyarov, A. Mazukabzov, and V. G. Belichenko, 1997, Metamorphic core complexes and Early Cretaceous rifting in Transbaikalia: *Geologiya i Geofizika*, v. 38, p. 1574–1583.
- Zorin, Y. A., E. K. Turutanov, V. V. Mordvinova, V. M. Kozhevnikov, T. B. Yanovskaya, and A. V. Treussov, 2003, The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure: *Tectonophysics*, v. 371, no. 1, p. 153–173, doi:10.1016/S0040-1951(03)00214-2.

Annexe

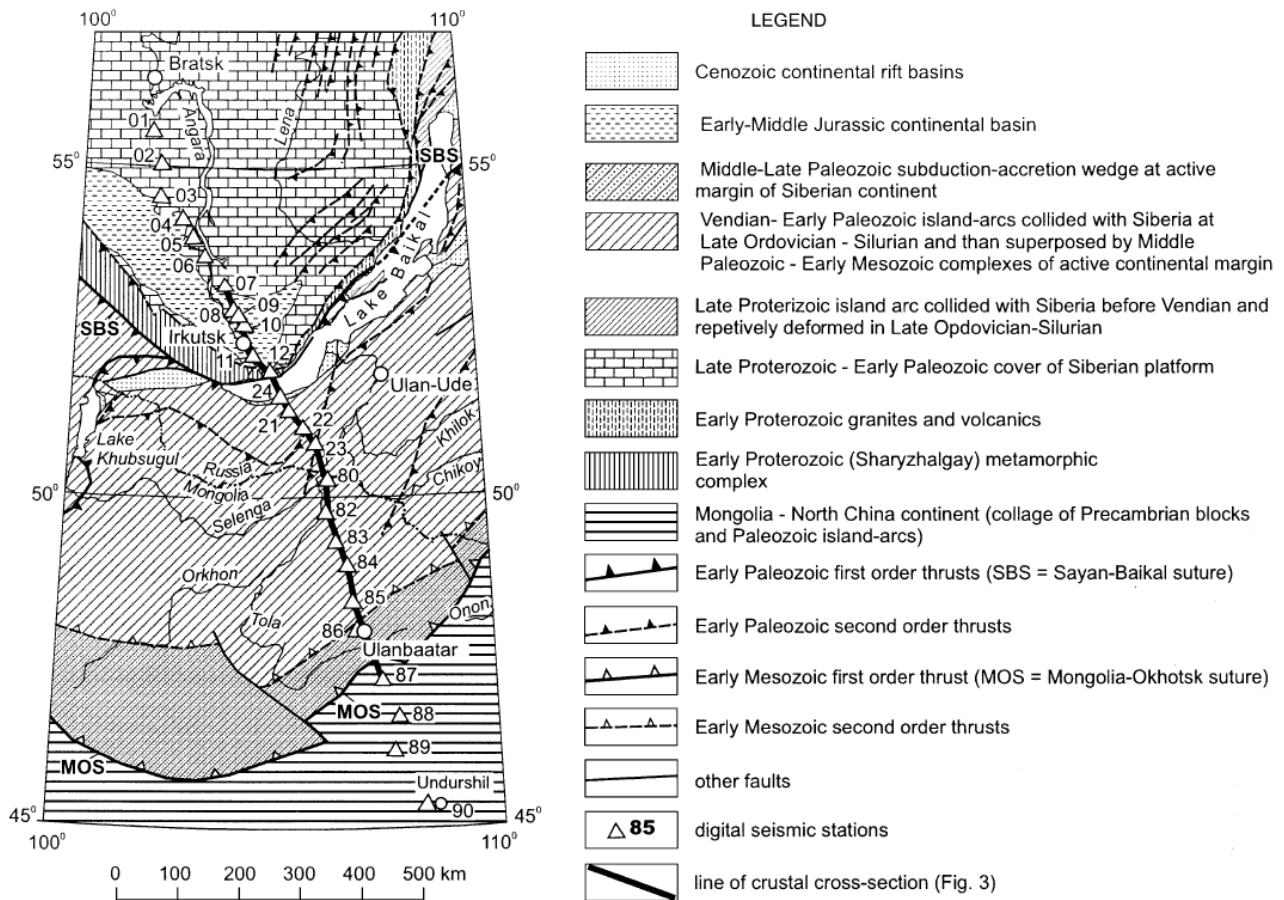


Figure 21 Carte tectonique de la région du Baïkal et de la Mongolie centrale. La carte est compilée à partir de Zorin et al (1993), Sizykh et Lobanov (1994) et Zorin (1999).

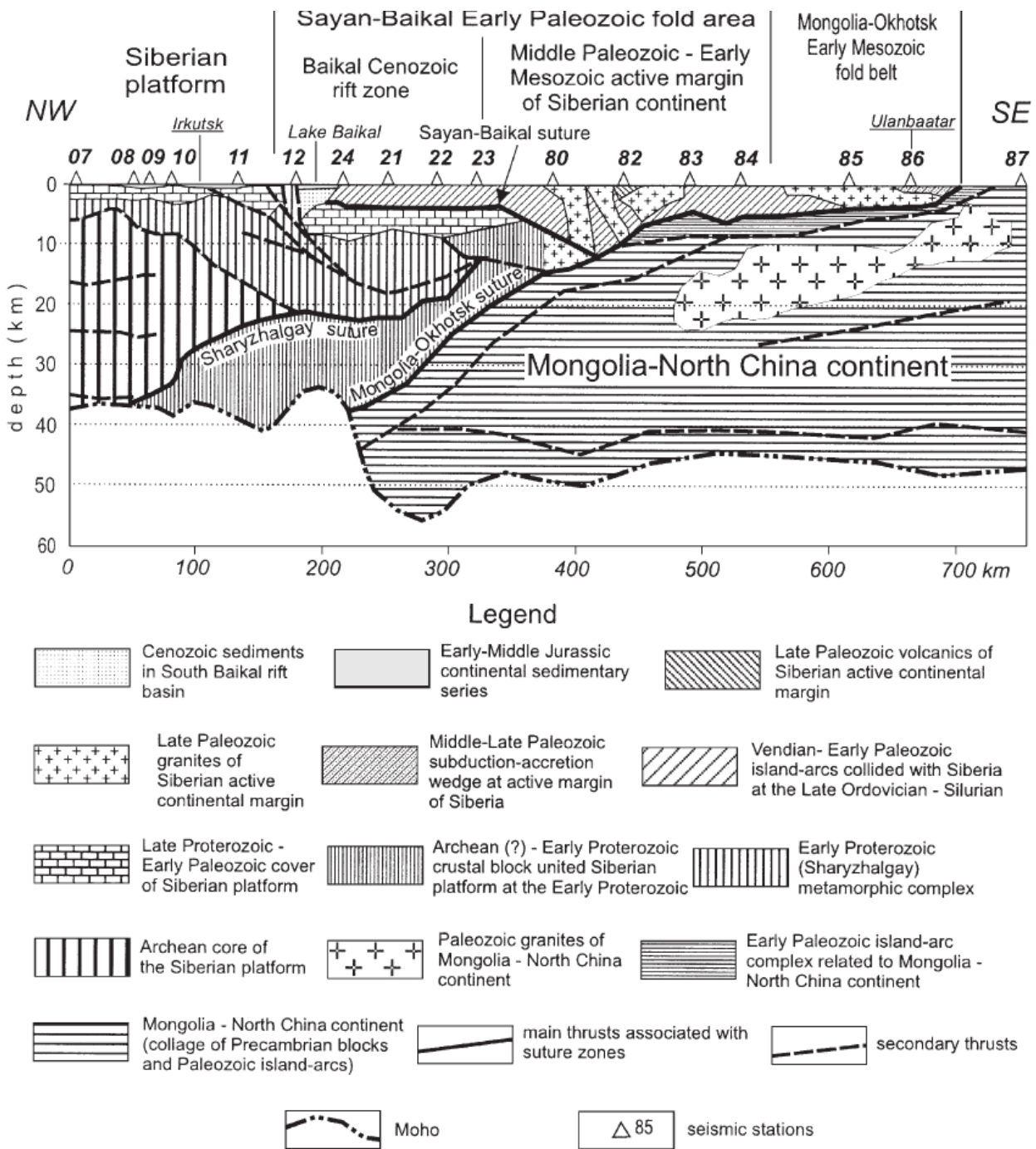


Figure 22 Coupe transversale de la croûte le long d'un profil des stations sismiques. Pour la position du profil, voir Fig. 21. La section transversale est construite sur la base d'une interprétation combinée de données sismiques, gravimétriques et géologiques (modifiée d'après Zorin et Al. 2003).

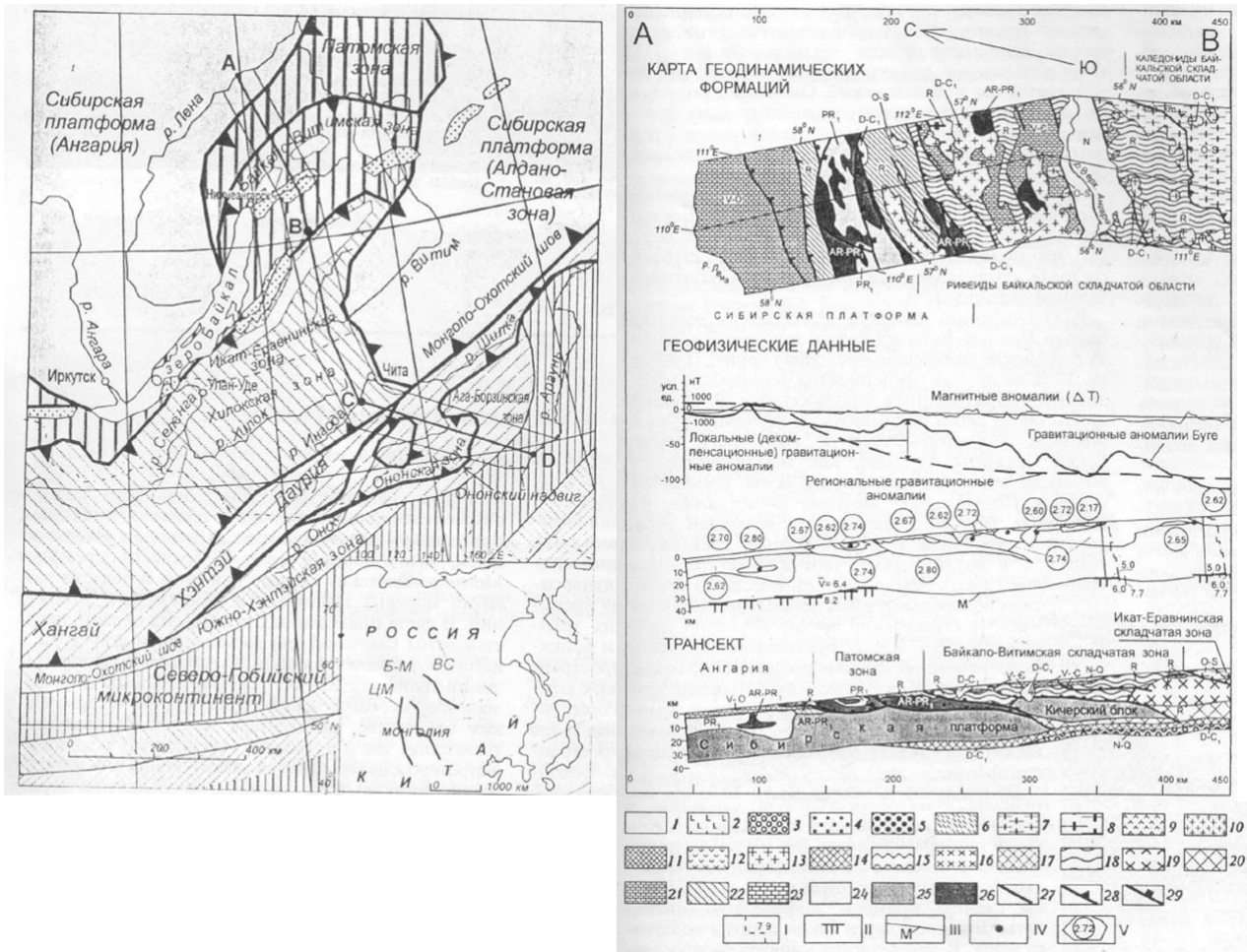


Figure 23 East Siberian transect. Section A-B, after Zorin et al. (1997).

Formations of continental rifts. Late Cenozoic rifting: 1 – sedimentary rocks, 2 – basalts, 3 – gabbroids. Early Cretaceous rifting: 4 – sedimentary rocks with basalt and rhyolite layers, 5 – gabbroids. Collision formations: 6 – Middle Jurassic on-shore volcanites (collision of Siberian and Mongol-China continents), 7 – Ordovician-Silurian granitoids, 8 – predevonian granitoids (collision of Siberian platform with island arcs of Paleasian ocean). Subduction formations (series of magmatic arcs, including active margins of the Andean type, island arcs, gutters, pre-arched and back-arc basins). Late Permian-Early Jurassic subduction under the southern margin of the Siberian continent: 9 – continental effusive-sedimentary formations, 10 – granitoids, 11 – gabbroids. Devonian-Carbon subduction under the southern margin of the Siberian continent: 12 – continental effusive-sedimentary formations, 13 – granitoids, 14 – gabbroids. Vend-Ordovician subduction under the island arcs of the Paleasian ocean: 15 – marine effusive-sedimentary and sedimentary formations 16 – tonalites, granodiorites, 17 – gabbroids. Riphean subduction under the island arcs of the Paleasian ocean: 18 – marine effusive-sedimentary and sedimentary formations 19 – tonalites, granodiorites. 20 – gabbroids. Formations of the platform and microcontinents. 21 – Vendian-Silurian sedimentary shelf of the Siberian platform, 22 – Riphean sedimentary formations of the passive margin of the Siberian platform (shelf and continental slope), 23 – Vendian-Cambrian sedimentary cover of the microcontinent, 24 – Early Proterozoic granitoids, 25 – Archaean-Early-Proterozoic crystalline schists and gneisses tonalite composition, 26 – gneisses of increased basicity, amphibolites. Faults: 27 – normal faults and faults with unknown kinematics, 28 – Early Paleozoic thrusts, 29 – Pre-Vendian thrusts, which in most cases were reactivated in the Paleozoic. The name "gabbroids" (3, 5, 11, 14, 17, 20) refers to the basic rocks that underlie the earth's crust under back-arc regions and rift zones.

I – seismic sections, numbers – rate of P-waves, km / s (21, 24); II – the Mohorovicic boundary according to the Deep Seismic Sounding data (21, 24); III – the Mohorovicic boundary defined on the basis of the correlation of seismic data with the averaged elevations of the topographic relief (39); IV – centers of gravity of magnetoactive bodies; V – the contours of the bodies creating the decompensational anomalies – the differences between Bouguer anomalies and the regional background (the method for calculating the anomalies is presented in [16-31]), the numbers in the circles are the weighted average values of density, g / cm³ (15, 16).

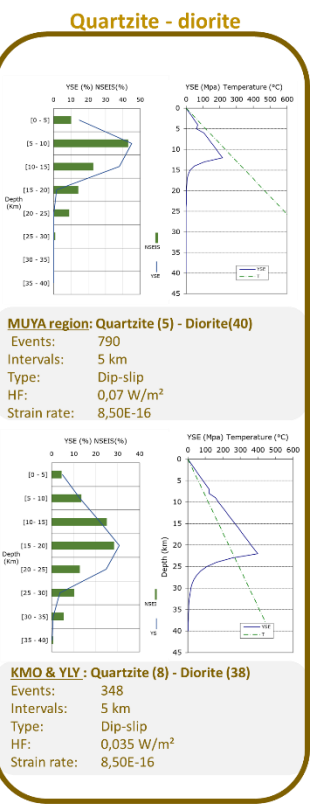
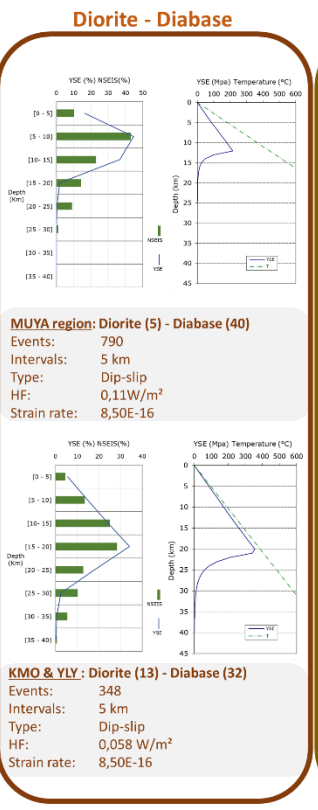
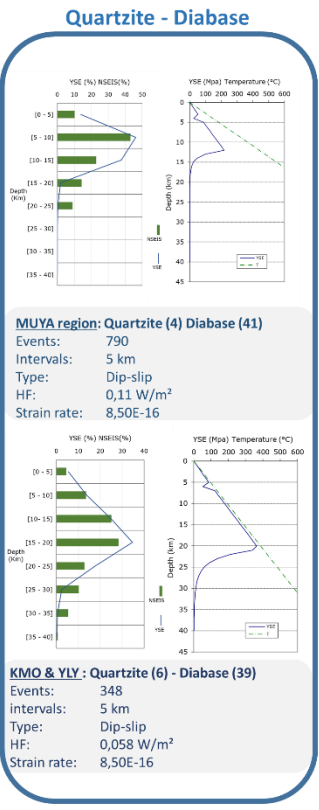
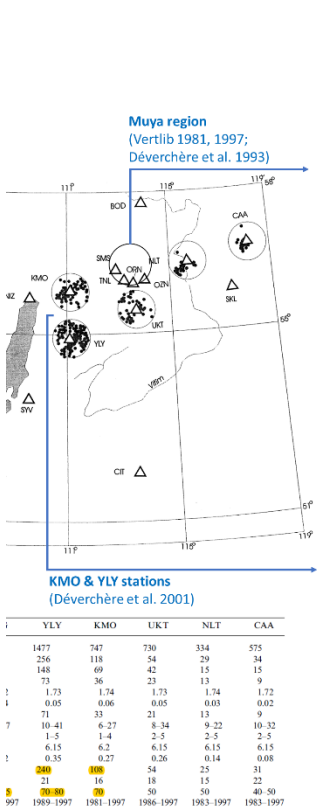
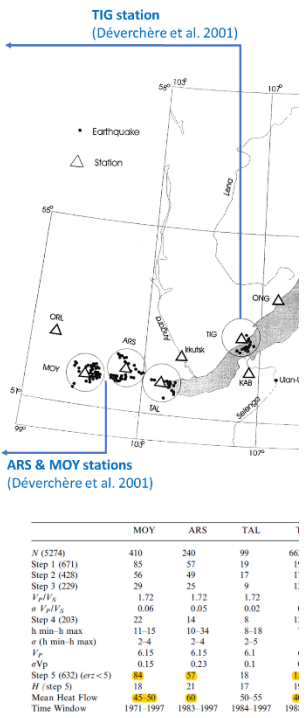
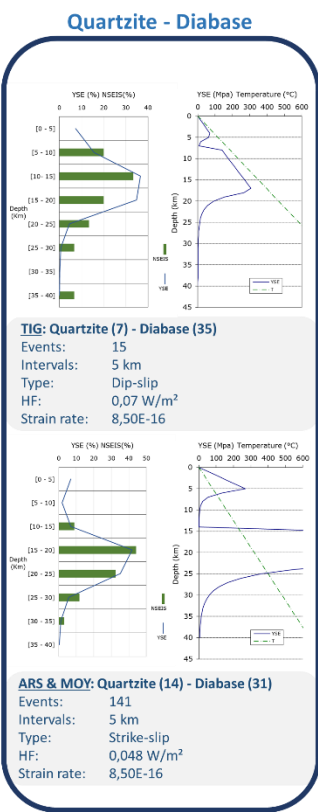
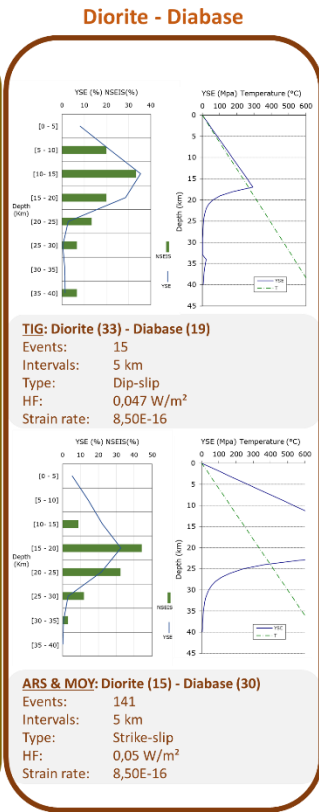
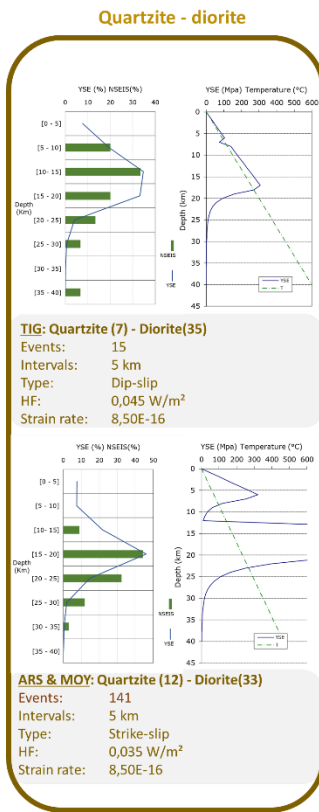


Figure 24 Carte et tableaux montrant les différents tests effectués pour les catalogues de chaque station en plus de la région de Muya.

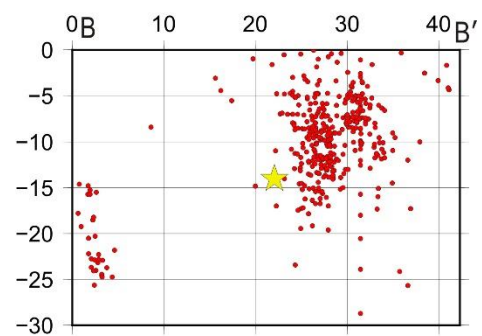
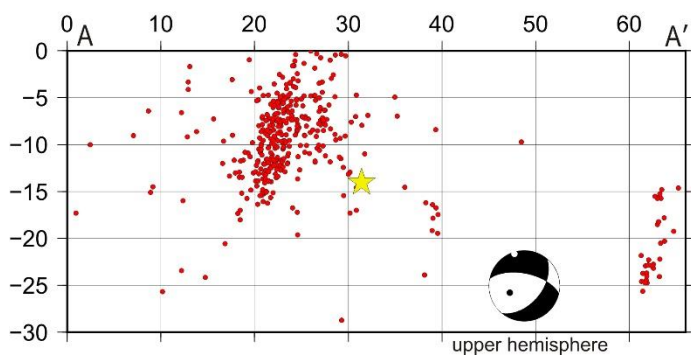
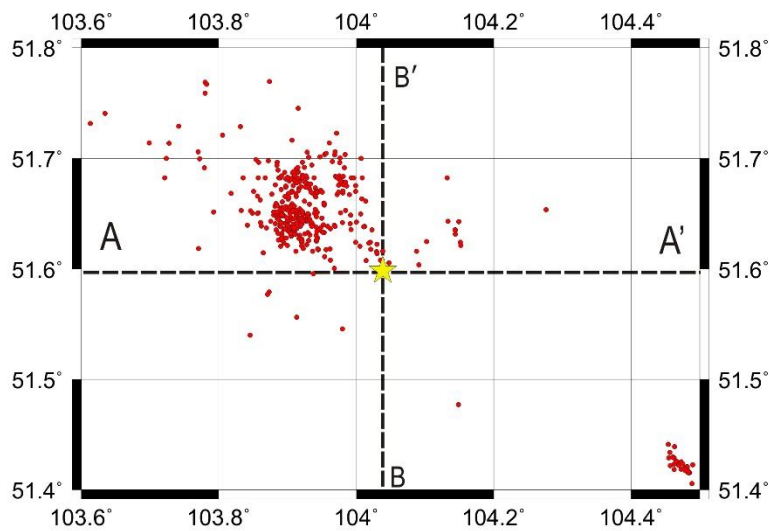


Figure 25 Carte et coupe des répliques suite au séisme de Kultuk en 2008, fournit par