



UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre et univers, environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Camille DE LA TAILLE

Thèse dirigée par **François JOUANNE** et
codirigée par **Christian CROUZET** et **Hervé JOMARD**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre**
dans l'**École Doctorale TUE**

Évaluation de l'activité tectonique quaternaire des failles du Jura Méridional (France)

Thèse soutenue publiquement le **10 décembre 2015**,
devant le jury composé de :

Madame, Aurélia, HUBERT-FERRARI

Professeur, Département de Géographie, Université de Liège,
Rapporteur

Monsieur, Christian, SUE

Professeur, Chrono-environnement, Université de Franche-Comté,
Rapporteur

Monsieur, Jean-François, RITZ

Directeur de recherche, Géosciences Montpellier Université de
Montpellier, Examineur

Monsieur, Thomas, LEBOURG

Maître de Conférences, Geoazur, Université de Nice, Examineur

Monsieur, Christian, BECK

Professeur émérite, ISTerre, Université Savoie Mont Blanc, Président du Jury

Monsieur, François, JOUANNE

Professeur, ISTerre, Université Savoie Mont Blanc, Directeur de thèse

Monsieur, Christian, CROUZET

Maître de Conférences, ISTerre, Université Savoie Mont Blanc, Co-
directeur de thèse

Monsieur, Hervé, JOMARD

Chargé de recherche, BERSSIN, IRSN, Co-directeur de thèse

IRSN
INSTITUT
DE RADIOPROTECTION
ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE



REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail de thèse, j'ai à cœur de remercier les personnes qui m'ont aidées et soutenues. J'espère n'oublier personne même si la liste n'est certainement pas exhaustive.

Mes premiers remerciements vont à François Jouanne, Christian Crouzet et Hervé Jomard, qui ont eu l'idée de ce sujet et m'ont confié ce travail. Je leur exprime toute ma gratitude pour leur aide et leur soutien durant ces trois années de travail.

Je tiens à remercier l'IRSN (Institut de recherche de sûreté nucléaire) et l'APS (Assemblée des Pays de Savoie) d'avoir financé ces trois ans de thèse.

Je tiens également à remercier Philippe Lesage pour m'avoir accueillie au sein du laboratoire ISTerre Chambéry, ainsi que tous les membres du BERSSIN qui m'ont accueillie à l'IRSN.

Je tiens à remercier Marc Tardy d'avoir relu tout mon manuscrit, et d'avoir partagé son expertise.

Je remercie Christian Beck, Aurélia Hubert-Ferrari, Thomas Lebourg, Jean-François Ritz, Christian Sue d'avoir accepté de juger ce travail.

Merci à Marc de Batist et à Koen de Rycker qui sont à l'origine des campagnes de sismiques réflexions réalisées dans les lacs d'Annecy et du Bourget.

Merci à Stéphane Baize, pour ses discussions, sa connaissance de la faille du Vuache.

Je tiens également à remercier Stéphane Garambois, sans qui l'acquisition de radar n'aurait pas été possible.

Un grand merci à Pascale Bascou, qui m'a énormément aidée pour toutes les missions de terrain, que cela soit pour l'électrique, la sismique et les stations sismologiques. Je tiens à remercier David Marsan, Agnès Helmstetter, Bertrand Potin et Bernard Valette pour leur aide précieuse dans l'interprétation des données sismologiques. Merci à François Thouvenot d'avoir mis à ma disposition le catalogue SISMALP ainsi que le logiciel Pickev. Merci également à Jean-Luc Got pour ses discussions ainsi que le temps pris pour travailler sur les multiplets.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui sont venues m'aider sur le terrain, presque tout ISTerre Chambéry: Jacques Grangeon, Olivier Romeyer, Svetlana Byrdina, Riccardo Vassallo, Jean Louis Mugnier.

L'installation du réseau sismique temporaire a été possible grâce à Glenn Cougoulat, Sandrine Roussel, ainsi que les personnes qui ont acceptés de les installer chez eux : Jean Vandemeulebrouck (merci d'avoir creusé le trou d'1 m³ pour nous), Pierre Grangeon (merci aussi pour le café et les viennoiseries !), Jean-Louis Sevez, Mr Laugier, Mr et Mme Sagi, Mr Thonet pour la mairie de Chindrieux, Mr Lefevre.

Merci au club de plongée subaquatique d'Annecy pour cette superbe mission. Merci à Claude Martini d'avoir accepté, ainsi qu'aux plongeurs, de piloter le bateau. Je tiens à remercier la mairie d'Annecy, en la personne de Mme Marie Million de nous avoir permis la navigation sur le lac d'Annecy sans trop d'encombres.

Merci à Mr Dupraz d'avoir accepté de nous laisser faire un sondage de reconnaissance dans son champ de maïs, à Mr Jacquale de nous avoir permis de réaliser de nombreux profils électriques dans ses vignes.

Durant ces trois années, j'ai eu la chance d'encadrer en stage des étudiants de troisième année. Je tiens à les remercier. Merci à Vianney Roze pour l'électrique en Chautagne. Merci à Tanguy pour les stations sismologiques, de nous avoir aidé à porter le béton. Merci à Matthieu Ribot pour l'étude des déformations, d'avoir fait l'échantillonnage suspendu en baudrier.

Je n'oublie bien évidemment pas tous les doctorants, en particulier ceux de Chambéry : Illiana Aguilar, Mary-Grace Bato, Anais Boué, Aurore Carier, Laure Chevalier, Sirel Colon, Joaquin Cortes Aranda, Marceau Gresse, Hervé Guillon, Fabien Massot, Laurent Métral, Léa Pousse, Carlos Reinoza, Thomas Reverso. Merci d'avoir été là pendant ses trois années.

J'adresse un merci tout spécial à toute ma famille et mes amis pour leur soutien à toute épreuve.

RESUME

À l'intérieur de l'ensemble jurassien, des accidents verticaux décrochants sénestres recoupent les structures géologiques. Au niveau du Jura méridional, ces failles, du nord au sud, faille du Vuache, faille de Culoz et faille du Col du Chat, affectent une couverture sédimentaire mésozoïque déformée de 2 à 3 km d'épaisseur, et peut être le socle. Elles sont marquées par l'existence d'une sismicité très superficielle. Le premier objectif majeur de cette thèse est d'obtenir de nouvelles informations sur la cinématique quaternaire de ces failles. Le second objectif est de répondre aux interrogations sur la géométrie et l'enracinement des structures du Jura méridional.

Pour répondre à ces questions, j'ai réalisé une étude pluridisciplinaire alliant géophysique de subsurface (tomographie électrique), sismique lacustre haute résolution, déploiement d'un réseau sismologique dédié à la détection des séismes de très faible magnitude, analyse de profils sismiques pétroliers retraités et géologie de terrain (étude de la structure et des déformations des dépôts quaternaires). Nous avons ainsi pu, établir que ces failles sont actives au Quaternaire.

La faille du Vuache s'enracine dans le socle, présente une sismicité historique et instrumentale bien documentée, et affecte dans sa partie sud les sédiments quaternaires comme montré par des profils de résistivité électrique et les profils sismiques haute résolution imageant le remplissage lacustre du lac d'Annecy.

La faille de Culoz présente une sismicité historique et instrumentale soulignant son enracinement dans le socle. À terre, les profils de résistivité électrique illustrent son activité quaternaire. Dans le lac du Bourget, la faille de Culoz présente une structure en fleur en profondeur tandis que vers la surface, dans les sédiments tardi-glaciaire à Holocène, nous avons pu mettre en évidence des fractures de type Riedel. L'observation à terre, de sédiments quaternaires anciens faillés confirme son activité.

La faille du Col du Chat affecte le remplissage post-Würm du lac du Bourget et semble associée à une sismicité profonde.

Les trois failles étudiées montrent une continuité géométrique entre le socle cristallin et la couverture. Ces failles étaient considérées, jusqu'à présent, comme des failles de transfert dans le Jura, lui-même considéré comme une chaîne formée sans l'implication du socle. Il semble donc qu'actuellement la déformation du Jura implique le socle. On peut donc reprendre l'hypothèse tirée de l'analyse du profil ECORS, que la déformation la plus récente du Jura est une déformation hors séquence impliquant un chevauchement de socle sous la haute chaîne du Jura réutilisant probablement une faille bordière d'un bassin carbonifère. Ce chevauchement crustal serait alors la principale source potentielle de séismes de forte magnitude de la région.

Grâce aux différentes méthodes mises en œuvre, les longueurs et la profondeur d'enracinement des failles ont été estimées selon divers scénarios. Pour les trois failles étudiées une estimation de la magnitude de moment possible a été réalisée. Ainsi, un séisme de magnitude Mw de 6.2 à 7.2 est géométriquement possible sur la faille du Vuache, de 6.4 à 6.7 sur la faille de Culoz, et enfin un événement de magnitude Mw 5.4 à 6.1 le long de la faille du Col du Chat.

Les décrochements étudiés présentent des vitesses de glissement de l'ordre du dixième de millimètre par an, probablement non stable au Quaternaire. Aux vues des contraintes in situ mesurées dans le Jura méridional, le moteur de la déformation de ces failles ne peut pas être expliqué par la seule rotation de la plaque Adria par rapport à l'Eurasie. Il faut donc, à côté de cette rotation, imaginer un moteur de déformation lié à la chaîne elle-même. Ce moteur pourrait être la déflexion de la plaque suite aux transferts de masse consécutifs à la déglaciation (transfert de masse de la glace et des produits d'érosion suite aux glaciations) et un détachement de la lithosphère subduite induisant une surrection de la partie axiale de la chaîne et une compression horizontale dans les parties externes.

ABSTRACT

Inside the Jura Mountains, left-lateral strike-slip faults intersect the geological structures. In its southern part, these faults, from north to south, the Vuache fault, the Culoz fault and the Col du Chat fault, affect a Mesozoic sedimentary coverage distorted of 2 to 3 km thick and may be the basement. This deformation is marked by the existence of a very shallow seismicity.

The first major aim of this thesis is to obtain new information about the kinematic of Quaternary faults of the southern Jura. The second aim is to answer to questions about the geometry and the rooting of the structures.

To answer these questions, I realized a multidisciplinary study combining subsurface geophysical (electrical resistivity tomography), lacustrine high resolution seismic, the deployment of a seismic network dedicated to the detection of very low magnitude earthquakes, analysis of reprocessed industrial seismic profiles, and field geology (the study of the structure and deformation of Quaternary deposits). We were able to establish that these faults are active in the Quaternary.

The Vuache fault is rooted in the basement, has a well-documented historical and instrumental seismicity, and affects in its southern part Quaternary sediments as shown by electrical resistivity profiles and high resolution seismic profiles illustrating the infill of Annecy Lake.

The Culoz fault presents a historical and instrumental seismicity emphasizing its roots in the basement. On land, the electrical resistivity profiles illustrate the quaternary activity, in Lake Le Bourget, the fault Culoz presents at depth a flower structure while to the surface in superficial sediments, we could highlight Riedel fractures. On land, the observation of old faulted Quaternary sediments confirms its activity.

The Col du Chat fault affects post-Würm filling of Lake Bourget, and seems to be associated with a deep seismicity.

The three studied faults, Vuache, Culoz and Col du Chat are faults showing geometric continuity between the crystalline basement and cover. These faults were considered as transfer faults in the Jura, which was itself considered as a chain formed without the involvement of the basement. So, it seems that at present the deformation of Jura involves the basement. We can then follow the hypothesis, that as shown by the analysis of ECORS profile, that the latest strain of the Jura is an out of sequence deformation involving a basement thrust bellow the High Jura chain probably reusing boundary faults of a Carboniferous basin. This basement thrust would be the main potential source of high magnitude earthquakes in the region.

Through these methods, lengths and rooting depth faults were determined through different scenarios. For the three faults studied an estimate of the possible moment magnitude was achieved, an earthquake of Mw 6.2 to 7.2 is geometrically possible on the Vuache fault, of 6.4 to 6.7 along the Culoz fault and of Mw 5.4 to 6.1 is possible along the Col du Chat fault.

The studied strike-slip faults have a sliding rate about tenth of a millimeter per year, probably not stable through the Quaternary period. In view of the in situ stresses measured in the southern Jura, the driving-force of the deformation on these faults cannot be explained only by the rotation of the Adria plate relative to Eurasia. It is therefore possible that present-day deformation is due to this rotation but also to a driving force linked to the chain itself. This driving-force could be the deflexuration of the plate following mass transfer's deglaciation and a slab break-off inducing the current uplift of the axial part of the Alps and a horizontal stress in the external parts of the chain.

Table des matières

Remerciements	2
Résumé	2
Abstract	3
Introduction	19
Chapitre I. Contexte géologique	23
I.1 Contexte général.....	23
I.1.1 Les massifs cristallins externes.....	23
I.1.2 La zone subalpine	23
I.1.3 Le Bassin molassique	26
I.1.4 Le Jura	27
I.2 La néotectonique régionale	32
I.2.1 Les indices néotectoniques	32
I.2.2 Paléosismicité.....	36
I.2.3 La sismicité historique.....	39
I.2.4 La sismicité instrumentale	42
I.2.5 Mesures de contraintes in situ	47
I.2.6 Les mouvements horizontaux et verticaux actuels	48
I.2.7 Les moteurs de la déformation	50
I.3 Le Quaternaire.....	54
I.3.1 Le Riss (stade isotopique 6).....	54
I.3.2 L'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5)	55
I.3.3 Le Würm (stades isotopiques 4, 3 et 2)	56
I.3.4 Le Postglaciaire ou Holocène (stade isotopique 1).....	56
I.4 Cadre Géologique et évolution des lacs d'Annecy et du Bourget durant l'Holocène..	57
I.4.1 Le Lac d'Annecy	57
I.4.2 Le lac du Bourget	63
I.4.3 Les failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat	67
I.5 Implications pour l'aléa sismique.....	74
Chapitre II. Méthodes employées	76
II.1 Tomographie de résistivité électrique.....	76
II.1.1 Principes.....	76
II.1.2 Les appareils et configurations utilisés durant ce travail.....	81
II.1.3 Application à la détection des failles.....	83
II.2 La sismique réflexion	92
II.2.1 Applications à la détection des failles	92
II.2.2 La sismique réflexion lacustre.....	93
II.2.3 La sismique réflexion industrielle	95
II.3 Détection de séismes par un réseau de stations sismologiques.	96
II.3.1 Réseau sismologique : principe.....	96
II.3.2 Utilisation du réseau SISMALP	97
II.3.3 Mise en place d'un réseau temporaire autour du Lac du Bourget.....	98
Chapitre III. La faille du Vuache	100
III.1 Apport de la géologie structurale à la compréhension de la faille du Vuache	100
III.2 La faille du Vuache dans les formations quaternaires, indices de terrain	102
III.2.1 Sillingy.....	103
III.2.2 Les Usses	105
III.2.3 Vincy.....	108

III.3	Localisation et caractérisation de la faille du Vuache par la tomographie de résistivité électrique	110
III.3.1	Introduction.....	110
III.3.2	Le secteur de Léaz	112
III.3.3	Le secteur du Mont Musièges	114
III.3.4	Le secteur de Sallenôves	117
III.3.5	Secteur du Vengeur.....	124
III.3.6	Secteur de la Balme de Sillingy	126
III.3.7	Secteur d'Epagny.....	127
III.3.8	Secteur du bord du Lac d'Annecy	131
III.3.9	Conclusion	133
III.4	Évaluation de la déformation dans les sédiments lacustres du lac d'Annecy	135
III.4.1	Introduction.....	135
III.4.2	La géométrie du substratum anté-quadernaire.....	135
III.4.3	Déformations affectant le remplissage sédimentaire	137
III.4.4	Discussions sur les dépôts de transport de masse (MTD Mass Transport Deposits)	140
III.4.5	Discussion sur les séismes de la carotte CLIMASILAC	141
III.4.6	Discussion structurale	141
III.5	Enracinement de la faille du Vuache dans le socle cristallin	143
III.5.1	Analyse des profils sismiques pétroliers.....	143
III.5.2	Comparaison avec les données de sismicité	153
III.6	Conclusion sur la faille du Vuache.....	156
Chapitre IV. Les failles de Culoz et du Col du Chat		159
IV.1	Apport de la géologie structurale à la compréhension des failles de Culoz et du Col du Chat	159
IV.1.1	Faille du Col du Chat.....	161
IV.1.2	La Faille de Culoz.....	164
IV.2	Impact of active faulting on the Post LGM infill of Lake Le Bourget (western Alps, France).	171
IV.3	Localisation et caractérisation de la faille de Culoz par tomographie de résistivité électrique	201
IV.3.1	La faille de Culoz.....	201
IV.3.2	La faille du Col du Chat.....	219
IV.4	Quantification de la micro sismicité des failles du lac du Bourget.....	220
IV.5	Conclusions sur les failles de Culoz et du Col du Chat	226
IV.5.1	Conclusions sur la faille du Col du Chat	226
IV.5.2	Conclusions sur la faille de Culoz	226
Chapitre V. Discussions sur les modalités de la déformation actuelle		229
Chapitre VI. Conclusions générales et perspectives		232
Références		234

Table des figures

Figure 0-1 : Carte des séismes en France entre 1962 et 2009 (Cara et al., 2015).	20
Figure 0-2 : Schéma structural et géologique du NW des Alpes externes et du Jura. 1 Socle cristallin ; 2 Bassins permo-carbonifère ; 3 Alpes internes ; 4 à 7: Alpes externes séries mésozoïques (4, Zone ultra-dauphinoise ; 5, Zone dauphinoise ; 6, Zone pré-subalpine ; 7, Jura ; 8. Séries mésozoïques autochtones ; 9. Roches de l'Oligocène-Miocène inférieur; 10. Roches du Miocène supérieur-moyen et du Pliocène). V.F. : Faille du Vuache ; C.F.: Faille de Culoz ; C.C.F.: Faille du Col du Chat.	21
Figure I-1 : Carte tectonique de l'arc jurassien avec les unités structurales. PHS : Plateau de Haute-Saône, IC : Ile Crémieu, AM : Avants-Monts, Fe : Ferrette, FA : Faisceau d'Ambérieu, Fb : Faisceau bisontin, Fl : Faisceau lédonien, FO : Faisceau d'Orgelet, Fsal : Faisceau salinois, FSy : Faisceau de Syam, LO : Lomont, PC : Plateau de Champagnole, PL : Plateau de Levier, Pl : Plateau lédonien, PO : Plateau d'Ornans, AR : Aiguilles rouges, MB : Mont Blanc. Modifiée de Sommaruga (1997). La cadre rouge représente le secteur d'étude. Localisation des coupes de la Figure I-3.	24
Figure I-2 : Coupe équilibrée à grande échelle allant du Jura externe aux Alpes (massifs cristallins externes) en passant par le bassin molassique. Coupe simplifiée de Tardy et al. (2004).	25
Figure I-3 : Coupes du Jura méridional montrant la variation de style tectonique du nord au sud, associé à la disparition du niveau d'évaporites du Trias (modifiées d'après Philippe, 1995). Localisation des coupes sur la Figure 0-2. En rose : évaporites du Trias (= niveau de décollement). Localisation sur la Figure I-1.	28
Figure I-4 : Répartition des bassins permo-carbonifères dans le socle varisque de l'avant pays –alpin (d'après Philippe, 1995).	29
Figure I-5 : Line-drawing du profil ECORS Alpes (Philippe, 1995).	30
Figure I-6 : Sections transversales de la croûte à travers le NW de l'avant-pays alpin (de Lacombe et Mouthereau, 2002) soulignant la poussée du socle et la présence d'un détachement de la croûte profonde à la transition fragile-ductile. 1-A est une coupe du graben de Bresse jusqu'au massif de Belledonne; 1-B représente le taux de soulèvement d'aujourd'hui déduit du nivellement (données d'après Jouanne et al. 1995). Les triangles correspondent aux données du tremblement de terre de Sue et al. (1999). 2-A est une coupe transversale de l'avant Jura occidental aux Aiguilles Rouges / Mont-Blanc (modifié et complété d'après Mosar 1999). 2-B représente le taux de soulèvement actuel déduit du nivellement (données après Gubler et al., 1992; Kahle, 1997). Section 3 est une coupe de la Forêt Noire au massif de l'Aar. Les cercles blancs correspondent aux tremblements de terre du 07-16 Janvier 1987 et 10-17 Avril 1987 (Deichmann et Garcia Fernandez, 1992).	30
Figure I-7 : Coupes détaillées le long du profil ECORS dans la Haute-Chaîne du Jura. Relation entre la couverture et le socle avec deux hypothèses pour l'expliquer de Guellec et al., 1990. A : Chevauchement crustal sous la Haute-Chaîne du Jura. B : Horst avec un drapé de couverture sur des structures précédentes.	31
Figure I-8 : Croquis géomorphologique du site de Saint Etienne de Crossey de Baize et al. (2002).	33
Figure I-9 : Coupe interprétée des séries fluvio-glaciaires de Saint Etienne de Crossey illustrant les déformations inverses les affectant de Baize et al. (2002). 1 : bancs-repères sableux ; 2 : niveaux de galets ; 3 : failles inverses.	34
Figure I-10 : Coupe près du contact faillé entre les séries quaternaires et les calcaires créacés ; 1 : calcaire créacé ; 2 : moraines « würmiennes » ; 3 : sables (fluvio-lacustres ?) ; 4 : failles (Baize et al., 2002).	35
Figure I-11 : a Croquis géomorphologique autour de la Balme de Sillingy ; b : Vue de la carrière de La Balme de Sillingy (Baize et al., 2002).	35
Figure I-12 : Répartition en temps des «événements» sédimentaires observés dans le forage de CLIMASILAC. (A): distribution en fonction du temps; (B): histogramme des intervalles de temps entre deux événements successifs; (C): Distribution cumulative en augmentant la durée, suivant approximativement une loi de puissance. Les intervalles de temps entre les «événements» successifs ont été mesurés en utilisant la stratification saisonnière et des datations au radiocarbone (Beck et al., 1996, Brauer et Casanova, 2001). Les numéros encerclés sur le	

graphique A réfèrent à un nombre d'événements en cluster trop étroitement espacés pour les montrer individuellement. Figure de Beck (2009).....	37
Figure I-13 : Photographie de la carotte du Lac d'Annecy de Christian Beck. Cette figure présente un événement polyphasé composé de turbidites, du glissement rotationnel (induisant le changement de pendage) par-dessus avec en même temps un débris flow fait de mud-clasts. Ceci implique une fragmentation de dépôts fins non consolidés et un glissement rotationnel.	37
Figure I-14 : Cartographie des remaniements Tardiglaciaire-Holocène dans le Lac du Bourget de Chapron (1999). Le volume est calculé avec une vitesse de 1.71 km/s.....	38
Figure I-15 : Photographies de Baize et al. (2011) de la paroi Sud Est de la tranchée creusée dans l'axe du segment de faille rompue en 1996. (1) graviers et galets à matrice sableuse corrélés aux séries de fin de remplissage du paléo-lac. (2) niveau sableux. (3) conglomérats monogénique contenant des galets issus de la molasse miocène. (4) silts riche en charbons de bois.	39
Figure I-16 : Carte des séismes historiques de SISFRANCE.....	40
Figure I-17 : Carte isoséiste du séisme de 1822 (Source Sisfrance)	41
Figure I-18 : Carte isoséiste du séisme de Frangy en 1936 (source Sisfrance).	42
Figure I-19 : Coupe (Deichmann, 1992) des séismes projetés le long d'une ligne entre Bâle et Locarno durant la période de Janvier 1975 à septembre 1990 (d'après Deichmann & Baer, 1990).	43
Figure I-20 : Carte de Lacombe et Mouthereau (2002). Les modèles numérotés sont comme suit: 1, failles normales bordant les bassins permio-carbonifères; 2, faille normale réactivée / bassins permio-carbonifères inversés; 3, zones de l'actuel raccourcissement du socle impliqué à partir des taux de soulèvement d'aujourd'hui (par exemple, Jouanne et al., 1995; Gubler et al., 1992; Kahle, 1997); 4, zones de l'actuel raccourcissement de socle impliqué déduit des taux élevés de soulèvement en cours et de la sismicité; 5, zones du raccourcissement actuel du socle impliqué déduit de la sismicité. Le raccourcissement actuel se produit principalement dans les régions où les bassins permio-carbonifères sous-tendent la couverture mésozoïque détachée.	43
Figure I-21 : Carte de la sismicité (Thouvenot et al., 2003). (a) Sismicité instrumentale de 1989 à 2000, avec les stations sismologiques (triangles rouges : stations temporaires, bleus : stations permanentes, rouges et blanc monitoring de Laffrey) ; (b) Sismicité historique révisée pour la période 1356-1988 (cercle : qualité A-C ; hexagones : qualité D) ; échelle de magnitude : les intensités maximum ont été converties en utilisant $M=0.44I_m+1.96$ de Levret et al. (1996). BBF Belledonne Border fault.....	44
Figure I-22 : Carte des séismes enregistrés par SISMALP.	45
Figure I-23 : Carte géologique de la zone épiscopale avec les principales failles de Fréchet et al. (1996). 1 : alluvions récentes ; 2 : glaciaire ; 3 : molasse jurassienne ; 4 : molasse alpine ; 5 : calcaires, marnes et grès paléogènes ; 6 : marnes et calcaires du Crétacé inférieur ; 7 : Terres Noires et calcaires jurassiques ; 8 : dolomies et calcaires liasiques et triasiques. Etoile : épiscentre du choc principal.....	46
Figure I-24 : Mécanisme au foyer du séisme du Grand Bornand de 1994 d'après Fréchet et al. (1996). Plein : Compression ; vide : dilatation.....	46
Figure I-25 : Carte des répliques du séisme de 1996 de Thouvenot et al. (1998). Les cercles pleins représentent le séisme principal ainsi que le précurseur, 348 jours avant. Les cercles blancs sont les répliques le long du segment Nord de la faille, tandis que les cercles ombragés sont ceux le long du segment Sud. Les triangles sont les stations sismiques et accélérométriques temporaires. RC : Runway cracks., CW : Chaumontet warehouse, BS : Bromines spring. La ligne en pointillé situe la faille comme représentée sur la carte géologique.....	47
Figure I-26 : Orientation horizontale maximale interpolée des contraintes à partir de données proche de la surface dans la région du Jura (Becker, 2000). La province du Sud-Est est marquée avec une ligne en tirets. La région hachurée marque la zone avec un maximum de magnitudes de plus de 6 MPa de stress dans le sud du Jura. Les grandes flèches dans l'esquisse indiquent la direction générale de la contrainte horizontale maximale en Europe centrale. La zone délimitée dans l'esquisse situe le Jura.	48
Figure I-27 : Sismotectonique (d'après Delacou, 2004) : Régime des déformations. Directions de déformation : Extension : perpendiculaire à la chaîne, au cœur ; Compression : en éventail, en bordure.....	49
Figure I-28 : Évolution de la plaque Adria entre le Miocène et l'actuel (Delacou 2004).	50

Figure I-29 : Contraintes d'érosion induite et taux de déformation en montagne de Vernant et al., 2013. Les résultats sont présentés pour un modèle de références (taux d'érosion à 0.75mm/an et taux de convergence à 0.5mm/an après 2 Ma (équilibre). A : Champ de vitesse et contraintes déviatoriques. B : Tenseur de la déformation. On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, notre région d'étude, et une extension dans les zones internes.	52
Figure I-30 : L'extension induite par l'érosion par rapport à l'effondrement gravitationnel (Vernant et al., 2013). Déplacements de surface attendus (flèches au-dessus des coupes) et tenseurs de déformation pour la gamme soumise à l'érosion (à gauche) et de l'effondrement gravitationnel d'une plage (à droite) sont présentés. La ligne pointillée indique une transition fragile-ductile. La principale différence entre l'érosion et de la déformation induite par l'effondrement gravitationnel est un mouvement vertical de la surface et l'emplacement de l'extension. En outre, et contrairement à l'effondrement gravitationnel, dans l'extension induite par l'érosion, la croûte inférieure est soumise à une compression horizontale. On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, notre région d'étude, et une extension dans les zones internes.	52
Figure I-31 : Comparaison de données de GPS et de nivellement de Nocquet et al, in prep.	53
Figure I-32 : Échelle stratigraphique du Pléistocène supérieur avec la courbe isotopique du $\delta 18O$ (Winograd et al., 1997 ; Chapron, 1999).	54
Figure I-33 : Le complexe des moraines externes (CME) et le complexe des moraines internes (CMI) ou zone intra-würmienne avec les flux glaciaires (flèches noires) (Coutterand, 2010).	55
Figure I-34 : Les grands lacs associés à la déglaciation (Chapron, 1999).	56
Figure I-35 : Schéma structural du Lac d'Annecy.	58
Figure I-36 : Carte du bassin versant hydrographique du lac d'Annecy (Manalt & Nicoud, 2001) montrant la limite topographique du bassin versant du lac d'Annecy au retrait du glacier würmien. La topographie actuelle du bassin versant du lac d'Annecy est aussi représentée.	59
Figure I-37 : Stratigraphie sismique du lac d'Annecy sur le profil LDA9309 (modifié de Van Rensbergen et al., 1998). 1: socle pré-Quaternaire (calcaire, grès, etc.); 2: Début de formation du lac, encore en contact avec les glaciers; petits deltas sous-glaciaires ou en front de glacier, remaniement de moraines; 3: "grand" lac "froid", séparé des glaciers; distribution géométriquement régulière et abondante de sédiments détritiques (lessivage des moraines progressivement dégagées sur l'ensemble du bassin versant); 4. Réchauffement progressif et apparition de la stratification thermique estivale; alluvionnement localisé fluvial; apparition progressive de constituants liés à l'activité biologique; 5: situation actuelle; sédimentation essentiellement liée à l'activité biologique, additionnée d'un peu d'apports fluviaux fins; décantation depuis la surface ("drapé" lacustre). Les étapes 3 et 4 représentent 80 à 90% du total du remplissage post-LMG et Tardiglaciaire.	61
Figure I-38 : Log schématique du forage profond d'Annecy (modifié d'après Manalt, 1998).	62
Figure I-39 : Bloc digramme autour du Lac du Bourget de Blanc (1991).	64
Figure I-40 : Schéma structural du Lac du Bourget. C.C.F. : Faille du Col du Chat ; C.F. : Faille de Culoz ; Localisation des stations sismologiques.	65
Figure I-41 : Stratigraphie sismique de Haute résolution du Nord du Lac du Bourget. (Basé sur Van Rensbergen et al., 1999). 1: socle pré-Quaternaire (calcaire, grès, etc.); 2: Début de formation du lac, encore en contact avec les glaciers; petits deltas sous-glaciaires ou en front de glacier, remaniement de moraines; 3: "grand" lac "froid", séparé des glaciers; distribution géométriquement régulière et abondante de sédiments détritiques (lessivage des moraines progressivement dégagées sur l'ensemble du bassin versant glaciaire)); 4 : réchauffement progressif et apparition de la stratification thermique estivale; alluvionnement localisé fluvial (ici rhodanien); apparition progressive de constituants liés à l'activité biologique; 5: situation actuelle; sédimentation essentiellement liée à l'activité biologique, additionnée d'un peu d'apports fluviaux fins; décantation depuis la surface ("drapé" lacustre). Les étapes 3 et 4 représentent 80 à 90% du total du remplissage post-LMG et Tardiglaciaire.	66
Figure I-42 : Carte de l'extrémité Nord de la faille du Vuache de Donzeau et al. (1998).	68
Figure I-43 : Coupe géologique au Nord de Léaz de Donzeau et al. (1998).	69

Figure I-44 : Schéma structural de la faille du Vuache avec les séismes historiques (base SISFRANCE) et la sismicité instrumentale de SISMALP (http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr) depuis 1980.....	70
Figure I-45 : Cartes géologiques du Nord du lac du Bourget, présentant les failles de Culoz, de Cessens et de la Chambotte (Gidon et al., 1970, Kerrien et al., 1990).	71
Figure I-46 : Carte de la faille de Culoz d'après Bergerat (1978). Montrant le tracé de la faille de Culoz depuis la Montagne de l'avocat jusqu'à Cessens.	72
Figure I-47 : Carte cinématique du Jura Méridional de Philippe (1995) montrant la faille de Culoz. A : Ambérieu en Bugey ; B : Belley ; Ch : Chambéry. A : Jura interne ; B : Jura externe ; C : Ile Crémieu.	73
Figure I-48 : Carte géologique (Gidon et al., 1963) du Sud du Bourget montrant la faille du Col du Chat.....	74
Figure II-1 : Séquence de mesure pour une configuration Wenner avec 20 électrodes (Loke, 2001). .	77
Figure II-2 : Résistivimètre SYSCAL Pro de 48 électrodes.....	81
Figure II-3 : Modèle de tomographie de résistivité électrique. Les lignes blanches présentent les failles possibles (Villarni et al., 2015).....	83
Figure II-4 : Profil électrique réalisé le long de la faille de Rurrand par Nguyen (2005).	84
Figure II-5 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur, deux couches, en contact de 20 $\Omega.m$ et 40 $\Omega.m$). L'espace entre les électrodes est de 5 mètres, en haut et 1 mètre en bas.....	85
Figure II-6 : Inversion pour un contact vertical entre deux lithologies, avec un espacement inter-électrodes de 5 mètres en haut et 1 mètre en bas. Les modèles sont présentés pour 4 itération chacun.....	85
Figure II-7 : Modèle avec quatre résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur, deux couches, de 20 $\Omega.m$ et 40 $\Omega.m$ mise en contact avec une couche de 10 $\Omega.m$. L'espace entre les électrodes est de 5 mètres.	86
Figure II-8 : Inversion pour un contact vertical entre deux lithologies séparées par une couche de 10 $\Omega.m$, représentant une zone où la circulation de fluides est possible.	86
Figure II-9 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur un encaissant de 30 $\Omega.m$ avec au centre une couche de résistivité de 10 $\Omega.m$. La zone de faille est de 2.5 mètres de large en haut et de 40 mètres en bas. L'espace entre électrodes est de 5 mètres.....	87
Figure II-10 : Inversion des modèles avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur un encaissant de 30 $\Omega.m$ avec au centre une couche de résistivité de 10 $\Omega.m$. La zone de faille est de 2.5 mètres de large en haut et de 40 mètres en bas. L'espace entre électrodes est de 5 mètres.	87
Figure II-11 : Modèle à trois résistivités. Deux couches, une couche de résistivité de 30 $\Omega.m$ surmontées d'une couche de résistivité 400 $\Omega.m$. En profondeur une couche représentant une faille « résistive » (50 $\Omega.m$) de 20 mètres de large.	88
Figure II-12 : Inversion dans le cas d'une faille « résistive » (50 $\Omega.m$).....	88
Figure II-13 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur un encaissant de 30 $\Omega.m$ avec au centre une couche de résistivité de 10 $\Omega.m$. La zone de faille est de 20 mètres de large. L'espace entre électrodes est de 5 mètres.	88
Figure II-14 : Modèle et inversion dans le cas d'une faille conductrice atteignant la surface.	89
Figure II-15 : Modèle à trois résistivités. Deux couches se superposant (30 et 400 $\Omega.m$) séparées au centre par une couche de résistivités de 10 $\Omega.m$. Cette « faille » décale la base de la couche supérieure.....	89
Figure II-16 : Inversion du modèle à trois couches, avec la base de la couche supérieure décalée.	89
Figure II-17 : Modèle à trois couches. Une couche conductrice dans lequel il y a une couche résistive. La couche résistive est décalée par une zone de faille conductrice.	90
Figure II-18 : Inversion du modèle à trois couches, où la couche résistivité est décalée.	90
Figure II-19 : Modèle à trois résistivités. Deux couches se superposant (400 et 10) avec une « faille » ayant un pendage.	91
Figure II-20 : Inversion du modèle représentant une faille avec un pendage.....	91

Figure II-21 : Failles dans le Golfe de Cariaco, en rouge la faille d'El Pilar, en vert les failles de Riedel. Les failles normales sont représentées en bleues. Carte de Van Daele et al. (2011).....	92
Figure II-22 : Carte des failles identifiées lors de l'étude de Beckers et al. (2015).	93
Figure II-23 : Photos du matériel de sismique lacustre. En haut à gauche, la source Geolpulse, en haut au milieu, le matériel d'acquisition : la source de courant avec l'ordinateur, en haut à droite, les hydrophones, à gauche : la source Seistec ; à droite la source sparker ; en bas la source Sparker avec son sac de sel pour fonctionner dans de l'eau douce.	94
Figure II-24 : Image présentant les hyperboles, les multiples ainsi que l'image obtenue lorsque du gaz est présent.	95
Figure II-25 : Carte des profils sismique réflexion (http://www.beph.net/). Les couleurs dépendent de l'année d'acquisition : en noir : anté-1970 ; en bleu : 1970-1979 ; en vert : 1980-1989 ; en orange : 1990-1999.	96
Figure II-26 : Carte des stations SISMALP (http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr).	97
Figure II-27 : Photos d'une station sismologique composée du capteur, du numériseur ainsi que des panneaux solaires.	98
Figure III-1 : Diagramme en rose des directions de plans de failles et de fractures pour les mesures réalisées sur le bord Nord-Ouest du lac d'Annecy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	101
Figure III-2 : Diagramme en rose des directions de plans de failles et de fractures pour les mesures réalisées sur le bord Est du lac d'Annecy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	102
Figure III-3 : Carte de localisation de l'affleurement de Sillingy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	103
Figure III-4 : Panorama de l'affleurement de Sillingy.	104
Figure III-5 : Structure principale de l'affleurement de Sillingy. Cadre 1 sur la Figure III-4.	104
Figure III-6 : Figures d'échappements de fluides à Sillingy. Cadre 2 sur la Figure III-4.	105
Figure III-7 : Faille inverse montrant un décalage de 7 cm du banc argileux.	105
Figure III-8 : Localisation de l'affleurement des Usses. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	106
Figure III-9 : Panorama de l'affleurement des Usses.	106
Figure III-10 : Log stratigraphique des Usses	107
Figure III-11 : Plis observés aux Usses.	108
Figure III-12 : Carte de localisation de l'affleurement de Vincy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	109
Figure III-13 : Panorama de l'affleurement de Vincy.	109
Figure III-14 : Déformation dans le banc sableux (structures en fleur) à Vincy.	110
Figure III-15 : Schéma structural autour de la faille du Vuache. Les différents profils électriques réalisés sont représentés. Les profils d, e, f, g et h ont été réalisé par l'IRSN en 2006. Les profils a, b, c et i ont été réalisé pendant cette thèse. En vert : Mésozoïque, en jaune : miocène, en orange : éocène, en blanc : moraine sur molasse, en gris : alluvions quaternaires.	112
Figure III-16 : Carte de localisation du profil électrique de Léaz, ainsi que la faille du Vuache de Donzeau et al. (1998). Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	113
Figure III-17 : Profil électrique a, réalisé proche du village de Léaz, localisé sur la Figure III-16 ainsi que son interprétation.	114
Figure III-18 : Coupe géologique réalisé au niveau du Mont Musièges (Bordon et al., 2009)	114
Figure III-19 Carte de localisation du profil du Mont Musièges. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. Le trait rouge représente la faille du Vuache d'après la carte géologique.	115
Figure III-20 : Forage Musièges 3-7 localisé sur la coupe de la Figure III-18.	116
Figure III-21 : Profil électrique de Musièges ('b' sur la Figure III-15).	117
Figure III-22 : Photo aérienne du secteur d'étude sur la terrasse fluviale de Sallenôves, avec la localisation des profils électriques réalisés, le GPR et le sondage de reconnaissance.	118
Figure III-23 : Profil électrique réalisé à Sallenôves en configuration Wenner, localisé sur la Figure III-15.	118
Figure III-24 : Profil électrique avec un espacement entre les électrodes de 3 mètres, localisé sur la Figure III-22 ('c' sur la Figure III-15) ainsi que son interprétation.	119
Figure III-25 : Sondage 06773X0009/F du BRGM (réalisé à 6.01111445° E ; 46.02219487 ° N). ...	120

Figure III-26 : Profil électrique réalisé avec un espacement entre les électrodes de 1 mètre, localisé sur la Figure III-22 ('c' sur la Figure III-15) ainsi que son interprétation.	121
Figure III-27 : Profil électrique HR localisation sur la Figure III-22. L'espacement des électrodes est de 0.5m. Son interprétation est montrée, ainsi que la localisation de la tranchée de reconnaissance.	121
Figure III-28 : Profil électrique HR perpendiculaire, localisation sur la Figure III-22. L'espacement des électrodes est de 0.5m.	122
Figure III-29 : Profil GPR réalisé au-dessus du sondage de reconnaissance à Sallenôves, localisation sur la Figure III-22.	122
Figure III-30 : Photo du sondage réalisée à Sallenôves en décembre 2013, localisation sur la Figure III-22.	123
Figure III-31 : Coupe schématique du sondage de reconnaissance réalisé à Sallenôves. Les échantillons Vua 13-1, Vua 13-2 ont été prélevés pour une datation au carbone 14.	124
Figure III-32 : Carte de localisation du profil réalisé au Vengeur. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	125
Figure III-33 : Profil électrique d localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. L'espacement inter-électrode est de 20 mètres. La configuration est Wenner-Schlumberger. ..	125
Figure III-34 : Photo du miroir de faille de La Balme de Sillingy, localisation sur la Figure III-35. .	126
Figure III-35 : Carte de localisation du profil de la Balme de Sillingy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	126
Figure III-36 : Profil électrique e localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation.	127
Figure III-37 : Carte de localisation des profils du cimetière, de l'aéroport et de l'autoroute. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. Les carrés violets représentent les forages utilisés (Figure III-40).	128
Figure III-38 : Profil électrique f localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1000 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 20 mètres.	129
Figure III-39 : Profil électrique g localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1600 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 20 mètres.	129
Figure III-40 : Forages le long du profil électrique Autoroute, su Sud au Nord de gauche à droite respectivement.	130
Figure III-41 : Profil électrique h localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1000 mètres (espacement 20 mètres).	131
Figure III-42 : Carte de localisation du profil réalisé au Paquier. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. E carré rouge représente le forage utilisé (Figure III-43).	131
Figure III-43 : Forage réalisé à Annecy, à l'hôtel de ville.	132
Figure III-44 : Profil électrique i localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration dipôle-dipôle, de 960 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 10 mètres.	133
Figure III-45 : Carte des contrastes vus grâce à la tomographie de résistivité électrique, ainsi que le tracé de la faille entre les contrastes. Carte IGN au 1/200 000. Le tracé de la faille entre les différents contrastes a été fait avec l'aide des cartes géologiques de Saint Julien en Genevois (n°653), Seyssel (n°677) et Annecy-Bonneville (n°678).	134
Figure III-46 : Plan de navigation de la campagne de sismique réalisé en septembre 2014 sur le lac d'Annecy.	136
Figure III-47 : Carte du toit du substratum du Lac d'Annecy en temps double. Les ronds représentent les failles visualisées.	137
Figure III-48 : Profil sismique transversal de très haute résolution (SEISTEC™ Boomer). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum, l'unité 2 et l'unité 4.	138
Figure III-49 : Profil sismique transversal de très haute résolution (SEISTEC™ Boomer). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente le substratum, l'Unité 4 et 5, ainsi que des ruptures dans ces unités.	139

Figure III-50 Profil transversal de sismique réflexion, haute résolution dans le nord du lac d'Annecy (Sparker centipède, campagne de 2014). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. L'emplacement de la carotte AN est aussi représenté sur le profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum et l'unité 2.....	139
Figure III-51 : Profil sismique transversal de très haute résolution (Sparker Centipède). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum et l'unité 2.....	140
Figure III-52 : Profil transversal de sismique réflexion dans le nord du lac d'Annecy (SEISTEC™ Boomer, campagne de 2014). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil.....	141
Figure III-53 : Schéma structural du Lac d'Annecy. En rouge sont représentées les failles cartographiées dans le lac grâce à la sismique lacustre. En pointillés, est dessinée, l'interpolation entre les éléments connus du réseau de failles. Schéma structural réalisé à partir des cartes géologiques de Annecy-Bonneville n°678, et Annecy-Ugine n°702.	142
Figure III-54 : Carte de localisation des profils sismiques industriels retraités et du forage Chapery. Fond de carte du SRTM à 5 mètres du BRGM, les séismes sont ceux de SISMALP. En rouge est dessiné la carte du Vuache d'après les cartes géologiques de Seyssel (n°677), Annecy-Bonneville (n°678), de Saint Julien en Genevois (n°653).	145
Figure III-55 : Forage de Chapery Chy1 réalisé par ESSO-REP. Corrélation entre les réflecteurs de la ligne 88SVO10 et les interfaces stratigraphiques recoupées par le forage Chapery1, modifié d'après Baize et al. (2011). G-m : molasse Oligo-Miocène, K : Crétacé, M : Malm, D : Dogger, Li : Lias, Ke : Keuper, Mu : Muschelkalk, P-C : Permo-Carbonifère, TU : sommet de l'Urgonien, TD : sommet du Dogger, Tli : sommet du Lias, TTr : sommet du Trias, TM : sommet du Muschelkalk.....	146
Figure III-56 : Profil sismique 88SVO10 réalisé par ESSO REP et son interprétation (modifiée d'après Baize et al (2011) et Paolacci (2012). Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps (temps double, en secondes).Le séisme de 1996 ainsi que les répliques sont reportés sur ce profil sismique (d'après Thouvenot et al., 1998).....	147
Figure III-57 : Profil sismique 88SVO08 réalisé par ESSO REP et son interprétation (modifiée d'après Baize et al (2011) et Paolacci (2012). Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps (temps double, en secondes).....	151
Figure III-58 : Profil sismique HR512 réalisé par ESSO-REP. Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps double, en secondes.....	152
Figure III-59 : Coupe de Thouvenot et al. (1998) des répliques du séisme du 15 juillet 1996. Les séismes en blanc représentent ceux ayant eu lieu au Nord et en noir, ceux au Sud. Les couleurs des séismes sont les mêmes sur la coupe et sur la carte. Ils sont situés sur deux segments de failles.	153
Figure III-60 : Carte de la faille du Vuache, représentant son enracinement vers l'Est. Localisation des lignes par rapport à la faille du Vuache (ligne rouge, tracé à partir de la carte géologique). Localisation des séismes historiques (SISFrance) et instrumentaux (SISMALP).....	154
Figure III-61 : Carte géologique au 250 000 (Chalon sur Saône n°24, Thonon les bains n°25, Lyon, n°29, Annecy n°30°) représentant la faille du Vuache et de l'Arcalod.....	157
Figure IV-1 : Carte de localisation des sites de mesures structurales autour du lac du Bourget. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	160
Figure IV-2 : Diagramme en rose des directions des plans de faille (en noir) et de fractures (en bleu) pour les mesures réalisées autour du Col du Chat. Pour le site de mesures CHA6, en orange sont représentées les failles inverses, en rouge les failles décrochantes sénestres et en noir, les failles dextres. Deux diagrammes sont présentés pour CHA6, l'un uniquement avec des failles ayant un sens de déplacement reconnaissable, et l'autre avec les failles dont le sens de déplacement n'a pas pu être discerné. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	162
Figure IV-3 : Fractures de Riedel, comprenant les R, R', P et P', montrant le sens de déplacement de chacune de ces failles ainsi que leur angle avec la faille principale (Y), modifié d'après Burg (1986).....	163

Figure IV-4 : Diagramme en rose montrant la fréquence des orientations de la direction de l'horizontale des mesures réalisées au Nord du lac du Bourget ainsi que leur localisation. En noir, les failles, en bleu les fractures. Deux diagrammes sont présentés pour CHM4 pour plus de lisibilité. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	164
Figure IV-5 : Diagramme en rose montrant la fréquence des orientations de la direction de l'horizontale des mesures réalisées à l'Ouest du lac du Bourget ainsi que leur localisation. En noir, les failles, en bleu les fractures. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	165
Figure IV-6 : Carte de localisation de la carrière du Gros Louis (rond). Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	166
Figure IV-7 : Log sédimentaire montrant la succession verticale des faciès de l'affleurement de Brison Saint-Innocent (Ribot, 2015). La localisation des échantillons C14 (BRI1 et BRI2) est notée ainsi que le niveau où les sables ont été prélevés pour une datation par OSL.	167
Figure IV-8 : A : cône d'épicéa, dans le niveau à lignite de Brison Saint-Innocent. B : photo montrant les stries subhorizontales dans la carrière du Gros Louis, à Brison Saint-Innocent. C : morceau de bois déformé.	168
Figure IV-9 : Photo et interprétation (Ribot, 2015) d'une partie de l'affleurement de Brison Saint Innocent avec l'emplacement des datations de carbone 14 (SacA41784 et SacA41785).	169
Figure IV-10 : Zoom sur l'affleurement de Brison Saint Innocent, cadre 2 sur la Figure IV-9. Les niveaux repères pour la mesure du décalage sont marqués en noir, ainsi que l'endroit où les échantillons ont été prélevés pour les datations.	170
Figure IV-11 : Schéma structural de la plaine de Chautagne, au Nord du Lac du Bourget avec localisation des profils électriques réalisés et des forages utilisés dans cette étude.	202
Figure IV-12 : Localisation des profils électrique dans la plaine de la Chautagne. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. En bleu les différents profils électrique. Le trait violet correspond à la coupe réalisé grâce aux différents sondages.	204
Figure IV-13 : Coupe réalisé grâce aux forages de la SNCF, localisation par rapport au profil électrique sur la Figure IV-14.	204
Figure IV-14 : Profil électrique n°1 réalisé dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle, ainsi que son interprétation, localisation sur la Figure IV-11. Le rectangle représente l'emplacement de la coupe de la Figure IV-13.	205
Figure IV-15 : Profil électrique n°2 réalisé dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 2, localisation sur la Figure IV-11.	206
Figure IV-16 : Profil électrique réalisée dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 3, localisation sur la Figure IV-11.	207
Figure IV-17 : Profil électrique réalisée dans la plaine de Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 4, localisation sur la Figure IV-11.	208
Figure IV-18 : Localisation du profil 5, ainsi que du forage de la Figure IV-19. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	209
Figure IV-19 : Forage de la BSS réalisé par Hydroforage. Localisation sur la Figure IV-18.	210
Figure IV-20 : Profil électrique réalisée dans la plaine de Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 5, localisation sur la Figure IV-11.	211
Figure IV-21 : Profil sismique du BRGM, situé au Nord du lac du Bourget. Ce profil montre la géométrie de la plaine de Chautagne.	212
Figure IV-22 Carte de la nature et de la profondeur des matériaux rencontrés en début de forage (BURGEAP).	213
Figure IV-23 : Carte de Brison Saint Innocent avec la localisation des profils électriques. Le rectangle rouge localise la carrière de Gros louis. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.	214
Figure IV-24 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent (P6 sur la Figure IV-23).	215
Figure IV-25 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent (Profil P7 sur la Figure IV-23). Le cadre noir représente l'emplacement du profil haute résolution de la Figure IV-26.	216
Figure IV-26 : Profil électrique réalisé en roll-along à Brison Saint Innocent, il est situé au centre du profil de la Figure IV-25, le rectangle rouge situé à l'extrémité W de l'interprétation représente le Tableau XVI.	217
Figure IV-27 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent. Profil P8 sur la Figure IV-23.	218
Figure IV-28 : Carte du profil électrique réalisé en février 2014. (fond Scan 25® de l'IGN)	219

Figure IV-29 : Profil électrique (n°9) réalisé aux Mottets en configuration dipôle-dipôle. Localisation sur la Figure IV-28.....	220
Figure IV-30 : Carte du Lac du Bourget avec les séismes détectés par les stations sismologiques temporaires et SISMALP ainsi que les séismes historiques. Le carré noir représente le forage de La Tailla (Figure IV-33). C.F. : Faille de Culoz ; C.C.F. : Faille du Col du Chat.	221
Figure IV-31 : Carte du Nord du Lac du Bourget avec les séismes détectés par les stations sismologiques temporaires, triangles blancs. Les cercles noirs représentent les séismes. Les cercles gris représentent les séismes enregistrés par SISMALP. Le carré noir représente le forage de La Tailla (Figure IV-33).	224
Figure IV-32 : Mécanisme au foyer décrochant du séisme du 2 mars 2014 à 13h19 montrant deux plans focaux à N170° et N85°.	224
Figure IV-33 : Forage LA TAILLA 1 réalisé par ESSO REP. La localisation est marquée sur la Figure IV-30.....	225
Figure V-1 : Orientation horizontale maximale interpolée des contraintes à partir de données proche de la surface dans la région du Jura (Becker, 2000). De plus, est marqué la province du Sud-Est avec une ligne en tiret. La région hachurée marque la zone avec un maximum de magnitudes de plus de 6 MPa de stress dans le sud des montagnes du Jura. Les grandes flèches dans l'esquisse indiquent la direction générale de la contrainte horizontale maximale en Europe centrale. La zone délimitée dans l'esquisse marque le Jura.	229
Figure V-2 : Évolution de la plaque Adria entre le Miocène et l'actuel (Delacou 2004).....	230
Figure V-3 : Champ de vitesse induit par la déflexuration (A) et tenseurs de déformation prédits (B) d'après Vernant et al. (2013).Les résultats sont présentés pour un modèle de références (taux d'érosion à 0.75mm/an et taux de convergence à 0.5mm/an après 2 Ma (équilibre). On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, et une extension dans les zones internes.	231

Liste des Tableaux

Tableau I : Récapitulatif des séismes historiques de la région.	40
Tableau II : Relation entre la magnitude du séisme et la taille de la faille qui a rompu et la quantité de glissement produit sur la faille, d'après Wells and Coppersmith (1994).	75
Tableau III : Relation entre le type de faille pour un séisme et la force de ce dernier (la magnitude). Un chevauchement au Sud du Jura risque de provoquer un séisme de plus forte magnitude qu'un séisme ayant lieu sur une faille décrochante de couverture.	75
Tableau IV : Comparaison des caractéristiques théoriques des configurations d'acquisition de résistivité électrique, (++++) forte résolution, et (-) faible résolution. (D'après Dahlin and Zhou., 2004 et Samouëlian et al, 2005).	79
Tableau V : Résistivités des matériaux géologiques communs (d'après Reynolds., 1997)	80
Tableau VI : Récapitulatif des différents profils présentés par la suite, type de matériel, configuration, espacement des électrodes.	82
Tableau VII : Coordonnées des stations du réseau temporaire ainsi que leurs dates de mise en service et arrêt.	98
Tableau VIII : Coordonnées (WGS84) des sites de mesure et nature du terrain.	101
Tableau IX : Récapitulatif des différentes campagnes réalisées sur la faille du Vuache avec la localisation de la première et la dernière électrode de chaque profil.	111
Tableau X : Age C14 des échantillons prélevés à Sallenôves.	124
Tableau XI : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille du Vuache considérant les différentes géométries déterminées.	158
Tableau XII : Coordonnées (WGS 84) des points de mesures et nature du terrain.	161
Tableau XIII : Age C14 des échantillons prélevés à Brison Saint Innocent.	168
Tableau XIV : Déplacement vertical et déplacement horizontal déduit le long de la faille ainsi que la vitesse de déplacement.	170
Tableau XV : Récapitulatif des différents profils réalisés, coordonnées (WGS 84) de la première et la dernière électrode.	201
Tableau XVI: Étude de sol réalisée par SIGALES à Brison Saint Innocent.	217
Tableau XVII: Séismes enregistrés par SISMALP autour du Lac du Bourget. Les profondeurs en kilomètres sont comptées à partir du niveau de la mer. L'incertitude horizontale moyenne est de 1.14km (écart type : 1.58 km), l'incertitude verticale moyenne est de 2.09 km (1.85 km), communication orale B. Potin.	222
Tableau XVIII : Séismes détectés par le réseau temporaire. Les latitudes et longitudes sont en degrés minutes décimales, la profondeur de l'épicentre en kilomètres (par rapport au niveau de la mer), les magnitudes sont des magnitudes locales.	223
Tableau XIX : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille du col du Chat considérant les différentes géométries considérées.	226
Tableau XX : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille de Culoz considérant les différentes géométries déterminées à partir du front du Jura Interne.	227
Tableau XXI : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille de Culoz considérant les différentes géométries déterminées à partir du grand Colombier.	228

Avant-propos

Il y a bien des millénaires, alors qu'elle n'avait encore reçu aucun nom, la région savoyarde était confiée à trois anges qui en assuraient la protection. Du haut du ciel, ils surveillaient montagnes, vallées, torrents, rivières, bois et forêts. Ils n'avaient guère de travail, car les habitants, peu nombreux, vivaient en harmonie. Aussi les anges, fascinés par la splendeur des grands glaciers immaculés et par l'impétuosité des torrents, passaient-ils leur temps à contempler la nature ...

Cependant un matin, ils se virent confier une nouvelle mission. Contrariés mais obéissants, ils se plièrent aux ordres et le cœur en peine, prirent le chemin du nord où leur destin les menait. Ils survolèrent lentement la région pour en admirer une dernière fois le superbe panorama.

Chacun des anges versa une larme qui descendit lentement vers la terre. Portées par le vent, les trois larmes grossirent, grossirent tant, qu'elles se transformèrent en trombes d'eau qui en atteignant le sol formèrent les trois principaux lacs des pays de Savoie.

Introduction

De nombreux paramètres issus entre autre des connaissances géologiques, sismologiques et géotechniques participent à l'estimation de l'aléa sismique (tels que la définition des zonages sismotectoniques et catalogues de sismicité, la caractérisation de l'atténuation du mouvement sismique etc...). Parmi eux, la contribution des failles peut être déterminante du fait de leur capacité à générer des séismes importants, ceci avec des temps de retour d'autant plus courts que les taux de déformations de la zone étudiée sont forts. En France toutefois, les taux de déformations sont faibles à très faibles comparés à ceux observés dans des domaines inter-plaques, la contribution des failles actives à l'aléa sismique ne devient alors de première importance que lorsque l'on explore de longues périodes de retour, typiquement pour des installations sensibles et classées (centrales nucléaires, barrages, etc...). Malheureusement, les données qui permettent de contraindre l'activité des failles actives au Quaternaire sont rares en France métropolitaine, ce travail vise alors à améliorer cette connaissance et à compléter une base de données très limitée. Dans ce contexte, l'avant-pays alpin fait partie d'une des zones considérées comme à sismicité moyenne : 4 sur la zonation définie par le décret d'octobre 2010, soit le maximum en France métropolitaine. Notre objectif est localement de mieux connaître les failles potentiellement responsables de séismes importants, leur localisation, leur possible enracinement dans le socle et la récurrence d'événements majeurs.

Cette recherche, réalisée dans le contexte de failles actives lentes, a été réalisée en coopération avec l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN). En effet, les données issues de ce travail pourraient entrer en ligne de compte dans le cadre des études de sûreté liées à la présence sur le territoire concerné (Jura méridional) d'installations nucléaires tel que le CNPE du Bugey.

Sur la carte de la Figure 0-1, les séismes enregistrés en France métropolitaine de 1962 à 2009 sont représentés. L'Est de la France, et particulièrement le secteur alpin, présente, avec la zone pyrénéenne la plus grande densité d'événements sur le territoire. Cette sismicité, mais également les connaissances concernant la sismicité historique ainsi que les mesures géodésiques posent le problème de l'origine de la déformation actuelle des Alpes et du Jura, qui conduit aujourd'hui à la production d'une sismicité non négligeable.

À l'intérieur de l'ensemble jurassien, des accidents verticaux décrochants sénestres recoupent les structures géologiques (Figure 0-2). Ces failles affectent une couverture sédimentaire mésozoïque déformée de 2 à 3 km d'épaisseur. Trois d'entre elles concernent la région étudiée (du Nord au Sud :: la faille du Vuache, la faille de Culoz et la faille du Col du Chat. Ces accidents ont la particularité de rejoindre le front des Massifs Subalpins (Bornes et Bauges) au niveau des deux grands lacs alpins (Le Bourget et Annecy). Sur ces failles, des séismes historiques et instrumentaux sont relativement bien connus. Les séismes enregistrés par le réseau SISMALP (depuis plus de 20 ans, <http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>) permettent de relier les localisations épicentrales aux structures géologiques. Ils affectent essentiellement la couverture mais aussi potentiellement le socle.

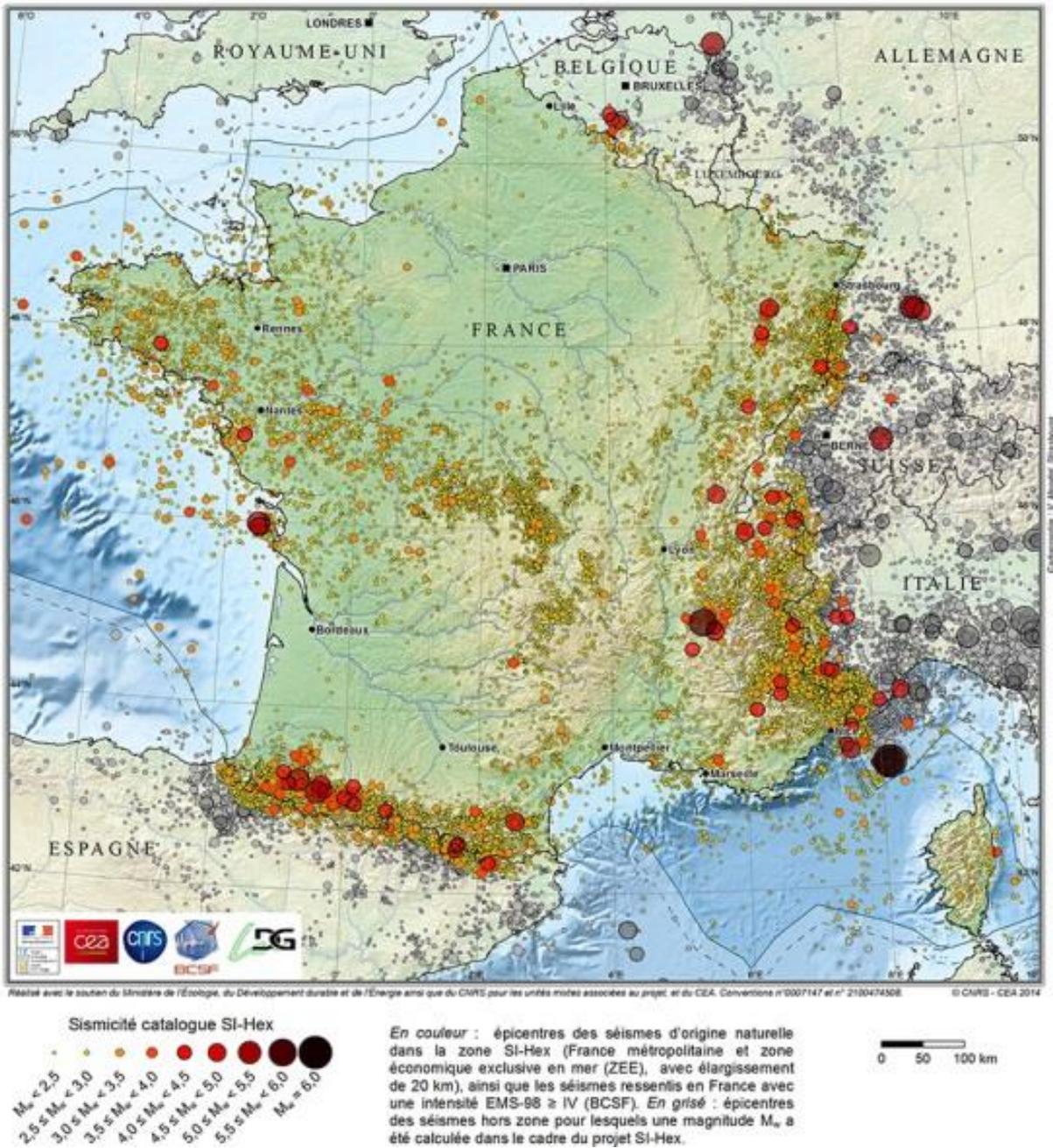


Figure 0-1 : Carte des séismes en France entre 1962 et 2009 (Cara et al., 2015).

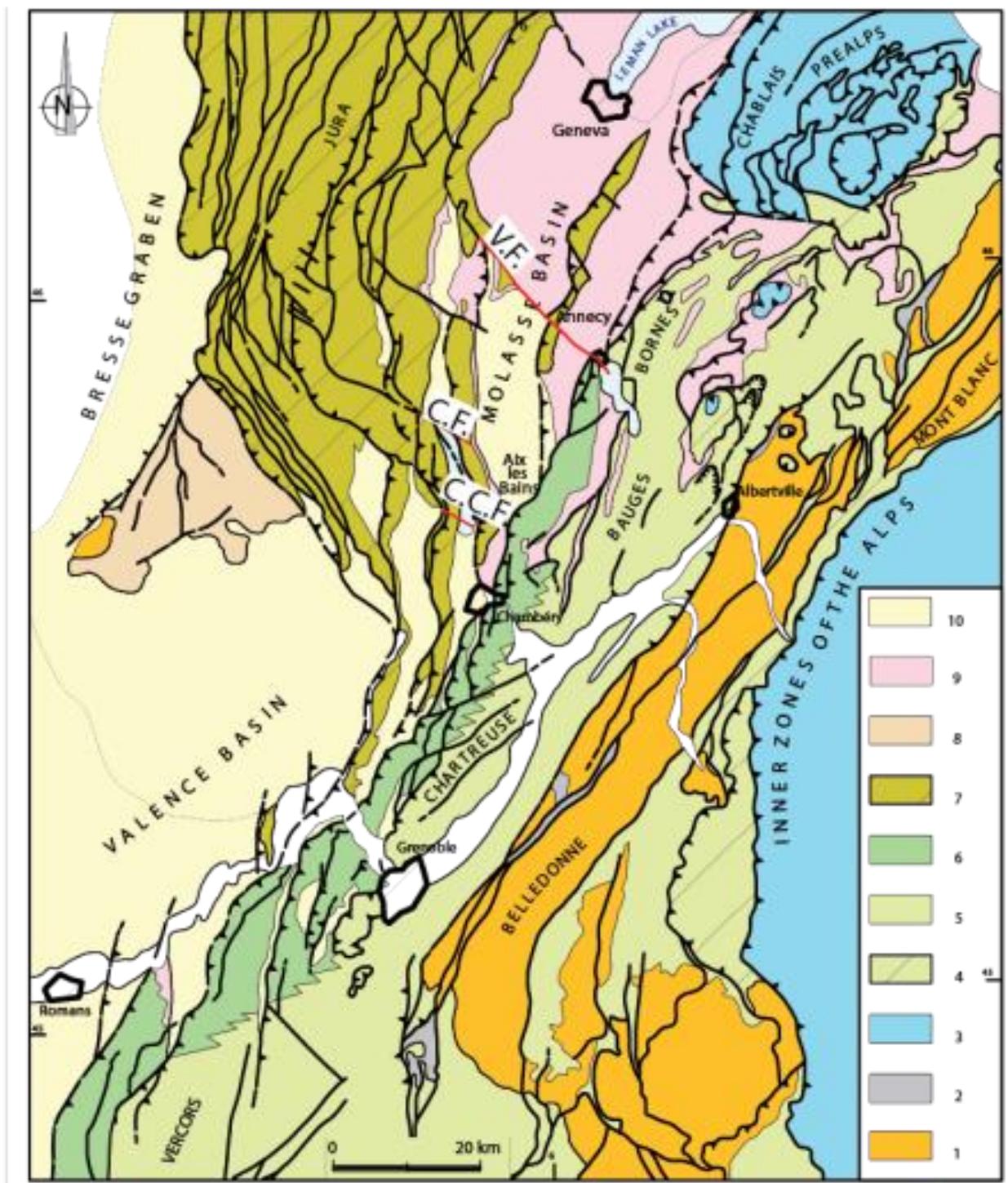


Figure 0-2 : Schéma structural et géologique du NW des Alpes externes et du Jura. 1 Socle cristallin ; 2 Bassins permo-carbonifère ; 3 Alpes internes ; 4 à 7: Alpes externes séries mésozoïques (4, Zone ultra-dauphinoise ; 5, Zone dauphinoise ; 6, Zone pré-subalpine ; 7, Jura ; 8. Séries mésozoïques autochtones ; 9. Roches de l'Oligocène-Miocène inférieur; 10. Roches du Miocène supérieur-moyen et du Pliocène). V.F. : Faille du Vuache ; C.F.: Faille de Culoz ; C.C.F.: Faille du Col du Chat.

Les enjeux majeurs de cette thèse sont donc :

- d'obtenir de nouvelles informations sur la géométrie et la cinématique de ces failles. En particulier, on cherchera à obtenir des informations sur leur activité à différentes échelle de temps allant de l'événement sismique jusqu'au cycle climatique quaternaire (3.10^4 ans).
- de répondre à deux interrogations : quelles sont la géométrie et l'ancrage des structures du Jura méridional et la récurrence d'une activité sismique au Quaternaire ?

Pour l'étude de ces failles, différentes méthodes sont mises en œuvre. Dans un premier temps, l'état de l'art a été réalisé. Des observations de terrain et des mesures et structurales (mesures de pendages, pitches de tectoglyphes) ont été réalisées au voisinage des failles dans l'objectif de (1) reconnaître l'extension et la localisation des failles étudiées et de (2) caractériser leur cinématique long terme. Les sédiments piégés dans les lacs alpins étant de potentiels bons enregistreurs de la déformation quaternaire, nous avons donc réalisé l'acquisition de sismique lacustre haute résolution dans les lacs d'Annecy et du Bourget pour tenter d'imager les déformations induites par les failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat. À terre, nous avons acquis des profils de résistivité électrique pour imager ces failles. L'objectif avec cette méthode d'investigation est double, à la fois préciser la cartographie des failles, mais aussi si possible de confirmer/préciser l'âge des déformations les plus récentes. Pour préciser la localisation et l'enracinement dans le socle des failles étudiées, les séismes locaux et régionaux ont été étudiés. Un réseau sismique temporaire a notamment été installé. Des profils de sismiques industriels retraités ont été analysés dans le but de préciser l'enracinement de ces failles dans le socle cristallin en dessous du niveau de décollement de la couverture.

Chapitre I. Contexte géologique

Ce chapitre présente une synthèse bibliographique des connaissances utiles à la réalisation de cette thèse. Il s'agit en particulier (1) du contexte géologique régional marqueur de l'évolution tectonique long terme de la zone d'étude ; (2) des données permettant de cerner le contexte néotectonique régional ; (3) de la géologie du Quaternaire, qui représente ici le marqueur principal ayant potentiellement enregistré les déformations tectoniques que nous cherchons à mettre en évidence ; et enfin ; (4) des connaissances sur le remplissage lacustre des lacs d'Annecy et du Bourget, cibles prioritaires pour l'imagerie des déformations liées à l'activité des (5) failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat.

I.1 Contexte général

Le secteur géographique concerné par ce travail correspond à la terminaison méridionale des chaînons jurassiens. Ces derniers sont limités à l'Ouest par le chevauchement externe du Jura surmontant des sédiments détritiques mio-pliocènes du bassin bressan et du nord du bassin de Valence. À l'Est, la zone d'étude est bordée par le chevauchement des massifs subalpins, couverture décollée des massifs cristallins externes des Alpes (Figure 0-2).

Pour comprendre le contexte général, les massifs cristallins externes, la zone subalpine, le bassin molassique et le Jura seront décrits, ainsi que les conditions et les hypothèses pour la formation du Jura.

I.1.1 Les massifs cristallins externes

Les massifs cristallins externes (Figure I-1, Figure I-2) sont des blocs de socle hercynien (panneaux de lithosphère continentale). Ils comprennent du Nord au Sud, les massifs de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera. Des roches magmatiques et métamorphiques les composent essentiellement. Dumont et al. (2008) et Bellhassen et al. (2014) datent leur mise en place définitive durant les phases compressives tardives néogènes. Leur couverture sédimentaire d'âge carbonifère (Westphalien) à Nummulitique (Oligocène) repose directement sur le socle, mais peut également être pincée en écailles à valeur synclinale, ou décollée au niveau du Keuper ou du Lias (Debelmas and Kerkhove, 1980).

I.1.2 La zone subalpine

Les massifs du Haut Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Chartreuse et du Vercors (Figure 0-2) composent, du nord au sud, les massifs subalpins (Figure I-1). Les formations sédimentaires sont principalement marneuses et carbonatées, et dans une moindre mesure évaporitiques (Trias) et gréseuses (Albien, Oligocène). Les principaux reliefs sont composés de barres carbonatées tithoniques et urgonienne. Doudoux et al. (1992) montrent que la structure est celle d'un faisceau de plis, parallèles entre eux, chevauchant en direction du Nord-Ouest. Ces plis sont légèrement obliques par rapport à l'allongement des massifs cristallins externes. Ce faisceau de plis situé à l'avant de l'écaillage du socle sous-jacent est associé à un décollement de couverture généralisé au niveau des évaporites du Trias (Guellec et al. 1990, Figure I-2). Ces massifs sont séparés par des cluses transverses, et un profond sillon (le « sillon alpin ») les sépare des massifs cristallins externes. Au niveau du front subalpin, ces massifs sont chevauchants sur l'avant-pays alpin. Selon Guellec et al.

(1989), ces chevauchements sont d'âge Oligocène supérieur – Aquitainien, avec un rejeu tardif possible au Miocène supérieur.

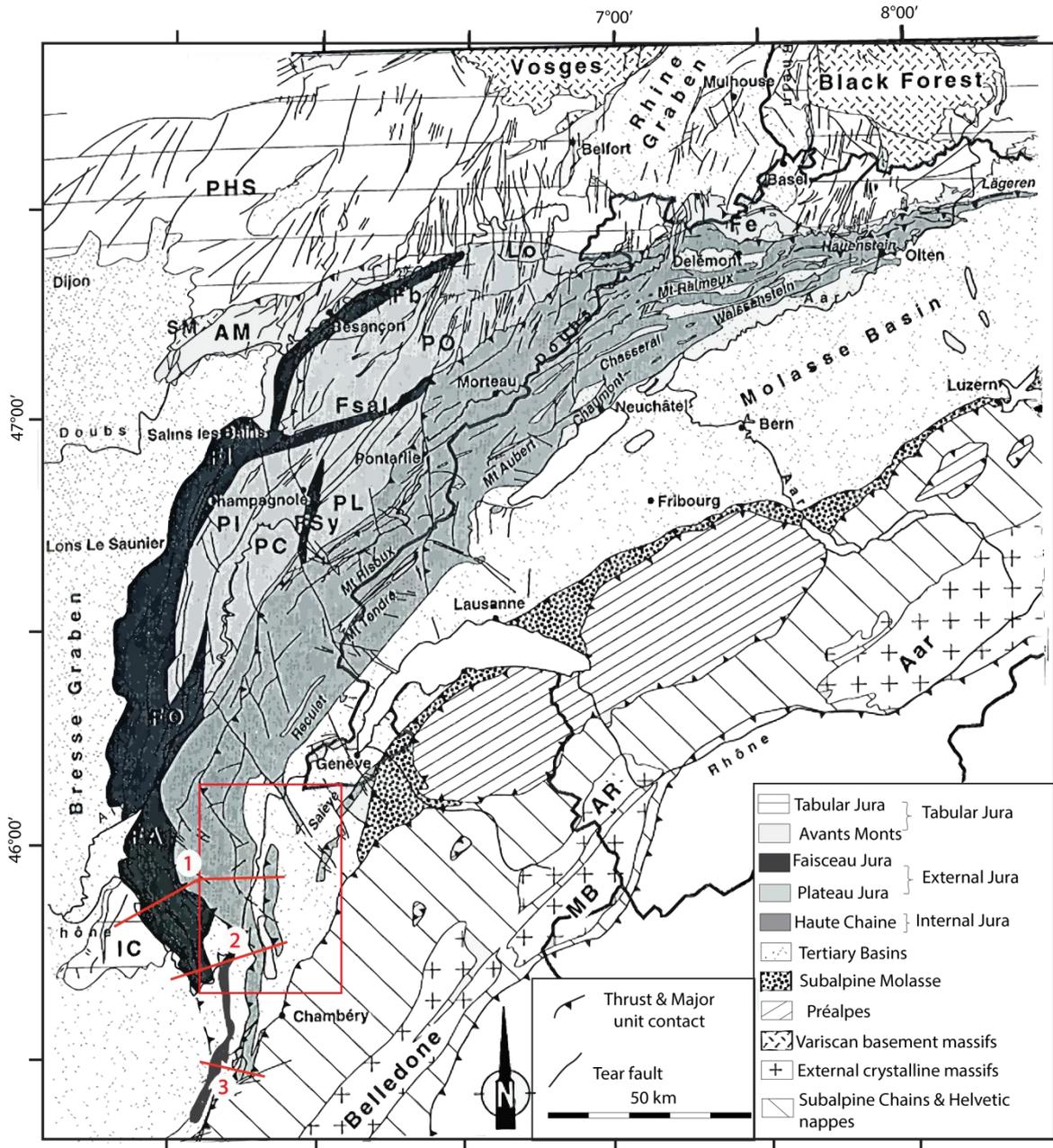


Figure I-1 : Carte tectonique de l'arc jurassien avec les unités structurales. PHS : Plateau de Haute- Saône, IC : Ile Crémieu, AM : Avants-Monts, Fe : Ferrette, FA : Faisceau d'Ambérieu, Fb : Faisceau bisontin, Fl : Faisceau lédonien, FO : Faisceau d'Orgelet, Fsal : Faisceau salinois, FSy : Faisceau de Syam, LO : Lomont, PC : Plateau de Champagnole, PL : Plateau de Levier, Pl : Plateau lédonien, PO : Plateau d'Ornans, AR : Aiguilles rouges, MB : Mont Blanc. Modifiée de Sommaruga (1997). La cadre rouge représente le secteur d'étude. Localisation des coupes de la Figure I-3.

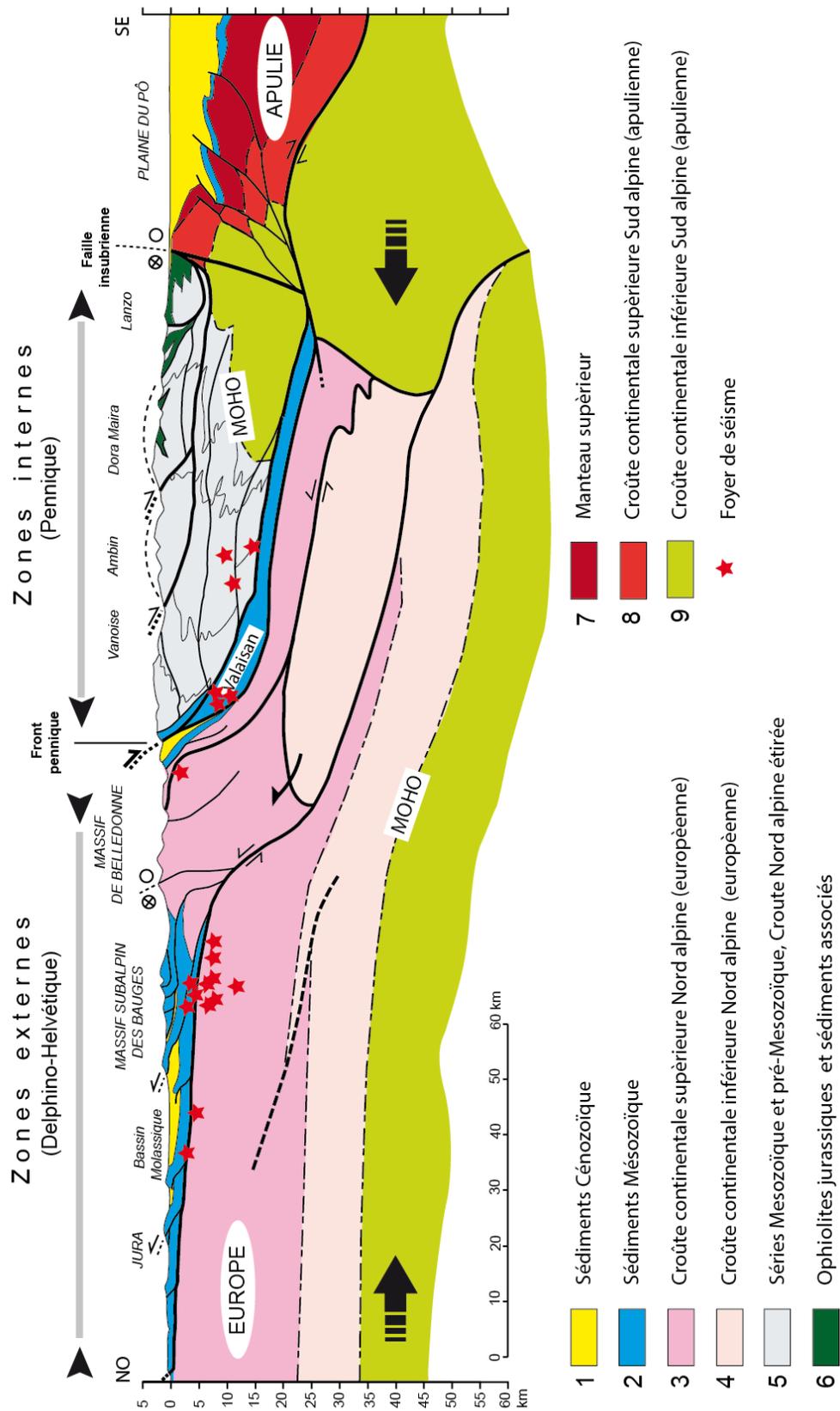


Figure I-2 : Coupe équilibrée à grande échelle allant du Jura externe aux Alpes (massifs cristallins externes) en passant par le bassin molassique. Coupe simplifiée de Tardy et al. (2004).

I.1.3 Le Bassin molassique

Le bassin molassique (Figure I-1, Figure I-2) est un bassin flexural d'avant-pays, qui s'étend sur plus de 700 km de Chambéry (France) au Sud-Ouest, à la région de Linz (Autriche) à l'Est. Sa plus grande largeur est d'environ 150 km (à l'Est de Munich). Il est parallèle au front alpin et s'ouvre progressivement vers l'Est. La sédimentation dans le bassin a été continue depuis le début de l'Oligocène jusqu'au Tortonien. Quatre groupes sédimentaires alternativement marins et terrestres sont généralement distingués (Matter et al. 1980) : 1) La molasse marine inférieure d'âge Oligocène inférieur (Rupélien), 2) la molasse d'eau douce inférieure d'âge Chattien et Aquitaniens, 3) la molasse marine supérieure d'âge Burdigalien à Helvétien et 4) la molasse d'eau douce supérieure dont le sommet monte jusque dans le Tortonien.

Le bassin molassique est subdivisé en trois unités tectoniques: la molasse du Jura, la molasse du plateau et la molasse subalpine (Homewood et al., 1989 ; Figure I-2).

La molasse du Jura (Figure I-1, Figure I-2) représente la partie septentrionale du bassin qui a été passivement impliquée dans le plissement du Jura. Seuls quelques affleurements de molasse sont préservés au sein des synclinaux du Jura interne.

La molasse du plateau (Figure I-1, Figure I-2), qui constitue la partie essentielle du bassin molassique, présente un style structural bien différent entre la région occidentale et orientale. Les plis de faible amplitude, orientés NW-SE, et les décrochements soulignent les structures principales à l'Ouest, tandis qu'à l'Est, on observe quelques failles normales orientées WSW-ENE parallèles au bassin et affectant les couches du Mésozoïque et du Cénozoïque (Bachmann et al., 1982).

La molasse subalpine (Figure I-1, Figure I-2) représente une zone étroite le long du bord oriental du bassin molassique. Cette zone est caractérisée par une succession d'écaillés composées de sédiments tertiaires et décollées à la base des couches tertiaires (Trümpy, 1980). La limite méridionale de cette zone correspond au front alpin d'âge Oligocène.

La molasse est une formation sédimentaire détritique, épaisse, composée pour parties de couches turbiditiques mais aussi de couches terrigènes non turbiditiques (grès, conglomérats).

La structure des bassins d'avant-pays est toujours dissymétrique. Géologiquement et morphologiquement deux bordures différentes existent. La bordure interne, située du côté de la chaîne plissée, est caractérisée par l'existence de structures compressives (plis et chevauchements) impliquant le plus souvent le chevauchement du bassin par la chaîne et une forte épaisseur de dépôt. La bordure externe, située du côté de l'avant-pays ne montre pas de déformation. De même le remplissage sédimentaire est dissymétrique, présentant l'aspect d'un coin, s'amincissant progressivement vers l'avant-pays (Masclé et al., 1987).

La présence d'un niveau de décollement correspondant aux évaporites du Trias change le style structural le long du bassin molassique (Allen et al., 1986 ; Homewood, 1986 et Vann et al., 1986). À l'Est et au centre du bassin molassique, celui-ci est détaché de son substratum cristallin ou permocarbonifère sur les évaporites du Trias ; en revanche, au Sud, le bassin molassique se rétrécit et disparaît à l'occasion de l'amincissement des évaporites de ce niveau de décollement. Là, le chevauchement basal à forte friction ne permet plus le transport-déformation caractéristique du bassin molassique.

I.1.4 Le Jura

Le Jura représente une chaîne d'avant-pays localisée au front de la partie Ouest de l'arc alpin. Cette chaîne a donné son nom aux couches du Jurassique, qui affleurent essentiellement dans ces montagnes.

Le Jura est divisé en trois parties dont le style structural est très différent ((Chauve et al., 1980) Figure I-1, Figure I-2 et Figure I-3) : a) le Jura interne, b) le Jura externe et c) le Jura Tabulaire (Figure I-2). La partie externe du Jura mesure 400 km de long, la partie interne 340 km. La largeur entre les deux arcs varie de 0 km à la terminaison Est à 65 km entre Neuchâtel et Besançon.

a) Le Jura interne (Figure I-1, Figure I-2), aussi nommé Haute Chaîne, consiste en une succession de plis bien développés. À grande échelle, la déformation est caractérisée par des plis, des chevauchements et des décrochements. Les plis sont principalement des anticlinaux de rampe et des pop-up en relation avec des chevauchements. Leur continuité latérale est limitée soit progressivement par un plongement axial, soit plus brusquement par un décrochement. Des décrochements sénestres recourent clairement les axes de plis. Les parties occidentales de la Haute Chaîne chevauchent les plateaux du Jura externe, tandis que le bord oriental plonge progressivement sous les sédiments tertiaires de la Molasse.

b) Le Jura externe (Figure I-1, Figure I-2) consiste en des régions faillées sans grand relief, appelées les Plateaux. Ils sont séparés les uns des autres par les faisceaux, qui représentent des zones très étroites et fortement déformées, caractérisées par des chevauchements réutilisant d'anciennes failles normales à affinité bressane.

c) Le Jura tabulaire (Figure I-1, Figure I-2) est souvent associée à la chaîne du Jura. Cette zone est localisée à l'extérieur de l'arc jurassien et représente la couverture mésozoïque du socle cristallin de la Forêt Noire et des Vosges. Le Jura tabulaire représente la transition des grabens du Rhin et de la Bresse au Bassin de Paris.

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur (Becker, 2000). Le chevauchement frontal du Jura est scellé par le Pliocène (Trümpy, 1980), ce qui implique qu'une déformation hors-séquence ne soit pas exclue.

I.1.4.1 Conditions pour la formation de la chaîne plissée et chevauchant du Jura

La formation d'une chaîne plissée et la nature du plissement dépendent des conditions aux limites. Pour le Jura, ces conditions les plus importantes sont les suivantes:

- la présence d'un socle rigide plongeant de 1° à 3° vers le Sud-Est et situé sous un niveau de décollement (Buxtorf, 1907),
- la présence de couches évaporitiques du Trias agissant comme niveau de décollement basal,
- la rhéologie des couches de la couverture: l'épaisseur des couches compétentes (calcaires du Dogger et du Malm) croît du NE vers le SE, tandis que les épaisseurs des couches incompétentes décroissent vers le SE,
- la structure en forme de prisme du Jura: une faible pente plongeant vers le NW en surface tandis qu'à la base, elle plonge vers le SE (socle),
- la structure en forme de prisme du bassin molassique: l'épaisseur des couches augmente considérablement du Nord au Sud et d'Ouest en Est,
- les structures héritées d'âge Oligocène au sein de la couverture, correspondant à la période d'extension oligocène bressane.
- l'existence de bassins carbonifères sous le bassin molassique et le Jura

Dans sa partie sud, le Jura présente une virgation interprétée comme étant liée à la quasi-disparition du niveau d'évaporites triasiques dans la région de Chambéry (Figure I-3). Au Nord du lac du Bourget, les montagnes du Jura sont bien développées, avec une morphologie structurale remarquable. Elles représentent un bon exemple de la «tectonique thin-skin» avec une succession d'anticlinaux de rampe et de plateaux. La largeur du niveau de décollement affecté par les déplacements a été estimée à 65 km entre Neuchâtel et Besançon (Sommaruga, 1997) et à 20 km à la latitude de Chambéry. Comme le raccourcissement total est le même (c'est à dire 20 km Wildi and Huggenberger, 1993), cette différence est principalement due à un déplacement au-dessus du niveau de décollement sans déformation dans le centre du Jura (formation des plateaux), tandis que dans le sud du Jura, la déformation est accommodée par un ensemble de chevauchements resserrés comme illustré sur la Figure I-3). La disparition du niveau de décollement à faible coefficient de friction induit également la disparition du bassin molassique, qui sépare le Jura et les massifs Subalpins. Ce changement entre le sud Jura et le Jura central est également accommodé par un ensemble de failles de transfert (les failles du Vuache, de Culoz, et du Col du Chat; Figure 0-2) qui permettent l'existence d'une déformation différentielle de part et d'autre des failles.

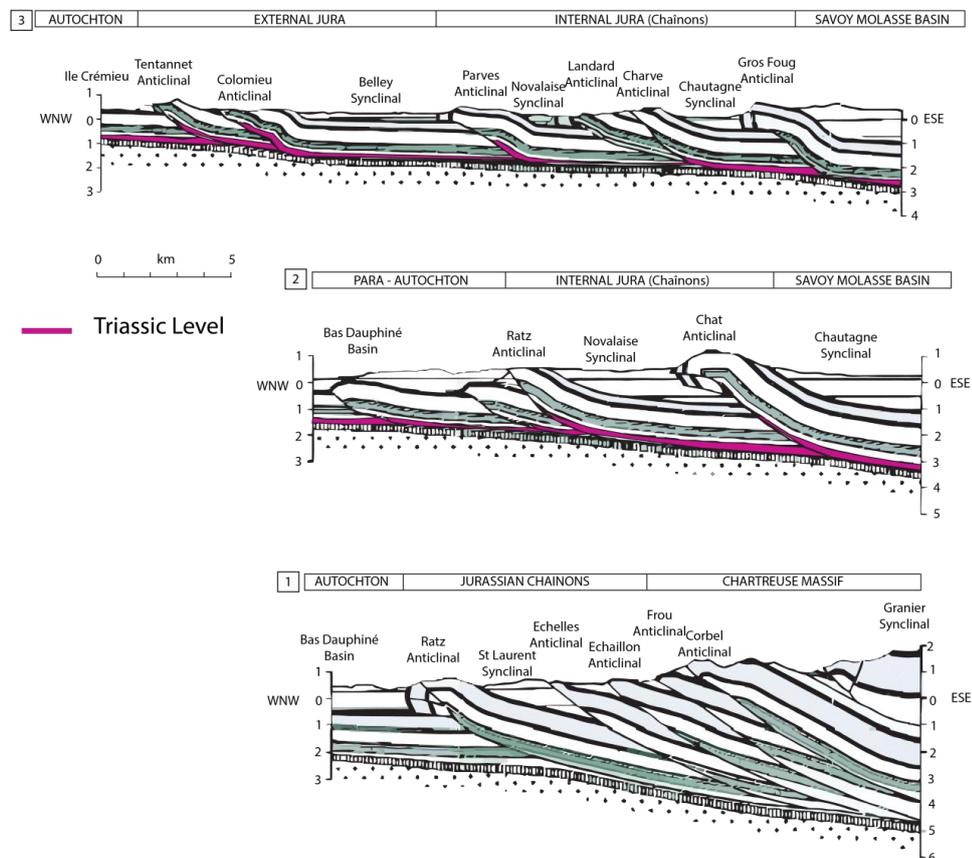


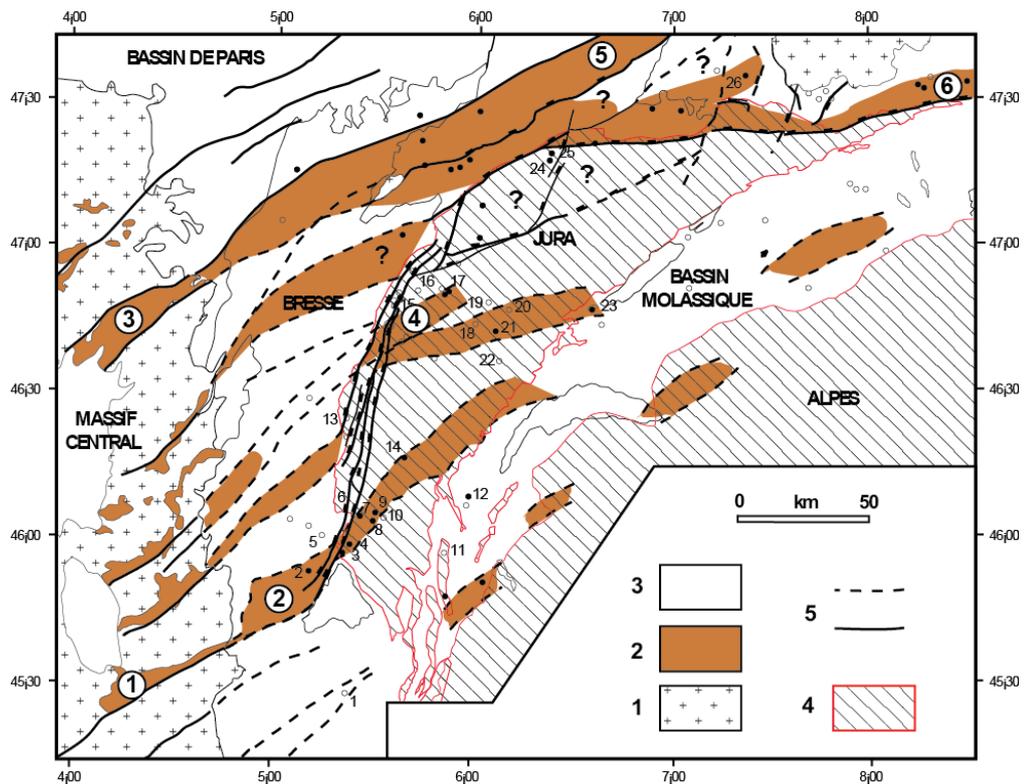
Figure I-3 : Coupes du Jura méridional montrant la variation de style tectonique du nord au sud, associé à la disparition du niveau d'évaporites du Trias (modifiées d'après Philippe, 1995). Localisation des coupes sur la Figure 0-2. En rose : évaporites du Trias (= niveau de décollement). Localisation sur la Figure I-1.

I.1.4.2 Hypothèses pour la formation du Jura

La formation du Jura entretient un débat de longue date. Parmi les hypothèses successivement émises, deux dominent le débat : un plissement avec l'implication du socle versus un décollement de la couverture sédimentaire. Le socle comprend toutes les roches, plus anciennes que le Trias.

A – 1^{ère} hypothèse : Implication du socle.

De grands bassins permo-carbonifères le long de failles de socle existent, en particulier sous le Jura interne (Truffert et al. 1990, Figure I-4). Pfiffner et al (1997) ont suggéré que la présence des bassins permo-carbonifères soutient la théorie de la déformation en « thick-skin ». Un premier décollement est localisé dans les évaporites triasiques et un deuxième niveau de décollement serait présent dans le socle. Un bassin permo-carbonifère inversé a été reconnu sur des données de sismiques dans le bassin molassique et un autre sur une coupe géologique du Jura central (Kühni, 1993). Ce modèle correspond avec celui de Guellec et al. (1990) basé sur le profil sismique profond ECORS (Figure I-5) autant pour les données de surface que de subsurface (Figure I-6). Ces auteurs proposent un niveau de décollement superficiel dans les évaporites du Trias, et un plus profond dans le socle. Le raccourcissement du socle est souvent nécessaire pour tenir compte de la déformation superposée de la couverture sédimentaire.



- Légende:
- 1: Socle paléozoïque
 - 2: Permien et/ou Carbonifère
 - 3: Couverture méso- et cénozoïque non déformée
 - 4: Jura et Alpes occidentales
 - 5: Accidents profonds supposés et connus

- Principaux bassins:
- 1: Bassin de St Etienne
 - 2: Bassin du Bas-Dauphiné
 - 3: Bassin d'Autun
 - 4: Bassin de Lons
 - 5: Bassin de Ronchamp
 - 6: Bassin de Constance-Frick

Figure I-4 : Répartition des bassins permo-carbonifères dans le socle varisque de l'avant pays –alpin (d'après Philippe, 1995).

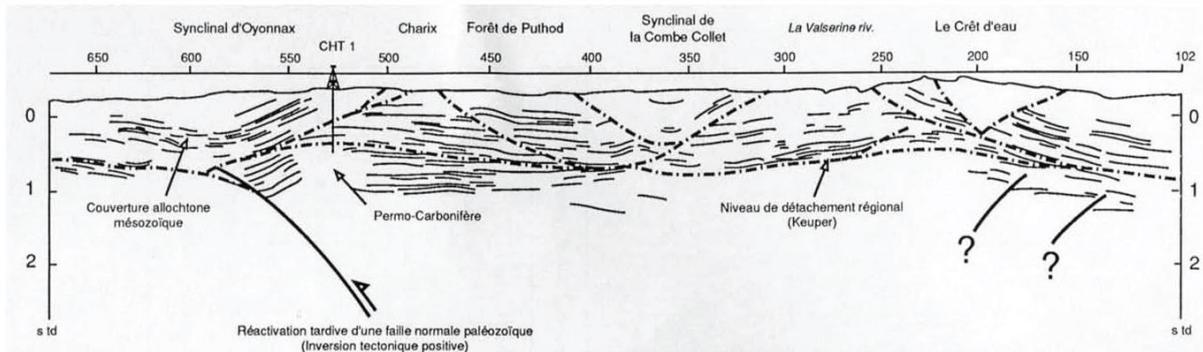


Figure I-5 : Line-drawing du profil ECORS Alpes (Philippe, 1995).

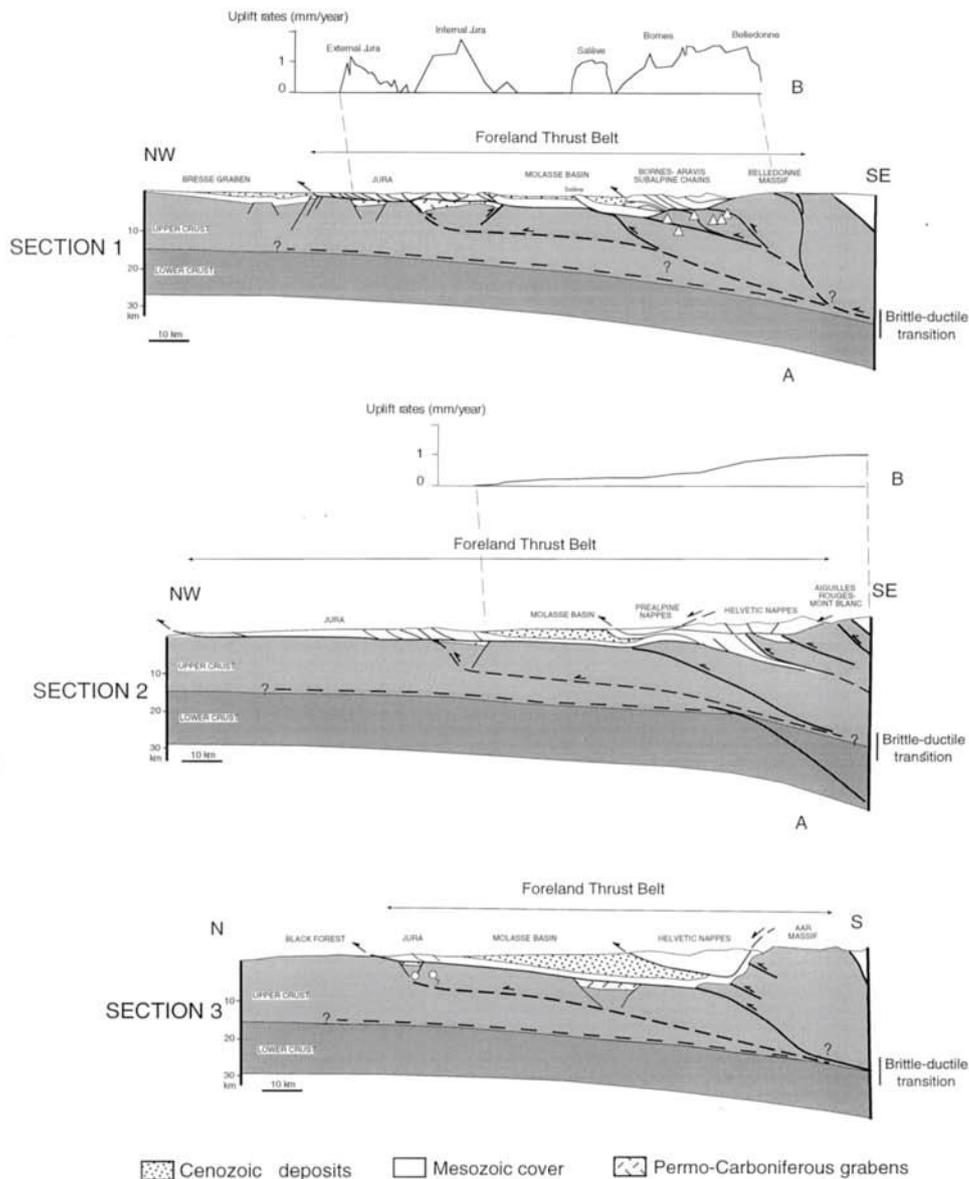


Figure I-6 : Sections transversales de la croûte à travers le NW de l'avant-pays alpin (de Lacombe et Mouthereau, 2002) soulignant la poussée du socle et la présence d'un détachement de la croûte profonde à la transition fragile-ductile. 1-A est une coupe du graben de Bresse jusqu'au massif de Belledonne; 1-B représente le taux de soulèvement d'aujourd'hui déduit du nivellement (données d'après Jouanne et al. 1995). Les triangles correspondent aux données du tremblement de terre de Sue et al. (1999). 2-A est une coupe transversale de l'avant Jura occidental aux Aiguilles Rouges / Mont-

Blanc (modifié et complété d'après Mosar 1999). 2-B représente le taux de soulèvement actuel déduit du nivellement (données après Gubler et al., 1992; Kahle, 1997). Section 3 est une coupe de la Forêt Noire au massif de l'Aar. Les cercles blancs correspondent aux tremblements de terre du 07-16 Janvier 1987 et 10-17 Avril 1987 (Deichmann et Garcia Fernandez, 1992).

Guellec et al. (1990) donnent deux hypothèses sur l'enchainement des structurations et sur les relations socle-couverture, bien que, de manière générale, la déformation alpine ait migré de l'intérieur de la chaîne vers l'avant-pays.

La déformation en compression migre progressivement dans la couverture totalement décollée de l'avant-pays, selon le modèle « en-séquence ». Le soubassement antétriasique accommode le raccourcissement uniquement au niveau du chevauchement crustal des massifs cristallins externes (Mugnier et al., 1990).

Jouanne (1994) propose comme schéma : dans un premier temps, au Miocène terminal, la couverture du Jura interne subit une première phase de déformation liée au chevauchement crustal des massifs cristallins externes. Dans un deuxième temps, la couverture du Jura externe se déforme en liaison avec le chevauchement crustal du Jura interne sur le Jura externe. Cela est visible dans le synclinal d'Oyonnax (Figure I-7).

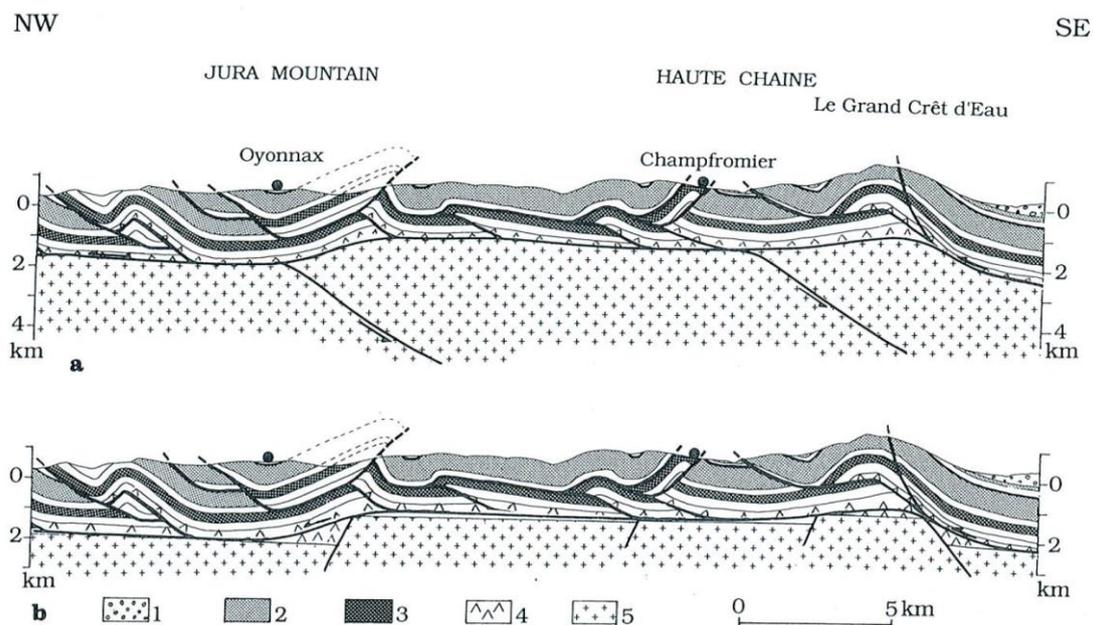


Figure I-7 : Coupes détaillées le long du profil ECORS dans la Haute-Chaîne du Jura. Relation entre la couverture et le socle avec deux hypothèses pour l'expliquer de Guellec et al., 1990. A : Chevauchement crustal sous la Haute-Chaîne du Jura. B : Horst avec un drapé de couverture sur des structures précédentes.

B – 2nde Hypothèse : Déformation de la couverture.

En tant que partie déformée la plus externe des Alpes, la chaîne du Jura est considérée comme l'exemple type d'une chaîne pelliculaire plissée d'avant-pays (thin-skinned foreland fold-and-thrust belt). La formation de cette chaîne arquée est classiquement interprétée comme étant le résultat d'une « poussée lointaine » (« distant push ») (Laubscher, 1961; Guellec et al., 1989, Burkhard and Sommaruga, 1998; Willett and Schlunegger, 2010). Selon ce scénario, le raccourcissement crustal et l'empilement de nappes dans les massifs cristallins externes des Alpes centrales ont induit un découplage de la déformation à l'échelle régionale le long d'un chevauchement basal, ou décollement, situé dans les évaporites du Trias moyen à supérieur (Burkhard et Sommaruga, 1998, **Figure I-3**). Le détachement et le déplacement de la couverture sédimentaire mésozoïque sus-jacente au Trias a conduit à la formation de la chaîne plissée du Jura. Le long de sa marge nord-ouest, la chaîne s'est développée aux dépens de structures en extension préexistantes appartenant au système du rift

cénozoïque ouest européen. Ces structures ont joué un rôle non négligeable dans le développement de la chaîne (Laubscher, 1986 ; Ustaszewski et Schmid, 2007 ; Madritsch et al., 2008).

C – Déformation actuelle.

Des investigations géomorphologiques apportent des arguments en faveur de la croissance de plis postérieurement au Pliocène (Jouanne, 1994 ; surrection de l'anticlinal du Gros Foug). Le scénario responsable de cette déformation demeure mal compris. En résumé, la déformation la plus récente dans la chaîne du Jura est très probablement causée par une combinaison de plusieurs mécanismes tectoniques. Un raccourcissement dans le socle de l'avant-pays alpin peut avoir causé une réactivation de structures originellement pelliculaires, conduisant à la superposition de chevauchements superficiels et profonds (Guellec et al., 1990 ; Mosar, 1999 ; Madritsch et al., 2010). Des processus d'érosion et des modifications topographiques associés dans l'avant-pays alpin, à l'échelle locale ou régionale, peuvent aussi avoir influencé l'activité tectonique la plus récente dans le Jura (Schlunegger et Mosar, 2011 ; Reinecker et al., 2010), mais on ignore encore l'importance relative de cette influence.

I.2 La néotectonique régionale

Une activité tectonique régionale actuelle et récente, bien que ténue, est mise en évidence par des données de terrains, des études géodésiques, ainsi que par une sismicité historique et instrumentale localisée aux abords des grands accidents décrochants et des principaux chevauchements. Malgré l'influence de l'érosion glaciaire et l'importance du comblement sédimentaire lié à la déglaciation, les grands accidents décrochants de notre zone d'étude sont toujours bien visibles dans la morphologie : accidents jurassiens de Pontarlier et de Morez jusqu'au contact du bassin molassique, accidents du Vuache, de Culoz et du Col du Chat, de part et d'autre du bassin molassique savoyard.

I.2.1 Les indices néotectoniques

De nos jours une déformation très modérée semble affecter le sud du Jura, comme indiqué par des indices néotectoniques de terrain.

Les déformations cassantes dans les terrasses rapportées à l'interglaciaire Riss-Würm dans la région du Lac du Bourget :

À Voglans (au Sud du Lac du Bourget) une carrière existait montrant des déformations quaternaires. Elles sont décrites par Jouanne (1994). Plusieurs failles normales présentant des rejets décimétriques à métriques et une faille normale de grande extension horizontale, plus d'une centaine de mètres (supérieure à la dimension de l'affleurement), présentant un rejet plurimétrique à pluri-décimétrique ont été décrites. Une faille normale majeure présente une orientation N20° un pendage de 65 à 70° vers l'ouest et un pitch de stries de 75° N ; mettant en contact un niveau de lignites du sommet de la série interglaciaire et des formations antérieures dans la série. Le rejet vertical calculé est de 35 m environ. L'accident majeur est associé à de multiples failles satellites présentant des rejets pluridécimétriques et des orientations assez diverses de N25° à N95°. Pour compléter le cadre tectonique du site étudié, il faut noter que l'affleurement est situé presque au contact du substratum mésozoïque. C'est-à-dire quelques mètres à l'ouest d'une structure qui est probablement en continuité avec l'anticlinal actif du Gros Foug/Chambotte (Jouanne et al., 1994).

Cette faille peut avoir soit une origine tectonique, soit une origine gravitaire. Dans ce cas, il y aurait eu glissement d'une partie de la terrasse de l'interglaciaire Riss - Würm dans la dépression laissée par le retrait du glacier würmien maintenant occupée par la plaine alluviale de la Laysse. Jouanne (1994) ne tranche pas entre ces deux origines.

Les déformations cassantes dans des formations datées du Würm :

Une faille de même direction, N25°, que l'accident cassant majeur de Voglans a été observée dans des terrains identifiés comme würmiens à l'extrémité méridionale du lac du Bourget à Voglans. Au voisinage de sa surface, de multiples galets fracturés en faille normale indiquent une direction d'extension qui varie entre N20° et N55° avec un maximum autour de N40° (Jouanne, 1994).

Dans l'ancienne carrière de St Etienne de Crossey, des déformations affectant des dépôts deltaïques würmiens, au débouché des gorges du Crossey qui entaillent les reliefs du chaînon de l'anticlinal du Ratz (Figure I-8), ont été signalées depuis longtemps (Gidon, 1961). Baize et al. (2002) décrivent des dépôts grossiers déformés par des failles inverses (N60°E et N140°E, Figure I-9). Il y a été également observé des failles normales (N100°).

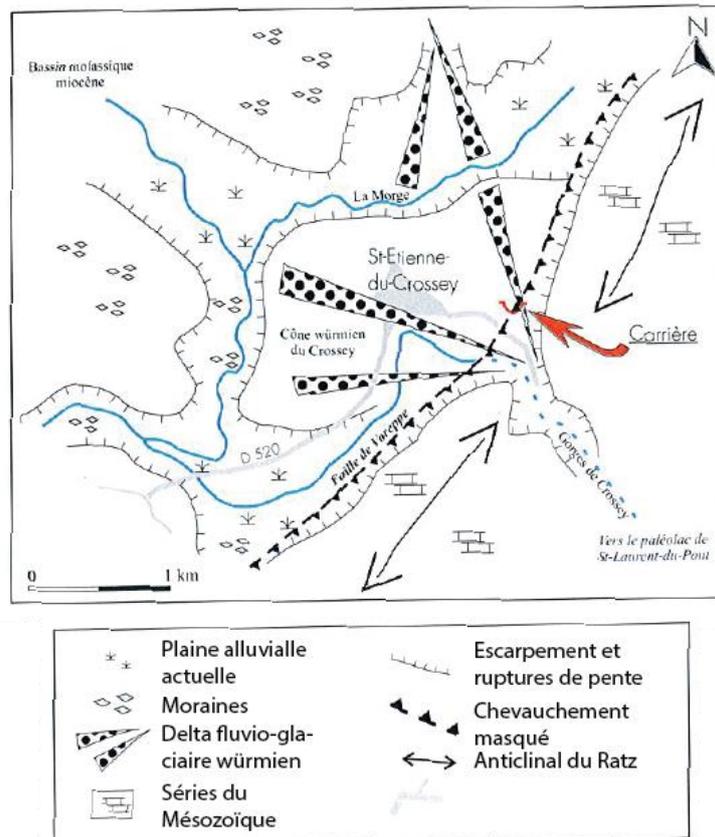


Figure I-8 : Croquis géomorphologique du site de Saint Etienne de Crossey de Baize et al. (2002).

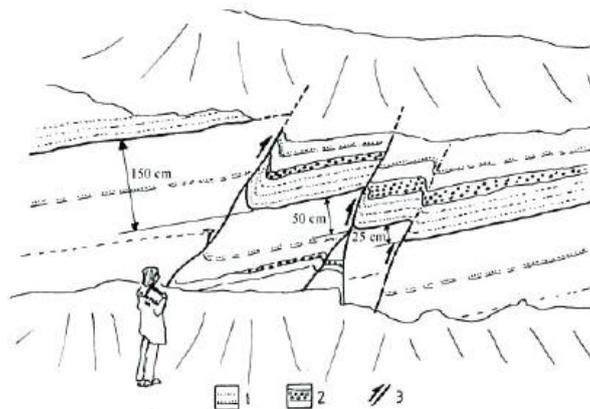


Figure I-9 : Coupe interprétée des séries fluvio-glaciaires de Saint Etienne de Crossey illustrant les déformations inverses les affectant de Baize et al. (2002). 1 : bancs-repères sableux ; 2 : niveaux de galets ; 3 : failles inverses.

Auzias (1991) suggère une activité sismotectonique d'accidents sous l'anticlinal du Ratz. Jouanne et al. (1998) donnent un uplift de 0.7 à 1 mm/an pour ce même anticlinal. Baize et al. (2002) soulignent qu'il reste une incertitude assez forte sur l'origine tectonique des déformations observées, et que les origines gravitaires et glaciotectoniques sont possibles.

Dans la carrière de la Balme de Sillingy, Baize et al. (2002) ont décrit des failles inverses dans des formations fluvio-glaciaires würmiennes. Leurs directions sont entre N0 et N140°, avec un pendage compris entre 45° et 70° vers l'Est (Figure I-10). Leurs rejets cumulés sont compris entre 1 et 3 mètres. Contre l'accident principal du Vuache, les séries würmiennes sont en contact tectonique avec le massif calcaire (Figure I-11). Ces failles inverses sont presque parallèles à l'axe du pli.

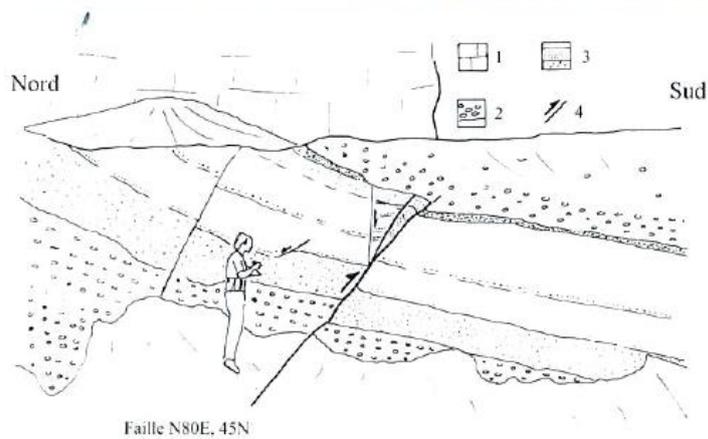
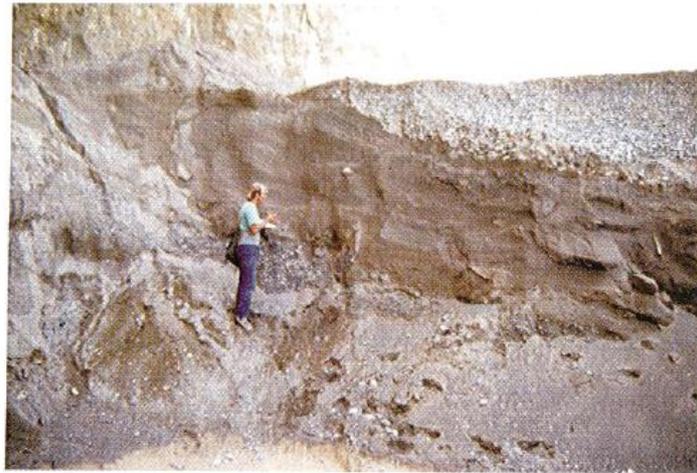


Figure I-10 : Coupe près du contact faillé entre les séries quaternaires et les calcaires crétacés ; 1 : calcaire crétacé ; 2 : moraines « würmiennes » ; 3 : sables (fluvio-lacustres ?) ; 4 : failles (Baize et al., 2002).

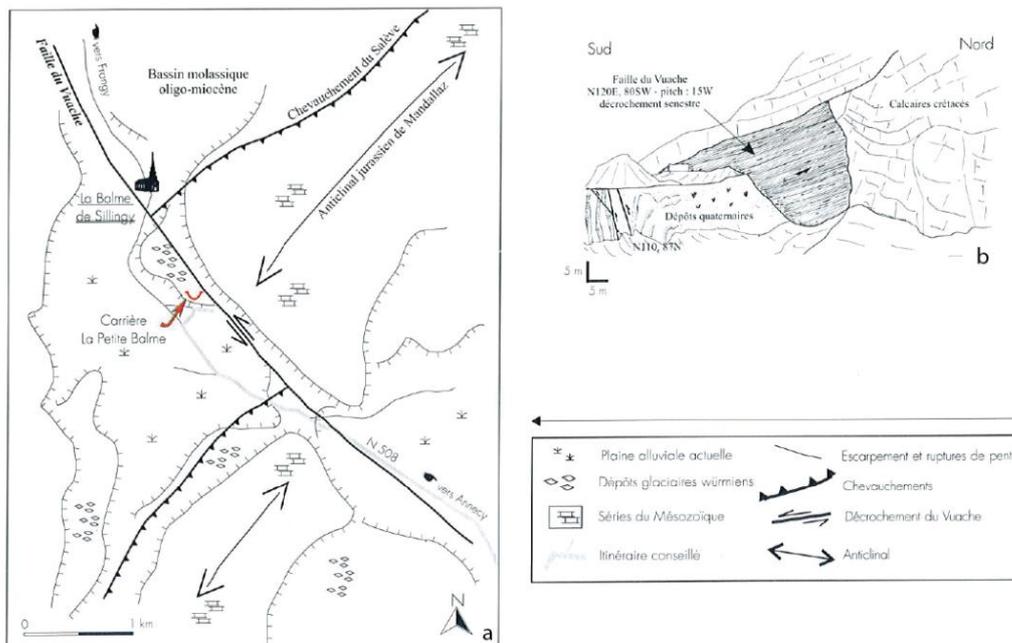


Figure I-11 : a) Croquis géomorphologique autour de la Balme de Sillingy ; b) Vue de la carrière de La Balme de Sillingy (Baize et al., 2002).

Selon Gharifi (1995), l'origine tectonique des déformations dans la carrière de la Balme de Sillingy n'est pas certaine. Des phénomènes gravitaires, de tassement ou liés à la fonte de glace « morte » pourraient avoir eu lieu. Pour Baize et al. (2002) le jeu inverse des failles reconnues est compatible avec le jeu senestre de la faille du Vuache.

La présence de failles et de slumps dans le remplissage post-Würm des lacs du Bourget et d'Annecy :

Des campagnes de sismique réflexion haute résolution, de bathymétrie et de sonar ont été réalisées sur le lac du Bourget par une collaboration de chercheurs appartenant au Renard Center of Marine Geology (Gand) et l'Université de Savoie. Les profils de sismique réflexion révèlent dans les sédiments post-Würm du lac la présence de failles et de slumps très volumineux. Certains accidents affectent les derniers dépôts attestant du caractère actuel de la déformation (Beck, 2009).

Dans le Lac d'Annecy, des déformations ont été mises en évidence par Van Rensbergen (1999) grâce à la sismique lacustre (collaboration entre l'Université de Savoie et le Renard Center of Marine Geology de Gent) ; il s'agit de failles à composante normale.

Peu d'indices présentés ci-dessus ont une origine tectonique certaine. En effet, ils peuvent être associés à des phénomènes gravitaires, de fonte de glace. Les indices les plus probants sont ceux de la Balme de Sillingy ainsi que les failles et les slumps présents dans le Lac du Bourget.

I.2.2 Paléosismicité

Carotte AN dans le Lac d'Annecy :

En 1990, lors du projet CLIMASILAC (financé par le SILA et le BRGM en 1990), une carotte longue de 43 mètres a été prélevée dans le Lac d'Annecy. Son étude sédimentologique (Brauer & Casanova, 2001) a permis de corréler les unités sédimentaires et les unités sismo-stratigraphiques. Cette carotte a permis de mettre en évidence l'abondance des perturbations (Figure I-12, Figure I-13) durant les premiers 5000 ans après la déglaciation et la genèse du lac, mais aussi leur synchronisme avec les taux de sédimentation les plus élevés. Cela conduit à envisager des interférences entre une instabilité sismo-tectonique croissante et un haut taux d'accumulation de sédiments pauvrement consolidés (Beck, 2009). L'observation d'un plus grand nombre de sismites à la base de la carotte suggère une activité sismique plus intense consécutive à la déglaciation. Cette déformation, plus intense que la déformation actuelle, indique l'existence d'une contribution de type déflexuration dans les forces contrôlant la déformation actuelle (Beck, 2009), contribution qui aurait été plus importante juste après la déglaciation synonyme de transferts de masse importants (fonte de la calotte glaciaire, transfert de sédiments).

Cette carotte a permis de mettre en évidence l'abondance des perturbations durant les premiers 5000 ans après la déglaciation et la genèse du lac, mais aussi leur synchronisme avec les taux de sédimentation les plus élevés. Cela conduit à envisager des interférences entre une instabilité sismo-tectonique croissante et de fortes accumulations de sédiments non consolidés (Beck, 2009). Un plus grand nombre de perturbations interprétées comme des sismites sont présentes à la base de la carotte (Figure I-12) Cette observation pourrait signifier qu'il y a eu, suite à la déglaciation, une déformation plus forte qu'actuellement. Cela tendrait à favoriser une contribution de type déflexuration dans les forces contrôlant la déformation actuelle (Beck, 2009).

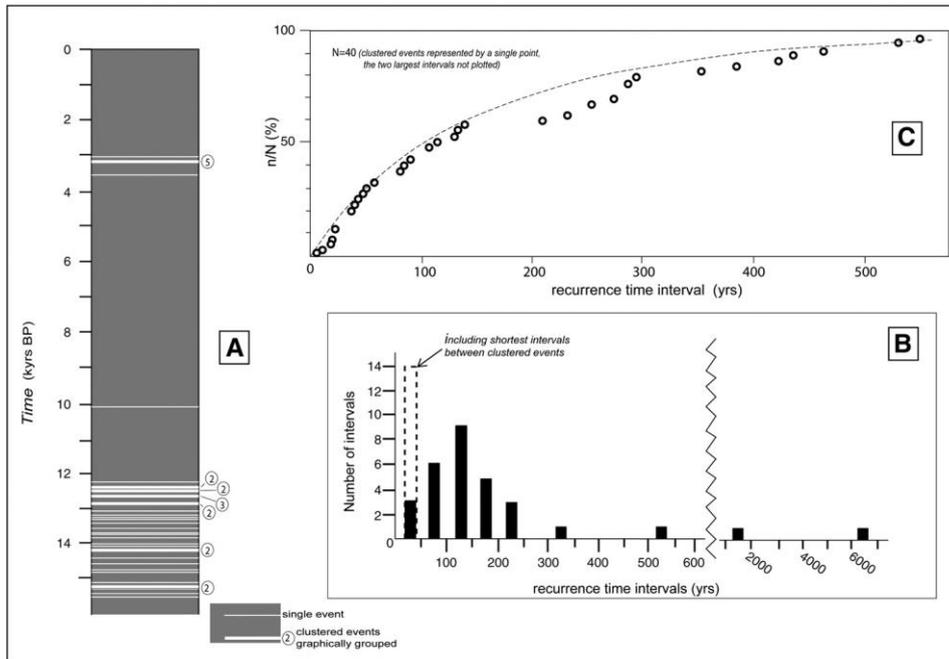


Figure I-12 : Répartition en temps des «événements» sédimentaires observés dans le forage de CLIMASILAC. (A): distribution en fonction du temps; (B): histogramme des intervalles de temps entre deux événements successifs; (C): Distribution cumulative en augmentant la durée, suivant approximativement une loi de puissance. Les intervalles de temps entre les «événements» successifs ont été mesurés en utilisant la stratification saisonnière et des datations au radiocarbone (Beck et al., 1996, Brauer et Casanova, 2001). Les numéros encadrés sur le graphique A réfèrent à un nombre d'événements en cluster trop étroitement espacés pour les montrer individuellement. Figure de Beck (2009).

D'autres auteurs (Wilhelm et al., soumis à Journal of Geophysical Research – Earth Surface) ont montré une claire relation entre la capacité d'un lac à enregistrer des séismes et le taux de sédimentation. Un fort taux de sédimentation est accompagné d'une capacité d'enregistrement plus élevée.

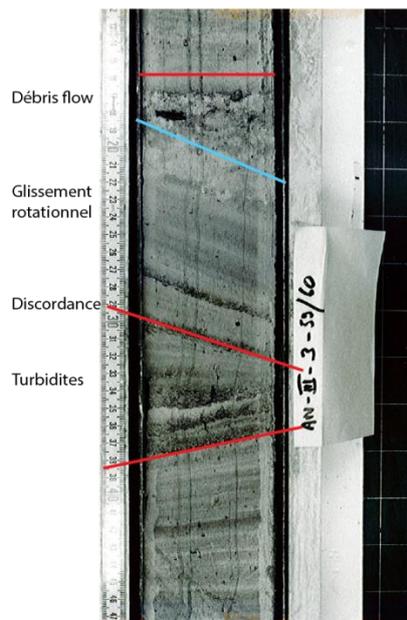


Figure I-13 : Photographie de la carotte du Lac d'Annecy de Christian Beck. Cette figure présente un événement polyphasé composé de turbidites, du glissement rotationnel (induisant le changement de pendage) par-dessus avec en même temps un débris flow fait de mud-clasts. Ceci implique une fragmentation de dépôts fins non consolidés et un glissement rotationnel.

Pendant le Tardiglaciaire, la faille Culoz semble avoir influencé la géométrie du remplissage sédimentaire de l'extrémité nord du lac. En effet les dépôts de l'unité du Tardiglaciaire du nord du lac sont caractérisés par une énergie de dépôt moyenne à haute (vitesse de sédimentation élevée, Brauer & Casanova, 2001) et associé à un système de chenaux qui semble avoir migré au cours du temps sous le contrôle probable de la faille de Culoz.

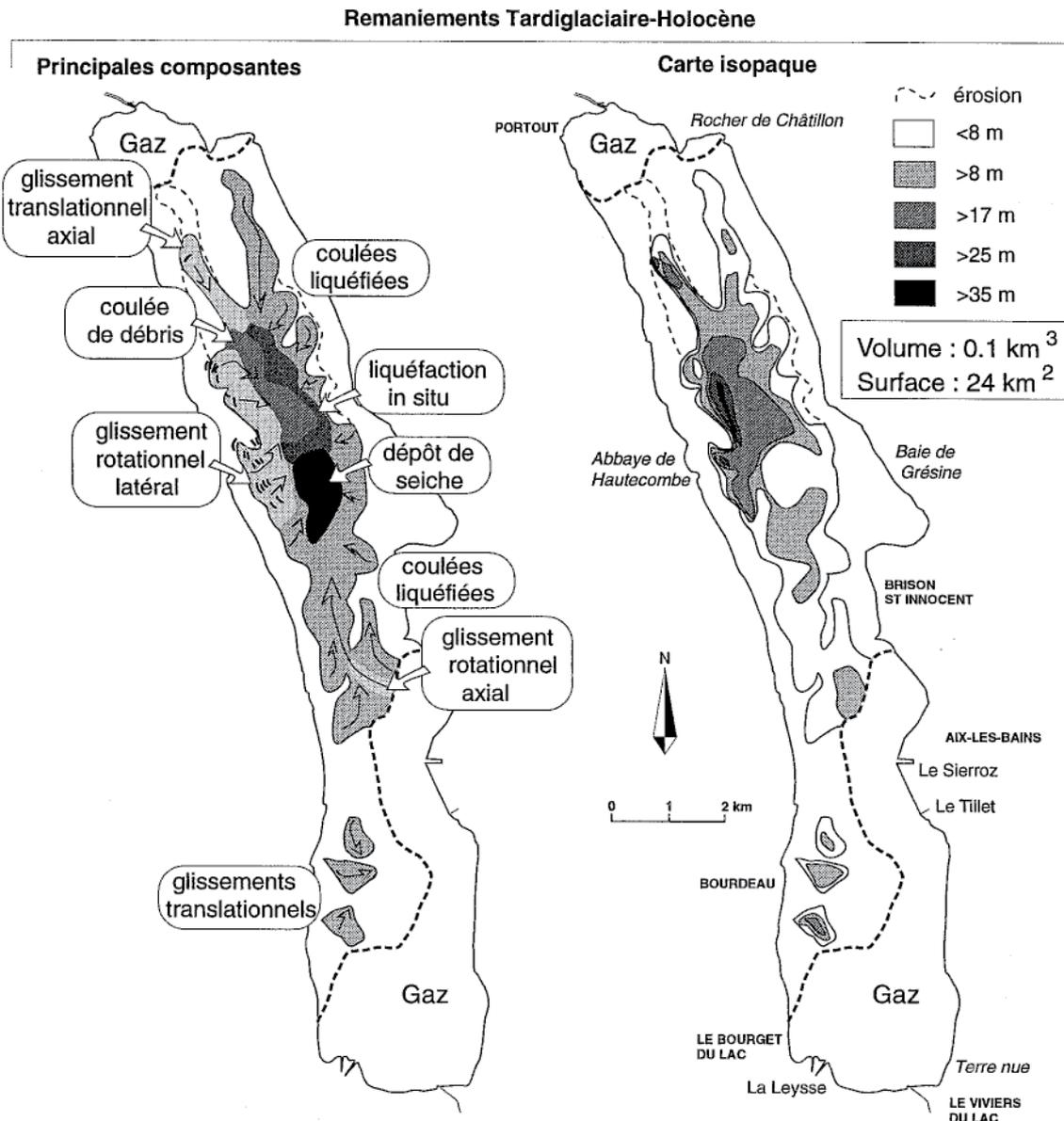


Figure I-14 : Cartographie des remaniements Tardiglaciaire-Holocène dans le Lac du Bourget de Chapron (1999). Le volume est calculé avec une vitesse de 1.71 km/s.

De nombreux glissements de terrain sont présents dans le nord du lac du Bourget (Chapron, 1999, Figure I-14), dans le Tardiglaciaire. L'analyse des profils sismiques (Van Rensbergen, 1996 ; Chapron, 1999) permet d'observer des effondrements qui apparaissent comme des lentilles ou des monticules de forme irrégulière et avec un faciès chaotique et quelques réflexions tordues. Au cours de la période de sédimentation rhodanienne, il existe une forte instabilité potentielle qui explique les nombreux glissements de terrain dans le lac. Les glissements imagés grâce à la sismique dans les lacs ne peuvent pas donc être relié de façon évidente à des séismes. Dans la partie centrale, la plus profonde du lac, le haut du remplissage sédimentaire Tardiglaciaire est dominé par une épaisse lentille chaotique et transparente qui est nommée «l'unité déstructurée d'Hautecombe» (HDU), Chapron et al.

(1996). Située à l'extrémité distale du cône du Rhône et couvrant environ 8 km², la HDU pourrait résulter d'un grand événement sismique.

Tranchée paléosismologique à l'aéroport d'Annecy :

Baize et al. (2011) ont réalisé une tranchée au SE de l'aéroport d'Annecy après le séisme d'Epagny de 1996.

Dans cette tranchée (Figure I-15) Baize et al., 2011 ont trouvé des fractures sans failles réelles. Dans l'hypothèse d'une structure non-sédimentaire, l'origine tectonique pourrait être alors proposée, mais sans aucune preuve. Cette tranchée n'apporte aucune preuve tangible de déformations tectoniques.

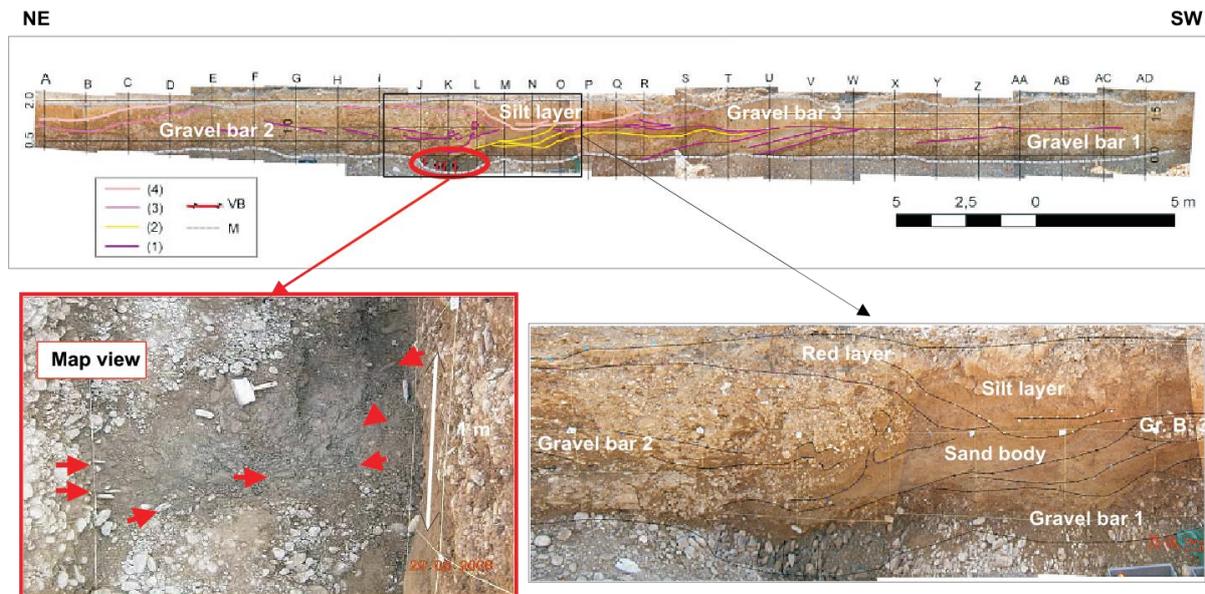
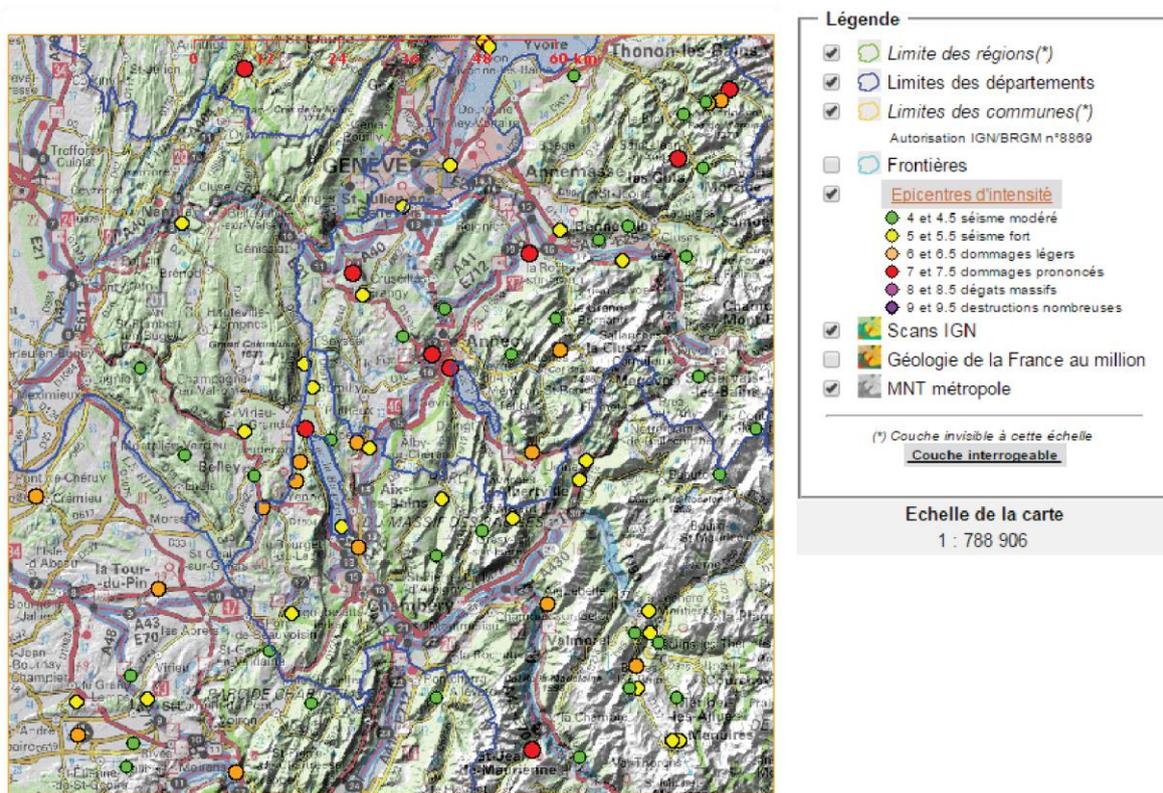


Figure I-15 : Photographies de Baize et al. (2011) de la paroi Sud Est de la tranchée creusée dans l'axe du segment de faille rompue en 1996. (1) graviers et galets à matrice sableuse corrélés aux séries de fin de remplissage du paléo-lac. (2) niveau sableux. (3) conglomérats monogénique contenant des galets issus de la molasse miocène. (4) silts riche en charbons de bois.

I.2.3 La sismicité historique

La région étudiée présente une sismicité diffuse; cependant, de petites régions peuvent être individualisées, à l'intérieur desquelles plusieurs événements historiques sont regroupés (Thouvenot et al., 1990 ; Baer et al., 1997) : la région de Bâle, la région d'Yverdon au Sud du lac de Neuchâtel, la vallée du Rhône en amont du Léman (Martigny pour le Bas-valais; Aigle pour le haut Valais), le sud du bassin molassique au voisinage de la faille du Vuache, au Nord et à l'Ouest du lac du Bourget, ainsi que le massif subalpin du Vercors (Figure I-16).

Une activité sismique existe localement dans le Jura, mais les séismes restent faibles avec des magnitudes généralement inférieures à 4. Pour beaucoup de séismes historiques, il est impossible d'en situer précisément l'épicentre. Toutefois, il semblerait que le Jura soit actuellement soumis en profondeur à une compression NW-SE, accommodée par des jeux décrochants, ou par des jeux inverses (Deichmann, 1992). L'activité sismique ne semble pas homogène dans l'ensemble de la chaîne (Figure I-16), mais induite par une réactivation préférentielle de certains accidents, comme celui du Vuache (Charollais et al., 1983; Blondel et al., 1988 ; Thouvenot et al., 1998).



Source : BRGM, EDF, IRSN / SisFrance

Figure I-16 : Carte des séismes historiques de SISFRANCE.

Le bassin molassique savoyard présente une sismicité historique significative aux abords des accidents décrochants étudiés (Failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat, Tableau I).

Date	Longitude	Latitude	Intensité	Nom
15/10/1784	5.91667	45.63333	VI-VII	Aix les Bains
19/02/1822	5.81667	45.81667	VII-VIII	Chautagne
11/08/1839	6.1	46	VII	Annecy
21/07/1925	6.03333	46.15	V	Saint Julien en Genevois
17/04/1936	5.95916	46.03583	VII	Frangy
24/01/1947	5.8	45.7	V-VI	Savoie
23/11/1950	6.4	46	IV	Le Petit Bornand
09/11/1954	5.78	46	V - VI	Chautagne
15/09/1956	5.716	45.7	V	Chautagne
16/11/1956	5.86	45.75	III	Chautagne
17/11/1956	5.86	45.66	IV	Chautagne
30/03/1958	5.783	45.76	VI	Chautagne
15/09/1958	5.71667	45.7	VI	La Balme de Sillingy
11/11/1959	5.683	45.783	V	Ain
29/05/1975	5.95	46.01667	V-VI	Frangy

Tableau I : Récapitulatif des séismes historiques de la région.

La région du lac du Bourget se caractérise par un évènement majeur : le séisme de Chautagne du 19/02/1822, d'intensité MSK VII-VIII (Rothé, 1941, Figure I-17) et de magnitude estimée entre 5.5 et 6 (Thouvenot, 1990). L'épicentre de ce séisme était proche de l'accident décrochant de Culoz, au Nord du lac. Ce séisme a créé de nombreux dégâts à Chambéry et plus encore à Aix les Bains (Billiet, 1851). Le lac du Bourget a été agité, les eaux se sont élevées sur les bords et « un paysan a dit qu'elles bouillaient comme la soupe dans une marmite » (Billiet, 1851). D'après Billiet (1851), la secousse a été la plus forte près de Chindrieux en Chautagne. A Yenne des écroulements ont eu lieu, les eaux des sources d'Aix les Bains ont été troublées (Laurens, 1823).

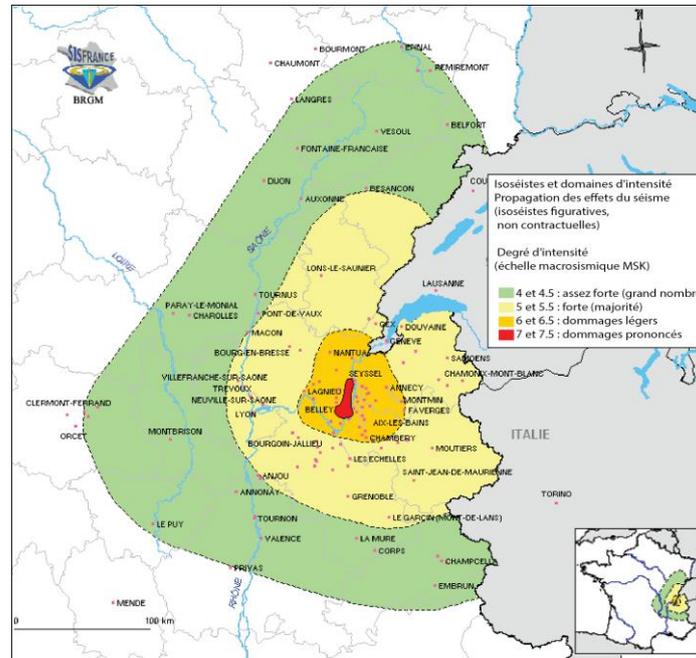


Figure I-17 : Carte isoséiste du séisme de 1822 (Source Sisfrance)

Parallèle à l'accident de Culoz, la faille du Col du Chat affectant le flanc ouest du lac du Bourget, est elle aussi possiblement le lieu d'une sismicité historique notable : le dernier séisme localisé proche de la faille date du 21/07/1964, son épicentre dans la partie méridionale du lac du Bourget ayant eu une intensité MSK V (Rothé, 1967). L'épicentre macrosismique se situe dans le Lac du Bourget (45°40'N ; 5°52'E).

L'activité historique de la région du Vuache est également bien documentée. Le catalogue de SISFRANCE (www.sisfrance.net) révèle une série de séismes de faibles intensités présentant des épicentres très proches de la ligne de faille. Les événements d'Annecy (de 11.08.1839) et de Frangy (de 17.04.1936, Figure I-18) ont des intensités épicentrale de VII.

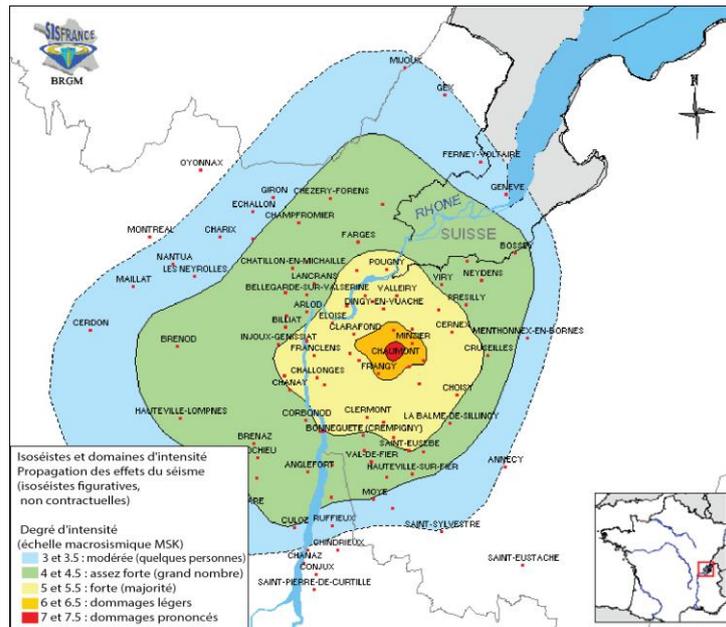


Figure I-18 : Carte isoséiste du séisme de Frangy en 1936 (source Sisfrance).

I.2.4 La sismicité instrumentale

À l'échelle des Alpes :

La distribution des tremblements de terre (Pavoni et al., 1997) et la libération d'énergie associée (Rüttner, 1995) montre une densité plus élevée dans la partie centrale des Alpes occidentales, mais aussi dans le Jura interne. Les hypocentres sous les Alpes sont répartis jusqu'à 15 km environ (Figure I-19). Les hypocentres sous le Jura sont répartis jusqu'à 25 km (Figure I-19). L'ensemble de la croûte dans le Jura peut en conséquence être considérée comme sismogénique. Toutefois, la présence de tremblements de terre en dessous de la transition fragile-ductile dans l'avant-pays des Alpes du nord serait liée à la présence de fluides à haute pression (Deichmann, 1992), autorisant une déformation cassante à des profondeurs anormalement grandes. Une densité élevée de tremblements de terre est également observée dans les klipptes des Préalpes autour de la région du Léman. L'orientation des contraintes provenant de tremblements de terre dans le bassin molassique et dans le Jura (Mosar and Borel, 1992) montre des changements de compression d'une orientation N-S dans l'est progressivement à une orientation NW-SE à l'ouest à Genève (montagne du Salève) – Zone de la faille du Vuache (Figure I-20).

La carte de la Figure I-20 montre deux types de tremblements de terre: celles au nord de 47°N30 et entre 7°E et 8°E sont plus ou moins alignés le long des failles bordières du graben du Rhin et reflètent clairement leur activité tectonique actuelle et la cinématique en réponse à un raccourcissement alpin. Au Sud de 47°N30, les tremblements de terre marquent plutôt la tectonique actuelle du domaine alpin externe. Plusieurs mécanismes focaux des tremblements de terre de Pavoni et al. (1997) et Sue et al. (1999) sont illustrés (Figure I-20): Ces solutions de plan de faille évoluent de types inverse-décrochements dans la partie SW (chaînes subalpine) des Préalpes à décrochante-normale dans la partie NE (nappes helvétiques et Jura oriental). Les orientations de stress connexes dans le bassin molassique et le Jura interne montrent une répartition en forme d'éventail des contraintes horizontales de compression maximale évoluant d'une orientation NS à l'est vers une orientation NW-SE à l'ouest dans le Sud Jura – Salève.

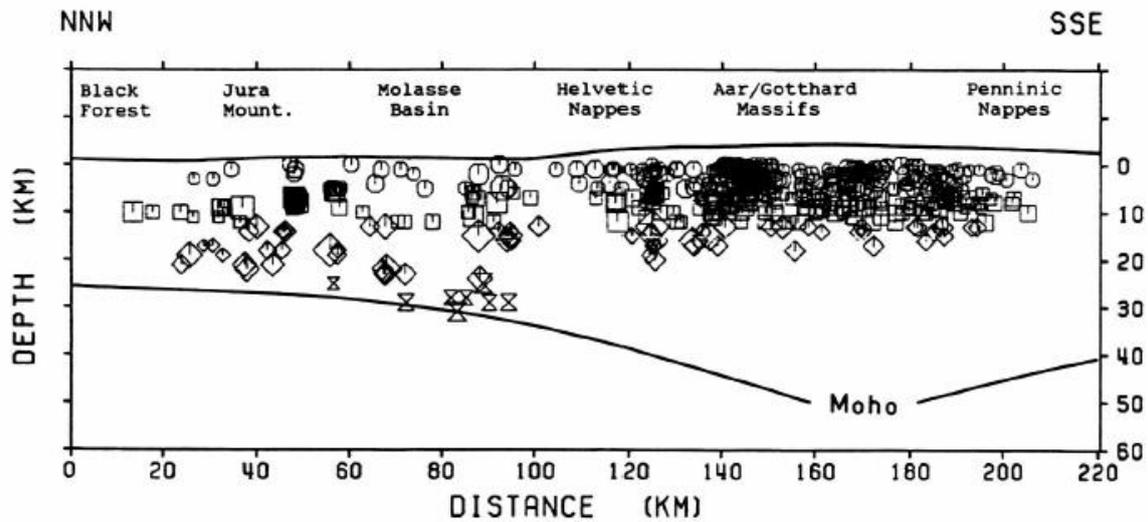


Figure I-19 : Coupe (Deichmann, 1992) des séismes projetés le long d'une ligne entre Bâle et Locarno durant la période de Janvier 1975 à septembre 1990 (d'après Deichmann & Baer, 1990).

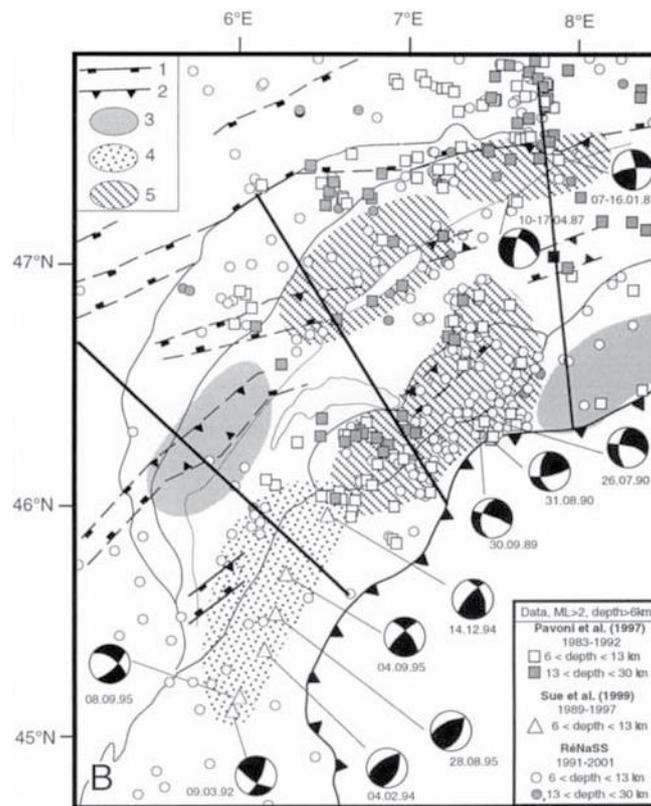


Figure I-20 : Carte de Lacombe et Mouthereau (2002). Les modèles numérotés sont comme suit: 1, failles normales bordant les bassins permo-carbonifères; 2, faille normale réactivée / bassins permo-carbonifères inversés; 3, zones de l'actuel raccourcissement du socle impliqué à partir des taux de soulèvement d'aujourd'hui (par exemple, Jouanne et al., 1995; Gubler et al., 1992; Kahle, 1997); 4, zones de l'actuel raccourcissement de socle impliqué déduit des taux élevés de soulèvement en cours et de la sismicité; 5, zones du raccourcissement actuel du socle impliqué déduit de la sismicité. Le raccourcissement actuel se produit principalement dans les régions où les bassins permo-carbonifères sous-tendent la couverture mésozoïque détachée.

À l'échelle des Alpes Occidentales Externes :

Dans les Alpes françaises externes, à l'est de Grenoble, la faille de Belledonne est identifiée comme une faille active (Thouvenot et al., 2003). Cette identification est fondée sur la surveillance sismique de la région de Grenoble par le réseau SISMALP (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>) au cours des années 1989-2000 ; Figure I-21). On trouve un ensemble de tremblements de terre de magnitude allant de 0 à 3,5 le long d'un alignement de 50 km de long qui s'étend selon la direction N30°E sur le flanc ouest du massif cristallin de Belledonne. C'est une faille décrochante avec un déplacement dextre. Ces événements le long de la faille de Belledonne ont une profondeur focale moyenne de ~ 7 km (dans le socle cristallin), avec un taux de glissement probablement très faible. La longueur de la faille de Belledonne est telle qu'elle pourrait accueillir un événement de magnitude 6.

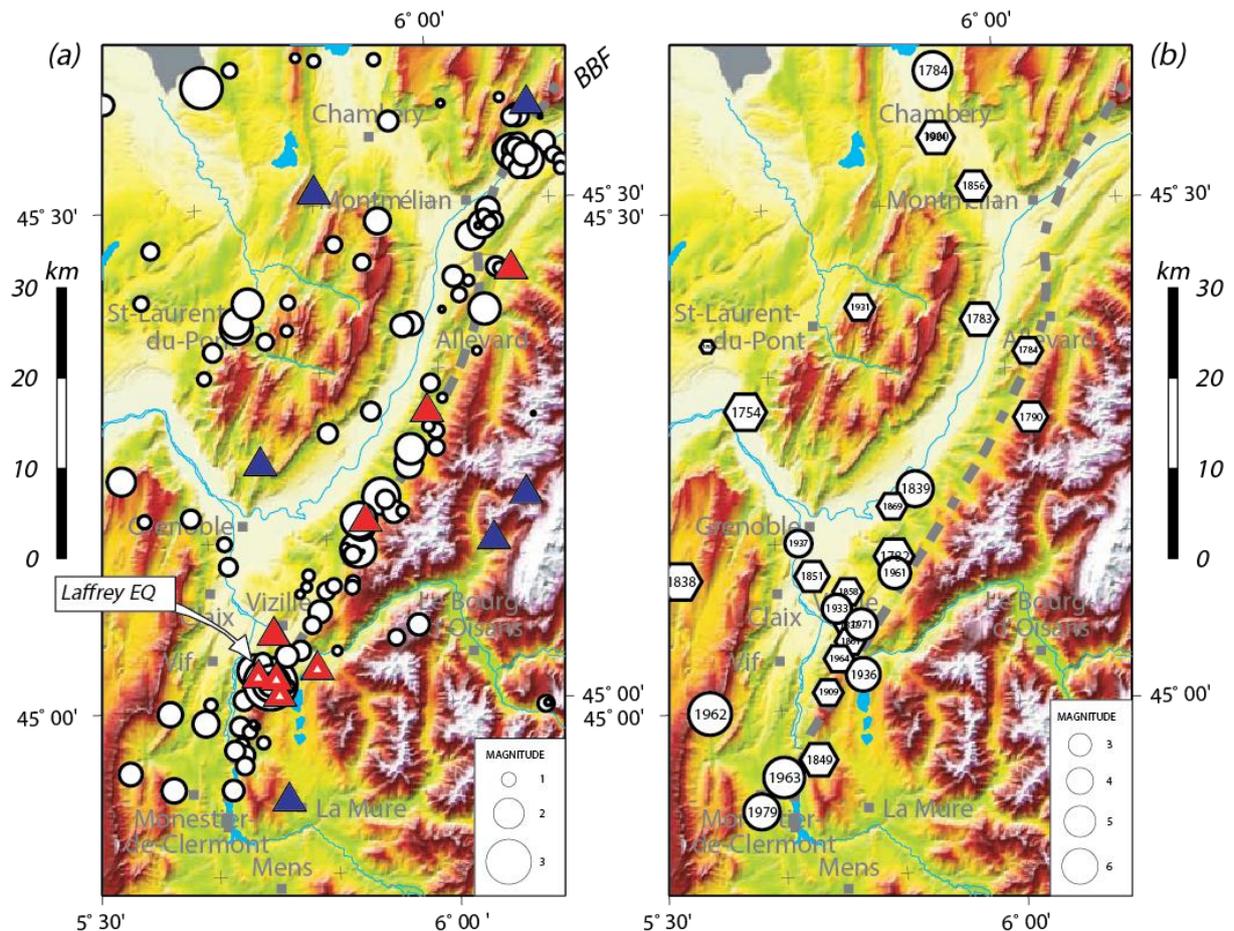


Figure I-21 : Carte de la sismicité (Thouvenot et al., 2003). (a) Sismicité instrumentale de 1989 à 2000, avec les stations sismologiques (triangles rouges : stations temporaires, bleus : stations permanentes, rouges et blanc monitoring de Laffrey) ; (b) Sismicité historique révisée pour la période 1356-1988 (cercle : qualité A-C ; hexagones : qualité D) ; échelle de magnitude : les intensités maximum ont été converties en utilisant $M=0.44\ln+1.96$ de Levret et al. (1996). BBF Belledonne Border fault.

À l'échelle du Jura méridional:

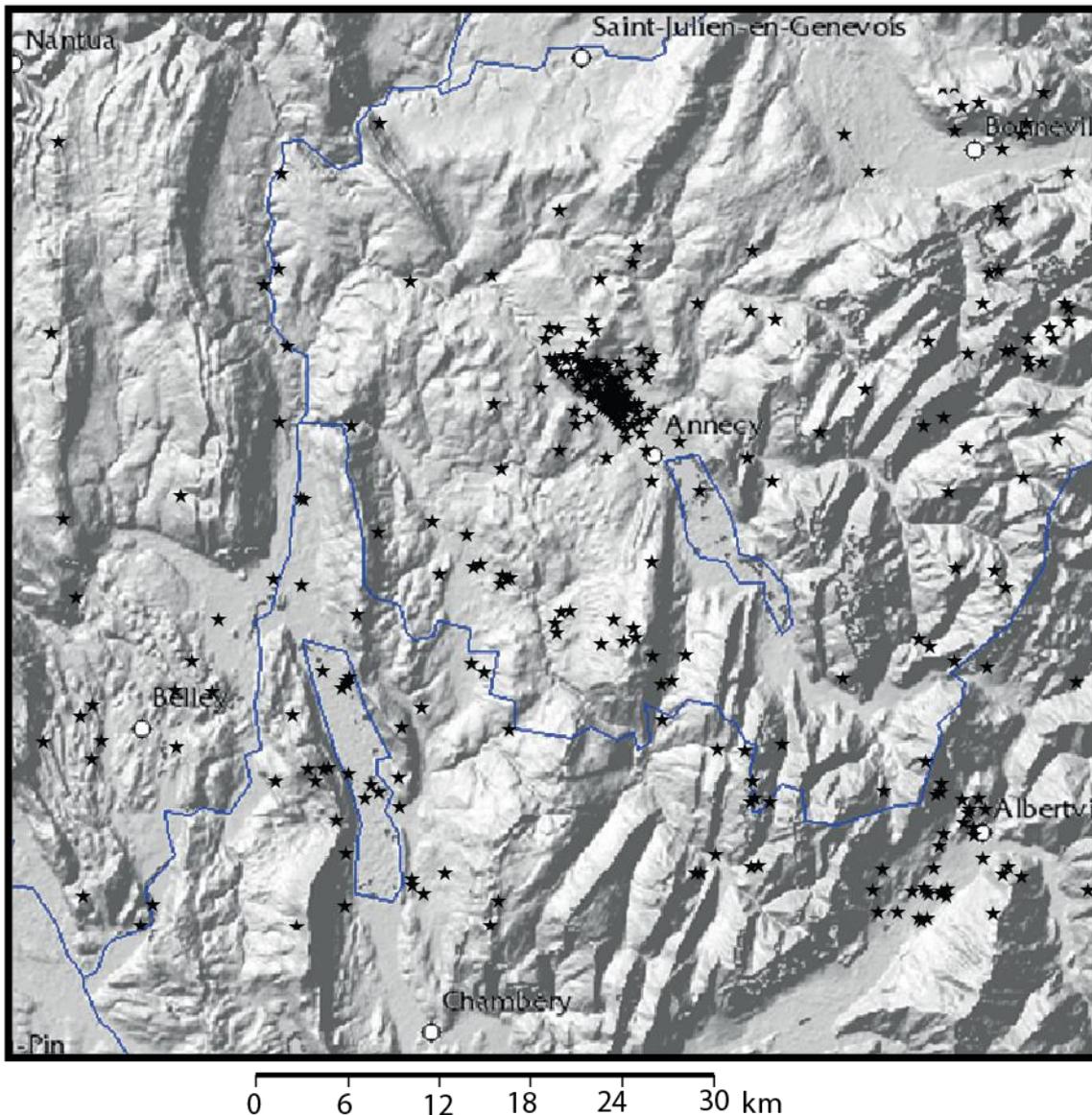


Figure I-22 : Carte des séismes enregistrés par SISMALP.

Dans le Jura méridional, les séismes enregistrés par le réseau Sismalp sont représentés sur la Figure I-22. La région d'Annecy présente une activité sismique certaine comme l'indiquent deux séismes très récents :

- le séisme du Grand-Bornand (12/1994 ; Figure I-23) de magnitude 5.1 et décrit par Fréchet et al., 1996 : L'épicentre de ce séisme se trouve à 10 km de profondeur, il est associé à la direction N40° avec un mouvement décrochant dextre (Figure I-24).. Cette direction correspond à celle des failles tardi-hercyniennes cévenoles.

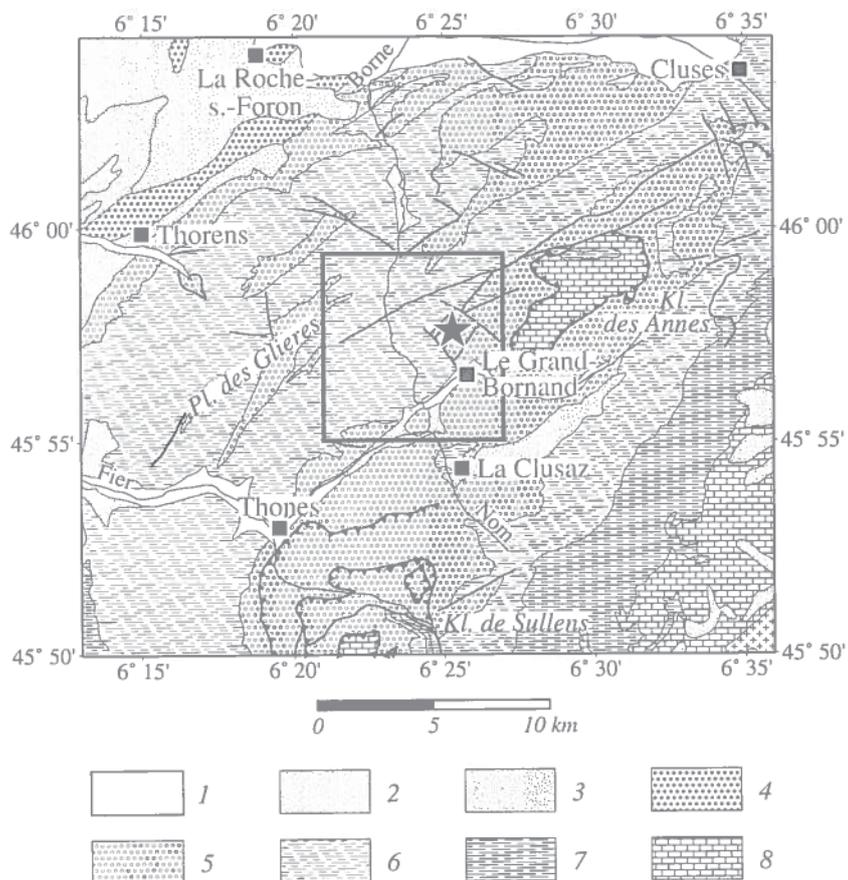


Figure I-23 : Carte géologique de la zone épiscopentrale avec les principales failles de Fréchet et al. (1996). 1 : alluvions récentes ; 2 : glaciaire ; 3 : molasse jurassienne ; 4 : molasse alpine ; 5 : calcaires, marnes et grès paléogènes ; 6 : marnes et calcaires du Crétacé inférieur ; 7 : Terres Noires et calcaires jurassiques ; 8 : dolomies et calcaires liasiques et triasiques. Etoile : épiscopentre du choc principal.

94/12/14 8:55:59.2

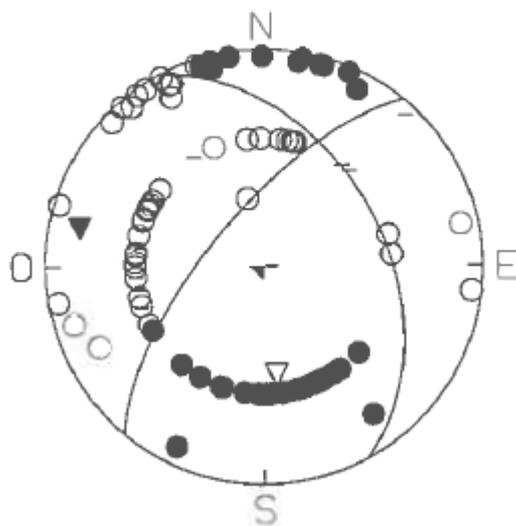


Figure I-24 : Mécanisme au foyer du séisme du Grand Bornand de 1994 d'après Fréchet et al. (1996). Plein : Compression ; vide : dilatation.

- le séisme d'Annecy (15/07/1996) dont l'épicentre, situé à la verticale de la faille du Vuache, avec une magnitude locale de 5.3 (Thouvenot et al., 1998). Il en a résulté des dommages aux installations et bâtiments ($I_0 = VII$) (Thouvenot et al, 1998 ; Courboux et al, 1999 ; Dufumier, 2002). Ce séisme a été un événement modéré et très superficiel ($M_w = 4,8$ à 2 km de profondeur) avec un jeu senestre sur un plan de faille NW-SE. Le choc principal a été suivi par un grand nombre de répliques (Figure I-25), qui ont souligné les deux segments parallèles (deux de 2,5 km de long, séparés par une distance de 800 m) qui ont rompus lors de cet événement.

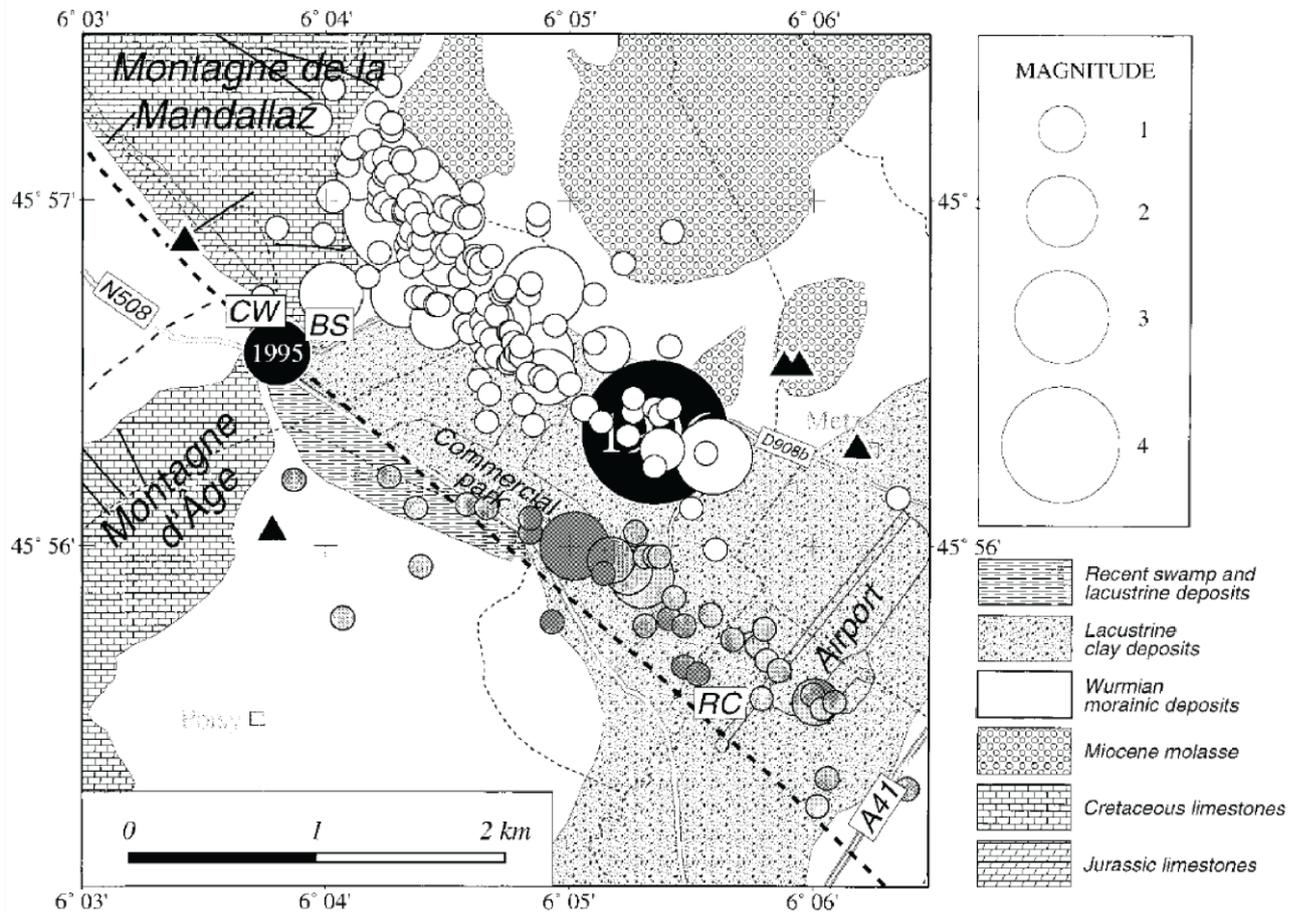


Figure I-25 : Carte des répliques du séisme de 1996 de Thouvenot et al. (1998). Les cercles pleins représentent le séisme principal ainsi que le précurseur, 348 jours avant. Les cercles blancs sont les répliques le long du segment Nord de la faille, tandis que les cercles ombragés sont ceux le long du segment Sud. Les triangles sont les stations sismiques et accélérométriques temporaires. RC : Runway cracks., CW : Chaumontet warehouse, BS : Bromines spring. La ligne en pointillé situe la faille comme représentée sur la carte géologique.

I.2.5 Mesures de contraintes in situ

L'orientation typique NW-SE des contraintes σ_h max (horizontales) en Europe centrale et occidentale passe à une orientation plus N-S à l'ouest du Jura et le long de l'arc alpin occidental et à la direction ONO-ESE dans la partie orientale du bassin molassique suisse (Becker et Paladini, 1992; Grellet et al, 1993; Müller et al, 1997). La rotation de l'orientation des contraintes σ_h dans l'avant-pays alpin occidental est confirmée par les nouvelles données recueillies dans le Jura (Figure I-26). Il est suggéré que le champ de contraintes dans le du Jura s'explique largement par la réorientation de contraintes régionales dans l'avant-pays de l'arc alpin occidental. Cette réorientation se fait avec une limite entre l'orientation de contraintes horizontales maximum NW-SE et N-S en partie à l'intérieur du Jura.

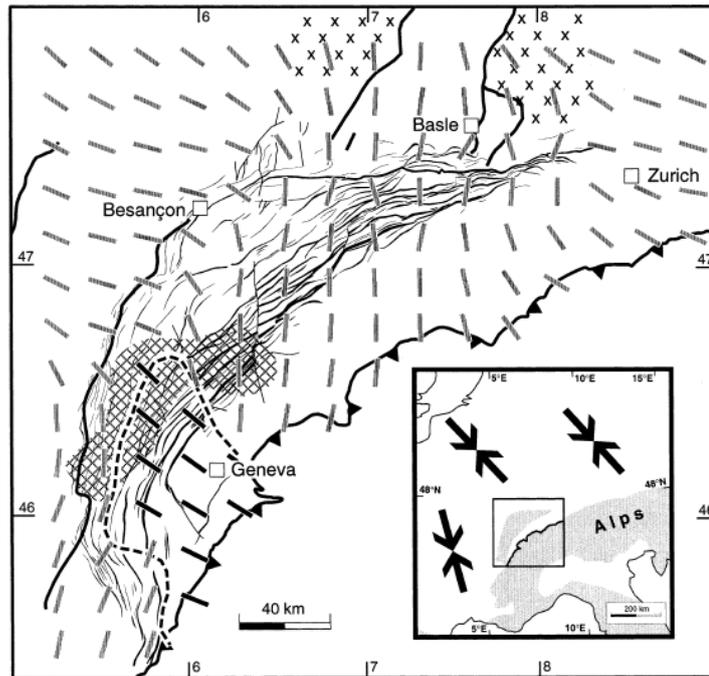


Figure I-26 : Orientation horizontale maximale interpolée des contraintes à partir de données proche de la surface dans la région du Jura (Becker, 2000). La province du Sud-Est est marquée avec une ligne en tirets. La région hachurée marque la zone avec un maximum de magnitudes de plus de 6 MPa de stress dans le sud du Jura. Les grandes flèches dans l'esquisse indiquent la direction générale de la contrainte horizontale maximale en Europe centrale. La zone délimitée dans l'esquisse situe le Jura.

Sur la Figure I-26, la région représentée avec une ligne en pointillée correspond à une zone s'étendant de la faille de Pontarlier au Nord à la faille de Culoz au Sud. Dans ce domaine, les directions de contraintes σ_h sont différentes du reste du Jura. La faille de Belledonne plus au Sud présente des contraintes σ_h d'une direction semblable au reste du Jura (au Sud sur la Figure I-26), ces directions correspondent avec la σ_h prédite par le pôle de rotation de la plaque Apulienne. Ce n'est pas le cas des failles de Pontarlier, du Vuache et de Culoz. Elles ont donc un moteur différent.

I.2.6 Les mouvements horizontaux et verticaux actuels

Des mouvements verticaux et horizontaux sont connus dans les Alpes. Ils sont représentés sur la Figure I-27.

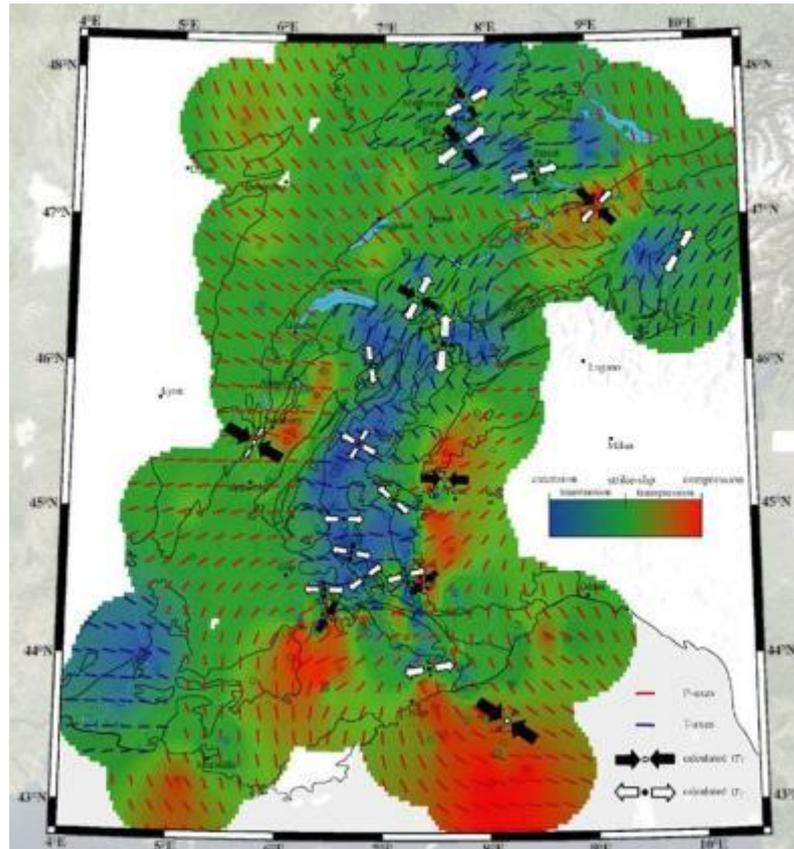


Figure I-27 : Sismotectonique (d'après Delacou, 2004) : Régime des déformations. Directions de déformation : Extension : perpendiculaire à la chaîne, au cœur ; Compression : en éventail, en bordure.

À l'échelle des Alpes :

L'activité tectonique actuelle est confirmée par des mouvements essentiellement verticaux et de faibles mouvements horizontaux (Schaer & Jeanrichard, 1974; Reilly & Gubler, 1990; Jouanne, 1994; Jouanne et al., 1994, Kahle et al., 1997). Le long d'un transect perpendiculaire aux structures des Alpes suisses (Lac de Come - Lac de Lucerne), Schaer & Jeanrichard (1974) ont mis en évidence un bombement dont le palier central s'élèverait d'1.5 mm/an par rapport aux zones molassiques. Cette zone de forte surrection se trouverait située nettement au sud de la ligne de partage des eaux.

Les comparaisons de nivellements des Alpes occidentales (Jouanne et al., 1995) indiquent que le massif de Belledonne présente une surrection (de l'ordre du millimètre par an) par rapport aux massifs des Bauges et des Bornes, eux-mêmes en surrection par rapport au bassin molassique (le point de référence étant pris dans celui-ci). Suivant un axe NW- SE, la surrection actuelle augmenterait donc lorsqu'on se rapproche des zones internes. Cette surrection est interprétée par exemple par Fréchet et al (1996) comme une conséquence de l'activité actuelle des failles de la croûte / lithosphère.

L'activité tectonique actuelle de la chaîne fait cependant l'objet d'un débat scientifique. Des vitesses de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région (Kastrup et al., 2004 ; Tesauro et al., 2005). Cependant les mesures de contrainte in situ (Becker, 2000) permettent de définir deux régions ne présentant pas des contraintes horizontales maximales typiques de l'avant-pays alpin, le Bugey et la région de Besançon.

À l'échelle du Jura méridional :

Jouanne et al. (1998) ont montré que seule la partie interne du Jura externe est affectée par des soulèvements entre 0,5 et 1,1 mm/an. Il doit être souligné qu'il n'y a pas d'importants changements dans les taux de déplacement vertical entre le Jura et l'ouest de la couverture mésozoïque non déformée de l'Ile Crémieu. Le Jura méridional interne est affecté par des soulèvements importants

(jusqu'à 2 mm / an) par rapport à l'île Crémieu. Il faut noter que la ligne de nivellement de second ordre au nord du lac du Bourget a été établie sur des marécages. Dans ce domaine, les taux de déplacement vertical n'ont probablement pas de signification tectonique.

I.2.7 Les moteurs de la déformation

Pour essayer de mieux comprendre l'aléa sismique du sud du Jura et des Alpes nord occidentales, il était indispensable de s'intéresser aux moteurs possibles de la déformation. En effet, pour avoir du décrochement sénestre il est indispensable d'avoir du raccourcissement. Il faut donc déterminer parmi les moteurs de la déformation à l'échelle crustale ceux qui engendrent du raccourcissement. Les différentes hypothèses émises sont présentées ensuite.

I.2.7.1 Tectonique des Plaques, conditions aux limites de la chaîne.

Un des facteurs majeurs dans l'édification et la structuration actuelle de l'arc alpin est la rotation de la plaque Apulienne (ex. Gidon, 1974; Ménard, 1988; Laubscher, 1992; Collombet et al., 2002). Cette dernière est documentée depuis l'Oligocène supérieur (Vialon et al., 1989; Schmid & Kissling, 2000, Figure I-28). Son expression pourrait être retrouvée dans les décrochements dextres parcourant l'ensemble de la chaîne (ligne péri-adriatique, décrochements Rhône-Mont Blanc-Belledonne, décrochements Haute Durance-Argentera, Delacou, 2004). Calais et al. (2002) montrent de faibles vitesses antihoraires, $0.52^\circ/\text{Ma}$, de la rotation. Le pôle de rotation serait situé à proximité de Milan (Anderson & Jackson, 1987; Calais et al., 2002). Cette rotation semble avoir lieu tout au long de l'histoire tectonique alpine tertiaire à actuelle.

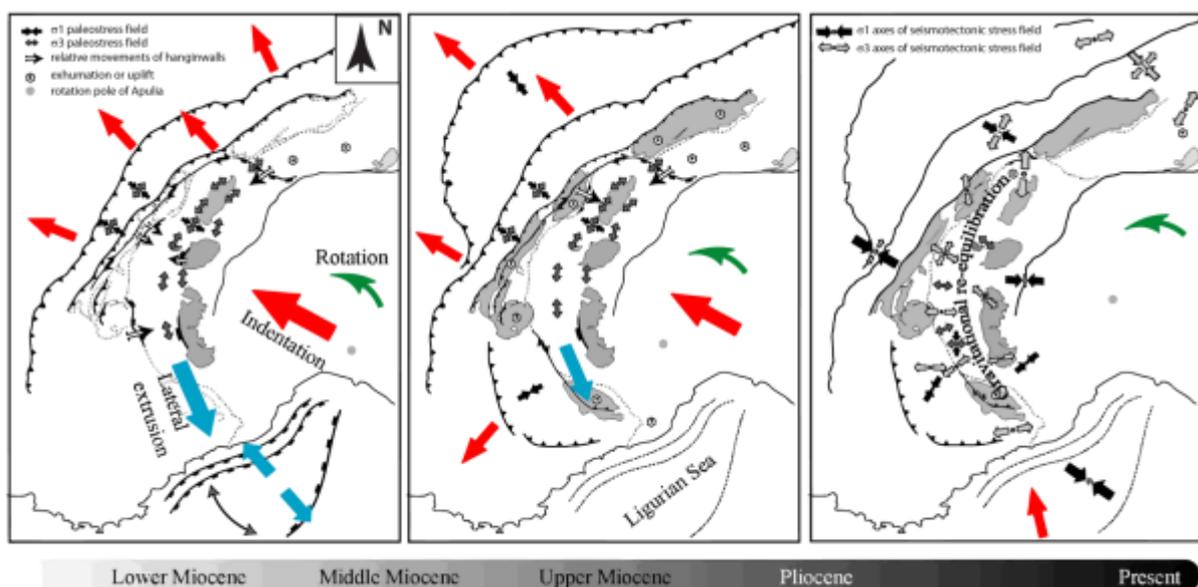


Figure I-28 : Évolution de la plaque Adria entre le Miocène et l'actuel (Delacou 2004).

Comme illustré sur la Figure I-28, le pôle de rotation de la plaque Apulienne a migré au cours du temps. En effet, au Miocène Inférieur celui-ci se situait à proximité de Milan, alors qu'au Miocène Supérieur, il était à l'Ouest de Turin. Actuellement il est placé entre Turin et Milan. Ce modèle prévoit de l'extension dans les Alpes, il n'explique pas à lui seul la déformation du Sud Jura.

I.2.7.2 Rupture de slab

L'origine des événements extensifs de l'arc alpin au cours de l'Oligocène (von Blanckenburg & Davies, 1995; Marchant & Stampfli, 1997; Stampfli et al., 1998) peut-être expliqué par la rupture du slab lithosphérique (ou d'une partie uniquement de ce slab) de la Téthys Alpine. Les études de tomographies télésismiques montrent une configuration actuelle complexe des slabs lithosphériques

sous les Alpes (Lippitsch et al., 2003; Spakman & Wortel, 2004). Cette configuration est interprétée par certains auteurs comme résultant d'un slab break-off en cours sous les Alpes occidentales (Lippitsch et al., 2003, Qorbani et al., 2015).

Différents auteurs (Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004) ont proposé l'indentation verticale, pour expliquer le régime extensif observé dans une partie des zones internes de la chaîne. Cette indentation verticale est liée au mouvement vertical d'un poinçon d'origine profonde en contexte compressif. Un tel modèle impliquerait un découplage important des parties profondes en compression par rapport aux parties superficielles pour lesquelles les mesures GPS ne fournissent aucune évidence de cinématique convergente. Un tel découplage apparaît peu probable et semble ne pouvoir jouer un rôle que pendant l'histoire compressive de l'orogène.

Nocquet et al. (in prep.) proposent que la rupture du slab provoque une anomalie thermique sous les Alpes engendrant un uplift.

Ce modèle prévoit un peu de compression aux limites ; il est applicable au Jura.

I.2.7.3 Déflexuration - rebonds

Le rebond isostatique consécutif à la fonte des glaciers würmiens il y a 19000 ans (Ivy-Ochs et al., 2004) a fait l'objet de nombreuses discussions (Schaer & Jeanrichard, 1974; Gudmundsson, 1994; Persaud & Pfiffner, 2004), sans qu'aucune quantification ne soit clairement établie. Un soulèvement généralisé pourrait avoir été provoqué par la fonte rapide de la calotte. Cette hypothèse est encore assez mal connue, cependant ces études concluent à une réponse isostatique possible. Les vitesses et les modalités ne sont pas précisées. Les taux de soulèvements calculés par nivellement sur le territoire suisse (Gubler et al., 1981; Kahle et al., 1997) ne montrent pas une corrélation entre le rebond et le soulèvements des grandes masses glaciaires (Kelly et al., 2004), et sont plutôt liés à la topographie générale et aux épaisseurs crustales de la chaîne. Il semble donc que le rebond post-glaciaire, s'il a lieu, soit intégré dans un soulèvement isostatique général d'une autre origine. Le rebond prévoit du raccourcissement en bordure externe, donc dans le Jura.

Vernant et al. (2013) ont étudié les effets combinés de l'érosion et la tectonique des orogènes lents convergents. Leur modélisation prédit le soulèvement comme étant compris entre 50 et 75% du taux d'érosion (Figure I-29, Figure I-30), encore insuffisant pour expliquer le signal observé. Des moteurs supplémentaires sont donc nécessaires pour expliquer les taux de soulèvements observés par GPS et les données de comparaison de nivellements (Figure I-31). Ces auteurs montrent qu'il y a bien de l'extension dans les Alpes, due à l'érosion, mais que de la compression est présente aux limites. Ils parlent donc de compression dans le Jura.

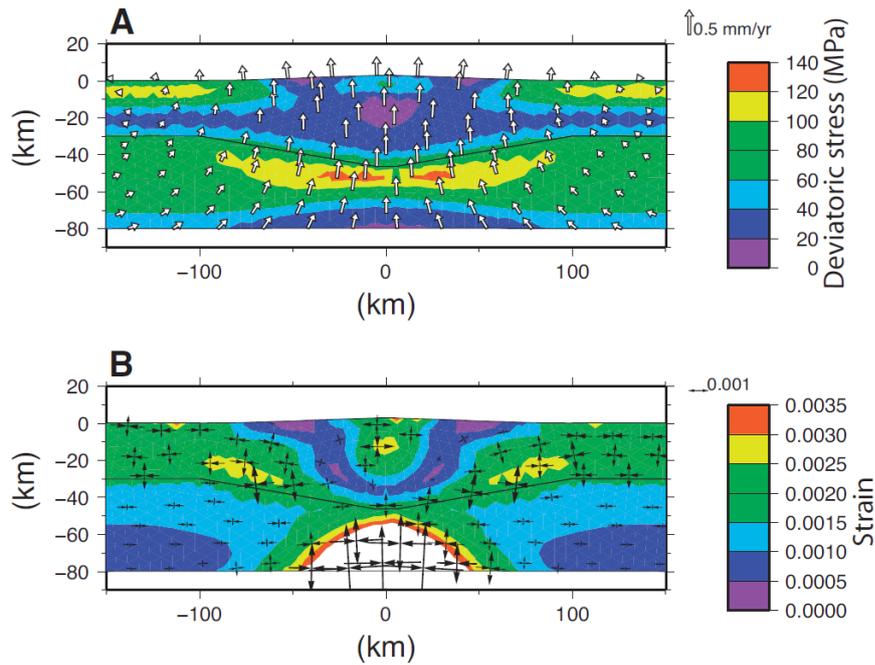


Figure I-29 : Contraintes d'érosion induite et taux de déformation en montagne de Vernant et al., 2013. Les résultats sont présentés pour un modèle de références (taux d'érosion à 0.75mm/an et taux de convergence à 0.5mm/an après 2 Ma (équilibre). A : Champ de vitesse et contraintes déviatoriques. B : Tenseur de la déformation. On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, notre région d'étude, et une extension dans les zones internes.

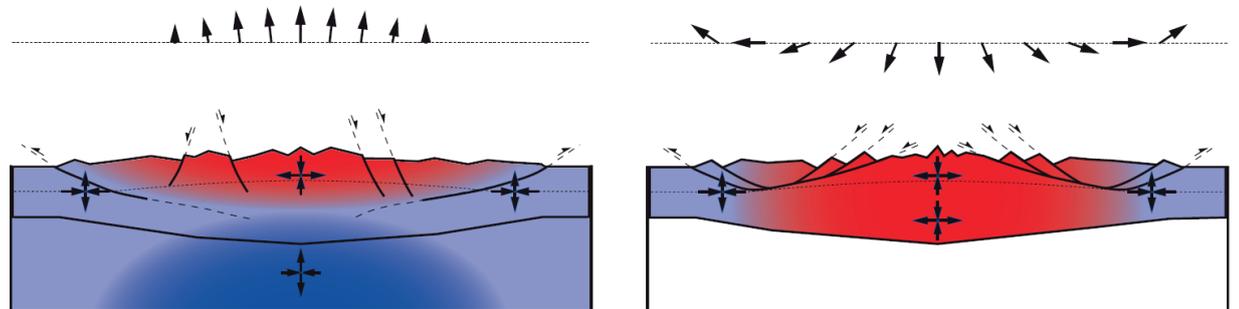


Figure I-30 : L'extension induite par l'érosion par rapport à l'effondrement gravitationnel (Vernant et al, 2013). Déplacements de surface attendus (flèches au-dessus des coupes) et tenseurs de déformation pour la gamme soumise à l'érosion (à gauche) et de l'effondrement gravitationnel d'une plage (à droite) sont présentés. La ligne pointillée indique une transition fragile-ductile. La principale différence entre l'érosion et de la déformation induite par l'effondrement gravitationnel est un mouvement vertical de la surface et l'emplacement de l'extension. En outre, et contrairement à l'effondrement gravitationnel, dans l'extension induite par l'érosion, la croûte inférieure est soumise à une compression horizontale. On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, notre région d'étude, et une extension dans les zones internes.

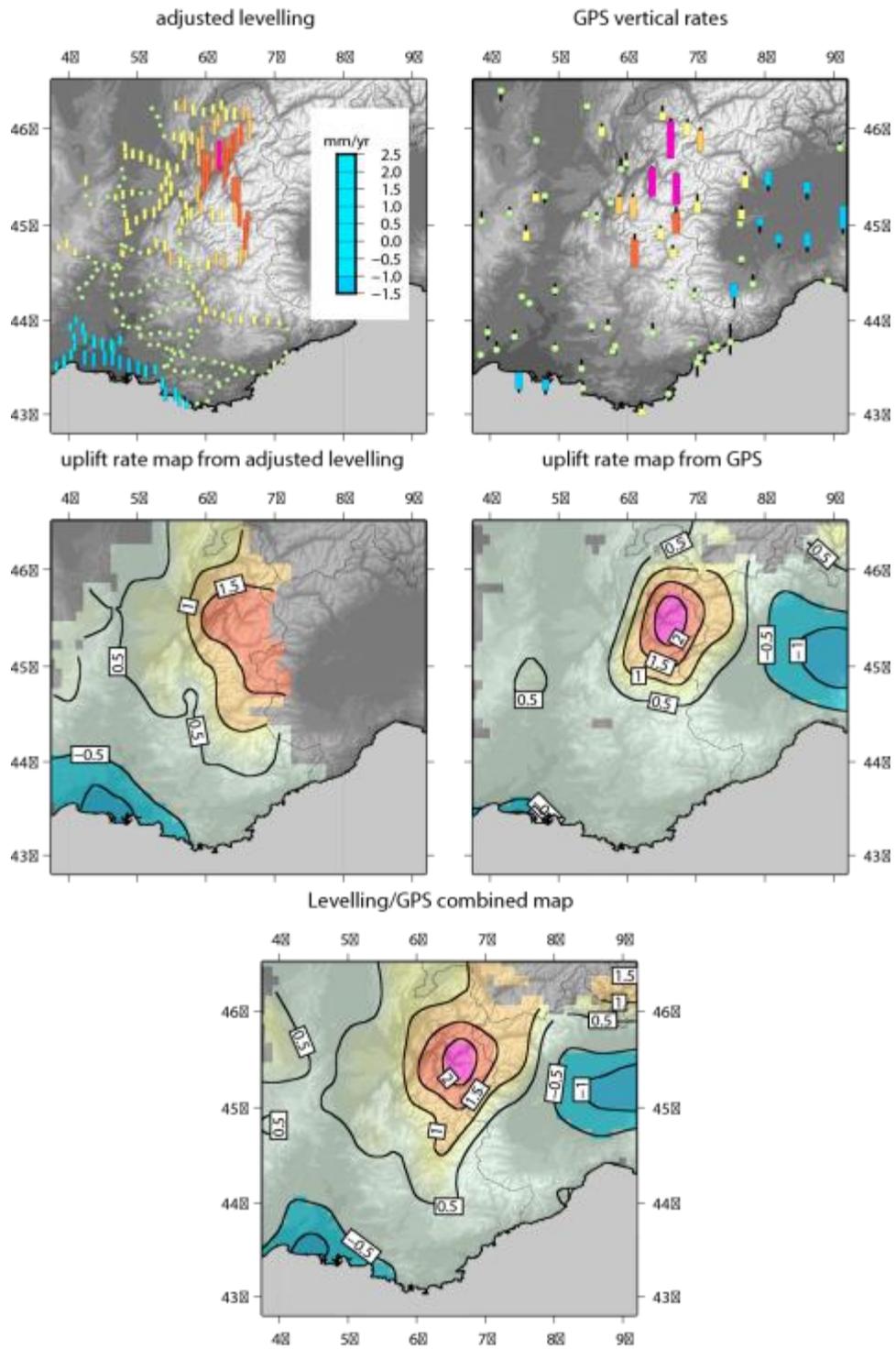


Figure I-31 : Comparaison de données de GPS et de nivellement de Nocquet et al, in prep.

I.3 Le Quaternaire

Les formations sédimentaires quaternaires sont les enregistreurs potentiels de la déformation récente. Classiquement, les glaciations dans les Alpes sont généralement considérées comme ayant érodé les marqueurs anciens. De ce fait et à l'exception des dépôts holsteiniens du Vercors (de Beaulieu and Montjuvent, 1985), les seuls enregistrements disponibles correspondent aux sédiments déposés en contexte (para/pro ou péri) glaciaire lors de l'interglaciaire Riss-Würm (MIS 5), de la dernière glaciation (Würm, MIS 4 à 2) et du présent interglaciaire (Tardiglaciaire et Holocène, MIS 1).

Le Quaternaire se caractérise par le creusement des vallées et le façonnement des versants ainsi que par une richesse de dépôts continentaux. Les formations superficielles quaternaires témoignent de l'originalité d'une sédimentation principalement liée à l'efficacité des climats froids (fragmentation mécanique), ainsi qu'aux variations rapides du niveau marin dans le cadre de cycles froids-tempérés courts (120 000 ans). L'analyse géomorphologique et la compréhension de la nature et de la géométrie des dépôts est donc capitale avant toute interprétation.

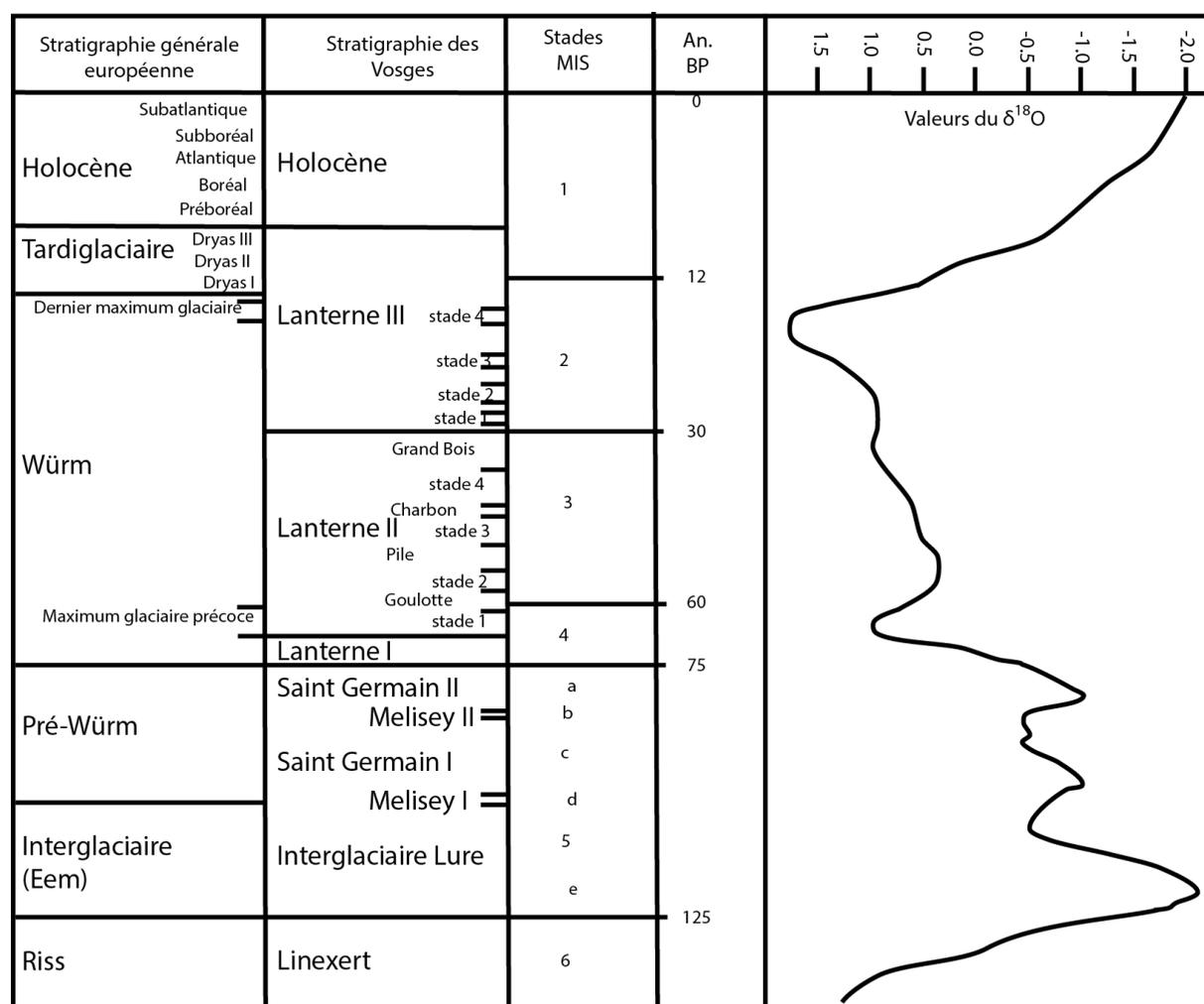


Figure I-32 : Échelle stratigraphique du Pléistocène supérieur avec la courbe isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ (Winograd et al., 1997 ; Chapron, 1999).

I.3.1 Le Riss (stade isotopique 6)

La glaciation du Riss dans les Alpes marque la fin du Pléistocène moyen (252 000 – 122 000 ans BP). Les glaciers ont atteint leur plus large extension. Le glacier delphino-savoyard atteint alors Lyon et l'épaisseur de glace pouvait dépasser 1400m dans le bassin molassique (Figure I-33, Campy, 1982, Couterand et al., 2010). Les périodes de froid sont marquées mais les stades maximaux sont

cependant interrompus par des interstades de réchauffement importants (Chapron, 1999). Le Riss (MIS 6) se présente comme une période froide et sèche (Winograd et al., 1997). Ces auteurs proposent une déglaciation rissienne en deux étapes, la dernière se produisant à la transition des stades isotopiques 6/5^e.

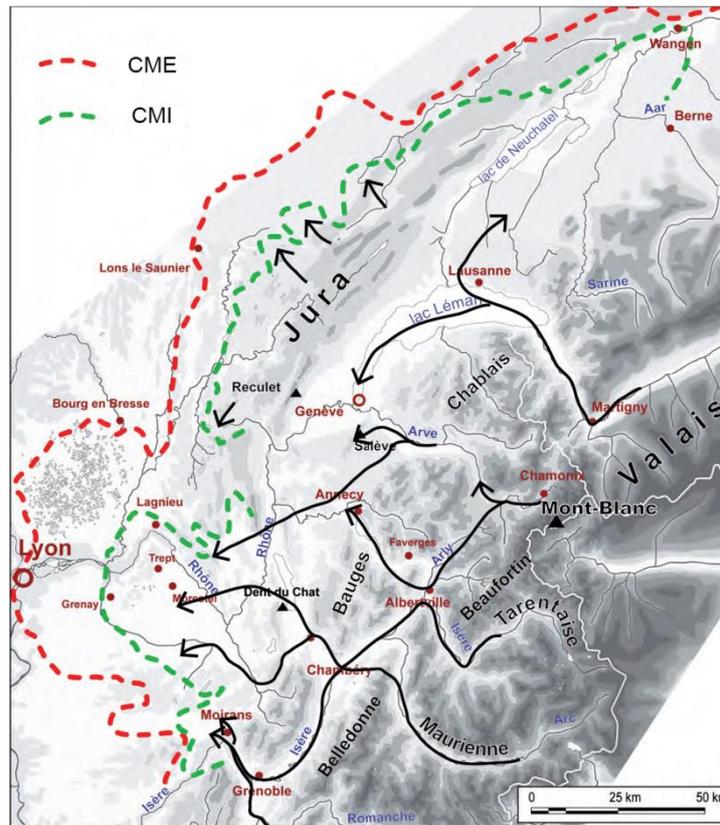


Figure I-33 : Le complexe des moraines externes (CME) et le complexe des moraines internes (CMI) ou zone intra-würmienne avec les flux glaciaires (flèches noires) (Coutterand, 2010).

I.3.2 L'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5)

Dans les grandes vallées de notre zone d'étude (Grésivaudan, Val du Bourget, Cluse d'Annecy, Bassin lémanique) de vastes lacs ont succédé au retrait de la phase glaciaire rissienne (Montjuvent & Uselle, 1973 ; Vernet et al., 1974 ; Fourneaux, 1976 ; Montjuvent & Nicoud, 1987 ; Moscariello et al., 1998). Ainsi le Grand Lac du Grésivaudan, de côte 360 m au moins, noyait sur plus de 250 km, la vallée de l'Isère, la cluse de Chambéry et la vallée du Rhône en amont de l'actuel lac du Bourget (Figure I-34).

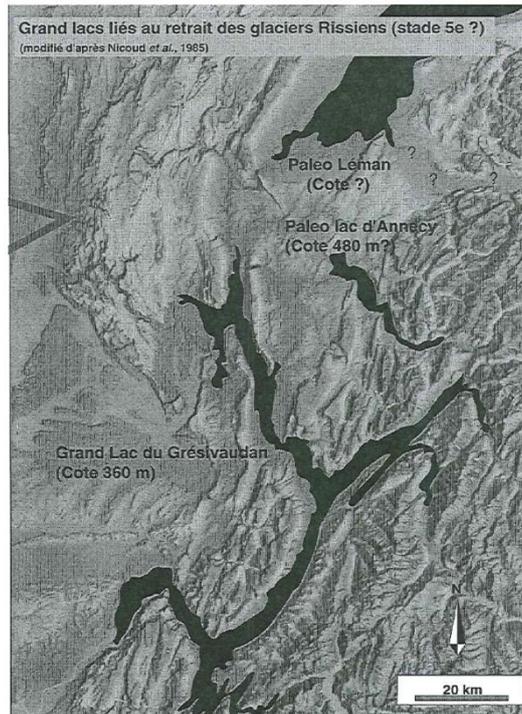


Figure I-34 : Les grands lacs associés à la déglaciation (Chapron, 1999).

Il s'est ensuite scindé en deux (lac du Bourget, lac du Grésivaudan). Ces deux plans d'eau ont par la suite évolué différemment : le lac du Grésivaudan se serait comblé durant l'interglaciaire (en 50 000 ans environ), alors que le lac du Bourget aurait perduré jusqu'à la phase glaciaire suivante (Montjuvent & Nicoud, 1987).

I.3.3 Le Würm (stades isotopiques 4, 3 et 2)

La glaciation du Würm qui commence à l'échelle mondiale à 72 000 ans BP (Figure I-32), peut être subdivisée en trois périodes principales :

- Le Pléniglaciaire würmien inférieur (stade isotopique 4, environ 72 000 – 60 000 ans BP) froid et humide, puis très froid et très sec ;

- Le Pléniglaciaire würmien moyen (stade isotopique 3, environ 60 000 – 25 000 ans BP) froid et sec ;

- Le Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique 2, LGM, environ 25 000 – 18 000 ans BP) caractérisé par des températures très basses, sans équivalent depuis la glaciation antérieure (Guiot et al., 1989).

I.3.4 Le Postglaciaire ou Holocène (stade isotopique 1)

Dans notre zone d'étude, durant l'Holocène, les lacs d'Annecy et du Bourget atteignent leur niveau le plus bas (Montjuvent & Nicoud, 1987) pour remonter lentement (+ 2 à 3 m à Annecy depuis le Bronze final, + 5.5 m depuis le Néolithique au Bourget). Dans ces lacs, la sédimentation holocène est dominée par la décantation de matériel bio-induit, et se caractérise par un drapé lacustre d'environ 15 m d'épaisseur. Dans le Grésivaudan, le lac de Moirans est comblé durant le Sub-Atlantique (avant 2 215 ans BP) par les apports de l'Isère et du Drac. Dans la région du Léman, le petit lac et la rade de Genève (Moscariello et al., 1998), de la fin du Tardiglaciaire (Bolling) à l'actuel, la sédimentation lacustre est aussi dominée par la décantation de matériel bio-induit (0 à 7.5 m d'épaisseur), mais reflète un hydrodynamisme plus important.

I.4 Cadre Géologique et évolution des lacs d'Annecy et du Bourget durant l'Holocène.

Les lacs d'Annecy et du Bourget sont situés le long de la marge nord-ouest des Alpes et font partie des plus grands lacs naturels français. Ce sont les vestiges des grands lacs postglaciaires qui remplissaient les vallées sur-approfondies à la fin de la dernière glaciation. La localisation des lacs est due à une multitude de facteurs tels que la géologie régionale (lithologie, structures tectoniques, etc...), les variations climatiques et l'érosion. L'évolution hydrodynamique et morphologique des cours d'eaux a mis ces lacs à l'abri des grandes voies de transport des sédiments. Les lacs renferment des archives sédimentaires potentielles de l'activité sismotectonique et des déformations associées.

I.4.1 Le Lac d'Annecy

Le lac d'Annecy s'étend entre 45°54' et 45°47' de latitude Nord, et 6°7' et 6°15' de longitude Est. Situé au Sud-Sud-Est de la ville d'Annecy, il se situe dans une vallée orientée Nord-Ouest / Sud-Est, la cluse d'Annecy. Celle-ci relie l'avant-pays aux grandes vallées alpines de l'Arly et de l'Isère. Le lac occupe une position en «baïonnette», recoupant les structures des chaînons subalpins, globalement orientées N-S. Les plis le long du Lac d'Annecy dont le Semnoz, ont un axe plongeant vers le Nord. Il est divisé en deux sous-bassins : le Petit Lac au Sud et le Grand Lac au Nord séparés par un étranglement entre le Roc de Chère en rive Est et le Mont Gerbet en rive Ouest. Sa longueur totale est de 14 km, pour une largeur maximale de 3 km. Sa surface est de 26,5 km². La profondeur maximale atteinte dans le Grand Lac est de 64,5 m si l'on excepte le «Trou du Boubioz», dépression d'origine karstique qui, elle, atteint une profondeur de 82 m (Benedetti - Crouzet, 1972).

La profondeur maximale du Petit Lac est de 54,5 m. Entre ces deux sous-bassins, la profondeur minimale du seuil est de 50 m.

Les principaux affluents actuels du lac sont, par ordre d'importance, l'Eau Morte avec 40 % des apports liquides (embouchure au Sud du Petit Lac), l'Ire (15%), (embouchure au sud du Petit lac) et le Laudon (12%), (embouchure en rive ouest du Grand Lac) (Benedetti - Crouzet, 1972). Le tiers restant provient de petits tributaires. L'exutoire du lac est formé par le canal du Thiou et par le canal de Vassé (reliés entre eux par le canal Saint-François), situés à l'extrémité Nord du Grand Lac, au niveau d'Annecy. Ces canaux sont des affluents du Fier.

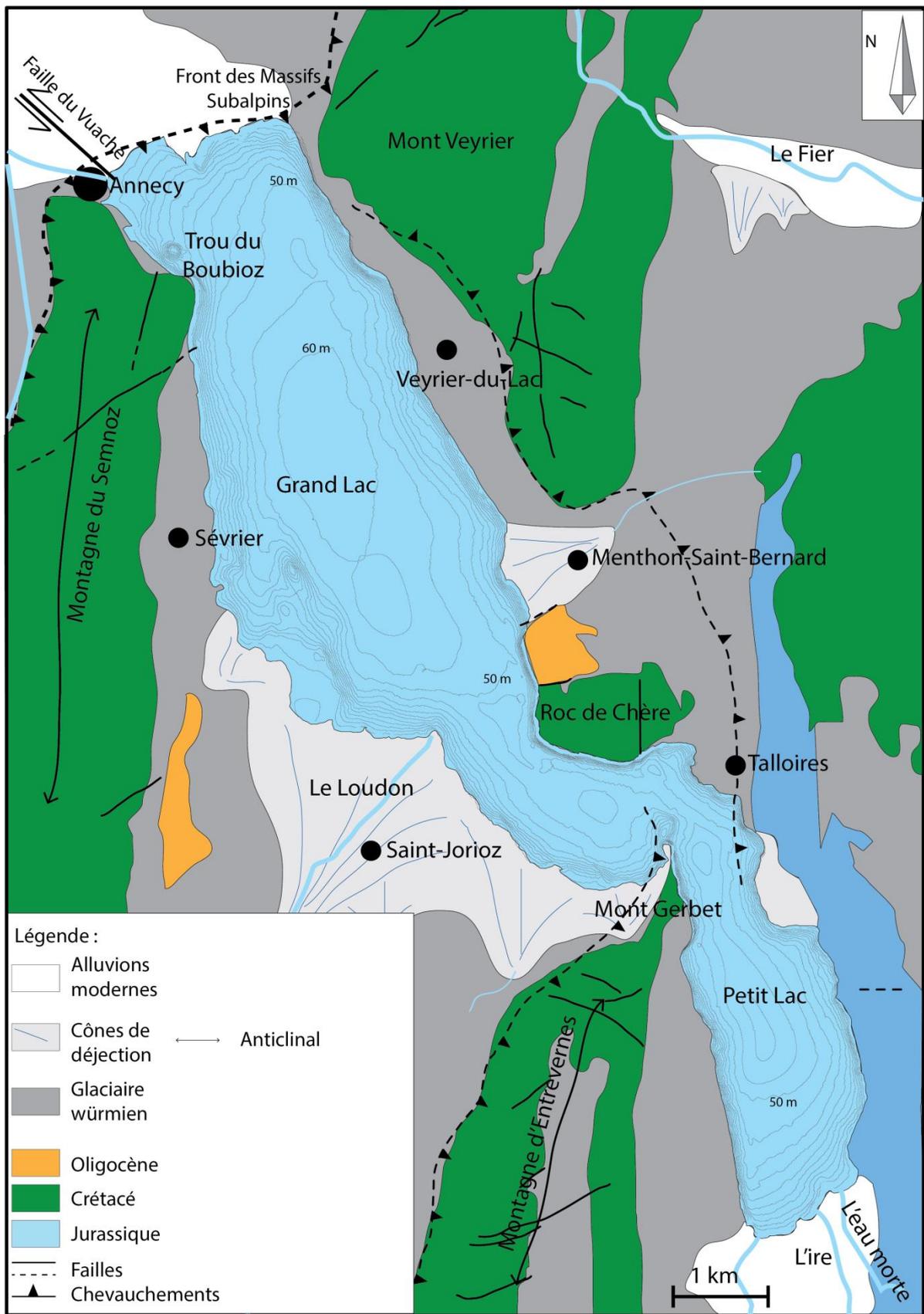


Figure I-35 : Schéma structural du Lac d'Annecy.

La morphologie du bassin versant hydrographique actuel est présentée sur la Figure I-36. Sa superficie est de l'ordre de 280 km². Le lac représente donc moins de 10% de la surface de son bassin versant. L'altitude varie de 2351 m (la Tournette) à 446,5 m, cote actuelle du lac.

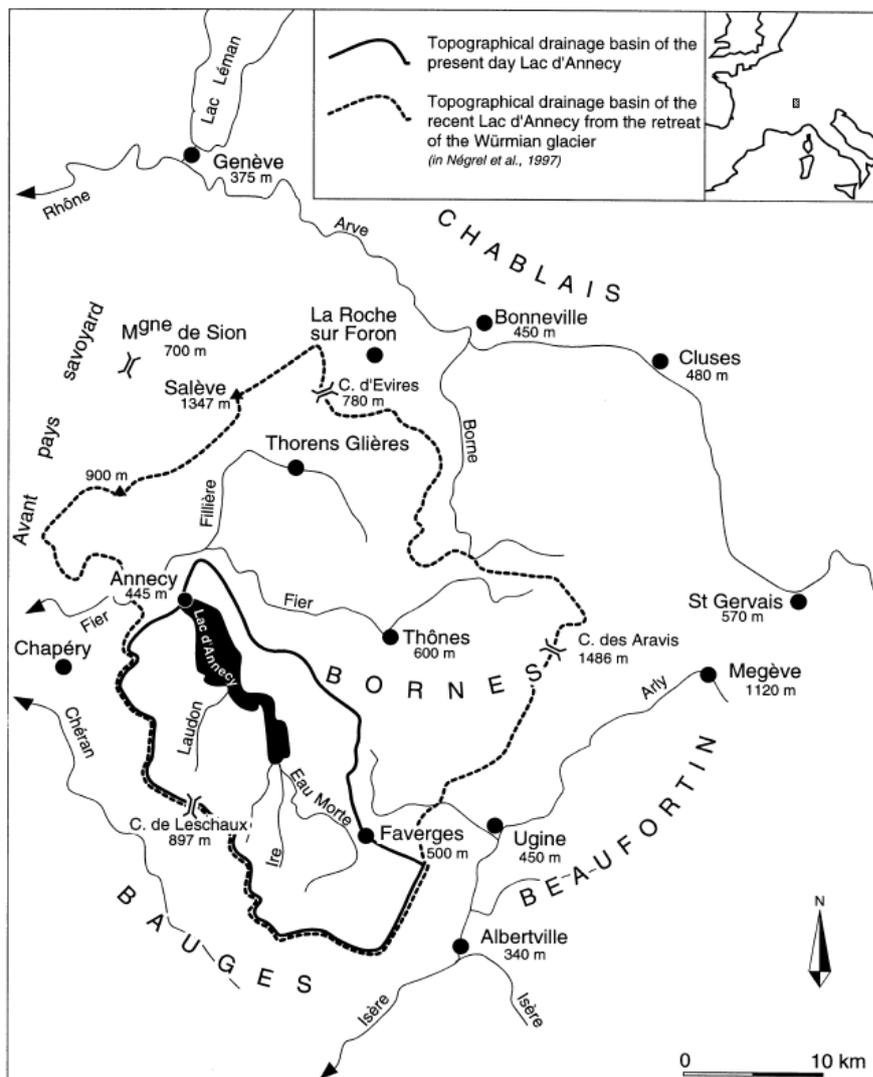


Figure I-36 : Carte du bassin versant hydrographique du lac d'Annecy (Manalt & Nicoud, 2001) montrant la limite topographique du bassin versant du lac d'Annecy au retrait du glacier würmien. La topographie actuelle du bassin versant du lac d'Annecy est aussi représentée.

Le bassin versant actuel du lac d'Annecy est composé de terrains sédimentaires. Les alternances marnes- calcaires constituent l'essentiel des formations à l'affleurement et concernent une série stratigraphique qui s'étend du Lias au Miocène supérieur (Quaternaire excepté). Les terrains les plus représentés sont ceux du Crétacé (Figure I-35).

Les principaux abrupts et sommets subalpins sont constitués par la barre urgonienne et dans une moindre mesure par les calcaires tithoniques.

La molasse continentale inférieure (d'âge Chattien-Aquitainien) représente 6 % des terrains affleurants. Principalement localisée dans le synclinal de Leschaux (vallée du Laudon), elle est essentiellement constituée de grès (Doudoux et al., 1992).

Les terrains quaternaires (31% des formations à l'affleurement, Benedetti-Crouzet, 1972) sont représentés par la moraine würmienne, les alluvions de fond de vallée (fluviales, lacustres) et des cônes de déjection. La moraine rissienne et les terrains interglaciaires (« alluvions anciennes » et lignites) ne sont que rarement observés. Ces derniers sont conservés au Sud et à l'Ouest du lac (Nicoud et al., 1987).

Durant la période würmienne, une partie du glacier de l'Arve-Arly et/ou une branche diffluente du glacier de l'Isère traversait la cluse d'Annecy (Coutterand, 2010). Lors du réchauffement, un lac post-glaciaire avec un niveau de 460 m s'étendait bien au-delà des limites du lac actuel. L'extrémité sud de la vallée est remplie par un complexe de cônes alluviaux et des dépôts fluviatiles (Nicoud et al., 1987). Un petit delta progradant existe à Saint-Jorioz (Figure I-35). La partie nord du bassin, près de la ville d'Annecy, a été comblée par des alluvions apportées par le Fier. Actuellement, le Fier n'alimente plus le lac, mais reste relié à ce dernier par le Thiou. Lorsque le Fier s'écoulait dans le lac d'Annecy, le bassin versant représentait 1.8 fois celui d'aujourd'hui. D'après Van Rensbergen (1996) et Manalt (1998), le Fier arrête de s'écouler dans le lac d'Annecy entre 10 000 et 5 000 cal BP. Nomade (2005) date l'arrêt de l'écoulement direct du fier dans le lac d'Annecy à 8200 cal BP.

Deux campagnes géophysiques (sismiques) ont été menées sur le lac d'Annecy (1990 et 1993) dans le cadre de deux projets de recherche: un programme de coopération belgo-français dédié à différents grands lacs alpins avec un but sismo-stratigraphique et de reconstruction paléoclimatique du dernier cycle, et le programme CLIMASILAC concernant l'évolution récente du lac d'Annecy et de son bassin versant. La campagne de 1990 a utilisé un système très haute-résolution couplé à de la cartographie bathymétrique, et a été spécifiquement consacrée au choix d'un site de carottage profond. La campagne de 1993, avec une résolution inférieure et une plus grande pénétration, a été réalisée pour une étude sismo-stratigraphique du remplissage complet.

En raison de la forte densité et la qualité des données acquises pour une partie du «Grand Lac» (Figure I-35), les investigations sismo-stratigraphiques ont été menées sur ce dernier (Van Rensbergen et al., 1995 ; Beck et al., 2001). La stratigraphie sismique a été réalisée grâce à ces données sur le lac d'Annecy. Le sparker (source d'acquisition de sismique haute résolution) du Renard Center of Marine Geology a été utilisé pour cette étude. L'étude des sédiments issus de la carotte CLIMASILAC (Brauer and Casanova, 2001) a permis de corréler les unités sédimentaires et les unités sismo-stratigraphiques.

L'ensemble du remplissage apparaît allongé avec au maximum 180 msec d'épaisseur dans la partie axiale, ce qui représente environ 150 m, en utilisant 1,65 km/s comme vitesse moyenne de propagation des ondes sismiques dans les sédiments. En face du Veyrier-du-Lac, la section de remplissage est à peu près symétrique.

Les molasses représentent la majeure partie du substratum acoustique, indiqué par des réflexions de forte amplitude à pendage Sud-Est souvent masqués par de nombreuses diffractions (points brillants). Les dépôts lacustres quaternaires les plus âgés (Interglaciaire Riss-Würm ?, horizontaux) ont été préservés de l'érosion glaciaire würmienne dans la partie Sud-Ouest du « Grand Lac » dans la zone Sévrier / Saint-Jorioz, en particulier en dessous d'un axe NNW-SSE. Les profils sismiques transversaux à l'allongement du lac montrent clairement une subdivision en deux parties de la coupe stratigraphique de la fin du remplissage quaternaire:

- Une partie inférieure, non ou mal stratifiée acoustiquement (en partie masqué par des multiples), qui correspond sensiblement à une sédimentation encore liés à la dynamique des glaciers.
- Une partie supérieure, très finement et régulièrement stratifiée, avec une bonne continuité latérale (longitudinale et transverse), qui peut être mise en relation avec une sédimentation dans un milieu ouvert et déconnecté des glaciers.

Plus précisément, l'ensemble du remplissage a été subdivisé en 5 unités sismo-stratigraphiques en fonction de leur configuration interne et de leur faciès sismiques.

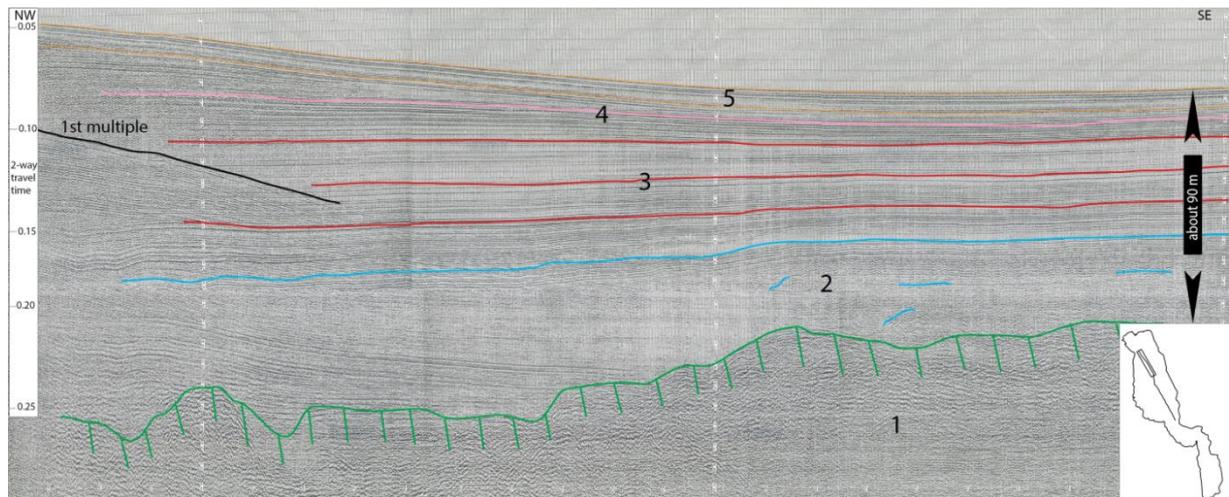


Figure I-37 : Stratigraphie sismique du lac d'Annecy sur le profil LDA9309 (modifié de Van Rensbergen et al., 1998). 1: socle pré-Quaternaire (calcaire, grès, etc.); 2: Début de formation du lac, encore en contact avec les glaciers; petits deltas sous-glaciaires ou en front de glacier, remaniement de moraines; 3: "grand" lac "froid", séparé des glaciers; distribution géométriquement régulière et abondante de sédiments détritiques (lessivage des moraines progressivement dégagées sur l'ensemble du bassin versant)); 4. Réchauffement progressif et apparition de la stratification thermique estivale; alluvionnement localisé fluvial; apparition progressive de constituants liés à l'activité biologique; 5: situation actuelle; sédimentation essentiellement liée à l'activité biologique, additionnée d'un peu d'apports fluviaux fins; décantation depuis la surface ("drapé" lacustre). Les étapes 3 et 4 représentent 80 à 90% du total du remplissage post-LMG et Tardiglaciaire.

Les unités sismiques sont corrélables avec les unités de la carotte réalisée par CLIMASILAC dans le lac d'Annecy (Figure I-38).

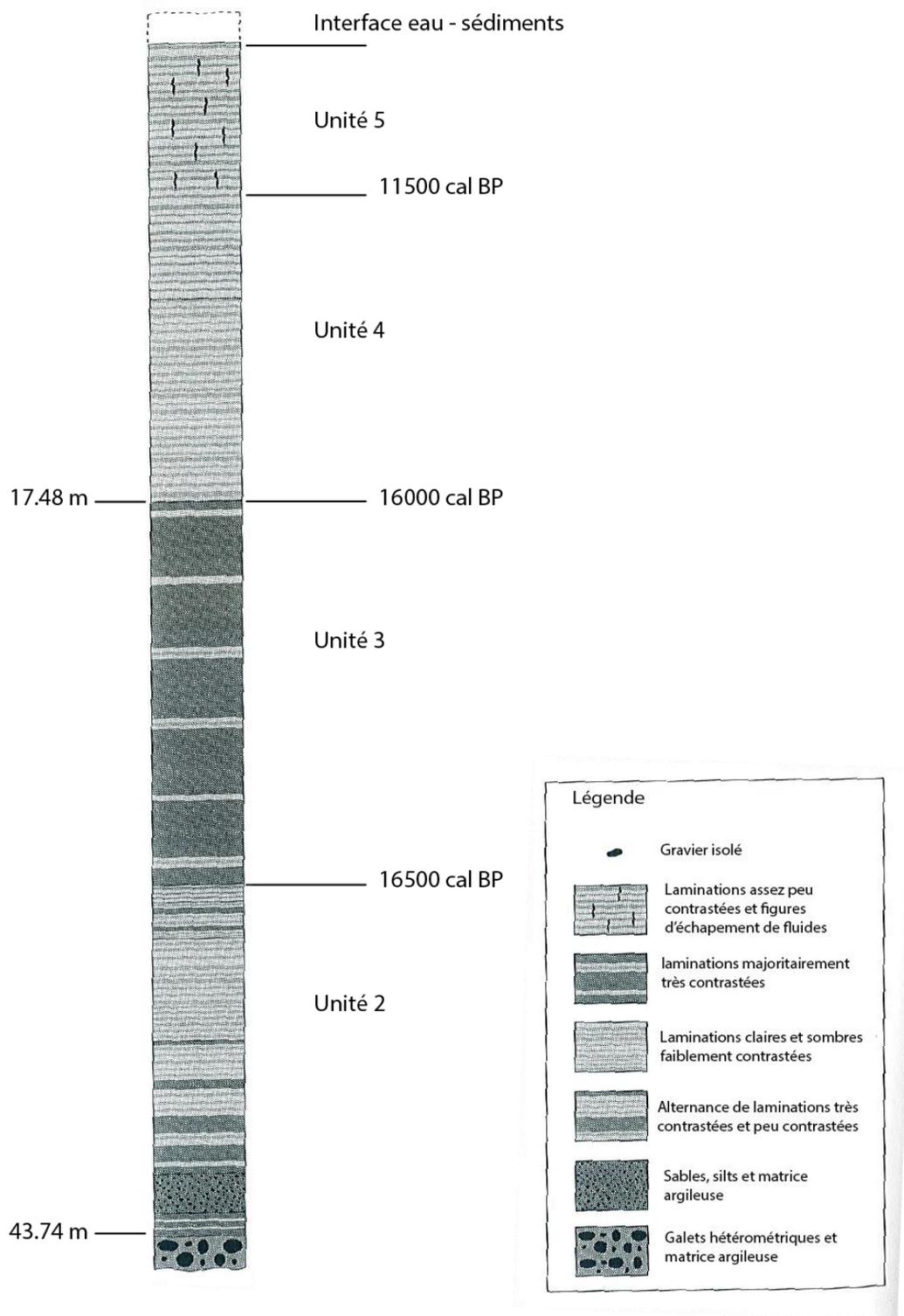


Figure I-38 : Log schématique du forage profond d'Annecy (modifié d'après Manalt, 1998).

Les différentes unités modifiées d'après Van Rensbergen et al. (1998) et Beck et al. (2001) : **L'Unité 1** (Figure I-37, Figure I-38) est composée de molasse ou de calcaire (socle anté-quaternaire).

L'Unité 2 (épaisseur maximale: 150 msec, Figure I-37, Figure I-38) a une distribution axiale avec deux zones de sédimentation maximum (les extrémités nord et sud du «Grand Lac»); cette unité

est sans réflexion dans la partie axiale la plus profonde du remplissage et devient progressivement acoustiquement stratifiée vers les crêtes du bassin; là, les réflecteurs sont subparallèles à bosselée avec une amplitude variable.

Les unités 3 à 5 sont bien développées et stratifiées acoustiquement dans l'ensemble du lac, avec une bonne continuité latérale. L'hypothèse est faite qu'elles ont été déposés dans un lac avec une taille équivalente (voire supérieure) à l'actuel.

L'Unité 3 (épaisseur maximale: 40 ms, Figure I-37, Figure I-38) est un remplissage divergent, présentant un amincissement vers les bords du bassin; les réflecteurs de faible amplitude montrent une bonne à très bonne continuité avec une légère divergence vers l'axe du lac. Les réflecteurs à haute amplitude semblent avoir une extension plus limitée (onlap vers le bord du bassin) et caractérisent la partie axiale plus profonde du remplissage du bassin. Dans le forage d'Annecy, selon les âges AMS 14C et le comptage des varves (Brauer et Casanova, 2001), l'unité 3 est datée d'environ de 16,5 à 16 Varves Years BP.

L'Unité 4 (épaisseur maximale: 80 ms, Figure I-37, Figure I-38) diffère de l'unité 3 à la fois pour sa configuration interne que pour sa géométrie générale. Sur un profil transverse, tous les réflecteurs présentent une bonne continuité de l'axe sur les bords (pas d'onlap); une légère divergence (moins que pour l'unité 3) apparaît également. L'Unité 4 se caractérise aussi par une seule zone de dépôt au Nord-Ouest près de la ville d'Annecy. Dans cette unité, l'arrêt de l'alluvionnement par le Fier est visible. L'ensemble dure de 16 à 11,5 ka cal BP. Le sommet de l'unité 4 (et localement Unité 5) contient des lentilles chaotiques avec des réflexions tordues et perturbées.

L'Unité 5 (épaisseur: 10 ms, Figure I-37, Figure I-38) est un drapé concordant avec des réflecteurs parallèles très continus de faible amplitude. Sa partie inférieure s'épaissit (jusqu'à 30 ms) à la marge nord-ouest. Cette unité peut être détectée dans tout le lac avec une épaisseur presque constante et correspond à l'Holocène (11,5 ky à nos jours).

I.4.2 Le lac du Bourget

Le lac du Bourget est le plus grand lac naturel de France (18 km de long, 2 à 3 km de large et 147 m de profondeur). La vallée du Bourget est située à l'avant du front nord-ouest des Alpes françaises entre le Gros Foug et le Mont du Chat (Figure I-39), deux montagnes de la chaîne du Jura, qui forment la terminaison occidentale du bassin molassique. Le Lac du Bourget est situé entre deux rampes sur un plat, prédisposition pour avoir un lac. Le glacier du Würm a probablement atteint la vallée à environ 65.000 ans. BP, quand une branche du glacier de l'Isère a passé la cluse de Chambéry (Montjuvent and Nicoud, 1988). Une partie de ce glacier a apparemment débordé sur l'anticlinal du mont du Chat. La couverture de glace au maximum de la glaciation atteint une altitude d'environ 1200 m dans cette région (Campy, 1992). Le lac est un vestige d'une grande vallée glaciaire surcreusée, dont la morphologie a été façonnée au cours de la glaciation du Würm.

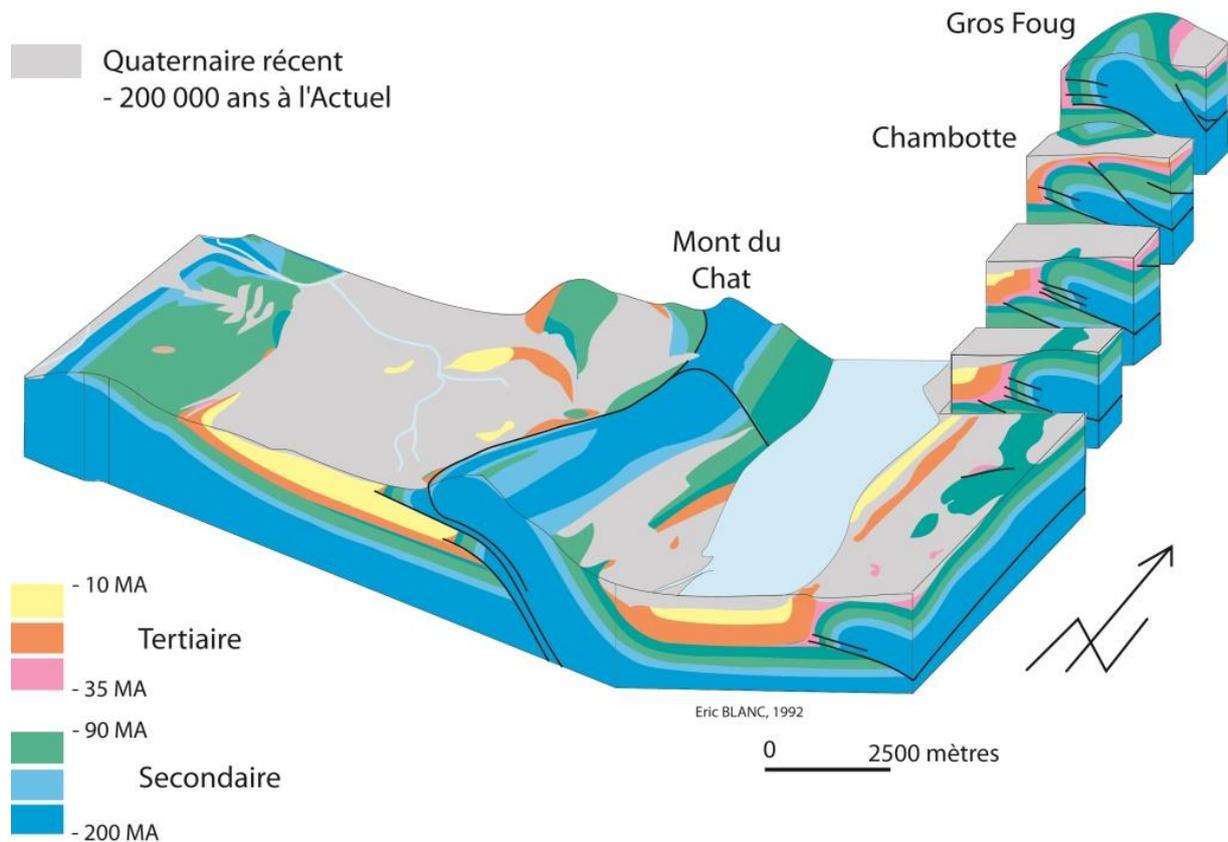


Figure I-39 : Bloc digramme autour du Lac du Bourget de Blanc (1991).

Le val du Bourget constitue le prolongement nord de la cluse étroite de Chambéry et relie les deux vallées les plus importantes dans les Alpes du nord-ouest : celles de l'Isère et du Rhône. Dans cette position, la vallée du Bourget a agi pendant les glaciations quaternaires comme un carrefour pour les grands glaciers du Rhône et de l'Isère cette situation est compliquée par les reliefs des montagnes environnantes qui entravent l'expansion de la masse de glace. Les glaciers ont profondément érodé dans la vallée. Les affleurements quaternaires autour du lac sont principalement constitués de tills remaniés supposés d'âge würmien et d'alluvions récentes. Seulement le long des flancs de la vallée sont conservées des séries lacustres anté wurmienne (Montjuvent and Nicoud, 1987 ; Nicoud et al., 1987).

Actuellement le lac est oligotrophe monomictique chaud. Il est drainé vers le Rhône par le canal de Savières. Le Rhône se décharge dans le lac uniquement pendant les crues. Les principaux affluents sont la Leysse et le Sierroz, mais aujourd'hui le plus grand flux de sédiments se produit en été et provient de la production d'algues (Jenny et al., 2014). Ces rivières drainent la partie occidentale du massif subalpin des Bauges et une partie de la dépression molassique.

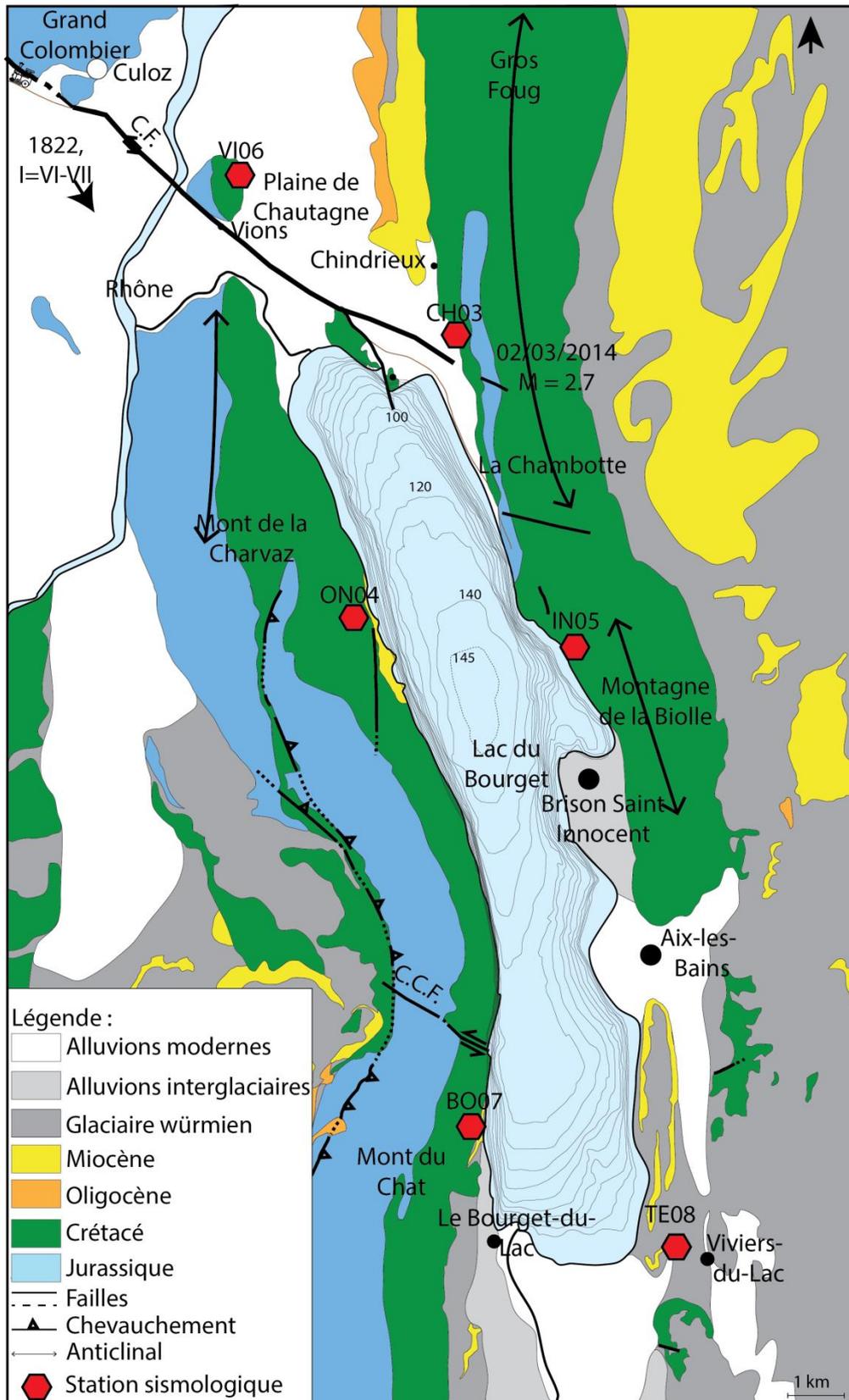


Figure I-40 : Schéma structural du Lac du Bourget. C.C.F. : Faille du Col du Chat ; C.F. : Faille de Culoz ; Localisation des stations sismologiques.

Le remplissage du bassin du Bourget peut être divisé en quatre faciès sismiques principaux (Van Rensbergen, 1999, Figure I-41), numérotés de 2 à 5 de bas en haut (le numéro 1 étant le

substratum anté-quaternaire). Localement, l'unité 2 est divisée en dépôts glacio-lacustres et fluvio-glaciaires. Les âges sont attribués par comparaison avec les faciès sismiques d'Anney.

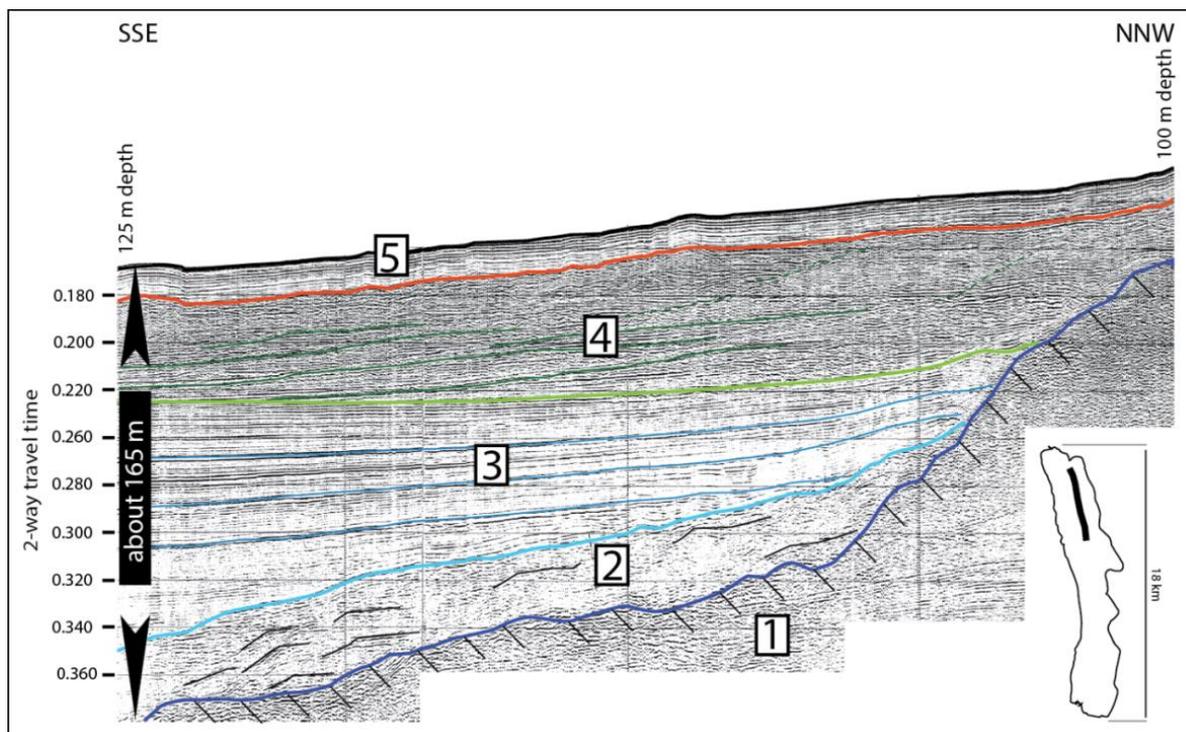


Figure I-41 : Stratigraphie sismique de Haute résolution du Nord du Lac du Bourget. (Basé sur Van Rensbergen et al., 1999). 1: socle pré-Quaternaire (calcaire, grès, etc.); 2: Début de formation du lac, encore en contact avec les glaciers; petits deltas sous-glaciaires ou en front de glacier, remaniement de moraines; 3: "grand" lac "froid", séparé des glaciers; distribution géométriquement régulière et abondante de sédiments détritiques (lessivage des moraines progressivement dégagées sur l'ensemble du bassin versant glaciaire)); 4 : réchauffement progressif et apparition de la stratification thermique estivale; alluvionnement localisé fluvial (ici rhodanien); apparition progressive de constituants liés à l'activité biologique; 5: situation actuelle; sédimentation essentiellement liée à l'activité biologique, additionnée d'un peu d'apports fluviaux fins; décantation depuis la surface ("drapé" lacustre). Les étapes 3 et 4 représentent 80 à 90% du total du remplissage post-LMG et Tardiglaciaire.

L'unité 1 est composée de molasse ou de calcaire (socle anté-quaternaire).

Le faciès de **l'unité 2** correspond à un assemblage de sous-faciès chaotiques à stratifiés de manière irrégulière avec une forme externe irrégulière qui recouvre le substratum. Cette unité est probablement déposée par les eaux de fonte des glaciers sous un corps de glace permanent, ou au contact entre un front du glacier et un premier lac ouvert. L'unité 2 est donc constituée de dépôts glacio-lacustres et fluvio-glaciaires.

Le faciès de **l'unité 3** (débutant probablement vers 16 ka cal BP) est principalement un faciès en libre-réflexion avec réflecteurs discontinus dans la partie la plus profonde du bassin. Une stratification régulière subparallèle se développe à proximité des marges, en onlap. Progressivement, les réflecteurs sont plus continus, de forte à moyenne amplitude, gardant la géométrie en onlap.

Le faciès de **l'unité 4** est un remplissage progradant sigmoïdal directement connecté à de grands affluents (Rhône) qui ont des réflecteurs d'amplitudes variables. L'ensemble dure de 16 à 11,5 ka.

Le faciès de **l'Unité 5** consiste en un drapé concordant, de faible amplitude, avec des réflecteurs continus. Il peut être détecté dans tout le lac avec une épaisseur presque constante et correspond à l'Holocène (11,5 ky à nos jours).

En résumé, la zone où le remplissage post-LGM du lac peut être imagé représente environ 70% de sa surface totale, et la pile sédimentaire (jusqu'à 180 m) offre un cadre chronologique précis pour caractériser la déformation récente. Une partie du Lac du Bourget ne peut être imagé dû à la présence de gaz dans le lac. En effet le Nord, le Sud et la partie autour d'Aix les Bains ne peut être imagées. Le gaz est dû à la décomposition de la matière organique arrivant dans le lac par les différents affluents.

Dans la partie centrale la plus profonde du lac, le haut de l'unité 4 est dominé par une épaisse lentille chaotique et transparente (maximum de 30 ms TWT) qui a été nommée par Chapron et al. (1996) "l'Unité Déstructurée d'Hautecombe" (HDU). Situé à l'extrémité distale du delta du Rhône et couvrant environ 8 km², l'HDU résulte d'un écroulement rocheux potentiellement provoqué par un important événement sismique. Pendant la période de sédimentation rhodanienne (flux terrigènes, unité 4), il y avait une instabilité potentielle forte qui explique les nombreux dépôts de transport de masse dans le lac.

Il est à noter que localement au niveau de la Baie de Grésine un remplissage particulier a été mis en évidence. Une unité constituant la majeure partie des réflexions présentes dans la baie de Grésine sont légèrement inclinées vers l'axe le centre du lac et en onlap contre le substrat à l'est du bassin. Cette unité correspond à des dépôts de l'interglaciaire Riss-Würm (Eemien), décrit par Chapron (1999), c.-à-d. ces sédiments ont été déposés dans le "paléo-lac de Chautagne" et sont supposés être contemporains des argiles d'Eybens de la vallée du Grésivaudan (Montjuvent et Nicoud, 1987). Dans ce secteur particulier, les Unités 2 et 3 sont absentes. L'unité 5 et probablement une partie de l'unité 4 drapent la baie.

I.4.3 Les failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat

I.4.3.1 Faille du Vuache.

La faille du Vuache est un accident majeur recoupant l'ensemble du bassin molassique, de la zone subalpine au Jura interne sur plus de 37 km de longueur. Cette faille est un décrochement sénestre qui semble fonctionner depuis le début de la tectonique compressive dans l'avant-pays alpin. Cette faille est clairement associée à de la sismicité: un événement sismique ($M_l = 5,3$) a eu lieu le 15 Juillet 1996 près d'Annecy (Thouvenot et al, 1998), et plusieurs autres tremblements de terre ont secoué la région auparavant comme le montre sa sismicité historique notable (voir le catalogue de SISFRANCE www.sisfrance.net ou publications telles que Sambeth and Pavoni, 1988).

D'après Donzeau et al. (1998) La faille du Vuache peut se suivre sur environ 100 km depuis le lac d'Annecy jusqu'au front du Jura et se traduit dans la couverture par un décalage sénestre. Son trajet dans la couverture est jalonné par des relais de failles complexes entre des parties linéaires. Le relais de failles transpressif Léaz-Champfromier (Figure I-42, Figure I-43) est interprété comme jalonnant l'extrémité nord d'un « tîreté » de la faille.

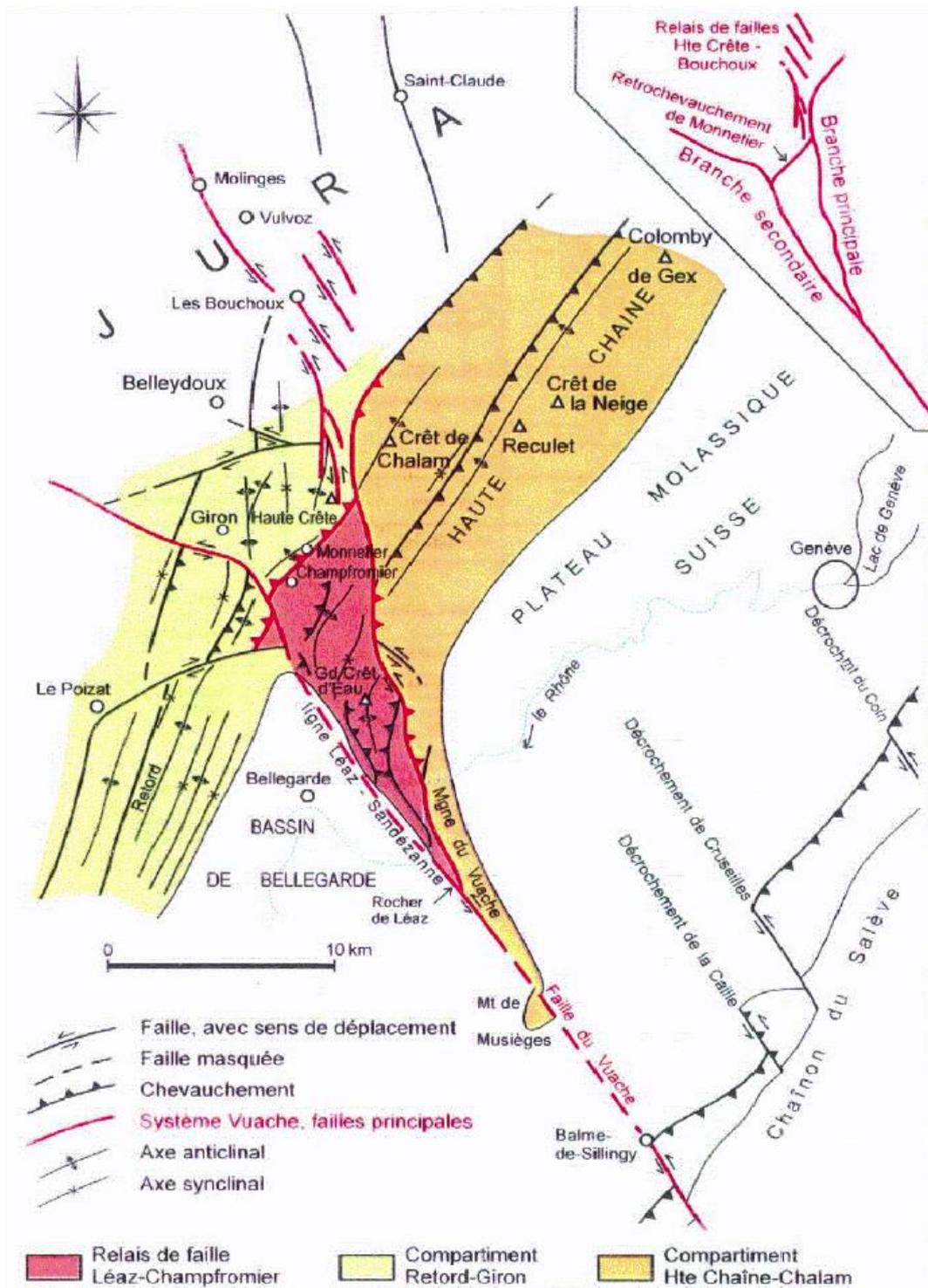
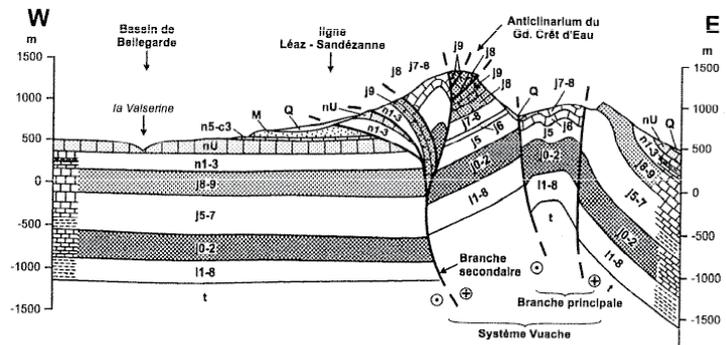


Figure I-42 : Carte de l'extrémité Nord de la faille du Vuache de Donzeau et al. (1998).

Q	Quaternaire
M	Oligo. sup. - Mio. inf. (Molasse)
n5-c3	Crétacé supérieur <i>p.p.</i>
nU	Hauterivien sup. - Aptien inf. <i>s.l.</i> (faciès urgonien)
n1-3	Néocomien
j8-9	Kimméridgien sup. - Tithonien
j5-7	Oxfordien moy. - Kimméridgien inf. (y.c. J3-4, très mince)
j0-2	Dogger
l1-8	Lias
t	Trias



⊕ | ⊖ Décrochement dextre

⊖ | ⊕ Décrochement senestre

Figure I-43 : Coupe géologique au Nord de Léaz de Donzeau et al. (1998).

Thouvenot et al. (1998) posent le postulat que l'événement de 1839 (Figure I-44) était situé sous Annecy, celui-ci correspondrait à la rupture du segment oriental de la faille du Vuache tandis que l'événement du 15 juillet 1996 correspondrait à une zone de rupture située au NO de la précédente (Figure I-44) et s'est arrêtée au niveau de la Mandallaz. Au nord-ouest, l'événement de 1936 et, dans une moindre mesure, celui de 1975 ont probablement rompu un segment au Sud-Est de la montagne du Vuache. Le segment central de la faille, entre les monts du Vuache et de la Mandallaz, doit être désigné comme un site probable pour d'autres tremblements de terre d'une magnitude comparable à celui du séisme Epagny, faute de fluage reconnu.

La caractéristique la plus frappante de la sismicité le long de la faille du Vuache est la quiétude apparente de son segment central, entre la montagne de la Mandallaz et la fin SE de la montagne du Vuache, en effet on ne note pas de séismes historiques le long de ce segment de 12-km de long (Figure I-44).

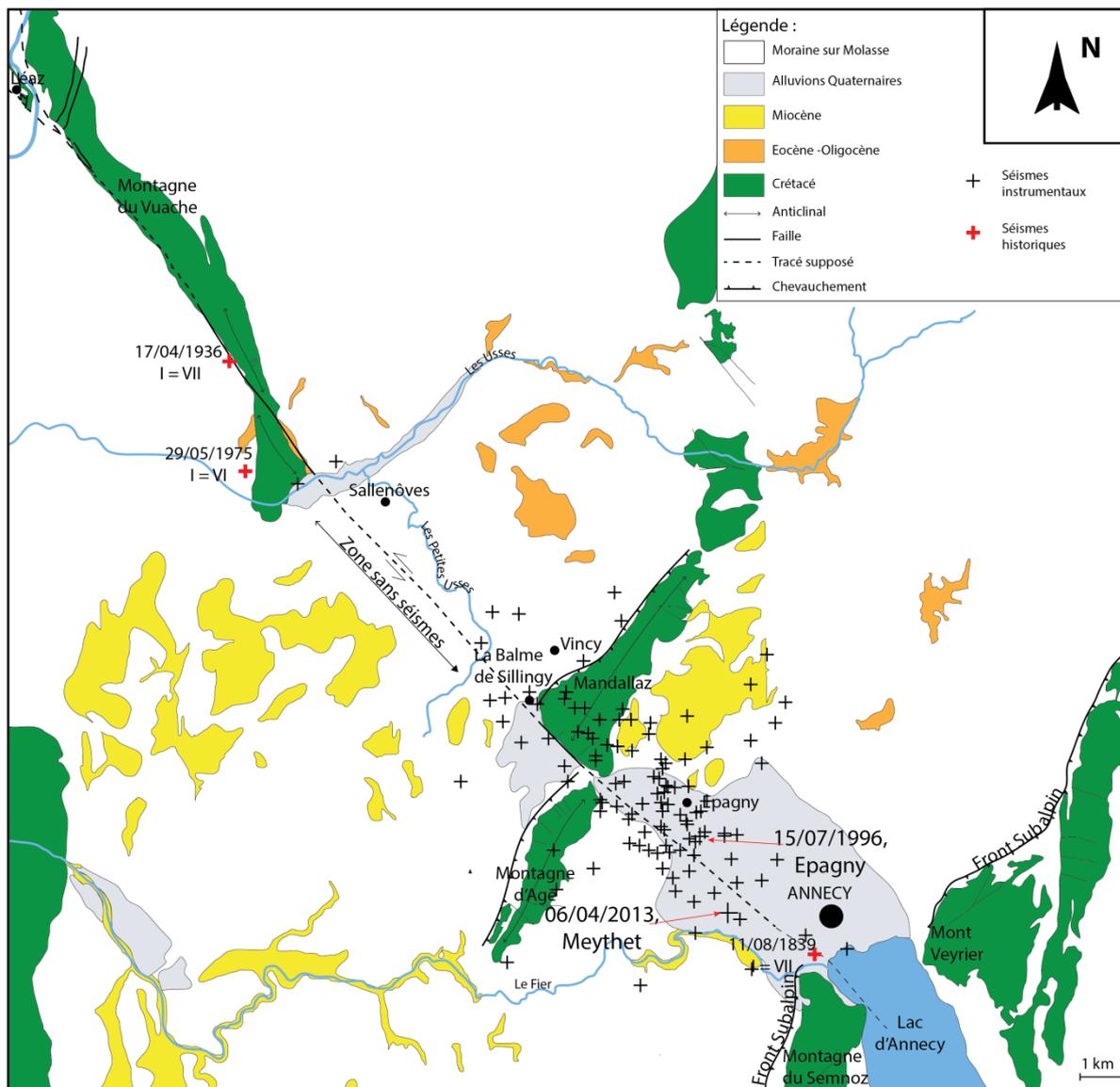


Figure I-44 : Schéma structural de la faille du Vuache avec les séismes historiques (base SISFRANCE) et la sismicité instrumentale de SISMALP (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>) depuis 1980.

Compte tenu de sa longueur, et en prenant en compte les lois d'échelle (par exemple Scholz, 1990), ce segment de 12 km de long pourrait être rompu par un événement de magnitude allant jusqu'à 6, avec environ 20 cm de glissement cumulé (Baize et al., 2011). Thouvenot et al. (1998) donnent une estimation de la vitesse de glissement de $0,08$ à 3 mm an^{-1} , le temps de récurrence d'un tel événement a de grandes incertitudes, et se situe entre 70 et 2500 ans (Baize et al, 2011). La sismicité historique suggère que le temps de récurrence dépasse 200 ans, et peut-être 600 ans.

Un réseau GPS, installé en 2000, a donné un premier résultat du champ de vitesse autour de la faille: le déplacement différentiel de deux stations de chaque côté a été estimé à près de $1 \pm 0,2 \text{ mm / an}$, avec une parfaite cinématique senestre le long de la direction NW-SE (Walpersdorf et al., 2006). Baize et al. (2011) contredisent ces résultats, qu'ils pensent surestimer et donnent d'un taux de glissement à long terme de 0.15 à 0.4 mm / an .

Une autre hypothèse formulée par Thouvenot et al. (1998) serait que l'événement de 1839 ait rompu exactement sur le même segment que l'événement de 1996. Ces auteurs considèrent cette hypothèse peu probable car les dommages après le tremblement de terre 1996 ont été plus sévères qu'après l'événement de 1839. Selon cette hypothèse le temps de récurrence serait d'environ 150 ans.

Le tremblement de terre d'Epagny de 1996 a été remarquable, tant par son ampleur de 5,3, une valeur inhabituelle pour une sismicité régionale modérée, que par les nombreuses répliques ressenties pendant plusieurs mois.

Thouvenot et al. (1998) suggère que la faille du Vuache pourrait être enracinée dans le socle cristallin en faisant un coude entre la faille de couverture et la faille de socle et que cette géométrie pourrait conditionner la survenance d'événements rares, M 6, sur les segments les plus longs et les plus calmes sismiquement de la faille du Vuache.

I.4.3.2 Faille de Culoz

La faille de Culoz s'étend depuis le Jura (Figure I-45), dans l'Ain jusqu'à la plaine de la Chautagne, au Nord du Lac du Bourget (Savoie). Deux autres failles, ayant la même direction, sont également présentes : la faille de Cessens et la faille de La Chambotte. Ces deux failles recoupent l'anticlinal du Gros Foug. Des séismes historiques connus, sont associés sur cette faille comme le séisme profond du 19 février 1822, qui a eu une intensité épacentrale de VII - VIII (Vogt and Godefroy, 1979). La localisation précise de cette faille active n'est pas connue, sa terminaison Sud-Est reste notamment à déterminer.

La faille de Culoz, d'après les cartes géologiques (Figure I-45), commence au Nord à Assin (6 km au Nord-Ouest de Culoz) se poursuit jusqu'à Culoz. Elle continue à l'Est de la plaine de la Chautagne.



Figure I-45 : Cartes géologiques du Nord du lac du Bourget, présentant les failles de Culoz, de Cessens et de la Chambotte (Gidon et al., 1970, Kerrien et al., 1990).

D'après Bergerat (1978) la faille de Culoz (Figure I-46) s'étend sur une centaine de kilomètres, des environs de Nantua à Culoz et se prolongeant probablement par le décrochement de Cessens au-delà du Lac du Bourget. Bergerat (1978) étudie les limites paléogéographiques, les traces de mouvements, ainsi que la géométrie des structures pour préciser la cinématique et la localisation de la faille de Culoz.

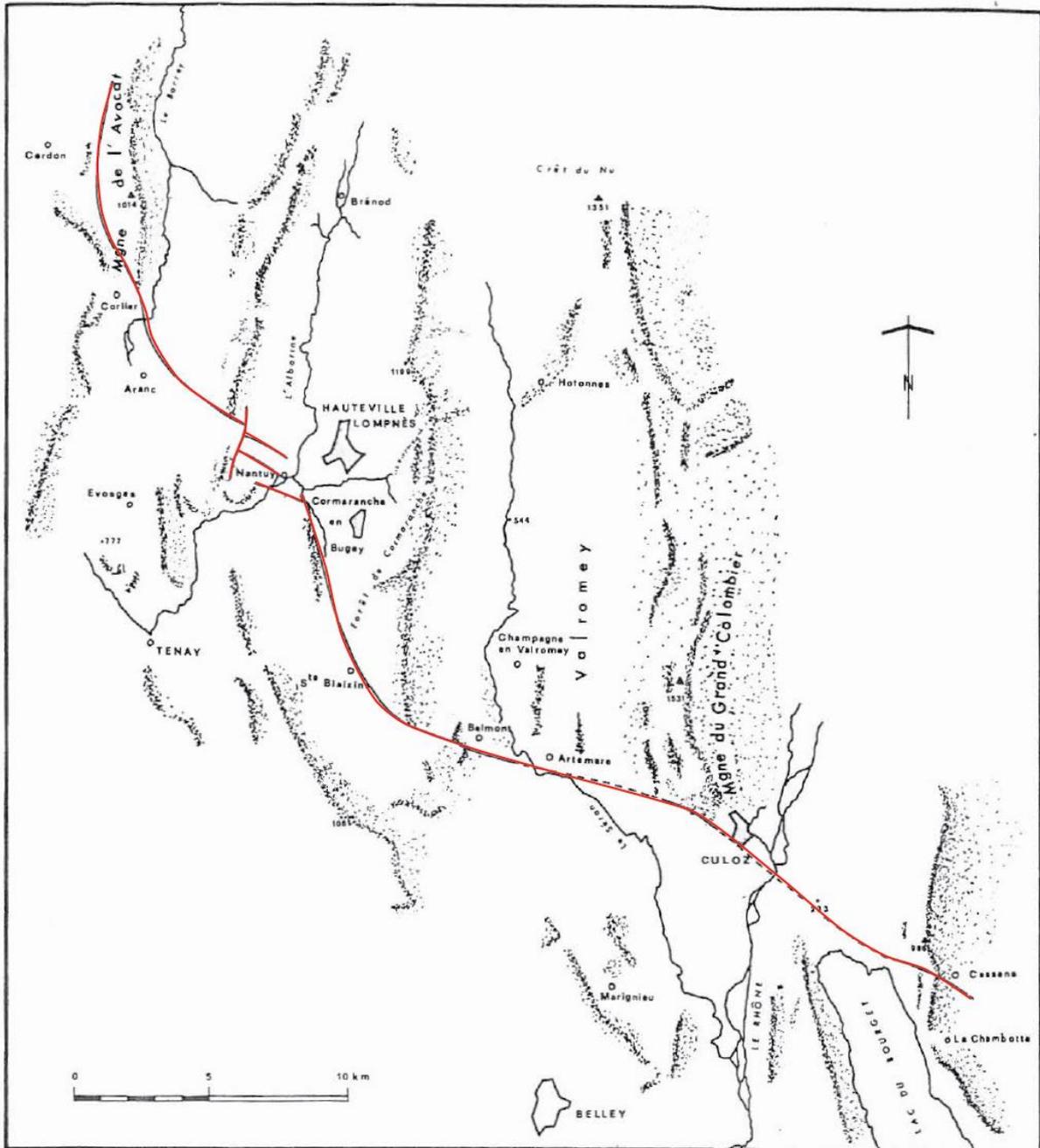


Figure I-46 : Carte de la faille de Culoz d'après Bergerat (1978). Montrant le tracé de la faille de Culoz depuis la Montagne de l'avocat jusqu'à Cessens.

D'après Philippe (1995), la faille de Culoz a deux branches principales au Nord (Figure I-47). La première branche vient se raccorder sur le chevauchement associé à l'anticlinal du Grand Colombier. La deuxième branche vient se raccorder au chevauchement associé à l'Anticlinal de Virieu.

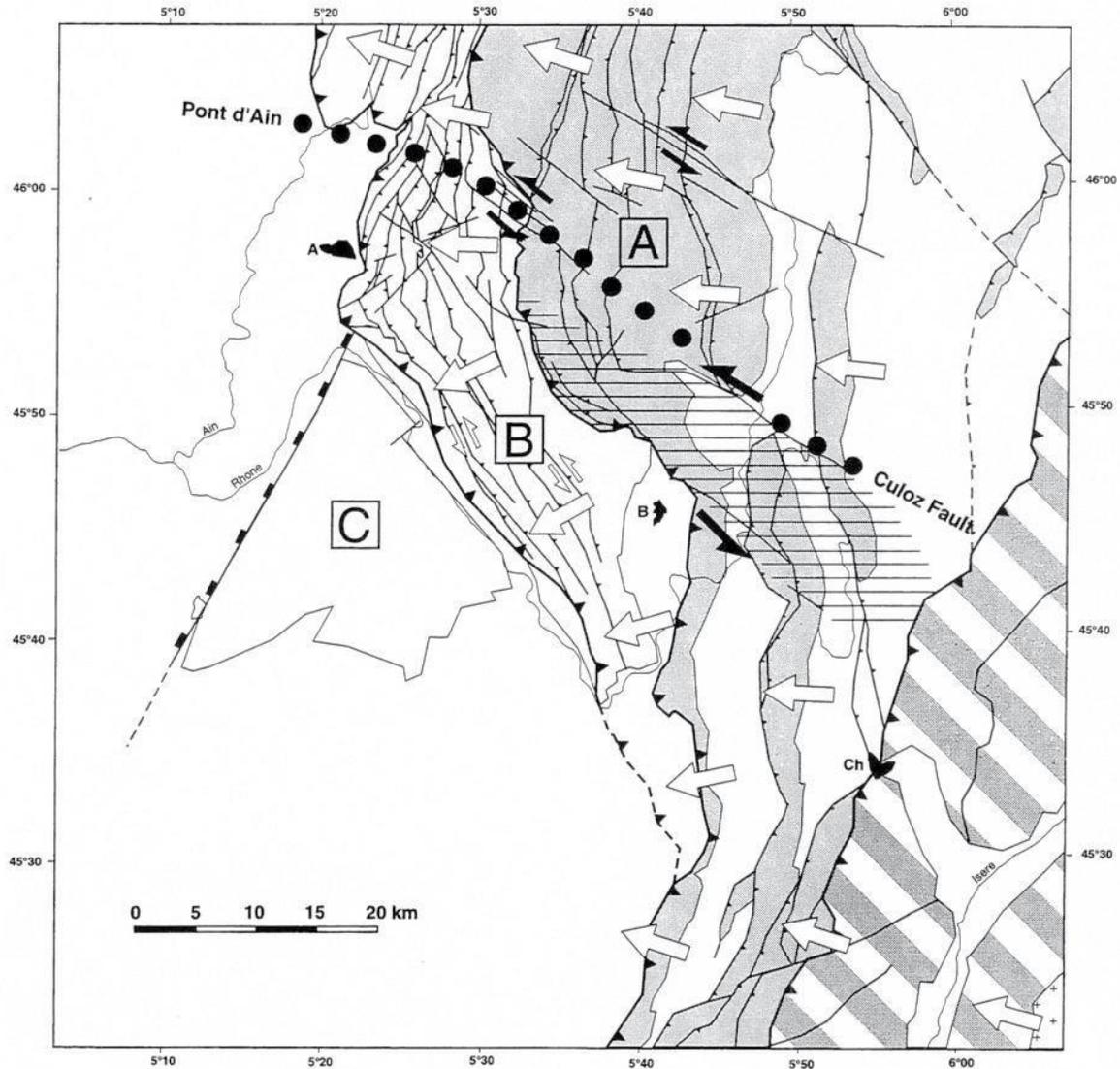


Figure I-47 : Carte cinématique du Jura Méridional de Philippe (1995) montrant la faille de Culoz. A : Ambérieu en Bugey ; B : Belley ; Ch : Chambéry. A : Jura interne ; B : Jura externe ; C : Ile Crémieu.

Ces différentes terminaisons posent la question de savoir si la faille de Culoz se raccorde à un chevauchement. Si oui auquel, celui-ci peut être actif.

La faille de Culoz est considérée jusqu'à présent comme une faille de transfert dans le Jura. Son enracinement pose la question de son raccordement à un chevauchement de socle sous le Jura Interne.

I.4.3.3 Faille du Col du Chat.

L'activité néotectonique de la faille du Col du Chat (Figure I-48) est bien moins connue, le séisme historique de novembre 1956 ressenti à Aix-les-Bains avec une intensité de IV (Gidon, 1957) est toutefois associé à cette faille. La faille du Col du Chat s'étend de l'Ouest de la Montagne du Chat et traverse cette montagne au niveau du col. Sur la carte géologique (Figure I-48), la faille du Col du Chat ne ferait pas plus de 3 km. Une des questions est de savoir si cette faille est une faille de transfert entre les deux parties de l'anticlinal Epine – Chat, ou si cette faille est enracinée dans le socle.



Figure I-48 : Carte géologique (Gidon et al., 1963) du Sud du Bourget montrant la faille du Col du Chat.

I.5 Implications pour l'aléa sismique

Le modèle de déformation à prendre en compte est une question clé dans l'évaluation de l'aléa sismique. En effet, la détermination du potentiel sismique d'une faille dépend de plusieurs facteurs, la longueur de la faille mise en jeu ainsi que sa surface (Tableau II et Tableau III). La surface des failles va dépendre de leur enracinement. Une faille se situant uniquement dans la couverture va avoir une superficie inférieure à une faille qui est enracinée. Un chevauchement avec un niveau de sel comme niveau de décollement engendrera de moins fort séisme qu'un chevauchement sans niveau de sel. En effet, le sel permet un certain fluage au niveau du chevauchement. Un chevauchement de socle aura une plus grande surface de rupture qu'un chevauchement qui n'est pas de socle. Le chevauchement de socle permettra donc des séismes plus importants sur celui-ci (Tableau III).

Magnitude (Mw)	Surface de faille rompue (km ²)	Longueur de faille crustale rompue (km)	Glissement (m)
5	15	≈ 4	0,05-0,1
6	100	10-12	0,3-0,5
7	750	40-50	1-2
8	5 000	200	10

Tableau II : Relation entre la magnitude du séisme et la taille de la faille qui a rompu et la quantité de glissement produit sur la faille, d'après Wells and Coppersmith (1994).

Type de Failles	Magnitude de moment (Mw)
Chevauchement avec niveau de sel (Jura interne)	-
Faille décrochante de couverture	+
Faille décrochante enracinée	++
Chevauchement sans niveau de sel (Sud du Jura)	+++
Chevauchement de socle	++++

Tableau III : Relation entre le type de faille pour un séisme et la force de ce dernier (la magnitude). Un chevauchement au Sud du Jura risque de provoquer un séisme de plus forte magnitude qu'un séisme ayant lieu sur une faille décrochante de couverture.

Pour évaluer la contribution des failles au calcul de l'aléa sismique il est donc important de connaître la longueur des failles. Leurs terminaisons septentrionales sont :

- Pour la faille du Vuache : au front du Jura interne ou à Bellegarde sur Valserine
- Pour la faille de Culoz : au Front du Jura interne ou au Grand Colombier.
- Pour la faille du Col du Chat : à l'Ouest du Mont du Chat.

La question de la possibilité que ces failles se raccordent à un chevauchement également importante.

Leurs terminaisons méridionales ne sont pas très bien connues ; elles sont :

- À Annecy pour la faille du Vuache, mais se poursuit-elle dans le lac ?
- Dans la plaine de la Chautagne, pour la faille de Culoz, mais se prolonge-t-elle dans le Lac du Bourget, rejoint-elle les failles de Cessens et de la Chambotte ?
- À l'Est du Mont du Chat, pour la faille du Col du Chat, mais se poursuit-elle dans le lac et jusqu'au Viviers du lac ?

Une autre question importants dans le calcul de l'aléa sismique est la profondeur des failles. Ces failles sont-elles des failles de transfert dans le Jura, donc des failles de couverture, n'atteignant pas le socle anté-triasique ou sont-elles des failles de socles se raccordant à des chevauchements de socle ?

Chapitre II. Méthodes employées

L'objectif de ce chapitre est de présenter les concepts associés aux principales méthodes géophysiques utilisées durant cette thèse et leur applicabilité pour la caractérisation de l'activité des failles. Sont détaillées ci-dessous les méthodes de tomographie de résistivité électrique, de sismique réflexion lacustre ainsi qu'industrielle et de sismologie.

Au premier ordre, les campagnes d'exploration géophysiques des failles peuvent être divisées en deux catégories qui dépendent de l'échelle d'investigation. Pour les investigations en profondeur (de 100 m à plusieurs km), l'intérêt principal est de reconnaître la géométrie des failles en profondeur (par exemple définir la manière dont elles s'enracinent) ou analyser les relations géométriques avec d'autres failles en profondeur. Pour les campagnes plus superficielles (jusqu'à une centaine de mètres), les objectifs principaux sont plutôt de fournir des évidences de déformation tectonique dans les couches les plus récentes proches de la surface et donc de caractériser et quantifier l'activité des failles étudiées.

II.1 Tomographie de résistivité électrique

C'est une méthode géophysique de plus en plus utilisée car méthode facile et rapide à mettre en œuvre pour obtenir une image du sous-sol. De plus, la disponibilité de codes d'inversion robustes (Loke et Barker, 1996) et le développement de dispositifs robustes, pratiques et rapides (Dahlin, 1993) la rendent plus accessible.

II.1.1 Principes

II.1.1.1 Généralités

Selon la loi d'Ohm (1827), la résistance électrique est donnée par le rapport entre le potentiel V appliqué aux bornes d'un matériau de dimension finie par le courant I :

Équation 1 :

$$R = \frac{U}{I}$$

Avec R la résistance en Ω , I l'intensité du courant électrique (A) et U , la différence de potentiel (V).

La résistivité du sol est utilisée au lieu de la résistance car cette dernière ne dépend pas de la géométrie du corps traversé par le courant électrique. En effet, pour une longueur différente du même matériau, deux échantillons n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons avec des matériaux différents peuvent avoir une même résistance.

Équation 2 :

$$R = \rho \frac{L}{A}$$

Avec L , la longueur (en m) du prisme rectangulaire, A sa section en m^2 et ρ la résistivité en $\Omega.m$.

La mesure de la résistivité du sol ρ (en $\Omega.m$) caractérise ainsi la capacité du courant électrique à circuler dans le milieu naturel.

La tomographie de résistivité électrique consiste à faire circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes d'injection et à mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes, appelées électrodes de potentiel. La résistivité apparente du sol étudié est déterminée car l'intensité du courant injecté est connue et la différence de potentiel est mesurée. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration des électrodes de courant et de potentiel.

Un panneau électrique est une coupe verticale pseudo-continue (discrétisée par l'ensemble de points de mesure du profil) de la résistivité du sous-sol au droit du profil. Il existe différents procédés ou configurations permettant d'obtenir un panneau. Dans toutes les configurations qui suivent, le courant est injecté via deux électrodes A (pôle +) et B (pôle -). La différence de potentiel est mesurée entre les deux électrodes de mesure, les électrodes M et N. Les électrodes sont toujours séparées par la même distance, choisie en fonction de la profondeur d'investigation et la résolution désirée. Pour un profil de longueur L, la profondeur de pénétration interprétable vaut toujours à peu près L/8. Cette profondeur varie également en fonction de la configuration utilisée. I correspond à la mesure d'intensité et V à la mesure de la tension.

Les configurations utilisées sont détaillées ci-dessous. La configuration dipôle-dipôle a été effectuée de façon systématique pour les profils, car elle est plus sensible à la détection de structures verticales. Ces profils ont ponctuellement été couplés avec des acquisitions en Wenner-Schlumberger, plus sensibles aux structures horizontales et donc adaptés à la recherche de marqueurs horizontaux décalés. Quand cela a été possible, les configurations pôle-pôle et dipôle-pôle ont été réalisées afin d'acquérir des images plus profondes. Si la géométrie a priori du milieu est inconnue, un dispositif Wenner-Schlumberger est certainement adapté.

II.1.1.2 Configuration Wenner

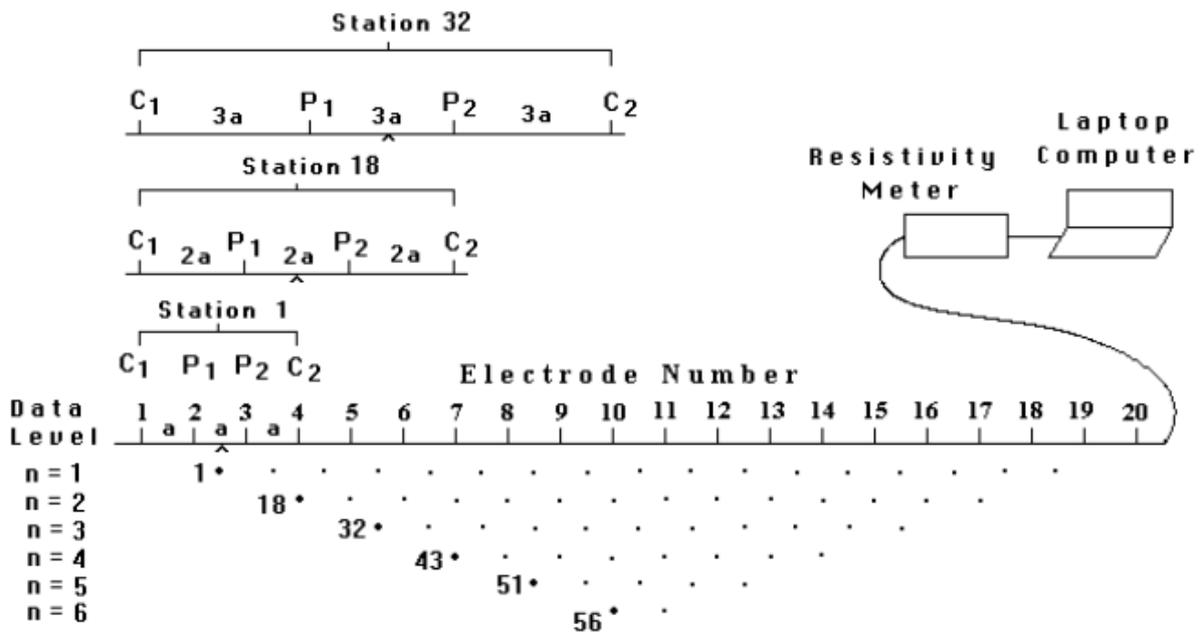
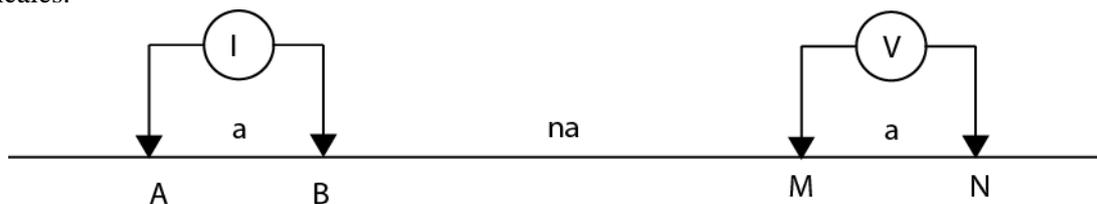


Figure II-1 : Séquence de mesure pour une configuration Wenner avec 20 électrodes (Loke, 2001).

La Figure II-1 issue de Loke (2001) représente une séquence des mesures pour une configuration Wenner avec 20 électrodes. « a » est l'espacement entre les électrodes adjacentes. Pour la première mesure, les électrodes n° 1, 2, 3 et 4 sont utilisées. Les électrodes C1 et C2 sont les électrodes de courant et P1 et P2 les électrodes de potentiel. Pour la seconde mesure, les électrodes nombre 2, 3, 4 et 5 sont utilisées pour C1, P1, P2 et C2 respectivement. Ceci est répété sur la ligne d'électrodes jusqu'à ce que les électrodes 17, 18, 19 et 20 soient utilisées pour la dernière mesure avec un espacement de "1a". Pour un système avec 20 électrodes, il faut noter qu'il y a 17 (20 - 3) mesures possibles avec un espacement de "1a". Après avoir terminé la séquence de mesures avec un espacement de "1a", une séquence de mesures avec un espacement d'électrodes de "2a" est effectuée. Les premières électrodes 1, 3, 5 et 7 sont utilisées pour la première mesure. Les électrodes sont choisies de telle sorte que l'espacement entre des électrodes adjacentes soit de "2a". Pour la seconde mesure, les électrodes 2, 4, 6 et 8 sont utilisées. Ce processus est répété jusqu'à ce que la ligne d'électrodes 14, 16, 18 et 20 soit utilisée pour la dernière mesure avec un espacement de "2a". Pour un système avec 20 électrodes, noter qu'il y a 14 (20 - 2x3) mesures possibles avec un espacement de "2a".

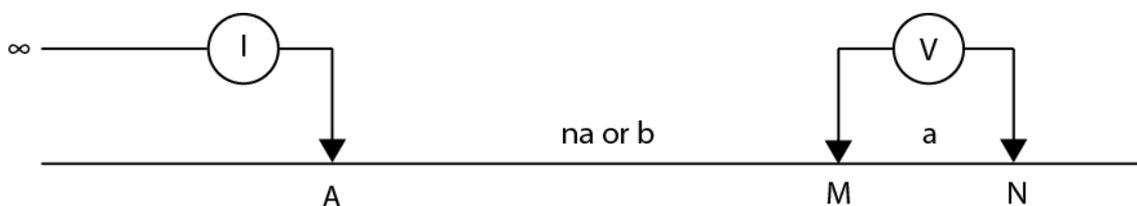
II.1.1.3 Dipôle - dipôle

La configuration dipôle-dipôle est une des plus pratiques sur le terrain, en particulier pour les grandes distances. La convention pour la matrice dipôle-dipôle est représentée ci-dessous : l'espacement de courant et de tension est le même, et la distance entre eux est un multiple entier de a. Cette configuration est très sensible aux variations latérales de résistivité, mais relativement insensible aux variations verticales de la résistivité. Cette méthode permet donc de mieux imaginer les structures verticales.



II.1.1.4 Dipôle - pôle

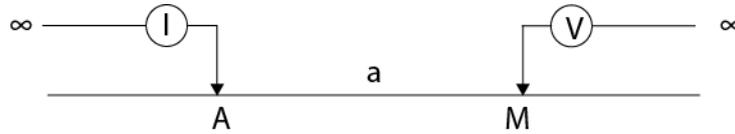
Cette configuration a une bonne couverture horizontale, elle permet de mieux imaginer en horizontal. Elle a une intensité de signal plus élevée que pour la configuration dipôle-dipôle et est moins sensible au bruit tellurique que la configuration pôle - pôle. Cette configuration est asymétrique ce qui influence parfois l'inversion. Pour éviter cela, cette configuration est faite deux fois en « forward » et « reverse ». Seule l'une des électrodes de courant, l'électrode A, est placée à « l'infini », c'est-à-dire à grande distance (au moins 3 fois la longueur du profil), la configuration et la résistivité apparente sont comme indiquées :



II.1.1.5 Pôle - pôle

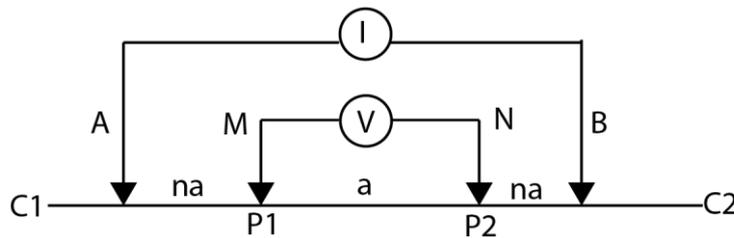
Dans cette configuration deux électrodes sont placées à « l'infini ». Elles sont placées perpendiculairement au profil de base. Le pôle est situé à trois fois la moitié de la longueur du profil pour pouvoir être considéré comme étant à l'infini. Cette méthode est plus particulièrement utilisée pour avoir une bonne profondeur d'investigation. Selon Loke (2001), cette configuration a la

couverture horizontale la plus large, ainsi que la profondeur d'investigation la plus profonde, mais la résolution est moins bonne.



II.1.1.6 Wenner - Schlumberger

L'écart entre les électrodes est conservé sur tout le linéaire du profil, le dispositif est sensible à la variation des structures horizontales et verticales (Dahlin & Zhou, 2004), le dispositif atteint une profondeur d'investigation supérieure (10%) à la moitié du plus grand écart entre les électrodes. Ce dispositif est un bon compromis entre le dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et le dipôle-dipôle (sensible aux structures verticales).



II.1.1.7 Comparaison des différentes configurations

En imagerie électrique, la résolution spatiale est une fonction complexe de la distance entre les électrodes, la distribution de la résistivité, la forme et la profondeur de l'objet, le type de tableau et la quantité de bruit, de sorte qu'il est difficile de fournir un chiffre exact. Selon Loke (2001), une limite inférieure pour la résolution horizontale près de la surface serait la distance entre les électrodes et pour la résolution verticale, la moitié de la profondeur du profil. La profondeur de pénétration (Tableau IV) pour la tomographie électrique dépend du réseau utilisé et de la longueur des profils, mais aussi de la structure de résistivité.

	Wenner-Schlumberger	Dipôle-dipôle	Pôle-pôle	Pôle-dipôle
Sensibilité aux structures horizontales	++	+	++	++
Sensibilité aux structures verticales	++	++++	++	+
Profondeur d'investigation	++	+++	++++	+++
Couverture horizontale des données	++	+++	++++	+++
Force du signal	+++	+	++++	++

Tableau IV : Comparaison des caractéristiques théoriques des configurations d'acquisition de résistivité électrique, (++++) forte résolution, et (-) faible résolution. (D'après Dahlin and Zhou., 2004 et Samouëlian et al, 2005).

II.1.1.8 Résistivités des matériaux naturels

La résistivité des roches sédimentaires communes et les matériaux du sol sont présentés dans le Tableau V. Dans la zone d'étude, seuls des roches sédimentaires sont présentes.

Matériel	Résistivité ($\Omega.m$)
Conglomérats	2000 - 10^3
Calcaires	50 - 10^7
Marnes	3 - 10
Argiles	1 - 100
Formations alluvionnaires et sables	10 - 800
Sol	8 - 33
Terre végétale	250 - 1700
Graviers (sec)	1400
Graviers (saturés)	100
Sable quaternaire/récent	50 - 100
Argile sableuse / Sable argileux	30 - 215
Sable et graviers	30 - 225

Tableau V : Résistivités des matériaux géologiques communs (d'après Reynolds., 1997)

Dans les roches, les valeurs de résistivité sont en grande partie dépendantes de la porosité des roches, de la saturation en eau et de la salinité de l'eau contenue. Par exemple, les roches calcaires, si elles sont fracturées et saturées en eau, présentent une gamme de résistivité large. Par contre si elles sont sèches, elles présenteront des valeurs de résistivité très élevées. Pour les sédiments qui ont une composition variable, la résistivité peut refléter les proportions variables des matériaux constitutifs (Tableau V). Les valeurs de résistivité classique d'un sable (sec) sont d'environ 100 $\Omega.m$ et diminuent avec la teneur en argile. L'argile pure a une valeur de l'ordre de 1 à 10 $\Omega.m$ (Reynolds, 1997). La résistivité électrique est un paramètre robuste dans les couches quaternaires, en particulier dans l'environnement alluvial, où les matériaux communs (gravier, sables, argiles,) présentent des contrastes de résistivité élevés. Par conséquent, la résistivité électrique peut permettre de distinguer différentes formations quaternaires, donc de détecter des décalages indiquant des déformations tectoniques récentes, et de cartographier les contacts anormaux entre des formations rocheuses et des couches quaternaires.

II.1.1.9 Interprétation des pseudo-sections et modèles de résistivité

- Définition d'une pseudo-section

La première étape dans l'interprétation des données en tomographie électrique consiste à construire une pseudo-section. Une pseudo-section est une représentation de la distribution des résistivités mesurées dans le sous-sol. La couleur d'un point sur la pseudo-section représente donc la valeur de la résistivité apparente (Edwards 1977).

-Le modèle d'inversion

L'inversion des données est nécessaire pour obtenir une section interprétée de résistivité à travers la structure du sous-sol (Loke, 1997). Toutes les méthodes d'inversion tentent essentiellement d'obtenir le meilleur jeu de paramètres expliquant des données observées.

Le logiciel res2dinv, écrit par Loke (1997), a été utilisé, pour réaliser des inversions. Ce programme d'inversion peut être utilisé pour différentes configurations d'électrodes (Wenner, Dipôle-Dipôle, ...).

Plusieurs méthodes d'inversion (robuste, moindres carrées, simple ...) sont fournies avec le logiciel et il est conseillé d'en tester plusieurs afin de choisir celle qui correspondra le mieux au terrain. Le logiciel permet de supprimer les mesures « aberrantes » afin qu'elles ne soient pas incluses dans le calcul du modèle. Il existe deux types d'erreurs : systématiques et aléatoires. Les erreurs systématiques se produisent lorsqu'un problème surgit au cours de l'acquisition des données (problèmes de câbles, mauvais contact entre le sol et les électrodes). Les erreurs aléatoires concernent les paramètres que l'on ne peut pas contrôler (variation diurne, tempête magnétique) et qui sont plus difficiles à mettre en évidence.

-Pseudo-section calculée

Cette image utilise la distribution des résistivités calculées à partir du modèle. Il donne la résistivité apparente que l'on aurait mesurée si l'on avait une distribution de résistivités du sous-sol identique au modèle calculé. Le logiciel compare ensuite la pseudo-section mesurée et modélisée et fournit l'erreur entre les deux exprimée en pourcentage (le RMS : root mean square). L'inversion consiste à minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et calculée.

Par ailleurs, les contraintes fournies par les variations topographiques ont été incorporées dans le traitement d'inversion, lorsque cela a été nécessaire.

II.1.2 Les appareils et configurations utilisés durant ce travail

Les mesures ont été menées avec un dispositif multi-électrodes 2D, en utilisant plusieurs appareils : soit un SYSCAL PRO avec 48 électrodes (Figure II-2) séparées par 10 m, soit un SYSCAL PRO avec 96 électrodes espacées de 10 m, soit un SYSCAL KID de 24 électrodes espacées de 3 m et un ABEM de 72 électrodes espacées de 10 m.

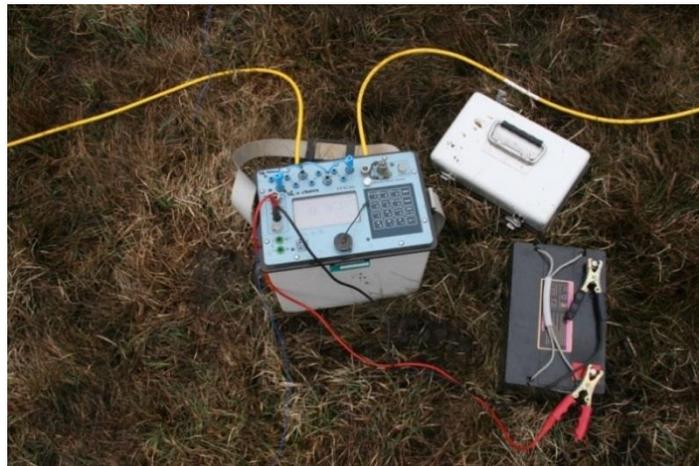


Figure II-2 : Résistivimètre SYSCAL Pro de 48 électrodes.

Le Tableau VI regroupe les différentes caractéristiques des profils réalisés pendant cette thèse.

Nom	Résistivimètre	Réalisation par	Nombre électrode	Espacement électrodes (m)	Configuration
Léaz	Syscal	ISTerre cette étude	96	5.0	Dipôle-dipôle
Musièges	Abem	ISTerre cette étude	64	5.0	Dipôle-Dipôle
Sallenôves 3 metres	Syscal	ISTerre cette étude	96	3.0	Dipôle-dipôle
Sallenôves 1 metre	Syscal	ISTerre cette étude	96	1.0	Dipôle-dipôle
Sallenôves HR	Syscal	ISTerre cette étude	96	0.5	Dipôle-dipôle
Sallenôves HR Perpendiculaire	Syscal	ISTerre cette étude	96	0.5	Dipôle-dipôle
Sallenôves 3D	Syscal	ISTerre cette étude	96	3.0	Dipôle-dipôle
Paquier	Syscal	ISTerre cette étude	96	10.0	Dipôle-dipôle
Aéroport 1	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	64	20.0	Wenner
Aéroport 2	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	64	20.0	Wenner
Autoroute 1	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	64	20.0	Wenner
Autoroute 2	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	64	20.0	Wenner
Cimetière	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	52	20.0	Wenner
Vengeur	Syscal	IRSN (Baize et al., 2006)	48	20.0	Wenner
Sillingy	Abem	IRSN (Baize et al., 2006)	32	20.0	Wenner
Culoz Profil 1	Syscal	ISTerre cette étude	48	10.0	Dipôle-Dipôle
Culoz Profil 2	Syscal	ISTerre cette étude	48	10.0	Dipôle-Dipôle
Culoz Profil 3	Syscal	ISTerre cette étude	48	10.0	Dipôle-Dipôle
Culoz Profil 4	Syscal	ISTerre cette étude	48	10.0	Dipôle-Dipôle
Culoz Profil 5	Syscal	ISTerre cette étude	96	10.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 1	Abem	ISTerre cette étude	64	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 2	Abem	ISTerre cette étude	64	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 3	Abem	ISTerre cette étude	64	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 4	Syscal Kid	ISTerre cette étude	64	1.0	Wenner roll along

Tableau VI : Récapitulatif des différents profils présentés par la suite, type de matériel, configuration, espacement des électrodes.

II.1.3 Application à la détection des failles

La tomographie de résistivité électrique est utilisée dans ce travail car elle permet d'imager tous types de sédiments et qu'elle a un bon rapport coût / résultats. Elle permet d'avoir une image pseudo-continue quel que soit le type de sédiments et donc potentiellement de détecter des failles affectant les formations géologiques présentes en surface. L'idée principale est que la présence d'une faille dans le milieu géologique aura pour conséquence de perturber la réponse géophysique du milieu. L'enjeu est donc de reconnaître quelles sont les perturbations attendues au passage d'une faille et d'en déterminer l'origine. De manière très schématique, deux types de perturbations sont envisagées : celles inhérentes au passage d'une faille affectant un milieu homogène (dans ce cas ce seront les propriétés physiques de la zone de failles qui auront un impact sur la répartition des résistivités dans le milieu), et celles consécutives à la mise en contact de matériaux différents résultant de l'activité long terme de la faille (il peut s'agir dans ce cas de matériaux de nature différente ou bien présentant des variations de propriétés mécaniques, hydrogéologiques...).

II.1.3.1 Etat de l'art

La méthode de tomographie de résistivité électrique est régulièrement mise en œuvre pour l'imagerie des failles actives, et ce depuis la fin des années 1990. Il s'agit dans la plupart des publications d'études de cas (refs..) et rarement d'études méthodologiques (refs..).

Un exemple récent d'étude de cas est celle de Villani et al. (2015), qui ont étudié les failles dans la région de l'Aquila (Italie centrale) après le séisme de 2009 de magnitude Mw 6.1. Ils ont utilisé une approche multidisciplinaire de géophysique dans le but de trouver un endroit propice pour lever une tranchée paléosismologique.

Le système de failles normales responsables du tremblement de terre Mw 6.1 de L'Aquila en 2009 (système de failles San Demetrio-Paganica) comprend plusieurs vallées étroites, bordées de failles parallèles d'origine controversée. Dans cette étude la petite vallée de Verupola est étudiée. Afin de caractériser la nature et l'activité tectonique possible, plusieurs techniques capables d'imager en profondeur la structure associée à ce relief ont été utilisées: la magnétométrie, les ondes P et la tomographie de résistivité électrique en 2D, des ondes de surface et l'analyse de bruit sismique couplé avec la cartographie de terrain, des forages peu profonds et des tranchées. Selon leurs résultats, la vallée Verupola est un graben de ~30-40 m profondeur contrôlée par une faille majeure de pendage SW et par des failles subsidiaires synthétiques jumelées avec une faille antithétique de pendage NE. Le profil électrique de la Figure II-3 montre que l'ERT permet d'imager les failles.

Les profils électriques de Villarni et al. (2015) ont permis d'implanter judicieusement des tranchées paléo-sismologiques. Les profils électriques et les autres méthodes couplées leurs ont permis d'imager les failles dans le bassin de l'Aquila.

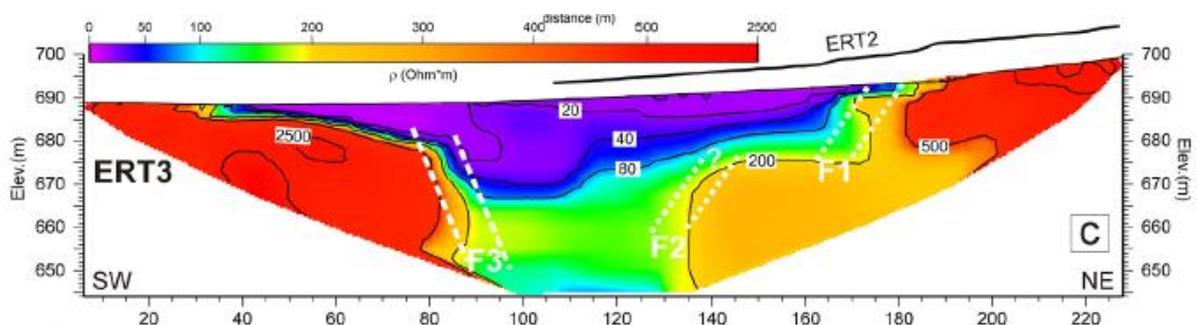


Figure II-3 : Modèle de tomographie de résistivité électrique. Les lignes blanches présentent les failles possibles (Villarni et al., 2015).

Un autre exemple est présenté par Nguyen (2005) qui a utilisé plusieurs méthodes géophysiques pour imager des failles actives à la frontière entre l'Allemagne et la Belgique. Dans cette région une vitesse de déformation verticale de l'ordre de 0.8 à 2 mm/an est connue. Le long de la faille de Rurrand, un profil électrique ainsi qu'une tranchée ont été réalisés.

Dans la tranchée cinq failles distinctes ont été vues, en électrique une seule est seulement visible (Figure II-4).

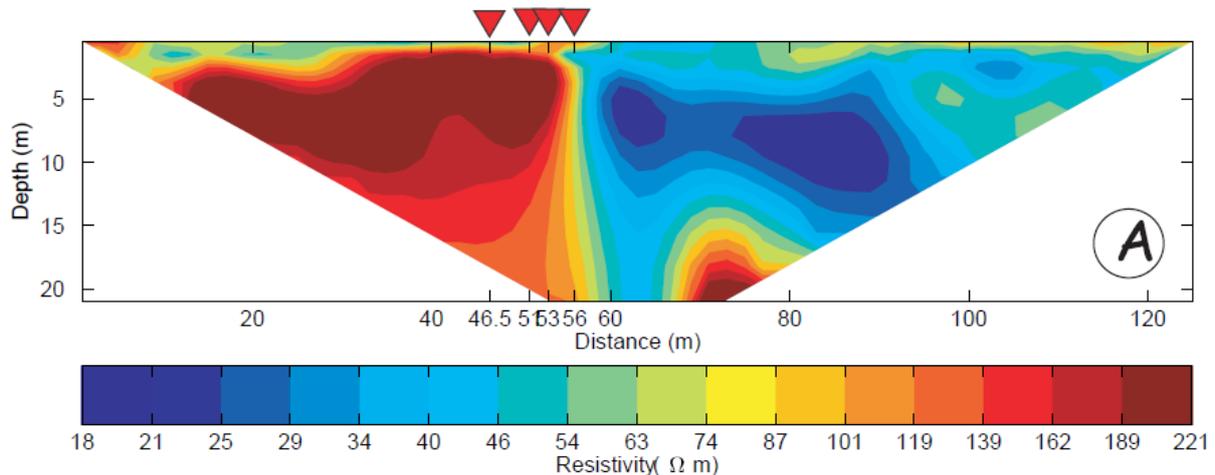


Figure II-4 : Profil électrique réalisé le long de la faille de Rurrand par Nguyen (2005).

Ces différents exemples nous montrent qu'il est possible d'imager les failles actives grâce à la tomographie de résistivité électrique. Durant cette thèse, la tomographie de résistivité électrique est donc utilisée pour imager les failles actives, les déformations dans les sédiments quaternaires. Les traces des failles étant a priori connues, cette méthode a permis de savoir quelles roches elles affectent. Par contre, la résolution des profils est à prendre en compte dans l'interprétation. En effet, si la résolution du profil n'est pas assez élevée, tous les détails ne sont pas visibles.

II.1.3.2 Modélisation de la présence d'une faille

La tomographie de résistivité électrique est, comme nous l'avons vu dans la partie précédente, largement utilisée dans l'étude des failles actives. Mais, en dehors des travaux de Nguyen (2005), peu d'études concernant la méthode elle-même et sa capacité à détecter des failles ont été produites. Pourtant, la première question qui se pose lorsque l'on doit interpréter une pseudo-section de résistivité concerne la nature des contrastes que l'on va rechercher et leur origine. Différents modèles de résistivités sont donc présentés ci après pour illustrer la réponse géophysique attendue de la présence d'une faille dérochante (donc plutôt verticale). Pour cela, le logiciel Res2Dmod a été utilisé pour produire des modèles conceptuels de résistivité. Ces modèles ont ensuite été inversés classiquement à l'aide du logiciel Res2DInv. Pour chaque cas étudié, le modèle Res2Dmod est présenté ainsi que son inversion. Pour chaque modèle, quatre ou cinq itérations ont été réalisées.

II.1.3.2.1 Mise en contact de deux unités de résistivité différentes

Deux modèles sont ici présentés avec pour objectif de montrer la réponse théorique d'un contact entre deux entités de résistivité différentes. Ce modèle peut rendre compte de la mise en contact de deux lithologies distinctes, mais aussi d'une même lithologie dont les propriétés hydrologiques ou mécaniques sont légèrement différentes. Les deux modèles sont géométriquement identiques mais sont réalisés pour le cas d'un dispositif inter-électrode de 5m pour le premier et d'1m pour le second dans le but d'illustrer l'influence potentielle de la résolution du profil sur le résultat final.

Concernant la paramétrisation du modèle d'entrée, deux couches de résistivités différentes (20 et 40 $\Omega.m$) sont surmontées d'une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ (Figure II-5).

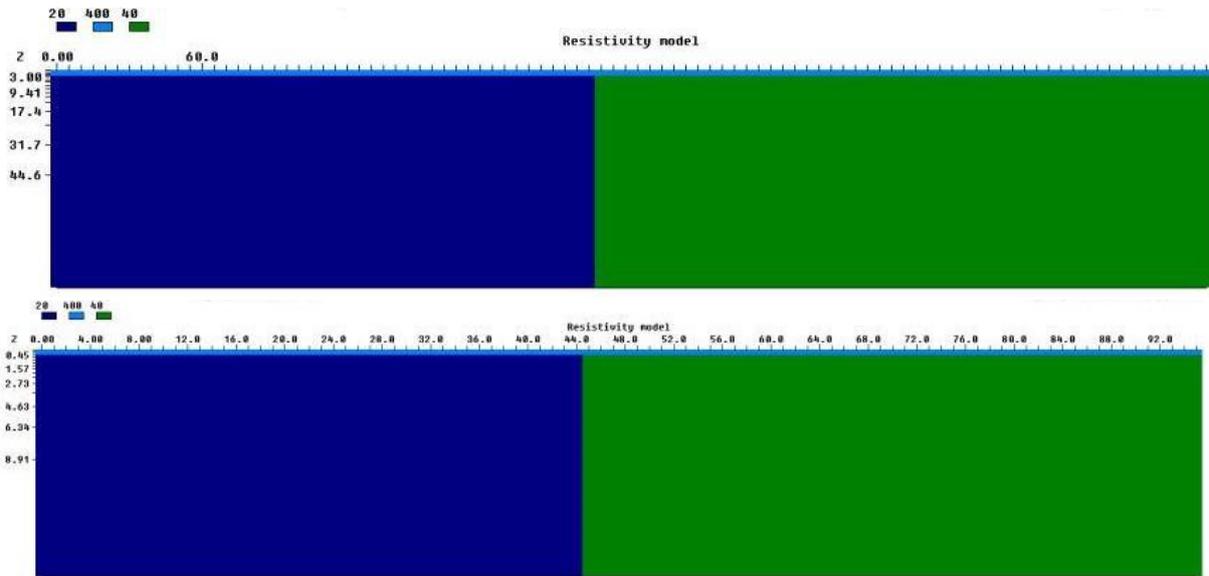


Figure II-5 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 Ω .m et en profondeur, deux couches, en contact de 20 Ω .m et 40 Ω .m). L'espacement entre les électrodes est de 5 mètres, en haut et 1 mètre en bas.

Résultat :

Dans les deux cas (Figure II-6), la variation latérale de résistivité au centre du profil est bien marquée et correspond au contact résistif imposé. De part et d'autre de la zone de faille, les résistivités inversées sont globalement du même ordre que celle du modèle de départ. En revanche, il est possible d'observer l'apparition d'une forme de pseudo-stratification dans les deux compartiments modélisés. Cette pseudo-stratification apparaît pour les deux résolutions testées et correspond donc à des artefacts liés à l'inversion du modèle de départ (ici dans une configuration Dipôle-Dipôle). Les deux inversions sont identiques à la différence que les profondeurs sont différentes. En effet, les mêmes contrastes ont lieu à des profondeurs différentes..

Pour finir, la partie supérieure correspondant à la couche de sol est bien reproduite et ne semble pas affectée de manière significative par le contraste sous-jacent.

Cette observation de l'apparition d'artefacts d'inversion est importante car il s'agit de contraintes méthodologiques dont il faudra tenir compte dans l'interprétation des résultats sur le terrain.

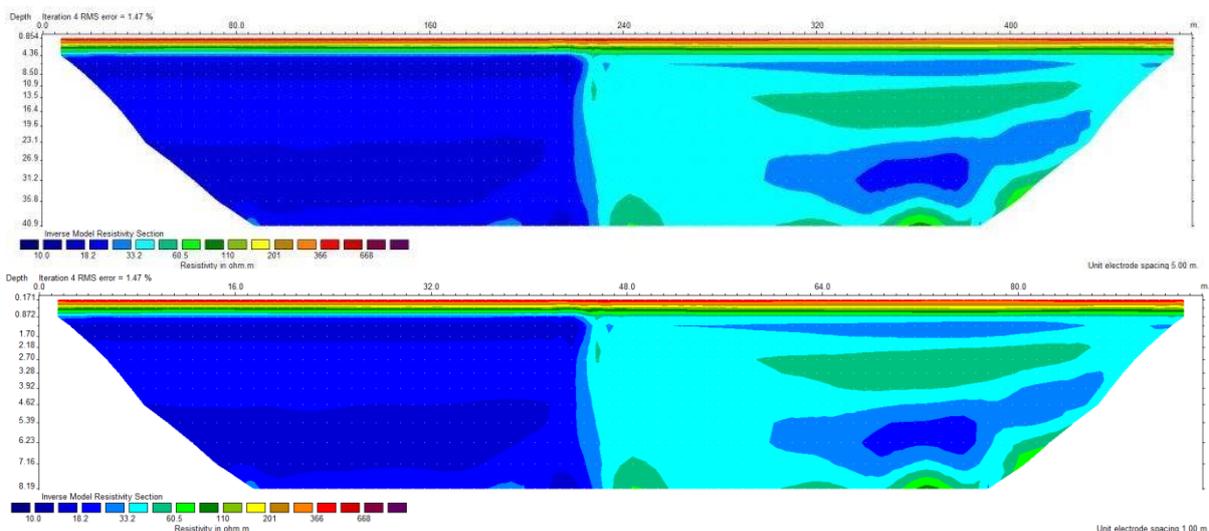


Figure II-6 : Inversion pour un contact vertical entre deux lithologies, avec un espacement inter-électrodes de 5 mètres en haut et 1 mètre en bas. Les modèles sont présentés pour 4 itération chacun.

II.1.3.2.2 Mise en contact de deux unités de résistivité différentes et introduction d'une zone de faille individualisée

Deux modèles sont présentés ici avec pour objectif de montrer la réponse théorique d'un contact entre deux entités de résistivité différentes séparées par une couche de résistivité faible. Cette dernière représente la présence d'une faille permettant le passage de fluides (10 Ω .m). La zone de faille est de 20 mètres de largeur. L'espacement inter-électrodes est de 5 mètres.

Concernant la paramétrisation du modèle d'entrée, deux couches de résistivités différentes (20 et 40 Ω .m) séparés d'une couche de résistivité de 10 Ω .m sont surmontées d'une couche de résistivité de 400 Ω .m représentant un sol non affecté par le jeu de la faille (Figure II-7).

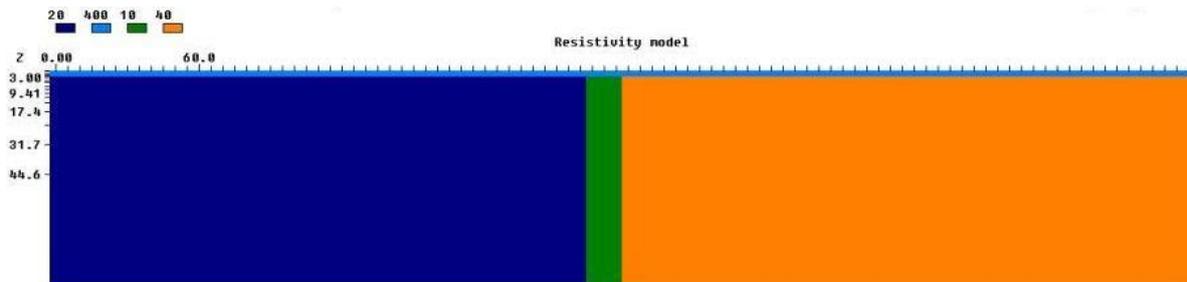


Figure II-7 : Modèle avec quatre résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 Ω .m et en profondeur, deux couches, de 20 Ω .m et 40 Ω .m mise en contact avec une couche de 10 Ω .m. L'espacement entre les électrodes est de 5 mètres.

Résultats :

Sur l'inversion (Figure II-8), le changement de résistivité latérale, au centre du profil, est très marqué. Une bande verticale est bien individualisée avec des valeurs de résistivités faibles (10 Ω .m). Une influence latérale est toujours présente.

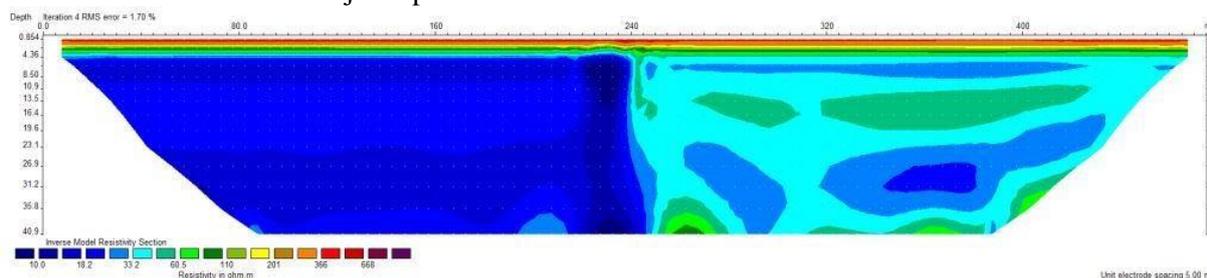


Figure II-8 : Inversion pour un contact vertical entre deux lithologies séparées par une couche de 10 Ω .m, représentant une zone où la circulation de fluides est possible.

II.1.3.2.3 Influence d'une zone de faille (résistivité inférieure à celle de l'encaissant) et de sa largeur dans un milieu de résistivité homogène.

Dans ces modèles (Figure II-9), deux couches sont représentées, l'un recouvrant l'autre (30 Ω .m en profondeur, 400 Ω .m en surface). Dans la couche en profondeur, une « faille » est représentée, elle n'atteint pas la couche supérieure. Comme précédemment, la faille est représentée par une bande de résistivité de 10 Ω .m, elle modélise soit une structure drainante, soit une structure ou l'altération mécanique due à la faille qui aurait généré l'apparition d'argiles.

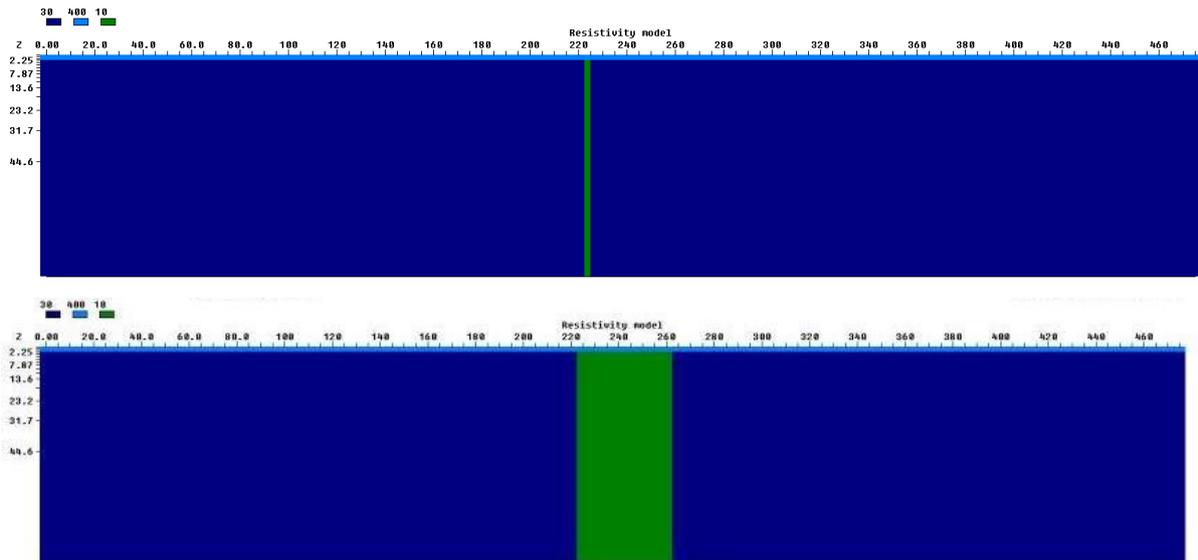


Figure II-9 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 Ω .m et en profondeur un encaissant de 30 Ω .m avec au centre une couche de résistivité de 10 Ω .m. La zone de faille est de 2.5 mètres de large en haut et de 40 mètres en bas. L'espacement inter-électrodes est de 5 mètres.

Résultat :

Sur les deux inversions (Figure II-10) un contraste est visible au centre du profil. La largeur de ces contrastes respecte la largeur imposée dans le modèle. Le contraste au centre du profil est plus fort dans la modèle avec une largeur de 40 mètres que dans le modèle avec une zone de faille étroite. Les artefacts horizontaux sont moins marqués.

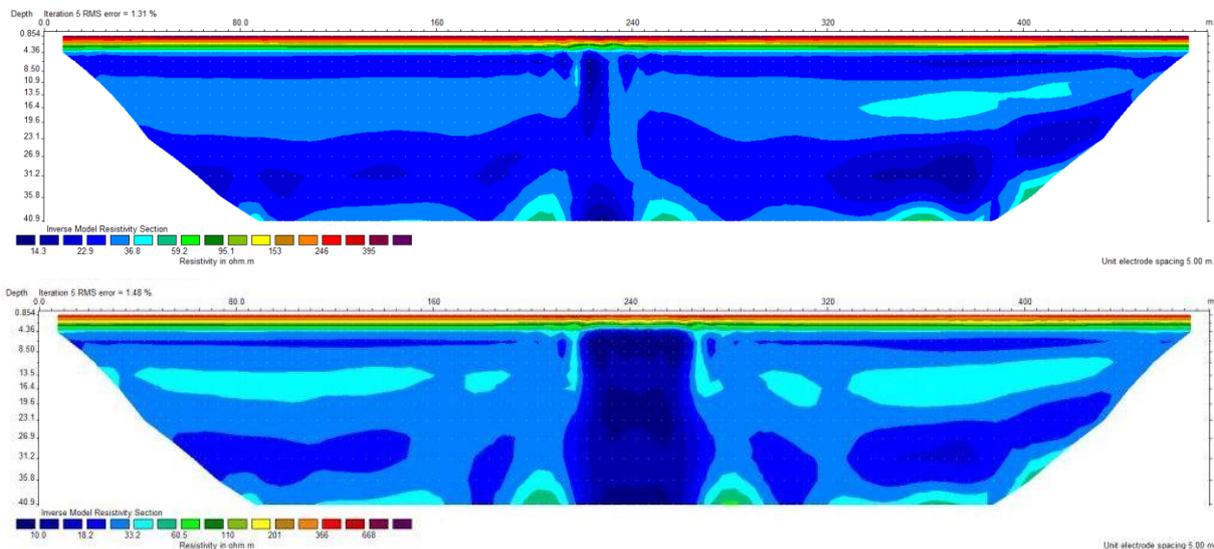


Figure II-10 : Inversion des modèles avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 Ω .m et en profondeur un encaissant de 30 Ω .m avec au centre une couche de résistivité de 10 Ω .m. La zone de faille est de 2.5 mètres de large en haut et de 40 mètres en bas. L'espacement inter-électrodes est de 5 mètres.

II.1.3.2.4 Influence d'une zone de faille (résistivité supérieure à celle de l'encaissant) dans un milieu de résistivité homogène

Dans ce modèle (Figure II-11), deux couches sont représentées, l'une recouvrant l'autre (30 Ω .m en profondeur, 400 Ω .m en surface). Dans la couche en profondeur, une « faille » est représentée,

elle n'atteint pas la couche supérieure. Contrairement aux modèles précédents cette faille est représentée par une bande de résistivité de 50 $\Omega.m$, elle modélise une structure de très faibles perméabilités.

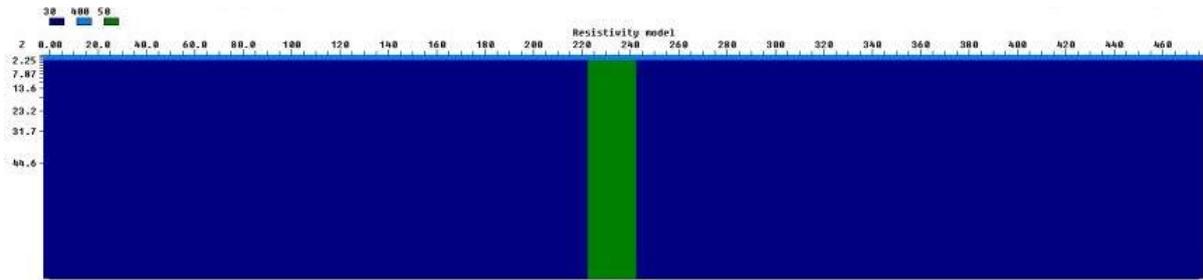


Figure II-11 : Modèle à trois résistivités. Deux couches, une couche de résistivité de 30 $\Omega.m$ surmontées d'une couche de résistivité 400 $\Omega.m$. En profondeur une couche représentant une faille « résistive » (50 $\Omega.m$) de 20 mètres de large.

Résultat :

L'inversion (Figure II-12) montre un contraste au centre du profil. Ce contraste est constitué de valeurs de résistivités plus élevées de l'ordre de 60 $\Omega.m$. Les couches horizontales (artéfacts) de résistivités différentes sont toujours présentes.

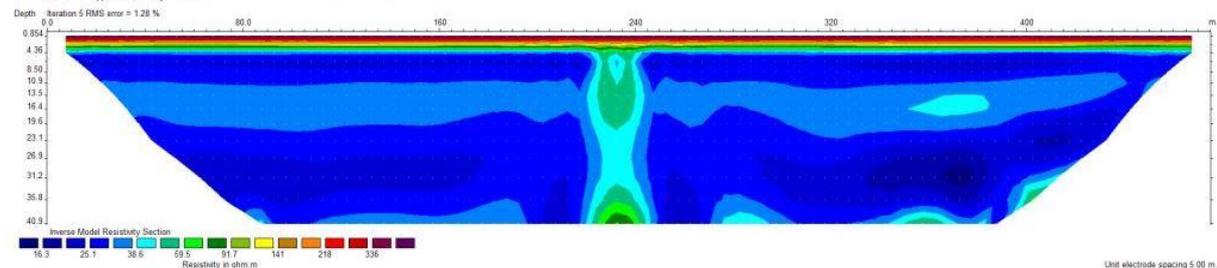


Figure II-12 : Inversion dans le cas d'une faille « résistive » (50 $\Omega.m$).

II.1.3.2.5 Influence d'une zone de faille (résistivité inférieure à celle de l'encaissant) dans un milieu de résistivité homogène et affectant les horizons les plus superficiels.

Ce modèle (Figure II-13) est le même que sur les Figure II-9 et Figure II-10, à la différence qu'ici la zone de faille atteint la surface. La faille est représentée par une bande de résistivité de 10 $\Omega.m$ de 20 mètres de large, elle modélise soit une structure drainante, soit une structure ou l'altération mécanique due à la faille qui aurait généré l'apparition d'argiles.

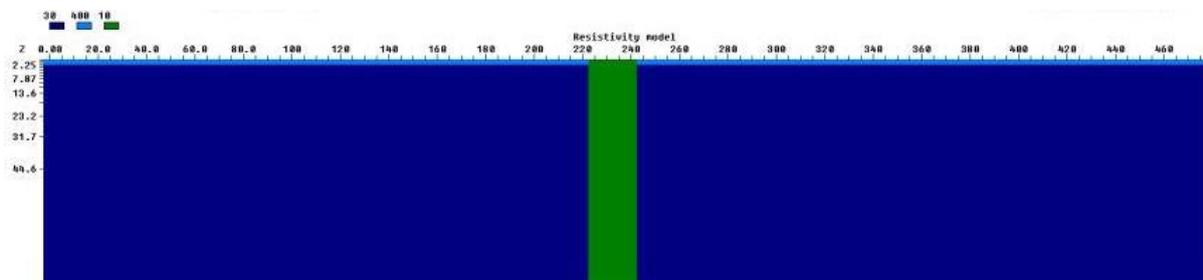


Figure II-13 : Modèle avec trois résistivités différentes. En surface, une couche de résistivité de 400 $\Omega.m$ et en profondeur un encaissant de 30 $\Omega.m$ avec au centre une couche de résistivité de 10 $\Omega.m$. La zone de faille est de 20 mètres de large. L'espacement inter-électrodes est de 5 mètres.

Résultat :

L'inversion (Figure II-14) montre un contraste au centre du profil. Ce contraste respecte la largeur imposée dans le modèle de départ. Celui-ci atteint la surface. Des artéfacts horizontaux sont toujours visibles.

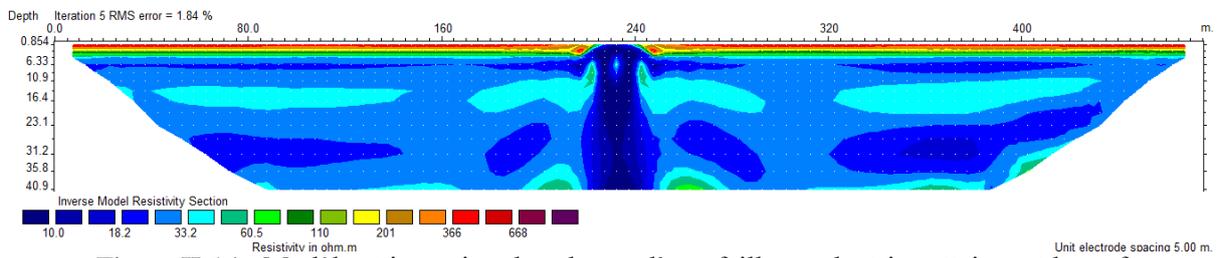


Figure II-14 : Modèle et inversion dans le cas d'une faille conductrice atteignant la surface.

II.1.3.2.6 Influence d'une zone de faille (résistivité inférieure à celle de l'encaissant) dans un milieu de résistivité homogène, affectant les horizons les plus superficiels et induisant un décalage vertical de ces horizons.

Dans ce modèle (Figure II-15), deux couches sont représentées, l'un recouvrant l'autre (30 $\Omega.m$ en profondeur, 400 $\Omega.m$ en surface). Dans la couche en profondeur, une « faille » est représentée, elle n'atteint pas la surface, elle décale la base de la couche superficielle. Comme précédemment, la faille est représentée par une bande de résistivité de 10 $\Omega.m$, elle modélise soit une structure drainante, soit une structure ou l'altération mécanique due à la faille qui aurait généré l'apparition d'argiles.

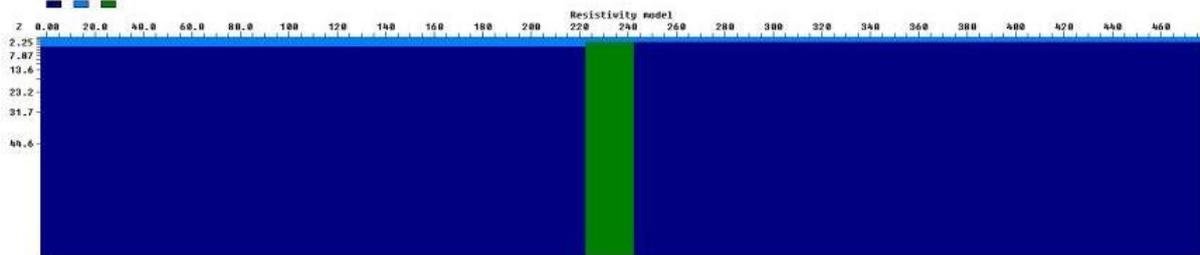


Figure II-15 : Modèle à trois résistivités. Deux couches se superposant (30 et 400 $\Omega.m$) séparées au centre par une couche de résistivités de 10 $\Omega.m$. Cette « faille » décale la base de la couche supérieure.

Résultat :

Sur cette inversion (Figure II-16), un contraste fort est présent au centre du profil. Le contraste est plus large que ce qui a été imposé dans le modèle. La base de la couche supérieure est décalée, comme cela a été imposé dans le modèle. Des artéfacts horizontaux sont visibles.

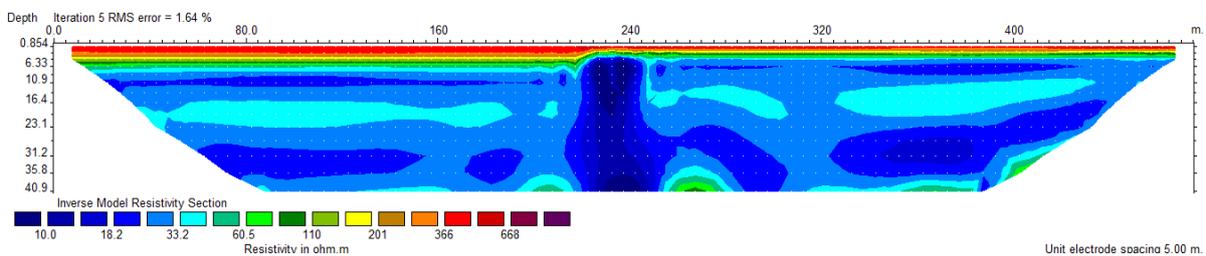


Figure II-16 : Inversion du modèle à trois couches, avec la base de la couche supérieure décalée.

II.1.3.2.7 Influence d'une zone de faille décalant un marqueur « résistif en profondeur »

Ce modèle (Figure II-17) présente une couche conductrice dans lequel une couche résistive est présente. Ces deux couches sont traversées par une zone de faille résistives, elle décale la couche ayant une résistivité plus élevée.

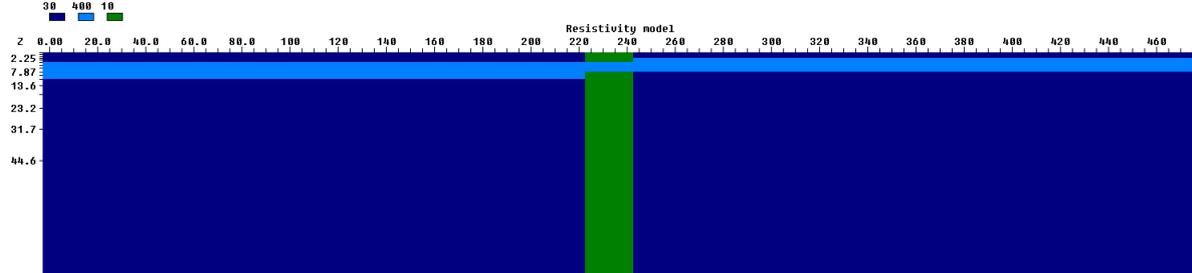


Figure II-17 : Modèle à trois couches. Une couche conductrice dans lequel il y a une couche résistive. La couche résistive est décalée par une zone de faille conductrice.

Résultat :

Un contraste est visible au centre du profil (Figure II-18), il n'est pas aussi large que celui imposé dans le modèle de base. La couche résistive est décalée.

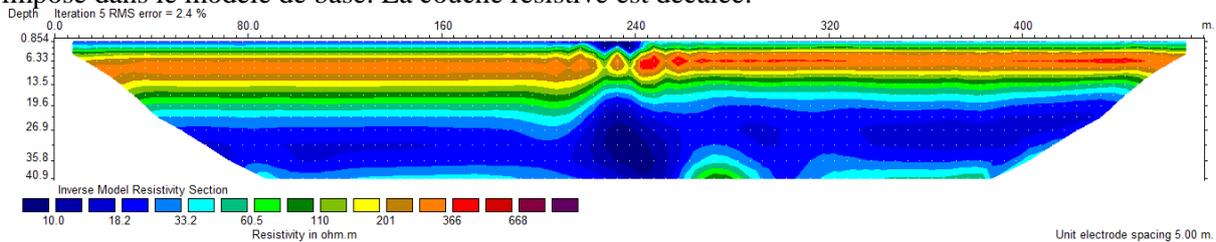


Figure II-18 : Inversion du modèle à trois couches, où la couche résistivité est décalée.

II.1.3.2.8 Influence d'une zone de faille présentant un pendage (résistivité inférieure à celle de l'encaissant) dans un milieu de résistivité homogène

Ce modèle (Figure II-19) est le même que sur les Figure II-9 et Figure II-10 avec pour différence qu'ici la faille a un pendage non négligeable.

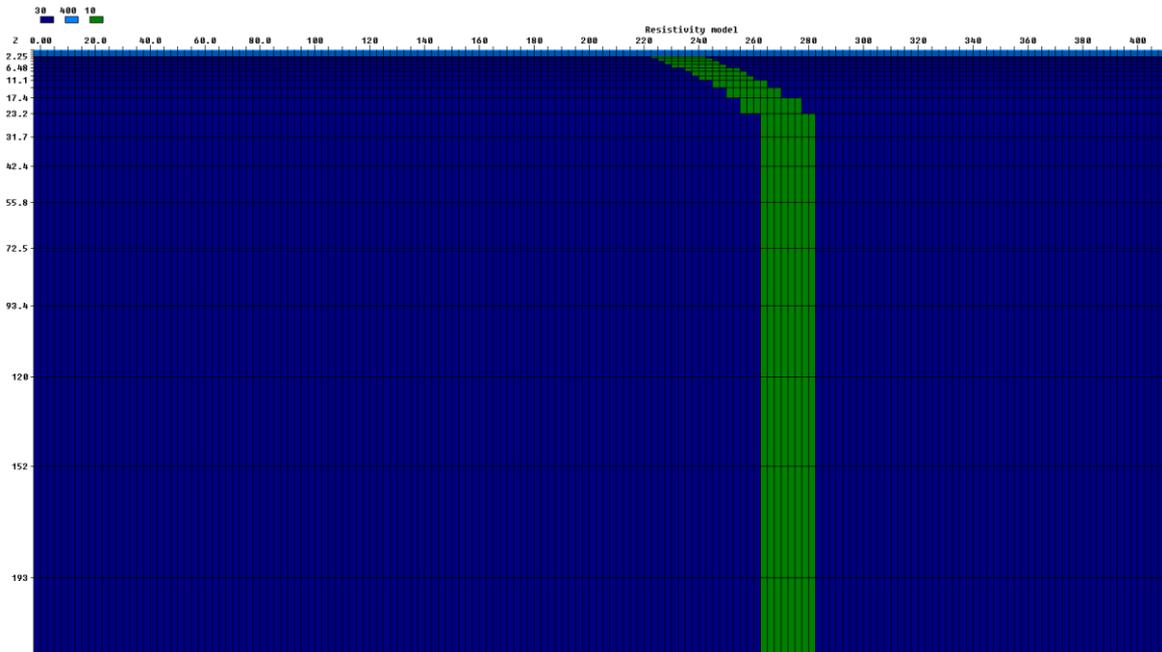


Figure II-19 : Modèle à trois résistivités. Deux couches se superposant (400 et 10) avec une « faille » ayant un pendage.

Résultat :

L'inversion (Figure II-20) montre un contraste ayant le même pendage que la faille dans le modèle. Il n'y a pas d'influence horizontale ici.

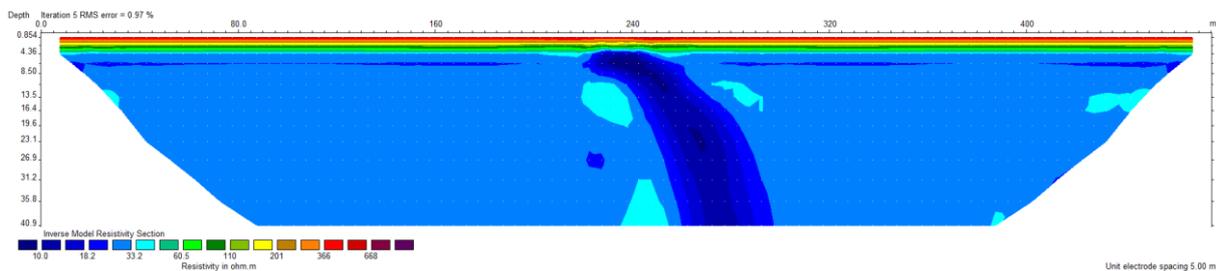


Figure II-20 : Inversion du modèle représentant une faille avec un pendage.

Ces différents modèles présentés donnent une base pour l'interprétation des profils électriques réalisés durant cette thèse. L'interprétation des profils électriques pourra être basée sur ces modèles en prenant en compte la géologie de terrain connue. Lors de l'interprétation il faudra prendre en compte la résolution des profils réalisés. En effet, si l'espacement entre les électrodes est élevé (5 à 10 mètres), la résolution du profil ne sera pas aussi bonne que si l'espacement des électrodes est de 0.5 à 1 mètre.

Cette méthode est adaptée pour la reconnaissance de terrains de couverture et de formations d'altération. Par contre, la méthode est moins efficace si l'hétérogénéité " cible " a une résistivité plus forte que l'encaissant. Les terrains à reconnaître doivent être suffisamment contrastés, en terme électrique, pour pouvoir être différenciés. Les sites ne doivent pas être trop " bruyants " (présence de canalisations ou des réseaux en profondeur, lignes à haute tension, forts courants telluriques, ...), ceci limite l'utilisation de cette méthode en contexte fortement urbanisé ou industrialisé.

II.2 La sismique réflexion

II.2.1 Applications à la détection des failles

Van Daele et al. (2011) ont imagé grâce à la sismique réflexion le golfe de Cariaco (Vénézuéla). Les auteurs cherchaient à imager la faille d'El Pilar. De très nombreux profils ont pu être réalisés, permettant une corrélation entre eux. Comme cela est visible sur la Figure II-21, ils ont pu imager les failles actives et différencier les types de failles.

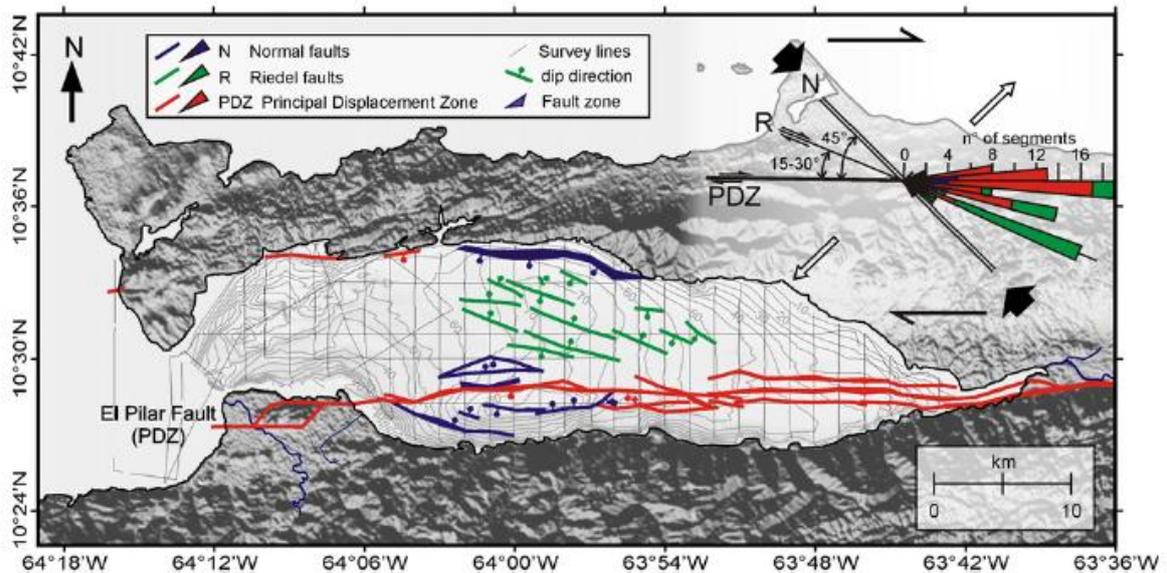


Figure II-21 : Failles dans le Golfe de Cariaco, en rouge la faille d'El Pilar, en vert les failles de Riedel. Les failles normales sont représentées en bleues. Carte de Van Daele et al. (2011).

Un autre exemple d'application de la sismique réflexion à l'étude des failles provient de Beckers et al. (2015). Cet article présente des résultats de sismique haute résolution pour imager des failles actives. Les données ont été récoltées dans le golfe de Corinthe en Grèce (Figure II-22).

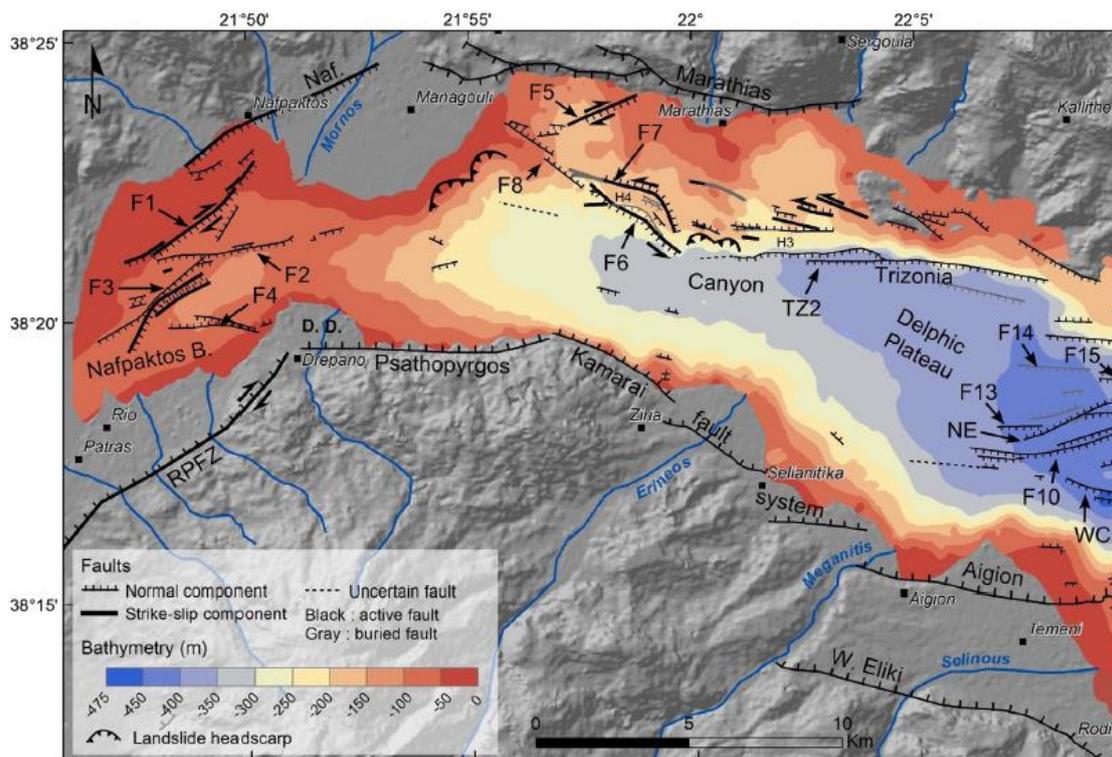


Figure II-22 : Carte des failles identifiées lors de l'étude de Beckers et al. (2015).

II.2.2 La sismique réflexion lacustre

Dans ce travail de thèse, la sismique réflexion lacustre a été réalisée car c'est le seul moyen d'investigation qui permette de caractériser un remplissage lacustre (stratigraphie sismique, géométrie, déformation). Pour ces campagnes d'acquisition nous avons choisi de réaliser des profils très rapprochés avec une distance entre eux de l'ordre de 100 m. Ceci afin de pouvoir établir de façon fiable des corrélations entre les profils. La localisation des profils est réalisée grâce à l'acquisition en continue des coordonnées GPS. Le but était de corrélérer des déformations associées à des failles et ainsi pouvoir en déduire leurs directions. Un second objectif était d'utiliser une méthode de très haute résolution afin d'imager les sédiments les plus récents et de pouvoir observer leur déformation potentielle et de pouvoir éventuellement quantifier des décalages verticaux.

Trois types de sources de sismique réflexion (Figure II-23) ont été utilisés pour les campagnes de 2013 et de 2014 :

- la source SPARKER de haute résolution (fonctionnant à 300-500 J, fréquence moyenne : 1,3 kHz, résolution verticale : 37-75 cm). Un canal unique est utilisé (10 hydrophones) comme un récepteur ;

- le SEISTEC Boomer (à la fois la source et le récepteur, fréquence de 3,5 kHz ; résolution verticale : 10-20 cm) ;

- le transducteur GEOPULSE (à la fois source et récepteur, fréquence de 3.5 Hz, résolution verticale de 10-20 cm) est monté sur un cataraft gonflable.

Les données ont été acquises à une vitesse moyenne de 3.5 nœuds indépendamment de la source utilisée. Les données sismiques et GPS ont été enregistrées numériquement et converties au format SEG- Y avec le système IXSEATM Delph d'acquisition sismique. Une visualisation des données a permis de vérifier l'acquisition en cours. Au laboratoire, la visualisation des données a été faite en utilisant le logiciel Kingdom SuiteTM. Une vitesse acoustique de 1500 m / s a été utilisée pour la transformation temps double - profondeur dans la colonne d'eau et les sédiments superficiels, ce qui

est en accord avec les vitesses acoustiques provenant de données de sismiques lacustre réfraction (Finckh et al., 1984) et de données de sismique réflexion multicanaux (référence ?).

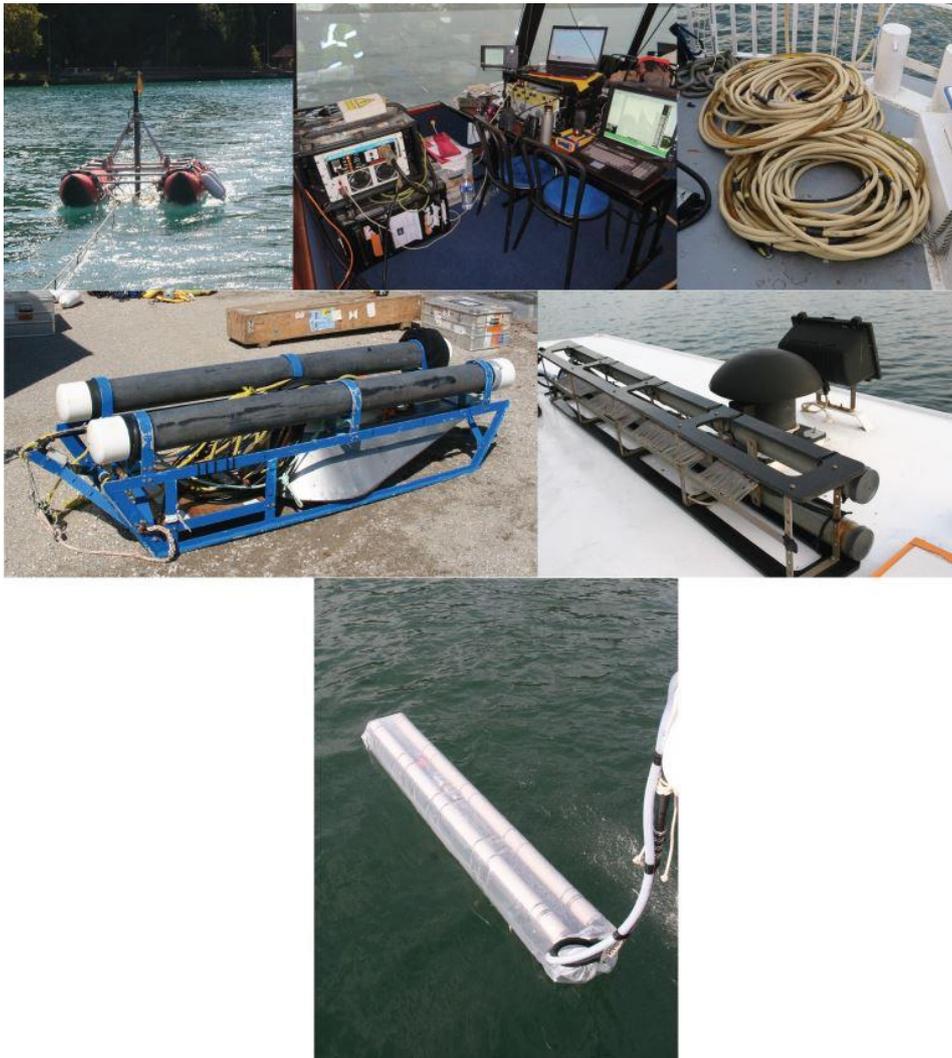


Figure II-23 : Photos du matériel de sismique lacustre. En haut à gauche, la source Geolpulse, en haut au milieu, le matériel d'acquisition : la source de courant avec l'ordinateur, en haut à droite, les hydrophones, à gauche : la source Seistec ; à droite la source sparker ; en bas la source Sparker avec son sac de sel pour fonctionner dans de l'eau douce.

Lors de l'étude du remplissage du Lac du Bourget, le bateau AixSpace de la compagnie des bateaux du Lac du Bourget a été utilisé. Le club subaquatique du Lac d'Annecy a permis l'acquisition des données dans le Lac d'Annecy grâce au bateau l'Ombre. Ces deux campagnes ont été possibles grâce à la collaboration avec le Renard Centre of Marine Geology de l'Université de Ghent.

La campagne du Lac du Bourget a eu lieu en octobre 2013, celle du Lac d'Annecy en septembre 2014. Un travail de préparation a été fait en amont. Les plans de navigation ont été réalisés en fonction des déformations connues à terre ainsi qu'en utilisant les campagnes déjà réalisées auparavant.

Lors de l'interprétation des profils, il faut prendre en compte que du gaz peut être présent (Figure II-24). Les multiples sont également à prendre en compte, ils sont un doublement du premier réflecteur (Figure II-24). Enfin, les hyperboles, nous permettent d'identifier les failles (Figure II-24).

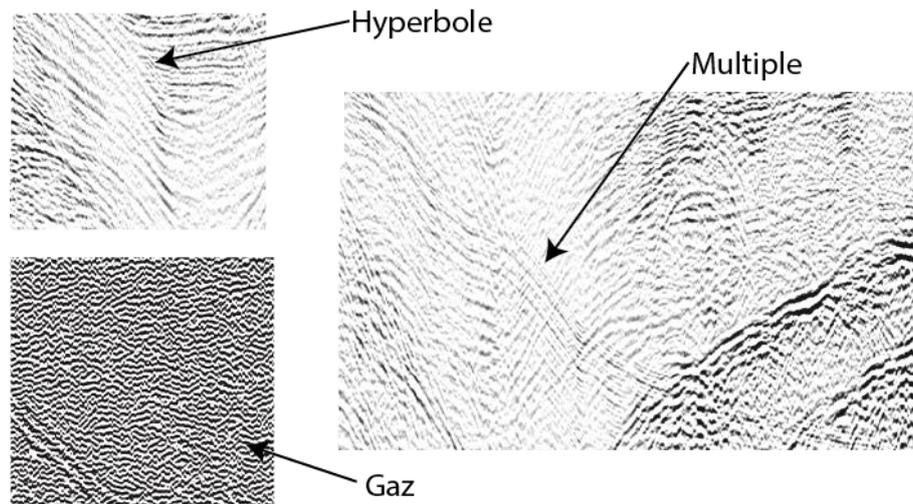


Figure II-24 : Image présentant les hyperboles, les multiples ainsi que l'image obtenue lorsque du gaz est présent.

II.2.3 La sismique réflexion industrielle

Lors de cette thèse des données retraitées issues de la sismique industrielle ont été utilisées. Ces acquisitions industrielles ont permis d'imager le sous-sol jusqu'à quelques kilomètres de profondeur, jusqu'à 5 kilomètres dans la région étudiée à des fins de recherche pétrolière.

- Retraitement des données : Les données sont reversées après un certain temps dans le domaine public, le BRGM est chargé de les stocker et de les diffuser. A la demande ou pour des études ciblées, le BRGM retraite des profils sismiques réflexion avec des techniques modernes afin d'obtenir une image de meilleur qualité, selon le processus suivant :

- Prétraitement des données : Il est fait pour adapter les données aux traitements qui suivent. En sismique réflexion, il comprend en particulier l'élimination des multiples (réflexion sur plusieurs interfaces) et autres bruits cohérents, car pour l'étape d'imagerie, seules les arrivées réfléchies primaires sont en général prises en compte.

- Analyse de vitesse : Cette analyse doit procurer un modèle de vitesse pour que les images soient représentées en fonction de la profondeur. Le lien entre le domaine temps et le domaine profondeur est obtenu par la vitesse. C'est elle qui explique la cinématique de propagation des ondes dans le sous-sol. Pour les milieux simples, milieux homogènes, milieux 1D avec réflectivité horizontale ou faiblement pentée des traitements classiques permettent d'obtenir aisément un modèle de vitesse (Dix, 1955 ; Al- Chalabi, 1974).

- Imagerie : Cette étape est connue sous le nom de migration. Elle recouvre deux aspects, elle doit permettre (1) de repositionner correctement à leur place des événements enregistrés en temps à la surface (aspect cinématique), et si possible (2) de retrouver quantitativement les propriétés du milieu, comme par exemple les contrastes d'impédance acoustique (produit de la densité par la vitesse).

- Interprétation des images obtenues : Cette interprétation peut être structurale, quantitative ou qualitative (Castagna and Backus, 1993).

Depuis les années 1960, des profils sismiques réflexions ont été réalisés dans la région étudiée (Figure II-25) par différentes compagnies pétrolières.

II.3.2 Utilisation du réseau SISMALP

Le réseau SISMALP, est un réseau de stations sismologiques (Figure II-26) couvrant les Alpes françaises (Thouvenot et al., 1990). Ce réseau détecte les séismes régionaux, par conséquent, les séismes ayant lieu dans la zone d'étude. Dans la zone étudiée seulement cinq stations SISMALP sont présentes. Les données du réseau SISMALP (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>) montrent que des séismes ont lieu régulièrement autour du lac du Bourget, en effet une trentaine d'événements ont pu être détectés par le réseau en 20 ans d'observation. Les stations du réseau SISMALP (Figure II-26, <http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>) sont relativement éloignées du lac du Bourget (30 km), la localisation des séismes de faible magnitude est donc mal contrainte (de l'ordre du kilomètre en horizontal et vertical), car ils sont détectés par peu de stations. La magnitude de complétude du réseau SISMALP calculée pour le lac du Bourget est égale à 1. C'est-à-dire que le réseau SISMALP ne peut pas détecter tous les séismes dont la magnitude est inférieure à cette magnitude.

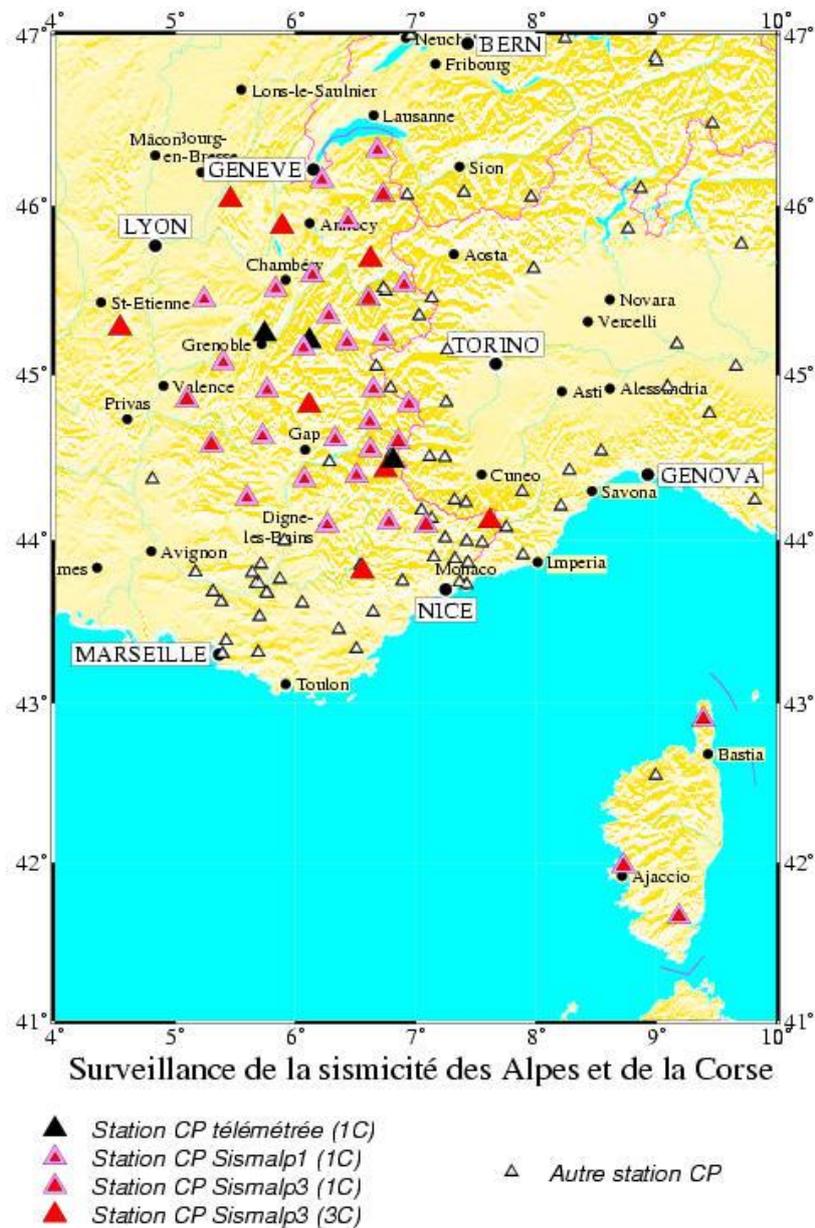


Figure II-26 : Carte des stations SISMALP (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>).

II.3.3 Mise en place d'un réseau temporaire autour du Lac du Bourget

L'installation de six stations sismologiques a été réalisée, autour du Lac du Bourget durant 6 mois (localisation sur la Figure I-40), pour détecter de façon précise les séismes de faible magnitude. En effet la localisation et surtout la profondeur de ces séismes permet d'avoir une idée de l'enracinement ou non des failles situées autour du lac du Bourget. Un réseau sismologique dense permet de surcroit la diminution des erreurs sur les localisations et les profondeurs.

Les sismomètres utilisés sont des Lennartz Le3D-5s (Figure II-27). Ces stations sismologiques ont été louées à SisMob, parc sismologique mobile national. Ils sont composés de trois capteurs qui peuvent mesurer les composantes horizontales : Nord / Sud, Est / Ouest et la composante verticale du mouvement du sol. Ces vélocimètres ont été installés sur une chape de béton, qui a été coulée sur la roche. En effet pour éviter au maximum le bruit, le capteur doit être positionné sur la roche, protégé du changement de température et de pression (laine de roche et de lin). Ce capteur est relié à un numériseur qui permet la transformation du signal. L'ensemble est alimenté par une batterie accompagnée de panneaux solaires.



Figure II-27 : Photos d'une station sismologique composée du capteur, du numériseur ainsi que des panneaux solaires.

La recherche de site a été faite de façon à répartir de façon optimale les stations autour du lac du Bourget, avec une contrainte : éviter le bruit. Pour cela, il faut mettre la station au rocher ou l'enterrer, éviter d'être trop proche de routes, d'habitations, d'arbres... De nombreux sites ont été visités. Certaines stations (Tableau VII) ont dû être déplacées au vue des résultats très bruités. En effet, TR01 était placé dans la ville de Tresserve, elle avait été enterrée d'un mètre, malheureusement, la station enregistrait les passages de voitures, rendant impossible l'enregistrement des microséismes. Il en est de même pour la station BO02 qui, placée au bord du lac du Bourget, enregistrait le bruit généré par la houle.

Nom	Latitude	Longitude	Altitude	Mise en service	Arrêt
TR01	5.9009° E	45.6730° N	359 m	26/11/2013	06/01/2014
BO02	5.8573° E	45.6707° N	285 m	27/11/2013	09/01/2014
CH03	5.8581° E	45.8061° N	390 m	28/11/2013	27/05/2014
ON04	5.8240° E	45.7520° N	778 m	28/11/2013	26/05/2014
IN05	5.8848° E	45.7501° N	469 m	29/11/2013	27/05/2014
VI06	5.8095° E	45.8333° N	319 m	18/01/2013	26/05/2014
BO07	5.8556° N	45.6724° N	332 m	09/01/2014	26/05/2014
TE08	5.8959° E	45.6500° N	322 m	29/01/2014	27/05/2014

Tableau VII : Coordonnées des stations du réseau temporaire ainsi que leurs dates de mise en service et arrêt.

Une maintenance régulière des stations a été effectuée durant ces six mois. Lorsque la station était installée, une visite de contrôle était réalisée au bout d'une semaine. Ensuite les données étaient récoltées tous les mois.

Les données sont enregistrées en format miniSEED, qui est le format standard des données de sismologie. Les codes de détection de séismes classiques ne permettaient pas de visualiser les séismes. En effet, les séismes captés par le réseau sont très faibles, de plus du bruit présent rendait difficile leur détection. Il a été choisi de détecter les séismes grâce à leur forme. En effet, un séisme a une forme d'onde bien précise, une sinusoïde qui s'atténue avec le temps. Cette détection a été faite grâce à un code, d'Helmstetter (2010), basé sur la forme d'onde. La localisation a été faite par Potin et al. (in prep.). Les magnitudes ont été calculées grâce au logiciel Pickev de SISMALP.

Chapitre III. La faille du Vuache

La faille du Vuache s'étend de Bellegarde sur Valserine jusqu'à Annecy. Sa longueur est de 37 km environ (Enay et Donze, 1972 ; Ruchat et al., 1986 ; Donzeau et al., 1998 ; Chapitre I.4.3.1). Des séismes historiques et instrumentaux sont connus dans l'environnement proche et sur cette faille. Sur le segment Nord de cette faille, deux séismes historiques sont connus, le premier en 1936 avec une intensité épiscopale de VII (Rothé et Stahl, 1939) et le deuxième en 1975 avec une intensité épiscopale de VI (Rothé, 1983) ($M_I = 4.2$ Thouvenot et al., 1998). Sur le segment central long de 12 km, aucun séisme historique n'est connu. Sur le segment Sud on retrouve à la fois une activité historique et instrumentale. En 1839, un séisme d'intensité épiscopale VII a eu lieu à Annecy (Billet, 1851). Le 15 juillet 1996 un séisme de magnitude $M_I 5.3$ a eu lieu. Ce dernier a eu de très nombreuses répliques dont une centaine environ a pu être enregistrées. Ces différents séismes sont très superficiels, la profondeur est inférieure à 3 kilomètres. La faille du Vuache est donc active dans la couverture sans que l'on sache si cette faille active se poursuit dans le socle.

Dans ce chapitre, la géométrie et l'activité durant le Quaternaire de la faille du Vuache sont étudiées grâce à des indices de terrain et à deux méthodes géophysiques : la tomographie de résistivité électrique à terre ; la sismique réflexion dans le Lac d'Annecy. En effet la terminaison méridionale de la faille, dans le lac d'Annecy probablement, est mal connue. Un autre objectif est de déterminer si cette faille s'enracine dans le socle cristallin et d'apporter des éléments permettant de discuter de la continuité entre les failles de socle et de couverture. Cette question a déjà été soulevée par Thouvenot et al. (1998) et Baize et al. (2011). Pour cela, l'interprétation de profils sismiques industriels spécialement retraités a été utilisée.

En guise de conclusion, les observations et hypothèses qui auront pu être dressées seront exploitées pour quantifier une gamme de magnitudes maximum possibles le long de la faille du Vuache, tenant compte à la fois de la longueur, de la profondeur et de la segmentation de la faille.

III.1 Apport de la géologie structurale à la compréhension de la faille du Vuache

Des observations de terrain et des mesures de structurales (mesure de pendage, pitch de tectoglyphes, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) ont été réalisées au NW du lac d'Annecy dans l'objectif de (1) reconnaître l'extension et la localisation de la faille du Vuache, et de caractériser sa cinématique long-terme.

Les affleurements étudiés sont situés dans les calcaires urgoniens. Les coordonnées sont reportées dans le Tableau VIII.

Nom	Latitude	Longitude	Nature	Nombre de fractures mesurées	Nombre de failles mesurées
ANN1	45.899528°	6.165083°	Calcaire	8	11
ANN2	45.898972°	6.164028°	Calcaire		
ANN3	45.891389°	6.175972°	Calcaire	5	6
TAL1	45.847250°	6.208914°	Calcaire	6	

Tableau VIII : Coordonnées (WGS84) des sites de mesure et nature du terrain

Quatre stations de mesures ont été réparties le long du bord Ouest du lac d'Annecy (Figure III-1 et Figure III-2). La direction horizontale du plan de des fractures ou des failles mesurées a été reportée sur un diagramme en rose grâce au logiciel Faultkin (Allmendinger et al., 2012). La longueur de chaque direction sur les diagrammes en rose représente le pourcentage d'occurrence de la classe.

En raison du petit nombre de mesures les sites de mesures ANN1 et ANN2 ont été regroupés sur un seul stéréogramme (Figure III-1). Deux familles d'orientation préférentielles sont visibles :

- Une première famille de direction N-S de pendage raide vers l'Est est visible. Cette direction est sensiblement la même que celle observée pour la stratigraphie, ainsi que les failles structurants le massif présentes sur la carte géologique.
- Une seconde famille de direction NE-SW, présente des pitch inférieur ou égale à 25° . Ce sont des failles senestres.

Sur le stéréogramme du site de mesure ANN3 (Figure III-1), deux familles de mesures sont visibles :

- Des failles senestres avec des plans subverticaux vers le Nord.
- Des plans de failles de direction ENE-WSW avec un pendage NW. Sur un des plans, deux générations de stries montrent des pitches ; une plus ancienne à composante inverse (pitch : 90°) et une plus jeune à composante sénestre (pitch : 55°).

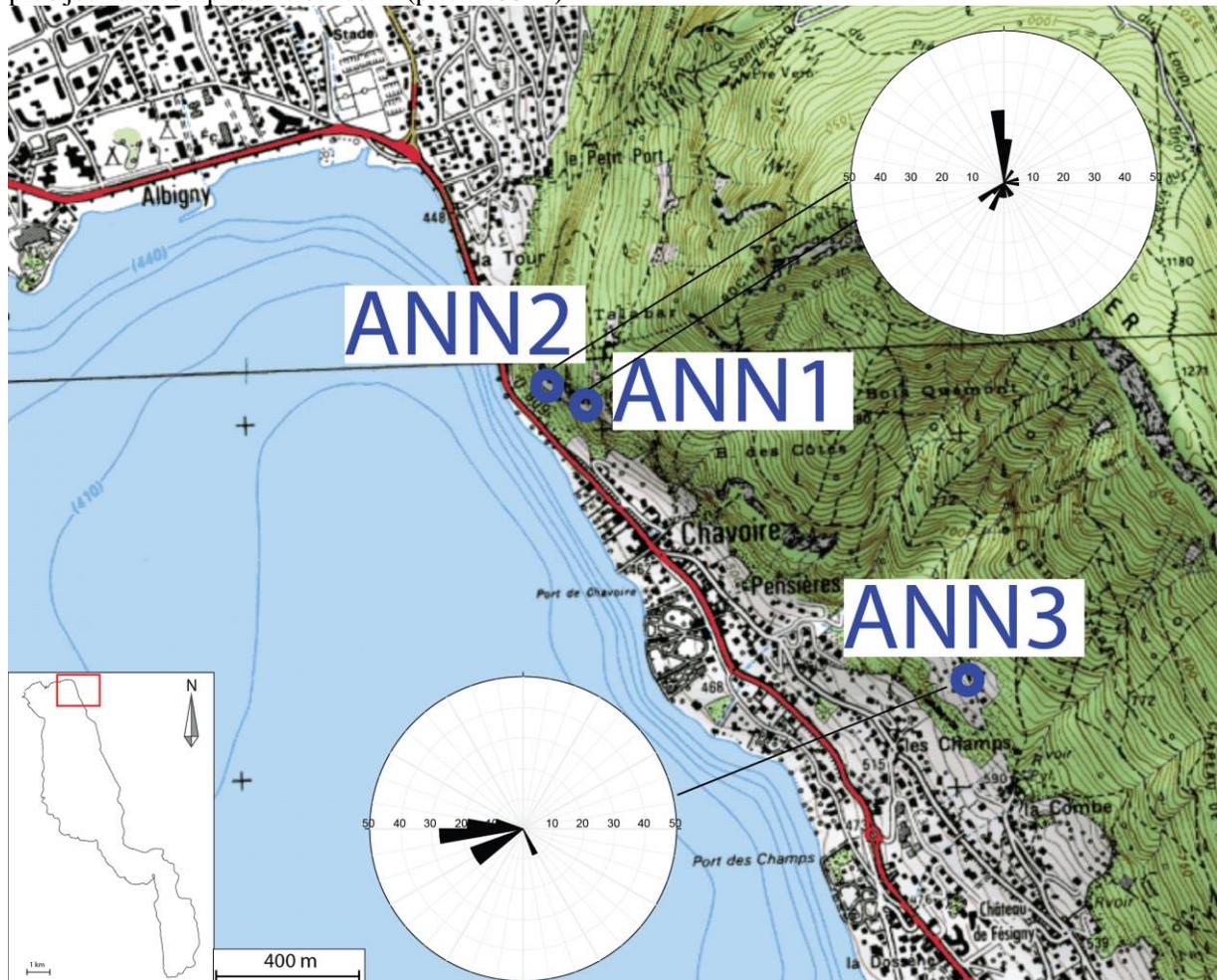


Figure III-1 : Diagramme en rose des directions de plans de failles et de fractures pour les mesures réalisées sur le bord Nord-Ouest du lac d'Annecy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Sur le stéréogramme TAL1 (Figure III-2), il n’y a pas de directions privilégiées étant donné le faible nombre de mesures.

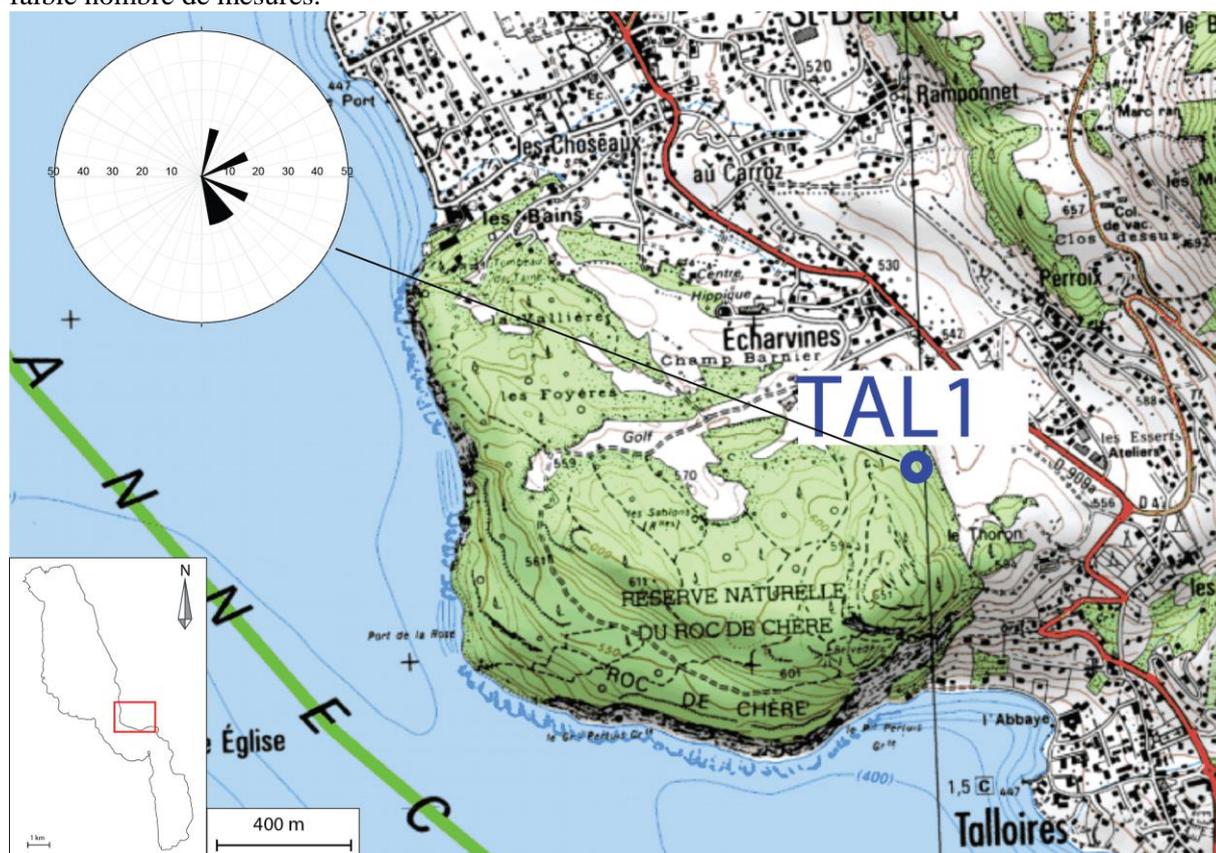


Figure III-2 : Diagramme en rose des directions de plans de failles et de fractures pour les mesures réalisées sur le bord Est du lac d’Annecy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l’IGN.

III.2 La faille du Vuache dans les formations quaternaires, indices de terrain

L’origine tectonique des déformations dans la carrière de la Balme de Sillingy n’est pas certaine (Gharifi, 1995). Toutefois, Baize et al. (2002) montrent que le jeu inverse des failles reconnues est compatible avec le jeu senestre de la faille du Vuache (Chapitre I.2.1).

Goguel (1943) note des déformations dans des sablières proches de Léaz. Il montre que les failles et les valeurs anormales du pendage tiennent à des affaissements dus à la fusion de masses de glace fossiles, provenant d’écroulements du front du glacier, et rapidement enfouies sous les alluvions torrentielles.

Différents affleurements de dépôts quaternaires situés sur ou à proximité du tracé de la faille (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) ont été étudiés par Ribot (2015), étudiant de troisième année de licence encadré par Camille de La Taille et Christian Crouzet. Les principaux résultats sont présentés ci-dessous. Il est à noter qu’aucune déformation n’a été observée dans les alluvions graveleuses anciennes du paléo-Rhône (anté-würmiennes), ni dans les argiles litées de Planaz (Crouzet et al., 2015).

III.2.1

Sillingy

Le premier affleurement est celui de Sillingy, il se trouve au bord de la nationale 508 (Figure III-3). À Sillingy, on observe un affleurement complexe avec essentiellement trois grands ensembles. Cet affleurement est visible grâce à un terrassement pour la construction d'un bâtiment. Il va donc disparaître. À la base, un faciès d'alluvions sableuses deltaïques avec une stratification inclinée vers le NE est présent (Figure III-4, Figure III-5). Il est surmonté par un ensemble fluvio-glaciaire contenant des bancs de sable propre et bien trié, qui peut être assimilé à des dépôts de sandur proglaciaire (Figure III-4). Le sommet de l'affleurement est constitué par un till indiquant une récurrence glaciaire Cette succession stratigraphique est perturbée par diverses déformations. Des structures d'échappement de fluides sont observées dans les bancs sableux (Figure III-6). De plus, on peut noter la présence de failles grâce aux bancs argileux décalés (Figure III-7). Dans la partie sommitale, des cheminées d'injections sont également présentes. Ces déformations sont caractéristiques de processus de type cryoturbation / glacitectonique, toutefois, l'affleurement étant localisé relativement proche du tracé de la faille du Vuache, l'hypothèse de déformation tectonique n'est pas à exclure.

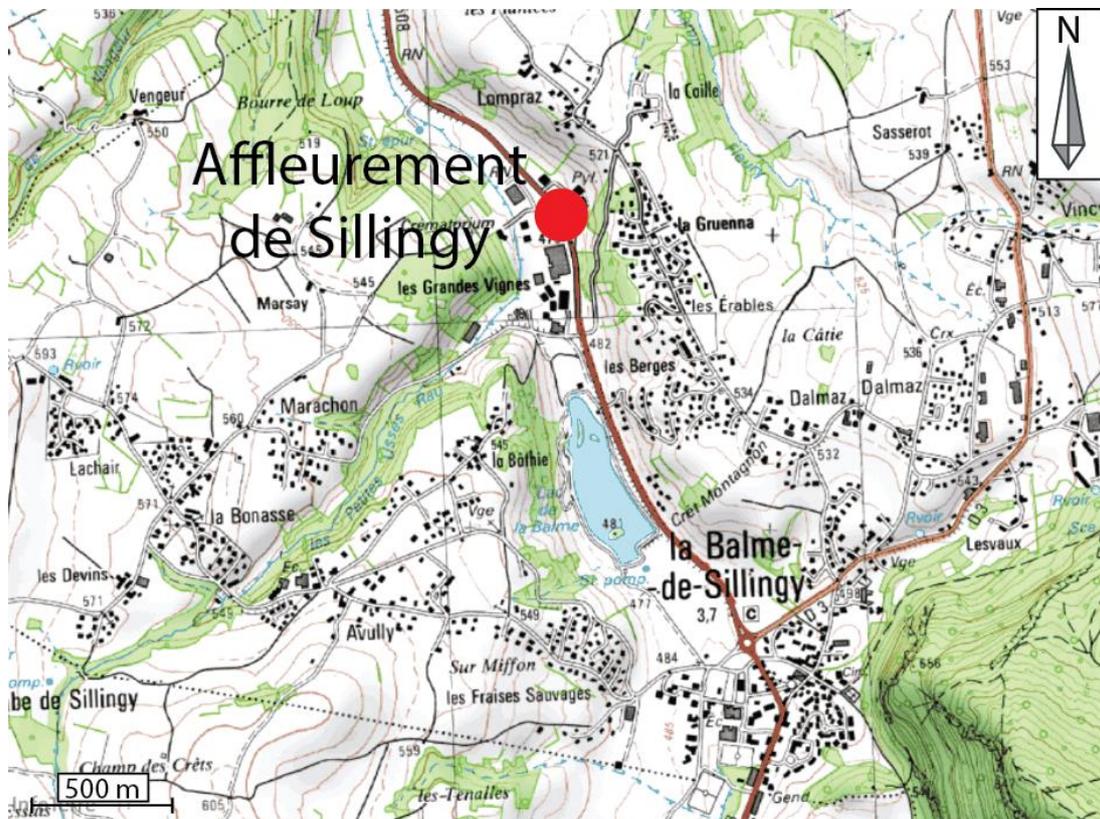


Figure III-3 : Carte de localisation de l'affleurement de Sillingy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.



Figure III-4 : Panorama de l'affleurement de Sillingy.



Figure III-5 : Structure principale de l'affleurement de Sillingy. Cadre 1 sur la Figure III-4.

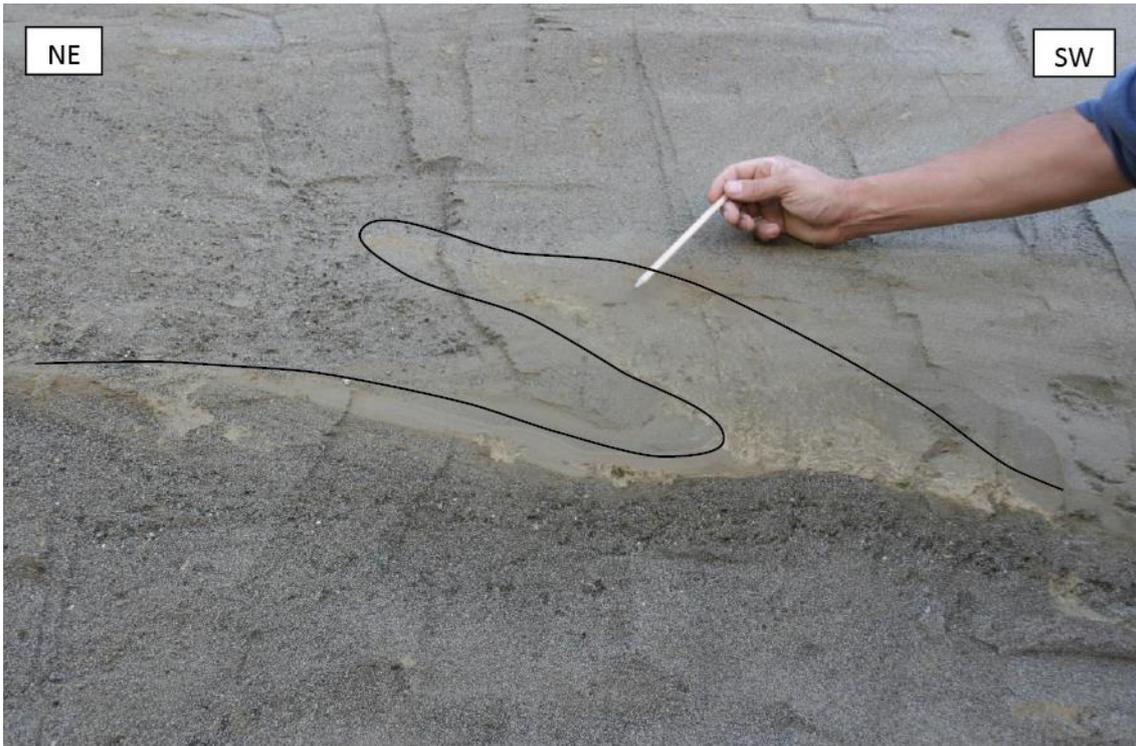


Figure III-6 : Figures d'échappements de fluides à Sillingy. Cadre 2 sur la Figure III-4.



Figure III-7 : Faille inverse montrant un décalage de 7 cm du banc argileux.

III.2.2

Les Usses

L'affleurement se situe le long de la nationale 508 (Figure III-8). Cet affleurement a été mis au jour grâce à l'érosion.

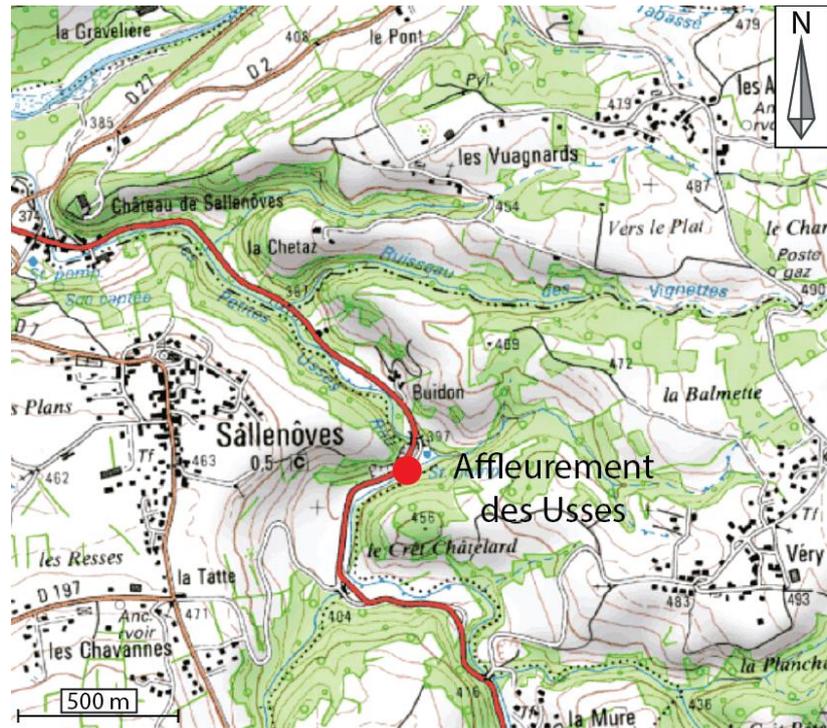


Figure III-8 : Localisation de l’affleurement des Usses. Le fond de carte provient du Scan 25® de l’IGN.

L’affleurement des petites Usses (Figure III-9 et Figure III-10) est constitué par une série sédimentaire détritique de type fluviatile avec des changements de granulométrie importants. Le sommet de l’affleurement est constitué par un till.

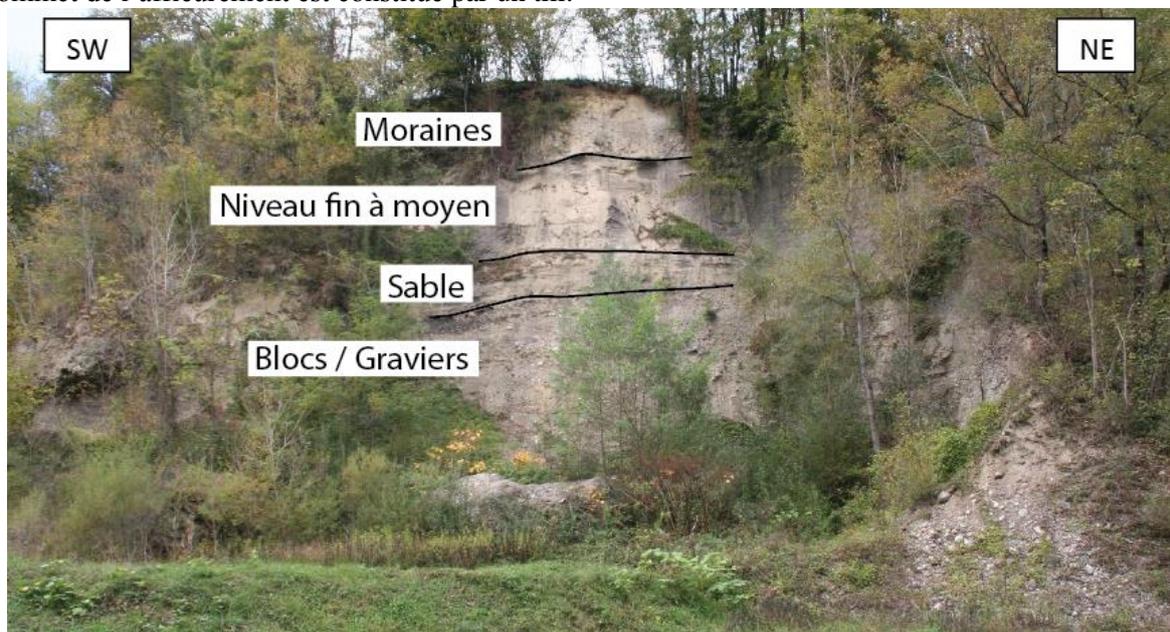


Figure III-9 : Panorama de l’affleurement des Usses.

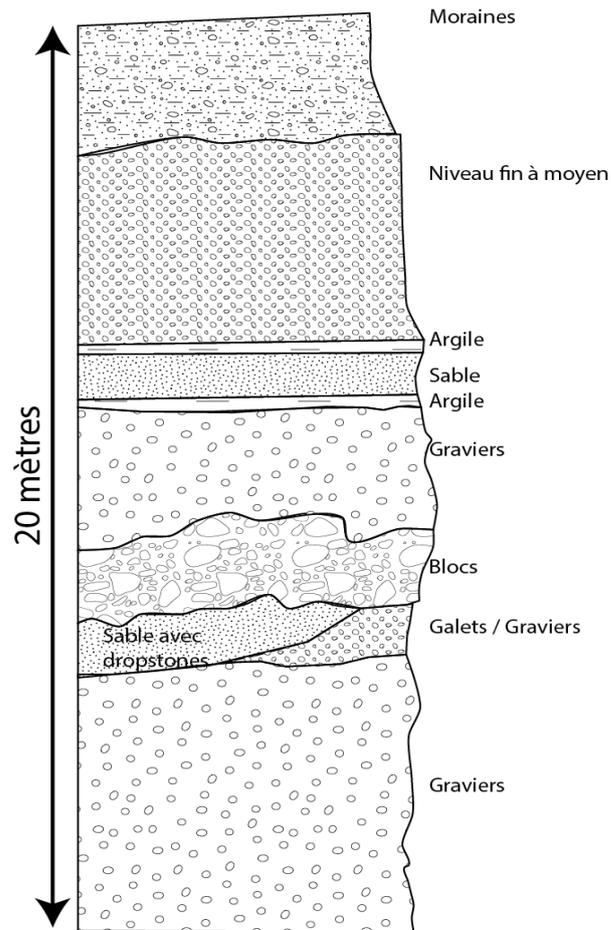


Figure III-10 : Log stratigraphique des Usse

Les changements brusques de régime hydraulique traduisent un dépôt proglaciaire. Dans le niveau sableux avec dropstones, des plis déversés sont visibles (Figure III-11). La formation de ces plis pourrait être dû à une instabilité gravitaire permettant de créer des slumps ou bien être liée à des phénomènes de fluage de matériaux meubles lors de la récurrence glaciaire. L'observation de galets présentant des fractures verticales étaye cette seconde hypothèse.



Figure III-11 : Plis observés aux Usses.

Bien que situé à proximité immédiate du tracé de la faille du Vuache, cet affleurement n'a pas révélé de déformation d'origine tectonique.

III.2.3 Vincy

La carrière de Vincy (Figure III-12) se situe à 1.8 km à l'Est de la trace de la faille du Vuache. Seuls quelques petits affleurements subsistent ne nous ayant pas permis d'établir une série stratigraphique globale. Selon Nicoud (1985), il s'agit d'un ensemble d'alluvions deltaïques très grossières reposant sur la moraine de fond « würmienne ». Une pellicule morainique les recouvre localement soulignant une récurrence glaciaire (Figure III-13).

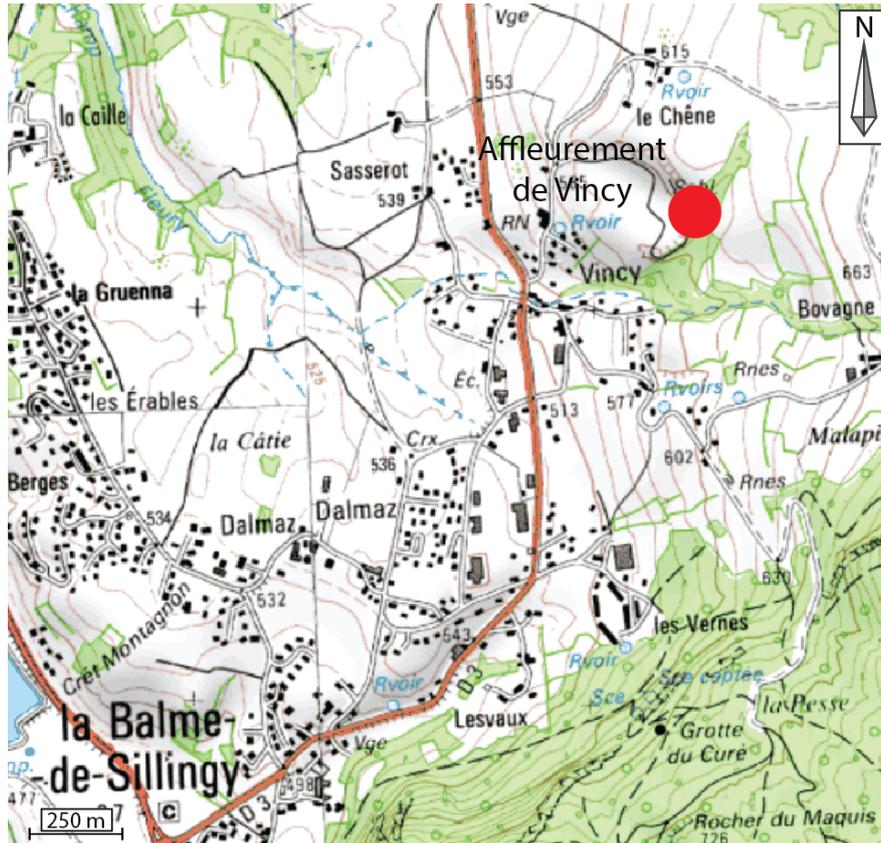


Figure III-12 : Carte de localisation de l’affleurement de Vincy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l’IGN.

Le caractère deltaïque des alluvions est bien marqué par une alternance de sable et graviers présentant une structure en foreset. On note également la présence de graviers et galets arrondis en chenaux grano-classés. Les galets et graviers sont bien triés par un transport de type fluvial. Au sommet de cette partie on retrouve des graviers et galets anguleux, baignant dans une matrice sablo-silteuse. Ces matériaux sont de type fluvioglacière, annonçant probablement la récurrence décrite par Nicoud (1985). On note la présence de cryoturbation (kettle) dans les matériaux fluvioglacière au SE de l’affleurement.



Figure III-13 : Panorama de l’affleurement de Vincy.

Les niveaux sableux sont fracturés. Ces failles se disposent en « structure en fleur » (Figure III-14), caractéristique des zones de décrochement.

À proximité immédiate on observe une faille subverticale orientée N-S mettant en contact un niveau de sable avec des graviers cimentés. Ce ciment traduit la présence de circulation de fluides le long de la faille observée, et les flowers structures juxtaposées indiquent que cette faille est une faille

décrochante. Au centre de l’affleurement on note la présence de graviers et galets arrondis en chenaux grano-classés. Les galets et graviers sont bien triés par un transport de type fluviatile. Au sommet de cette partie on retrouve des graviers et galets anguleux, baignant dans une matrice sablo-silteuse. Ces matériaux sont des matériaux de type fluvioglaciare. On note la présence de cryoturbation dans les matériaux fluvio-glaciaire au SE de l’affleurement.

L’affleurement de Vincy a donc subit de multiples déformations, on note la présence d’une faille subverticale décrochante, ainsi que des formes de cryoturbation. On peut donc emettre l’hypothèse que l’affleurement de Vincy a subit des déformations tectoniques et glacio-tectoniques. Cet affleurement se situe à 1.5 km au NE de la faille du Vuache.



Figure III-14 : Déformation dans le banc sableux (structures en fleur) à Vincy.

III.3 Localisation et caractérisation de la faille du Vuache par la tomographie de résistivité électrique

III.3.1 Introduction

Cette méthode permet d’imager les failles à proximité de la surface et donc de les localiser à terre. En effet, au passage de la faille, la résistivité électrique change. Deux cas sont possibles : soit la faille permet le passage de fluides ce qui engendre des résistivités plus conductrices ; soit elle empêche tout passage de fluides, si elle est colmatée ce qui engendre des résistivités plus élevées. Les interprétations seront faites en se reportant aux modèles réalisés dans le Chapitre II.1.3.2.

En septembre 2006, l’IRSN a mené une campagne de tomographie de résistivité électrique (ERT) dans l’objectif d’identifier un endroit propice à l’implantation d’une tranchée paléosismologique. Lors du présent travail, 4 campagnes d’acquisition supplémentaires ont été réalisés. (Tableau IX ; a, b, c et i sur la Figure III-15). De nombreux profils ont été réalisés à Sallenôves dans le but d’identifier un endroit propice à l’implantation d’une tranchée

paléosismologique. Des profils ont été réalisés au Nord de la faille pour identifier si des déformations affectent les sédiments quaternaires. Un profil a été réalisé au Paquier (Annecy) (Figure III-15) pour identifier l'activité quaternaire de la faille du Vuache sur la rive nord-ouest du Lac d'Annecy. Les résultats obtenus seront présentés du Nord au Sud.

Nom	Lettre	Longitude 1ère électrode	Latitude 1ère électrode	Longitude dernière électrode	Latitude dernière électrode	Réalisé quand et par qui ?
Léaz	a	5.8807066	46.0999195	5.8866555	46.0997470	ISTerre
Musièges	b	5.9651678	46.0254833	5.9657635	46.0282230	ISTerre
Sallenôves 3 mètres	c	5.9783850	46.0087350	5.9819170	46.0095310	ISTerre
Sallenôves 1 mètre	c	5.9794320	46.0089410	5.9805690	46.0092560	ISTerre
Sallenôves HR	c	5.9787550	46.0089090	5.9793380	46.0090370	ISTerre
Sallenôves HR Perpendiculaire	c	5.9788720	46.0091380	5.9790080	46.0087240	ISTerre
Sallenôves 3D	c	5.9787960	46.0088900	5.9788350	46.0088130	ISTerre
Paquier	i	6.1303511	45.8986106	6.1389041	45.9041330	ISTerre
Aéroport 1	g	6.0954885	45.9275101	6.0980292	45.9297270	IRSN
Aéroport 2	g	6.0947029	45.9278595	6.0972614	45.9300355	IRSN
Autoroute 1	h	6.1066403	45.9245354	6.0980735	45.9151292	IRSN
Autoroute 2	h	6.1037669	45.9208045	6.1126590	45.9302826	IRSN
Cimetière	f	6.0907664	45.9305971	6.0993796	45.9373365	IRSN
Vengeur	d	6.0142159	45.9843120	6.0042222	45.9801076	IRSN
Sillingy	e	6.0456768	45.9574178	6.0407081	45.9536731	IRSN

Tableau IX : Récapitulatif des différentes campagnes réalisées sur la faille du Vuache avec la localisation de la première et la dernière électrode de chaque profil.

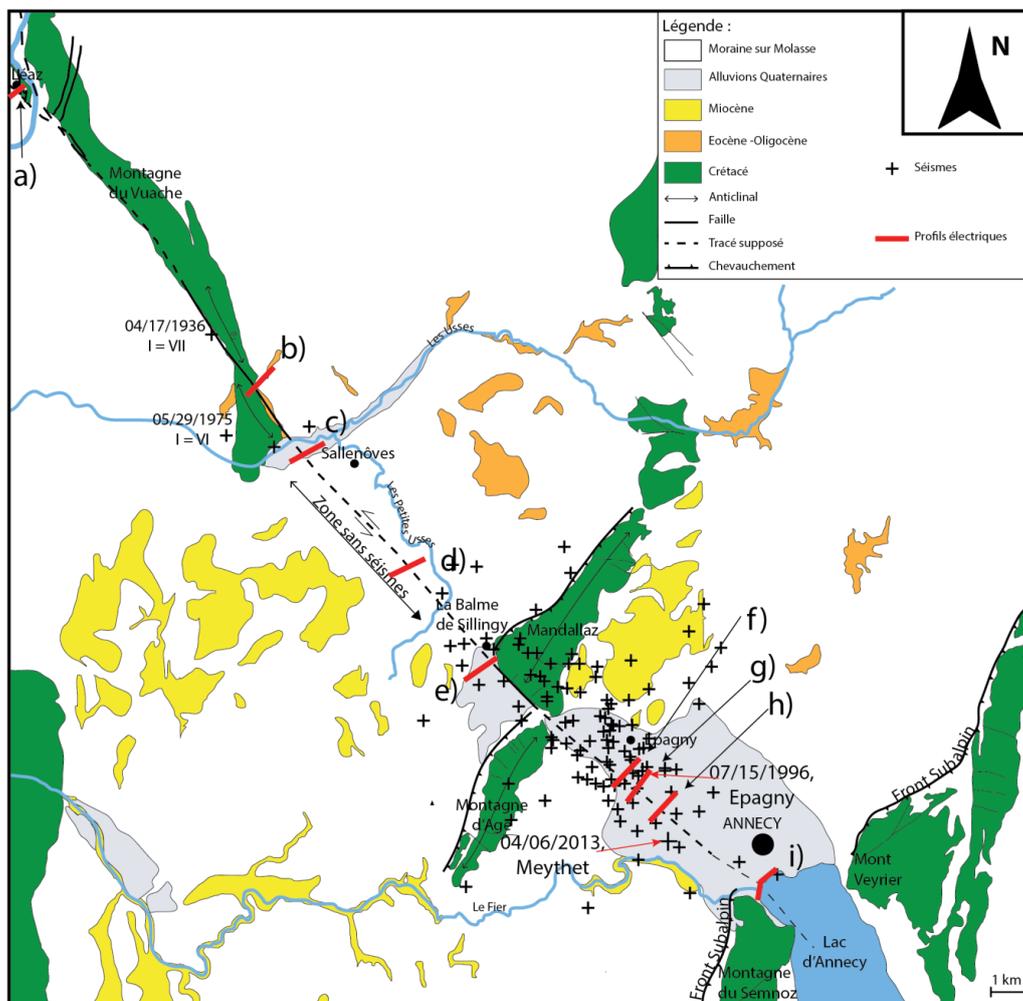


Figure III-15 : Schéma structural autour de la faille du Vuache. Les différents profils électriques réalisés sont représentés. Les profils d, e, f, g et h ont été réalisé par l'IRSN en 2006. Les profils a, b, c et i ont été réalisé pendant cette thèse. En vert : Mésozoïque, en jaune : miocène, en orange : éocène, en blanc : moraine sur molasse, en gris : alluvions quaternaires.

III.3.2 Le secteur de Léaz

Dans le chapitre I.4.3.1, la terminaison septentrionale de la faille du Vuache est discutée. Donzeau et al. (1998) ont dessiné une terminaison complexe de la faille du Vuache. Au niveau de Léaz, la faille se sépare en deux branches passant chacune de part et d'autre du rocher de Léaz. Un profil a été réalisé à l'Ouest du rocher de Léaz, pour imager les déformations quaternaires potentielles. La localisation du profil électrique est présentée sur la Figure III-15 et la Figure III-16 tandis que les coordonnées de la première et la dernière électrode sont reportées dans le Tableau IX. Ce profil (Figure III-17, 'a' sur la Figure III-15) a été réalisé en configuration dipôle-dipôle, car cette configuration est plus sensible aux structures verticales.

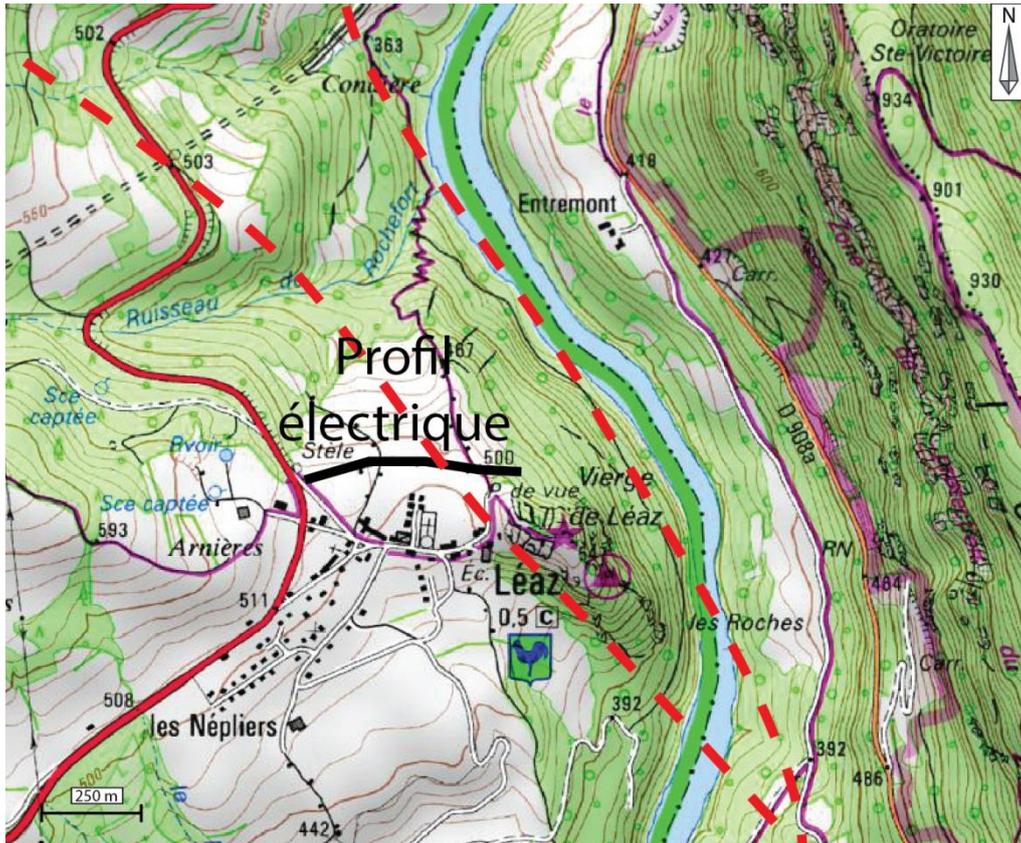


Figure III-16 : Carte de localisation du profil électrique de Léaz, ainsi que la faille du Vuache de Donzeau et al. (1998). Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Sur ce profil plusieurs couches de résistivités sont visibles :

- On peut y voir en profondeur des résistivités supérieures à 600 ohm.m.
- Dans la partie E du profil, une zone de résistivité de l'ordre de 200/300 ohm.m est présente.
- Les premiers mètres imagés sur le profil électrique ont des valeurs de résistivités plus faibles, inférieures à 150 ohm.m

Les valeurs de résistivités les plus fortes sont interprétées comme étant la signature du calcaire qui est retrouvé à l'affleurement à l'Est du profil. Étant donné la géométrie du calcaire en profondeur déduite du profil électrique, et la présence de ce calcaire à l'affleurement à l'Est du profil, il est probable qu'une faille passe à l'Est du profil électrique réalisé ou que la géométrie du calcaire résulte de l'érosion de ce dernier. Les faibles résistivités sont interprétées comme étant la signature du quaternaire. Les résistivités autour de 200/300 ohm.m pourraient être interprétées comme la signature de la molasse qui est probablement présente immédiatement sous le Quaternaire comme le suggère la lecture de la carte géologique. La banque de données de sondage du BRGM présente des sondages au Sud du profil électrique, localisés dans le glissement de terrain situé entre le village et le Rhône. Le sondage le plus proche du profil électrique montre de haut en bas : 1- des sables graviers galets avec localement des passées argileuses; cette formation est délicate à interpréter du fait d'une foration en destructif ne permettant pas d'observer de structures sédimentaires (cuttings). On peut penser qu'il s'agit soit de formation fluvio-glaciaire soit d'un till comme suggéré par la lecture de la carte géologique (Gy3); 2- des argiles laminées glacio-lacustres GLy2 selon la carte géologique ; 3- une formation composite argileuse à galets graviers et sable assimilable à un till ; 4- un complexe de blocs calcaires et de marnes peut être en éboulis ou constituant le substratum rocheux fortement tectonisé. Au niveau du profil électrique, la formation glacio-lacustre ne semble pas présente.

Ce profil électrique n'a pas permis d'imager une déformation à l'intérieur de l'ensemble quaternaire. Des investigations complémentaires dans ce secteur seraient nécessaires.

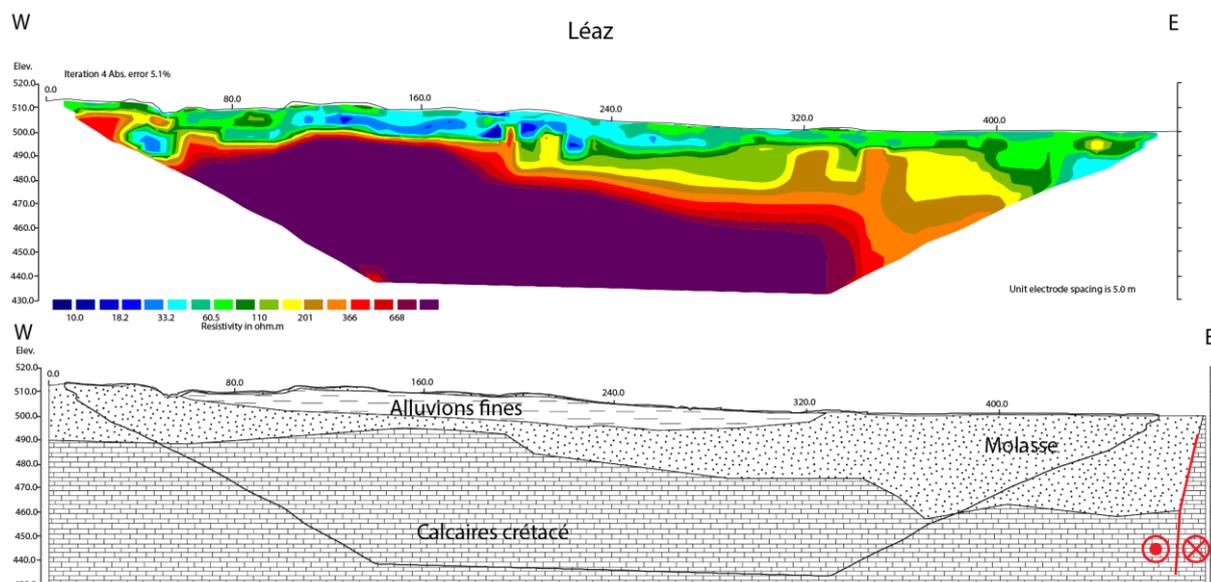


Figure III-17 : Profil électrique a, réalisé proche du village de Léaz, localisé sur la Figure III-16 ainsi que son interprétation.

III.3.3 Le secteur du Mont Musièges

La coupe géologique de Bordon et al. (2009, Figure III-18) montre, au pied du Mont Musièges, la faille du Vuache. Sur cette coupe, comme sur la carte géologique, la faille est scellée par les éboulis quaternaires. Au pied du Mont Musièges, la présence de dépôts quaternaires a permis la réalisation d'un profil électrique ('b' sur la Figure III-15) pour chercher à caractériser l'activité quaternaire de la faille.

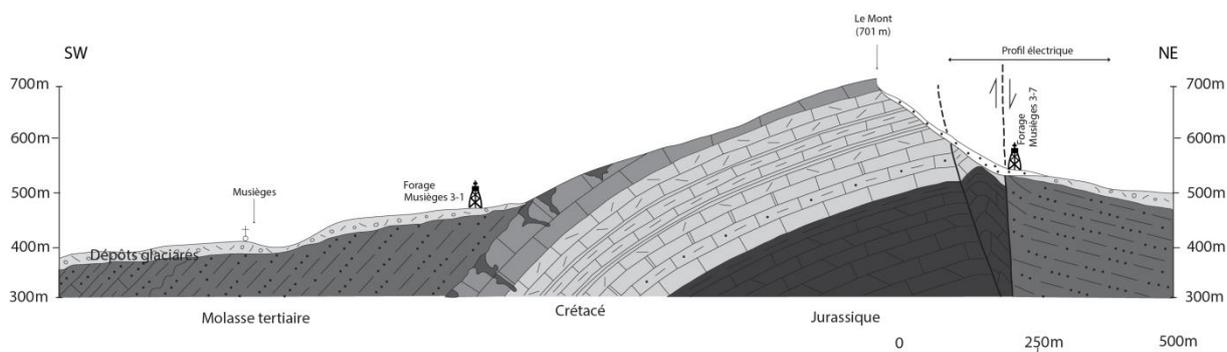


Figure III-18 : Coupe géologique réalisé au niveau du Mont Musièges (Bordon et al., 2009)

Un profil a été réalisé près de la départementale D187 (Figure III-19). À l'Ouest du profil, la présence d'un éboulis calcaire a été notée lors de l'acquisition. À l'Est, le profil recoupe une rivière. Le profil réalisé ici mesure 320 mètres, les électrodes sont espacées de 5 mètres. Il a été réalisé en configuration dipôle-dipôle. Cet emplacement a été choisi grâce aux investigations de terrain ainsi que la coupe géologique de Bordon et al., 2009.

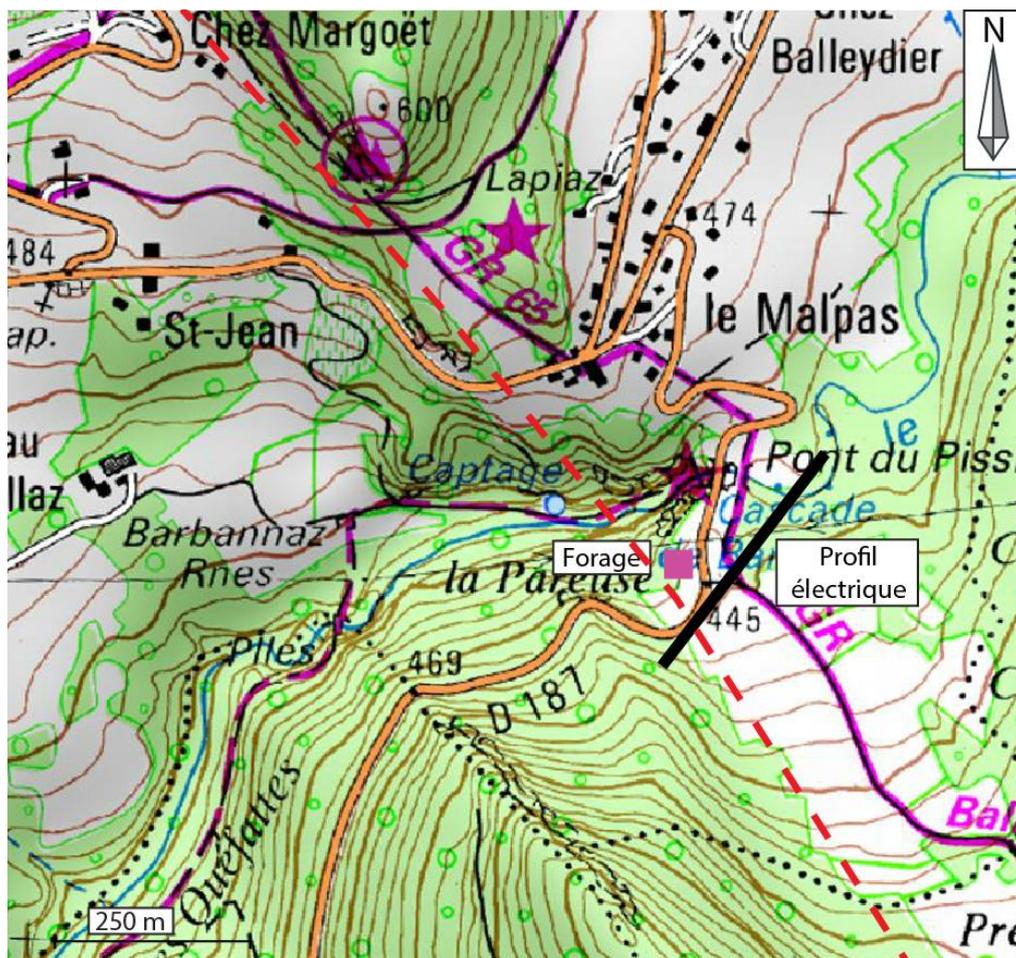


Figure III-19 Carte de localisation du profil du Mont Musièges. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. Le trait rouge représente la faille du Vuache d'après la carte géologique.

Sur ce profil plusieurs résistivités sont visibles :

- En profondeur, des résistivités de 600 ohm.m ;
- Les 10 premiers mètres ont des résistivités inférieures à 150 ohm.m ;
- Au SW des résistivités très faibles sont visibles, inférieures à 30 ohm.m.

Pour l'interprétation de ce profil, le forage Musièges 3-7 est utile (Figure III-20).

Sur le profil (Figure III-21), en profondeur des résistivités élevées sont visibles qui seraient associées au calcaire. Les résistivités plus faibles sont considérées comme la signature de la molasse Burdigalienne. Cela est confirmé par les données du forage Musièges 3-7 (Figure III-20, il est situé à l'Ouest du profil). Au centre du profil, un contraste de résistivité est visible dans la partie en profondeur. En se référant au modèle avec deux lithologies et une faille « conductrice » (Chapitre II.1.3.2.2) nous pouvons associer ce contraste à une faille. Ce contraste de résistivité n'atteint pas la surface du profil. Par conséquent, soit la faille n'est pas active à cet endroit depuis le Miocène, soit la résolution du profil n'est pas assez fine pour l'imager.

Il n'est pas possible de dire si la faille affecte l'Oligocène ou le Miocène, probablement à cause de la résolution du profil.

Au SW du profil, les contrastes de résistivités sont visibles (Figure III-21). Le forage (Figure III-20) peut être projeté sur cette zone. Ce forage montre la présence d'une faille. Cette zone de contraste est donc interprétée comme une zone de faille.

677-3-7

DÉPARTEMENT : HAUTE SAVOIE Pièce n° 1
feuille 1

COMMUNE : CONTAMINE SARZIN Indice de classement : 677 3 7

DÉSIGNATION : HS. P5 Cote du sol (z) = 565

Coupe établie par :

Interprétation de : M. relevée dans les archives du Service des Mines de GRENOBLE

PROFONDEURS DE 0 m A 1180 m	NATURE DES TERRAINS	INTERPRÉTATION	COTE DU TOIT
0,00 m 85 m	Alternances de grès plus ou moins sableux et marnes grises molassiques	BURDIGALIEN ?	
85,00 m 250 m	Alternances de grès sableux et de marnes bariolées molassiques.	
250,00 m 310 m	- idem - Augmentation progressive de la proportion de calcite dans les débris de forage. Carottage mécanique de 266,25 à 272,70 m ; grès sableux et marnes bariolées avec calcite dans les plans de fractures.	AQUITANIEN ?	
..... 310 m FAILLE	
310 m 335 m	Passage de la molasse broyée à zone de calcaires probablement Jurassiques très écrasés et étirés, proportion de calcite augmentée, <u>traces d'huile épaisse.</u>		
335,00 m 341 m	Faille - Terrains calcaires broyés, calcite, proportion de molasse en diminution.		
341,00 m 376 m	Calcaire jurassique moyen, grès avec intercalations jaunâtres puis...		
376,00 m 386 m	Calcaires bruns (couleur café au lait) plus compacts, moins de calcite.		
386,00 m 428,75	?		
428,75 m 714,m	Calcaire du <u>Jurassique supérieur</u> et moyen		
714,00 m 1118 m	Calcite recristallisée de teinte grisâtre		
1118 m 1180 m	Calcite brunâtre		

Figure III-20 : Forage Musières 3-7 localisé sur la coupe de la Figure III-18.

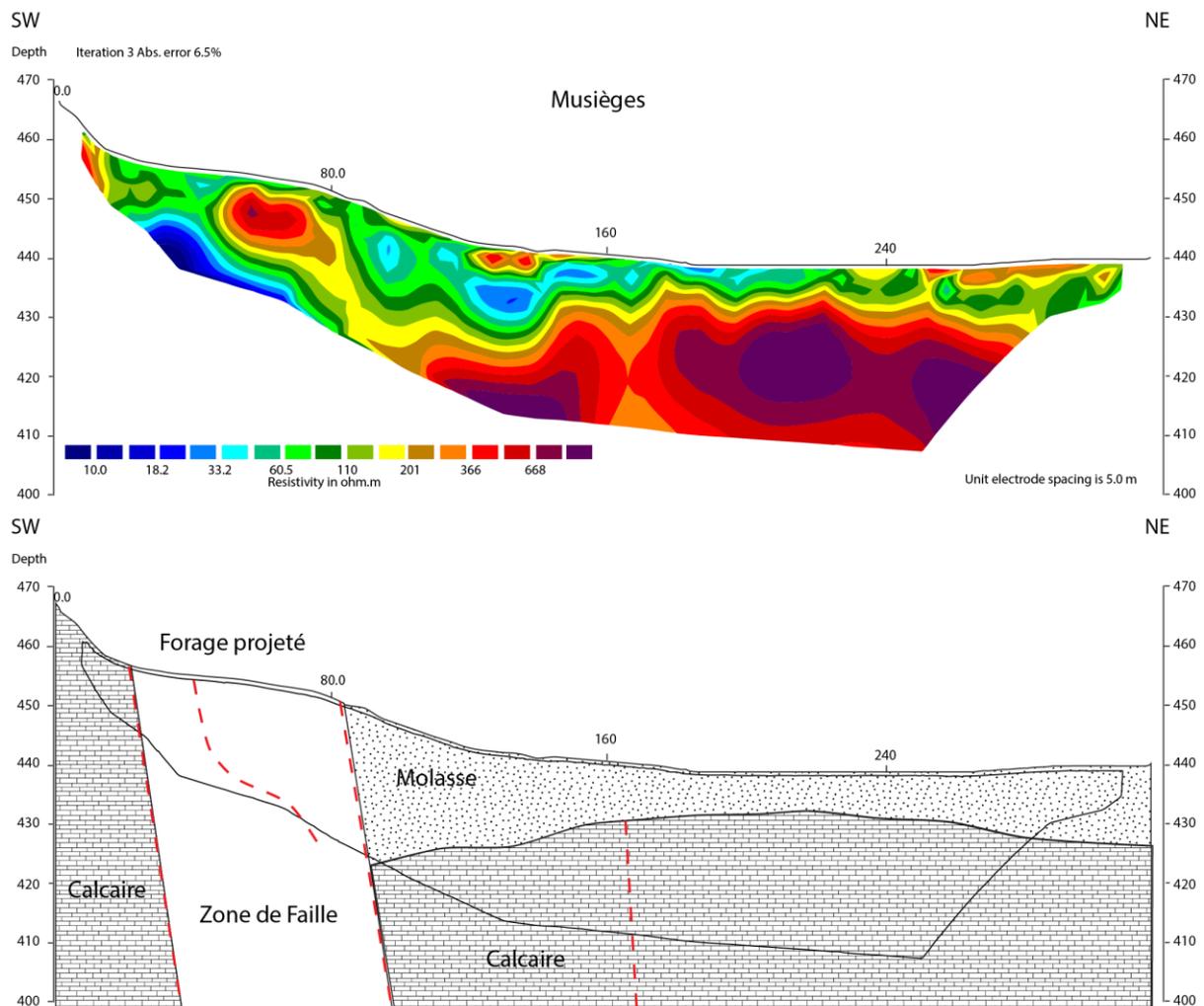


Figure III-21 : Profil électrique de Musièges ('b' sur la Figure III-15).

III.3.4 Le secteur de Sallenôves

Le long de la nationale N508, un site propice à la réalisation de profils électriques a été trouvé. En effet, sur la carte géologique il est possible de voir le tracé de la faille du Vuache. De plus, une baïonnette décalée est visible (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Dans cette baïonnette, de la molasse fracturée avec des failles montrant des stries horizontales est visible. Ce village est situé au Sud du Mont Musièges, proche de la rivière des Usses. La présence d'une terrasse fluviatile et du cône de déjection situés au niveau du passage probable de la faille laissait espérer la présence d'un enregistrement de la déformation dans les dépôts quaternaires. D'après la carte géologique ces dépôts sont holocènes. D'un point de vue morphologique, un décalage apparent senestre dans le flanc de la vallée pouvait laisser supposer le jeu récent de la faille recherchée. Une série de profils ERT a donc été réalisée. L'objectif étant potentiellement de trouver un site propice pour la réalisation d'une tranchée paléosismologique.

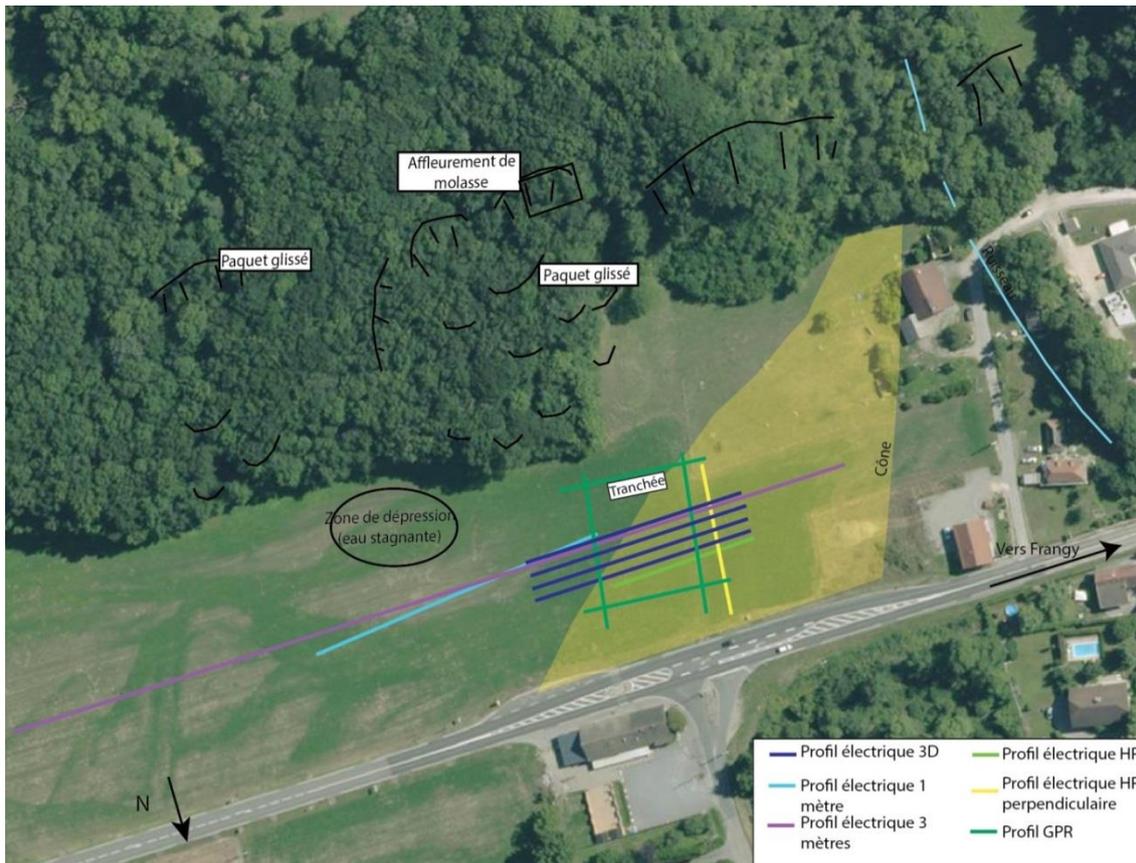


Figure III-22 : Photo aérienne du secteur d'étude sur la terrasse fluviale de Sallenôves, avec la localisation des profils électriques réalisés, le GPR et le sondage de reconnaissance.

La première acquisition électrique à Sallenôves montrait sur le profil une anomalie au centre (Figure III-23) qui laissait penser au passage de la faille dans les sédiments superficiels.

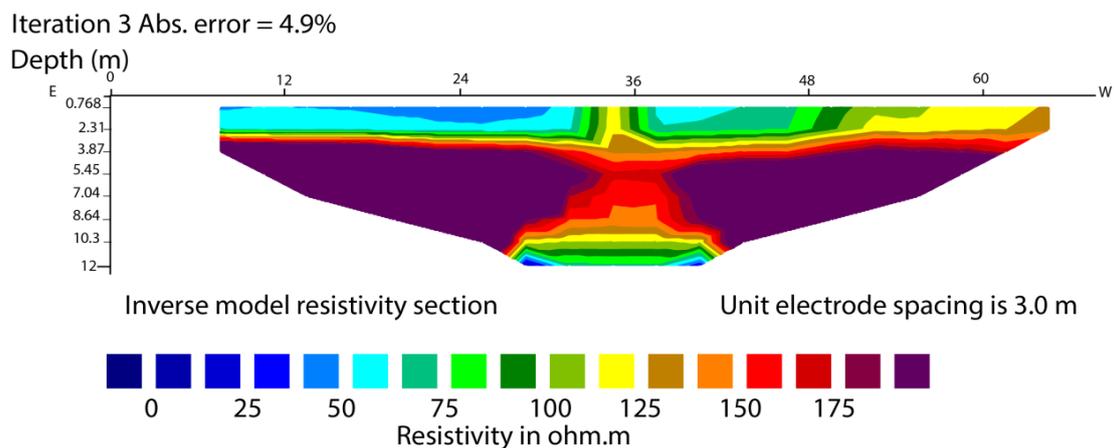


Figure III-23 : Profil électrique réalisé à Sallenôves en configuration Wenner, localisé sur la Figure III-15.

Pour essayer d'imager l'activité quaternaire de la faille du Vuache sur le site de Sallenôves, nous avons réalisé des investigations complémentaires. De nouveaux profils électriques, avec une investigation 3D, des profils GPR et, pour finir, un sondage réalisé à la pelle mécanique sur le tracé supposé de la faille. Il s'est avéré que cette anomalie était un artéfact, lié à un problème lors de l'acquisition.

Un profil, avec un espacement inter-électrodes de 3 mètres, a été réalisé en configuration dipôle-dipôle. Deux résistivités sont visibles sur ce profil (Figure III-24). En profondeur des résistivités autour de 20 ohm.m sont visibles. En surface, les résistivités sont autour de 200/300 ohm.m.

Ce profil (Figure III-24) présente des résistivités très faibles en profondeur qui sont probablement associées à de la molasse d'eau douce constituée de marnes et de grès probablement gorgés d'eau, niveau qui est identifié dans un forage réalisé à l'est des profils (Figure III-25). Les résistivités plus fortes vers la surface sont dues à des graviers apportés par la rivière des Ussets qui se situe à une centaine de mètres du profil. La résolution du profil (3 mètres) ne permet pas de faire la différence entre les différentes couches superficielles qui sont détaillées ensuite.

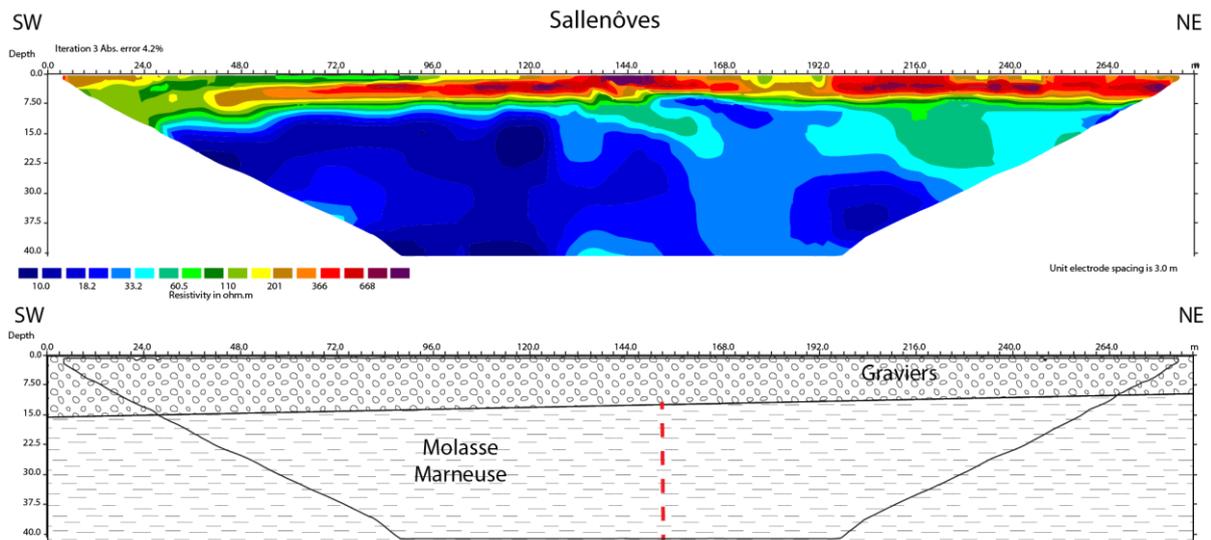


Figure III-24 : Profil électrique avec un espacement entre les électrodes de 3 mètres, localisé sur la Figure III-22 ('c' sur la Figure III-15) ainsi que son interprétation.

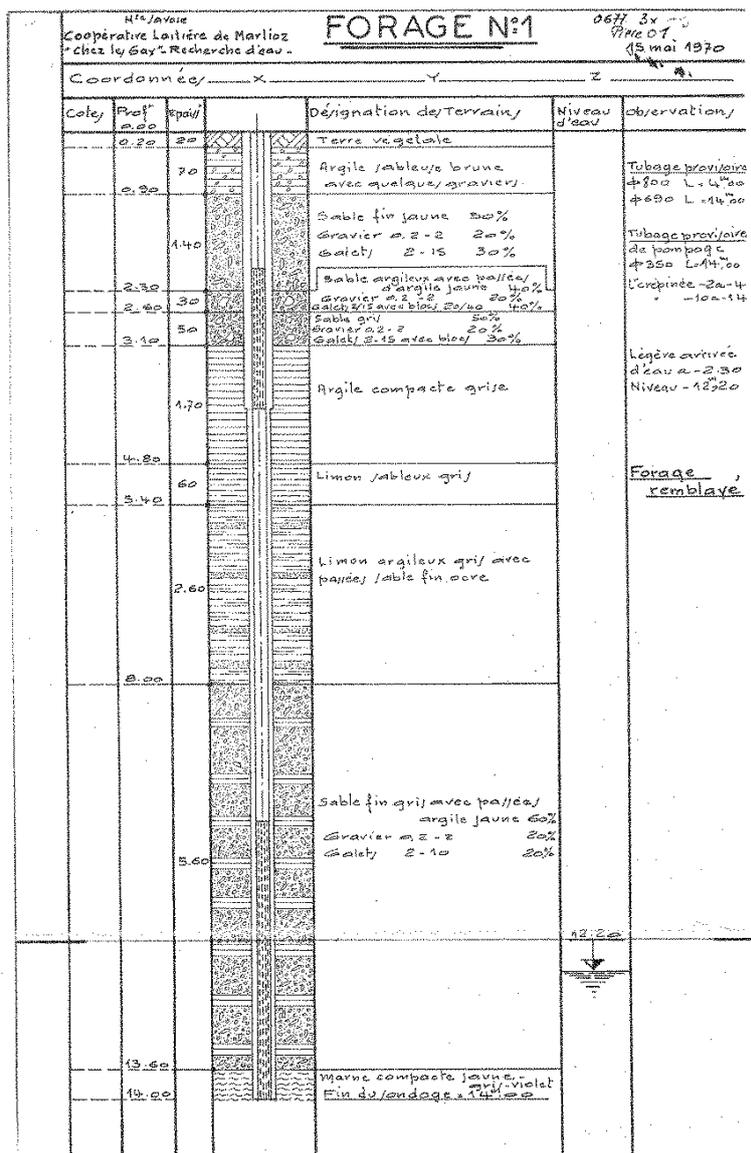


Figure III-25 : Sondage 06773X0009/F du BRGM (réalisé à 6.01111445° E ; 46.02219487 ° N).

En profondeur, dans la molasse, un contraste est visible. En se basant sur le modèle réalisé dans le Chapitre II.1.3.2.2, nous interprétons ce contraste comme deux lithologies différentes mises en contact par une faille permettant la circulation de fluides. Les deux lithologies différentes sont sûrement dues à deux régimes hydrologiques différents très certainement contrôlés par une faille entre les deux. Un profil de plus haute résolution a été réalisé (Figure III-26) pour voir si cette faille affecte les sédiments les plus récents. En effet, sur le profil de la Figure III-24, la faille n'atteint pas le niveau de graviers alors que la résolution de ce profil est de 3 mètres.

Un profil avec un espacement inter-électrodes de 1 mètre a été réalisé. Deux types de résistivités sont retrouvés : 200/300 ohm.m et 20 ohm.m.

En utilisant le forage (Figure III-25), à quatre mètres des argiles quaternaires sont visibles. Les résistivités les plus faibles sont donc interprétées comme des argiles quaternaires. Au-dessus, les résistivités élevées sont toujours associés aux graviers comme sur le profil à 3 mètres. Une variation latérale de résistivité est visible dans les argiles quaternaires. Cette variation latérale est interprétée comme due au passage d'une faille.

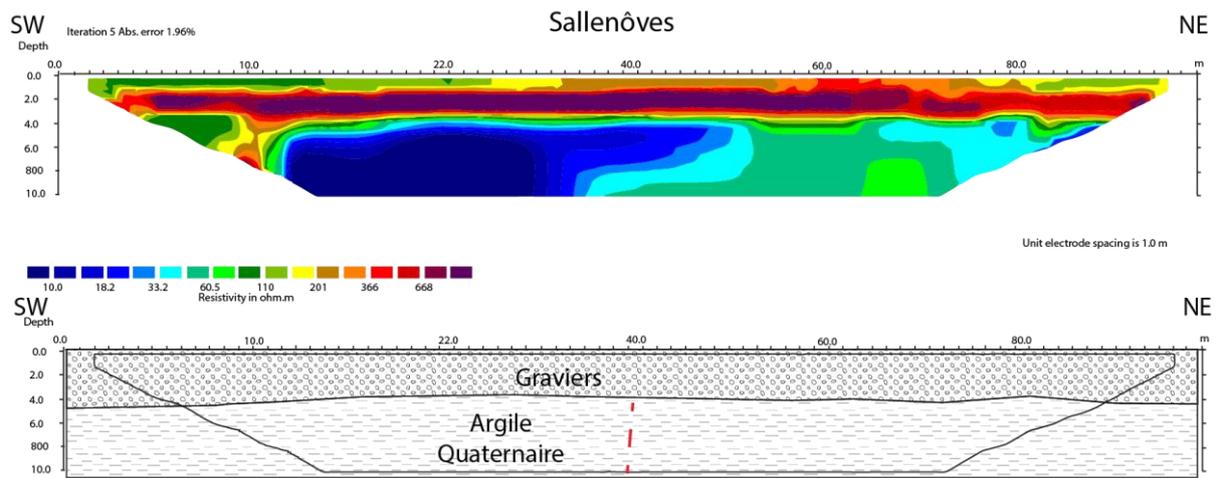


Figure III-26 : Profil électrique réalisé avec un espacement entre les électrodes de 1 mètre, localisé sur la Figure III-22 ('c' sur la Figure III-15) ainsi que son interprétation.

On peut noter que les graviers n'atteignent pas les mêmes profondeurs sur les deux profils présentés, sur la Figure III-24, les graviers s'arrêtent à 10-15 mètres de profondeur tandis que sur la Figure III-26, ils s'arrêtent à 4 mètres de profondeur. Cette différence est probablement due à la différence de résolution des profils.

D'autres profils ont été réalisés notamment des profils en 2D et 3D pour confirmer ou infirmer l'hypothèse du passage de la faille. Ces nombreux profils électriques (Figure III-27, Figure III-28) réalisés à Sallenôves ne permettent pas de conclure sur l'activité quaternaire de la faille du Vuache.

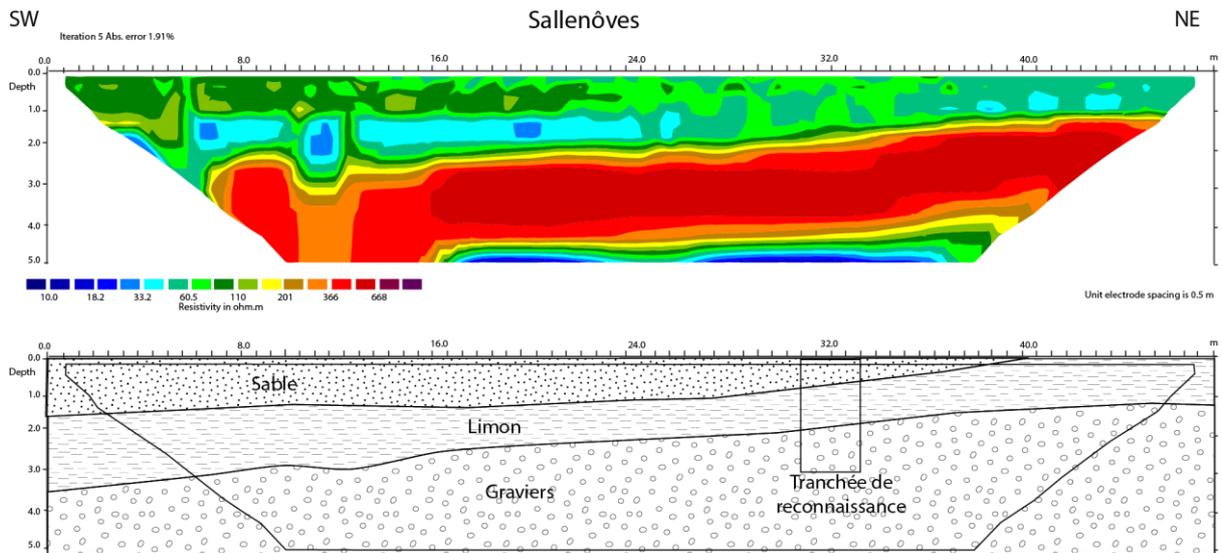


Figure III-27 : Profil électrique HR localisation sur la Figure III-22. L'espacement des électrodes est de 0.5m. Son interprétation est montrée, ainsi que la localisation de la tranchée de reconnaissance.

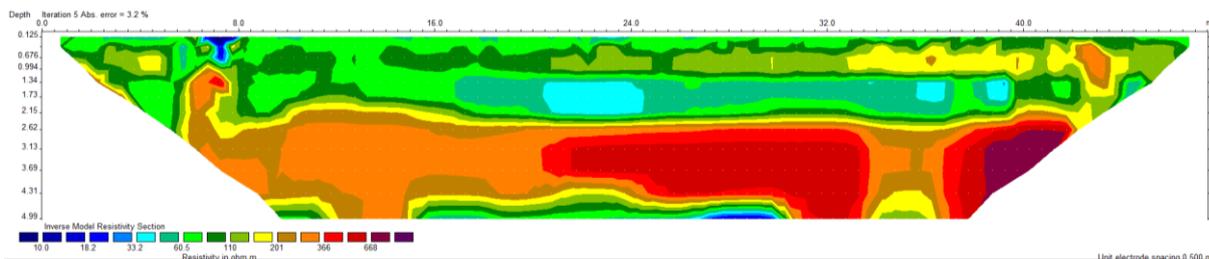


Figure III-28 : Profil électrique HR perpendiculaire, localisation sur la Figure III-22. L'espacement des électrodes est de 0.5m.

En parallèle, du GPR (Ground penetrating radar, Figure III-22) a été réalisé pour imager les éventuels décalages dus à la faille, le profil de la Figure III-29 ne présente également aucun décalage. Les réflecteurs sont peu perturbés, à droite (Ouest) des réflecteurs remontent vers la surface, ils sont dus aux chenaux identifiés dans la tranchée de reconnaissance réalisée à Sallenôves.

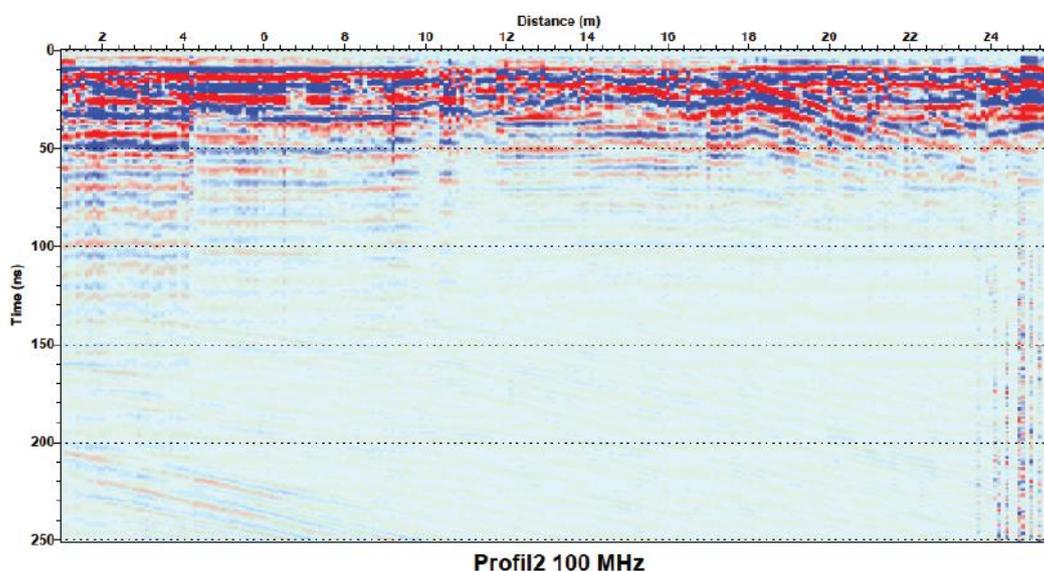


Figure III-29 : Profil GPR réalisé au-dessus du sondage de reconnaissance à Sallenôves, localisation sur la Figure III-22.

Le premier profil (Figure III-23) a permis de localiser précisément le lieu d'un sondage de reconnaissance au tractopelle réalisée en décembre 2013 (Figure III-30).



Figure III-30 : Photo du sondage réalisée à Sallenôves en décembre 2013, localisation sur la Figure III-22.

Afin de savoir si les sédiments étaient affectés par la faille et pour reconnaître la nature et l'âge des sédiments, un sondage de reconnaissance a été réalisé. Ce sondage n'a montré aucune anomalie ni aucune déformation due à une faille. Une brique émoussée a été trouvée ainsi que des charbons dans les premiers niveaux (Figure III-31). Cette brique qui a moins de 2000 ans (puisque les premières briques sont gallo-romaines) est émoussée et a donc été transportée. Elle indique donc que les sédiments sont très récents. L'hypothèse des sédiments très récents a été confirmée par les datations Carbone 14. En effet, deux âges ont été calculés, entre 462 ± 40 et 528 ± 26 ans cal BP (respectivement SacA41780 et SacA41781, Tableau X). Les âges ont été calibrés en utilisant le logiciel OXcal avec la courbe de calibration Intcal13 (Reimer et al., 2013). La probabilité que ces sédiments aient enregistré une déformation co-sismique est donc très faible, d'autant qu'aucun séisme majeur ne semble avoir affecté la région durant le dernier millier d'années (cf. catalogue Sisfrance), l'idée d'une tranchée paléosismologique à Sallenôves a donc été abandonnée.

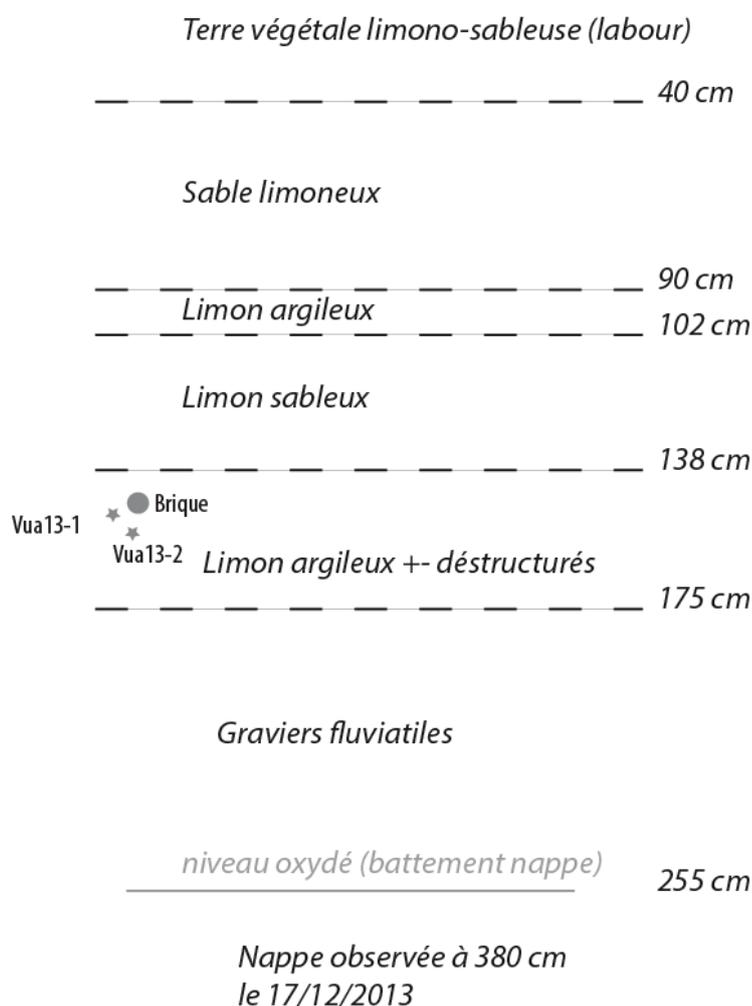


Figure III-31 : Coupe schématique du sondage de reconnaissance réalisé à Sallenôves. Les échantillons Vua 13-1, Vua 13-2 ont été prélevés pour une datation au carbone 14.

N°cible	Référence échantillon	Nature	mg C	Delta C13	pMC	Age BP
SacA41780	VUA13-1	Fragments végétaux	1.216	-27.4	95.484 ± 0.295	370 ± 30
SacA41781	VuA13-2	agglomérat charbonneux	0.435	-22	93.92 ± 0.288	505 ± 30

Tableau X : Age C14 des échantillons prélevés à Sallenôves.

III.3.5 Secteur du Vengeur

Proche de la ville de Mésigny (Figure III-32), Baize et al. (2006) ont réalisé un profil électrique (Figure III-33), qui est repris ici. Ce profil a été réalisé dans la baïonnette dite du Vengeur. Baize et al. (2011) montrent que l'axe de la vallée est décalé vers la gauche de 2 km environ, avec une évidence de trace de la faille. Ce profil a été réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 970 mètres de long avec un espacement inter-électrode de 20 mètres.

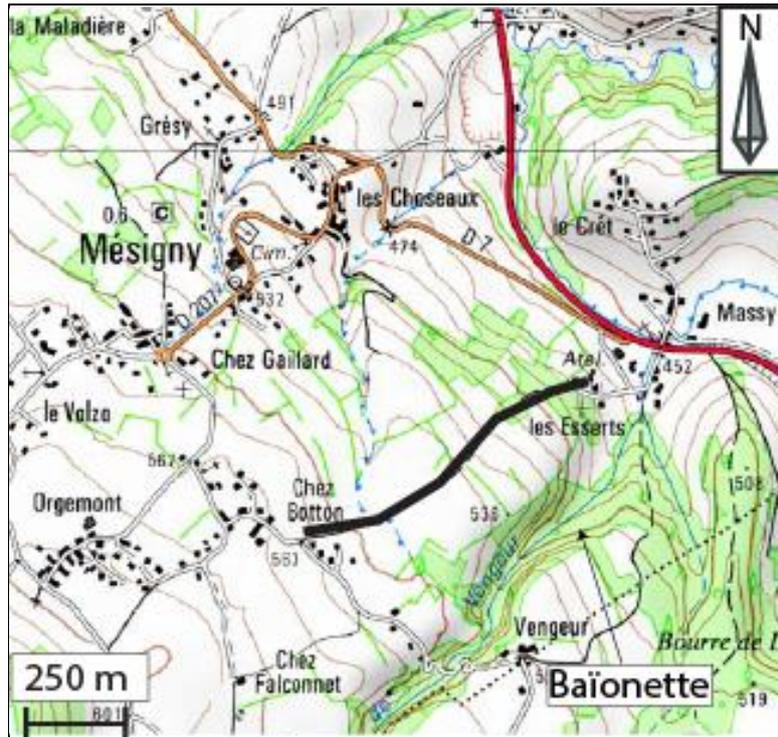


Figure III-32 : Carte de localisation du profil réalisé au Vengeur. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Le profil 'd' réalisé lors de la campagne de l'IRSN de 2006 (Figure III-33) est assez homogène. Un contraste de résistivité est visible au centre du profil, en profondeur. Ce contraste est conducteur, en se basant sur les modèles de faille conductrice du Chapitre II.1.3.2.3, nous l'interprétons comme une faille. De plus, Baize et al. (2006) localisent ce contraste exactement à l'endroit de la 'baïonnette' du thalweg. Ils l'interprètent comme la trace de la faille.

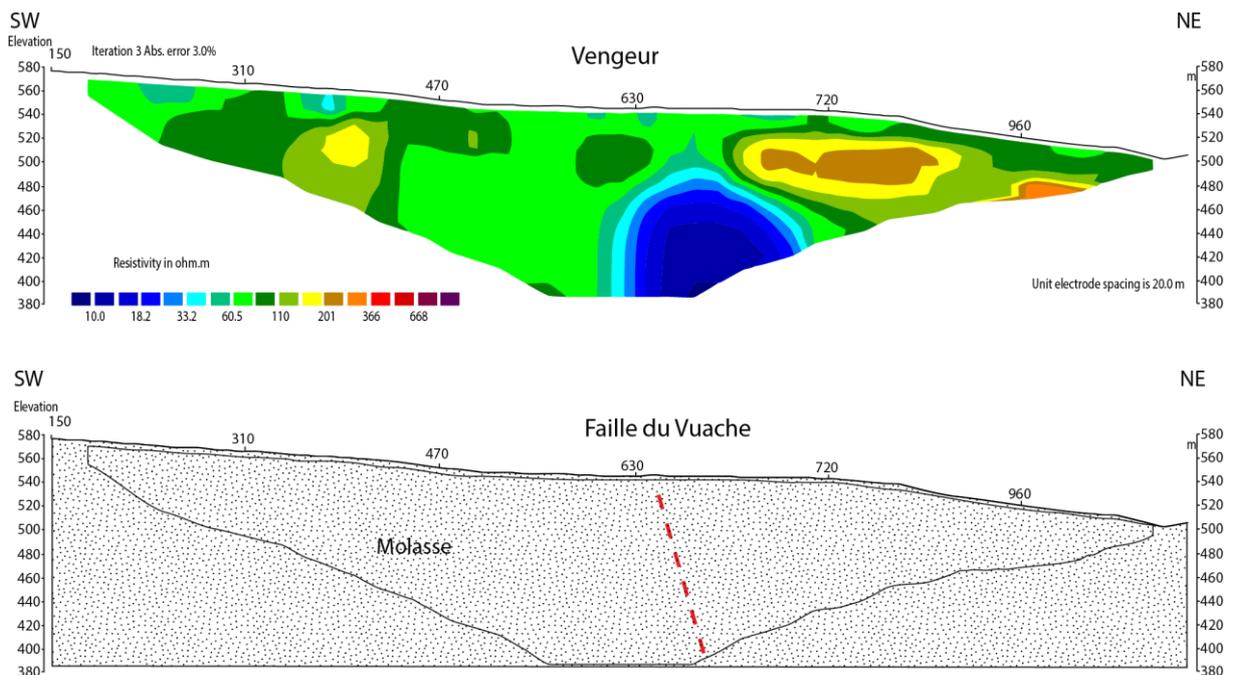


Figure III-33 : Profil électrique d localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. L'espaceur inter-électrode est de 20 mètres. La configuration est Wenner-Schlumberger.

III.3.6 Secteur de la Balme de Sillingy

Le secteur de la Balme de Sillingy est connu pour le miroir de faille présent à l’affleurement (Moine, 1997). Ce miroir de faille a été mis au jour lors de l’exploitation d’une carrière de graviers. Ce miroir correspond à une faille de Riedel de la faille du Vuache (Figure III-34). Il est dans les calcaires du Crétacé.



Figure III-34 : Photo du miroir de faille de La Balme de Sillingy, localisation sur la Figure III-35.

Le profil (Figure III-36), localisé sur la Figure III-35 présenté ici est au pied de ce miroir de faille, au pied de la montagne de la Mandallaz. Il est en configuration Wenner-Schlumberger, il mesure 600 mètres avec un espacement des électrodes de 20 mètres.

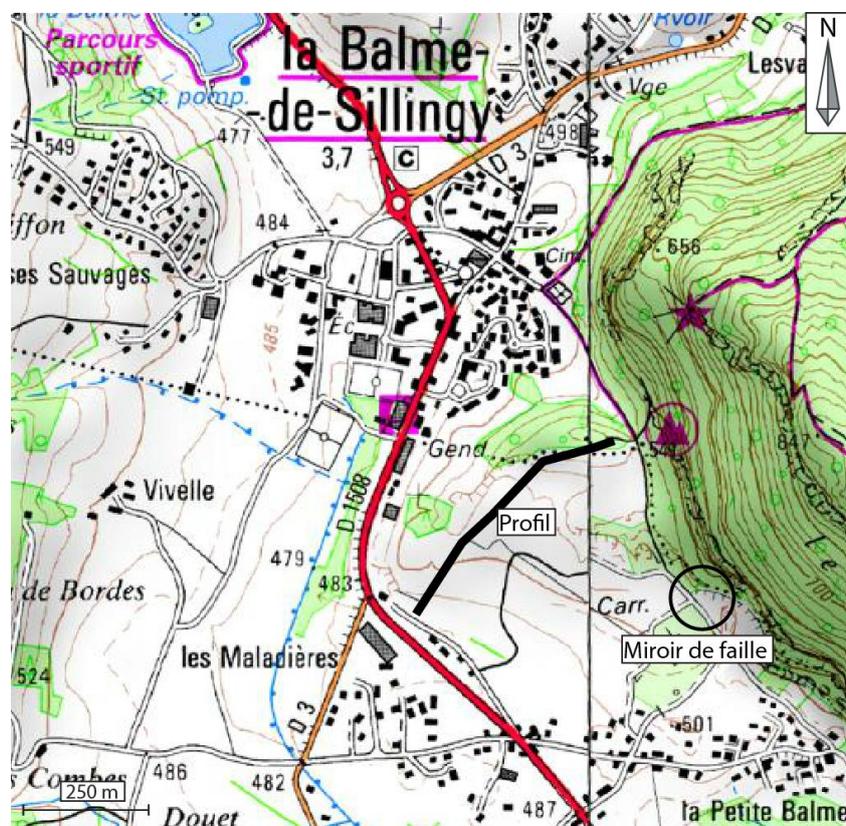


Figure III-35 : Carte de localisation du profil de la Balme de Sillingy. Le fond de carte provient du Scan 25® de l’IGN.

- Différentes résistivités sont visibles sur ce profil :
- En profondeur des résistivités autour de 110 ohm.m.
 - Au centre des résistivités autour de 600 ohm.m
 - À l'Est des résistivités supérieures à 600 ohm.m

Résultat :

En profondeur, les résistivités autour de 110 ohm.m sont interprétées comme étant de la molasse. À l'Est, les résistivités supérieures à 600 ohm.m peuvent être interprétées comme la signature des calcaires. Au centre du profil des résistivités de l'ordre de 600 Ω.m sont également visible, elles sont considérées comme étant la signature des graviers secs. Il est difficile de conclure sur la trace possible de la faille. Le contact entre les calcaires et les graviers peut être un contact lithologique ou tectonique. En profondeur un contraste est visible. Baize et al. (2006) l'interprètent comme une faille affectant la molasse ainsi que les graviers.

La faille la plus à l'Est est au contact entre les graviers et le calcaire. Elle n'est pas considérée dans le tracé de la faille du Vuache.

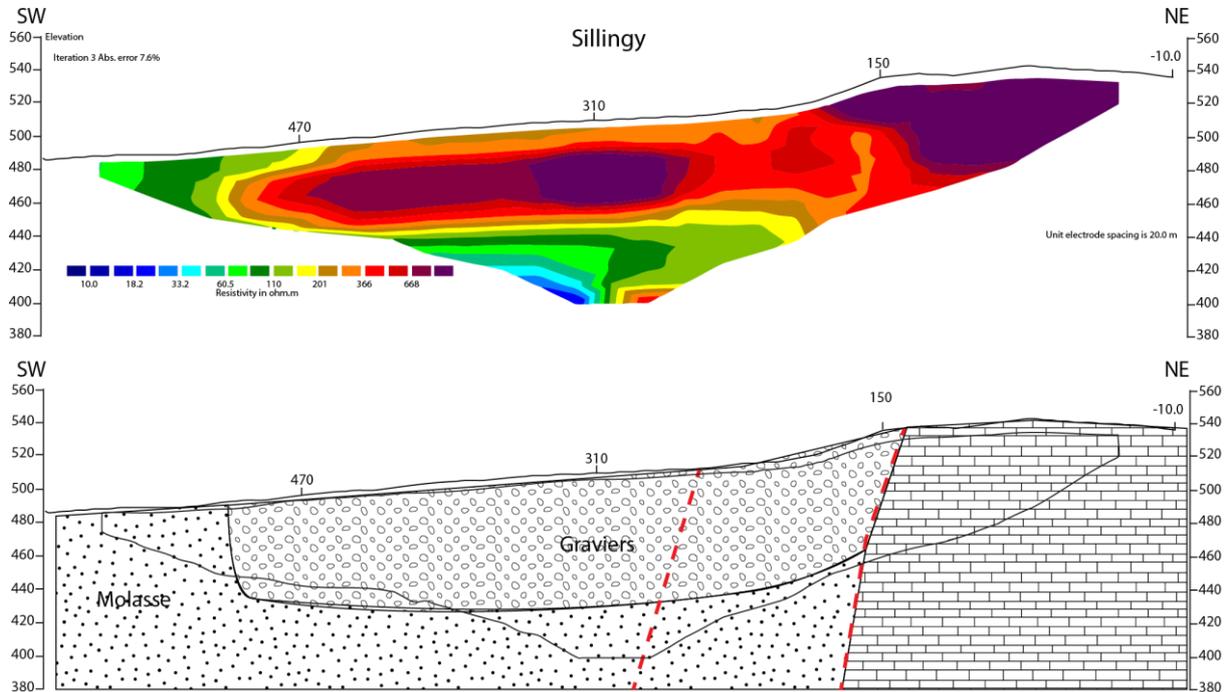


Figure III-36 : Profil électrique e localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation.

III.3.7 Secteur d'Epagny

Dans le secteur d'Epagny, lieu du séisme du 16 juillet 1996, 3 profils électriques ont été réalisés par Baize et al. (2006). Ils sont repris ici.

Le profil le plus au Nord a été réalisé le long du Cimetière d'Epagny (Figure III-37). Ce profil (Figure III-38) mesure 1000 mètres avec un espacement des électrodes de 20 mètres en configuration Wenner-Schlumberger.

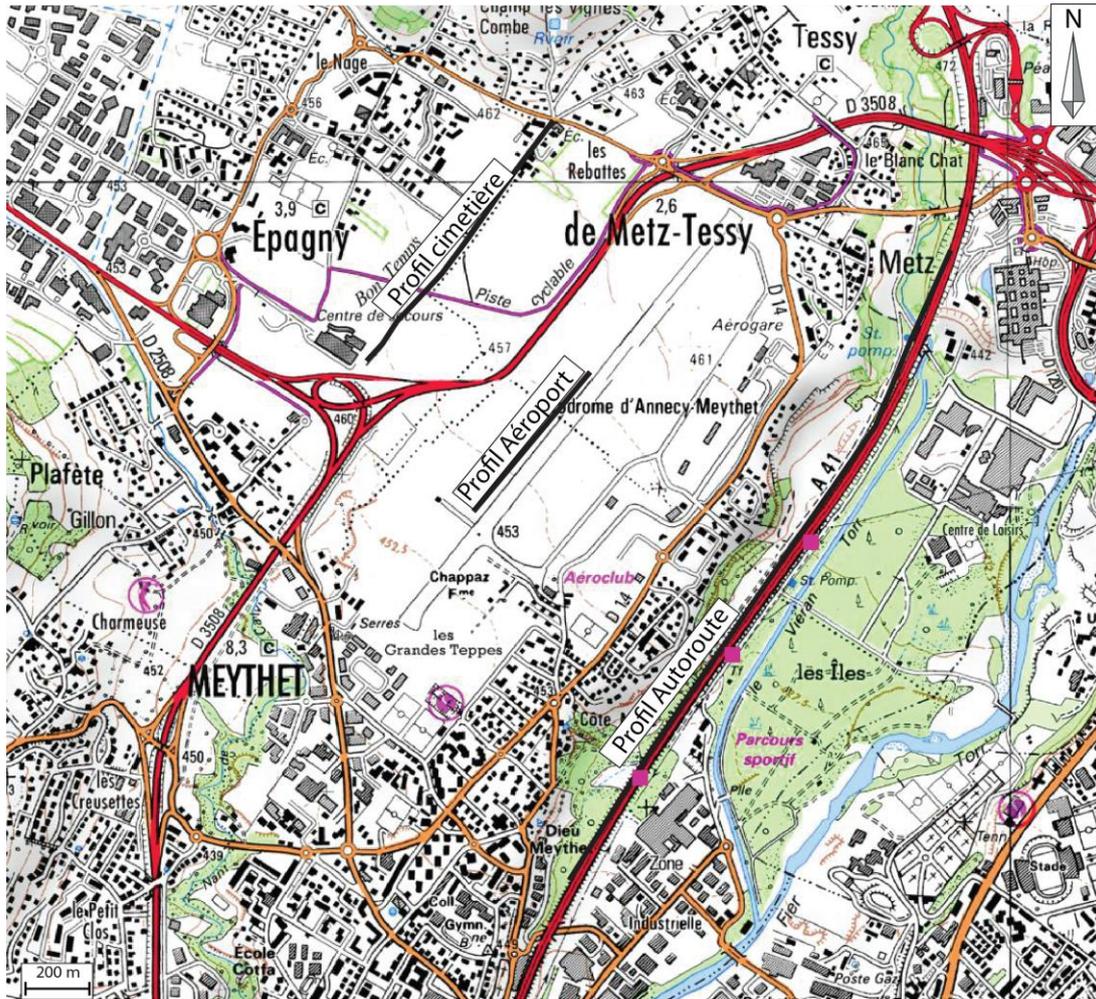


Figure III-37 : Carte de localisation des profils du cimetièrre, de l'aéroport et de l'autoroute. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. Les carrés violets représentent les forages utilisés (Figure III-40).

Profil cimetièrre

Deux résistivités sont visibles, (Figure III-38) :

- à la surface des résistivités autour de 200 ohm.m sur une épaisseur de 40 mètres.
- en profondeur des résistivités autour de 60 ohm.m

Résultats

Les résistivités à la surface sont interprétées comme une couche de graviers. D'après la carte géologique, du fluvio-glaciaire est présent à cet endroit. En profondeur, les sédiments plus conducteurs sont retrouvés qui correspondent à de la molasse gréseuse. Sur les différents forages réalisés proche de ce profil, la molasse gréseuse est visible en profondeur. Sur le modèle II.1.3.2.5, une faille conductrice dans un encaissant avec une résistivité plus élevée, affectant la couche la plus superficielle, l'inversion est très similaire à celle obtenue ici. Un contraste est visible au centre du profil que cela soit dans la molasse ou dans les graviers. Ce contraste est vertical. Ce contraste est interprété comme la faille du Vuache. La faille du Vuache atteint sur ce profil la molasse gréseuse, ainsi que les graviers.

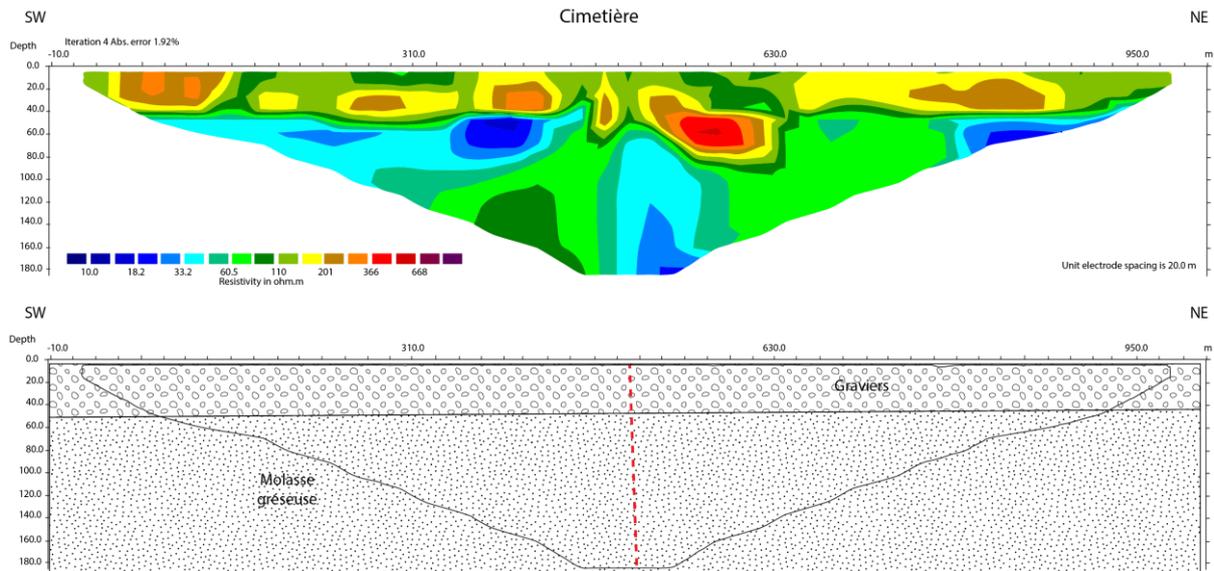


Figure III-38 : Profil électrique f localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1000 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 20 mètres.

Profil aéroport

Le profil de l'aéroport (Figure III-37) est réalisé le long de la piste, il mesure 1600 mètres, en configuration Wenner-Schlumberger avec un espacement inter-électrode de 20 mètres.

Ce profil est très ressemblant à celui du cimetière. En effet les mêmes résistivités sont retrouvées (Figure III-39) :

- à la surface des résistivités autour de 200 ohm.m sur une épaisseur de 40 mètres.
- en profondeur des résistivités autour de 60 ohm.m

Résultat :

La même interprétation est faite. Du fluvio-glaciaire est présent en surface, avec en profondeur de la molasse gréseuse reconnue dans les forages. Un contraste est également présent sur ce profil. Celui-ci est interprété comme la faille du Vuache. Cette faille atteint les sédiments les plus récents.

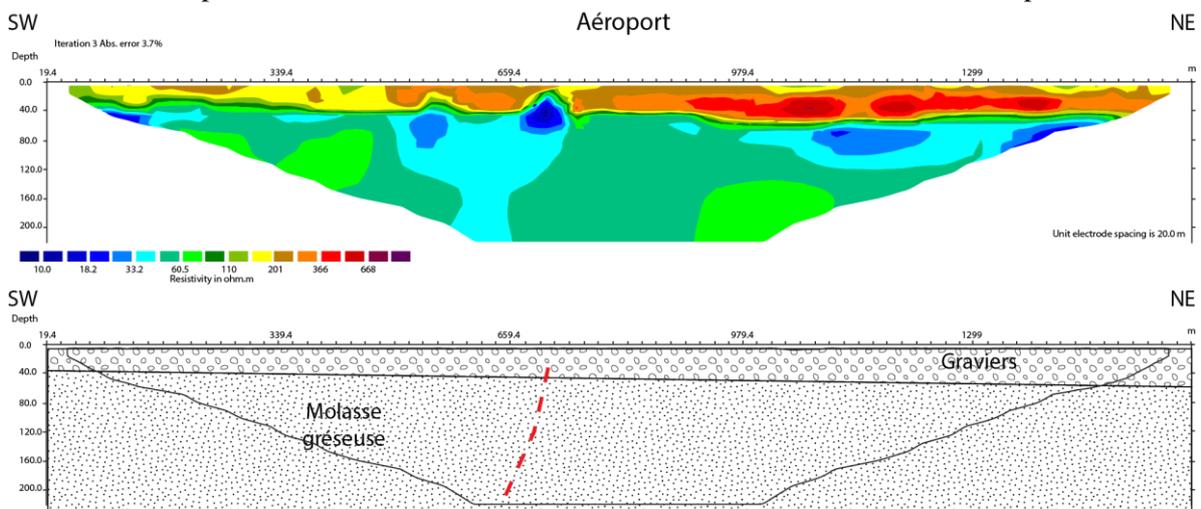


Figure III-39 : Profil électrique g localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1600 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 20 mètres.

Profil autoroute

Un dernier profil réalisé dans ce secteur d'Epagny est présenté ici (Figure III-37). Celui-ci a été réalisé par Baize et al. (2006), le long de l'autoroute. Il mesure 1000 mètres, il est réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, avec un espacement inter-électrode de 20 mètres.

Le long de ce profil, plusieurs forages ont été réalisés, ils sont présentés dans la Figure III-40. Ces différents forages montrent la présence de graviers sur les 7 premiers mètres, puis la présence de sable et enfin des argiles. L'interprétation de profil (Figure III-41) est réalisée avec l'aide de ces forages.

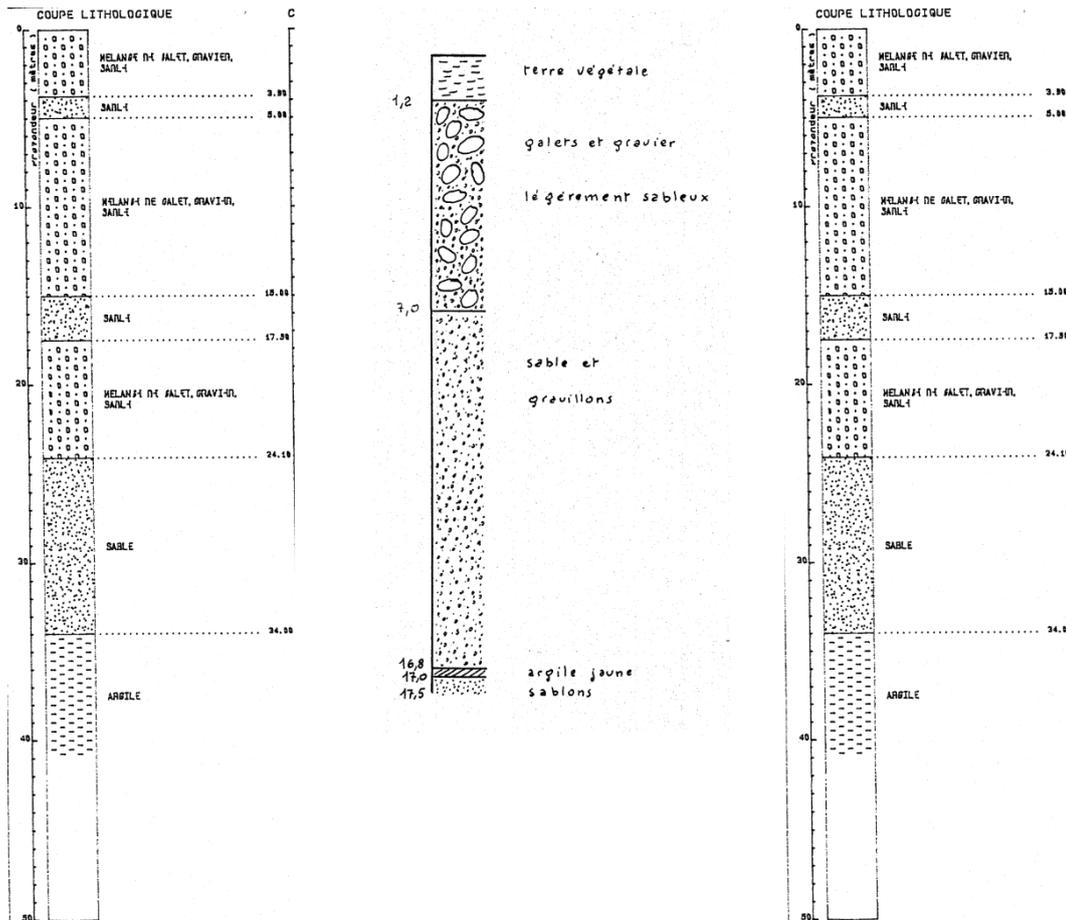


Figure III-40 : Forages le long du profil électrique Autoroute, du Sud au Nord de gauche à droite respectivement.

Ce profil présente trois groupes de résistivités (Figure III-41) :

- à la surface, vers le SW, des résistivités de 200 ohm.m
- des résistivités de 100 ohm.m environ, sur les 50 premiers mètres
- en profondeur, des résistivités de 10/20 ohm.m

Résultat :

À l'Ouest du profil, en surface une couche mince (10-20 m) de sédiments résistifs (>200 ohm.m) correspond aux graves. Les résistivités de 100 ohm.m sont interprétées comme des sables. En dessous, le corps conducteur serait toujours des sédiments argileux. Une « poche » de résistivité plus élevée est visible entre 750 et 850 m. L'interprétation est problématique. Plusieurs hypothèses sont envisageables :

- Un chenal graveleux ;
- Deux failles parallèles créant une « poche résistive » ;
- Un banc molassique.

Un chenal graveleux semble assez peu probable, il devrait y en avoir d'autres. Si c'est un banc molassique, alors l'ensemble serait de la molasse, mais les résistivités si basses pour la molasse sont peu probables. L'hypothèse des deux failles parallèles paraît assez peu probable. Si l'on regarde le modèle du chapitre II.1.3.2.3, sur l'inversion la largeur de la faille inversée respecte la largeur de la faille sur le modèle. Sur l'inversion du profil, la largeur du contraste de résistivité conducteur est très large ; la largeur de la faille serait donc grande. Le contraste résistif est très probablement un artefact lors de l'inversion.

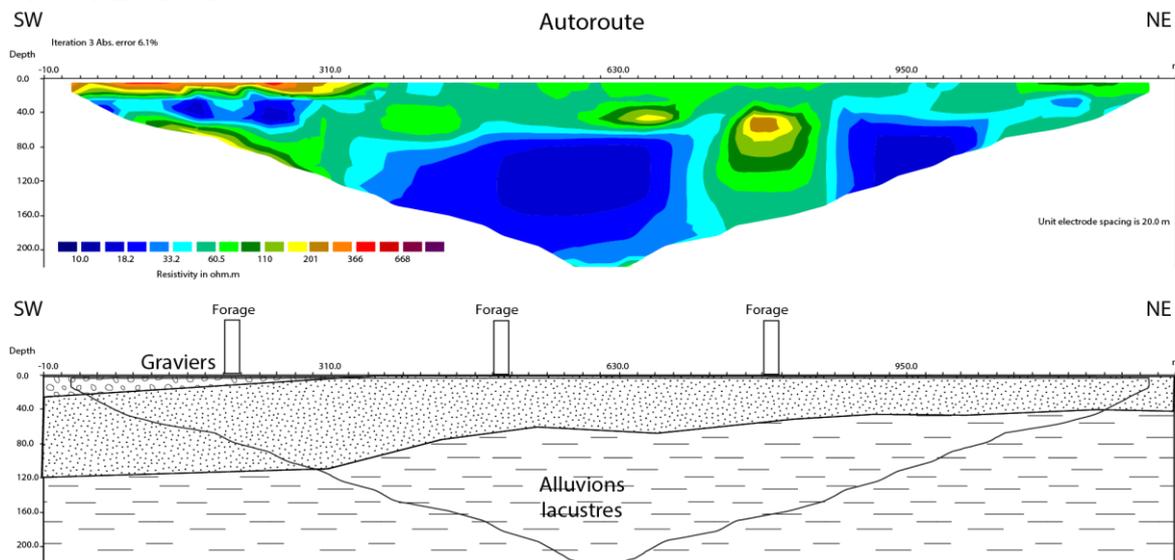


Figure III-41 : Profil électrique h localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration Wenner-Schlumberger, de 1000 mètres (espacement 20 mètres).

III.3.8 Secteur du bord du Lac d'Annecy

Un profil a été réalisé au Paquier (Annecy, Figure III-42) pour identifier l'activité quaternaire de la faille du Vuache sur la rive nord-ouest du Lac d'Annecy, ainsi que sa continuité entre la terre et le lac.

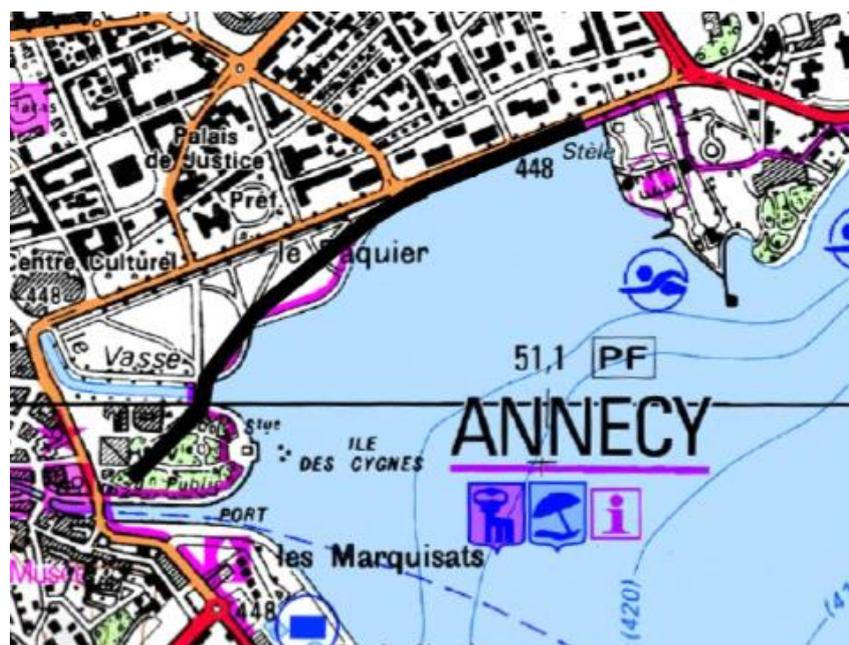


Figure III-42 : Carte de localisation du profil réalisé au Paquier. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. Le carré rouge représente le forage utilisé (Figure III-43).

Dans la ville d'Annecy de nombreux forages ont été réalisés (Figure III-43). Le profil 'i' (Figure III-44) a été réalisé dans la ville d'Annecy, au bord du lac d'Annecy, sur la promenade du Paquier. Il mesure 960 mètres avec un espacement inter-électrodes de 10 mètres. Il a été réalisé en configuration dipôle-dipôle.

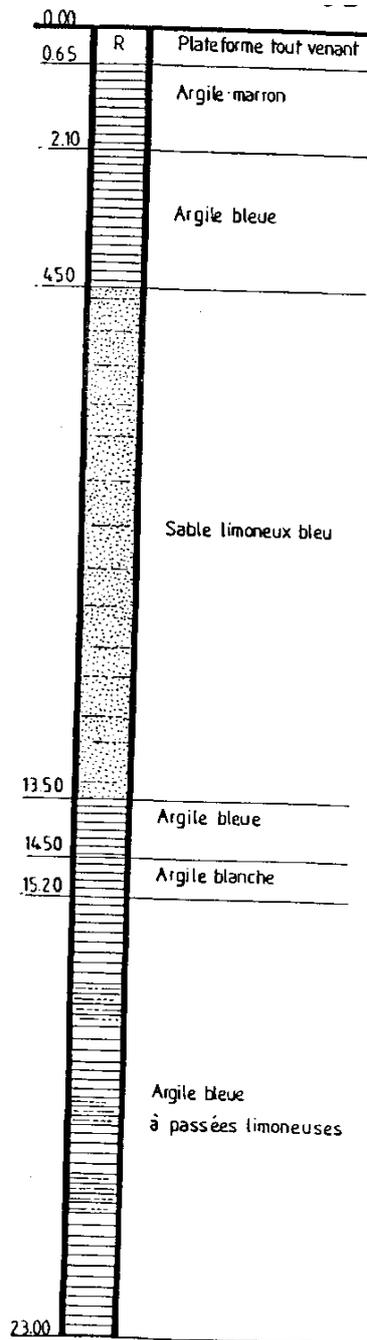


Figure III-43 : Forage réalisé à Annecy, à l'hôtel de ville.

Les nombreux sondages, comme celui de la Figure III-43, disponibles sur le site du BRGM, montrent des alluvions quaternaires. La carte géologique d'Annecy Bonneville (Charollais et al., 1986) indique des dépôts lacustres.

- Sur ce profil, deux groupes de résistivités sont faits :
- un premier groupe de résistivité autour de 60 ohm.m
 - un second groupe avec des résistivités autour de 600 ohm.m

Résultats :

Les valeurs de résistivités comprises entre 40 et 100 ohm.m correspondent aux alluvions lacustres quaternaires. Les remontées de résistivités conductrices sont interprétées comme différentes branches de la faille du Vuache. Cela correspond au modèle : influence d'une zone de faille (résistivité inférieure à celle de l'encaissant) et de sa largeur dans un milieu de résistivité homogène (Chapitre II.1.3.2.3). L'anomalie plus résistive située au NE du profil peut être interprétée comme du calcaire, qui serait le prolongement du Mont Veyrier, mais peut être interprétée comme un artefact. En effet, l'inversion augmente artificiellement les contrastes pour converger.

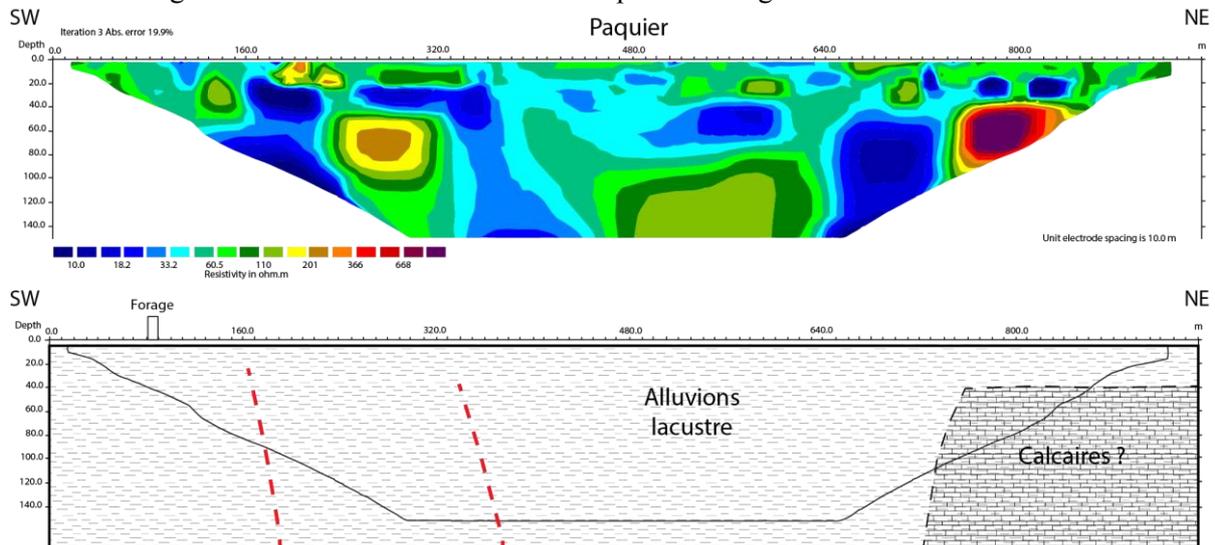


Figure III-44 : Profil électrique i localisé sur la Figure III-15, ainsi que son interprétation. Profil réalisé en configuration dipôle-dipôle, de 960 mètres, l'espacement inter-électrodes est de 10 mètres.

La faille du Vuache est présente sous la partie orientale de la ville d'Annecy, on peut supposer que la faille présente dans le compartiment bassin molassique se propage dans le compartiment chevauchant du Semnoz.

III.3.9 Conclusion

Sur la plupart des profils de tomographie de résistivité électrique il a été possible d'interpréter des anomalies de résistivités comme potentiellement associées à la présence d'une faille. Au Sud, les profils électriques montrent une épaisseur de quaternaire relativement importante, de l'ordre de la centaine de mètres. Ces dépôts a priori lacustres (faible résistivité associée à des matériaux argileux) résultent probablement du remplissage d'un paléolac proglaciaire. L'âge de ces dépôts est inconnu puisque aucune datation n'est disponible dans la littérature. Toutefois, il est probable que ce lac soit postérieur au dernier grand glacier équivalent du MIS 2 soit vers 20 ky. Ces sédiments récents sont clairement affectés par la faille. Sur les autres profils, les résultats d'ERT montrent des dépôts quaternaires moins importants en épaisseur, quelques dizaines de mètres. Un seul profil montre des dépôts quaternaires affectés par la faille du Vuache : le profil à 1 mètre de Sallenôves.

Le fait que sur les autres profils, la faille n'est pas visible dans les dépôts quaternaires peut avoir deux explications : 1- soit il n'y a pas de déformations dans les dépôts quaternaires à cet endroit de la faille, 2- soit la résolution des profils électriques réalisés n'est pas suffisante pour déceler un décalage. La résolution des profils réalisés varie entre 3 et 20 mètres.

Une cartographie des contrastes (Figure III-45) montre que la faille est sinueuse. De plus, le pendage de la faille varie entre les différents profils. Le pendage est parfois entre 60° vers l'Est ou l'Ouest et parfois vertical. Une branche est visible sur tous les profils. Sur le profil du Paquier, deux branches sont visibles. Il est possible qu'à l'approche de sa terminaison la faille se sépare en deux branches.

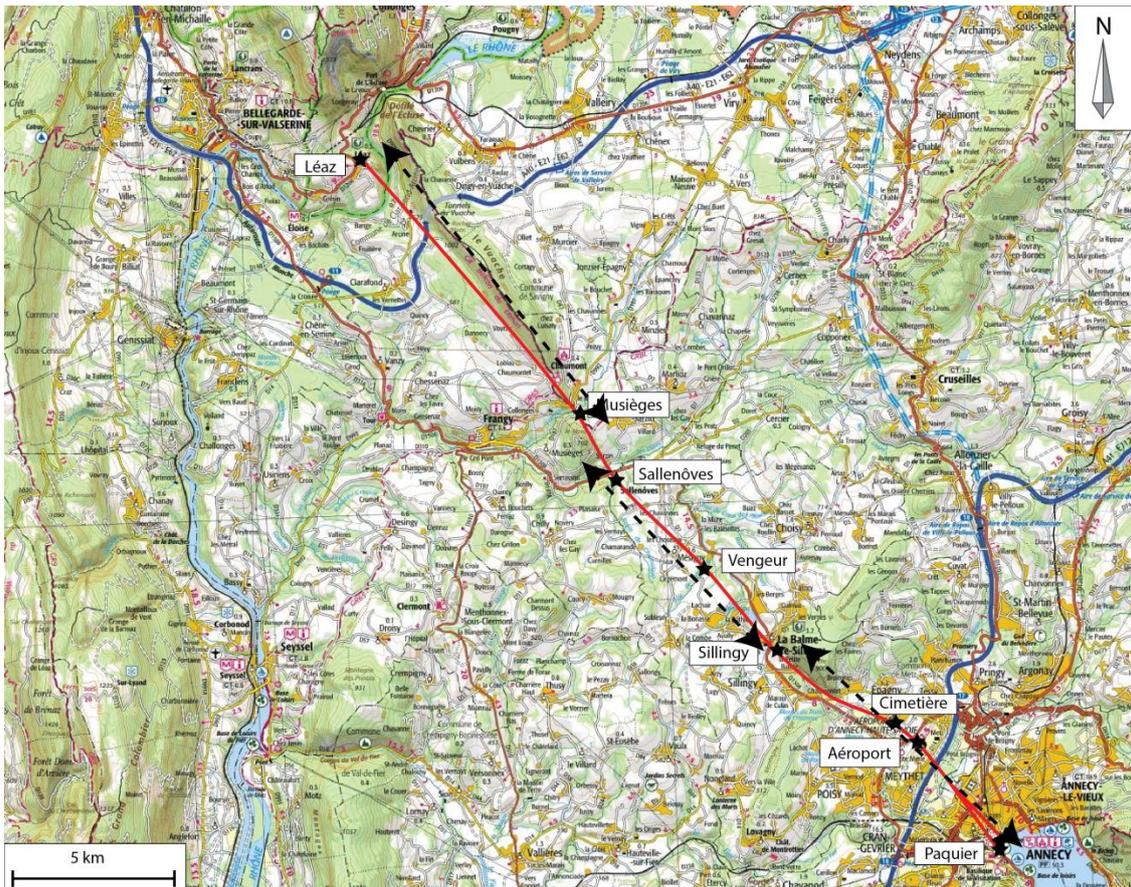


Figure III-45 : Carte des contrastes vus grâce à la tomographie de résistivité électrique, ainsi que le tracé de la faille entre les contrastes. Carte IGN au 1/200 000. Le tracé de la faille entre les différents contrastes a été fait avec l'aide des cartes géologiques de Saint Julien en Genevois (n°653), Seyssel (n°677) et Annecy-Bonneville (n°678).

En termes d'aléa, il est intéressant de constater que la segmentation spatiale de la faille proposée par Baize et al. (2011) semble être marquée par une activité quaternaire différente au Nord et au Sud de Sillingy. Cette observation peut avoir plusieurs conséquences concernant l'activité future de ces sections de la faille du Vuache :

- seul le segment le plus méridional est actif,
- il y a un déficit d'activité au Quaternaire du segment Sallenôves,
- la segmentation géologique de la faille empêche la propagation de ruptures multiples,
- les conditions d'affleurement ne nous permettent pas d'observer ce type de ruptures multiples,
- La faille n'a pas rompu en multi-segment à l'Holocène, ce qui n'exclue pas pour autant ce type de scénario.

Grâce à la tomographie de résistivité électrique, nous avons donc pu confirmer la présence de la faille dans les sédiments quaternaires au Sud et préciser son tracé dans le Miocène au Nord.

III.4 Évaluation de la déformation dans les sédiments lacustres du lac d'Annecy

III.4.1 Introduction

Différentes campagnes d'imagerie du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy ont été réalisées depuis 1991, ainsi que différents types de carottages, dans le cadre d'un accord de collaboration entre le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), le Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy (SILA), l'Université de Gand (Renard Centre of Marine Geology), et l'Université de Savoie (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines LGCA, aujourd'hui ISTerre). Plusieurs ensembles de profils sismiques haute-résolution/très haute résolution ont été acquis de 1991 à 2009, principalement dédiés à l'évolution du paléoenvironnement post-LGM (paléoclimat notamment, Beck et al., 2001 ; Chapron, 1996 ; Van Rensbergen, 1996). Comme ces campagnes, ainsi qu'un carottage d'une longueur de 43 m, ont indiqué une influence de l'activité tectonique modérée sur la sédimentation, une nouvelle étude sismique (2014) a été conçue spécifiquement pour imager en «offshore» le prolongement présumé de la faille du Vuache, précédemment cartographiée à terre et analysée par différents auteurs (Deville et al., 1994, Philippe, 1995, Thouvenot et al., 1998, Baize et al., 2011). Le plan de navigation (Figure III-46) a été réalisé sur la base de données recueillies à terre, les résultats de tomographie de résistivité électrique, ainsi que sur les travaux antérieurs sur le lac d'Annecy (Van Rensbergen et al., 1999). Les profils ont été réalisés parallèlement et perpendiculairement à la direction présumée de la faille, avec une équidistance de 250 mètres (Figure III-46), sur une zone limitée à la partie Grand Lac. Tous les profils sismiques sont présentés sans interprétation dans les annexes.

L'évolution de l'environnement sédimentaire est similaire pour le lac d'Annecy et le lac du Bourget. La même évolution des processus sédimentaires en cinq phases est observée dans les deux lacs (cf. Chapitre I.4.1). La stratification sismique est la même dans les deux lacs étudiés, le même code couleur a donc été utilisé. La différence principale réside dans l'expression locale de la déglaciation: les positions des fronts glaciaires en retrait et le moment où les glaciers se sont retirés sur le bassin versant des lacs.

Dans le lac d'Annecy seulement deux principales sources de sédiments sont identifiées: la rivière du Fier au Nord et une source de sédiments au Sud, probablement un front glaciaire en retrait. Il n'y a aucune indication réelle de l'apport de sédiments par la rivière du Laudon à l'Ouest.

III.4.2 La géométrie du substratum anté-quadernaire

L'analyse des profils sismiques haute résolution réalisés en 2014 montre une série d'hyperboles au toit du substratum anté-quadernaire (Figure III-47). Cette surface d'érosion très irrégulière et diffractante (pour les ondes sismiques) est clairement reconnaissable sur les profils géophysiques acquis. Un certain nombre de failles affectant le substratum ont toutefois pu être mises en évidence (Figure III-49, Figure III-48, Figure III-50, Figure III-51) qu'il faudra corrélérer par la suite avec d'éventuelles déformations dans le remplissage quadernaire du lac.

Les informations sur le socle anté quadernaire sont limitées à la partie centrale du Grand Lac. La morphologie du socle anté-quadernaire est marquée par une incision profonde centrale avec un flanc ouest escarpé, et un flanc oriental plus doux mais irrégulier. L'incision profonde centrale a, du nord au sud, une orientation qui tourne de NW-SE à NS puis NW-SE. L'incision maximale atteint une profondeur de 310 ms TWT (soit environ 225 m) sous le niveau du lac ou 220 m d'altitude, à l'extrémité nord du lac. Les profondeurs en mètres sont obtenues grâce à une conversion en utilisant une vitesse des ondes dans les sédiments de 1450 m.s⁻¹.

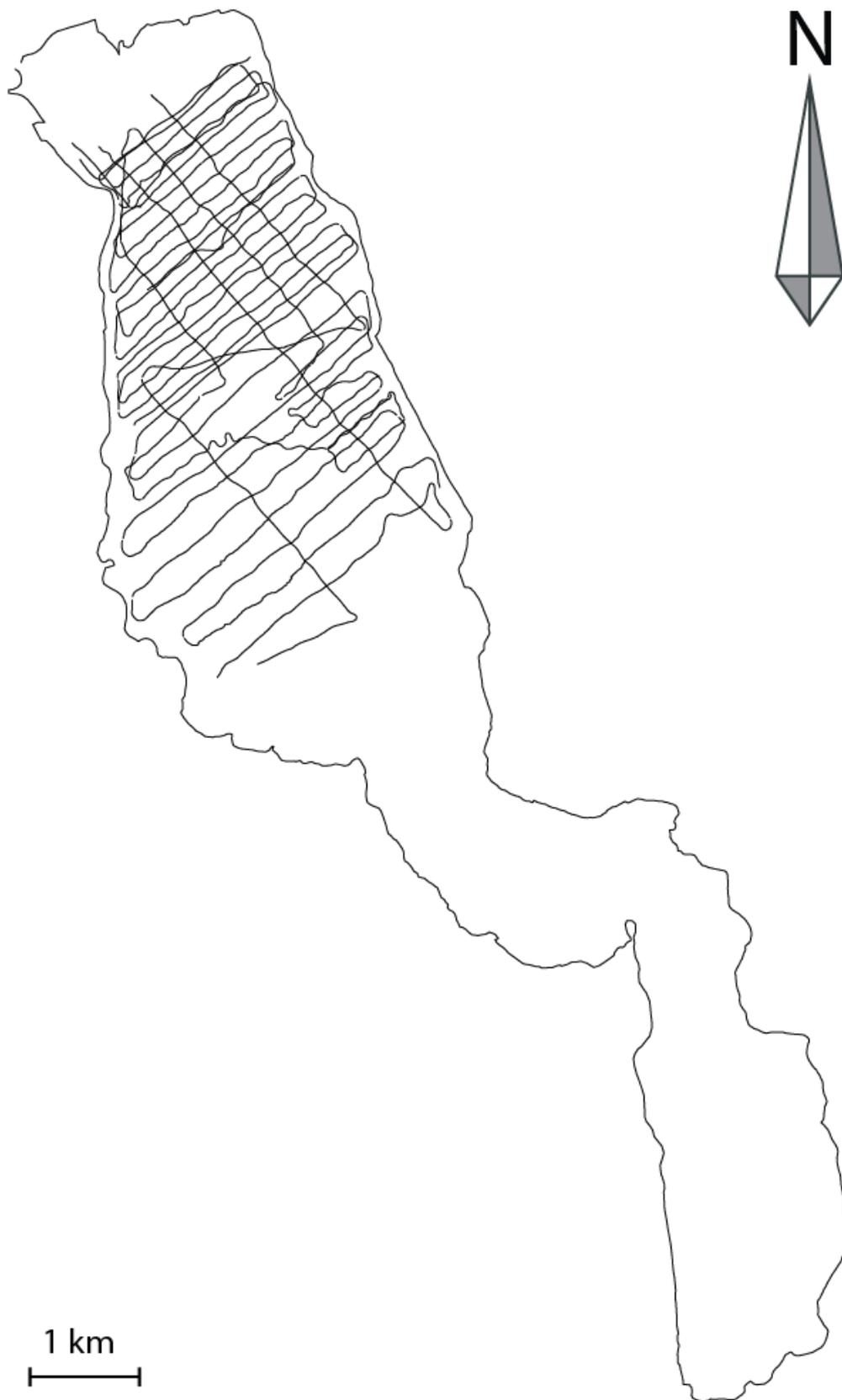


Figure III-46 : Plan de navigation de la campagne de sismique réalisé en septembre 2014 sur le lac d'Annecy.

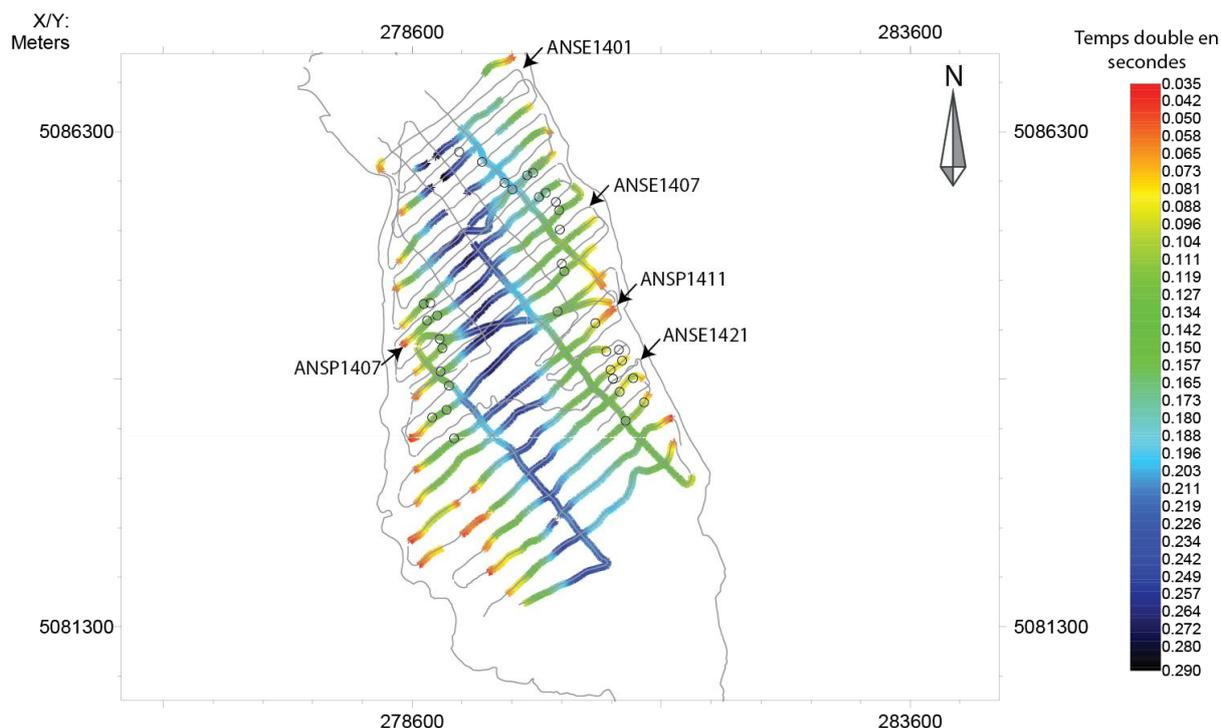


Figure III-47 : Carte du toit du substratum du Lac d'Annecy en temps double. Les ronds représentent les failles visualisées.

III.4.3 Déformations affectant le remplissage sédimentaire

Le remplissage tardiglaciaire et holocène du lac d'Annecy apparaît très peu déformé. Néanmoins, la géométrie d'ensemble, d'une part, et l'existence de déformations localisées, d'autre part, apparaissent comme indicatrices d'une faible activité tectonique syn-sédimentaire. Selon Brauer & Casanova (2001), le taux de sédimentation, au cours de l'Holocène (unité 5) est faible (env. 1 mm/an); et fut beaucoup plus élevé durant le Tardiglaciaire (jusqu'à 2,2 cm/an, unité 4 notamment). Cette différence est à prendre en compte dans l'appréciation des décalages des réflecteurs.

Sur les figures (Figure III-49, Figure III-48, Figure III-50), les réflecteurs des unités sédimentaires quaternaires sont marqués par un certain nombre de discontinuités, dont certaines sont interprétées comme liées au jeu de la faille du Vuache. En revanche, sur la Figure III-49, une rupture ne s'enracine pas dans le substratum, indiquant une nature possiblement gravitaire (intra sédimentaire) d'une partie des déformations qui peuvent être observées. Sur la Figure III-48, des déformations sont visibles à l'Est et à l'Ouest du Lac.

On observe, comme cela a pu l'être dans le lac du Bourget, que ces ruptures n'atteignent pas toutes les mêmes surfaces. De nombreuses ruptures atteignent l'unité 3 (Figure III-48, Figure III-50), certaines atteignent l'unité 4 (Figure III-48, Figure III-50). Très peu affectent clairement l'Unité 5 et les réflecteurs les plus récents. Certaines, comme à l'Est du profil ANSE1411 (Figure III-50), peuvent être considérées aussi comme des surfaces de glissement gravitaire induites par des irrégularités sous-jacentes.

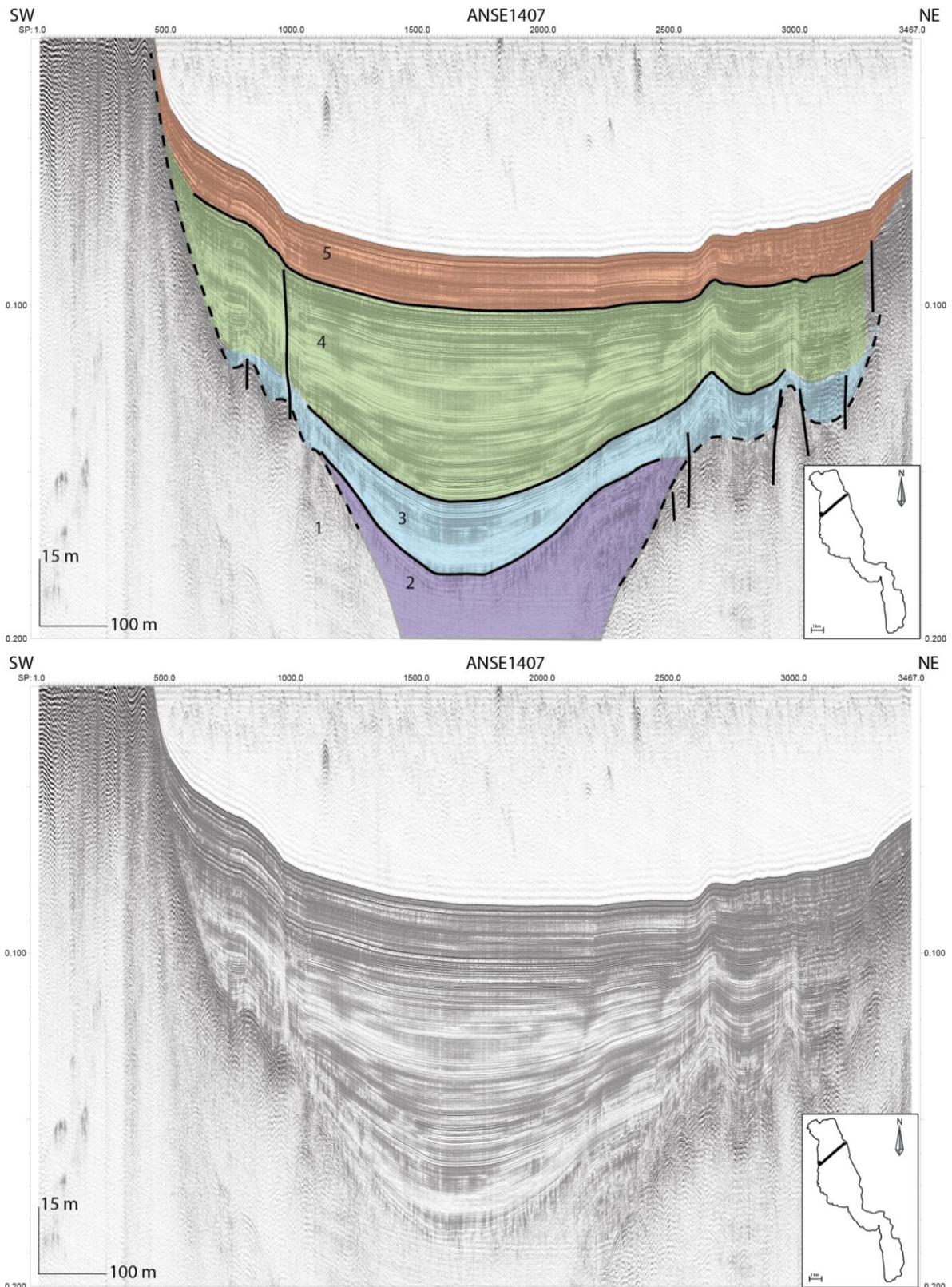


Figure III-48 : Profil sismique transversal de très haute résolution (SEISTECTM Boomer). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum, l'unité 2 et l'unité 4.

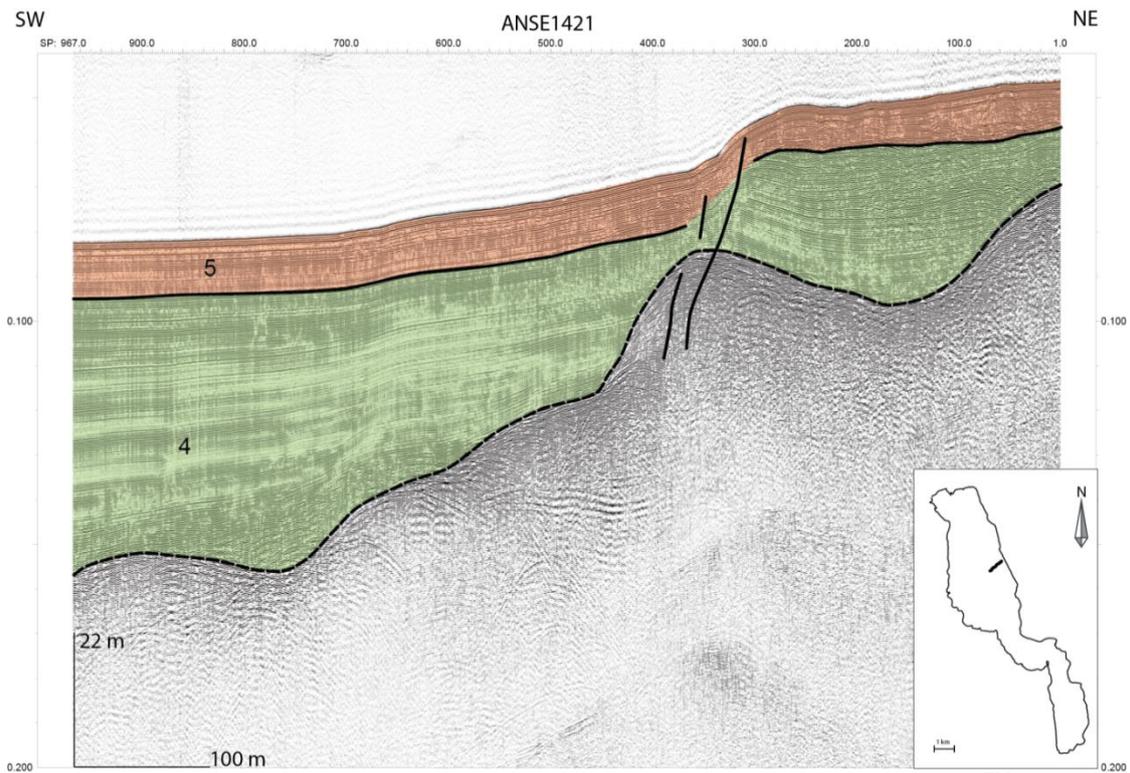


Figure III-49 : Profil sismique transversal de très haute résolution (SEISTEC™ Boomer). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente le substratum, l'Unité 4 et 5, ainsi que des ruptures dans ces unités.

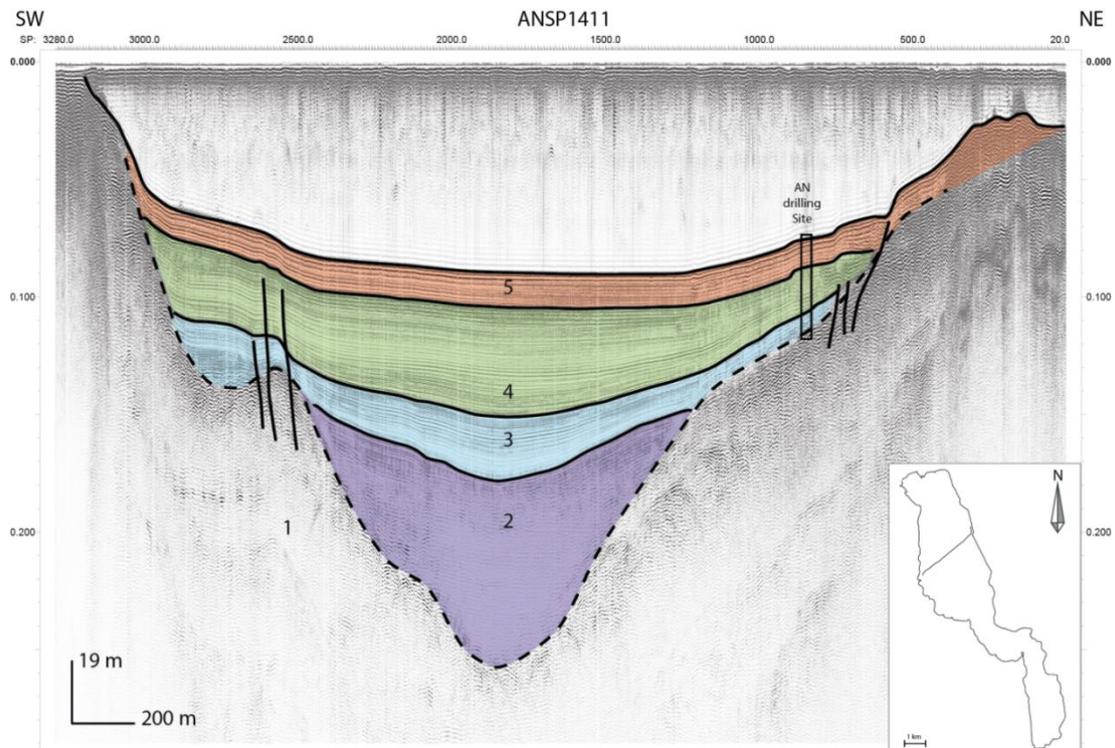


Figure III-50 Profil transversal de sismique réflexion, haute résolution dans le nord du lac d'Annecy (Sparker centipède, campagne de 2014). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. L'emplacement de la carotte AN est aussi représenté sur le profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum et l'unité 2.

Le profil de la Figure III-51, présente toutes les unités du lac d'Annecy. Des ruptures sont présentes dans le substratum et atteignent l'Unité 2.

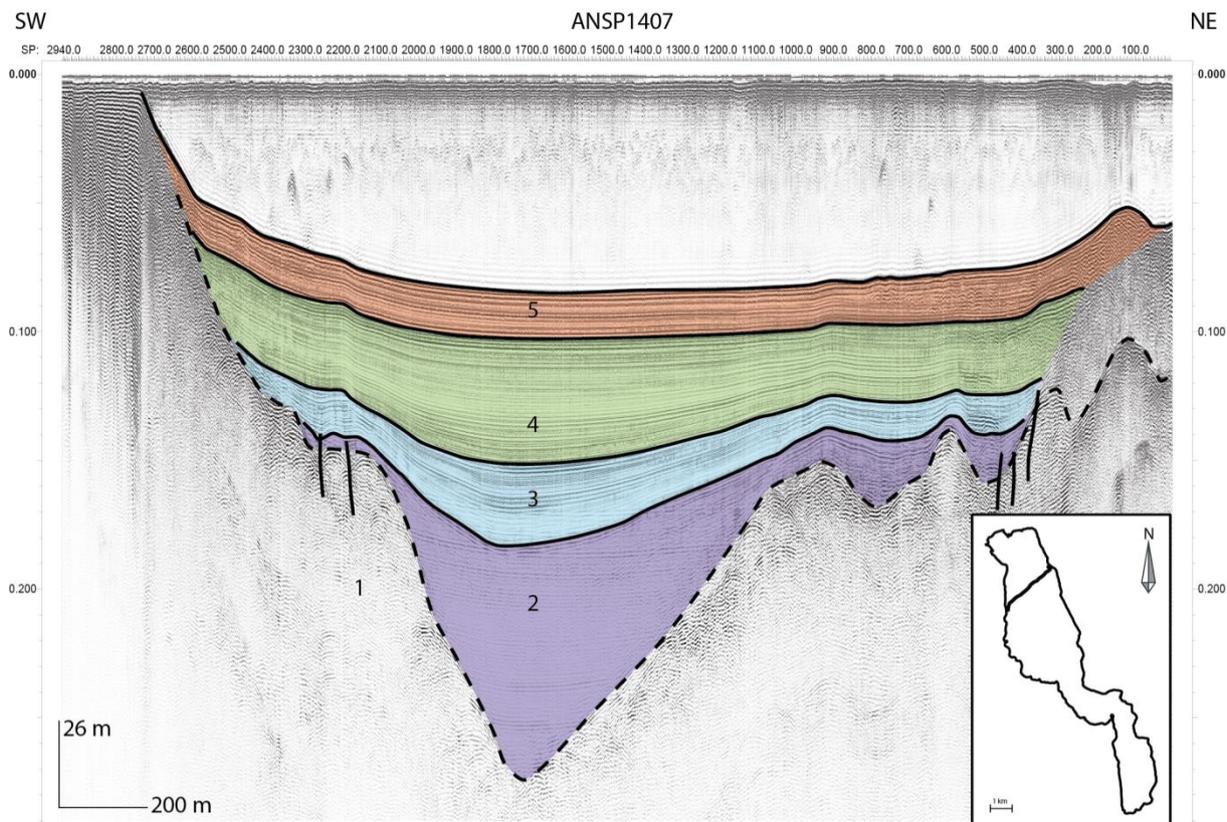


Figure III-51 : Profil sismique transversal de très haute résolution (Sparker Centipède). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil. Ce profil présente toutes les unités du lac d'Annecy ainsi que des ruptures dans le substratum et l'unité 2.

III.4.4 Discussions sur les dépôts de transport de masse (MTD Mass Transport Deposits)

De nombreux dépôts de transport de masse (Mass Transport Deposits / MTD) sont présents dans le nord du lac d'Annecy, au sein des sédiments tardiglaciaires, et, dans une moindre mesure, dans l'Holocène (Beck et al., 1996). Les MTD apparaissent comme des lentilles ou des monticules de forme irrégulière et avec un faciès chaotique et quelques réflecteurs tordus (Figure III-52). Les différents types de MTD sont décrits par Moernaut and de Batist (2011). Des ruptures sont visibles, au-dessus de ces dépôts de transport de masse. Ces dernières affectent uniquement l'unité 5, l'Holocène et sont donc associées à des dépôts. En effet, ces MTD sont des dépôts gravitaires peu consolidés, probablement gorgés d'eau et de gaz. Au-dessus des MTD, on retrouve une sédimentation fine se traduisant par un drapage. Avec le temps ces dépôts gravitaires se déforment, statiquement ou dynamiquement, déformation qui va également affecter les sédiments qui les ont recouverts. Ils peuvent se déformer en fonction de la pente ou d'un séisme. Dans la partie centrale la plus profonde du lac du Bourget, la partie basale de l'unité 5 est dominé par une épaisse lentille chaotique et transparente que Chapron et al. (1996) ont nommé "l'Unité Déstructurée d'Hautecombe" (HDU). Selon ces auteurs, l'HDU pourrait résulter d'un grand événement sismique. Il est tentant de corréliser les MTD du lac d'Annecy à la HDU du lac du Bourget puisque tous ces événements se situent à l'interface unité 4 – unité 5, c'est-à-dire au tout début de l'Holocène. Sont-ils réellement synchrones ? Et si oui, sont-ils associés à un séisme majeur dans la région ? Ou au contraire sont-ils diachrones et liés aux variations climatiques importantes associées au passage Tardiglaciaire – Holocène ?

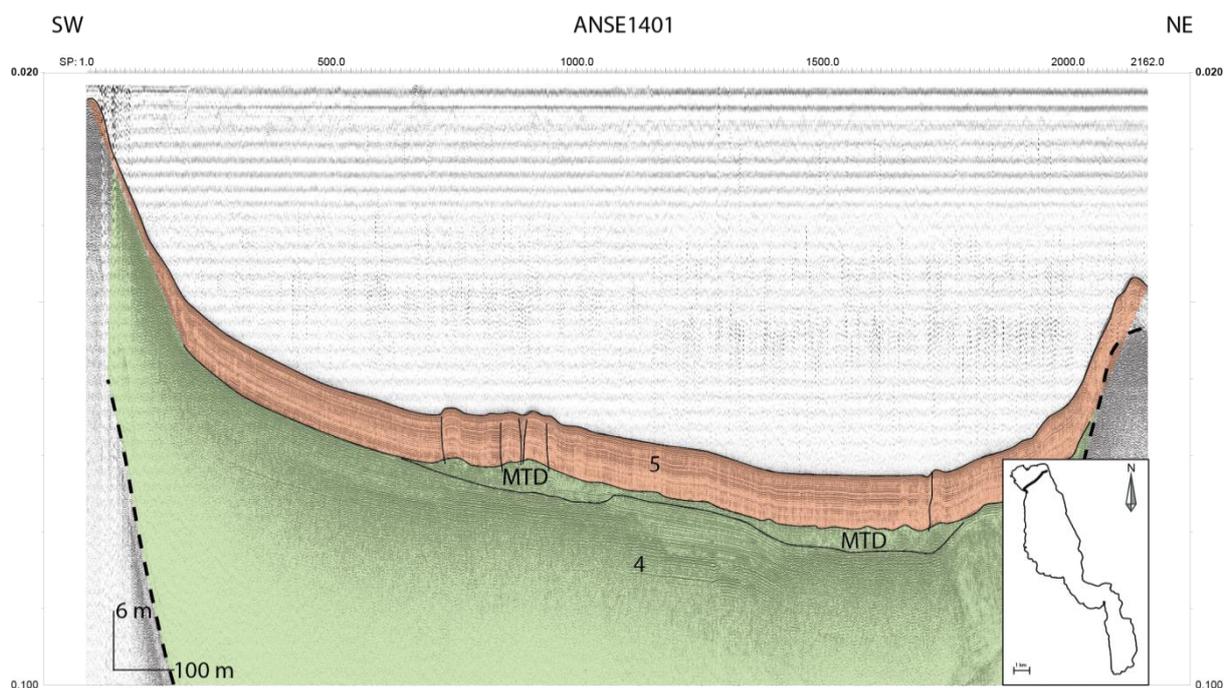


Figure III-52 : Profil transversal de sismique réflexion dans le nord du lac d'Annecy (SEISTECTM Boomer, campagne de 2014). La localisation est marquée dans l'encart, les échelles horizontales et verticales sont également présentées sur la gauche du profil.

III.4.5 Discussion sur les séismes de la carotte CLIMASILAC

Comme discuté dans le Chapitre I.4.1, plusieurs auteurs (Beck et al., 1996 ; Beck, 2009), démontrent une diminution importante des remaniements gravitaires attribués à des séismes dans la carotte profonde du lac d'Annecy. Beck et al. (2001) et Brauer et Casanova (2001) suggèrent une diminution de l'activité sismique à travers le temps, après un pré-Holocène maximal, en même temps que celle des apports terrigènes plus favorables aux déstabilisations. Cette observation pourrait être interprétée comme liée à un "amortissement" du rebond associé à la disparition rapide de la surcharge glaciaire comme cela a été observé en Fenno - Scandinavie par exemple (Mörner, 1990). En parallèle, une forte diminution de la vitesse de sédimentation a eu lieu dans le lac. Cet effet de déchargement consécutif à la disparition des grands glaciers et au transfert de masse de la chaîne pour les bassins périalpins est probablement, comme suggéré par Vernant et al. (2013), l'un des principaux paramètres qui contrôlent la déformation actuelle des Alpes occidentales.

III.4.6 Discussion structurale

La faille du Vuache à terre a une orientation d'environ N120°. La corrélation des différents profils permet d'obtenir une cartographie des zones affectées par des déformations ou des instabilités (Figure III-53). Les ruptures identifiées dans le remplissage du lac d'Annecy ont des orientations comprises entre N150° et N190°. La faille du Vuache, se poursuit au moins dans le Grand Lac d'Annecy. Il n'est pas possible de l'imager dans le Petit lac, car trop de gaz est présent. Cette terminaison de faille dans le Grand Lac d'Annecy fait penser à une terminaison de faille transcurrente. En effet, ces dernières se terminent classiquement par un faisceau de failles en éventail, le déplacement diminuant vers l'extrémité du décrochement.

La faille du Vuache est située dans les deux compartiments, chevauché et chevauchant de chaque côté du front des massifs subalpins. Ceci n'est pas incompatible, puisque le front des massifs subalpins est maintenant inactif (Jouanne et al., 1994). La faille, le réseau de failles, a, à priori, la même direction dans la partie chevauchante et chevauchée. La direction de la faille du Vuache change lorsque celle-ci arrive dans le lac d'Annecy.

Aucune déformation n'atteint clairement la surface des sédiments lacustres, les âges ne peuvent donc pas être connus. Aucune quantification des vitesses n'a pu être réalisée pour la faille du Vuache.

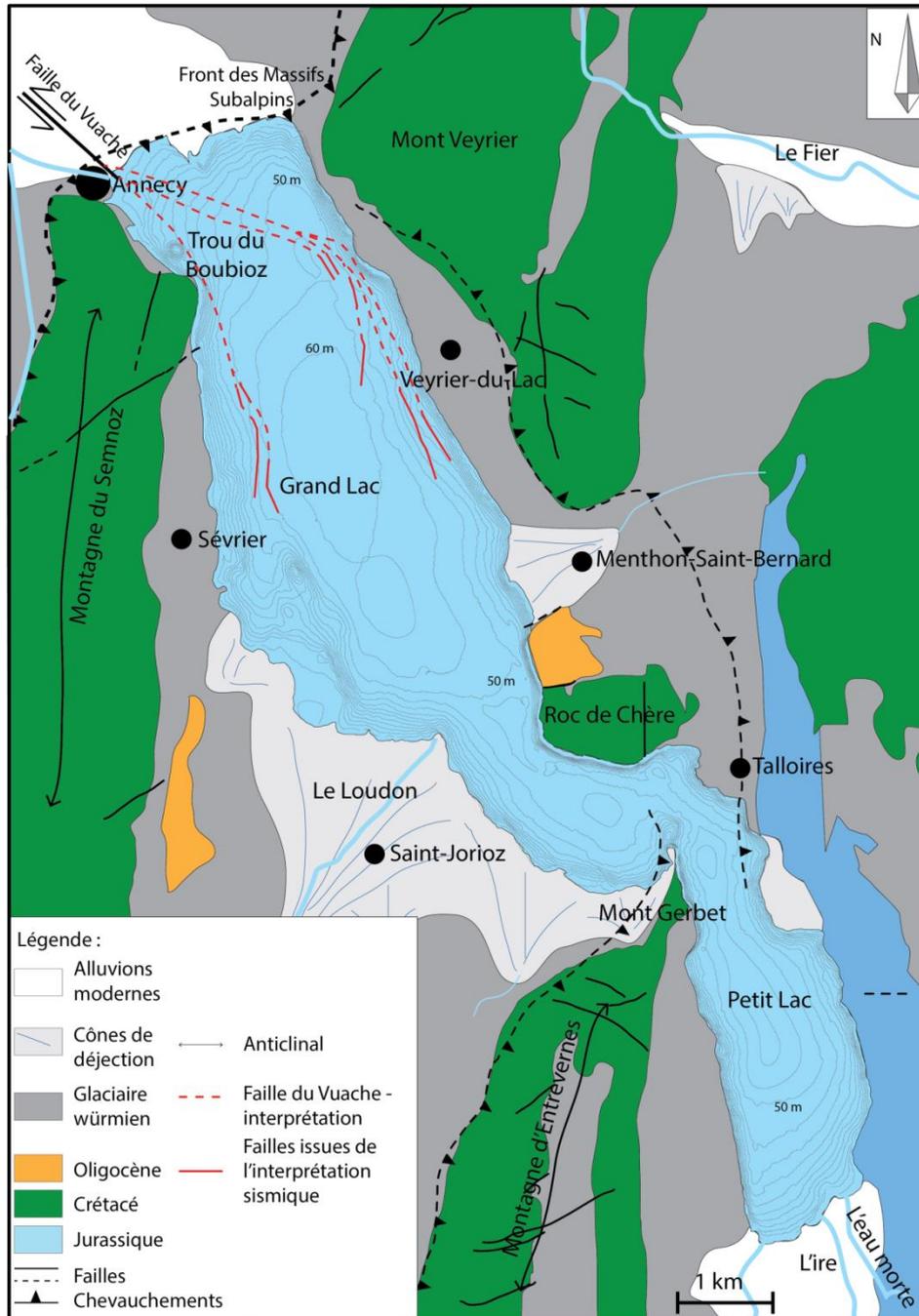


Figure III-53 : Schéma structural du Lac d'Annecy. En rouge sont représentées les failles cartographiées dans le lac grâce à la sismique lacustre. En pointillés, est dessinée, l'interpolation entre les éléments connus du réseau de failles. Schéma structural réalisé à partir des cartes géologiques de Annecy-Bonneville n°678, et Annecy-Ugine n°702.

III.5 Enracinement de la faille du Vuache dans le socle cristallin

Il est important dans l'étude de l'aléa sismique et donc des magnitudes potentielles des séismes qui pourraient survenir sur la faille du Vuache de contraindre la surface susceptible d'être affectée par un séisme majeur. Il faut donc déterminer si ce système de failles s'enracine dans le socle anté-triasique, c'est-à-dire en dessous du niveau de décollement de la couverture. Deux approches complémentaires vont permettre de tester l'enracinement dans le socle cristallin : l'analyse de profils sismiques et la répartition en profondeur des séismes instrumentaux.

III.5.1 Analyse des profils sismiques pétroliers

III.5.1.1 Introduction

La structure du socle anté-triasique dans les montagnes du Jura et dans le bassin molassique est mal connue. Les rares informations sont issues de l'interprétation des données géophysiques (profils sismiques, gravimétrie) et de forages profonds. On doit toutefois noter que le profil sismique ECORS montre un chevauchement affectant le socle et le niveau de décollement sous le Jura interne. Cet accident est interprété comme une inversion des failles normales héritées, bordant un graben permocarbonifère (Guellec et al., 1990). Cette inversion est corrélée au soulèvement topographique du Jura interne (Philippe, 1995). Dans l'ensemble du bassin de Genève, l'étude de Signer et Gorin (1995) conclut clairement à une corrélation entre les failles de surface et les structures du socle. Compte tenu de l'importance de la faille du Vuache dans la paléogéographie de la région (Charollais, 1983 ; Baize et al., 2011), celle-ci est probablement une faille de socle.

Durant ce travail, trois profils sismiques industriels retraités et recoupant le tracé de la faille du Vuache ont été utilisés. Ces profils ont été réalisés par ESSO-REP pour la prospection pétrolière et sont accessibles au BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). Ces profils ont été interprétés grâce au logiciel Kingdom Suite. L'enjeu de l'étude de ces profils est de déterminer si la faille recoupe les évaporites triasiques pour s'enraciner dans le socle cristallin.

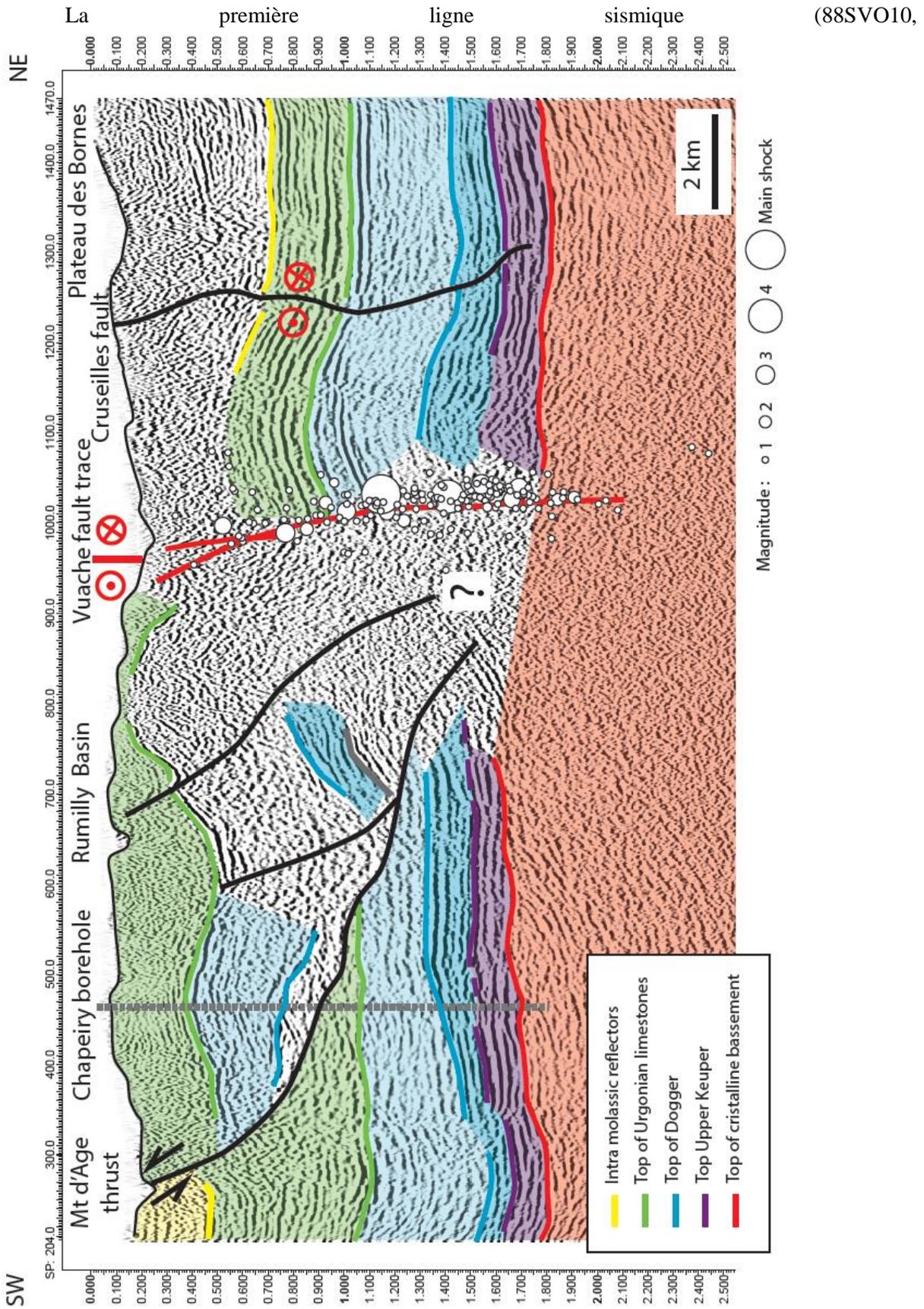


Figure III-56) s'étend depuis les contreforts du massif subalpin des Bornes jusqu'au bassin de Rumilly. Ce profil est de 24 km de long entre Charvonnex - Les Ollières (vers le Nord-Est) et Alby sur Cheran (au Sud-Ouest). Il a été acquis en 1988. La deuxième ligne (88SVO08, Figure III-57) mesure 14 km et se prolonge entre le bassin genevois au NE (Contamine-Sarzin) et le bassin de Rumilly au

SW (Versonnex). Il a été acquis en 1988 également. La troisième ligne (HR512, Figure III-58), la plus courte, mesure 7.5 km et s'étend de Sillingy, à l'Ouest, à Cruseilles, à l'Est. Il a été acquis en 1967.

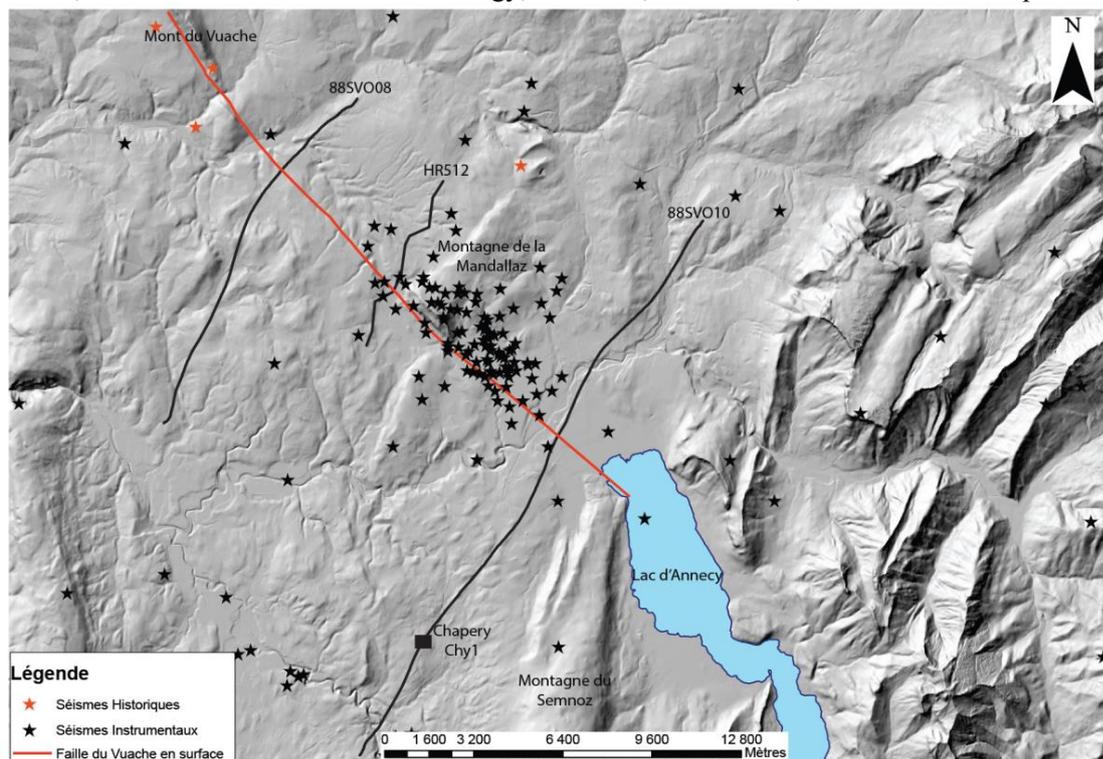


Figure III-54 : Carte de localisation des profils sismiques industriels retraités et du forage Chapery. Fond de carte du SRTM à 5 mètres du BRGM, les séismes sont ceux de SISMALP. En rouge est dessinée la carte du Vuache d'après les cartes géologiques de Seyssel (n°677), Annecy-Bonneville (n°678), de Saint Julien en Genevois (n°653).

III.5.1.2 Profil 88SVO10

L'interprétation de la ligne 88SVO10 en termes d'unités stratigraphiques est obtenue à la lumière du forage Chapery (Chy1, localisation sur la Figure III-54 ; Figure III-55) qui a traversé la couverture sédimentaire entière, jusque dans les couches permo-carbonifères. Le forage Chapery a été réalisé par ESSOREP en 1970.

Les réflecteurs sismiques suivants, de haut en bas, peuvent être mis en évidence :

- La base du Tertiaire est bien soulignée; sa grande amplitude est due à la forte variation de l'impédance acoustique entre les calcaires urgoniens massifs et les faciès transparents (ou chaotiques) de la molasse (tertiaire). Sa linéarité est parfois perturbée en raison de la karstification de l'Urgonien.
- Le haut du Dogger (Top Middle Jurassic) correspond également à un réflecteur de grande amplitude et à un marqueur continu, en raison du contraste entre les inter-lits de marnes et calcaires de l'Oxfordien et les calcaires massifs du Dogger;
- Enfin, la base de la couche "d'évaporites" est soulignée par le réflecteur associé à la base du Trias, avec les dolomies en transition.
- En-dessous de ce marqueur, on peut trouver localement soit les couches du Permien avec un faciès assez transparent, ou une succession de réflecteurs de fortes amplitudes discordantes (Carbonifère), ou le socle «chaotique». Dans le forage de Chapery, les couches carbonifères se composent de grès et de conglomérats.

Forage de CHAPERY Chy1

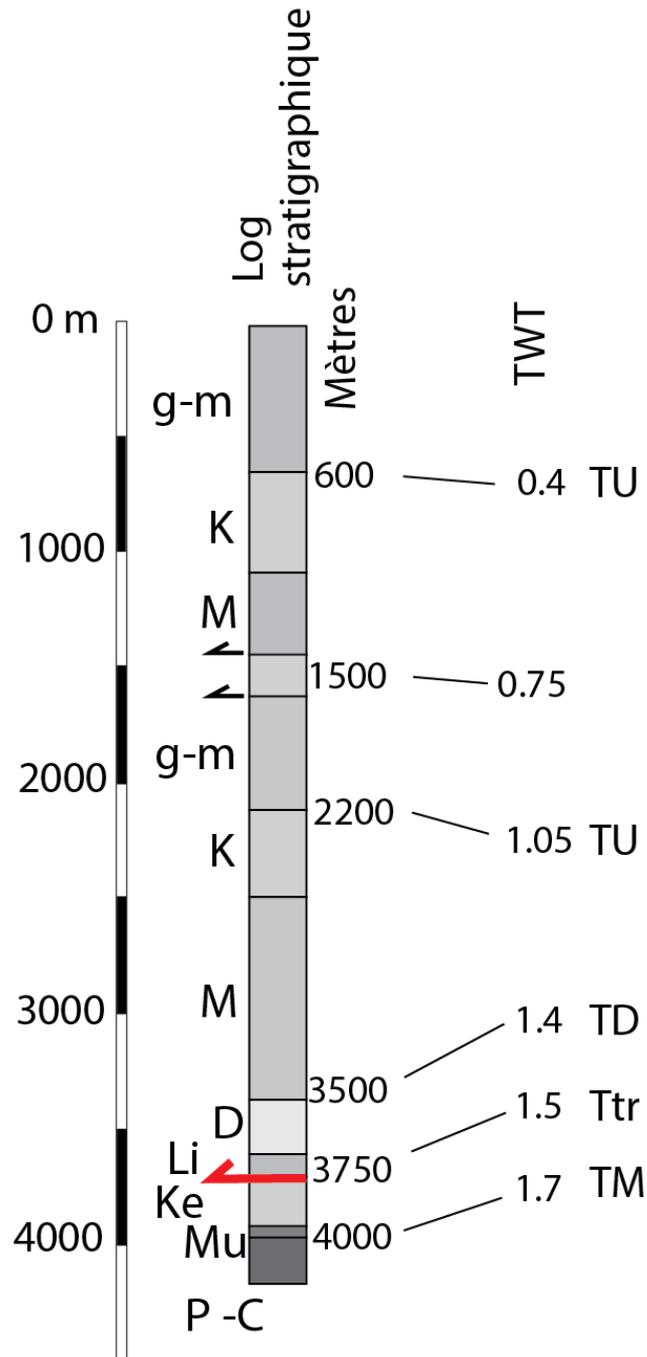


Figure III-55 : Forage de Chapery Chy1 réalisé par ESSO-REP. Corrélation entre les réflecteurs de la ligne 88SVO10 et les interfaces stratigraphiques recoupées par le forage Chapery1, modifié d'après Baize et al. (2011). G-m : molasse Oligo-Miocène, K : Crétacé, M : Malm, D : Dogger, Li : Lias, Ke : Keuper, Mu : Muschelkalk, P-C : Permo-Carbonifère, TU : sommet de l'Urgonien, TD : sommet du Dogger, Tli : sommet du Lias, TTr : sommet du Trias, TM : sommet du Muschelkalk.

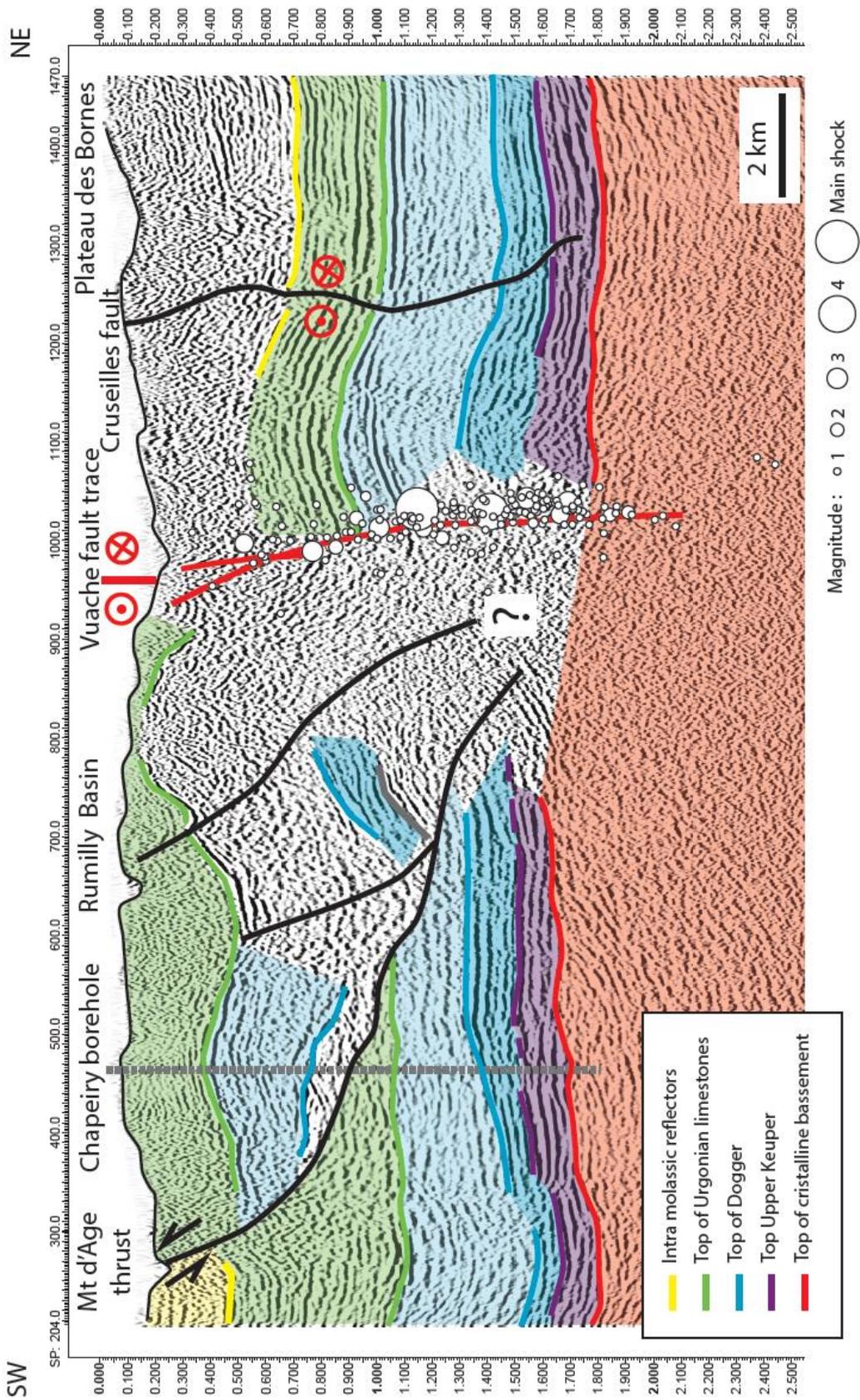
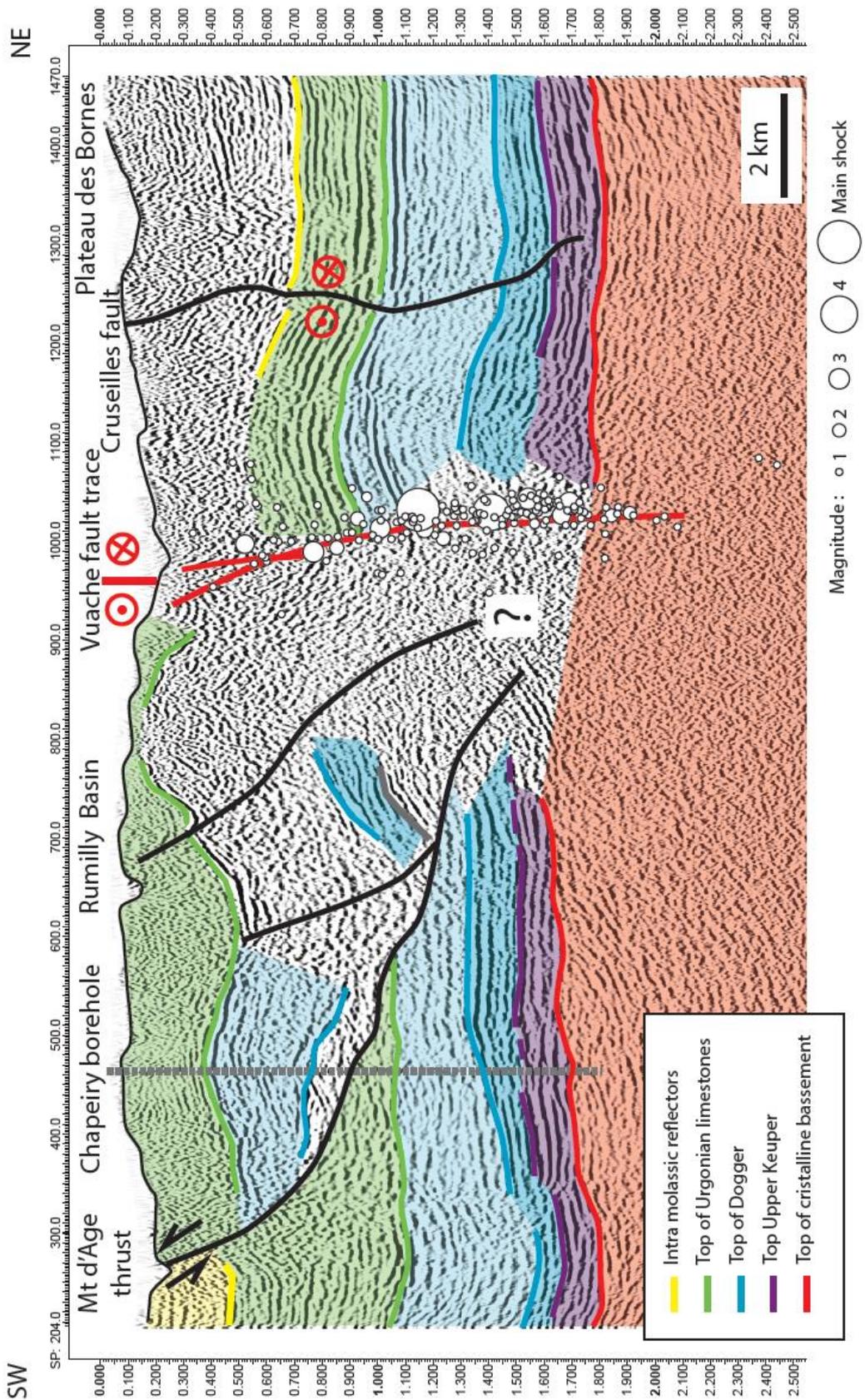


Figure III-56 : Profil sismique 88SVO10 réalisé par ESSO REP et son interprétation (modifiée d'après Baize et al (2011) et Paolacci (2012). Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps (temps double, en secondes). Le séisme de 1996 ainsi que les répliques sont reportés sur ce profil sismique (d'après Thouvenot et al., 1998).



Sur la SW

Figure III-56, les séismes de 1996 sont projetés sur le profil sismique, le séisme principal ainsi que les répliques. Le chevauchement de la Montagne d'Age est visible sur ce profil. Il se peut que ce chevauchement se raccorde sur la faille du Vuache mais cela n'est certain en dépit de la mauvaise définition de la section, il est bruité à cet endroit.

La ligne 88SVO10 montre la mise en contact de deux faciès sismiques très différents de part et d'autre de la faille du Vuache. En effet, on observe la perturbation et le plissement affectants les réflecteurs mésozoïques contre la faille du Vuache (compartiment Ouest) à la surface et son prolongement vertical en profondeur. Sur la

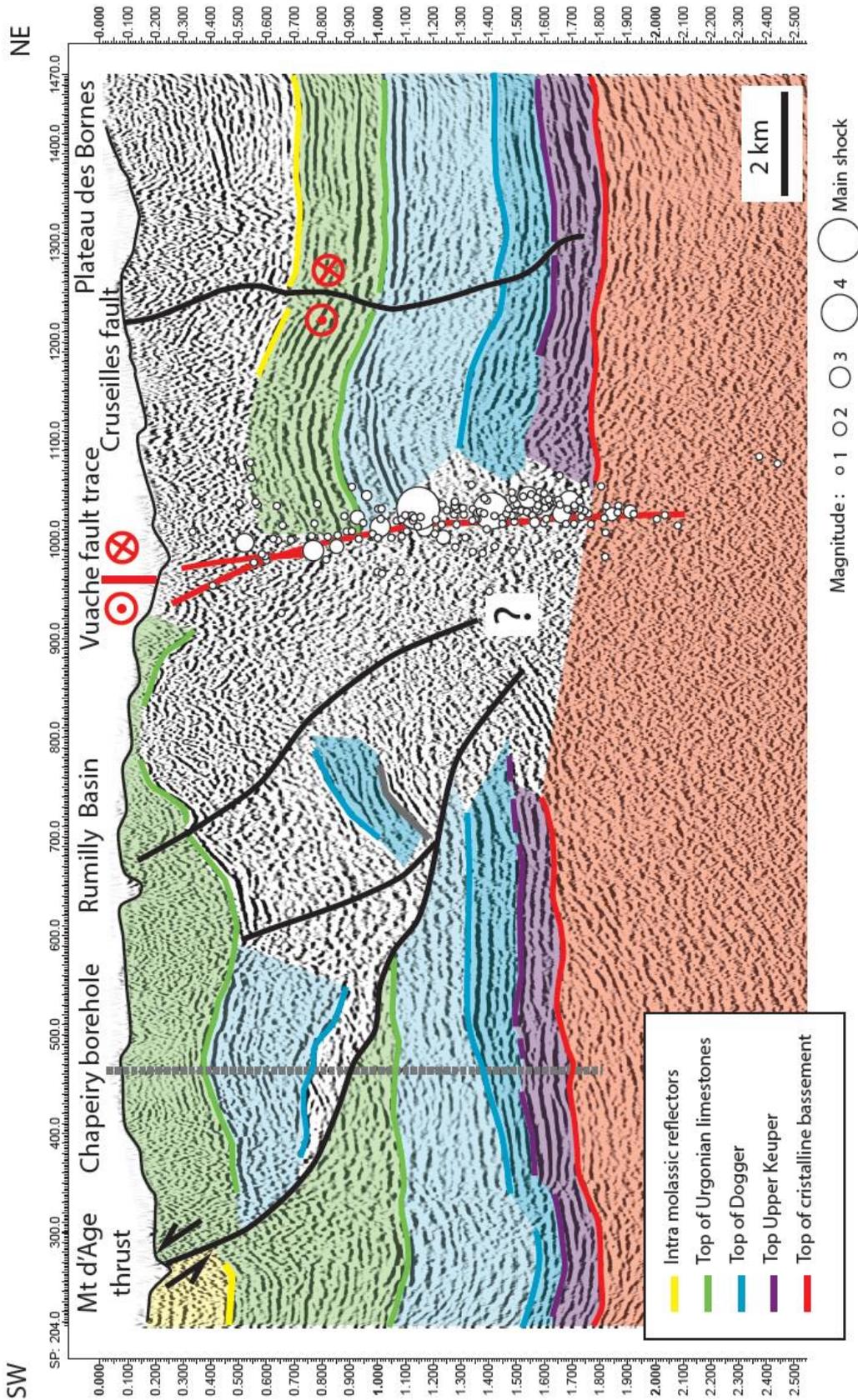


Figure III-56, nous supposons que la faille se poursuit dans le socle en dépit de la mauvaise définition de la section dans la zone critique.

III.5.1.3 Profil 88SVO08

La même stratigraphie sismique est retrouvée sur la ligne 88SVO08. Cette ligne montre une structure tectonique remarquable dans sa partie nord, à proximité de la position de la faille du Vuache en surface (Figure III-57). À l'Est du SP200 (Shot Point), la partie profonde (sous les couches du Trias) se caractérise par un faciès assez transparent qui peut correspondre à des grès du Permien (Signer et Gorin, 1995). Ce faciès disparaît vers l'Ouest et est remplacé par des réflecteurs à pendage vers le SW. Baize et al. (2011) interprètent cela comme une preuve d'un demi-graben de dépôts du Permien (vers le NE, SP : 280) séparés du socle et de son tégument des couches carbonifères pentées (au sud-ouest) par une faille normale subverticale. Le décalage vertical, le long du système de failles du Vuache, est réduit pour le toit du Trias et les marqueurs du toit du Muschelkalk. Dans les dépôts de couverture, les réflecteurs du Mésozoïque sont néanmoins largement perturbés et décalés verticalement. Baize et al. (2011) définissent une zone de faille de 1,5 km de largeur au niveau du toit de l'Urgonien. En profondeur, la largeur de la zone de faille est plus étroite (0,4 km) et déplacé vers le NE. Le plus important décalage vertical du réflecteur du toit de l'Urgonien est observé au SP350 tandis que le décalage du socle se situe environ 1,5 km plus au sud. La géométrie générale de la faille est interprétée comme une structure en fleur, caractéristique des failles décrochantes. La faille du Vuache semble donc se localiser au-dessus d'une structure affectant le socle et le Permien.

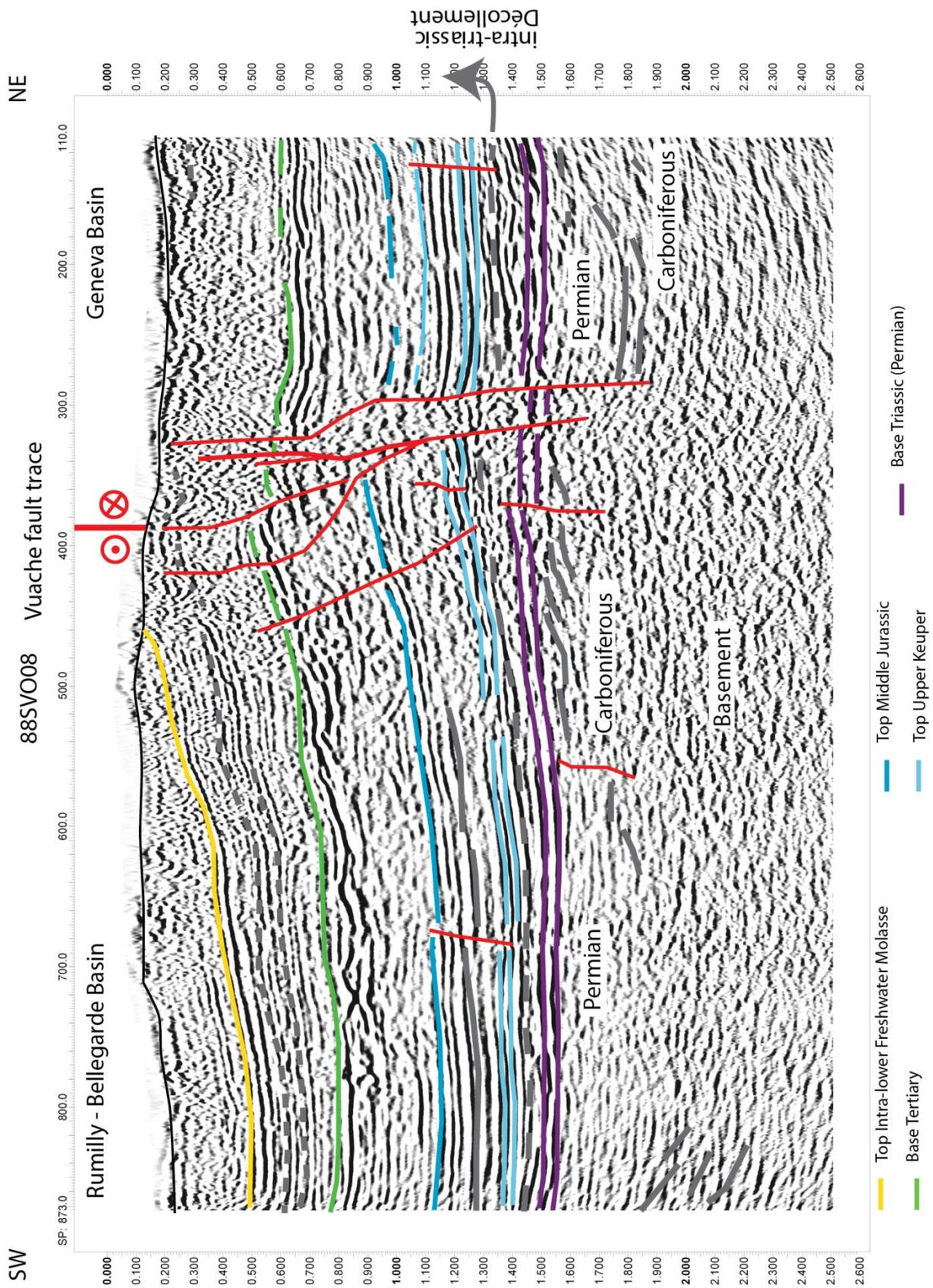


Figure III-57 : Profil sismique 88SVO08 réalisé par ESSO REP et son interprétation (modifiée d'après Baize et al (2011) et Paolacci (2012)). Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps (temps double, en secondes).

III.5.1.4 Profil HR512

Le profil HR512 (Figure III-58) est situé un peu plus au Sud que le profil 88SVO08. Les premiers centaines de mètres de ce profil sont très bruités, il n'est donc pas possible d'identifier le réflecteur de la base du Tertiaire. Les réflecteurs du toit du Jurassique moyen et du toit du Keuper supérieur ainsi que la base du Trias sont partiellement visibles. Le réflecteur du Permo-Carbonifère est très bien reconnaissable, deux réflecteurs très forts sont visibles. La faille du Vuache recoupe ces différents horizons. Ce profil montre très clairement la continuité entre la faille de socle et la faille de couverture. En effet, les réflecteurs du Trias et du carbonifère sont recoupés par la faille du Vuache.

Le profil ne commence pas à 0 en vertical car, le haut du profil est bruité, il a été supprimé lors de la migration du profil.

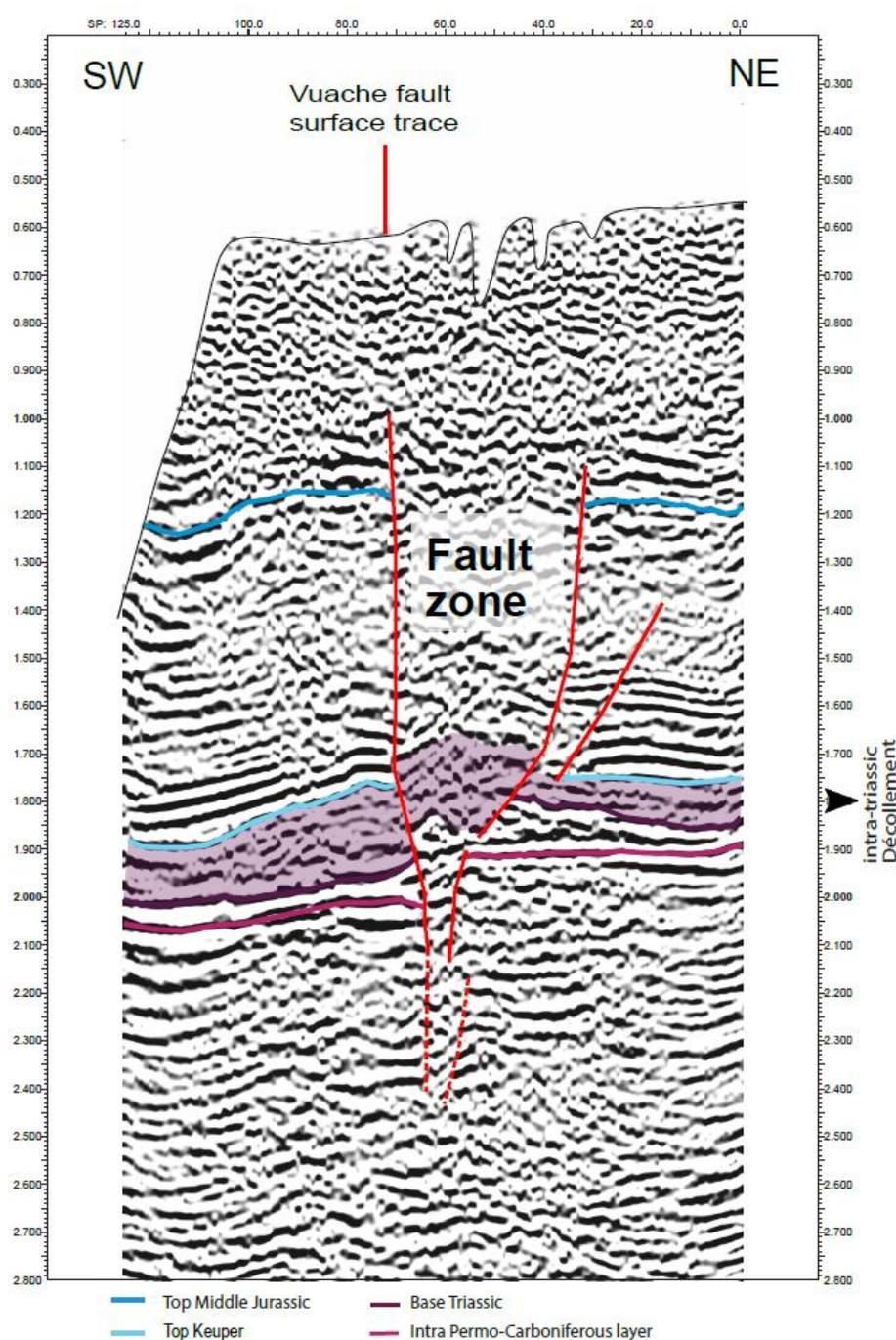


Figure III-58 : Profil sismique HR512 réalisé par ESSO-REP. Localisation sur la Figure III-60. L'échelle verticale est en temps double, en secondes.

III.5.2

Comparaison avec les données de sismicité

La distribution en profondeur des séismes associés à celui d'Epagny du 15 juillet 1996 permet de visualiser la géométrie de la faille du Vuache (Thouvenot et al., 1998). Le pendage dérivé du mécanisme au foyer du séisme principal est de 70° vers le NE (Figure III-56). Thouvenot et al. (1998) montrent que les profondeurs des hypocentres sont entre 0 et 4.7 km en dessous du niveau de la mer, avec une profondeur moyenne de 2.2 km. 96 % des répliques sont situées dans la couverture post-triasique. La répartition en profondeur des répliques indique que la faille principale a un pendage de 73° vers le NE, ce qui est compatible avec l'interprétation des profils sismiques.

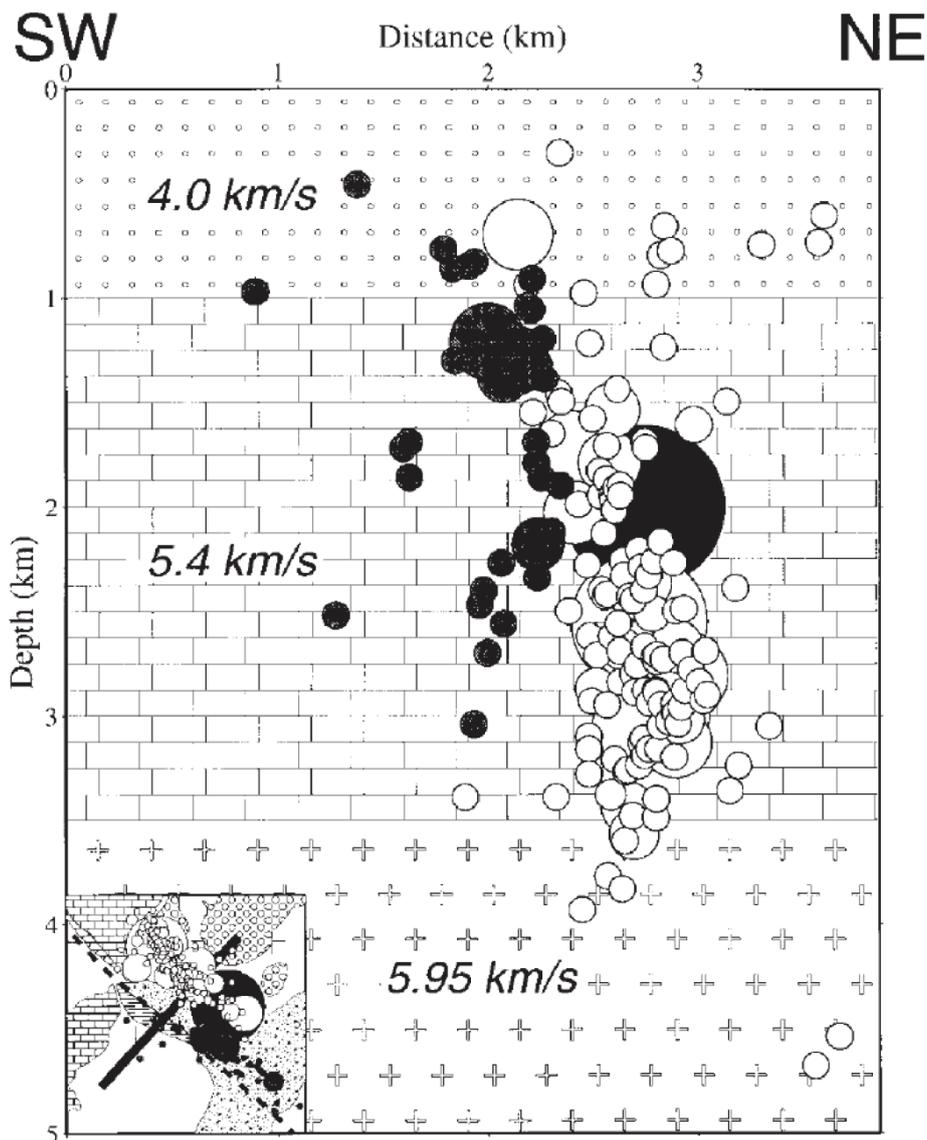


Figure III-59 : Coupe de Thouvenot et al. (1998) des répliques du séisme du 15 juillet 1996. Les séismes en blanc représentent ceux ayant eu lieu au Nord et en noir, ceux au Sud. Les couleurs des séismes sont les mêmes sur la coupe et sur la carte. Ils sont situés sur deux segments de failles.

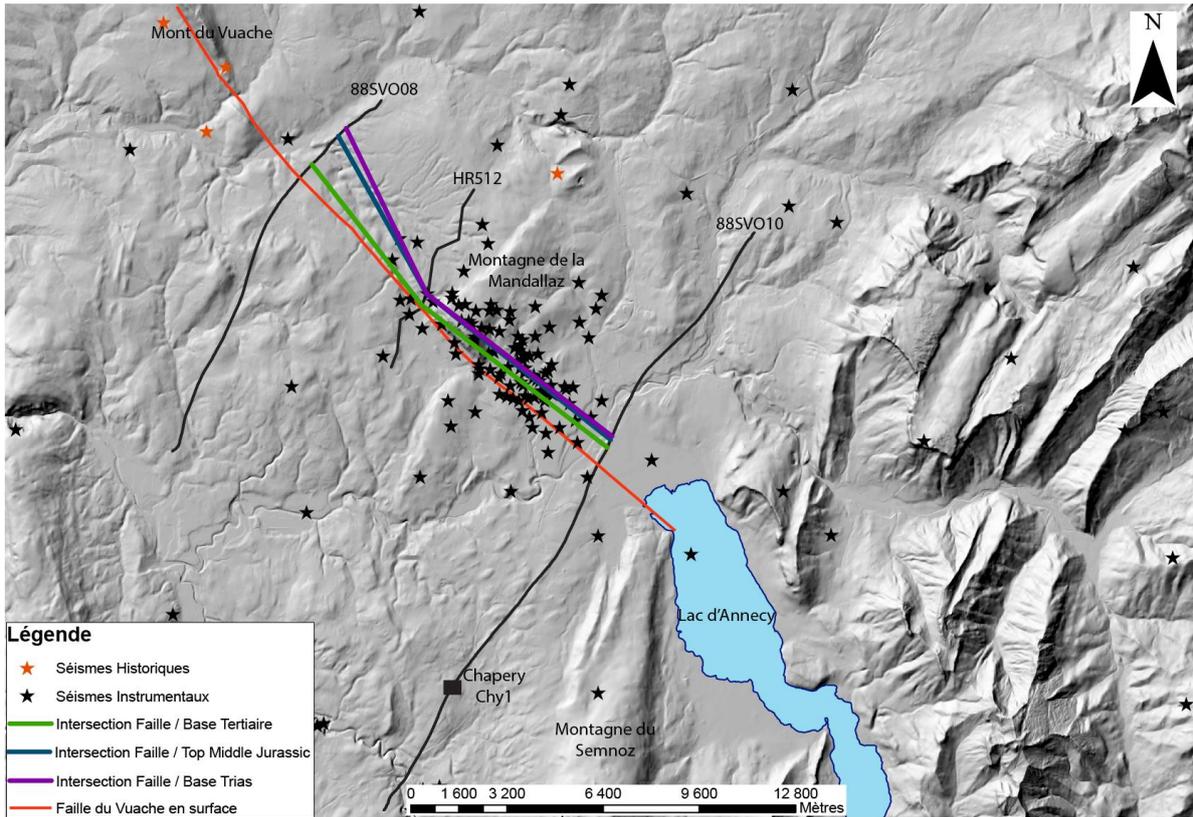


Figure III-60 : Carte de la faille du Vuache, représentant son enrachement vers l'Est. Localisation des lignes par rapport à la faille du Vuache (ligne rouge, tracé à partir de la carte géologique). Localisation des séismes historiques (SISFrance) et instrumentaux (SISMALP).

La Figure III-60 représente l'interprétation en carte des différents profils sismiques. En vert est représentée, l'intersection entre la base du Tertiaire et la faille du Vuache. Il en est de même pour le toit du Jurassique moyen (en bleu) ainsi que la base du Trias (en violet). Grâce à la sismique industrielle étudiée, deux informations majeures sont mises en avant :

-Baize et al. (2011) ont calculé le pendage de la faille du Vuache sur le profil 88SVO10 (

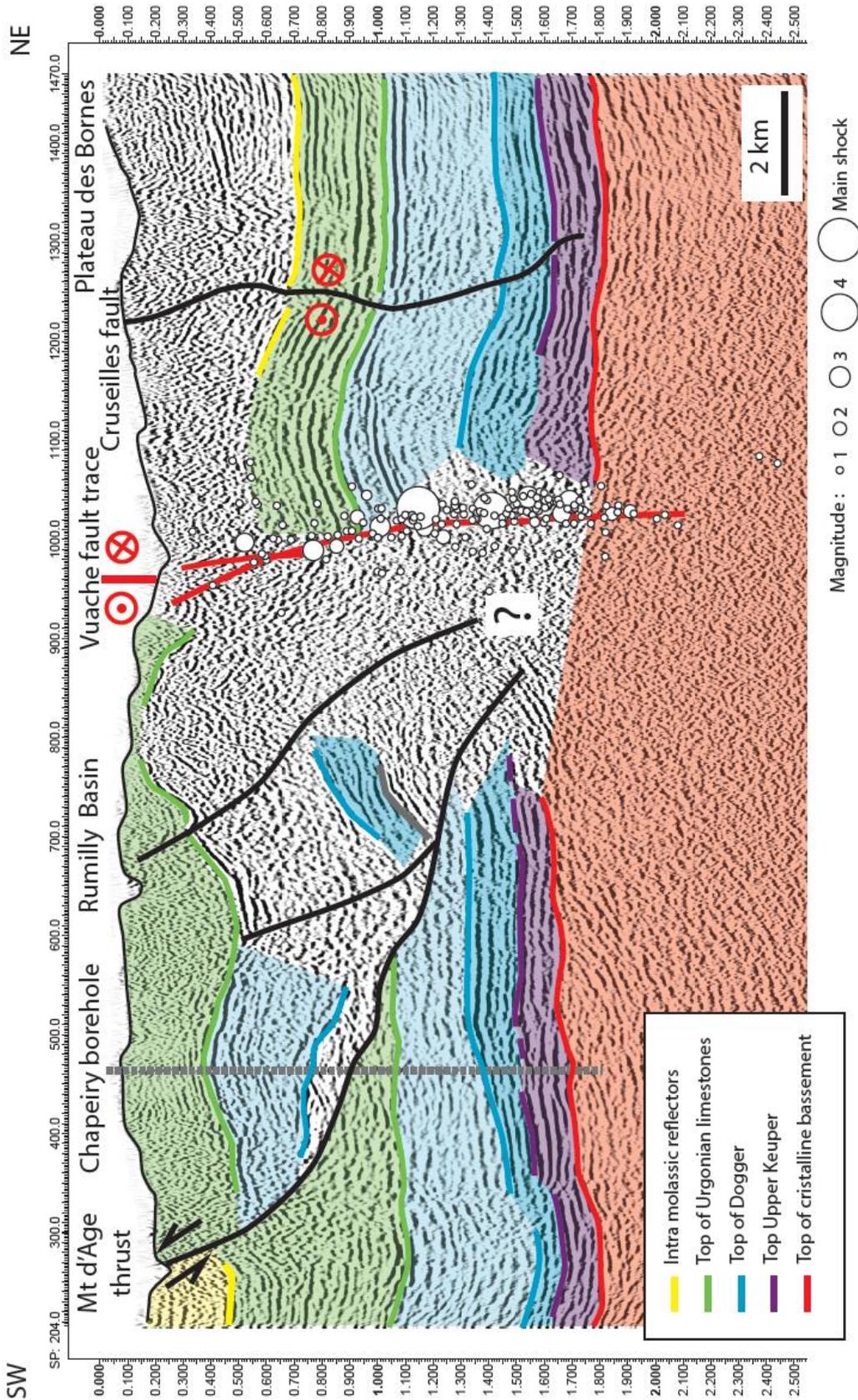


Figure III-56), il est de 73° vers le NE.

-Les profils 88SVO08 et 88SVO10 ne montrent pas clairement une liaison entre les déformations de la couverture et celles du socle. La base du Trias recoupée par la faille du Vuache est particulièrement visible sur le profil HR512 (Figure III-58). La question de la continuité

socle/couverture du réseau de failles du Vuache, après avoir été longtemps été un débat, semble maintenant établie à la vue principalement du profil HR512.

On peut donc élaborer deux scénarii, une faille de couverture et une faille affectant socle et couverture susceptible de générer des séismes de fortes magnitudes. En effet, une continuité est visible entre la faille de socle et la faille de couverture mais lorsqu'un séisme a lieu, la couverture et le socle ne sont pas obligatoirement mis en jeu.

III.6 Conclusion sur la faille du Vuache

La sismicité et de nombreux profils de tomographie de résistivité électrique montrent que la faille du Vuache est plus active dans sa partie sud que dans sa partie nord. Sur les profils de résistivité de tomographie électrique réalisés dans la partie sud de la faille, les sédiments quaternaires sont affectés par la faille, tandis que dans sa partie Nord, la faille atteint au moins les sédiments du Miocène. Le catalogue de sismicité montre une activité sismique entre La Balme de Sillingy et Annecy. Certains séismes historiques sont connus au Nord proche de Sallenôves et le long du Mont Vuache. Un segment de 12 km sans sismicité connue est présent entre La Balme de Sillingy et Sallenôves.

La sismique lacustre a permis de visualiser la faille du Vuache dans le lac d'Annecy. Elle n'a pas pu être imagée dans le Petit Lac, celui-ci est rempli de gaz ne permettant pas d'avoir des images correctes des sédiments lacustres, ainsi que des déformations si elles existent. La faille du Vuache va donc au moins jusque dans le Lac d'Annecy. La faille de l'Arcalod (Figure III-61), au Sud de la faille du Vuache, n'est pas décalée par la faille du Vuache. Par conséquent la terminaison méridionale de la faille du Vuache se situe entre le Grand lac d'Annecy et la faille de l'Arcalod. Il n'a pas été possible de calculer des vitesses de déplacements horizontales pour la faille du Vuache dans le Lac. En effet, les réflecteurs recoupés par la faille n'ont pas d'âge précis connus.

La trace de la faille étant connue, et décrite dans le Chapitre I.4.3.1. La longueur totale de la faille du Vuache est donc au maximum de 68 km.

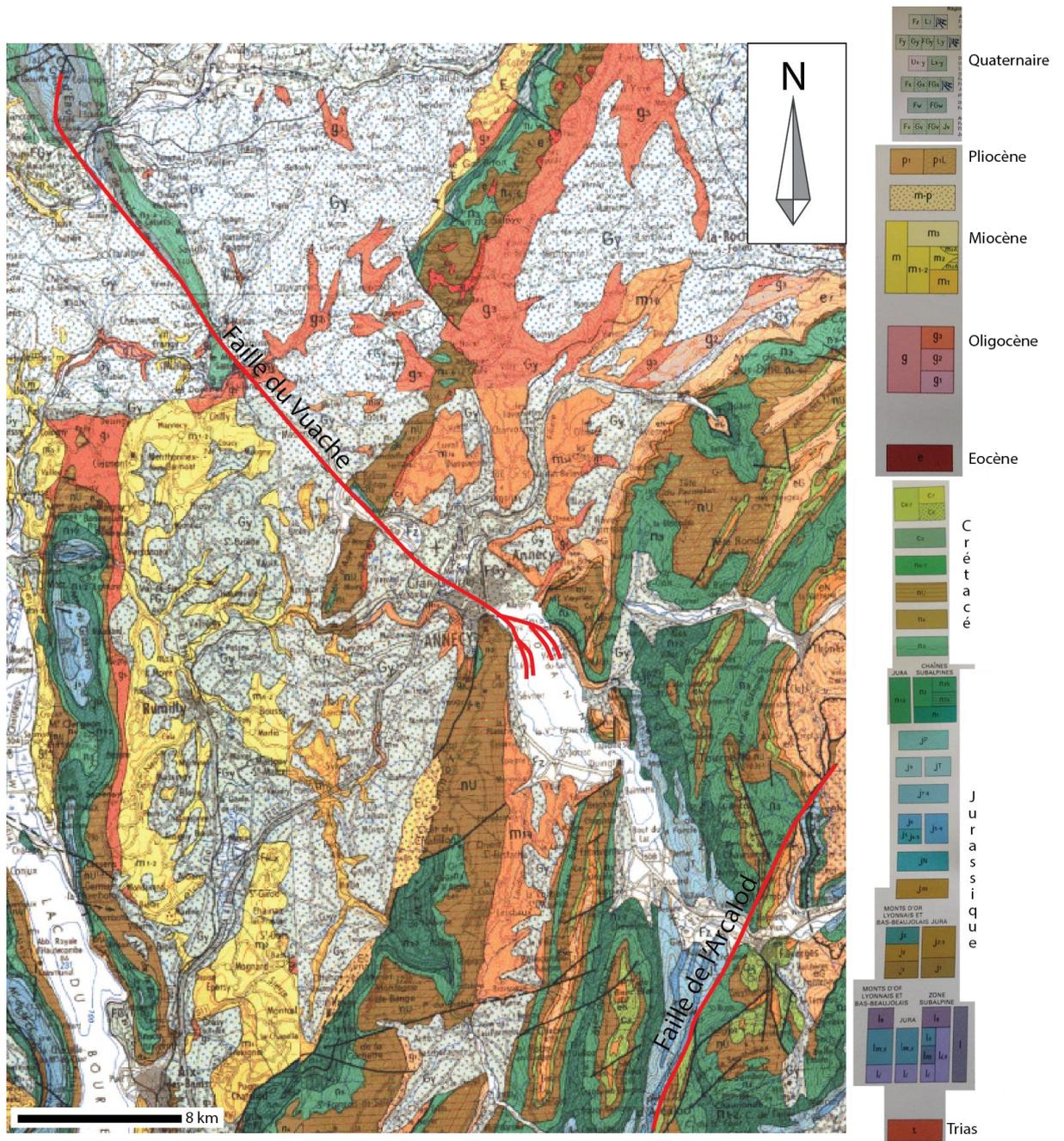


Figure III-61 : Carte géologique au 250 000 (Chalon sur Saône n°24, Thonon les bains n°25, Lyon, n°29, Annecy n°30) représentant la faille du Vuache et de l'Arcalod.

Les profils sismiques industriels retraités ont montré que :

- Le décalage vertical dans les sédiments de couverture est plus important que dans les couches plus profondes;
- La trace principale de la faille dans la couverture est déplacée de 1,5 km vers le sud-ouest par rapport à la faille du socle, probablement à cause du transport post-Miocène du Jura et du bassin molassique au-dessus du niveau de décollement.

Ceci suggère que la faille de couverture a sa propre histoire (par rapport à la faille socle), probablement à cause du découplage mécanique socle – couverture créé par le niveau de décollement à faible coefficient de friction correspondant aux évaporites du Trias. Cependant il demeure une continuité géométrique entre la faille de couverture et la faille de socle.

La sismicité localisée par le réseau SISMALP présente des tremblements de terre jusqu'à 21 km de profondeur ce qui suggère que la transition fragile ductile est au-delà de cette profondeur et que un séisme peut, en première approximation, affecté la faille entre la surface et cette profondeur de 21km. La plupart des séismes enregistrés par SISMALP sont des répliques du tremblement de terre du 15 Juillet 1996, qui sont très peu profondes (moins de 3500 m), profondeur qui correspond à la limite socle / couverture.

Dans l'objectif de quantifier l'aléa sismique associé à la faille du Vuache, le choix a été fait de calculer différentes magnitudes de moment en fonction (1) de la longueur des différents segments et (2) de sa profondeur d'enracinement (faille de couverture : 3,5 km ou faille couverture + socle : 21 km). En tenant compte de (1) la longueur de cette faille (44 à 68 km) et (2) la profondeur des séismes enregistrés jusqu'à 21 km, la surface potentiellement rupture pourrait aller de 150 à 1400km². Ce dernier implique une gamme de magnitude de moment de $M = 6,2$ à $M = 7.2$ en se basant sur les relations d'échelle empiriques (Wells et Coppersmith 1994).

		Front du Jura interne		Grand Crêt d'eau	
		Lac	Arcalod	Lac	Arcalod
		54.0 km	68.0 km	44.0 km	58.0 km
Faille de Couverture	3.5 km	6.3	6.4	6.2	6.3
Faille de socle	21 km	7.1	7.2	7.0	7.1

Tableau XI : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille du Vuache considérant les différentes géométries déterminées.

Chapitre IV. Les failles de Culoz et du Col du Chat

L'objectif de ce chapitre est de (1) contraindre géométriquement la terminaison méridionale (mal connue) des failles de Culoz et du Col du Chat et de proposer des scénarios concernant leurs longueurs totales (sur la base des publications existantes) ; et (2) caractériser l'activité quaternaire de ces failles. Dans un premier temps, les reconnaissances de terrain et des mesures structurales vont nous permettre de caractériser le tracé et les déformations associées au jeu long terme de ces failles. Dans un second temps, le tracé de ces failles sera précisé grâce à deux méthodes : la tomographie de résistivité électrique à terre et la sismique réflexion haute résolution dans le lac du Bourget. Ces deux méthodes permettront également d'apporter des éléments de caractérisation de l'activité quaternaire des deux failles étudiées. Enfin, la profondeur d'enracinement des failles sera recherchée au travers de l'étude de la microsismicité qui peut leur être associée. Aucun profil sismique industriel n'a pu être utilisé pour imager ces failles.

IV.1 Apport de la géologie structurale à la compréhension des failles de Culoz et du Col du Chat

Des observations de terrain et des mesures structurales (mesure de pendage, pitch de tectoglyphes) ont été réalisées autour du lac du Bourget dans l'objectif de (1) reconnaître l'extension et la localisation des failles de Culoz et du Col du Chat (Figure IV-1), et de (2) caractériser leur cinématique long terme.

L'affleurement GRO1 est constitué de sable quaternaire, l'affleurement BOU1 de conglomérats miocènes, le reste des mesures a été réalisé dans les calcaires urgoniens ou dans la molasse.

Les coordonnées des points de² mesures sont présentées dans le Tableau XII.

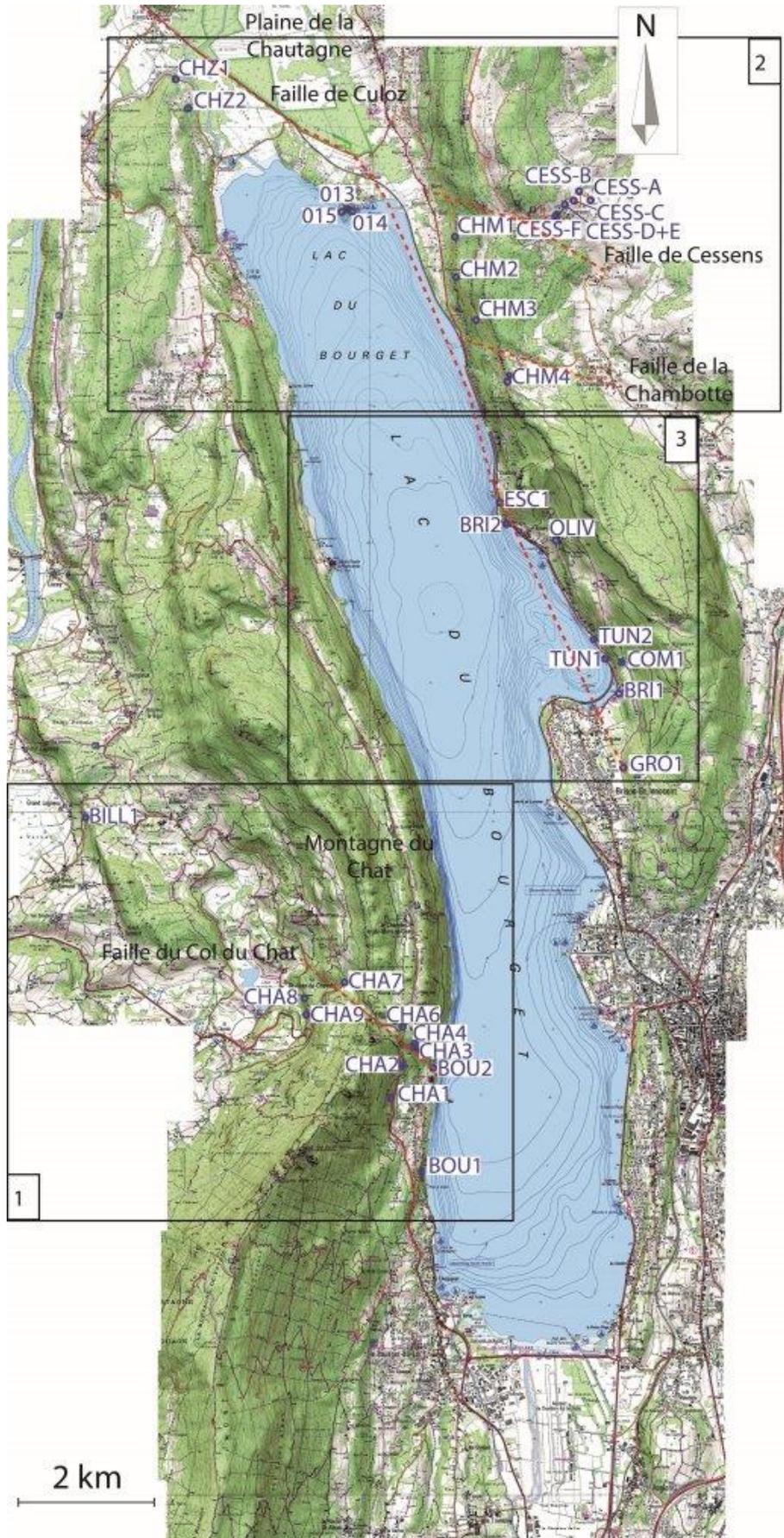


Figure IV-1 : Carte de localisation des sites de mesures structurales autour du lac du Bourget. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Nom	Latitude	Longitude	Nature	Nombre de fractures mesurées	Nombre de failles mesurées
013	45.7989977	5.84198275	Calcaire	5	
014	45.7989964	5.84209833	Calcaire	3	
015	45.7987774	5.84142158	Calcaire		
BILL1	45.7191446	5.79351733	Calcaire	4	5
BOU1	45.6858818	5.85834137	Conglomérat	10	
BOU2	45.8171942	5.8104994	Conglomérat	12	
BRI1	45.7353047	5.89331092	Calcaire		10
BRI2	45.7580991	5.87200429	Calcaire		24
CESS-A	45.800459	5.888075	Molasse	14	
CESS-B	45.801472	5.885742	Molasse	5	7
CESS-C	45.800484	5.884753	Molasse	7	
CESS-D+E	45.800166	5.883203	Molasse	8	
CESS-F	45.798775	5.881681	Molasse	13	
CHA1	45.682667	5.84994061	Calcaire		8
CHA2	45.6862872	5.85273178	Calcaire		
CHA3	45.6890157	5.85475878	Calcaire		12
CHA4	45.689221	5.85456273	Calcaire		
CHA6a	45.6917552	5.85287117	Calcaire		9
CHA6b	45.6917552	5.85287117	Calcaire		30
CHA7	45.6970933	5.84154722	Calcaire	11	5
CHA8	45.6946667	5.83781342	Calcaire	14	
CHA9	45.6932065	5.8350059	Calcaire	12	6
CHM1	45.7964075	5.86278713	Calcaire		12
CHM2	45.7904454	5.8632012	Calcaire	45	18
CHM3	45.7870878	5.86573673	Calcaire	13	13
CHM4	45.7773441	5.87102973	Calcaire	56	4
CHZ1	45.8185778	5.81373205	Calcaire		5
CHZ2	45.815306	5.813402	Calcaire		
COM1	45.7396084	5.8935773	Calcaire		2
ESC1	45.772845	5.86771033	Calcaire		6
GRO1	45.726009	5.89365366	Sable	7	3
TUN1	45.7405905	5.89044415	Calcaire		2
TUN2	45.744232	5.8873508	Calcaire		5
OLIV	45.757029	5.875918	Calcaire		4

Tableau XII : Coordonnées (WGS 84) des points de mesures et nature du terrain.

IV.1.1

Faïlle du Col du Chat

Onze stations de mesures structurales ont été réparties le long du tracé de la faille du Col du Chat. La faille du Col du Chat a une direction de N135° (d'après la carte géologique). La direction de l'horizontale du plan des fractures ou des failles mesurées a été reportée sur un diagramme en rose grâce au logiciel Faultkin (Allmendinger et al., 2012). Selon la convention utilisée, une direction N270

et une direction N90 sur les stéréogrammes correspondent à une même direction mais une orientation de pendage différente. La longueur de chaque direction sur les diagrammes en rose représente le % d'occurrence de la classe.

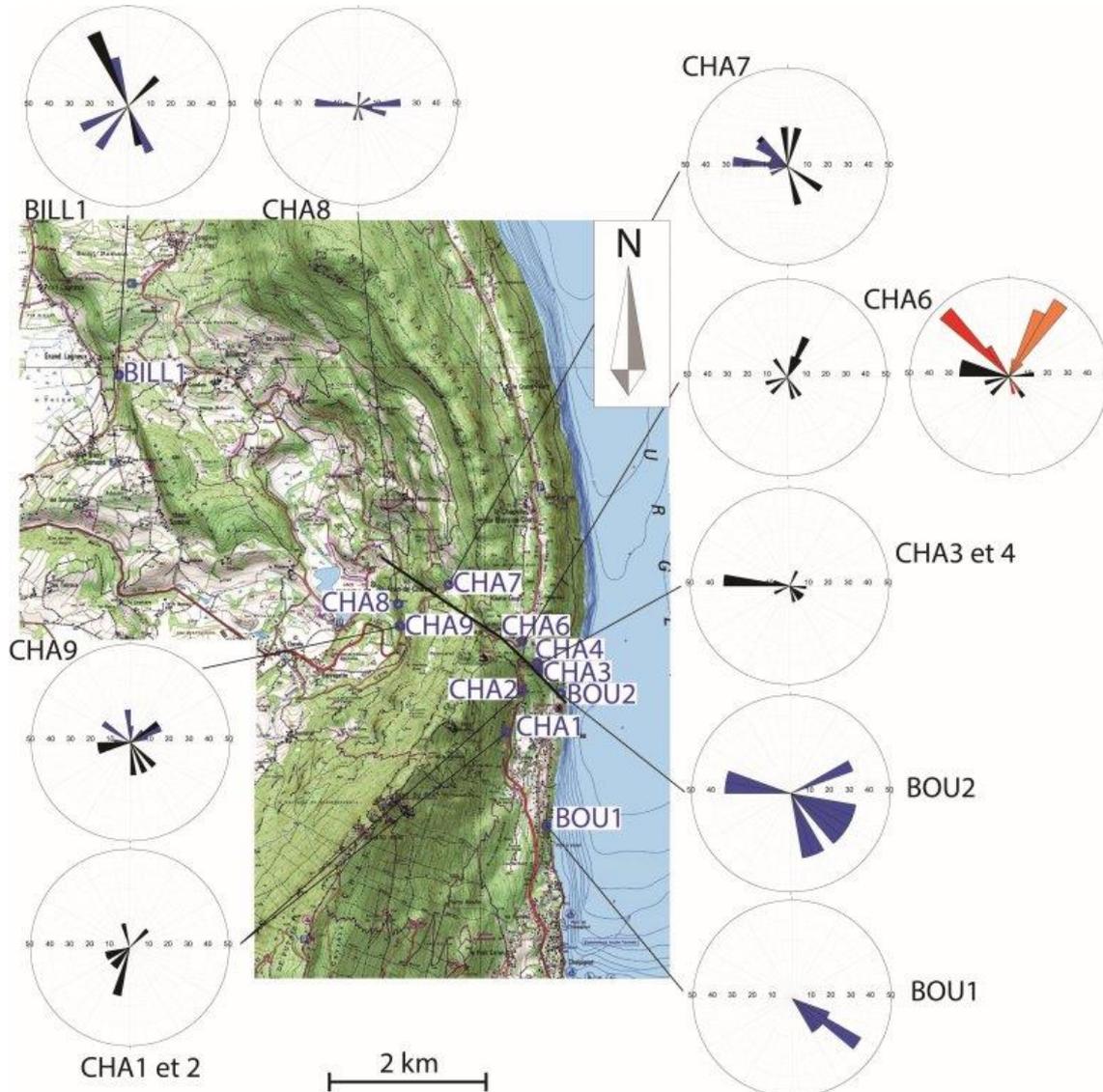


Figure IV-2 : Diagramme en rose des directions des plans de faille (en noir) et de fractures (en bleu) pour les mesures réalisées autour du Col du Chat. Pour le site de mesures CHA6, en orange sont représentées les failles inverses, en rouge les failles décrochantes sénestres et en noir, les failles dextres. Deux diagrammes sont présentés pour CHA6, l'un uniquement avec des failles ayant un sens de déplacement reconnaissable, et l'autre avec les failles dont le sens de déplacement n'a pas pu être discerné. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

D'un point de vue général, trois familles de discontinuités (failles ou fractures) sont visibles :

- Des fractures de direction N135° sont visibles sur les stéréogrammes BOU1, BOU2, CHA3, CHA4 CHA6b (en rouge), CHA7 et CHA9 (Figure IV-2). Ces fractures présentent une orientation similaire à l'orientation de la faille du Col du Chat. Nous pouvons les interpréter comme associées au mouvement en décrochement sénestre le long de la faille principale. Ces mesures sont considérées comme des témoins de la faille du Col du Chat.

- Une seconde famille de fracture a pour direction environ N 40°, visible sur les stéréogrammes BOU2, CHA1, CHA2, CHA6a, CHA6b (en orange) et CHA7. La direction du pli de la montagne du Chat est quasiment la même. Ces failles sont donc parallèles à la stratification et à l'axe du pli. Elles sont donc probablement associées à la formation de l'anticlinal de la montagne du Chat. Nous les

interprétons comme le résultat de la déformation plicative régionale associée à un mécanisme de glissement bancs sur bancs.

-La dernière famille a pour direction E-W (CHA3, CHA3 CHA6b (en noir) CHA8 et CHA9, Figure IV-2). Il s'agit de failles décrochantes dextres. Elles sont considérées comme des failles conjuguées, appelées failles R' (Figure IV-3, Riedel, 1929). Ces failles sont des failles antithétiques à la faille principale. L'angle formé entre les R' et la faille principale varie de 75 à 90°. Les failles R' ont un sens de déplacement contraire (dextre) à la faille principale (senestre).

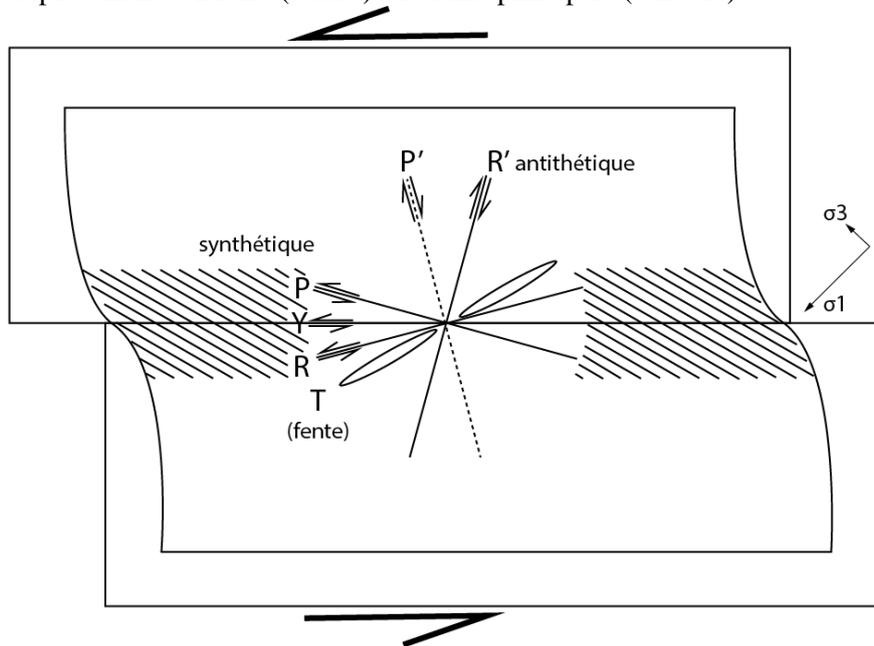


Figure IV-3 : Fractures de Riedel, comprenant les R, R', P et P', montrant le sens de déplacement de chacune de ces failles ainsi que leur angle avec la faille principale (Y), modifié d'après Burg (1986).

-Un dernier site de mesure a été réalisé dans cette zone, le point BILL1 (Figure IV-2). Il se situe du côté Ouest de la montagne du Chat, il est également à l'Ouest du chevauchement de la montagne du Chat contrairement aux autres points. Ce site a été choisi pour tenter de reconnaître une possible prolongation de la faille du Col du Chat au-delà du chevauchement de la montagne du Chat. Sur le terrain, deux familles de failles et fractures ont pu être reconnues. Une première famille a l'orientation des failles de Riedel R observées sur les autres sites de mesure. Sur ce site d'observation nous avons des failles de Riedel R, mais nous ne savons pas si c'est la prolongation de la faille du Col du Chat. Cette orientation correspond également à la direction du chevauchement de la montagne de Lierre. Une seconde famille d'orientation N 40° est visible. Elles ont la même orientation que la direction de la montagne du Chat. Ce point ne se situe pas sur la montagne du Chat nous ne pouvons donc pas l'interpréter comme les autres. Il est donc difficile de relier cette station de mesure à la faille du Col du Chat.

Grâce à ces différentes mesures, trois familles de failles et fractures ont pu être identifiées. Une première famille, ayant pour direction N135° correspondant à la faille du Col du Chat, avec un jeu en décrochement senestre. Une deuxième famille a été identifiée avec une direction Est-Ouest, avec un jeu décrochant dextre. Ce sont des failles de Riedel R'. La dernière famille de failles et fractures identifiées a une direction N40° environ, et présentent un jeu inverse. Ces failles sont associées au raccourcissement qui a eu lieu lors de la formation de l'anticlinal de la montagne du Chat qui a une direction d'environ N30°.

Selon Delaunay et Rampnoux (1981), un épisode extensif serait antérieur au décrochement. Lors de l'étude de ces stations de mesures il n'a pas été possible d'identifier différentes générations de stries, ou de fractures qui en reprennent d'autres, aucune chronologie n'a donc été possible. Il n'a malheureusement pas été possible d'établir une chronologie entre ces différentes familles.

IV.1.2

La Faille de Culoz

IV.1.2.1 La faille de Culoz dans le Substratum ante-quaternaire

La faille de Culoz, traverse la plaine de la Chautagne pour se terminer dans la montagne de la Chambotte (Gidon et al., 1970). D'après Bergerat (1978), sur la base d'étude des limites paléogéographiques, des sens de mouvements, ainsi que de la géométrie des structures, la faille de Culoz s'étend sur une centaine de kilomètres, des environs de Nantua à Culoz et se prolongeant probablement par le décrochement de Cessens au-delà du Lac du Bourget.

Une vingtaine de stations de mesures structurales (Tableau XII) ont été réparties le long ou au voisinage du tracé supposé de la faille de Culoz. Comme pour les sites de la faille du Col du Chat, la direction de l'horizontale du plan des fractures (en bleu) ou des failles (en noir) mesurées a été reportée sur un diagramme en rose grâce au logiciel Faultkin (Allmendinger et al., 2012).

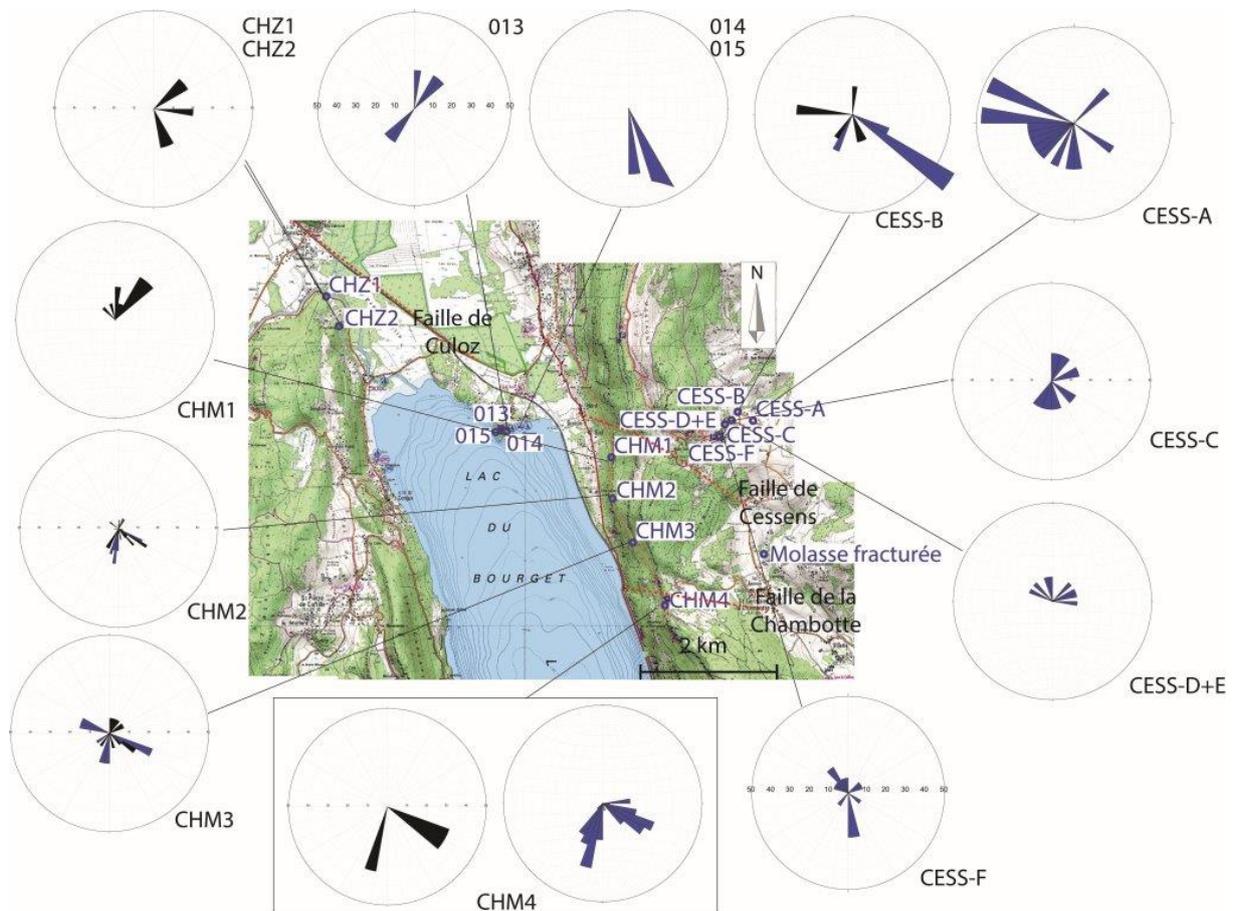


Figure IV-4 : Diagramme en rose montrant la fréquence des orientations de la direction de l'horizontale des mesures réalisées au Nord du lac du Bourget ainsi que leur localisation. En noir, les failles, en bleu les fractures. Deux diagrammes sont présentés pour CHM4 pour plus de lisibilité. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

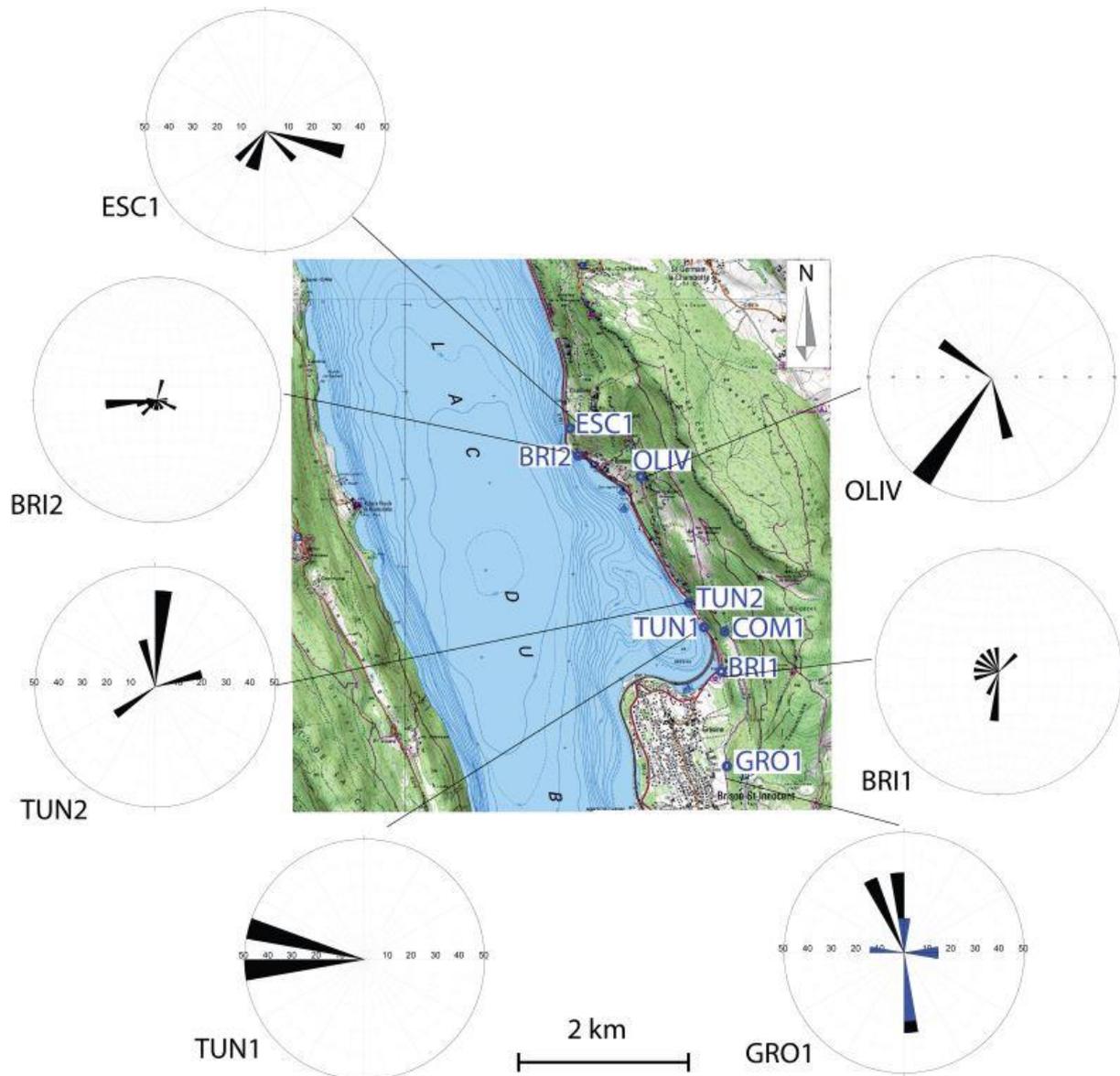


Figure IV-5 : Diagramme en rose montrant la fréquence des orientations de la direction de l'horizontale des mesures réalisées à l'Ouest du lac du Bourget ainsi que leur localisation. En noir, les failles, en bleu les fractures. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Les données de géologie structurale permettent de différencier de grandes familles de fractures.

- les fractures ayant une direction autour de $N90^\circ$ (COM1, GRO1, BRI2, ESC1, ..., Figure IV-4, Figure IV-5). Cette direction peut être due à la formation de l'anticlinal de la Chambotte. L'anticlinal de la Chambotte a une direction N-S. Lors de sa formation des fractures ont pu être formées avec une direction $N90^\circ$, associées à du banc sur banc. Les fractures de direction $N220^\circ$ (OLIV, TUN2, ESC1, Figure IV-5) peuvent être considérées comme leurs conjuguées.

- Des fractures ayant une direction autour de $N120^\circ$ ont été mesurées à CESS A, ..., CESS F, ainsi qu'à CHM2, 3 et 4 (Figure IV-4). Il faut séparer en deux groupes ces fractures. En effet, les plans des fractures des sites CESS présentent une direction similaire à la faille de Cessens ($N110 -120^\circ$), selon la carte géologique, feuille de Rumilly (Gidon et al., 1970). Localement, dans le prolongement de la faille de Cessens, la molasse miocène est très fracturée. Pour les sites CHM, la direction des plans de fractures correspond à celle de la faille de la Chambotte ($N110-120^\circ$). Cette dernière est une

faille décrochante senestre de même direction que la faille de Cessens. Les sites sont disposés le long de la route, ils ne sont pas alignés le long de la faille de la Chambotte.

- Les sites de mesures CHM présentent également une direction privilégiée voisine de $N10^\circ$ environ. La faille de la Chambotte a une orientation de $N110^\circ$. Cette famille est interprétée comme correspondant, probablement, à des fractures de Riedel, P' (Figure IV-3). Elles sont considérées comme des failles conjuguées, antithétiques à la faille principale de la Chambotte. Ici, étant donné qu'il n'a pas été possible d'apprécier le sens de déplacement, seules des fractures ont été mesurées.

-Au niveau des sites CHZ1, CHZ2, 014 et 015 (Figure IV-4), les fractures ont des directions qui varient entre $N160^\circ$ et $N170^\circ$. Cette direction pourrait correspondre à la faille de Culoz. En effet, selon les résultats de la sismique lacustre (Chapitre IV.2) différentes branches ont été mise en évidence. Aux points 013 et 015, du Mollard de Chatillon, des fractures de direction $N70^\circ$ ont été mesurées. Elles peuvent être interprétées comme des failles de Riedel, P' (Figure IV-3) de la faille de Culoz ayant une direction de $N160-170^\circ$.

-Enfin sur les sites de TUN2, BRI1 et GRO1, (Figure IV-5) une direction $N 180^\circ$ est visible. Cette direction est associée à la faille de Culoz qui, selon les interprétations des profils de sismique lacustre a, à cet endroit, une direction de $N 170 - 180^\circ$.

IV.1.2.2 La faille de Culoz dans les alluvions quaternaires anciennes

Dans la carrière du Gros Louis, à Brison Saint Innocent (GRO1 sur la Figure IV-1, Figure IV-6), à l'Est du lac du Bourget, des sédiments quaternaires ont pu être observés.

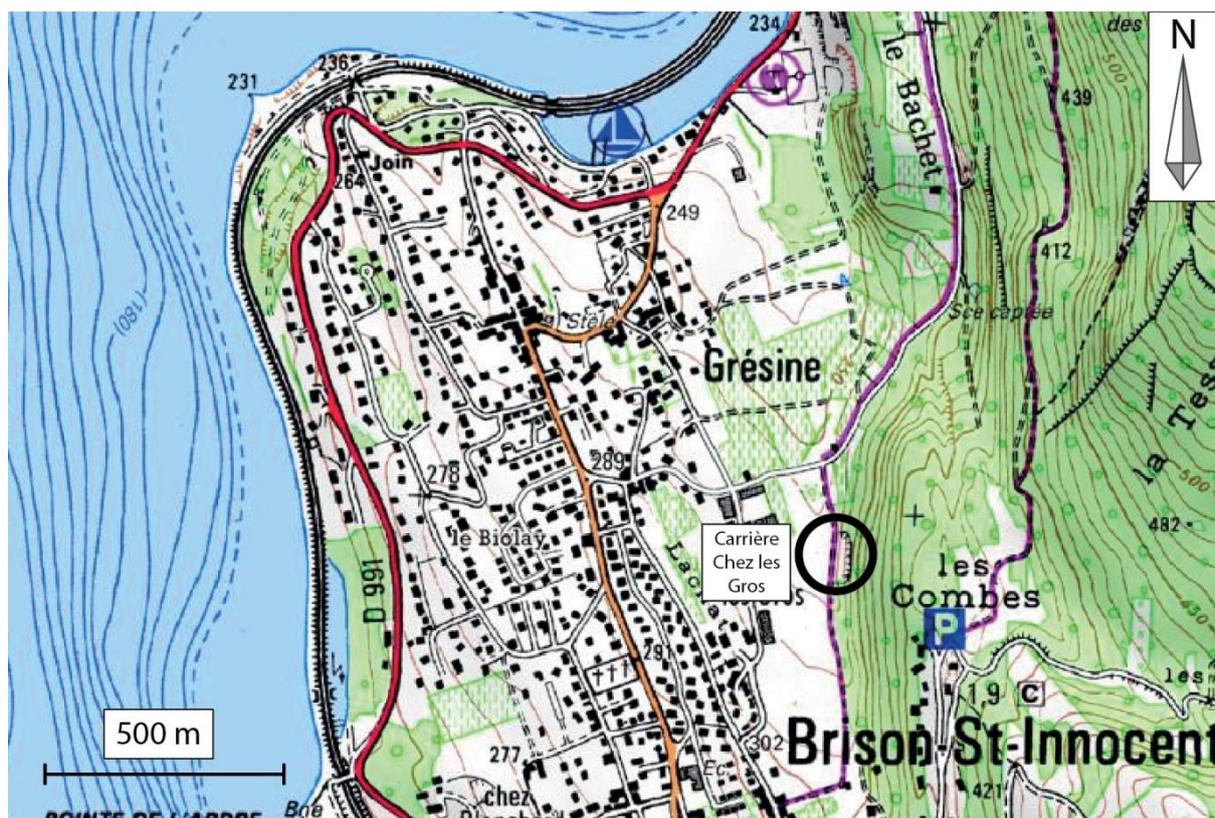
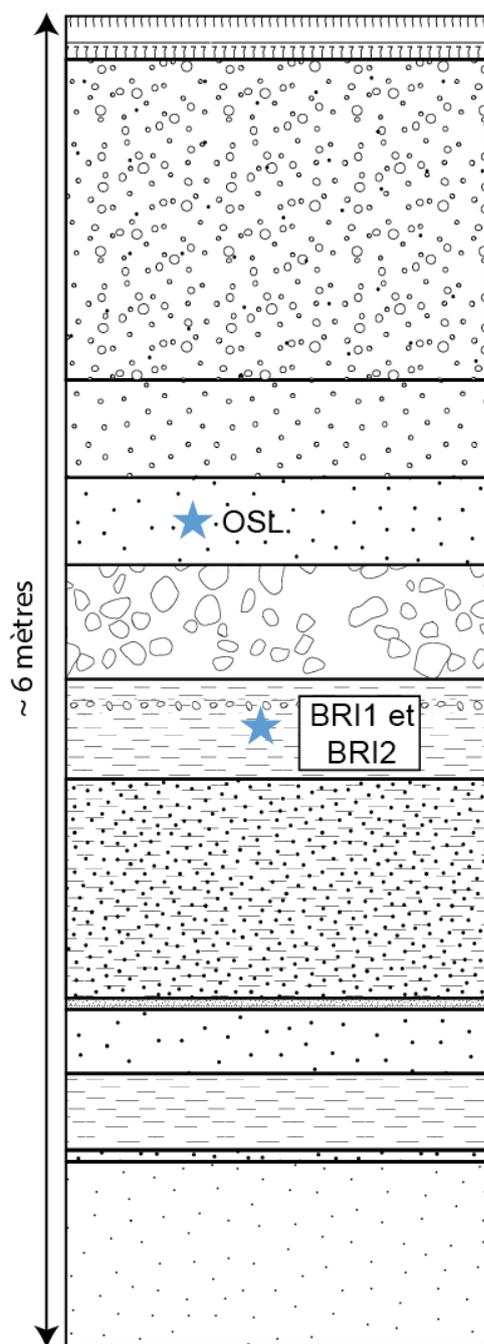


Figure IV-6 : Carte de localisation de la carrière du Gros Louis (rond). Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Dans le secteur de Saint Innocent, ces dépôts quaternaires surmontés par un till sont connus depuis longtemps (i.e. Revil, 1911). La description de l'affleurement a été réalisée par M. Ribot (2015), étudiant en licence encadré par C. Crouzet et moi-même. Ces dépôts sont juxtaposés à un calcaire blanc urgonien présentant un poli glaciaire. Les alluvions quaternaires sont constituées de bas en haut (Figure IV-7) : (1) de sables et silts dans la partie basale avec quelques dropstones et un niveau

contenant des fragments végétaux ; (2) un ensemble de galets et graviers polygéniques arrondis et des blocs décimétriques de calcaire anguleux ; (3) un épais niveau sableux (50 à 70 cm) ; (4) des graviers sableux avec des chenaux et (5) un ensemble de galets, graviers et sables polygéniques globalement mal trié et sans stratification marquée. À proximité du substratum, cette succession est perturbée par des éboulis.



Sol pédogénique

Sommet de la formation constitué par un ensemble de blocs arrondis et anguleux dans une matrice sablo-graveleuse ne semblant pas présenter de stratification ni de tri (80cm)

Galets, graviers, sables polygéniques, arrondis, avec des blocs pluri décimétriques de calcaire anguleux (1m50)

Chenaux de graviers, plus petit galets, diamètre max de 3cm intercalés avec des niveaux sableux (30-40cm)

Niveau sableux (50-70cm)

Galets, graviers, sables polygéniques, arrondis, avec des blocs pluri décimétriques de calcaire anguleux, début de stratification et imbrication de galets (60cm)

Niveau bien marqué avec bloc local + niveau silt argileux avec fragments de végétaux (cônes d'épicéa, branches) (20-30 cm)

Eboulis + alternance silt argileux, sable fin avec quelques rares graviers/galets relief proche (20-40cm)

Alternance silt argileux sable fin + rares galets/graviers (30cm)

Niveau sableux induré (2cm)

Sable fin compact (10-15cm)

Silt laminé (20cm)

Niveau induré avec sable grossier à la base (5cm)

Niveau sableux (50cm)

Figure IV-7 : Log sédimentaire montrant la succession verticale des faciès de l'affleurement de Brison Saint-Innocent (Ribot, 2015). La localisation des échantillons C14 (BRI1 et BRI2) est notée ainsi que le niveau où les sables ont été prélevés pour une datation par OSL.

La présence de nombreux restes végétaux ligneux (Figure IV-8-A) suggère une forte analogie avec les niveaux à lignites bien connus dans le Val du Bourget (Carrière de Voglans et du Tremblay – Gremmen et Hanns (1994)). Pour confirmer cette hypothèse, deux prélèvements pour datations OSL (datations en cours) et deux datations au carbone 14 ont été réalisées (SacA41784 et SacA41785, Tableau XIII). Les âges carbone 14 sont supérieurs à 45 100 ans cal BP âge limite de la datation par 14C. les âges ont été calibrés en utilisant le logiciel Oxcal avec la courbe de calibration Intcal13

(Reimer et al., 2013). Selon Gremmen et Hanns (1994), les niveaux à lignites pourraient être attribués à l'interstade Saint Germain I = MIS 5c. Selon Liesiecki et Raymo (2005) le MIS 5c pourrait être daté d'environ 96000 ans.

N° cible	Référence échantillon	Nature	mg C	Delta C13	pMC*	Age BP
SacA41784	BRI1	Fragment branche	1.292	-24.1	0.366	indiscernable du bruit de fond
SacA41785	BRI2	Fragment cône épice	1.196	-27	pMC< 0.414	Age BP > 45100

Tableau XIII : Age C14 des échantillons prélevés à Brison Saint Innocent.



Figure IV-8 : A : cône d'épicéa, dans le niveau à lignite de Brison Saint-Innocent. B : photo montrant les stries subhorizontales dans la carrière du Gros Louis, à Brison Saint-Innocent. C : morceau de bois déformé.

Un morceau de bois déformé (Figure IV-8) est visible dans le niveau à lignite. Il est sur une fracture d'orientation N175°.

Sur la photo de la Figure IV-9, cette succession stratigraphique est clairement perturbée par deux failles sub-verticales d'orientation N 175° environ. La présence de stries sub-horizontales (pitch de 15° N) dans un banc argileux (Figure IV-8-B) suggère une origine tectonique plutôt que des déformations liées à l'action d'un glacier (glaci-tectonique). Ces stries ne nous ont pas permis de retrouver un sens de déplacement indubitable. Les niveaux argilo-sableux présentent des crochons indiquant une composante verticale non négligeable le long de la faille. Au droit de la faille se situant au NE, se trouvent des calcaires broyés certainement par la faille. Il s'agit probablement d'un bloc écroulé compte tenu de la topographie.

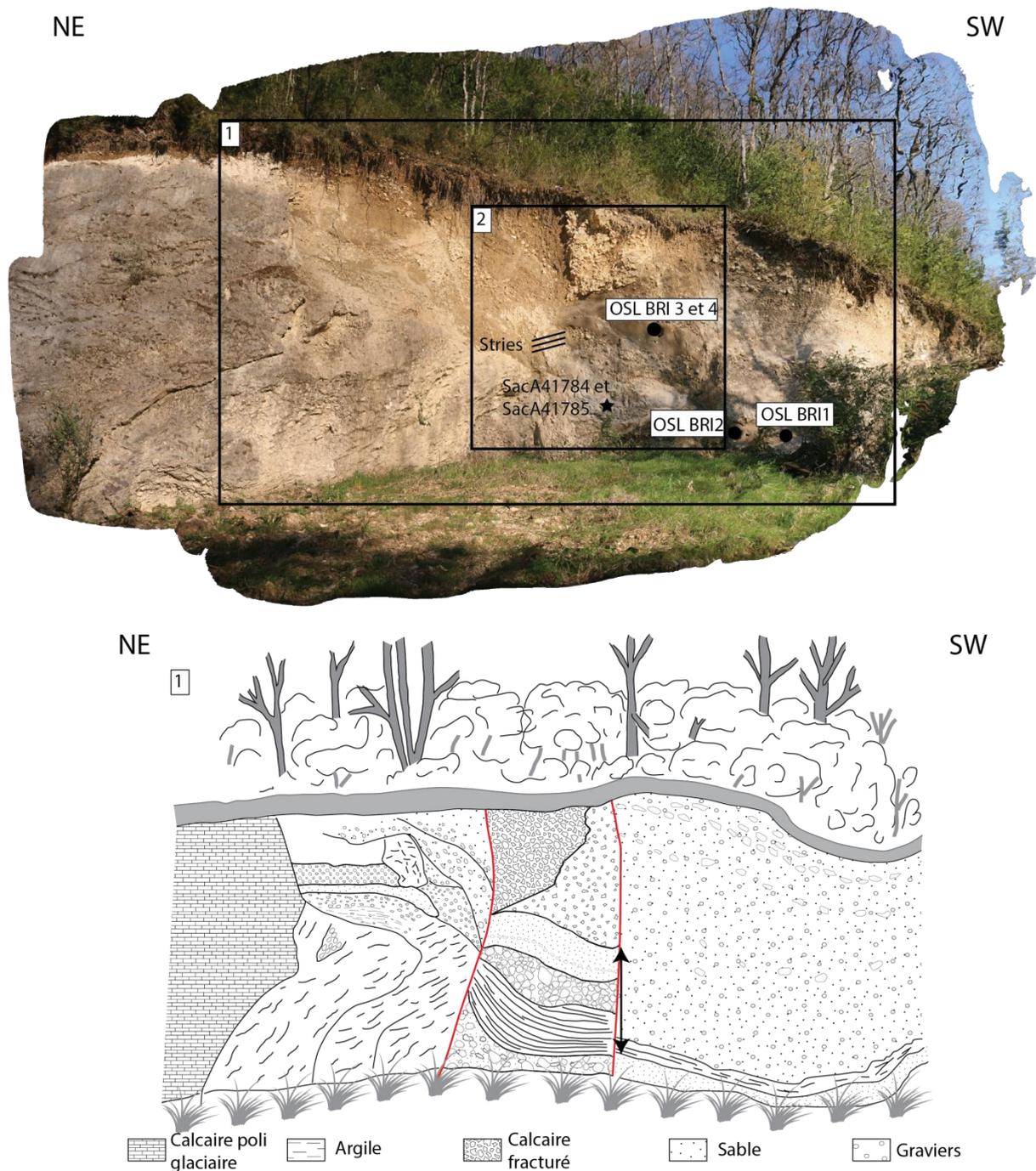


Figure IV-9 : Photo et interprétation (Ribot, 2015) d'une partie de l'affleurement de Brison Saint Innocent avec l'emplacement des datations de carbone 14 (SacA41784 et SacA41785).

En supposant un décrochement à composante normale associé à la faille de Culoz il est possible, moyennant l'exploitation du pitch de 15° (erreur de 5° du au peu de précision du clinomètre)

mesuré sur l’affleurement, d’estimer un déplacement cumulé horizontal. Le déplacement vertical tel que mesuré sur le terrain (Figure IV-10) étant de 2,7 m (± 0.05 m, erreur sur la mesure prise avec un décimètre), le déplacement horizontal déterminé à partir du pitch de la strie serait donc de l’ordre d’une dizaine de mètres (Tableau XIV). La vitesse moyenne de déplacement sur la faille, tenant compte d’un âge des sédiments compris entre 45100 ans (C14) et 96000 ans (Liesiecki et Raymo, 2005), serait donc de l’ordre de 0.2 mm/an. Cette vitesse est différente de celle déduite des analyses dans le lac du Bourget, qui est de 1.27 mm/an (erreur : +1.8 ; -0.6 mm/an). L’affleurement de Brison est déformé par le jeu de deux failles qui pourrait être associées au jeu décrochant du système de failles de Culoz. Il n’y a pas d’évidence de mouvement dans des sédiments plus récents puisque seul le sol actuel scelle cet affleurement. Aucune variation du déplacement le long de la faille n’a pu être observée. Il n’est donc pas possible de discriminer une origine liée à un ou quelques gros événements ou associés à plusieurs événements de plus faible importance.

Pitch	Décalage vertical	Décalage horizontal		Age	Vitesse de déplacement horizontal	
		10 m	Erreur (m) + 5.5 ; -2.8		0.2 mm/an	Erreur (mm/an) +0.11;-0.05
$15^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$2.7 \text{ m} \pm 0.05$	10 m	Erreur (m) + 5.5 ; -2.8	50900 ans	0.2 mm/an	Erreur (mm/an) +0.11;-0.05

Tableau XIV : Déplacement vertical et déplacement horizontal déduit le long de la faille ainsi que la vitesse de déplacement.

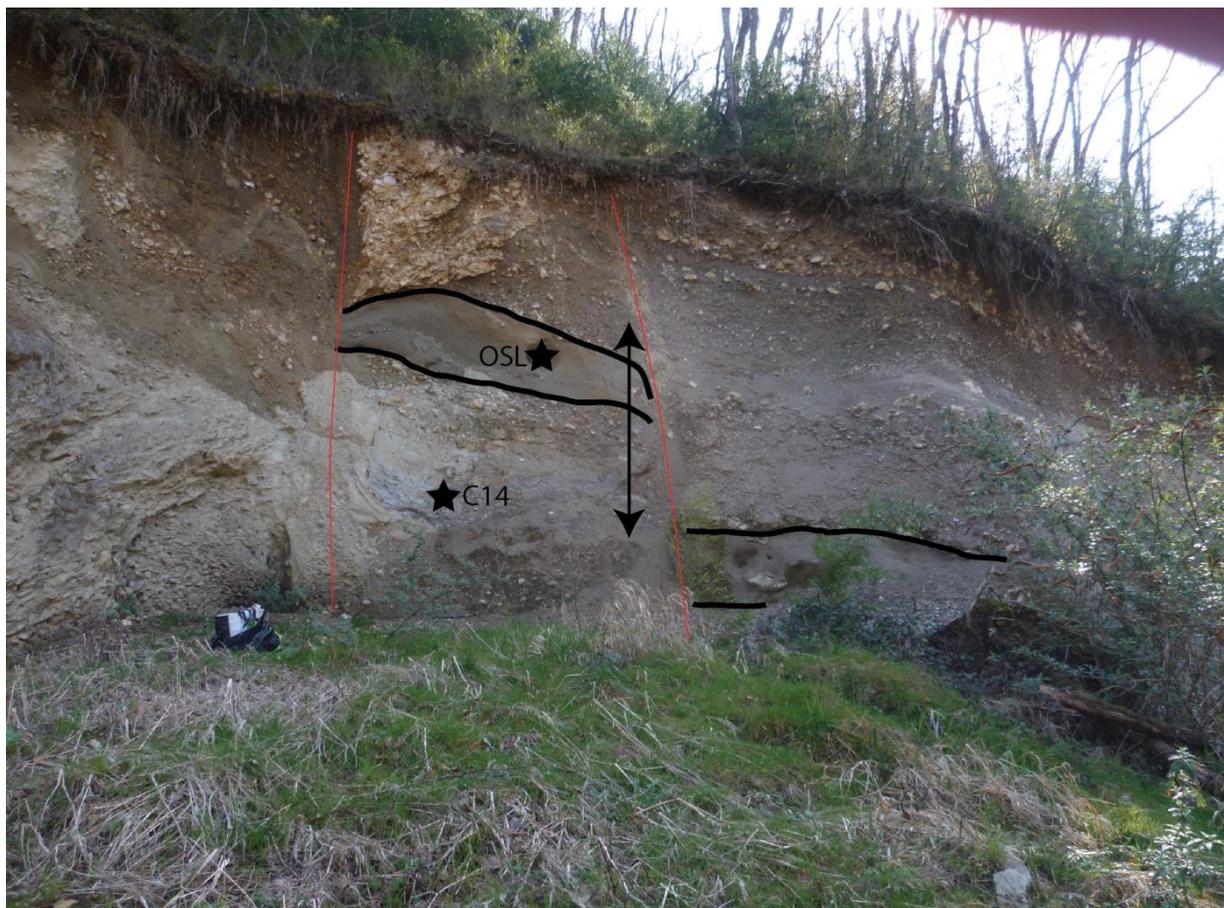


Figure IV-10 : Zoom sur l’affleurement de Brison Saint Innocent, cadre 2 sur la Figure IV-9. Les niveaux repères pour la mesure du décalage sont marqués en noir, ainsi que l’endroit où les échantillons ont été prélevés pour les datations.

IV.2 Impact of active faulting on the Post LGM infill of Lake Le Bourget (western Alps, France).

(Article publié dans la revue *Tectonophysics*)

Camille de La Taille^{a, b, c}, François Jouanne^{a, b}, Christian Crouzet^{a, b}, Christian Beck^{a, b},
Hervé Jomard^c, Koen de Rycker^d, Maarten Van Daele^d

^a Université de Savoie Mont Blanc, ISTERre, 73376 Le Bourget-du-Lac, France

^b CNRS, ISTERre, 73376 Le Bourget du Lac, France

^c Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire, BERSIN, 92260 Fontenay-aux-Roses, France

^d Renard Centre of Marine Geology, Ghent University, Krijgslaan 281, S8, B-9000 Gent, Belgium

Keywords : Alps, Jura, Riedel model, active tectonic, Lake Le Bourget, seismic imaging

Abstract

We have used high resolution seismic imaging to detect and characterize the recent deformation recorded by the Quaternary sediments of Le Bourget Lake. The last glacial episodes (MIS 6a and 2, i.e. Riss and Würm) scoured out an elongated over-deepened basin to more than 300 m below the present lake level and the basin accumulated 150 m of post-LGM to Holocene sediments. The well-stratified character of the infill is locally disturbed by tectonic deformations and gravity reworking. A northern fault zone, in continuation with the left-lateral strike-slip Culoz Fault, is imaged within the Holocene and Late Glacial accumulations. A southern fault zone is also detected, which can be related to the sublacustrine continuation of a much smaller fault affecting the Jura alpine foreland: the Col du Chat left lateral strike-slip fault. Different generations of fractures have been identified in the lake, allowing correlation and mapping. In pre-Quaternary substratum, the Culoz Fault has a N 160° orientation. Within the post-LGM sediments, fractures related to the Culoz Fault have an orientation between N135° and 95°. A Cloos model (1932) is thus proposed to explain the observed pattern of lacustrine deformations. The calculated horizontal slip rate for Culoz Fault during Holocene is about 1.3 mm.yr⁻¹, and for the Col du Chat fault is around 0.6 mm.yr⁻¹.

1. Introduction

High-resolution seismic reflection profiling has been used by different authors to image neotectonics faults. Doughty et al. (2013) employed this method to image faults in Lake Timiskaming (Canada). Adams et al. (1999) used it in the Lake Lahontan Basin (Nevada, California) to see isostatic rebound, active faulting and potential geomorphic effects. Van Daele et al (2011) saw Riedel faults in Gulf of Cariaco, along El Pilar Fault. In particular, we can consider the pattern of faults associated to the major strike-slip El Pilar Fault as possible analogue of the Cloos (1932) model. This model shows Riedel fractures forming in the clay on 2 metal plates acting in shear.

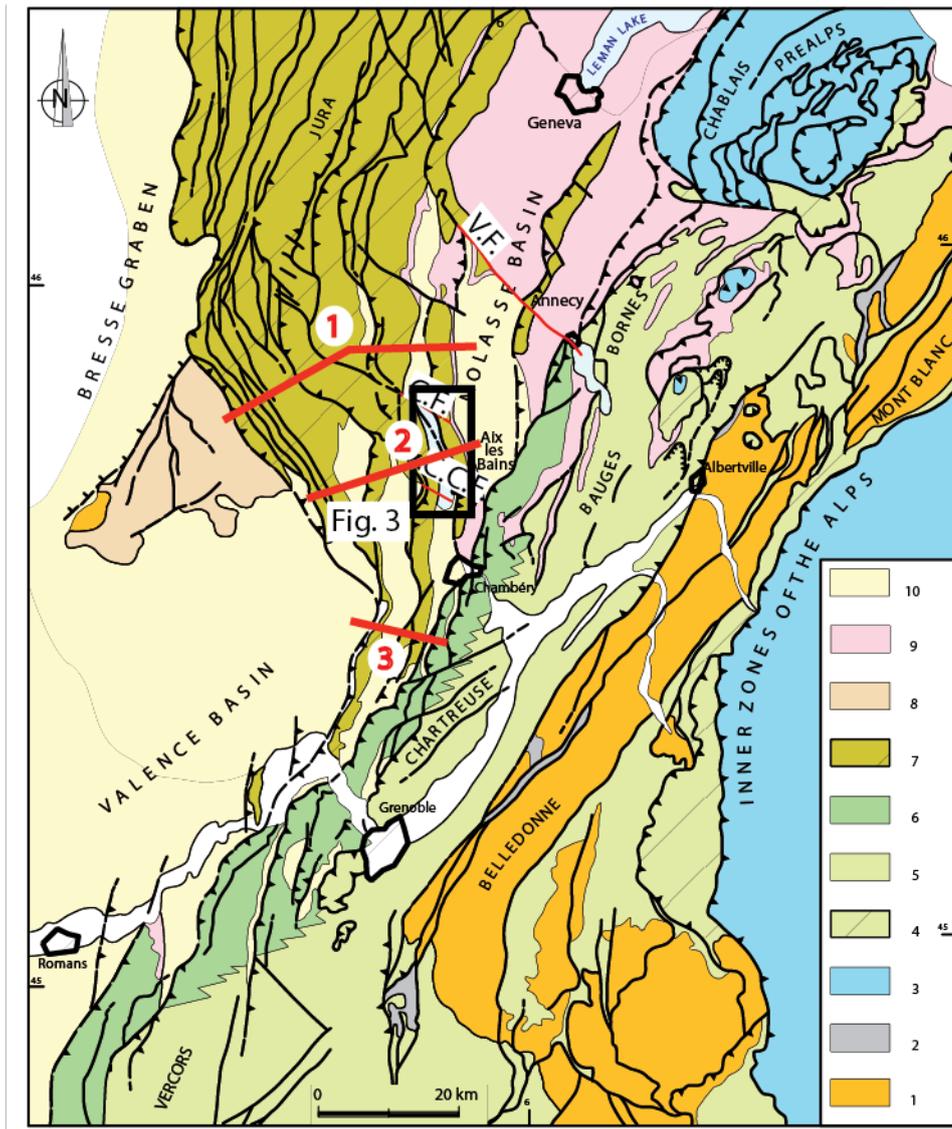


Figure 1: Geological and structural sketch map of northwestern Outer Alps and Jura foreland. 1. Crystalline basement; 2. Permo-Carboniferous basins; 3. Inner Alps; 4 to 7: Outer Alps Mesozoic series (4, Ultra-dauphinois s.; 5, Dauphinois s.; 6, Pre-subalpine s.; 7, Jurassian s.); 8. Autochthon Mesozoic series; 9. Oligocene-Lower Miocene siliclastics; 10. Middle-Upper Miocene and Pliocene siliclastics. V.F.: Vuache Fault; C.F.: Culoz Fault; C.C.F.: Col du Chat Fault. Location of Figure 2's cross sections are shown in red.

The north-western Alps foreland and the Jura Mountains (Figure 1) are currently subjected to moderate deformation induced by the anticlockwise rotation of the Adria microplate relative to stable Eurasia (Biju-Duval et al., 1977, Vigny et al, 2002; Noquet, 2012, Delacou et al., 2008). In addition to this kinematics, the fast disappearance of the Last Glacial Maximum (LGM) glacial cover and the mass transfer following the LGM is considered to have significantly enhanced seismicity and gravity instabilities through the unloading effect (Beck et al., 1996; Vernant et al., 2013,).

Based on seismological, geological and geodetic surveys, detailed patterns of active faulting (including subsurface décollements, blind ramps and deeper crustal thrusts) have

been proposed (e.g. Thouvenot et al., 1998; Jouanne, 1995), underlining the importance of NW-SE left-lateral strike-slip offsets as along the Vuache Fault (cf. the 1996 Epagny event; Thouvenot et al., 1998). In parallel with this tectonic evolution, the last glaciation/deglaciation cycles (isotopic stages 1 and 2) contributed to develop large and overdeepened lacustrine basins represented either by thick lacustrine, marshy and fluvial deposits, or by still sub-aqueous sediments accumulations. A cross section of Lake Le Bourget (Figure 2) illustrates this mixed heritage of alpine tectonics (Miocene growth strata in front of ramps), glacial erosion, and interglacial lacustrine accumulation (remnants of the last major cycles, MIS 6a and 2). In this paper, we propose to use the post-LGM infill of Lake Le Bourget as a recorder of the moderate deformation caused by the strike-slip faults that structured the southern Jura Mountains. To do this, we used high-resolution seismic profiles to highlight and map Quaternary fault activity in Lake Le Bourget.

2. Geological setting

2.1. The Pre-Quaternary Substratum

The Jura fold and thrust belt represents the most external part of the Alpine Chain in its northwestern portion (Laubscher, 1961; Guellec, 1989; Philippe, 1995; Burkhard and Sommaruga, 1998; Willett and Schlunegger, 2010). Horizontal shortening in the Jura took place above a basal décollement horizon within Triassic evaporites during the Miocene and Pliocene. In its southern part, the Jura Mountains present a virgation (an arch form) related to the tapering of Triassic evaporites levels towards the Chambéry area (Figure 2). North of Lake Le Bourget, the Jura mountains are well developed, with a remarkable structural morphology.

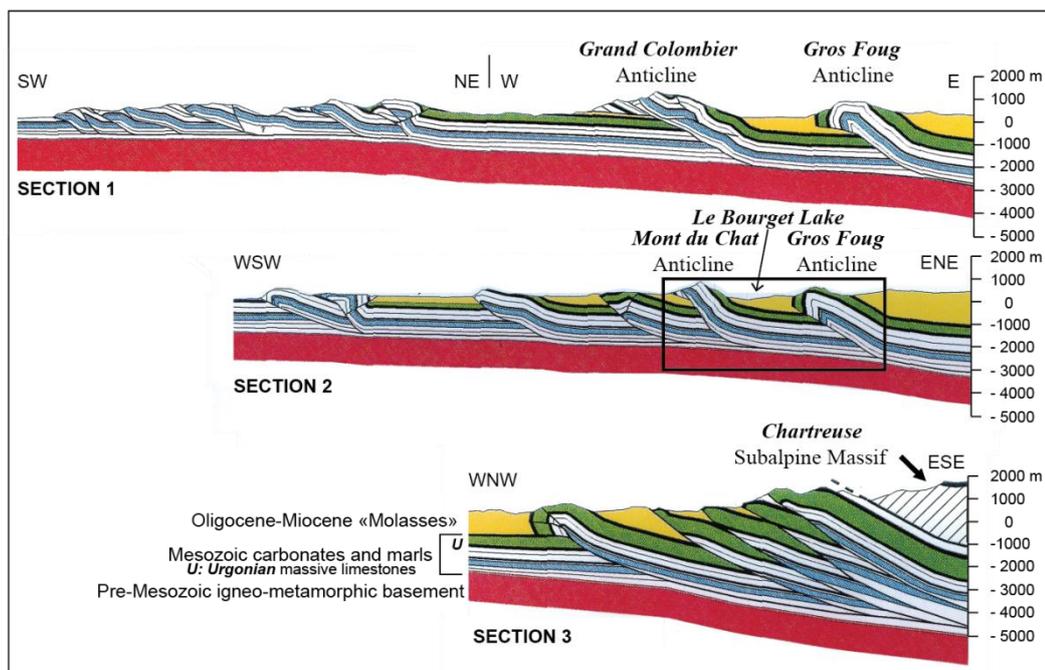


Figure 2: Cross sections of Jura Mountains (modified after Philippe, 1995). Localities shown in red on Fig. 1. Black box in cross section 2 shows the location of Fig. 3. Black

rectangle is the part of the cross section containing the Lake Le Bourget, location on Figure 3.

The thinning (?) of the low friction detachment level between the southern and central Jura mountains is also accommodated by a set of strike-slip transfer faults (Vuache, Culoz, and Col du Chat faults; Figure 1), which promotes differential deformation in both sides of the faults.

2.2. The southern termination of the Molassic Basin

Le Bourget Valley is located at the northwestern front of the French Alps between the Gros Foug and Le Chat Mounts, two N-S trending reliefs which bound the south-westernmost occurrence of Rupelian to Serravalian molassic deposits. The Gros Foug and Le Chat Mount ramp anticlines (Figure 2 and 3) mainly formed during an Early-Middle Miocene thrust sequence (Deville et al., 1994).

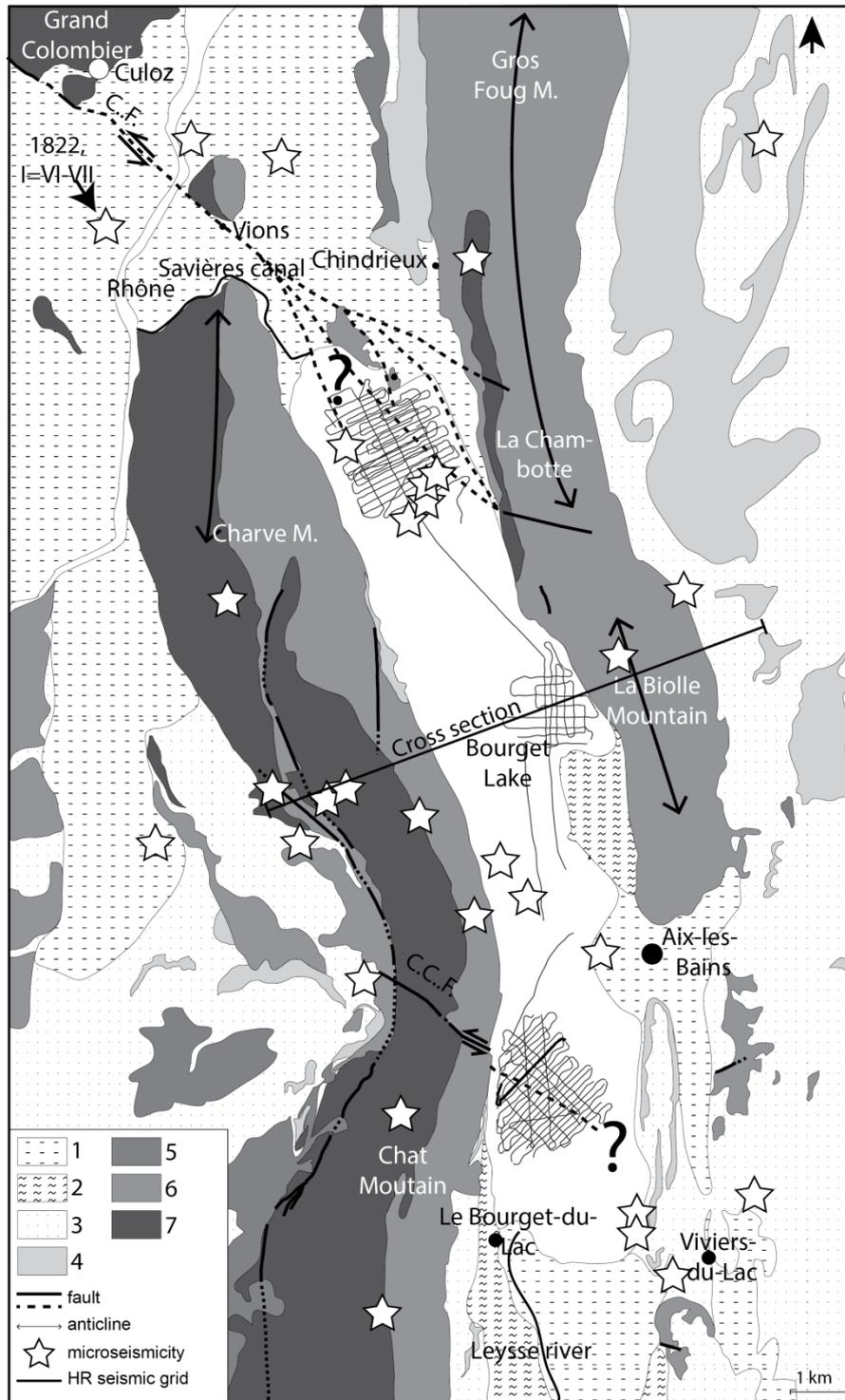


Figure 3: Simplified geological setting of Lake Le Bourget and the location of seismic surveys. 1 Holocene deposits; 2 Würm glacial deposits; 3 Riss-Würm (MIS 5e) interglacial sediments; 4 Miocene; 5 Oligocene; 6 Cretaceous; 7 Jurassic. C.F.: Culoz Fault, C.C.F.: Col du Chat Fault. Location of high resolution seismic profiles dedicated to the study of Quaternary deformation along the Col du Chat Fault and Culoz are indicated. Location is shown on cross section 2 of Fig. 2.

Reconstructions of the extent of LGM glaciers (Monjuvent and Nicoud, 1987, Nicoud et al., 1987, Chapron, 1999) show that they were crossing the Chambéry “cluse” which

separates the Bauges (North) and Chartreuse (South) ranges. This deep valley, orthogonal to main structures, permitted a junction between the Isère glacier and the Rhône glacier in the Chautagne area. The glaciers partly eroded Tertiary molasses Mesozoic sediments and older Quaternary deposits (pre-Würm) within the valley, which was subsequently filled by lacustrine and fluvial deposits and laterally prograding alluvial sediment cones. Most of the Quaternary valley fill post-dates the last glaciation. In few places, along the valley flanks, postglacial lacustrine series from the former glacial/interglacial cycle (MIS 5e or Eemian) are preserved as outcrops (Hanns and Nicoud, 1980; Monjuvent and Nicoud, 1987; Nicoud et al., 1987). Their occurrences below Lake Le Bourget are discussed hereafter. Part of the Isère glacier apparently spilled over the Le Chat anticline (Coutterand, 2010), west of Le Bourget valley. The ice cover at the maximum glaciation reached an altitude of about 1200 m in this region (Campy, 1992, Coutterand, 2010). The timing of this maximum Würmian glaciation is unknown. As for the Vosges Mountains in Eastern France (Seret et al., 1990), there are data suggesting a regional glacial maximum around 30,000 yr. B.P., clearly older than the last glacial maximum at about 21,000 yr. B.P. (Monjuvent and Nicoud, 1988). Age determinations that allow us pinpointing the Alpine deglaciation are few, and a fast regional deglaciation after 21,000 yr. B.P. is generally assumed. The Le Bourget and Rhône valleys were flooded during the ablation of the Würm glaciers and a large glacial lake formed (Monjuvent and Nicoud, 1987; Nicoud et al., 1987). The level of this lake was about 280 m above sea level, i.e. 50 m higher than present. The present lake is 18 km long, 2 to 3 km wide and has a maximum depth of 145 m.

The lake Le Bourget is thus a remnant of a large over-deepened glacial valley formed during the Würm glaciation. Quaternary outcrops around the lake mainly consist of reworked tills of Würm age and of recent alluvial deposits. Locally, some glacio-lacustrine and Riss-Würm interglacial lacustrine deposits also occur (Hanns and Nicoud, 1980; Monjuvent and Nicoud, 1987; Figure 2).

At present, Lake Le Bourget is fed by two major tributaries: the Leysse and Sierroz rivers, located on southern and eastern sides respectively. They drain the western part of the Bauges Subalpine Massif and part of the molassic depression. The “Canal de Savière” (Savière channel) is the only outlet of the Lake; it is connected to the Rhône River. This system may be reversed (Rhône discharges flowing into the lake through the Savière channel) during major floods (Chapron, 1999). Nowadays, the largest sedimentary contribution occurs in summer and originates from algal production (Guiguet-Covex et al., 2010). Lateral terrigenous and organic fluxes (Leysse and Sierroz floods) are generally related to early spring snow melting and precipitation, and also autumn precipitation (Chapron, 1999).

2.3. The basin infill

The infill of Le Bourget basin has been divided into four main seismic facies by Van Rensbergen et al. (1999, Figure 4); they are numbered 2 to 5 from bottom to top (number 1 being the pre-lacustrine basement fill). Locally, unit 2 is divided into glacio-lacustrine and glacial outwash deposits (Van Rensbergen et al., 1999).

As the respective seismostratigraphic subdivisions of Lake Annecy and Lake Le Bourget can be precisely correlated (Van Rensbergen et al., 1998, 1999), the results of a deep coring in Lake Annecy (Beck et al., 1996; Brauer and Casanova, 2001; Beck et al., 2001) were applied to Lake Le Bourget. In the following paragraph and in Table 1 we summarize the work of Chapron (1999) and Van Rensbergen et al.(1998,1999).

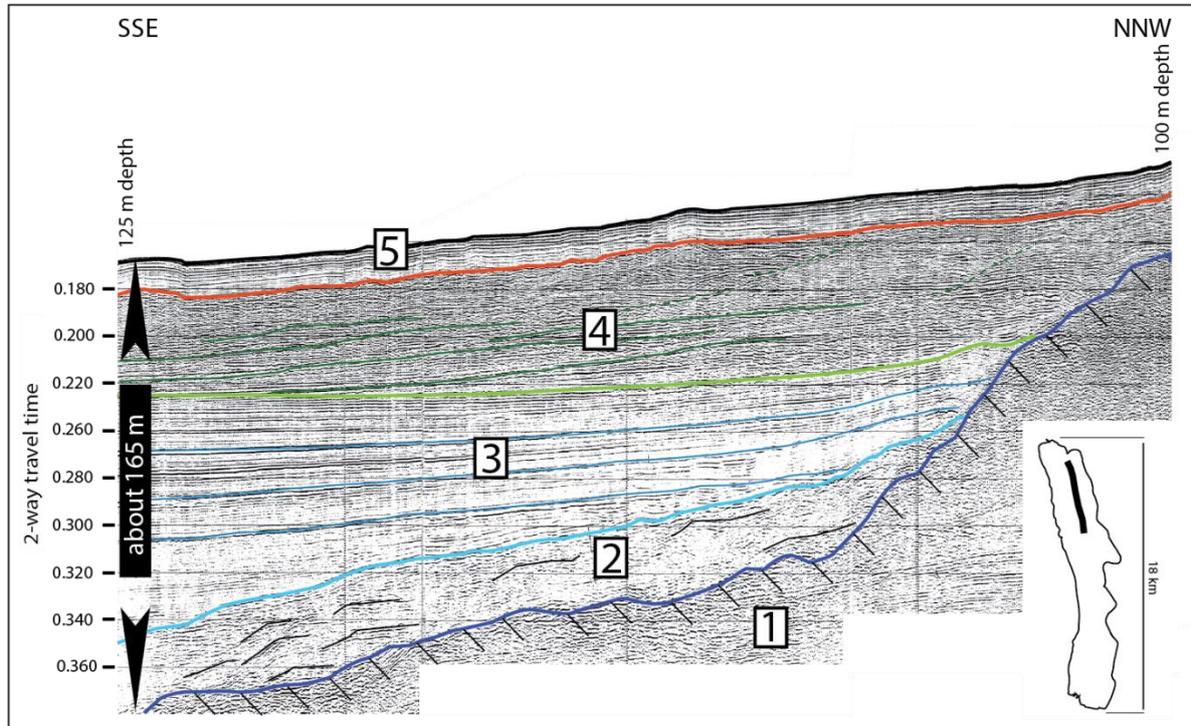


Figure 4: High resolution seismic stratigraphy of northern Lake Le Bourget (based on Van Rensbergen et al., 1999). 1: Pre-Quaternary bedrock (limestone, sandstone, etc.); 2: Early stage, still in contact with glaciers, small sub-glacial glacier front, in situ reworked tills; 3: large "Cold" lake, separated from glaciers geometrically regular and abundant distribution of detrital sediments (moraines leaching gradually evolved throughout the watershed glacial); 4: Progressive warming and appearance of thermal summertime stratification; partly prograding sedimentation (here Rhodanian feeding) and gradual onset of constituents related to biological activity; 5: Holocene to Present situation - typical "drape" configuration indicates a mainly bio-induced sedimentation. Stages 3 and 4 represent 80 to 90 % of total post-LMG infill and represent the Late Glacial period. H.D.U. equ.: Hautecombe disturbed Unit equivalent. For section location see Fig. 3.

Units	Age	Description
Unit 1	> 5.3Myr	Pre-Late Quaternary : Molasse or limestone
Unit 2		Early formation of the lake (deltas subglacial or glacier front, moraines)
Unit 3	16000 yr	"Cold" lake
Unit 4	16000-11500 yr	Progressive warming and appearance of thermic summertime stratification; fluvial sedimentation located
Unit 5	11500 yr-present	Current situation; sedimentation mainly due to biological activity, added a little fluvial purposes.

Table 1 : Stratigraphy of Lake Le Bourget (based on Van Rensbergen et al., 1999).

The pre-Quaternary bedrock forming Unit 1 consists of molasse or limestone.

Unit 2's facies corresponds to an assemblage of chaotic to irregularly stratified subfacies with an irregular external form that overlies the substratum. It is probably deposited by glacial meltwater streams under a standing ice body, or at the contact between a glacier front and a first open lake.

Unit 3's facies is mostly reflection-free, with discontinuous reflectors in the deepest part of the basin. Sub-parallel regular stratification develops close to the margins, with onlapping. It progressively grades into more continuous, high to medium amplitude reflections, keeping the onlapping geometry. In the Annecy core, according to AMS ¹⁴C ages and varve counting (Brauer and Casanova, 2001), the top of Unit 3 (Figure 4) is about 16 kyr cal. BP.

Unit 4's facies: a sygmoïdal prograding fill directly connected to major tributaries (Rhône River on Figure 4), which reflections have variable amplitudes. The whole unit is estimated to last from 16 kyr to 11.5 kyr cal. BP.

Unit's 5 facies: a sheet drape of concordant, low-amplitude and continuous reflections. It can be detected in the entire lake with almost constant thickness and corresponds to the Holocene (11.5 kyr cal. BP to present).

In summary, the area where the post-LGM lake fill could be imaged represents about 70 % of its total surface, and the sedimentary pile (up to 180 m) provides a precise chronological framework for recent to present deformation (Chapron, 1999).

2.4. Regional neotectonic setting

Moderate deformation seems to currently affect the southern Jura Mountains as shown by the neotectonic index of Saint Etienne de Crossey (Grellet et al., 1993; Baize et al., 2002), the anomalous direction of horizontal stress (Becker and Werner, 1995; Becker, 2000) and significant historical seismicity (Thouvenot et al., 1990). In the Jura Mountains, the area located near Besançon town seems also to be affected by recent deformation (Madritsch et al., 2010).

Lake Le Bourget is located within a tectonically active region as indicated by structural investigations, seismotectonics (Perrier and Vialon, 1980) and historical seismicity (Vogt and Godefroy, 1979). The determination of the chronology of previous earthquakes during the historical time span is therefore an important issue for assessing seismic hazard. The current seismic activity (Figure 5) in the Jura is distributed within faults affecting the Mesozoic sedimentary cover and the upper part of the underlying igneo-metamorphic basement, but the occurrence of a mechanical coupling between both remains unclear.

However, the origin of these boundary conditions is debated: do they derive from tectonic forces, from body forces, unloading, or both? (Delacou et al., 2004; Delacou et al., 2008, Vernant et al., 2013).

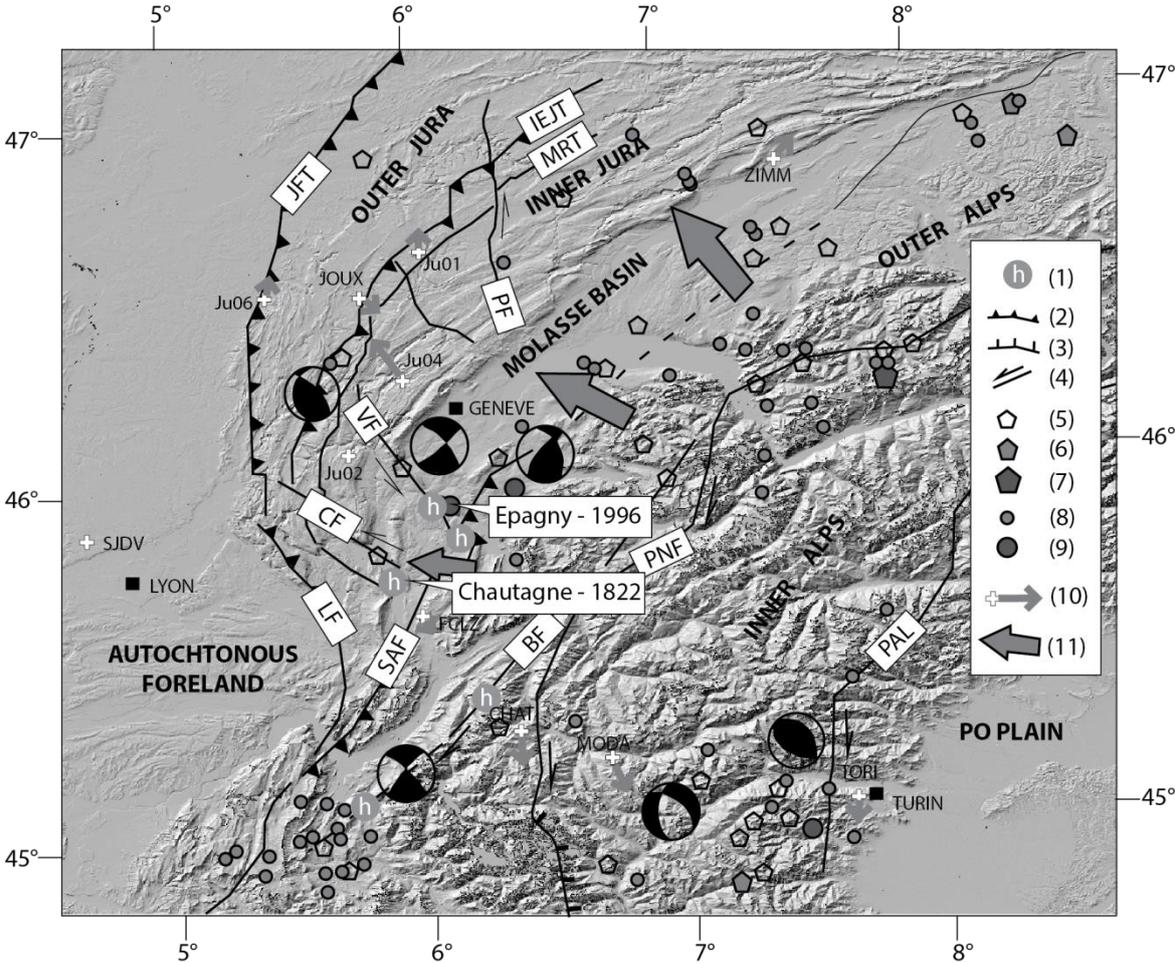


Figure 5: Active deformation in the southern Jura and Molasse basin area (modified after Baize et al., 2011 and Walpersdorf et al., 2006). (1) reliable neotectonic evidence (Baize et al., 2002); (2) reverse or thrust fault (triangles towards the uplifted block); (3) normal fault (hatchings towards the downthrown block); (4) strike-slip fault (<http://www.sisfrance.fr>); (5) historical seismicity MSK intensities of VII < I_o < VIII; (6) VIII < I_o < IX; (7) I_o > IX; (8) instrumental seismicity (CEA/LDG catalogue) 4 < M_I < 5; (9) M_I > 5; (10) GPS site velocity (with respect to stable foreland), the arrow represents 1 mm/a; (11) schematic forces imposed by pushing Subalpine nappes on the Jura foreland. JFT: Jura frontal thrust; IEJT: Internal-External Jura thrust; MRT: Mont-Risoux thrust; PF: Pontarlier fault; VF: Vuache fault; CF: Culoz fault; LF: Lagnieu fault; SAF: Sub-alpine front; BF: Belledonne fault; PNF: Penninic

front; PAL: Peri-Adriatic line. Focal mechanisms are from Baize et al. (2011).

In the southern Jura, the tectonic activity appears concentrated along NW-SE (N120° and N140°) left lateral strike slip faults, such as the Culoz Fault and the Vuache Fault (CF and VF on Figure 5). The Culoz Fault extends from the Jura (Figure 1) to the Chautagne swamp, north of Lake Le Bourget (Savoie). Historical earthquakes are known in the vicinity of this fault, in particular the major one of 19 February 1822 (Figure 3), which had an epicentral intensity of VII - VIII (Vogt and Godefroy, 1979). From the analysis of the spatial distribution of macro-seismic intensities, the 1822 earthquake most probably initiated in the basement (9-10 km depth, SHEEC catalogue, <http://www.emidius.eu/SHEEC/>) indicating that present deformation is not only localized in the sedimentary cover, but also in the basement. On 2 March 2014, an earthquake of magnitude 2.7 occurred to the NE of Lake Bourget (near Chindrieux, Réseau SISMALP, <http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>), attributed to the Culoz fault.

The Vuache fault is clearly associated with seismicity: a damaging event (MI: 5.3) occurred on the 15 July 1996 close to Annecy (Thouvenot et al., 1998) and several other earthquakes struck the area in the past (see the SISFRANCE catalogue, www.sisfrance.net). While the “onshore” sections of these faults have been precisely mapped, the locations of their southeastern terminations remain unknown, especially the Vuache and Culoz faults, which respectively cut the substratum of the Annecy Lake and Lake Le Bourget (Figure 3). Previous “offshore” lake investigations (seismic and side scan sonar) indicated the possible impact of the recent tectonic activity on the basin fill (Chapron et al., 1996; Ledoux et al., 2010). Concerning Lake Le Bourget, the Culoz and Col du Chat faults (Figure 1, 3 and 5) are inferred to locally influence the lake sediments by either *in situ* disturbances, or reworking events (see Beck, 2009). Thus, our investigations of Lake Le Bourget infill were specifically devoted to the detection and detailed analysis (geometry and chronology) of this sedimentary deposits. In northern Lake Le Bourget, several circular depressions with concentric steps have been observed with sonar survey; they are 15 to 20 meters wide, 1 to 2 meters deep and affect up to 4.5 m of sediments (Figure 6). As they are close to the main historical earthquake epicentral area and are over the Rhône river paleo-fan containing possible unconsolidated sediments, they have been interpreted as “collapse craters”, common features related to massive and sudden fluid escape through seismic shaking (Chapron, 1999; Ledoux et al., 2010).

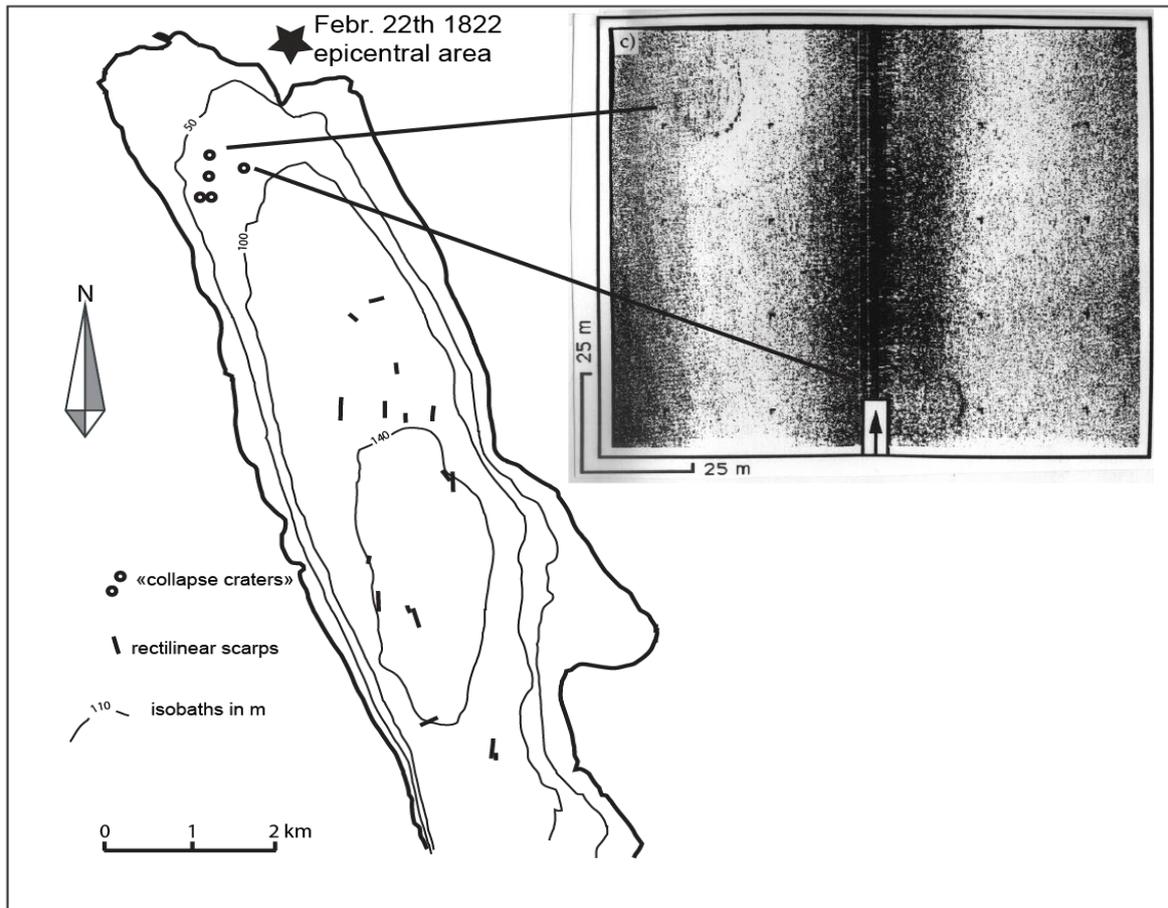


Figure 6: Surficial sediments disturbances synthetic map and side-scan sonar showing craters (Chapron et al., 1996). Several circular depressions with concentric steps have been observed with sonar survey; they are 15 to 20 meters wide, 1 to 2 meters deep and affect up to 4.5 m of sediments.

3. Data acquisition

The sedimentary infill of Lake Le Bourget has been studied since 1991, within the framework of a collaboration agreement between the Renard Centre of Marine Geology at the Ghent University and the Institut des Sciences de la Terre at the University of Savoie. Several sets of HR/VHR seismic profiles were acquired from 1991 to 2009, mainly carried out in the sedimentary infill of Lake Bourget as an archive of post-LGM Paleoenvironmental (paleoclimatic) evolution. As these surveys also indicated a possible influence of moderate tectonic activity on the sedimentation, a new seismic survey (2013) was designed specifically to image the suspected subaqueous (“offshore”) prolongation of the Culoz and Col du Chat Faults, whose onshore parts have been previously mapped and analyzed by different authors (Figure 3). The orientation of the navigation plan (Figure 3) was carried out based on land data, electrical resistivity tomography results, as well as on previous work on Lake Bourget (Chapron et al., 1996; Van Rensbergen et al., 1999). Profiles were performed parallel and perpendicular to faults, with a distance of 250 meters. The acquisition plan was defined based on existing knowledge in this area. Studied areas were selected based on the previously

performed seismic surveys, geology and regional tectonics, and seismicity on strike-slip faults.

In the frame of the 2013 survey, two types of reflection-seismic sources are used. The high-resolution CENTIPEDE sparker source (operated at 300- 500 J, mean frequency: 1.3 kHz, vertical resolution: 37-75 cm) is combined with a high-resolution single-channel streamer (10 hydrophones) as a receiver. The SEISTEC™ Boomer (both source and receiver; frequency 2.5 kHz; vertical resolution: 10-20 cm) is mounted on an inflatable cataraft. Data were acquired at an average survey speed of 3-4 knots. Seismic data was digitally recorded and converted to SEG-Y format with the IXSEA™ Delph Seismic Acquisition system, a PC-based acquisition and processing unit for high resolution seismic data. The same acquisition system stored GPS data for each shotpoint in a separate navigation file. Interpretation of the data was done using the IHS™'s Kingdom Suite software. An acoustic velocity of 1450 m/s was used for time to depth conversions in the water column and the upper sediments, which is in agreement with acoustic velocities derived from lacustrine refraction seismic data (Finckh et al., 1984) and multichannel seismic-reflection data. Interpretation and line-drawing were achieved taking into account bright spot effects.

4. Results

The CENTIPEDE sparker source provides information about the whole infill (up to 200 m) of the lake. The SEISTEC Boomer is accurate for the first 20 - 40 meters of sediments.

4.1 The Culoz fault system

The Culoz fault is visible in the morphology of the pre-Quaternary substratum of northern Lake Le Bourget (Figure 7). The irregular erosion surface of the pre-Quaternary substratum is marked by a series of hyperboles.

During Late Glacial times, the Culoz fault activity influenced the filling geometry of the North extremity of the lake. This medium high energy (high sedimentation rate, Brauer & Casanova, 2001) is characterized by a complex migration of a highly channelized system, which seems controlled by the reactivation of the Culoz fault (Figure 7). The northern depocenter consists of a large fan associated with a prograding delta. The pro-delta sediments are imaged as parallel stratified sediments. They are incised by a delta channel that funnels the coarse sediment to the basin floor. Some reflectors have a fairly low and variable vertical offset (<6 meters). Many mass-transport deposits are present in the North of Lake Bourget, within the Late Glacial sediments. Mass-transport deposits appear as lenses or mounds of irregular shape and with chaotic facies and some contorted reflections (Figure 8). In the deepest central part of the lake, the top of unit 5 is dominated by an up to 30 ms twt thick chaotic and transparent lense that Chapron et al. (1996) named “the Hautecombe Disturbed Unit” (HDU). Located at the distal end of the Rhône river fan and covering about 8 km², the HDU may be the result of a large seismic event. During the period of Rhodanian sedimentation (terrigenous flux, unit 4; Figure 4), there was stronger potential instability which explains the many mass-transport deposits in the lake (Figure 8). Some pre-Holocene MTD (Mass Transport Deposit) may be synchronous with the HDU (Hautecombe Disturbed Unit).

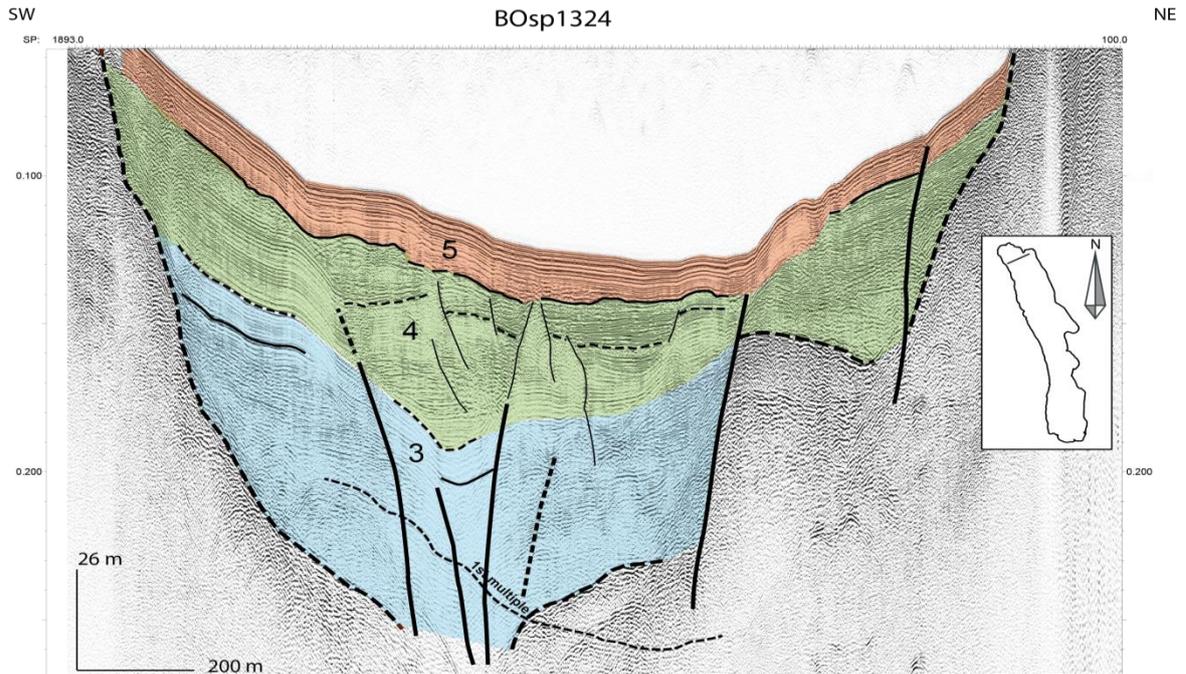


Figure 7: Transverse seismic reflection profile across northern Lake Le Bourget (CENTIPEDE sparker source, survey of 2013), showing the sedimentation and the Culoz fault. Without interpretation (above) and with interpretation (below). The location of the profile is shown inset. Limit of channels are represented by a thin line; ruptures by thick lines. For stratigraphy numbering see Fig. 4.

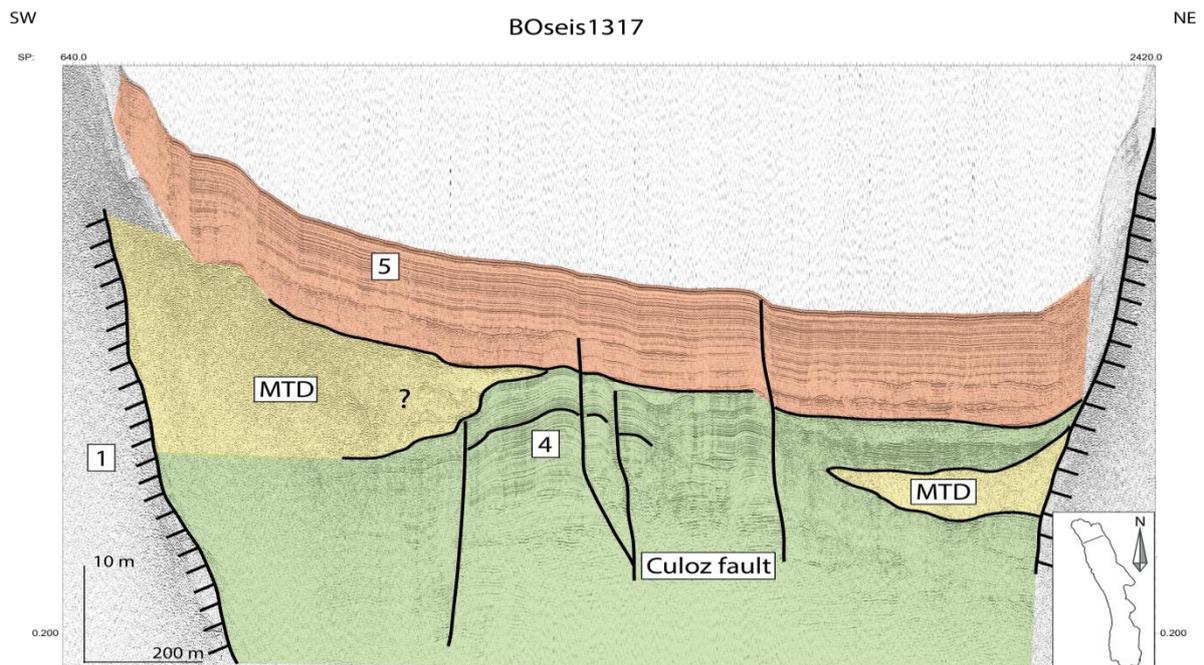


Figure 8: Transverse very high resolution seismic reflection profile across northern Lake le Bourget (Seistec boomer, survey of 2013), showing the first meters of sediment and the active part of the Culoz fault. The location of the profile is shown inset. H.D.U.: Hautecombe Disturbed Unit (complex polyphasic MTD: mass transport deposit). The location of the profile is shown inset. For stratigraphy numbering see Fig. 4.

At the transition between the Late Glacial (unit 4) to Holocene (unit 5), two flood deposits are present on the seismic profiles (Figure 8). Two peaks of detritism have influenced the evolution of the Late Glacial (unit 4) - Holocene (unit 5) sedimentation: the beginning of the Oldest Dryas and the Younger Dryas to Preboreal. This detritism coincides with the end of the filling of the northern end of the Lake Le Bourget, and the change of the Rhone course west of the lake (Chapron, 1999).

According to Brauer & Casanova (2001) the sedimentation rates of Annecy and Le Bourget Lakes are comparable; we use herein their results. During the Holocene (unit 5), the sedimentation rate of the Lake Le Bourget is low (Brauer & Casanova, 2001). Holocene (unit 5) and Late Glacial (unit 4) reflectors are not continuous (Figure 8). The stratification is locally disrupted by the Culoz fault. Surficial reflectors, close to the lake surface, are discontinuous (Figure 8) and are probably affected by recent ruptures.

4.2 The Grésine Bay

The Grésine Bay has a special filling. One unit constituting the bulk of the Grésine Bay present reflections slightly inclined towards the basin's axis and onlap against the substratum to the east of the basin. It develops positive reliefs on the west and east. This unit is difficult to identify because of multiples. Above, another unit fills depressions in the bay and highlights a major axial power eastward.

This unit dates to the Eemian, described by Chapron (1999), i.e. Riss-Würm interglacial. These sediments have been deposited in the "Paleo-lake of Chautagne" and correspond to Eybens Clay formation of the Grésivaudan valley (Montjuvent and Nicoud, 1987). This unit also corresponds to the well-recognized glacio-lacustrine to fluvial formations described by many authors (Nicoud, 1981, Hanss and Peschke, 1992, Guiter et al., 2008) and has been deposited in the "Paleo-lake of Grésivaudan". Units 3 is absent. Unit 5 and probably a part of Unit 4 drape across the bay and steadily develops convoluted lens reflectors westward towards the basin.

The Eemian is well stratified although sometimes slightly folded at the center of profiles, whereas at the tips these layers are disturbed (Figure 9). Some slight deformations continue to the lake floor (Figure 9). On seismic profiles made in the bay, two deformation areas are visible (Figure 9); a first one oriented N-S (left of the Figure 9) and a second one oriented N160° (right of the Figure 9).

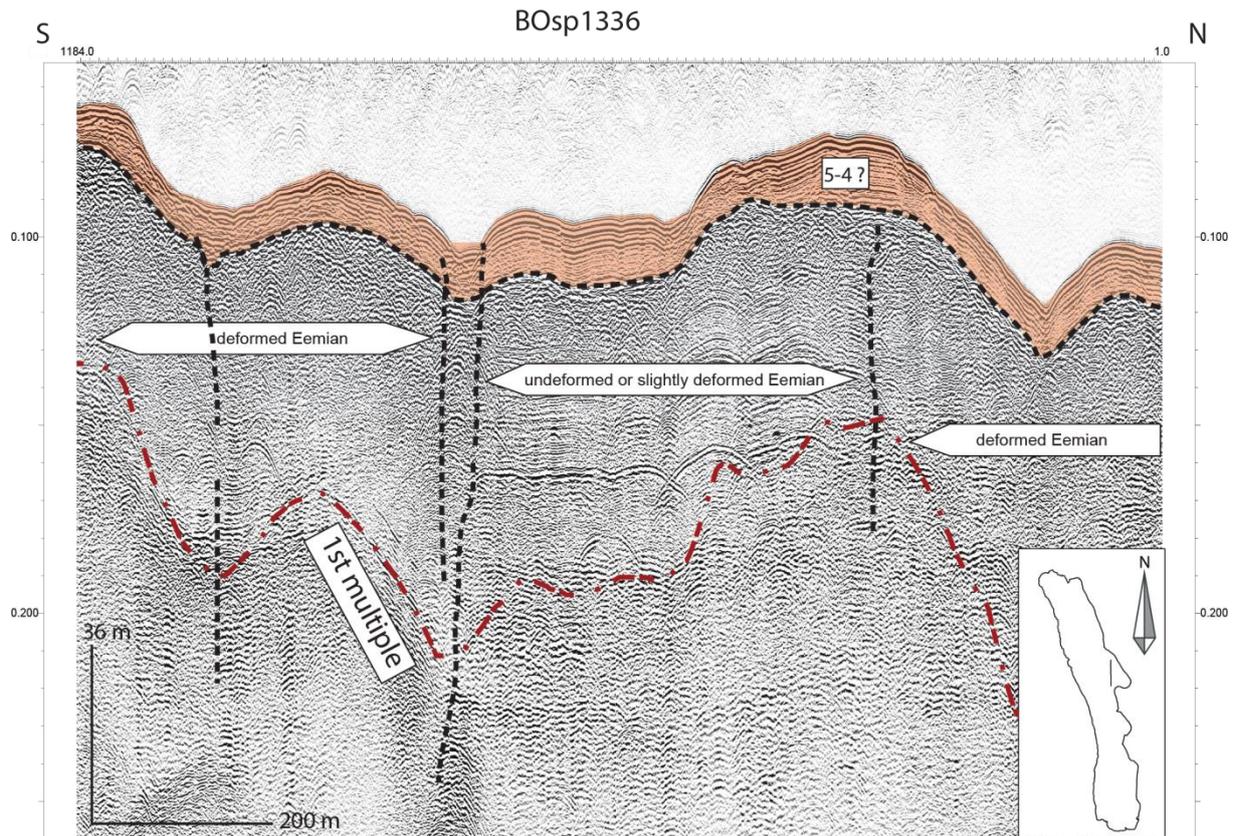


Figure 9: Seismic reflection profile across central part of Lake Le Bourget (CENTIPEDE Sparker source, survey of 2013) showing the special filling of the Grèsine Bay and areas of deformations. At the center of the profile, stratified Eemian is visible. At the South and North, the Eemian is disturbed. The draping unit may be also represent part of pre-Holocene sediments (Unit 5- Unit 4). The location of the profile is shown inset. For stratigraphy numbering see Fig. 4.

4.3 The col du Chat fault system

The Col du Chat Fault is visible in the onshore morphology of the pre-Quaternary substratum. In seismic profiles, the vertical displacement of reflectors seems to be very limited. The fault mainly affects the lacustrine fan sediments of Unit 4 from the Leysse River. The fault strike runs obliquely to the sediments transport direction (Figure 2), but channels were partly guided by the fault strike (Figure 10). Unit 5 is stratified, with continuous reflectors (Figure 11); it shows eastward over-thickening and westward increase of amplitude reflectors. Some slight deformation continues up to the present lake floor (Figure 11). Late Glacial translational slides had a seismic trigger associated with the Col du Chat fault and the historical seismicity is well established (Chapron, 1999). Fault traces offset the top of Unit 1 (Figure 10); they also affect Unit 3 and some slight deformation (ruptures) continues to the present lake floor (Figure 11). We assume – as a working hypothesis - that the deformation affecting the basin fill sediments represent the surficial effect of a deeper flower structure, above a zone of wrench faulting.

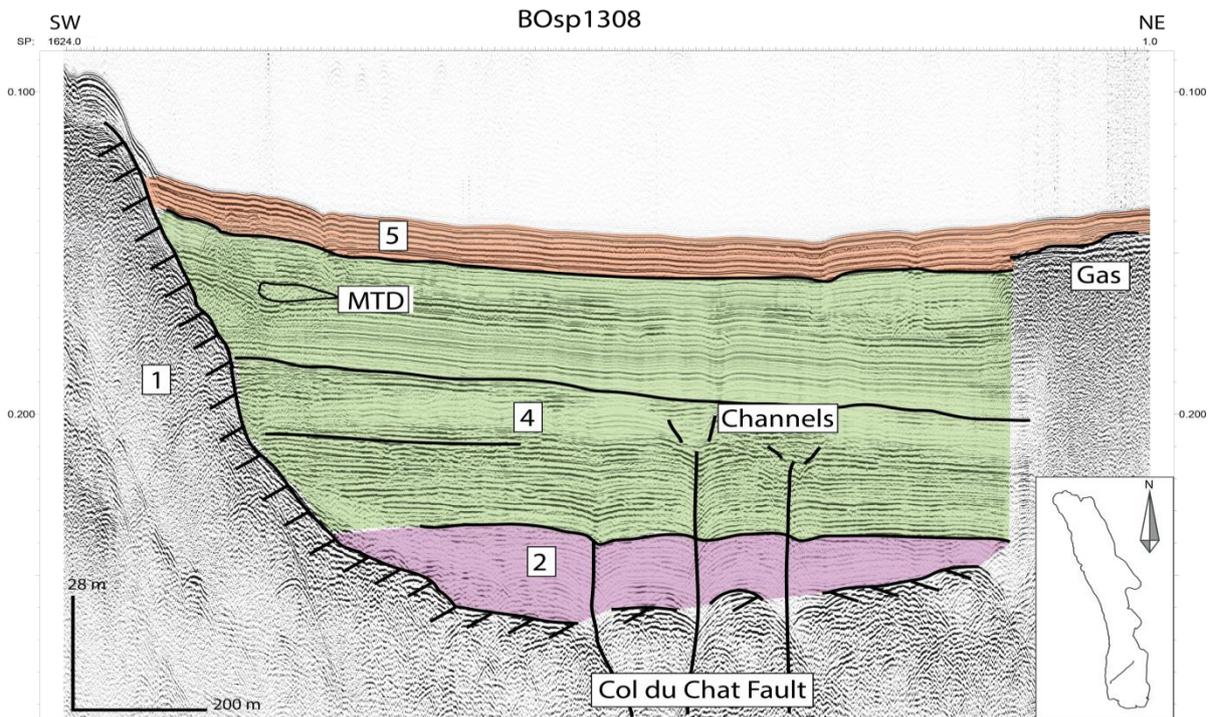


Figure 10: Transverse seismic reflection profile across southern Lake Le Bourget (CENTIPEDE Sparker source, survey of 2013) showing the sedimentation and the Col du Chat fault. H.D.U.: Hautecombe Disturbed Unit (complex polyphasic MTD). The location of the profile is shown inset. For stratigraphy numbering see Fig. 4.

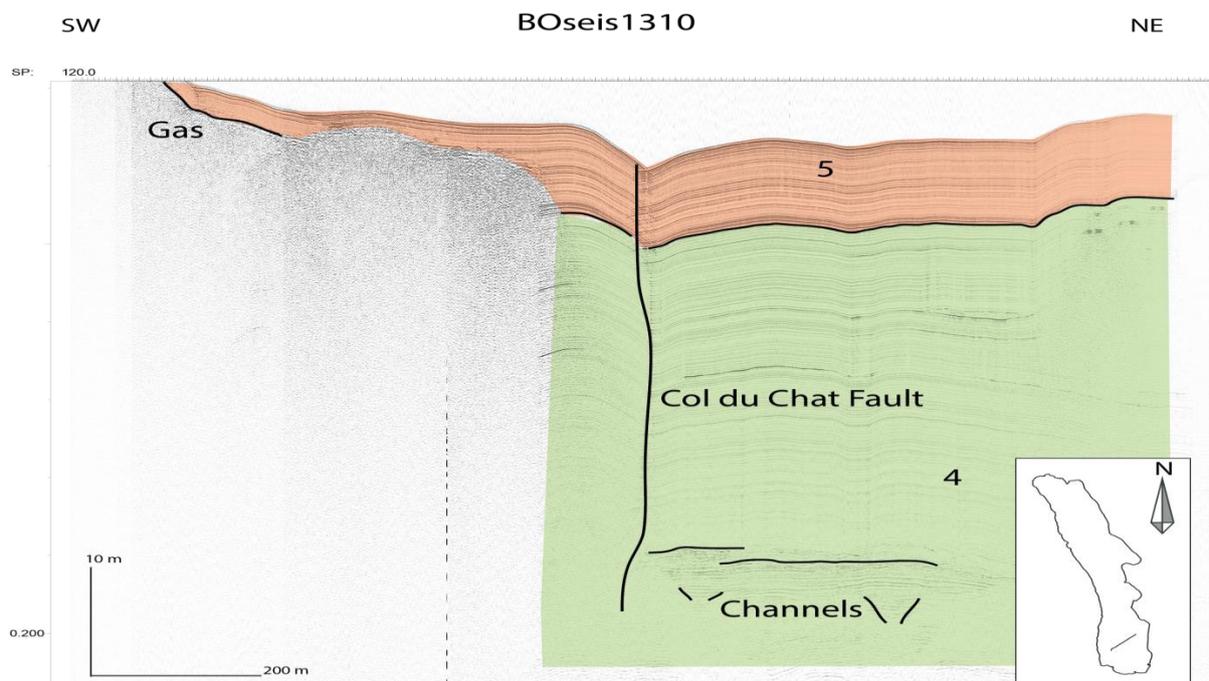


Figure 11: Transverse very high resolution seismic reflection profile across southern Lake Le Bourget (Seistec boomer, survey of 2013) showing the first meters of sediment and the active part of the Col du Chat fault. H.D.U.: Hautecombe Disturbed Unit (complex polyphasic MTD). The location of the profile is shown inset. For stratigraphy numbering see Fig. 4.

5. Discussion

We have mapped the ruptures pertaining to the Culoz and Col de Chat fault systems in order to provide a whole structural map for the Le Bourget Lake. Between two profiles, we correlated faults, taking into account the same disrupted reflectors. For the northern and southern portions of Lake le Bourget we estimated vertical offsets on profiles. Since we do not have a direct view of the fault strikes in offshore data we propose a hypothesis starting from inland observed slickensides. We assume that the measured pitch has been constant since Mio-Pliocene shortening, and this pitch may be applied to ruptures affecting surficial soft sediments. This has been possible only for the Holocene where limits and sedimentation rates are well constrained. It is not possible in other units as the sedimentation rates are unknown.

5.1 *The Culoz Fault system*

The Culoz left lateral strike-slip Fault presents different strands. The inland part of the Culoz Fault has a N140 ° orientation. One segment ends in Lake Le Bourget with a N 155 ° orientation, which fits with the trend of the faults affecting the pre-Quaternary substratum and Unit 2 (between N150° and N160°, Figure 12 and 13). On the other hand, ruptures affecting Late Glacial to Holocene sediments are trending N100° and N140 (Figure 12 and 13). Small circular depressions have been observed using side-scan sonar and multibeam data (Figure 6, Chapron et al., 1996; Ledoux et al., 2010). These depressions are interpreted as fluids expulsions features, potentially due to (1) large gravity sliding processes (Chapron et al., 2004); (2) The Culoz Fault motion and/or (3) earthquake-induced liquefaction. The pre-Quaternary substratum is made of limestones and/or sandstones, materials with an important rigidity, whereas the Quaternary infill of Lake Le Bourget consists of unconsolidated sediments with a high water content. A strong rheological contrast exists then between the Quaternary infill of the lake and its substratum.

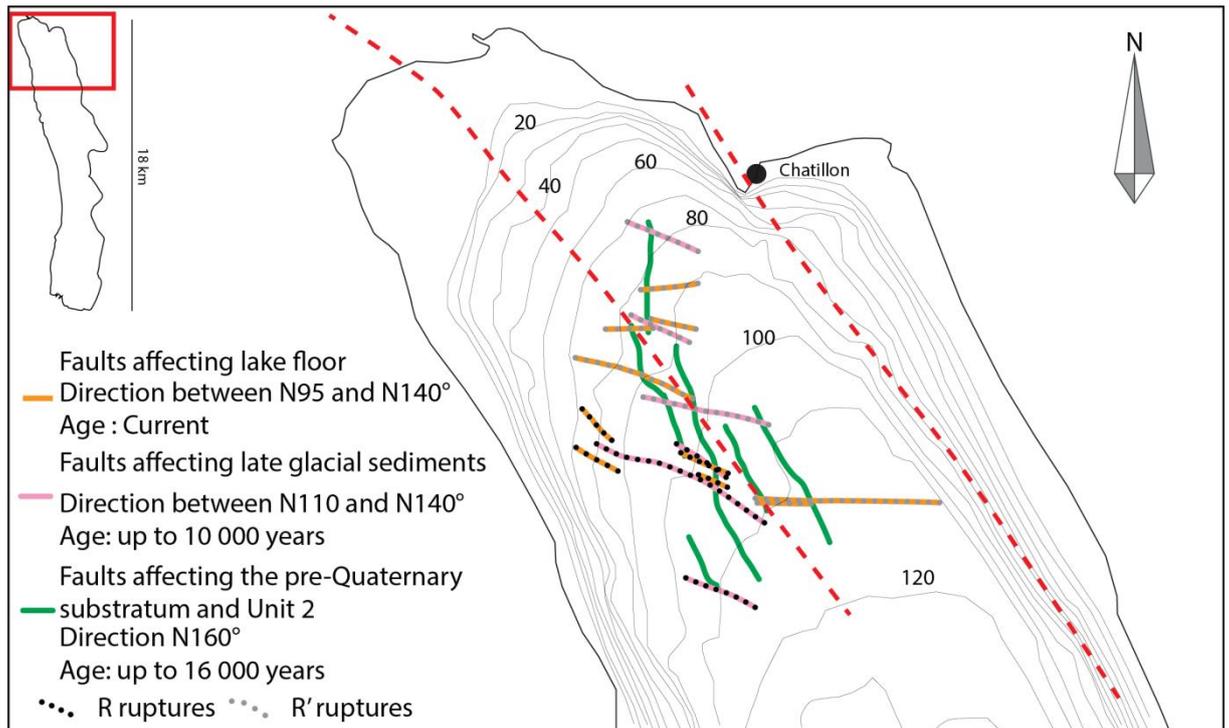


Figure 12: Map of deformations in northern part of Lake Le Bourget. Three generations of the Culoz fault are visible.

We propose that the deformation of the Quaternary infill is the response of an unconsolidated medium lying upon a well localized active strike-slip fault within the substratum. The Closs model (1932), which considers the deformation of a wet clay layer in response to lateral displacement between two rigid plates, can be considered as an analogy to explain our observations.

In this model, the relative lateral displacements between the two rigid plates induce a brittle deformation of the clay layer with a system of fractures related to the shear layer (Figure 13). Fractures with an angle of about 15° from the shear direction can be interpreted as Riedel fractures, whereas fractures with an angle of 75° from the shear direction are antithetic R' strike-slip faults. We can therefore interpret our observations by performing an analogy with this model. Faults with a direction of about $N135^\circ$ (Figure 12) are $\sim 20^\circ$ (Figure 13) from the faults affecting the pre-Quaternary substratum and Unit 2. These are interpreted as Riedel faults R. Faults having a direction of $N95^\circ$ (Figure 12) form an angle of $\sim 60^\circ$ (Figure 13) with the faults affecting the pre-Quaternary substratum and Unit 2, and can thus be interpreted as R' Riedel faults. Secondary ruptures (R and R') are thus only developed within the soft layers and are not rooted within the rigid substratum. Only few of them are inferred to join at depth into a single fault. The assignment to R and R' ruptures has been made according to the angle formed between them and pre-Quaternary faults. Ruptures with a low angle ($\sim 20^\circ$) with respect to pre-Quaternary faults are R ruptures, depicted by black dotted lines in map of figure 12. Ruptures with a higher angle ($\sim 20^\circ$) with respect to pre-Quaternary faults are R' ruptures, represented by grey dotted lines in map of figure 12. Some fractures cannot be clearly identified as R or R' ruptures because their angle is $\sim 40^\circ$.

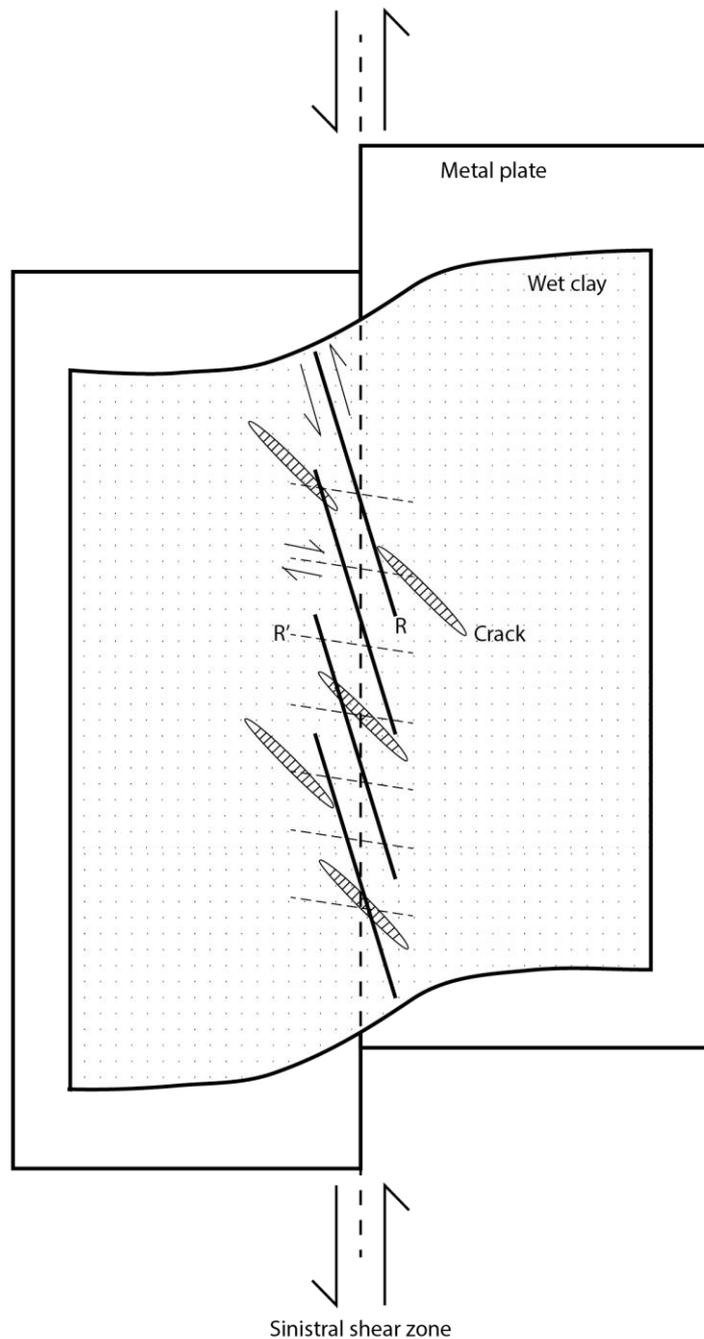


Figure 13: Tension gashes and joints obtained by shear deformation on rotational reduced model (after Cloos, 1932).

The observation of an important decrease in earthquake-related reworking events (about 42, Beck et al., 1996) in the long core performed in the Annecy Lake (Brauer & Casanova, 2001) suggests a diminution of seismic activity through time after the pre-Holocene maximum (Beck et al., 2001). We can interpolate this result to Le Bourget Lake because they are similar in geological history and in size. This observation could be interpreted as the strain decrease through time due to a “damping” of the unloading effect following the last deglaciation. In parallel, a strong decrease of sedimentation rate occurred within the lake. This unloading effect following the disappearance of large glaciers and the mass transfer from the chain to the perialpine basins is probably, as suggested by Vernant et

al. (2013), one of the main parameters that control the current deformation in the western Alps.

The minimum resolution of seismic profiles with the SEISTEC™ Boomer is 20 cm. Core drilling was carried out in the North of the Lake Le Bourget by Chapron et al. (1999). Based on these results, recent reflectors affected by the Culoz fault are approximately 100 years old. The earthquake of 1822 was recognized in cores undertaken in Lake Le Bourget (Chapron et al., 1999) from a homogenite located at 65 cm below the lake floor (BLF); we can therefore hypothesize that ruptures affecting the most recent reflectors also correspond to the 1822 earthquake. Similarly, we can make the hypothesis that the collapse craters observed in the northern part of the lake formed as consequence of this large last earthquake, during which huge bubbling events were reported (Billiet, 1851) and are interpreted as methane escape (Chapron et al, 1999).

Shortly after the deglaciation, the slip rate along the Culoz? Fault would have been large enough to generate localized deformation, whereas a slower slip rate would have induced diffuse deformation characterized by R and R' faults. The horizontal offset of the Culoz Fault in the northern part of Lake Le Bourget was calculated by using Figure 8. This is summarized in Table 2. In several profiles, the base of unit 5 (i.e. Holocene) is clearly offset. The vertical offset on Figure 8 is 2.58 ± 0.5 m. Assuming a pitch of $10^\circ \pm 5^\circ$, the calculated horizontal offset is estimated in 14.6 (error+ 20.6, - 6.9 m). Assuming a Holocene age of 11500 ± 150 yr, the Holocene horizontal slip rate for the Culoz Fault is about 1.3 mm.yr-1 (Table 2).

Dip	xv (meter)	xh (meter)		Time (years)	Horizontal slip rate (mm/yr)	
		14.6	+ 20.6 - 6.9		1.27	+ 1.8 - 0.6
$10^\circ \pm 5^\circ$	2.58 ± 0.5	14.6	+ 20.6 - 6.9	11500 ± 150	1.27	+ 1.8 - 0.6
$10^\circ \pm 5^\circ$	2.63 ± 0.5	14.6 ± 2.8	+ 20.86 - 7.0	11500 ± 150	1.29	+ 1.8 - 0.6

Table 2: Deformation quantification for Culoz fault in Holocene.

5.2 The Grésine Bay

Two deformation zones are visible in the Grésine Bay (Figure 14). Between these two deformation zones, Eemian sediments are preserved. Two main questions arise: 1) why were these Eemian soft sediments were preserved there, while they were eroded in most of the basin (Figure 3)?, and 2) why is this formation divided into poorly or undeformed areas (imaged stratification) and deformed areas (chaotic image)? We suppose that this deformation zone is preserved due to the tectonic activity of the Culoz Fault and that this zone in the Grésine Bay represents its southwest end. The measurement of the horizontal displacement was not made for the Grésine Bay. Indeed, drape is the Unit 5 (Holocene) and part of Unit 4. Since we do not know the age of the start of the drape unit, we cannot calculate a slip rate from the offset of this unit.

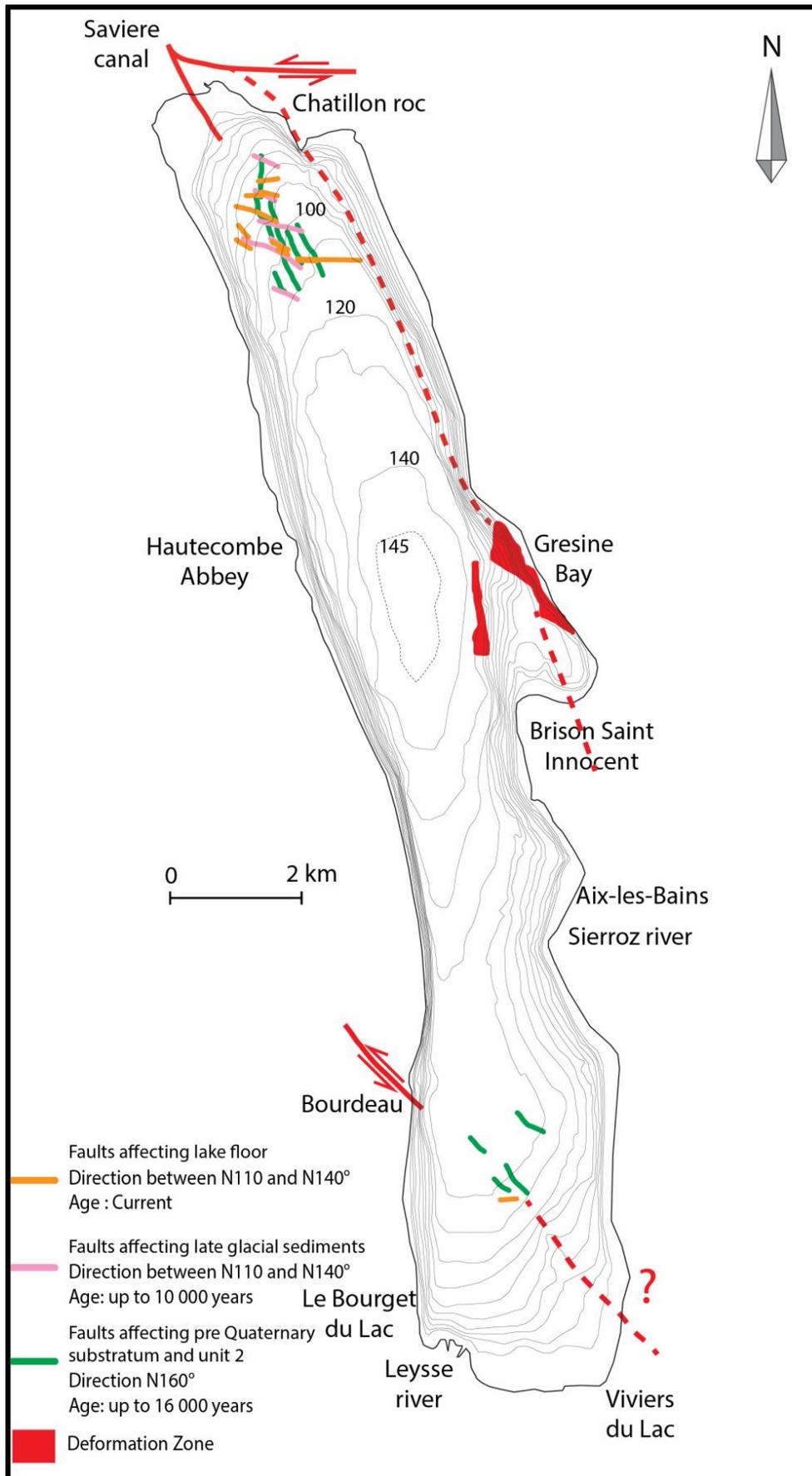


Figure 14: Synthetic map of deformations in Lake Le Bourget.

5.3 The Col du Chat Fault system

The substratum basin was locally deepened towards the eastward continuation of the fault. Offshore and onshore, the fault puts in contact different lithology. Towards the northern fault the bedrock is weathered sandstone, whereas along the southern fault the bedrock is given by weathered conglomerates. In seismic profiles, truncated and inclined sandstones layers are visible along the northern part of the fault.

The deformation affecting the basin fill sediments may also represent the surficial expression of a deeper flower structure overlain by unconsolidated sediments. This interpretation is consistent with the activity of the Col du Chat fault at the level of the prealpine basement. The fault orientation in the substratum is clearly known from field evidence. In fact, on land, the fault orientation is about N 130 °. Ruptures detected in the pre-Quaternary substratum and Unit 2 (Figure 14) are oriented around N 140 ° and their age is up to 16 000 years. One fault seems to reach the surface (Figure 14) with approximately a N 85 ° orientation; we interpreted this fault as a R' rupture. This confirms our result obtained for the Culoz fault, for which the rate of deformation seems to decrease during the Holocene. The model that we propose suggests a decrease of the deformation rate with the time. Apparent deformation decrease is visible in lake infilling but may be an effect of change in sedimentation and no change in substratum deformation.

The horizontal offset of Col du Chat Fault calculated in profile of Figure 11 is given in Table 3. The base of unit 5 (i.e Holocene) is clearly offset. The vertical offset on Figure 11 is 1.31 ± 0.5 m. Assuming a pitch of $10^\circ \pm 5^\circ$, the calculated horizontal offset is estimated at 7.4 m (error + 7.5, - 4.4 m). Considering the Holocene (11500 ± 150 years) age of this unit, the horizontal slip rate for Col du Chat fault is then around 0.6 mm.yr⁻¹ for this time span (Table 3).

Strike	x_v (meter)	x_h (meter)		Time (years)	Horizontal slip rate (mm/yr)	
		7.4	+ 7.5 - 4.4		0.6	+ 1.2 - 0.4
$10^\circ \pm 5^\circ$	1.31 ± 0.5	7.4	+ 7.5 - 4.4	11500 ± 150	0.6	+ 1.2 - 0.4

Table 3: Deformation quantification for Col du Chat fault in Holocene.

Nocquet et al. (2012) proposed horizontal deformation occurring in western Alps at rates ranging between 0.5 and 1 mm.yr⁻¹. The discrepancy with our results may be explained by the fact that we measured a local rate and, furthermore, our horizontal slip rate for Culoz and Col du Chat fault is calculated in lacustrine sediments which have a different deformation pattern. Furthermore, the slip rates deduced from our study only concern recent soft sediments and a short period; they can vary with respect to the type of sediments and the evolution of sedimentation.

6. Conclusion

Results of high resolution seismic profiles in Lake Le Bourget show that the seismic signature of the Culoz and Col du Chat faults is characteristic of strike-slip faulting (flower structure). The related surficial fractures affect different paleo-surfaces and locally reach the lake floor, indicating a continuation of pre-LGM active tectonics. We propose a Riedel-like expression of Quaternary deformation in the lake sediments for the Culoz Fault. The Col du Chat Fault is probably less active than the Culoz Fault as latest reflectors are more deformed in the north of the lake than in the south. Expulsions of fluids in the northern Lake Le Bourget are probably due to earthquakes that took place along the Culoz Fault. The Culoz and Col du Chat Faults have been active structures during the Late Quaternary and the Holocene. Deformations in the Grésine Bay may represent a prolongation of a segment of the Culoz Fault (Figure 14). As Eemian deposits are also deformed in the Grésine Bay, tectonic deformations can be detected as far back as 200 Myr ago. *In situ* lacustrine sediments appear as a sensitive medium to record the activity of slow active faults and are a useful archive. The Col du Chat and Culoz faults have horizontal deformation rate close to 1 mm.yr⁻¹, which is consistent with results of GPS (Nocquet et al., 2012).

Acknowledgements

Camille de La Taille Ph.D fellowship is supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the BERSSIN / IRSN. This work has been supported by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56) and by ISTerre financial support. The authors thank Marc De Batist for giving us the possibility to provide the expertise and the logistics of the Renard Centre of Marine Geology (Ghent University) for seismic imaging. Kingdom seismic interpretation software was provided by IHS, Incorporated through their University Grant Program. We thank the two referees for their interest in our work and for helpful comments that have greatly improved the manuscript.

References

- Adams, K.D., Wesnousky, S.G., Bills, B.G., (1999). Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California. *GSA Bulletin*, 111 (12): 1739_1756.
- Allen, P.-A., Bass, J.-P., (1993). Sedimentology of the upper marine molasse of the rhone-alp region, eastern France - implications for basin evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86 (1): 121_172.
- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P. and Hibsich, C. (2002). Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 175, 142 pages, 1 pl. H. T.
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G. and Schwenninger, J.-L. (2011). Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the

- Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 4 :347_365.
- Beck, C., (2009). Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews*, 96 :327_344.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., (1996). Enhanced seismicity in the early post-glacial period; evidence from the post-würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22 (1/2):155_171.
- Beck, C., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Berthier, F., Lallier, S. and Manalt, F., (2001). The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys. *Journal of Paleolimnology* 25: 149_161.
- Becker, A., (2000). The Jura Mountains —an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 321:381_406.
- Becker, A. and Werner, D., (1995). Neotectonic state of stress in the Jura Mountains. *Geodinamica Acta*, 8(2): 99_111.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., (1977). From the tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine systems. In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. Eds, *Internat. Symp. Struct. History of the Mediterranean basins*, Split (Yugoslavia), 1976. Technip, Paris, 143_164.
- Billiet, A., (1851). *Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en Savoie*. *Mémoire de l'Académie Royale de Savoie*, 1(Série 2).
- Brauer, A. and Casanova, J., (2001). Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *Journal of paleolimnology*, 25, 2: 163_177.
- Buoncristiani, J.F. and Campy, M., (2011). Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura. In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes, editors: *Developments in Quaternary Science*, Vol. 15, Amsterdam, The Netherlands, pp. 117_126.
- Burkhard, M. and Sommaruga, A., (1998). Evolution of the western Swiss molasse basin: structural relations with the alps and the Jura belt. In: *Cenozoic foreland basins of western Europe*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 143:279_298.
- Campy, M., (1992). Paleogeographical relationships between alpine and jura glaciers during the two last pleistocene glaciations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 93:1_12.
- Chapron, E., (1999). *Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent*. PhD thesis,

Université de Grenoble, France. *Géologie Alpine Mémoire Hors Série*, 30, 258p.

- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J.-F., (1999). 1822 earthquake-triggered hoomogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11:86-92.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., de Batist, M., Beck, C. and Henriët, J.P., (2004). Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. *Terra Nova*, 16: 305_311, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00566.x
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M. and Paillet, A., (1996). Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire*, 1, 2-3:155_168.
- Cloos, E., (1932). "Feather joints" as indicators of movements in faults, thrusts, joints and magmatic contacts. *Proc. Nat. Acad. Sci., USA*, 18:387_395.
- Coutterand, S., (2010). Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. PhD thesis, Université de Savoie, France ; 468p.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D. and Burkhard, M., (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, 158:753_774.
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allanic, C. and Burkhard, M. (2008). Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(2): 377_385.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M. and Menard, G., (1994). Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine Foreland). In: Mascle, A. (Ed.), *Exploration and Petroleum Geology in France*. Eur. Assoc. Pet. Geol. Spec. Publ, 4:269_280.
- Doughty, M., Eyles, N. and Eyles, C., (2013). High-resolution seismic reflection profiling of neotectonic faults in Lake Timiskaming, Timiskaming Graben, Ontario-Quebec, Canada. *Sedimentology*, 60(4), 983_1006.
- Finckh, P., Kelts, K. and Lambert, A., (1984). Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95:1118_1128.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Enters, D., Reyss, J.L., Millet, L., Lazzaroto, J. and Vidal, O., (2010). Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *J. Paleolimnol.* 43: 171_190, doi:10.1007/s10933-009-9324-9
- Grellet, B., Combes, Ph., Granier, Th., Philip, H., (1993). *Sismotectonique de la France*

métropolitaine, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr. 164 (1) : 76.

Guellec, S., Tardy, M., Roure, F. and Mugnier, J.-L., (1989). New interpretation of the bornes massif (western french alps) - constraint with deep geophysical and geological data, Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Mécanique, physique, chimie, astronomie [1251-8069], 309 (9) :913_920.

Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J.-L., Nicoud, G., Ponel, P., Blavoux, B. and Gandouin, E., (2008). Palynostratigraphy of some Pleistocene deposits in the Western Alps : A review. Quaternary International, 190, 10_25.

Hannss, C. and Nicoud, G., (1980). Précisions sur la stratigraphie des alluvions finipliocènes et les dépôts pléistocènes du Val du Bourget (Savoie). Revue de Géographie Alpine, LXVIII, 3, 267_271.

Hannss, C. and Peschke, P., (1992). Die Banquette des Val du Bourget (franz. Nordalpen): Gelöste und ungelöste Probleme der jungpleistozänen Klima- und Reliefentwicklung. Eiszeit Gegenw 42:94_114

Jouanne, F., Genaudeau, N., Ménard, G. and Darmendrail, X., (1998). Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. Tectonophysics, 296(3), 403_419.

Jouanne, F., Ménard, G. and Darmendrail, X., (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains' Data from leveling comparisons. Tectonics, 14(3): 606_616.

Ledoux, G., Lajeunesse, P., Chapron, E. and St-Onge, G., (2010), Multibeam Bathymetry Investigations of Mass Movements in Lake Le Bourget (NW Alps, France) Using a Portable Platform. D.C. Mosher et al. (eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 28:423_434.

Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F. and Schmid, S. M., (2010). Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. Terra Nova, 22:147_154.

Monjuvent, G. and Nicoud, G., (1987). Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. Documents du CERLAT, 1:213_231.

Monjuvent, G. and Nicoud, G., (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexions. Bull. A.F.E.Q, 3:147_156.

Nicoud, G., (1981). Les dépôts pléistocènes du bassin chambérien et du Nord Grésivaudan.

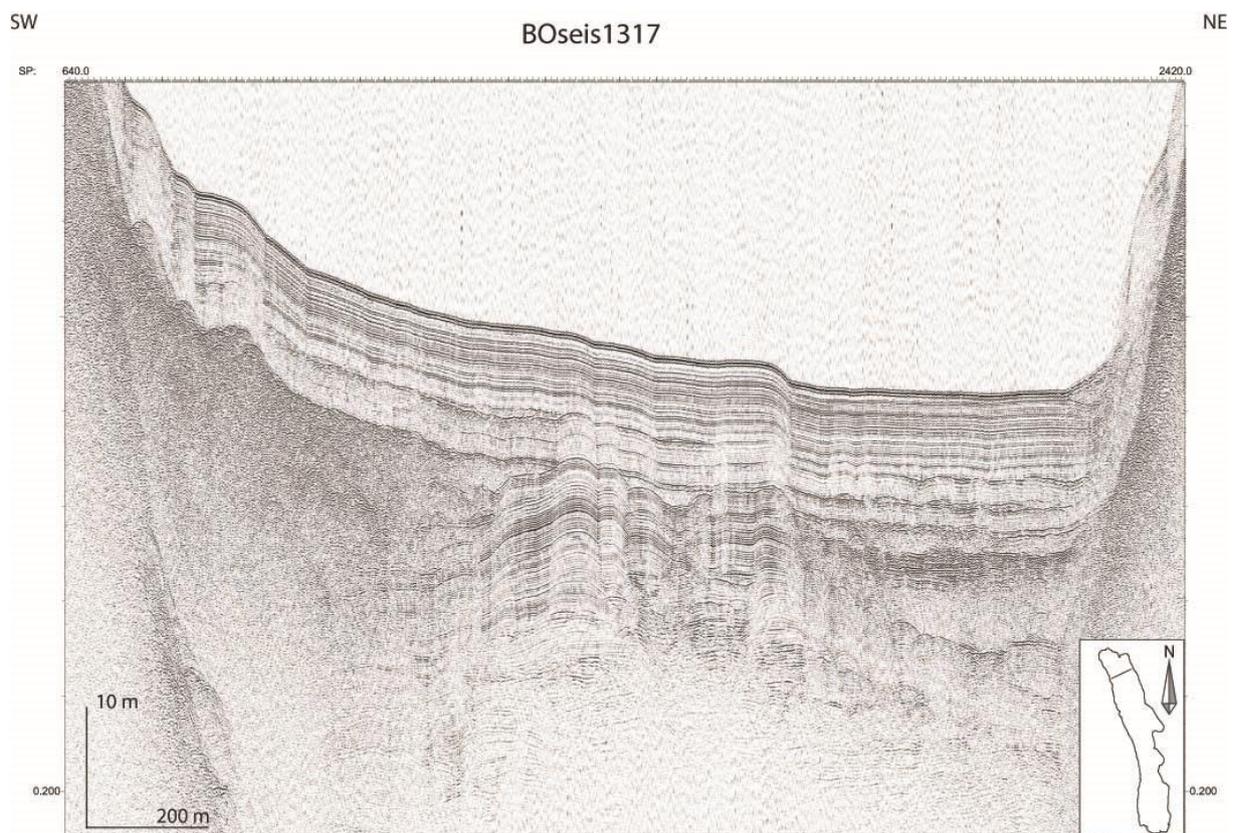
- Enseignements paléogéographiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 292(11) : 101_104.
- Nicoud, G., Monjuvent, G. and Maillet-Guy, G., (1987). Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre. *Géol. Alp., Mém.*, 13:457_468.
- Nocquet, J.-M., (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579:220-242.
- Perrier, G. and Vialon, P., (1980). Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. *Géol. Alp.*, 56:13_20.
- Philippe, Y., (1995). Rampes latérales et zone de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. PhD thesis, Université de Savoie, France.
- Seret, G., Dricot, E. and Wansard, G., (1990). Evidence for an early glacial maximum in the french vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346:453_456.
- Sommaruga, A., (1997). Geology of the central Jura and the molasse basin : New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mémoire de la société Neuchâteloise des sciences naturelles*, Tome XII, 176p.
- Thouvenot, F., Frechet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. and Jenatton, L., (1990). SISMALP : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1: 1_10.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A. and Hatzfeld, D., (1998). The ml 5.3 Epagny (french alps) earthquake of 1996 july 15: a long-awaited event on the vuache fault. *Geophys. J. Int.*, 135:876_892.
- Van Daele, M., Van Welden, A., Moernaut, J., Beck, C., Audemard, F., Sanchez, J. and De Batist, M., (2011). Reconstruction of Late-Quaternary sea-and lake-level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigraphy: The Gulf of Cariaco, NE Venezuela. *Marine Geology*, 279(1), 37_51.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. and Manalt, F., (1998). High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117:71_96.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. and Chapron, E., (1999). High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake le bourget, northwestern alps, France. *Sedimentary Geology*, 128:99_129.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R. and Rigo, A., (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*. 41, 467_470. Doi: 10.1130/G33942.1.

Vigny, C., Chéry, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K., Flouzat, M., Gamond, J.-F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Ménard, G., Meyer, B., Ruegg, J.-C., Scheubel, J.-M., Scotti, O. and Vidal, G., (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76, 2: 63_76.

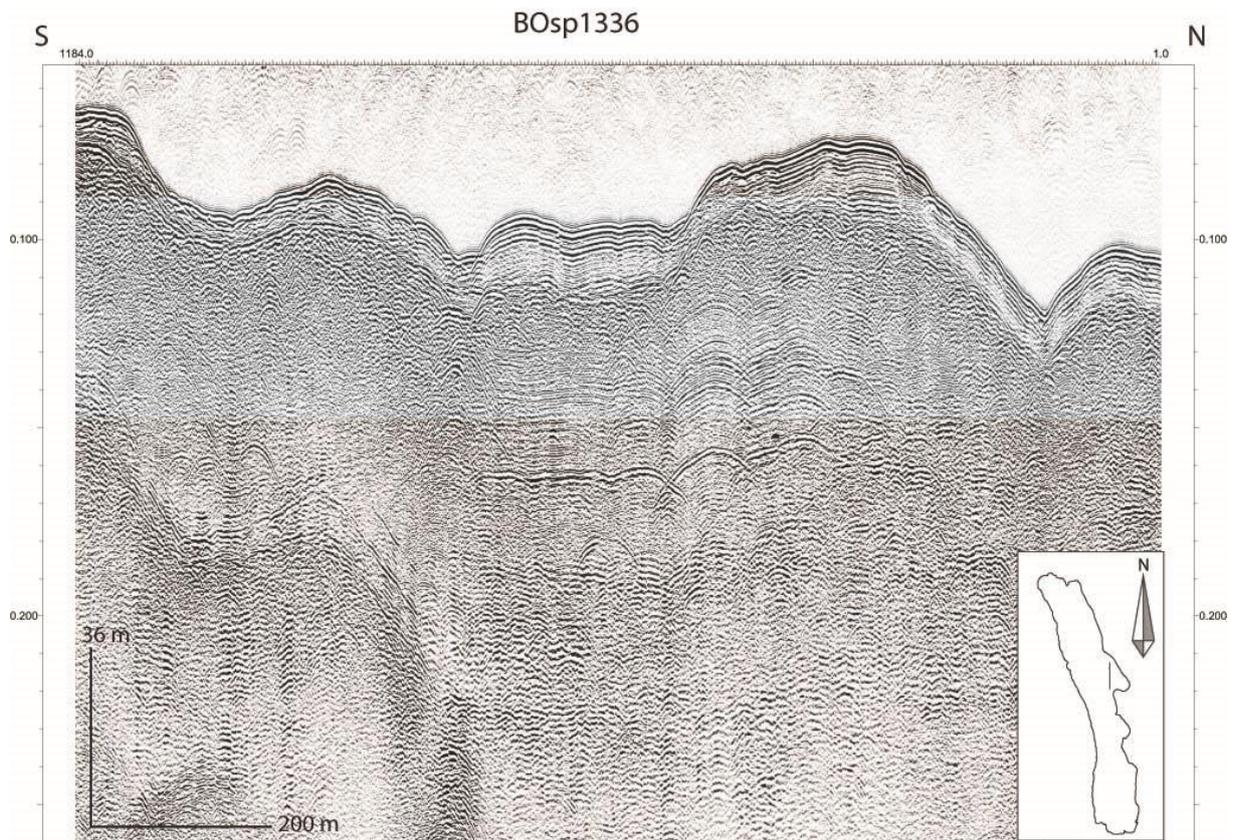
Vogt, J. and Godefroy, P., (1979). Le tremblement de terre du 19 février 1822 (Bugey-Savoie). *Éléments de discussion*. Technical report, BRGM.

Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P. and Nocquet, J.-M., (2006). Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 245:365_372.

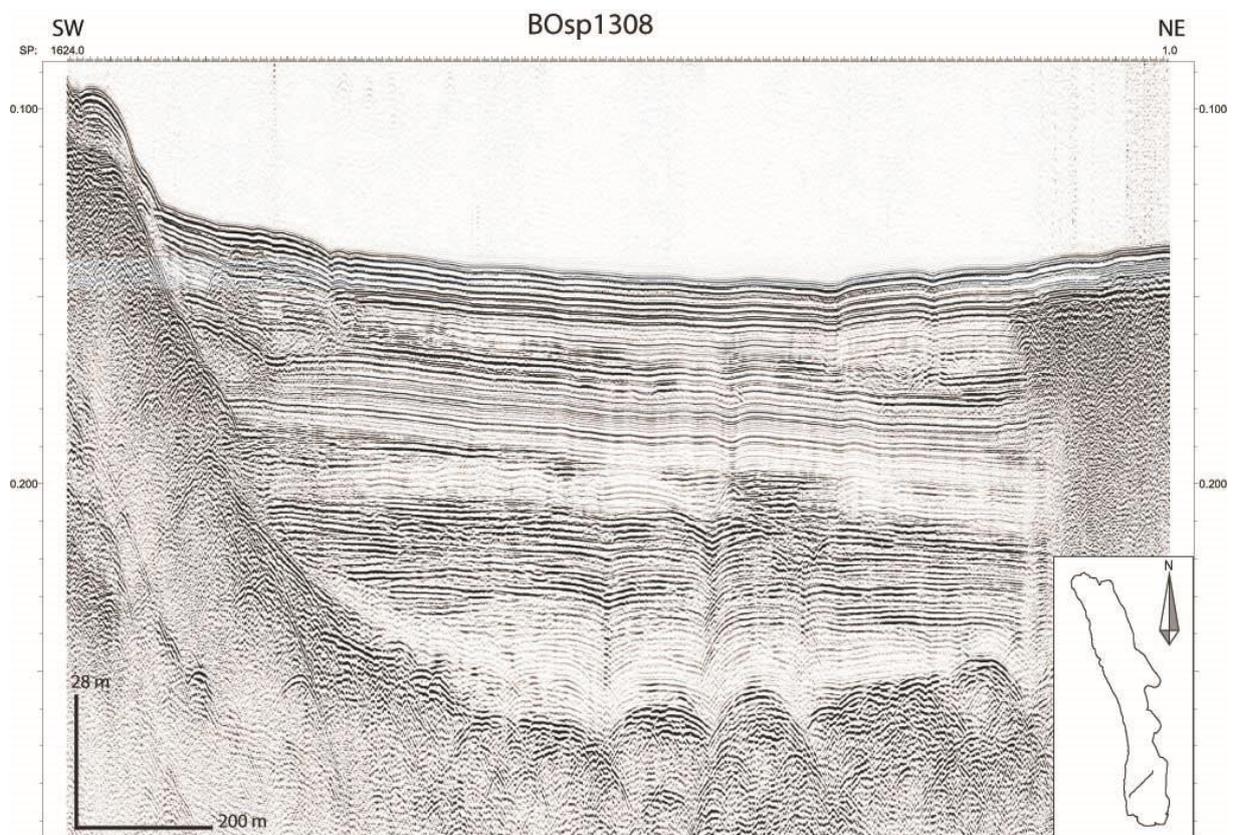
Willett, S. D. and Schlunegger, F., (2010). The last phase of deposition in the swiss molasse basin: from foredeep to negative-alpha basin. *Basin Research*, 22:623_639.



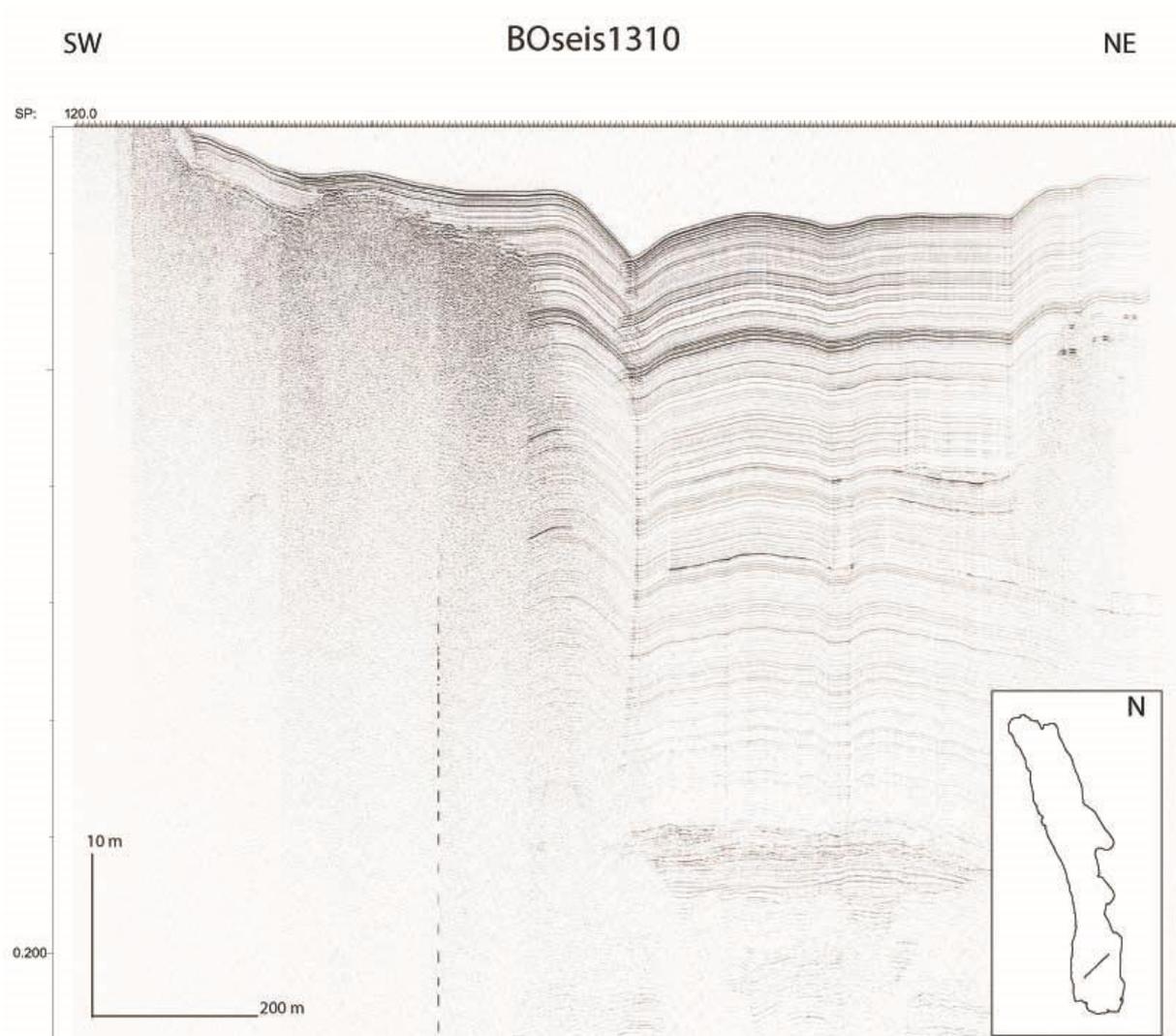
Appendix 1 : Transverse very high resolution seismic reflection profile across northern Lake Le Bourget (Seistec boomer, survey of 2013). The location of the profile is shown inset.



Appendix 2: Transverse seismic reflection profile across Lake Le Bourget (CENTIPEDE Sparker source, survey of 2013). The location of the profile is shown inset.



Appendix 3: Transverse seismic reflection profile across southern Lake Le Bourget (CENTIPEDE Sparker source, survey of 2013). The location of the profile is shown inset.



Appendix 4: Transverse very high resolution seismic reflection profile across southern Lake Le Bourget (Seistec boomer, survey of 2013). The location of the profile is shown inset.

IV.3 Localisation et caractérisation de la faille de Culoz par tomographie de résistivité électrique

La localisation et la segmentation précise des failles de Culoz et du Col du Chat sont mal contraintes à terre. Les données de géophysique lacustre ont permis de préciser leurs tracés dans le lac du Bourget et de montrer que les sédiments les plus récents étaient affectés par des déformations d'origine tectonique, et ceci pour les deux failles. Afin de préciser à terre la continuité des structures observées, des profils de tomographie électrique ont été réalisés. Ils ont été implantés dans la continuité supposée des structures mises en évidence dans le lac. L'objectif est donc double, à la fois préciser la cartographie des failles, mais aussi, si possible, de confirmer/préciser l'âge des déformations les plus récentes. À cette fin, les profils de tomographie électrique ont été réalisés à la fois avec des configurations de grande extension/pénétration, mais également avec des configurations permettant une imagerie à plus haute résolution. Les caractéristiques des profils sont résumées dans le Tableau XV. Les coordonnées des extrémités des profils sont notées dans le Tableau XV. Les profils électriques et les coupes sont représentés sans exagération verticale.

Nom	Longitude 1ère électrode	Latitude 1ère électrode	Longitude dernière électrode	Latitude dernière électrode	Espacement électrodes (m)	Configuration
Culoz Profil 1	5.8225700	45.8114900	5.8230200	45.8156380	10.0	Pôle-Pôle
Culoz Profil 2	5.8288980	45.8085980	5.8236010	45.8067220	10.0	Pôle-Pôle
Culoz Profil 3	5.8491000	45.8083050	5.8471280	45.8045750	10.0	Pôle-Pôle
Culoz Profil 4	5.8287230	45.8163860	5.8296380	45.8121950	10.0	Pôle-Pôle
Culoz Profil 5	5.7889390	45.8306240	5.7935460	45.8384730	10.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 1	5.8977950	45.7307880	5.8941120	45.7311020	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 2	5.8905800	45.7286500	5.8945400	45.7289100	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 3	5.8927040	45.7216990	5.8946690	45.7220450	5.0	Dipôle-Dipôle
Brison Profil 4	5.8915230	45.7287880	5.8935250	45.7290330	1.0	Wenner roll along
Mottets	5.8871598	45.6496113	5.8928559	45.6511249	5.0	Dipôle-Dipôle

Tableau XV : Récapitulatif des différents profils réalisés, coordonnées (WGS 84) de la première et la dernière électrode.

IV.3.1 La faille de Culoz

Concernant la faille de Culoz, les deux secteurs sur lesquels des acquisitions électriques ont été réalisées sont la plaine de Chautagne (au Nord du lac – Figure IV-11) et la zone de Brison Saint Innocent (à l'Est du Lac – Figure IV-23), en continuité Nord et Sud des déformations observées dans le lac du Bourget.

IV.3.1.1 Localisation dans la plaine de Chautagne

Le marais de Chautagne (231,5 m d'altitude) est situé dans la plaine du Rhône, à la limite Nord du lac du Bourget (Figure IV-11) dans les Alpes françaises. Ce marais est supposé s'être formé autour de 10 Ka cal. BP, à l'extrémité de l'ancien grand lac du Bourget qui a été partiellement comblé par les apports du Rhône qui était jusque-là un affluent du lac (Bravard, 1987). L'âge récent de ce marais et de son remplissage pourrait nous renseigner à la fois sur la localisation de la faille, mais aussi sur l'âge des déformations si les dépôts quaternaires s'avaient affectés. La géométrie de la Chautagne en

profondeur correspond à une grande vallée surcreusée par les glaciers mais n'ayant pas érodé les Mollards de Chatillon et de Vions. Compte tenu de la profondeur importante du remplissage sédimentaire dans cette zone, ce sont donc des profils géophysique de grande extension et pénétration qui ont été ici déployés afin d'imager les sédiments quaternaires les plus anciens donc potentiellement les plus affectés par la déformation.

Sur la Figure IV-11 on peut voir que la terminaison méridionale de la faille de Culoz est potentiellement complexe (en queue de cheval). En effet, les observations de terrain confirment la présence de failles compatibles (failles dites de Cessens et de la Chambotte) dans la montagne de la Gros Foug (Figure IV-11), tandis que les données issues de la sismique lacustre confirment la continuation de la faille dans le remplissage sédimentaire du lac avec plusieurs segments (De la Taille et al., 2015). Afin de confirmer ces observations, quatre profils de 500 mètres de longueur et un profil de 1 kilomètre de longueur ont été réalisés (Figure IV-11) dans la plaine de Chautagne. L'emplacement de ces profils a été choisi en fonction des hypothèses émises sur la localisation possible de la faille de Culoz. Un certain nombre de facteurs limitants ont cependant contraint la localisation des profils tels que la voie ferrée, les routes, et les secteurs inaccessibles du marais car trop inondés.

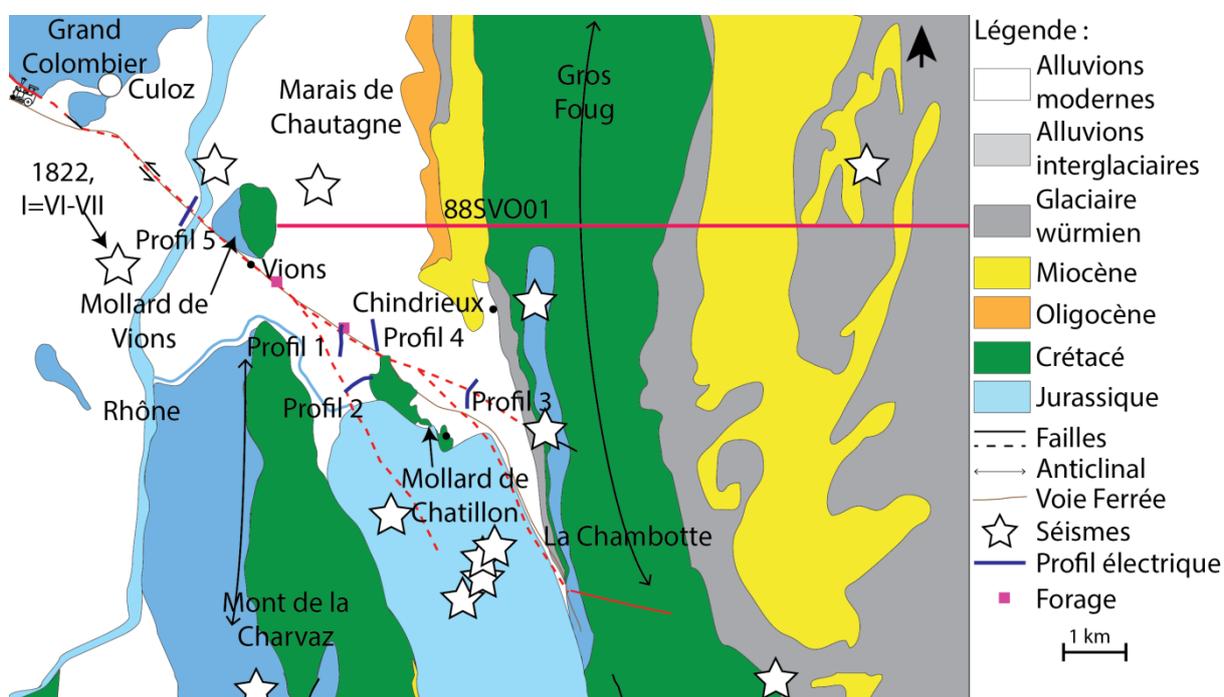


Figure IV-11 : Schéma structural de la plaine de Chautagne, au Nord du Lac du Bourget avec localisation des profils électriques réalisés et des forages utilisés dans cette étude.

Pour chaque profil réalisé, l'objectif était le suivant :

- L'objectif des profils 1 et 5 (Figure IV-14, Figure IV-20) était de donner des indications sur la branche principale de la faille,
- Le profil 2 (Figure IV-15) devait permettre d'imager le segment de faille se terminant dans le lac du Bourget,
- Le profil 3 (Figure IV-16) avait pour objectif d'indiquer si la faille rejoint la faille de Cessens.
- Enfin, le profil 4 (Figure IV-17), a été déployé pour éventuellement donner une indication sur la localisation de la faille au cas où celle-ci serait située au Nord de la voie ferrée.

Pour les profils 1 à 4, les protocoles dipôle-dipôle, dipôle-pôle et pôle-pôle ont été utilisés. Pour le profil 5, les protocoles dipôle-dipôle et dipôle-pôle ont été utilisés. Les modèles dipôle-dipôle,

dipôle-pôle permettent d'atteindre une profondeur d'investigation de l'ordre de la centaine de mètres, les profils pôle-pôle permettent d'atteindre une profondeur plus importante de l'ordre de 300-400 m.

Les profils 1 à 4 sont présentés en configuration pôle-pôle, les autres configurations sont trop bruitées. Le profil 5 est présenté en configuration dipôle-dipôle (une acquisition pôle-pôle n'ayant pas été possible).

Afin de faciliter la comparaison des profils acquis, et en raison de la nature relativement homogène estimée du remplissage sur la zone de la Chautagne, les 5 profils ont été représentés avec une échelle de résistivité commune.

Les profils 1, 2, 3 et 4 (Figure IV-14, Figure IV-15, Figure IV-16, Figure IV-17, Figure IV-20) présentent une signature géophysique assez semblable au premier ordre :

- Une première couche de résistivité assez faible, comprise entre 0 et 75 ohm.m,
- Une seconde couche de résistivités plus fortes, comprise entre 100 et 150 ohm.m en moyenne, mais avec des pics à 400-500 ohm.m sur les profils 3 et 4,
- Une troisième couche de résistivité très faible, comprise entre 0 et 25 ohm.m, et représentant le remplissage majeur de la Chautagne,
- Une quatrième couche de forte résistivité (>700 ohm.m) à la base du profil 4. L'épaisseur de cette couche varie en fonction des profils.

Le profil 5 est différent des 4 premiers. Du fait du protocole d'acquisition en dipôle-dipôle, la profondeur d'investigation est moindre et la résolution meilleure. Trois couches de résistivité différentes peuvent y être observées : une couche profonde présentant des résistivités inférieures à 60 ohm.m, une couche intermédiaire de plus forte résistivité (200 et 600 ohm.m), une couche plus superficielle avec des résistivités diminuant de nouveau autour d'une valeur moyenne d'environ 150 ohm.m.

Ces profils permettent de caractériser dans un premier temps la nature du remplissage sédimentaire de la plaine de la Chautagne. En effet, le remplissage lacustre n'avait jusqu'à présent jamais été imagé à cette profondeur, et les seules données disponibles correspondaient à des données de forages réalisés en grande partie lors de la construction de la voie ferrée au 19^e siècle..

Profil 1

Le premier profil a été réalisé à l'Est du hameau de Flandre (commune de Chanaz), dans l'axe de la terminaison du lac du Bourget. Il débute au niveau de la voie ferrée et se termine dans un champ, avec une longueur totale de 480 mètres. La faille de Culoz étant supposée se localiser sous la voie ferrée, la localisation du profil n'a que peu de chances de fournir d'éléments concernant la faille. En revanche, il permettra d'apporter de bonnes contraintes sur la géométrie profonde de la plaine de la Chautagne, seul le profil pôle-pôle est donc ici présenté. Un certain nombre de sondages et forages sont renseignés dans la BSS (Dossiers sur le sous-sol du BRGM) dans la plaine de la Chautagne, mais leur profondeur ne dépassant pas 20m, ils n'apportent que peu de renseignements complémentaires utiles à l'interprétation du profil. Une coupe à partir des sondages réalisés par la SNCF est ici toutefois présentée.

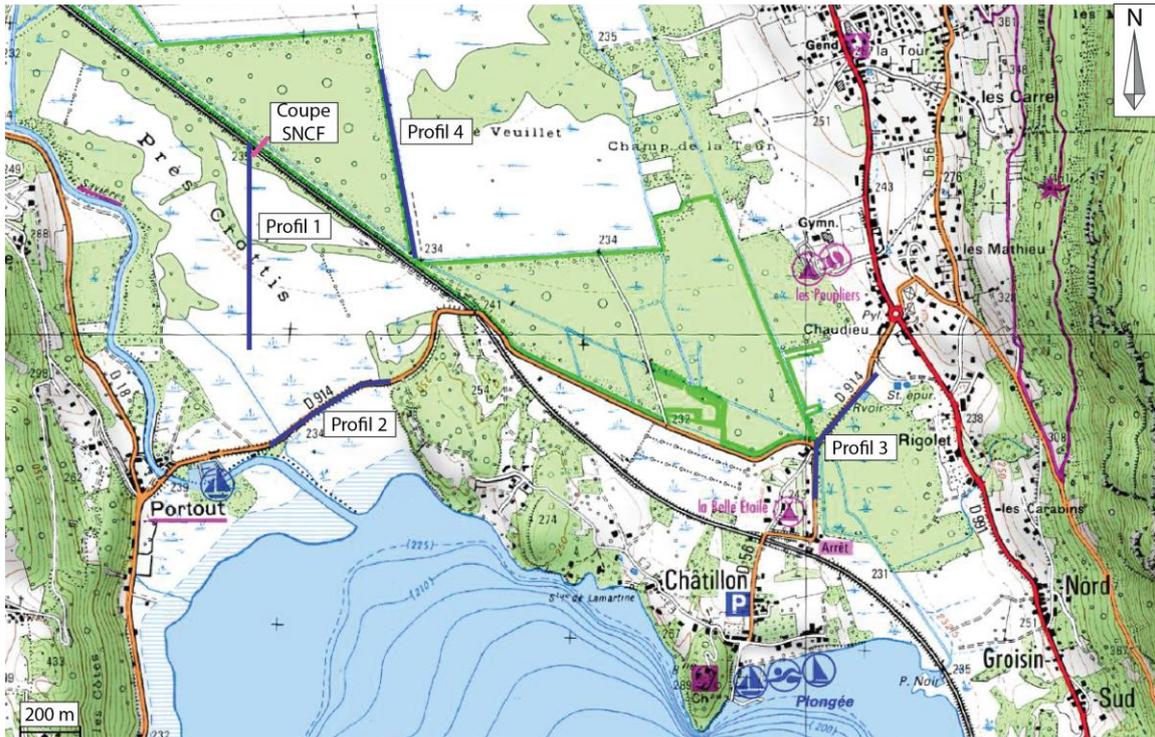


Figure IV-12 : Localisation des profils électrique dans la plaine de la Chautagne. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN. En bleu les différents profils électrique. Le trait violet correspond à la coupe réalisé grâce aux différents sondages.

Sur ce profil (Figure IV-14), plusieurs couches de résistivités sont visibles :

- Une couche profonde, ayant une résistivité de 10 ohm.m sur 250 mètres d'épaisseur et interprétée comme correspondant au remplissage lacustre. Les résistivités sont très basses, probablement dû au fait que le remplissage est gorgé d'eau, très certainement minéralisée.

- Une couche de 30 mètres d'épaisseur, avec des résistivités plus élevées de 60 à 200 ohm.m. Cette couche est interprétée comme une couche de graviers, dont la base horizontale ne semble pas perturbée. Celle-ci est considérée comme des anciens chenaux du Rhône, ou comme le delta du Rhône lorsque celui-ci se jetait encore dans le lac du Bourget.

- Enfin une couche en surface de résistivité de 30 à 60 ohm.m. Cette couche a une épaisseur d'environ 30 mètres. Celle-ci est interprétée grâce aux forages (Figure IV-13). Les différentes couches ne sont pas visibles en détail du fait de sa faible résolution en profondeur. On peut voir sur cette coupe que de 12 à plus de 20 mètres de profondeur, une couche de sable est visible. Au-dessus sont retrouvés des graviers, du sable et du limon. Enfin, une couche de tourbe surmontée par une couche de remblai est reconnue.

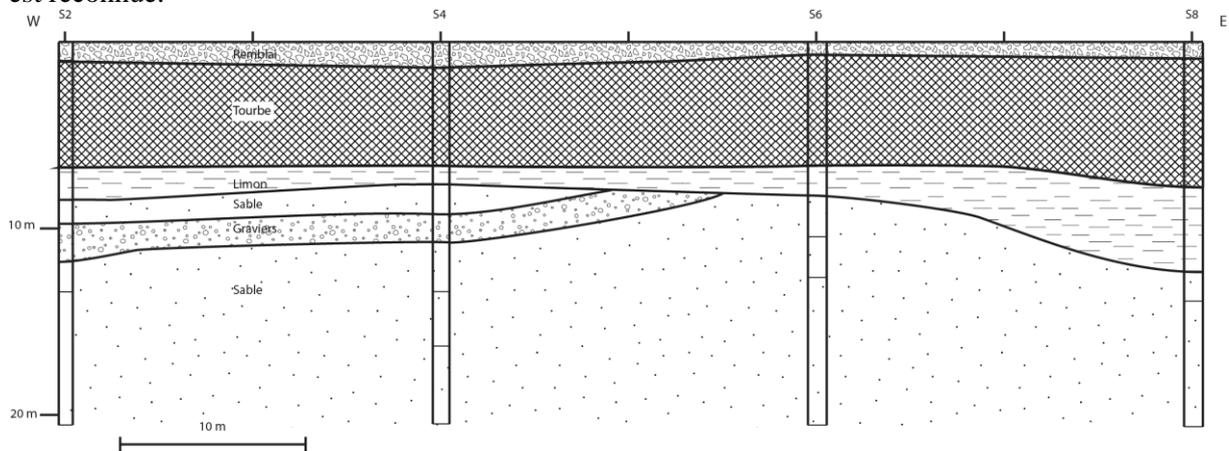


Figure IV-13 : Coupe réalisé grâce aux forages de la SNCF, localisation par rapport au profil électrique sur la Figure IV-14.

En profondeur, des résistivités plus élevées sont visibles, elles sont interprétées comme des artefacts liés à l'inversion des données. Elles pourraient toutefois signifier que le substratum anté-quadernaire est proche, ici peut être composé de calcaires. Le profil 1 (Figure IV-14) présente une légère anomalie verticale au niveau de l'électrode 6 (40m environ sur le profil). Le contraste de résistivité y est cependant assez faible et potentiellement lié à un artefact (effet de bord) du processus d'inversion. Le contraste est visible uniquement dans la partie résistive, aucune continuité n'est visible en profondeur. Aucun autre argument ne permet de conclure à la présence d'une faille affectant le remplissage quadernaire de la Chautagne sur ce profil. La localisation du profil ayant été fortement contrainte par les conditions de terrain, il est important de noter que les déformations (si existantes) étaient attendues sur les bords extrêmes du profil. Il est donc difficile, sur la base de ce profil, de conclure à la présence ou non de la faille de Culoz à cet endroit.

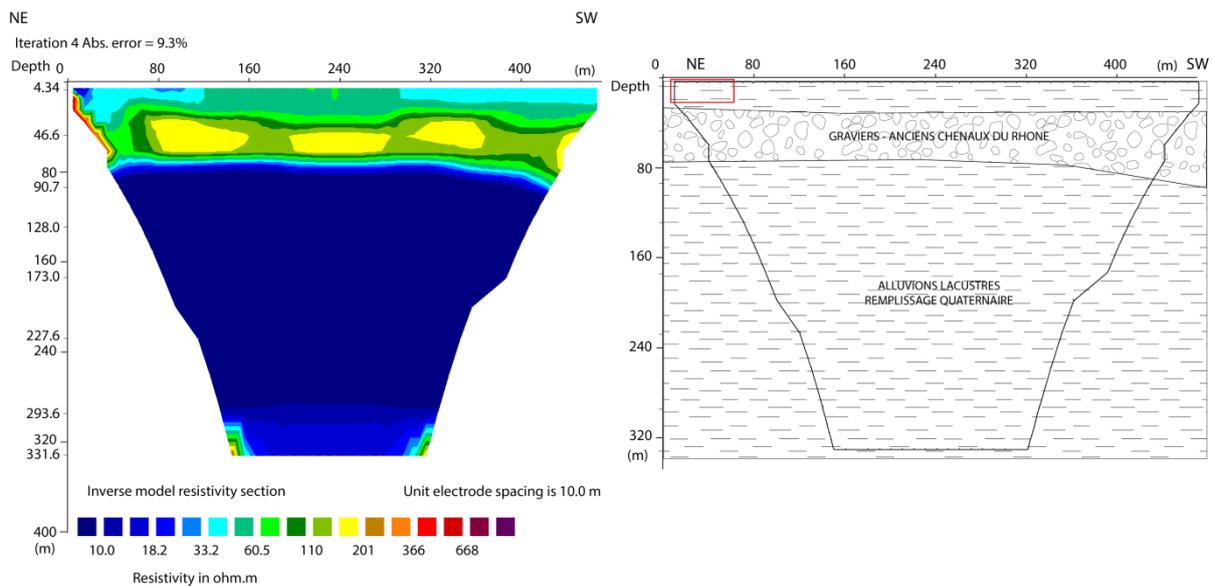


Figure IV-14 : Profil électrique n°1 réalisé dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle, ainsi que son interprétation, localisation sur la Figure IV-11. Le rectangle représente l'emplacement de la coupe de la Figure IV-13.

Profil 2

Le deuxième profil a été réalisé légèrement au sud du profil 1, mais avec une direction quasi perpendiculaire, de sorte que sa terminaison Est puisse border le mollard de Chatillon (Figure IV-12). Ce profil mesure également 480 mètres de long et la faille de Culoz est supposée se localiser au centre de ce profil. Compte tenu de l'analyse préliminaire des données, seul le profil pôle-pôle est ici présenté du fait de sa plus grande profondeur de pénétration et de sa meilleure couverture latérale (bords moins inclinés).

Sur le Profil 2 (Figure IV-15), les propriétés résistives du sous-sol sont très semblables au premier profil (cf. profil 1 pour la description). Cependant, il est important de remarquer que le profil présente une zone plus résistive à l'Est (jusqu'à plus de 600 ohm.m). Ce fort contraste n'est clairement pas issu d'un artefact d'inversion puisqu'une transition latérale vers de plus fortes résistivités peut être observée sur toute la profondeur du profil. L'extrémité Est du profil semble donc marquée par la présence du substratum calcaire du mollard de Chatillon, dont la limite avec le remplissage quadernaire doit être très verticale puisque les résistivités relevées en profondeur n'atteignent pas les 600 ohm.m (Figure IV-11). La couche interprétée précédemment comme correspondant à celle des grès n'est ici pas horizontale, probablement parce qu'elle présente, selon cette orientation, un paléo-chenal du Rhône. À l'Est du profil un « chenal » plus résistif est observé, ce qui suggère que le matériel est ici plus grossier.

Sur ce profil également, il n'y a pas de trace convaincante de la faille dans le Quaternaire. Le contraste de résistivité situé à l'Est est lithologique mais peut aussi bien être d'origine érosive que consécutif au jeu long terme de la faille de Culoz, qui dans ce cas serait bordière du Mollard de Chatillon. Dans la partie IV.1.2.1, les mesures de plan de faille au niveau de Chatillon ont des directions de N 160-170°. La bordure Ouest du mollard de Chatillon est orientée N160-170°. Ces données sont compatibles avec l'hypothèse de la faille. Sur le schéma de droite de la Figure IV-15 est dessiné le substratum anté-quaternaire (calcaire). Celui-ci est représenté avec des pointillés car il n'est pas imagé sur ce profil.

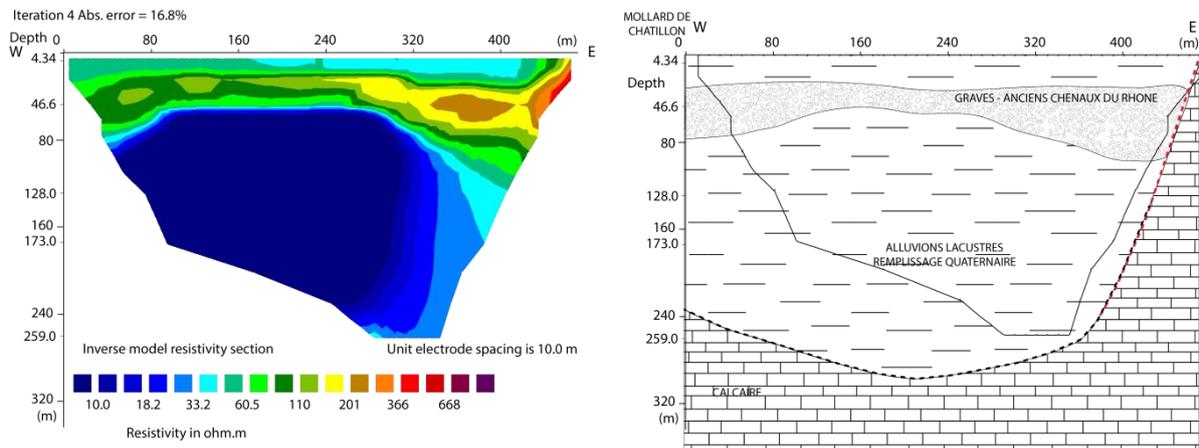


Figure IV-15 : Profil électrique n°2 réalisé dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 2, localisation sur la Figure IV-11.

Profil 3

Le troisième profil a été réalisé entre le bourg de Chindrieux et son hameau de Chatillon, le long des départementales 914 et 56, avec une longueur totale de 480 mètres (Figure IV-12). Le profil n'est pas totalement linéaire et fait un angle de l'ordre de 30° (au niveau de son centre) du fait des contraintes d'implantation sur le terrain. La faille de Culoz (tout du moins sa branche « Cessens ») est recoupée quasi-perpendiculairement et est supposée se localiser au niveau du centre de ce profil. L'acquisition a pu être réalisée en configuration dipôle-dipôle, pôle-dipôle et pôle-pôle. Seul le profil pôle-pôle est ici présenté (Figure IV-14), car il permet une interprétation homogène avec les profils précédents et que les autres configurations, pour ce profil, n'apportent pas plus d'informations.

Le profil 3 (Figure IV-16) ressemble aux autres profils de la plaine de la Chautagne, puisque 3 couches résistives principales sont visibles.

- La couche en profondeur présente une variation latérale de résistivité. Sur ce profil, les alluvions lacustres atteignent une profondeur d'au moins 400 mètres sans que le substratum calcaire ou molassique, dessiné en pointillé sur le schéma, ne soit atteint.

- Le niveau intermédiaire correspond géométriquement aux chenaux du Rhône visible sur les autres profils de la plaine de la Chautagne. Cette couche a des valeurs de résistivités comprises entre 200 et 600 ohm.m, c'est-à-dire plus importantes que celles observées pour les profils 1 et 2. Ces valeurs semblent donc un peu élevées pour être des graviers puisque les résistivités des graviers étaient proches de 150 ohm.m sur les profils précédents. De plus, la topographie de la base de cette couche est beaucoup plus irrégulière latéralement. Si ce sont des graviers, ils ne peuvent être d'origine fluviales car cela impliquerait que le niveau de base du fleuve soit de l'ordre de 100 mètres en dessous de l'actuel, et donc que le niveau du lac soit également 100 mètres plus bas qu'actuellement. Ces graviers ce seraient donc nécessairement déposés dans un delta. Ce profil est en bordure de la plaine de Chautagne : moins d'eau pourrait être présente dans les graviers.

- Les premiers mètres correspondent aux sables humides avec de la tourbe. L'épaisseur de cette couche varie latéralement. En effet, l'épaisseur est de 10 – 15 mètres au NE, et de 20 – 30 mètres au SW. La résistivité varie également latéralement ; elle diminue en allant vers le SW.

Le niveau intermédiaire présente une anomalie au centre du profil. Cette anomalie est une variation latérale de la résistivité pour les couches en surface et en profondeur. Cette variation suggère l'utilisation du modèle mettant en contact deux lithologies différentes séparées par une faille conductrice. Pour la couche intermédiaire c'est un contraste net qui est visible. Ceci suggère l'utilisation du modèle d'une faille ayant une résistivité inférieure à son encaissant. Ces deux modèles présentent des failles, ils suggèrent la localisation d'une faille à cet endroit. Pour les variations latérales de la résistivité, ceux ne sont probablement pas deux couches différentes, mais une même couche avec un régime hydraulique différent, dû à la faille. La base de la couche en surface paraît décalée, mais aucun contraste n'est réellement visible dans cette couche. La faille est dessinée en fonction des contrastes de résistivité. La faille s'enracine très probablement dans le substratum anté quaternaire comme la faille de Culoz s'enracine dans le substratum calcaire du lac du Bourget, comme cela a été observé par la sismique lacustre (Chapitre IV.2). La faille visible sur ce profil se situe dans la direction de la faille de Cessens (Figure I-40), faille considérée comme étant une branche de la faille de Culoz.

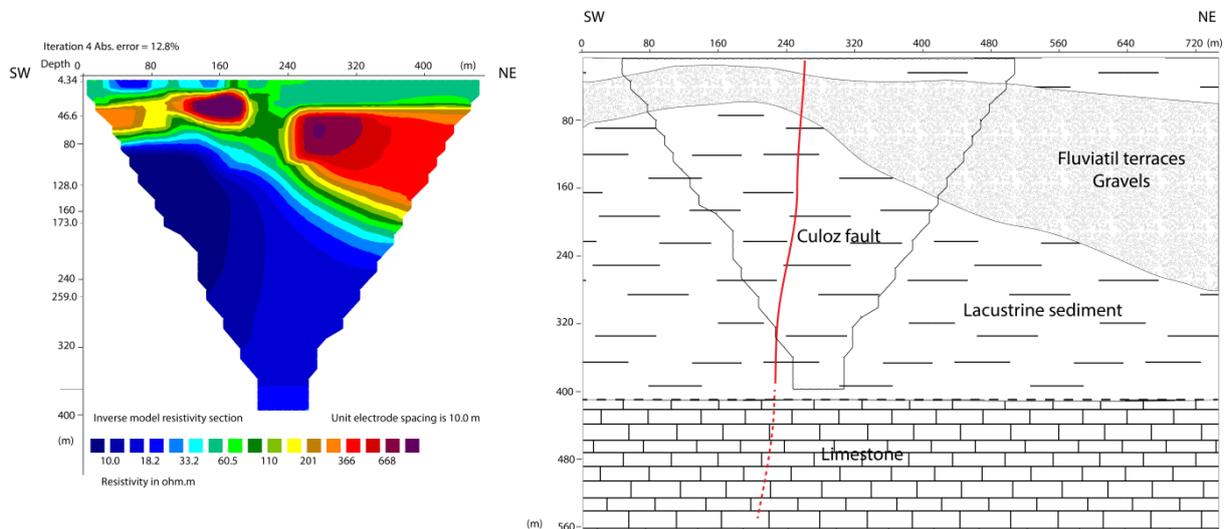


Figure IV-16 : Profil électrique réalisée dans la plaine de la Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 3, localisation sur la Figure IV-11.

Profil 4

Le quatrième profil a été réalisé au Nord du mollard de Chatillon et de la voie ferrée qui le borde sur une longueur 480 mètres (Figure IV-12). Faute aux contraintes locales d'installation de ce profil, la position attendue de la faille de Culoz est possiblement à son extrême Sud, et plus probablement en dehors. À cet égard, seul le profil acquis en configuration pôle-pôle est présenté car il nous fournit en outre des informations complémentaires sur la géométrie profonde de la Chautagne dans cette zone (Figure IV 13).

Par rapport aux profils précédents, ce profil (Figure IV-16) présente une 4^{ème} couche de forte résistivité :

- En profondeur, les résistivités sont fortes, supérieure à 600 ohm.m, ce qui est la signature électrique du calcaire Crétacé constituant le Mollard de Chatillon. L'affleurement de calcaire étant localisé à 300 mètres au Sud du profil, cela veut dire que la bordure du mollard de Chatillon plonge très rapidement vers le Nord. Cette bordure très raide peut être due soit à une érosion glaciaire et/ou une faille dont le rejet vertical cumulé serait très important (de l'ordre de 250 m).

-La couche de résistivités conductrices est également visible. Son épaisseur est moins importante que sur les profils vus précédemment.

-La couche de graviers est toujours présente, elle est hétérogène latéralement et est interprétée comme des anciens chenaux du Rhône.

- Les premiers mètres correspondent aux sables humides avec de la tourbe. L'épaisseur de cette couche est également moindre sur ce profil, de l'ordre d'une dizaine de mètres.

Le substratum anté-quadernaire est visible sur ce profil, à 260 mètres de profondeur. Les autres profils réalisés dans la plaine de Chautagne n'imagent pas le substratum anté-quadernaire tandis que ceux-ci imagent jusqu'à 330 mètres (Profils 1 et 2) et 400 mètres pour le profil 3.

Sur ce profil, il n'y a pas de contraste permettant d'imager une quelconque faille. La faille de Culoz a un tracé supposé au Sud de ce profil. Il n'a pas été possible de centrer ce profil sur ce tracé supposé étant donné la voie ferrée empêchant le passage de câbles électriques.

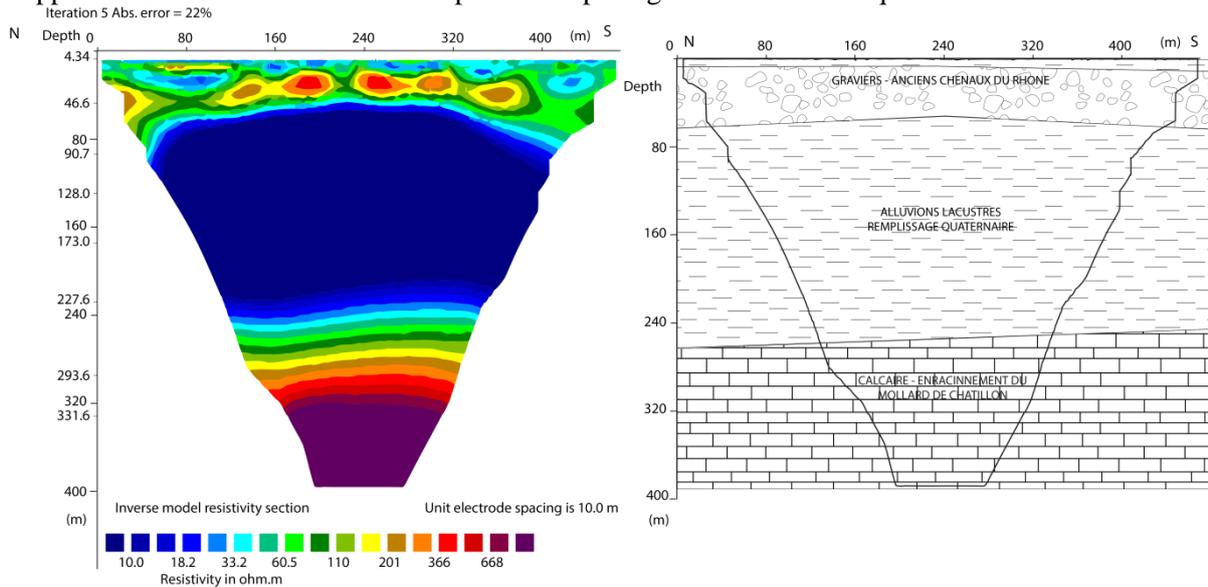


Figure IV-17 : Profil électrique réalisée dans la plaine de Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 4, localisation sur la Figure IV-11.

Profil 5

Le profil 5 a été réalisé en rive droite du Rhône, à mi-chemin des communes de Vions et de Culoz (Figure IV-20). La longueur du dispositif d'acquisition était de 960m, centré pratiquement au niveau de la voie ferrée, c'est-à-dire centré dans l'axe supposé du passage de la faille de Culoz (quasi perpendiculaire au profil). L'acquisition a pu être réalisée en configuration dipôle-dipôle et pôle-dipôle. Faute à des ennuis techniques lors de l'acquisition, seul le profil dipôle-dipôle est ici présenté (Figure IV-20). Ce profil aura donc l'avantage de nous fournir des informations plus précises sur une tranche d'environ 150m, mais ne pourra en revanche pas nous donner de renseignement concernant la géométrie profonde de la Chautagne dans cette zone. Un certain nombre de sondages et forages sont renseignés dans la BSS le long du profil réalisé, mais leur profondeur ne dépassant pas 20m, ils n'apportent que peu de renseignements complémentaires utiles à l'interprétation du profil.

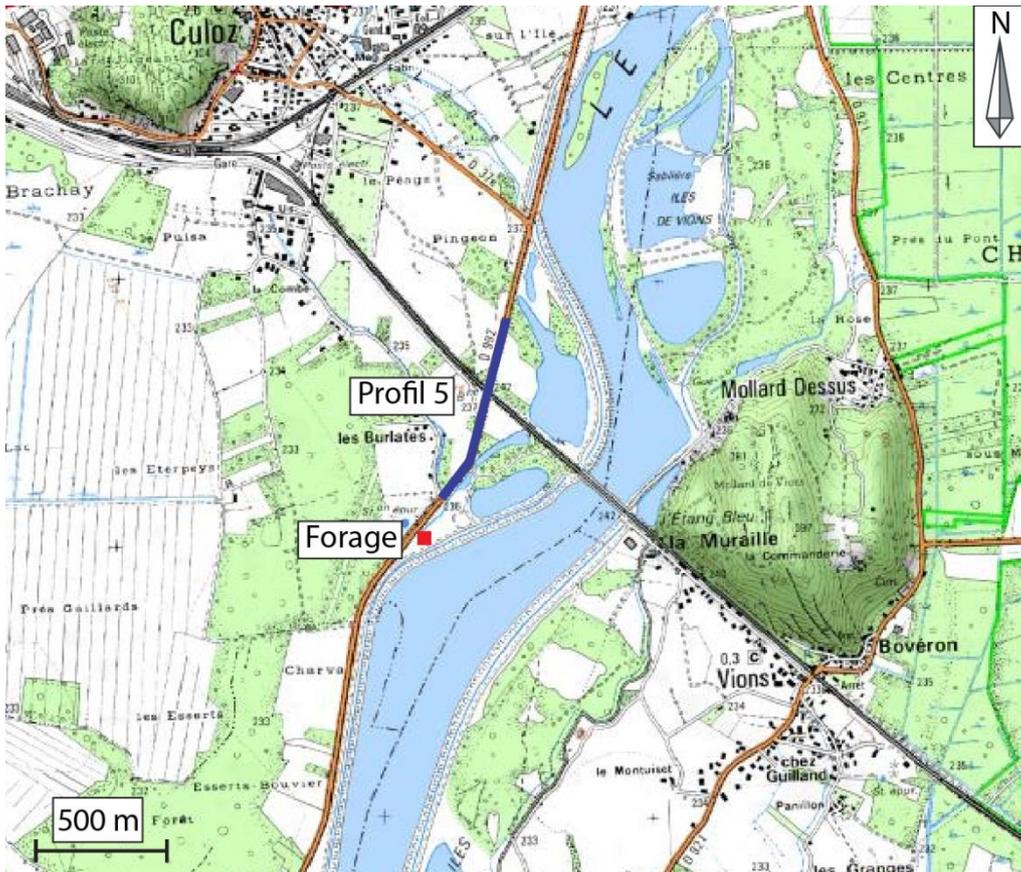


Figure IV-18 : Localisation du profil 5, ainsi que du forage de la Figure IV-19. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Par rapport aux profils présentés précédemment, le profil 5 est de nature plus hétérogène. À l'image des profils 1 à 4, trois couches résistives se superposent, mais présentent des valeurs un peu différentes et surtout une forme beaucoup plus irrégulière :

- la couche la plus profonde, d'une résistivité comprise entre 30 et 150 ohm.m, est interprétée comme correspondant au remplissage lacustre tel que nous le retrouvons dans les profils 1 à 4. Il présente en revanche une résistivité plus importante (3x en moyenne) avec de fortes variations latérales. Ces variations peuvent s'expliquer par des variations latérales de faciès et/ou par un régime hydrologique hétérogène.

- la couche intermédiaire présente des résistivités comprises entre 200 et 600 ohm.m, interprétées comme correspondant à la couche de graviers fluviaux, cette gamme de résistivité est cohérente avec celle des profils 1, 2, 4. Encore une fois, de fortes variations latérales peuvent être notées, et en particulier une topographie chaotique de la base de cette couche (située en moyenne à 75m de profondeur).

- la couche la plus superficielle, d'une épaisseur de l'ordre de 20m présente des résistivités à nouveau basses, en moyenne autour de 150 ohm.m. Elles sont globalement plus élevées que celles observées sur les profils 1 à 4 mais correspondent à un remplissage moderne alternant des passées à dominante tantôt fluviale et tantôt palustre (Figure IV-19).

FORATION				RENSEIGNEMENTS GÉOLOGIQUES			
Avancement	DATE	TYPE DE FORAGE	TUBAGE	COTES	Profondeurs	SCHEMA	COUPE LITHOLOGIQUE DES TERRAINS
5.00 m	1 JUILLET 1979	BENOTO ET SOUFFLE AVEC TUBES PROVISOIRES DE SOUTÈVEMENT	Ø 457 mm		0.10m		Terre végétale et limon sableux gris
5.00 m	2 JUILLET 1979			5.10m		Limon argileux gris jauné et argile sableuse	
8.00 m	4 JUILLET 1979			15.30		Argile limoneuse plastique noire	
				48.00m		Sable grossier (20%) graviers 70% galets propres	

Figure IV-19 : Forage de la BSS réalisé par Hydroforage. Localisation sur la Figure IV-18.

Compte tenu de l'orientation du profil, en long par rapport au court du Rhône, la morphologie des différentes couches de résistivité (en particulier la couche intermédiaire) était plutôt attendue comme peu perturbée, ce qui n'est manifestement pas le cas. En particulier, au centre du profil, un contraste fort est observé, affectant la couche la plus profonde (contrastes de 30 à 100 ohm.m). Cette zone de contraste affecte également la couche intermédiaire dont la base est fortement déformée.

Une hypothèse alors serait d'attribuer cette zone de contraste au passage de la faille de Culoz, par ailleurs attendue dans cette zone du profil. Une comparaison avec les modèles réalisés dans partie méthodologique pourrait indiquer que la zone de faille est marquée par une baisse de la résistivité

moyenne de la couche profonde (par modification des propriétés électriques de la formation et/ou de sa perméabilité), et pourrait également indiquer qu'au moins la base de la couche intermédiaire est affectée par la faille. Suivant cette hypothèse, il est à noter qu'aucun décalage vertical ne peut être quantifié précisément, puisque de part et d'autre de la zone de contraste, la profondeur moyenne de la base de la couche intermédiaire semble constante.

D'autres zones présentant des contrastes importants peuvent être notées aux extrémités N et S du profil. Cependant, le peu de données permettant de les caractériser rend compliqué et peu fiable leur interprétation géologique.

En conclusion concernant le profil 5, le contraste fort observé au centre du profil dans un environnement qui était attendu comme globalement homogène, semble confirmer que ces sédiments sont affectés par la faille de Culoz. Cette observation implique une activité récente de la faille, au moins post-dépôt de la couche de résistivité intermédiaire.

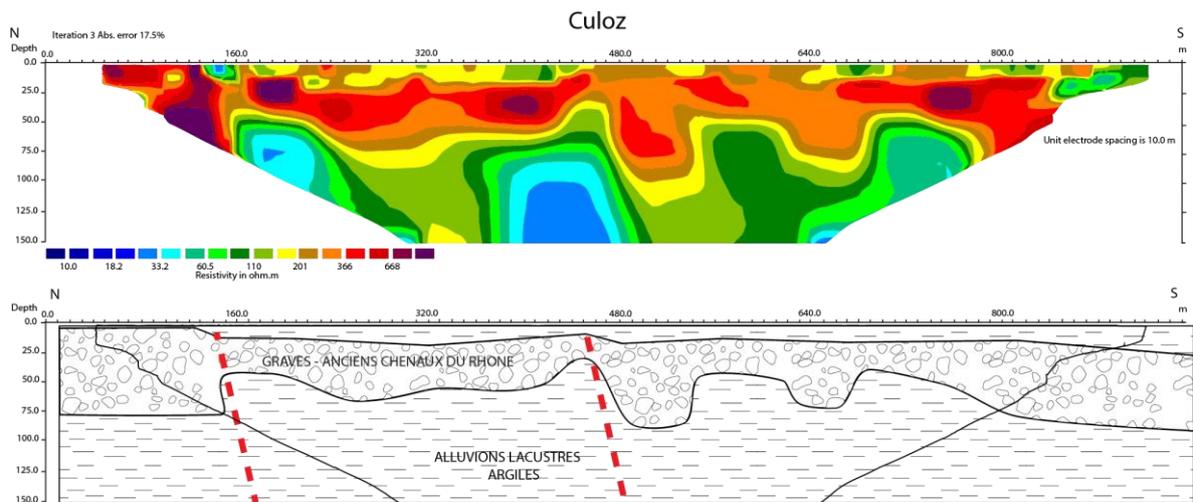


Figure IV-20 : Profil électrique réalisée dans la plaine de Chautagne en configuration pôle-pôle. Profil 5, localisation sur la Figure IV-11.

Conclusion à propos des profils électriques réalisés dans la plaine de la Chautagne.

Grâce aux différents profils réalisés, la géométrie de la plaine de Chautagne a pu être précisée. En profondeur se trouve le substratum ante quaternaire composé de calcaire. La géométrie du substratum ante-quaternaire est précisée grâce au profil sismique (Figure IV-21). Ce profil a été réalisé au pied est du Mollard de Vions. Il est possible de voir que, la vallée est surcreusée avant le dépôt lacustre. Les dépôts quaternaires font par endroit (profil 3) plus de 400 mètres d'épaisseur. Les réflecteurs de la base du Tertiaire remontent vers l'Ouest jusqu'à la surface.

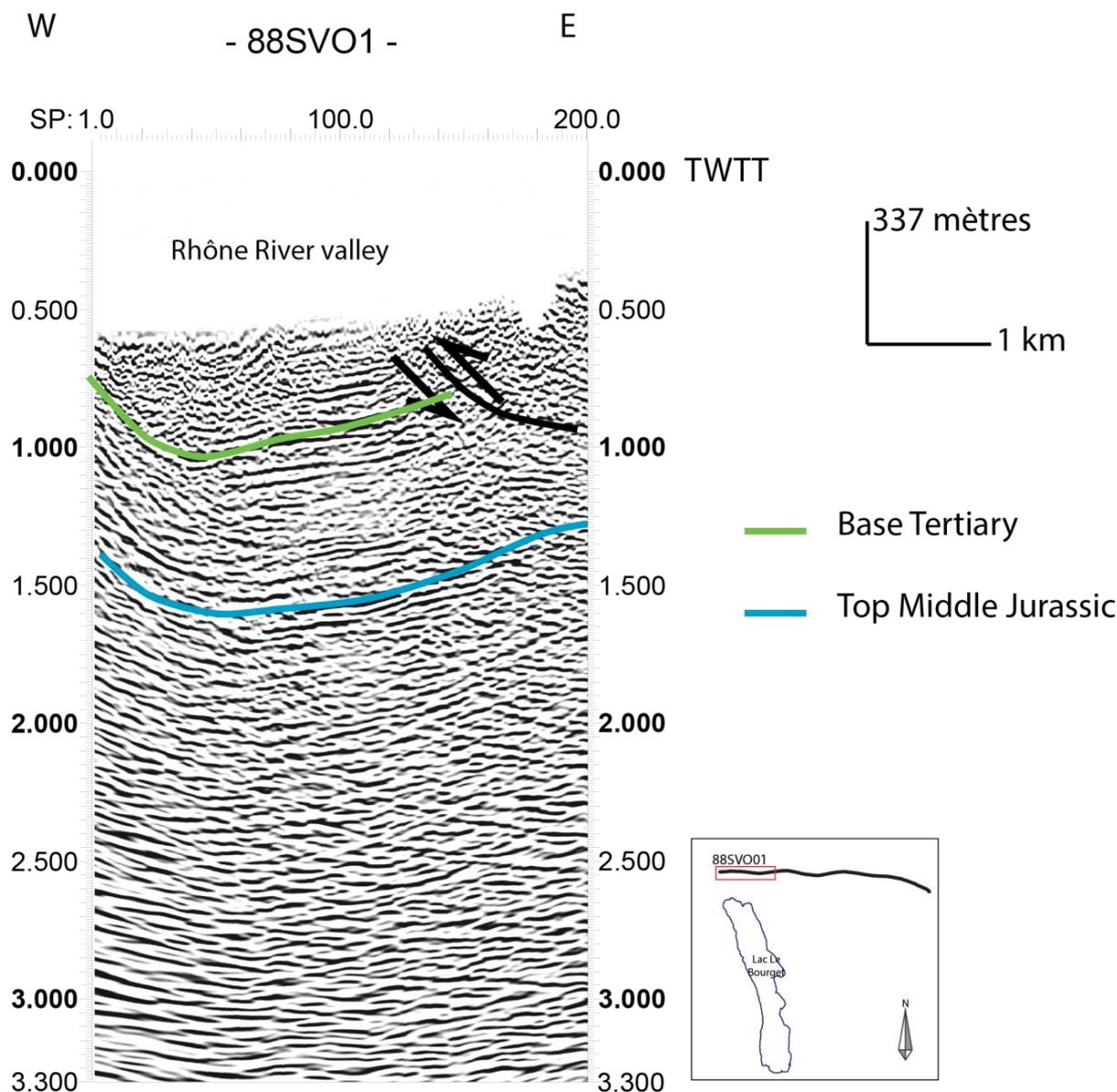


Figure IV-21 : Profil sismique du BRGM, situé au Nord du lac du Bourget. Ce profil montre la géométrie de la plaine de Chautagne.

En-dessus, le remplissage lacustre est bien visible avec une épaisseur importante. Ce remplissage est constitué d'argiles (plus de 300 mètres localement). Les anciens chenaux du Rhône sont également visibles, se traduisant par un banc de 40 mètres d'épaisseur. L'épaisseur de cette couche varie latéralement. Pour le profil 3, ce ne sont pas des chenaux qui sont visibles mais un delta. Ce delta montre l'endroit où le Rhône se jetait dans le lac du Bourget. Au-dessus se situe une alternance de sable et de tourbe dont les variations latérales peuvent être illustrées par l'étude BURGEAP (Figure IV-22). Sur cette étude, il est visible que l'Est de la plaine de Chautagne est principalement constitué de tourbe sur les 10 premiers mètres, tandis qu'à l'Ouest de la plaine, des argiles et / ou limons sont principalement présents. Ce qui peut être expliqué par le fait que l'Est de la Chautagne n'est plus alimenté directement par le Rhône.

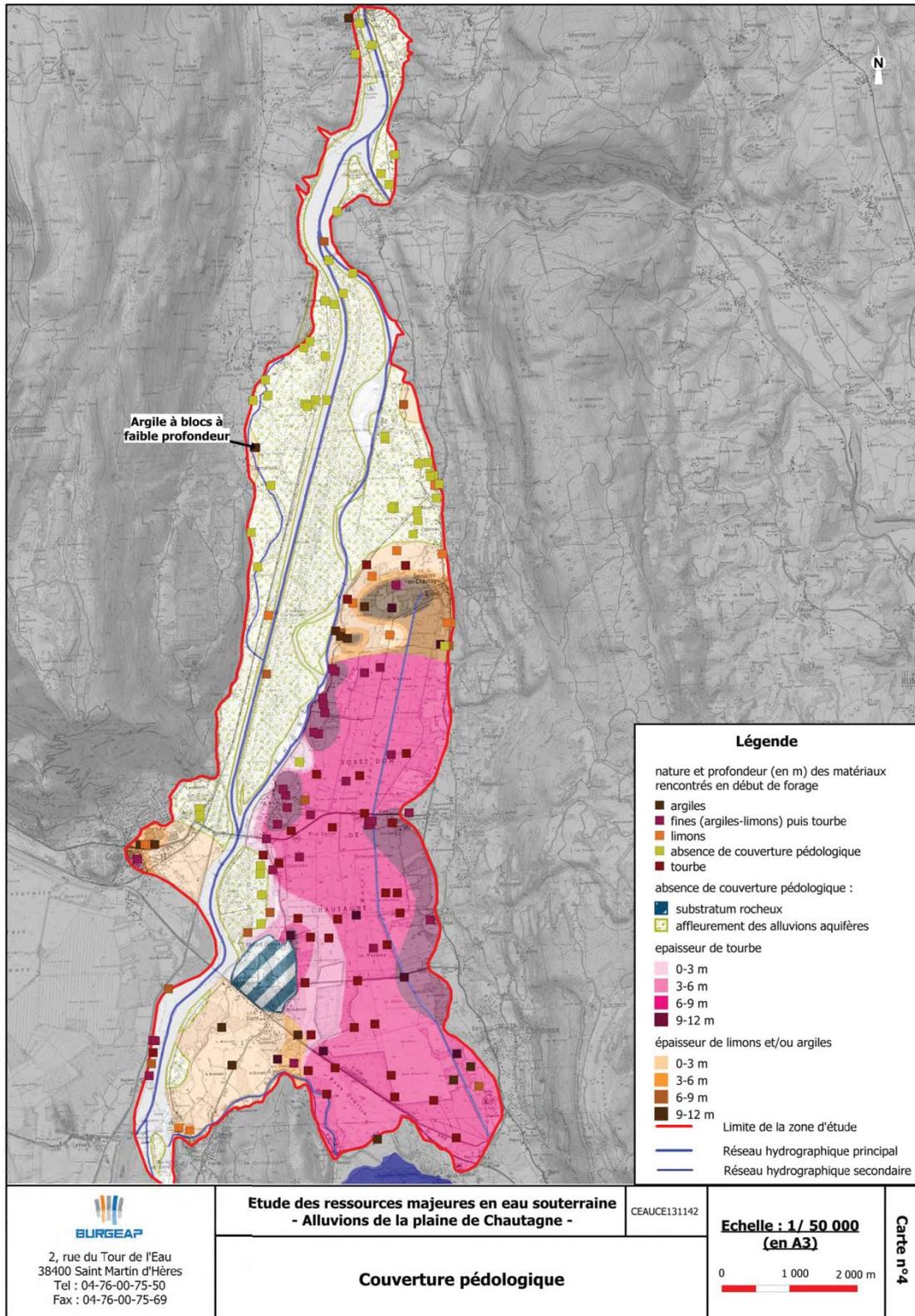


Figure IV-22 Carte de la nature et de la profondeur des matériaux rencontrés en début de forage (BURGEAP).

Grâce à cette méthode, un tracé de la faille de Culoz est confirmé depuis Culoz jusqu'au Nord du Lac du Bourget. Dans la plaine de Chautagne, la faille se sépare en deux branches : une allant dans le lac du Bourget l'autre affectant la montagne de la Chambotte (Figure IV-11). L'activité actuelle de la faille a pu être démontrée, grâce aux profils 3 et 5.

IV.3.1.2 Terminaison méridionale de la faille de Culoz

Jusqu'à présent la faille de Culoz avait pour terminaison cartographique méridionale le lac du Bourget ou la montagne de La Chambotte (Gidon et al., 1970, Bergerat, 1978). Les données issues des campagnes de sismique lacustre ont permis de prolonger la zone de faille jusqu'à la péninsule de Brison Saint Innocent, sur laquelle l'étude de la carrière du Gros Louis (Chapitre IV.1.2.2) a permis de mettre en évidence des déformations dans les sédiments quaternaires attribuées au fonctionnement de la faille. Une campagne de tomographie électrique, sur la base de profils de plus haute résolution, a été menée afin de tenter de relier les observations lacustres à celles de la carrière. Quatre profils électriques ont été réalisés (Figure IV-23), présentés du Nord au Sud.



Figure IV-23 : Carte de Brison Saint Innocent avec la localisation des profils électriques. Le rectangle rouge localise la carrière de Gros Louis. Le fond de carte provient du Scan 25® de l'IGN.

Profil 6

Le profil 6 a été réalisé sur la péninsule de Brison-Saint-Innocent (Figure IV-24). La longueur du dispositif d'acquisition était de 320m, centré dans l'axe supposé du passage de la faille de Culoz (quasi perpendiculaire au profil). L'acquisition a pu être réalisée en configuration dipôle-dipôle. Les configurations dipôle-pôle et pôle-pôle n'ont pas pu être réalisées. Il n'a pas été possible de mettre une électrode à l'infini. Ce profil aura donc l'avantage de nous fournir des informations relativement précises sur une épaisseur d'environ 60m.

Ce profil présente :

-Une couche en profondeur de résistivité comprise entre 20 et 60 ohm.m, augmentant vers l'Est, et d'au minimum 40 mètres d'épaisseur. Ces valeurs de résistivités sont interprétées comme représentatives des argiles lacustres. En effet, cette péninsule de Brison Saint Innocent est principalement constituée d'argiles datant de l'Eemien, reconnues lors des constructions.

- Une couche de 15-20 mètres d'épaisseur environ, de résistivité comprise entre 150 et 250 ohm.m, interprétée comme des moraines, reconnues à l'affleurement dans les champs de vigne.
- Plus à l'Est du profil, des résistivités de 600 ohm.m sont visibles. Elles sont interprétées comme la signature du calcaire du Crétacé, affleurant à quelques mètres de distance de la fin du profil.

Un contraste de résistivité est visible (au centre du profil, en profondeur), des valeurs plus faibles sont présentes, probablement associées à la présence d'eau. Le contact entre les moraines et le calcaire peut-être un contact stratigraphique ou d'origine tectonique, mais aucun élément ne permet ici de trancher en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses. En prenant en compte les modèles réalisés dans le Chapitre II.1.3.2, il n'est pas possible, sur la base de ce profil géophysique, de conclure sur le passage de la faille

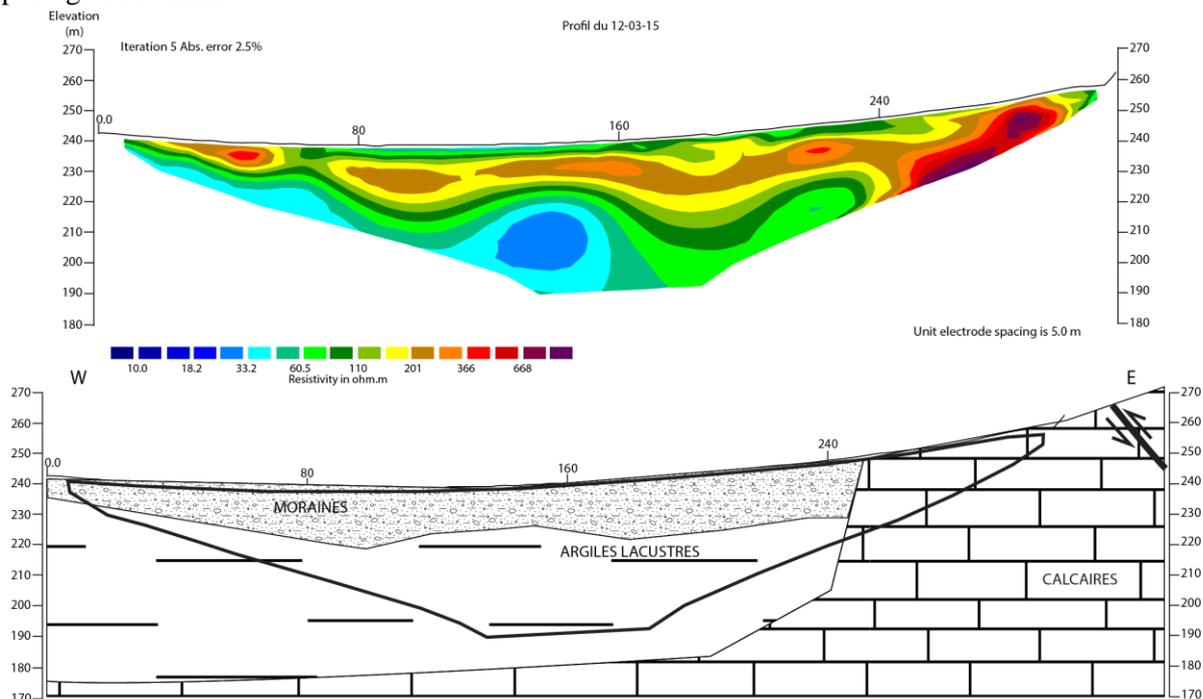


Figure IV-24 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent (P6 sur la Figure IV-23).

Profil 7

Le profil 7a (Figure IV-25) a été réalisé 200 mètres plus au Sud et dans la même configuration que le profil 6.

Ce profil présente :

- Des résistivités fortes (600 ohm.m), présentes à l'Est du profil et interprétées comme étant associées au calcaire affleurant.
- Des résistivités comprises entre 60 et 120 ohm.m vers la surface, correspondant aux moraines reconnues dans les vignes et comme observé sur le profil précédent.
- et en profondeur, des résistivités comprises entre 10 et 100 ohm.m.

La partie Est du profil (au-delà de 170m), présente des variations de résistivité. Les valeurs les plus fortes sont attribuées au substratum calcaire, qui n'est pas homogène. Les variations de résistivité qui affectent cette zone sont probablement dues à des circulations de fluides et possiblement aussi à la présence de fracturation dans le calcaire.

Dans la partie Ouest du profil, les différentes unités géologiques sont les mêmes que sur la figure précédente. Au centre du profil, un fort contraste de résistivité est toutefois visible. Le modèle mise en contact de deux unités de résistivité différentes et introduction d'une zone de faille individualisée (Chapitre II.1.3.2.2) peut être utilisé dans l'interprétation de ce profil, à la différence qu'ici les deux unités ont des résistivités très différentes. Ce contraste est visible jusqu'à l'interface

entre les argiles lacustres et les moraines et peut être interprété comme étant dû au passage de la faille de Culoz. Cette observation supporte ainsi les observations faites dans la carrière de Gros Louis (Partie IV.1.2.2) qui décrivaient une activité au moins Eemienne de la faille. La résolution en surface, de l'ordre de 5 mètres, n'est pas suffisante pour conclure à une activité post Eemienne de la faille. Cette incertitude a justifié la réalisation d'un second profil HR sur le même site.

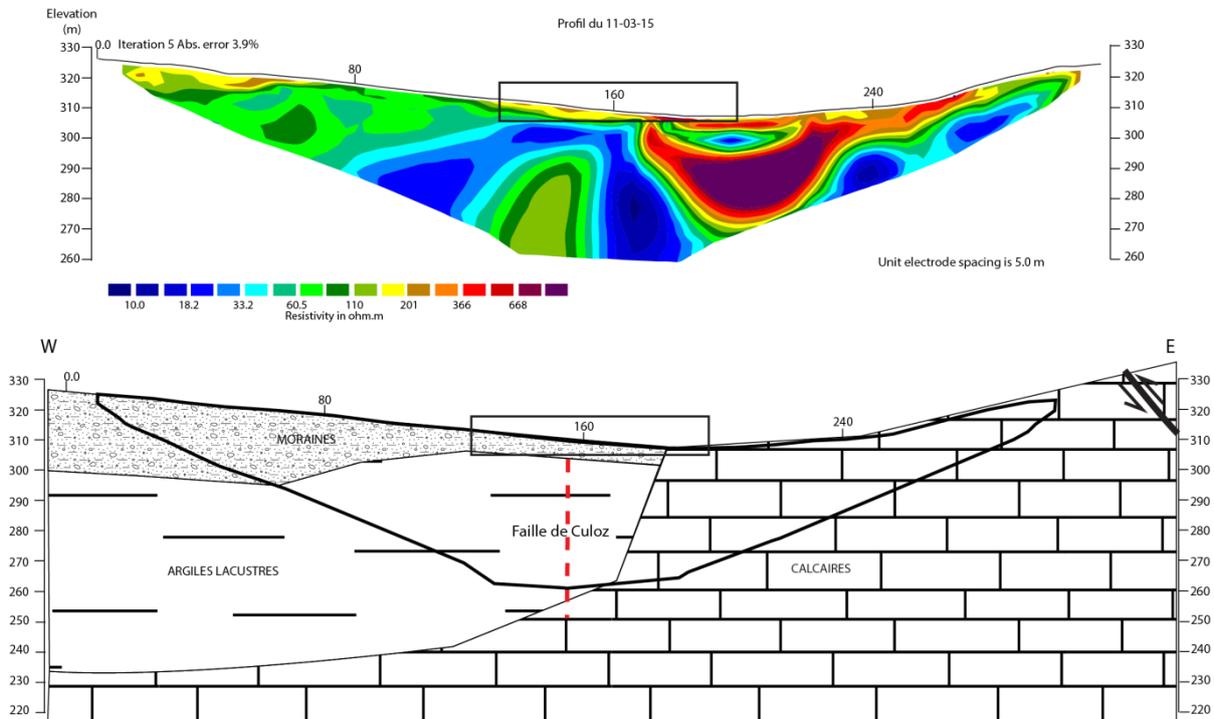


Figure IV-25 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent (Profil P7 sur la Figure IV-23). Le cadre noir représente l'emplacement du profil haute résolution de la Figure IV-26.

Profil 7b:

Le profil 7b de haute résolution a été réalisé au centre du profil 7a, avec un espacement inter électrodes d'1 mètre. Une étude de sol a été réalisée par SIGALES dans ce champ de vigne 100 mètres au Nord-Ouest de notre profil. Cette étude résumée dans le Tableau XVI, donne une indication sur la nature des sédiments retrouvés sur le profil de haute résolution. En effet le sondage permet de corréler les résultats de l'étude de terrain avec ceux de l'étude géophysique jusqu'à une profondeur de 210 cm (le profil géophysique atteint 250 cm).

L'échelle de résistivité de ce profil diffère des précédents car elle n'était pas adaptée à l'analyse des contrastes potentiels affectant les sédiments les plus superficiels, dont la gamme de résistivité est significativement plus étroite que celle observée pour les profils plus profonds.

Le profil de haute résolution, permet de faire la différence entre les moraines et la terre végétale. Sur ce profil, deux contrastes de résistivités sont visibles qui pourraient être interprétés comme la signature électrique de failles. Il n'est pas possible de préciser si ces contrastes atteignent ou non la surface, mais les 40 premiers centimètres ont été remaniés par les labours. Les deux branches atteindraient donc potentiellement les sédiments les plus récents non remaniés, indiquant une activité tectonique le long de la faille de Culoz au niveau de la péninsule de Brison Saint Innocent. De tels résultats, obtenus en fin de thèse, devront être confirmés par une étude géophysique complémentaire (profils GPR notamment) et pourraient possiblement conduire à la réalisation d'une tranchée paléosismologique.

Profondeur (cm)	Horizons
0 - 30	Brun très sombre (assez riche en matière organique 2.8 %), sable limoneux argileux, non calcaire, peu de cailloux (galets de quartz, lisses).
30 - 60	Brun sombre, même texture, un peu plus de cailloux (20 - 30 %, émoussés de moraine).
60 - 120	Brun, un peu plus argileux au toucher, (moins de matière organique limoneuse); plus de cailloux (20 à 40 % très arrondis).
120 - 150	Toujours brun, presque plus de cailloux, sable argilo-limoneux (localement verdâtre avec le grain des sables molassiques).
150 - 180	Niveau plus argileux et plus rougeâtre, toujours pas calcaire, 15 - 30 % de petits galets poreux.
180 - 210	Limono-argileux, plus gris clair, avec des passées beiges jaunes, un peu calcaire (influence de marne probable), mélangé à 20 - 30 % de cailloux arrondis, cristallins.

Tableau XVI: Étude de sol réalisée par SIGALES à Brison Saint Innocent.

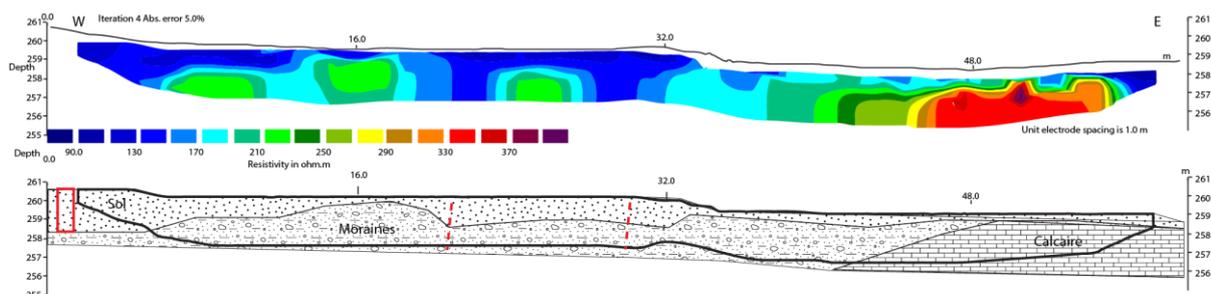


Figure IV-26 : Profil électrique réalisé en roll-along à Brison Saint Innocent, il est situé au centre du profil de la Figure IV-25, le rectangle rouge situé à l'extrémité W de l'interprétation représente le Tableau XVI.

Profil 8

Ce profil (Figure IV-27) a été réalisé 800 mètres plus au Sud que le profil 7a. Le profil 8 présente le même dispositif que les profils 6 et 7a. Ce profil a été réalisé pour les trois quarts dans une vigne (pour la partie ouest, 0 à 100 mètres environ). Vers 100 mètres ce profil est proche d'une maison, il est ensuite implanté dans un champ. La dernière électrode est située à 1 mètre environ du calcaire affleurant.

Ce profil présente :

-Une poche de résistivité très basse interprétée comme correspondant à une canalisation d'adduction d'eau alimentant la maison. Les réseaux ont été vus sur le terrain.

-En profondeur, des résistivités de 600 ohm.m sont présentes. Elles sont interprétées comme du calcaire. La profondeur du calcaire varie entre les différents profils. L'altitude n'est pas la même entre les différents profils, ici l'altitude est plus élevée que sur le profil 7. De plus, ce profil est plus proche du calcaire, à l'Est que les profils 6 ou 7.

-Au-dessus une couche de résistivité autour de 100 ohm.m est visible. Celle-ci est interprétée comme les argiles Eemiennes, la résistivité est plus élevée que sur les autres profils. Une diminution de la présence d'eau est probable du fait que le profil se situe plus haut en altitude.

-A la surface, une couche de résistivité autour de 200 ohm.m est présente. Elle est interprétée comme étant la signature de la moraine reconnue dans le champ de vigne. La moraine a une résistivité plus élevée que sur les autres profils car il y a moins d'eau. Ceci est dû au fait que ce profil se situe plus haut en altitude et que la moraine serait donc mieux drainée.

Dans la partie interprétée comme les calcaires, en profondeur, un contraste est visible, au centre du profil. Ce contraste est plus conducteur que les résistivités l'entourant. En reprenant le modèle montrant une faille de résistivité inférieure à son encaissant (Chapitre II.1.3.2.3), l'inversion est très similaire. Ce contraste est donc considéré comme la signature d'une faille. Ce contraste se poursuit dans les argiles lacustres. Par contre aucun, contraste pertinent n'est visible dans la moraine.

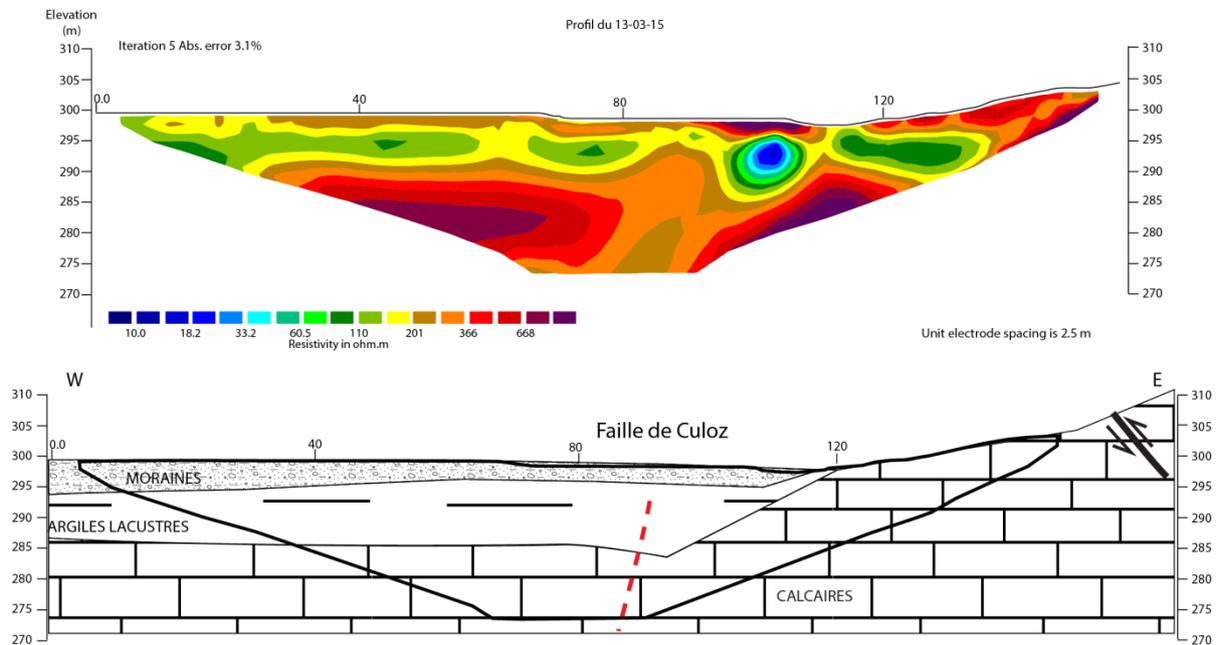


Figure IV-27 : Profil électrique réalisé à Brison Saint Innocent. Profil P8 sur la Figure IV-23.

Conclusion à propos des profils électriques réalisés à Brison Saint Innocent :

La sismique lacustre réalisée dans le lac du Bourget a montré une branche allant vers Brison Saint Innocent. Quatre profils électriques ont donc été réalisés sur la péninsule de Brison Saint Innocent pour imaginer sa continuité à terre. Sur les profils électriques, la faille a pu être reconnue. Grâce au profil 7b (de haute résolution), il a été possible de voir que la faille atteint les sédiments les plus récents. La faille de Culoz se poursuit donc jusqu'à Brison Saint Innocent.

IV.3.2

La faille du Col du Chat

La faille du Col du Chat traverse le mont du Chat, puis le lac du Bourget et se prolonge possiblement de l'autre côté du lac, à la terminaison de l'anticlinal de Tresserve (Figure IV-28). Un profil électrique a donc été réalisé pour tenter de localiser la faille en rive Est du lac. Le protocole utilisé pour ce profil électrique est une configuration dipôle-dipôle, avec 96 électrodes espacées de 5 mètres. Les configurations dipôle-pôle et pôle-pôle n'ont pu être réalisés, il n'a pas été possible placé d'électrode à l'infini.

Ce profil a été réalisé sur la plage des Mottets, l'extrémité Est se situe à proximité de la route départementale D1201 (Figure IV-28).



Figure IV-28 : Carte du profil électrique réalisé en février 2014. (fond Scan 25® de l'IGN)

Ce profil présente :

-Des valeurs de résistivité comprises entre 10 et 50 ohm.m sont interprétées comme les alluvions lacustres argileuses, en profondeur.

-Des valeurs de résistivités de 300 ohm.m au NE du profil, en profondeur. Elles sont associées à la molasse, constituant l'anticlinal de Tresserve. Cette interprétation est justifiée par le fait que la molasse affleure environs 300 m à l'Est du profil, au niveau du retombé occidental de l'anticlinal de Tresserve.

-En surface, des valeurs de résistivités comprises entre 60 et 100 ohm.m. Celles-ci sont considérées comme étant le remblai mis en place lors de l'installation de la plage des Mottets.

Sur ce profil, aucun élément permettant d'identifier la signature géophysique du passage de la faille du Col du Chat n'est visible. À cela quatre explications sont possibles : (1) la résolution de ce profil (ici de l'ordre de 5 mètres) n'est pas assez élevée pour pouvoir identifier la faille ; (2) la faille n'est pas présente à cet endroit ce qui signifierait qu'elle pourrait être présente plus au Nord ou qu'elle se terminerait dans le remplissage lac du Bourget et son substratum, (3) la faille se situe au contact molasse / quaternaire ; ou enfin (4) la faille affectant des sédiments argilo-silteux gorgés d'eau n'est pas associée à un contraste de résistivité significatif .

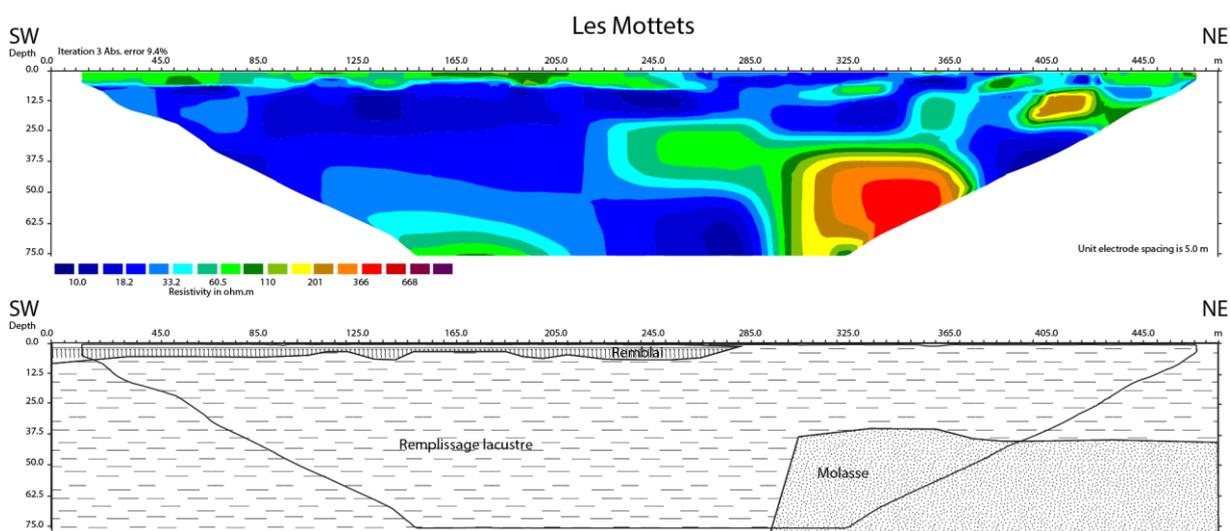


Figure IV-29 : Profil électrique (n°9) réalisé aux Mottets en configuration dipôle-dipôle. Localisation sur la Figure IV-28.

IV.4 Quantification de la micro sismicité des failles du lac du Bourget

Dans cette partie, la microsismicité de la région du lac du Bourget est étudiée dans le but de caractériser l'activité sismique et de localiser les failles actives de cette région.

Le réseau SISMALP présente différentes stations sismiques dans la région mais celles-ci sont trop éloignées des failles de Culoz et du Col du Chat pour pouvoir enregistrer les séismes de très faible magnitude s'y rapportant. En effet la magnitude de complétude du réseau SISMALP calculée pour le lac du Bourget est égale à 1. C'est-à-dire que le réseau ne peut pas détecter tous les séismes dont la magnitude est inférieure à cette magnitude. Afin de mieux comprendre la structure de ces failles, un petit réseau sismique temporaire a été déployé, constitué de 6 stations implantées dans une zone de 20 km de rayon environ autour du nord du lac du Bourget (Figure IV-30). Elles ont enregistrées en continu les mouvements sismiques de décembre 2013 à juin 2014. La magnitude de complétude calculée pour ce réseau est de 0.25.

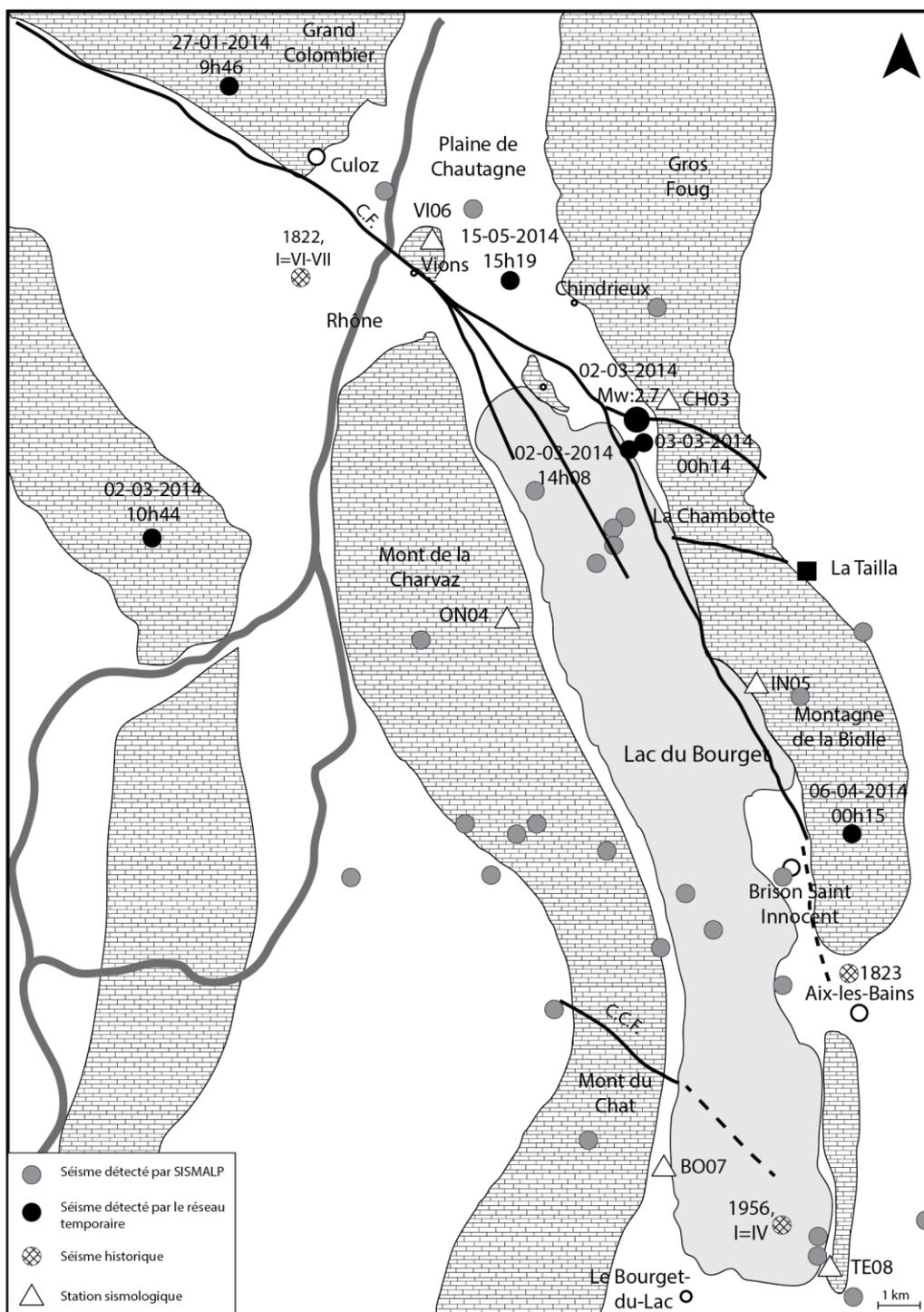


Figure IV-30 : Carte du Lac du Bourget avec les séismes détectés par les stations sismologiques temporaires et SISMALP ainsi que les séismes historiques. Le carré noir représente le forage de La Tailla (Figure IV-33). C.F. : Faille de Culoz ; C.C.F. : Faille du Col du Chat.

La micro sismicité détectée par le réseau SISMALP est synthétisée dans le Tableau XVII. Ce tableau montre que peu de séismes ont lieu autour du lac du Bourget. Les magnitudes de ces séismes sont très faibles, il n'y a pas de magnitudes supérieures à 3 sur la période d'observation (précise laquelle). La majorité des séismes ont une profondeur supérieure à 4 km. Les erreurs verticales et horizontales ne sont pas connues.

Date	Heure	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	Magnitude (MI)
05/01/1993	19h26	N 45°46.890'	E 005°51.250'	8	1.45
17/07/1993	13h18	N 45°40.710'	E 005°50.760'	4	1.4
11/08/1993	3h19	N 45°39.740'	E 005°53.970'	13	0.22
22/10/1994	18h58	N 45°46.540'	E 005°50.850'	7	1.58
27/10/1994	14h20	N 45°46.660'	E 005°51.130'	9	1.61
04/02/1995	8h12	N 45°43.120'	E 005°52.140'	11	0.09
14/03/1995	10h49	N 45°46.760'	E 005°51.100'	7	1.35
03/11/1995	10h49	N 45°39.180'	E 005°54.540'	7	0.5
03/10/1996	21h52	N 45°47.170'	E 005°49.920'	10	0.95
09/07/1997	23h54	N 45°45.760'	E 005°54.770'	12	0.11
03/03/1998	13h52	N 45°45.080'	E 005°53.760'	9	2.31
01/04/2000	3h4	N 45°39.520'	E 005°53.980'	9	1.08
14/07/2001	5h23	N 45°42.810'	E 005°52.510'	6	1.09
11/08/2001	19h12	N 45°42.620'	E 005°51.800'	6	1.02
27/02/2005	16h54	N 45°43.750'	E 005°49.030'	15	1.1
02/03/2005	2h59	N 45°43.500'	E 005°51.030'	14	1.42
02/03/2005	15h53	N 45°43.720'	E 005°49.820'	17	1.55
04/03/2005	4h57	N 45°43.300'	E 005°49.380'	9	1.03
19/09/2005	14h24	N 45°43.310'	E 005°53.510'	13	1.27
24/03/2006	12h56	N 45°50.450'	E 005°47.650'	17	1.19
09/04/2007	19h33	N 45°45.650'	E 005°48.350'	16	1.25
14/04/2010	13h50	N 45°41.900'	E 005°50.340'	16	1.79
08/09/2014	20h08	N 45° 42.074'	E 005°53.046'	5 à 10	1.8

Tableau XVII: Séismes enregistrés par SISMALP autour du Lac du Bourget. Les profondeurs en kilomètres sont comptées à partir du niveau de la mer. L'incertitude horizontale moyenne est de 1.14km (écart type : 1.58 km), l'incertitude verticale moyenne est de 2.09 km (1.85 km), communication orale B. Potin.

Au cours des 6 mois d'acquisition du réseau temporaire, 7 séismes locaux ont été détectés (Figure IV-30, Tableau XVIII). Les localisations des séismes ainsi que le calcul de la profondeur ont été réalisées par Bertrand Potin et Bernard Valette. Le calcul de la magnitude a été réalisé grâce au logiciel de SISMALP Pickev.

Date	Heure	Latitude	Longitude	$\Delta (x,y)$ (en km)	Profondeur en km	$\Delta (z)$ (en km)	Magnitude (MI)
27/01/2014	9h46	N 45°51.51'	E 005°45.72'	0.8	12	0.6	0.07
02/03/2014	10h44	N 45°46.97'	E 005°44.19'	1.2	3.5	8.7	-0.33
02/03/2014	13h19	N 45°47.97'	E 005°51.37'	0.6	6.9	0.8	2.7
02/03/2014	14h08	N 45°47.73'	E 005°51.51'	0.4	5.5	0.4	-0.07
03/03/2014	00h14	N 45°47.61'	E 005°51.26'	0.7	5.5	0.7	-0.35
06/04/2014	00h15	N 45°43.63'	E 005°54.29'	0.8	4.7	0.6	-0.28
15/05/2014	15h19	N 45°49.48'	E 005°49.63'	1	0.5	1	0.81

Tableau XVIII : Séismes détectés par le réseau temporaire. Les latitudes et longitudes sont en degrés minutes décimales, la profondeur de l'épicentre en kilomètres (par rapport au niveau de la mer), les magnitudes sont des magnitudes locales.

La microsismicité enregistrée par SISMALP montre trois zones de concentration d'épicentres dans la région du Lac du Bourget (Figure IV-30, Tableau XVII) :

- Une première zone est localisée dans le prolongement de la faille de Culoz, dans la partie nord du lac du Bourget.

- La seconde, au centre du lac, ne correspond pas à une structure connue en surface. Compte tenu de la profondeur des événements, supérieure à 4km, elle pourrait être associée à une faille de socle.

- Enfin, la troisième zone correspond à des séismes situés au SE du Lac du Bourget, proches de la station TE08, qui pourraient être associés à la terminaison Sud de la faille du Col du Chat.

Concernant les séismes enregistrés avec les stations temporaires complémentaires :

- Le séisme du 27 janvier 2014 est situé au NE de Culoz à une profondeur de 12 km et est probablement associé à la faille de Culoz, en se basant sur des considérations géométriques.

- Le séisme du 02 mars 2014 à 10h44 est situé à l'Ouest de la montagne du Chat, il a eu lieu peu de temps avant le séisme principal. Il a une profondeur de 3.5 km, il n'est pas associé à la faille de Culoz compte tenu de sa localisation. La localisation de ce séisme est cependant très mal contrainte, l'erreur horizontale est de 1.2 km et l'erreur verticale est de 8.7 km. En effet très peu de données sont disponibles pour la localisation.

- Un séisme de magnitude 2.7 a été détecté par les 6 stations temporaires, le 2 mars 2014 à 13h19 (Figure IV-31). La profondeur est de l'ordre de 7 km. Le mécanisme au foyer obtenu (par le logiciel SISMALP) est décrochant avec deux plans nodaux orientés N 170° et N 85° (Figure IV-32). Deux répliques de ce séisme ont été détectées (le même jour à 14h08 et le lendemain à 00h14), elles sont toutes les deux localisées très proches du séisme principal à 5.5 km de profondeur. À la vue de la localisation du séisme principal et de ses deux répliques, le plan focal privilégié est le plan ayant une direction N170°. Cette direction est compatible avec une branche de la faille de Culoz se dirigeant vers Brison Saint Innocent. La direction N 85° ne correspond quant à elle à aucune structure géologique connue. La faille de la Chambotte et celle de Cessens ont une direction d'environ N110°, ce qui ne correspond à aucun des deux plans focaux.

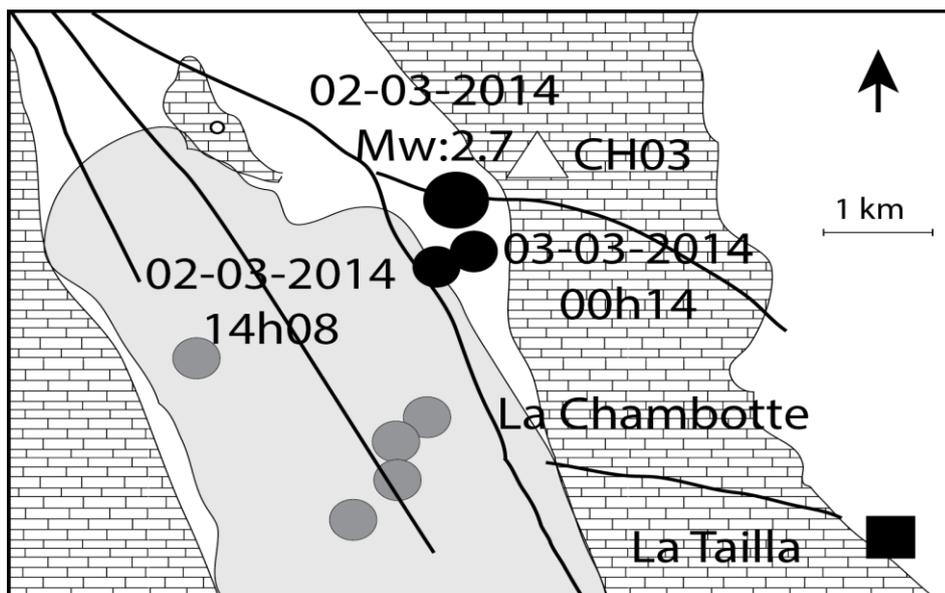


Figure IV-31 : Carte du Nord du Lac du Bourget avec les séismes détectés par les stations sismologiques temporaires, triangles blancs. Les cercles noirs représentent les séismes. Les cercles gris représentent les séismes enregistrés par SISMALP. Le carré noir représente le forage de La Tailla (Figure IV-33).

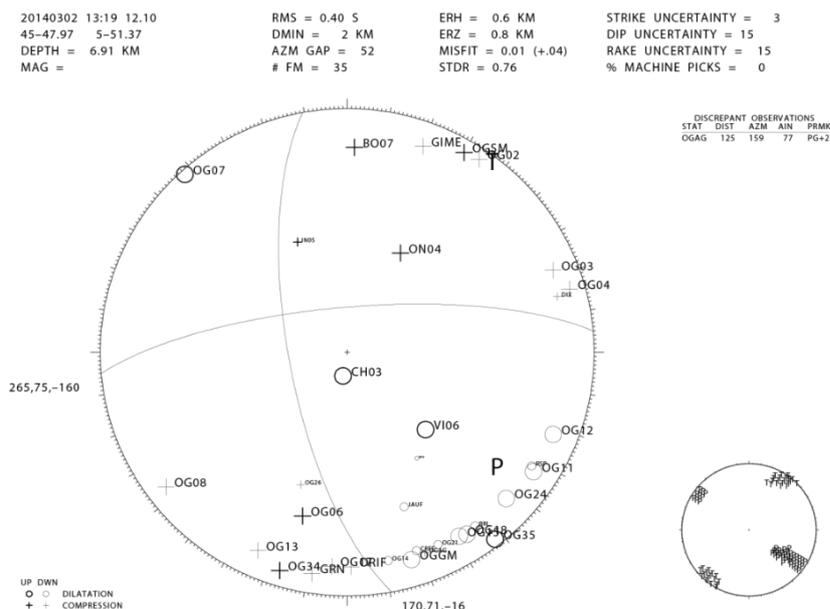


Figure IV-32 : Mécanisme au foyer décrochant du séisme du 2 mars 2014 à 13h19 montrant deux plans focaux à N170° et N85°.

-Le 15 mai 2014, un séisme a été détecté dans la plaine de Chautagne avec une profondeur de 0.7 km. Dans la plaine de la Chautagne, une profondeur de 0.7 km correspond au calcaire (formations mésozoïques) ou à de la moraine. Une hypothèse pour expliquer un tel événement serait d'invoquer une origine hydraulique, induit par une surpression d'eau dans les grès (molasse marine) ou dans des karsts urgoniens. Il n'est toutefois pas possible de conclure sur cet événement, ni d'évoquer un possible lien avec la faille de Culoz ou bien l'activité sismique du mois de mars.

-Le 06 avril 2014 a eu lieu un séisme au Sud de la montagne de la Chambotte à une profondeur de 4.7 km. Ce séisme pourrait, compte tenu de sa position géographique, être associé à la branche Sud de la faille de Culoz, dont l'orientation est voisine de N 160 – 170 ° à cet endroit.

Le forage de LA TAILLA (Figure IV-30, Figure IV-33) situe le niveau de décollement, les évaporites triasiques, à 3525 mètres. Ce niveau est la limite entre la couverture et le socle.

LA TAILLA 1
Réalisé par ESSO REP

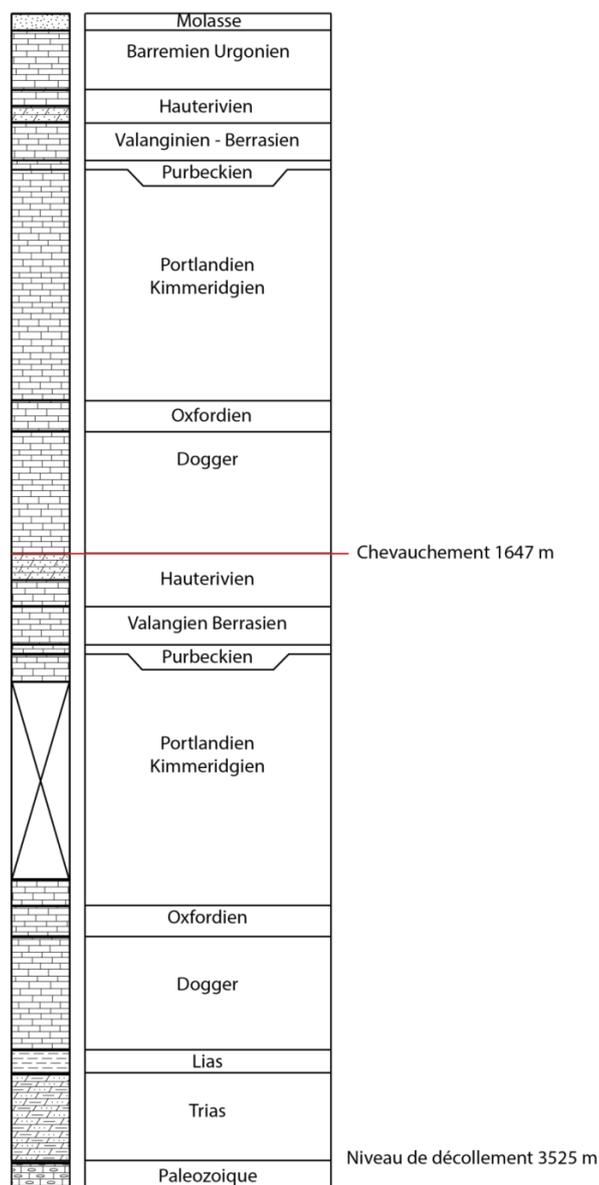


Figure IV-33 : Forage LA TAILLA 1 réalisé par ESSO REP. La localisation est marquée sur la Figure IV-30.

Les séismes détectés par le réseau temporaire et par SISMALP ont une profondeur généralement supérieure à 4 km, c'est-à-dire une profondeur qui les places sous le niveau de décollement des évaporites triasiques. La profondeur du niveau évaporitique est confirmée par le forage pétrolier de la Tailla (Figure IV-33) qui situe ce niveau à environ 3500 mètres de profondeur. Ceci permet de dire qu'une faille de socle ou plusieurs sont sismiquement actives. Si on considère que la faille de Culoz est d'une nature similaire à celle du Vuache, pour laquelle le retraitement de profils sismiques industriels (Chapitre III.5.1) a permis de montrer l'enracinement de la faille dans le socle, alors on peut également émettre l'hypothèse de l'enracinement de la faille de Culoz et la relier à l'activité sismique observée. Une continuité de la faille entre le socle et la couverture est donc mise en avant.

IV.5 Conclusions sur les failles de Culoz et du Col du Chat

IV.5.1 Conclusions sur la faille du Col du Chat

Grâce aux différentes méthodes utilisées, la faille du Col du Chat a pu être imagée dans le remplissage lacustre du lac du Bourget tandis que la tomographie de résistivité électrique n'a pas rendu possible la localisation de la faille au Sud du Lac du Bourget. À cela deux explications, soit le profil électrique ne se situait pas sur le tracé de la faille soit la résolution du profil n'était pas assez précise pour que celle-ci puisse être vue.

Une vitesse de déplacement horizontal a été calculée grâce aux déformations vues sur les profils sismiques lacustres pour l'Holocène. Cette vitesse de déplacement horizontal est de l'ordre 0.6 mm/an, comparable (bien qu'un peu plus faible) avec celle relevée le long de la faille de Culoz.

D'après la carte géologique, la faille du Col du Chat a sa terminaison septentrionale à l'Ouest de la montagne du Chat (Saint Jean de Chevelu). Sa terminaison méridionale serait au Sud de l'anticlinal de Tresserve. La longueur de la faille du Col du Chat serait alors de 7 km. Cette longueur est une longueur de faille minimum. Une hypothèse possible est que la faille du Col du Chat aille jusqu'au front du Jura interne, dans ce cas la faille mesurerait 18 km. Son enracinement en profondeur a été estimé grâce à la profondeur des microséismes. Une profondeur d'enracinement de 16km a été retenue, ce qui suggère que la faille du Col du Chat n'est pas une faille de transfert assurant le transfert du déplacement entre la partie méridionale et la partie septentrionale de l'anticlinal de rampe Chat-Épine mais bien une faille de socle. Il semble dans ce cas peu probable que la longueur de la faille soit de 7 km étant donné la profondeur d'enracinement.

Grâce à la sismique lacustre, un déplacement horizontal cumulé à l'Holocène a pu être calculé sur la faille du Col du Chat. Ce déplacement est de l'ordre de 7.4 mètres.

		Saint Jean de Chevelu	Front du Jura interne
		7 km	18 km
Faille de Couverture	3.5 km	5,4	5,8
Faille de socle	16 km	6,1	6,5

Tableau XIX : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille du col du Chat considérant les différentes géométries considérées.

IV.5.2 Conclusions sur la faille de Culoz

Différentes méthodes ont été utilisées pour étudier la faille de Culoz. La faille de Culoz a pu être imagée dans le Quaternaire grâce à la sismique lacustre où les déformations atteignent les sédiments les plus récents, ainsi que par la tomographie de résistivité électrique. Une activité sismique a par ailleurs pu être mise en évidence par la mise en place d'un réseau temporaire. Un événement significatif a pu y être décelé : le 2 mars 2014, $M_w = 2.7$.

Des vitesses de déplacement ont pu être calculées sur les profils de sismique lacustre. Ces vitesses de déplacements horizontales, moyennées sur l'Holocène atteignent environ 1.3 mm/an. Cette vitesse est forte si l'on considère les données GPS disponibles (Nocquet et al., 2012), mais on peut la supposer instable dans le temps.

L'état de l'art montre deux hypothèses concernant la terminaison septentrionale de la faille de Culoz qui pourrait se poursuivre jusqu'au :

- front du Jura interne (Bergerat, 1978) ;
- front du Grand Colombier (Kerrien et al., 1990).

Durant cette thèse, la terminaison méridionale a été plus précisément étudiée. Il a été montré que la faille de Culoz va au moins jusqu'à Brison Saint Innocent, grâce à la combinaison de la tomographie de résistivité électrique ainsi que la sismique lacustre. Pour le calcul des magnitudes potentielles (Tableau XX ; Tableau XXI), plusieurs terminaisons possibles sont alors prises en compte. Conférant à la faille une longueur comprise entre 16 et 32 km.

Aucune segmentation n'est reconnue le long de cette faille, en partie faute d'affleurement le long de son tracé. Compte tenu du changement d'orientation s'opérant au nord du lac, il est possible d'imaginer un premier segment s'étendant du front du Grand Colombier jusqu'à Cessens ; un deuxième segment s'étendant du Nord du Lac du Bourget jusqu'à Brison Saint Innocent.

Le séisme du 18 février 1822, associé à la faille de Culoz, pourrait avoir eu lieu sur le segment allant du front du Grand Colombier jusqu'à Cessens. Le séisme maximum pouvant avoir lieu sur ce segment est de magnitude de moment de 6.4. La magnitude estimée pour le séisme du 18 février 1822 est de 5.5. Ce séisme n'est donc probablement pas le séisme maximum possible sur ce segment de la faille de Culoz, si l'on considère son enracinement dans le socle (le séisme de 1822 présente un champ macrosismique compatible avec une occurrence sous la zone de décollement).

Grâce à l'analyse de la microsismicité, il a été montré qu'une continuité existe entre une faille de couverture et de socle. Les séismes enregistrés se situent sous le niveau de décollement, avec un mécanisme compatible avec le mouvement attendu sur la faille. Le séisme le plus profond associé à cette faille est à 14 km. Cela implique que la transition fragile/ductile se situe à plus de 14 km. La zone de sismicité est donc au minimum comprise entre 0 et 14 km. Dans le calcul de la magnitude, il a été pris en compte le fait que seule la faille de couverture puisse être activée comme la surface totale (couverture et socle) puisse être activée.

À Brison Saint Innocent, un déplacement vertical de 2,7 m a pu être observé, possiblement indicatif d'un cumul horizontal de l'ordre de 10 mètres, mais sans qu'il n'ait été possible de conclure à l'occurrence d'un ou plusieurs événements. Les données issues de la géophysique lacustre ont également permis de quantifier des déplacements horizontaux d'un ordre de grandeur comparable (de l'ordre de 15m), mais également de noter une possible récurrence d'événements sismiques ayant affecté la surface. Les contraintes sur l'âge de ces déformations sont malheureusement ténues mais l'hypothèse la plus probable est qu'elles aient eu lieu lors de périodes inter et/ou post glaciaires. Une telle observation impliquerait que l'activité sismique le long de la faille de Culoz n'est pas constante dans le temps, et peut être reliée à la dynamique glaciaire régionale.

		Front du Jura interne			
		Front du Jura interne		Grand Crêt d'eau	
		Lac	Cessens	Chambotte	Brison
		23.3 km	25.3 km	27.3 km	32.3 km
Faille de Couverture	3.5 km	5.9	6.0	6.0	6.1
Faille de socle	14 km	6.5	6.6	6.6	6.7

Tableau XX : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille de Culoz considérant les différentes géométries déterminées à partir du front du Jura Interne.

		Grand Colombier			
		Front du Jura interne		Grand Crêt d'eau	
		Lac	Cessens	Chambotte	Brison
		16.0 km	18.0 km	20.0 km	25.0 km
Faille de Couverture	3.5 km	5.8	5.8	5.9	6.0
Faille de socle	14 km	6.4	6.4	6.5	6.6

Tableau XXI : Récapitulatif des magnitudes maximum moyennes calculées pour la faille de Culoz considérant les différentes géométries déterminées à partir du grand Colombier.

Chapitre V. Discussions sur les modalités de la déformation actuelle

Les trois failles étudiées, Vuache, Culoz et Col du Chat sont des failles actives montrant une continuité entre le socle cristallin et la couverture. Ces failles étaient, jusqu'à présent, considérées comme des failles de transfert accommodant le déplacement différentiel de la couverture décollée. De même, le Jura était considéré comme une chaîne de montagne de couverture, formée sans l'implication du socle. Cette hypothèse est donc au moins à nuancer si l'on admet que les failles étudiées s'enracinent et affectent le socle cristallin, comme le suggère ce travail. Le socle est donc impliqué, au moins pour partie, dans la tectonique actuelle du sud du Jura. Une hypothèse pourrait donc être que ces grands accidents décrochants pourraient être considérées comme des failles accommodant un déplacement différentiel se raccordant à un chevauchement crustal actif sous la haute chaîne du Jura comme suggéré par le profil ECORS (Guellec et al., 1990).

Les directions de contraintes horizontales maximales (Becker, 2000 et Figure V-1) suggèrent que seule la partie méridionale du Jura est affectée par cette tectonique actuelle. Cette région limitée au nord par la faille de Pontarlier comprend essentiellement le Jura interne. En effet, le Jura externe présente des directions de contraintes horizontales maximales conformes à celles situées à l'ouest du front du Jura. Ces données suggèrent donc une déformation hors séquence affectant le Jura interne, déformation compatible avec l'existence d'un chevauchement crustal sous le Jura réutilisant probablement pour partie une faille normale bordière d'un bassin carbonifère.

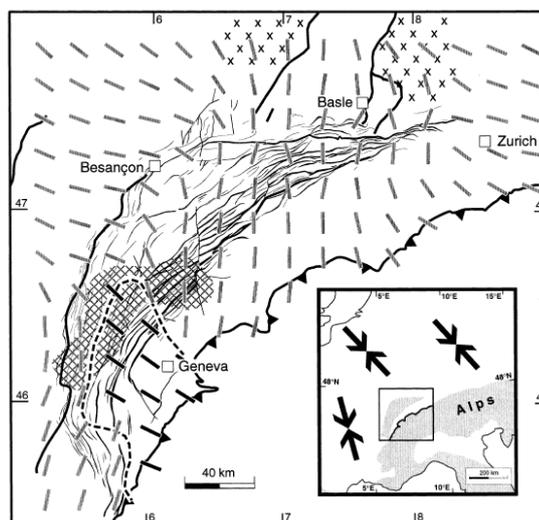


Figure V-1 : Orientation horizontale maximale interpolée des contraintes à partir de données proche de la surface dans la région du Jura (Becker, 2000). De plus, est marqué la province du Sud-Est avec une ligne en tiret. La région hachurée marque la zone avec un maximum de magnitudes de plus de 6 MPa de stress dans le sud des montagnes du Jura. Les grandes flèches dans l'esquisse indiquent la direction générale de la contrainte horizontale maximale en Europe centrale. La zone délimitée dans l'esquisse marque le Jura.

La faille de Belledonne plus au Sud présente des contraintes horizontales σ_h ayant une direction semblable au reste du Jura. Ces directions correspondent à celles prédites par le pôle de rotation de la plaque Adria. Cette rotation implique par ailleurs un décrochement dextre entre la marge européenne stable et la plaque Adria. Ce décrochement peut être accommodé au niveau du chevauchement Pennique frontal mais il est également compatible avec le fonctionnement de la faille de Belledonne (Figure V-2). La rotation n'implique en revanche pas de décrochements senestres aux limites. On peut donc penser que les failles de Pontarlier, du Vuache, de Culoz et du Col du Chat ont un moteur différent.

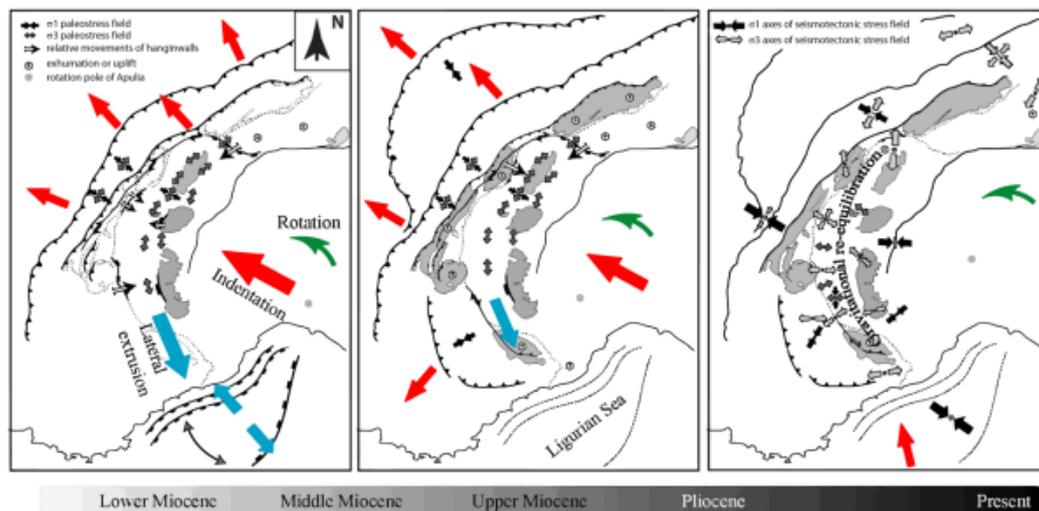


Figure V-2 : Évolution de la plaque Adria entre le Miocène et l'actuel (Delacou 2004).

Pour que les failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat puissent jouer en décrochement senestre, il faut une contrainte horizontale maximale orienté globalement E-W. En théorie ceci peut être du, soit à une extension N-S, soit à un raccourcissement E-W dans l'avant pays alpin et le Jura. Le moteur de la première hypothèse est énigmatique. Le moteur qui prédit le plus simplement du raccourcissement en domaine externe semble être celui de « l'effondrement / déflexuration » de Vernant et al. (2013) (Figure V-3). Dans ce modèle, la partie axiale de la chaîne subit un soulèvement. En fonction de la distance par rapport à la zone axiale, la déflexuration aurait une influence plus ou moins forte. Ainsi, le Jura méridional serait alors fortement influencé car plus proche de la chaîne, que le nord du Jura, séparé des Alpes par le bassin molassique.

Vernant et al. (2013) proposent que le soulèvement des Alpes internes soit lié à la fonte des glaces würmiennes et à l'érosion. Nocquet et (in prep.) suggèrent en plus un soulèvement non négligeable associé à une rupture du slab.

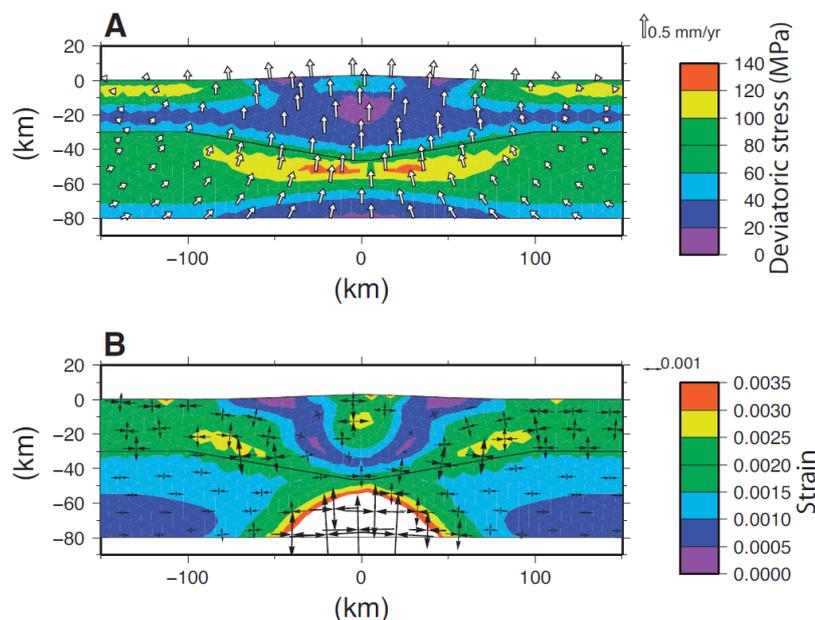


Figure V-3 : Champ de vitesse induit par la déflexion (A) et tenseurs de déformation prédits (B) d'après Vernant et al. (2013). Les résultats sont présentés pour un modèle de références (taux d'érosion à 0.75mm/an et taux de convergence à 0.5mm/an après 2 Ma (équilibre)). On note que ce modèle prédit un raccourcissement dans la partie externe des Alpes, et une extension dans les zones internes.

En résumé, le moteur de la déformation actuelle de l'ensemble Jura méridional + zone externes semble être double : 1) la rotation antihoraire de la microplaque Adria par rapport à l'Eurasie s'exprimerait le long de la faille de Belledonne par un décrochement dextre orienté NNE-SSO, tandis que 2) la déflexion de la chaîne consécutive aux transferts de masse associés aux déglaciations (transferts de la masse représentée par les glaciers et évacuations des produits de l'érosion de la chaîne vers l'extérieur de celle-ci) s'exprimerait par le raccourcissement crustal actuel du Jura.

L'influence de la déflexion diminuerait au cours du temps, au fur et à mesure que les transferts de masses deviennent moins importants. L'évolution temporelle de la déflexion et de ses effets est probablement contrôlée par la viscosité mantellique. Ce moteur expliquerait la décroissance depuis la déglaciation de la fréquence des séismes enregistrés par les sédiments lacustres comme montrée par la carotte du Lac d'Annecy. Cette carotte a permis de mettre en évidence l'abondance des perturbations durant les premiers 5000 ans après la déglaciation et la genèse du lac, mais aussi leur synchronisme avec les taux de sédimentation les plus élevés.

Dans cette logique, la vitesse de glissement le long des failles devrait diminuer au cours du temps et donc l'aléa sismique associé, devrait aussi diminuer. En revanche, malgré l'acquisition intensive de nouvelles données inédites durant cette thèse, nous ne pouvons suggérer cette variation de taux de glissement au cours du temps sur les failles étudiées qu'à partir des vitesses anormalement élevées déduites de nos observations.

Chapitre VI. Conclusions générales et perspectives

L'objectif de ce travail de thèse était d'évaluer l'activité quaternaire des failles du Jura méridional. L'étude des failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat a été possible grâce à une combinaison de différentes approches et méthodes : investigations sur le terrain (analyse structurale et observation des déformations des dépôts quaternaires), tomographie de résistivité électrique, sismique lacustre, sismologie et interprétation de profils sismiques industriels.

La faille du Vuache

La faille du Vuache était la structure la mieux connue au départ de cette étude du fait des nombreux travaux antérieurs menés en particulier à la suite du séisme d'Epagny en 1996. Une projection cartographique des séismes de la région d'Annecy permet de remarquer que la faille du Vuache est segmentée. Une zone au Nord présente des séismes historiques, une zone au centre est sans séismes historiques ou instrumentaux et une zone au Sud montre de nombreux séismes historiques et instrumentaux (principalement des répliques du séisme du 15 juillet 1996). De nombreux profils électriques ont été réalisés par l'IRSN et durant ce travail de thèse pour reconnaître la localisation précise de la faille. Ces profils électriques permettent de localiser la faille dans les sédiments quaternaires dans sa partie méridionale. Par contre, dans sa partie nord les profils électriques ne permettent pas d'identifier clairement de déformations dans les sédiments quaternaires.

La sismique lacustre haute résolution réalisée pour imager le remplissage du lac d'Annecy a permis de localiser plusieurs segments de faille actifs interprétés comme étant l'extrémité méridionale de la faille. La faille du Vuache s'étend donc au moins de Léaz (au Nord de la montagne du Vuache, au bord du Rhône) au lac d'Annecy. Selon les différents auteurs, la terminaison septentrionale pourrait se situer au front du Jura interne, ou encore s'amortir sur le chevauchement du Grand Crêt d'Eau. Sa terminaison méridionale se situe probablement dans le lac d'Annecy puisque la faille s'amortit avant la faille de l'Arcalod qu'elle ne décale pas. La longueur de la faille est donc comprise entre 44 et 58 km. Pour estimer l'aléa sismique associé à une faille active il est crucial de connaître son extension en profondeur. À cette fin, des profils sismiques industriels ont été réinterprétés durant ce travail. Ceux-ci montrent une continuité entre la faille de socle et la faille de couverture. Le séisme le plus profond pouvant être associé à cette faille est à 21 km de profondeur. On peut donc supposer que la limite fragile/ductile se situe au-delà de cette profondeur.

La faille de Culoz

Les différentes investigations (profils électriques réalisés le long de la faille de Culoz permettent de connaître la localisation de cette faille. Celle-ci s'étend de Culoz, au Nord-Est, se poursuit dans la plaine de la Chautagne, où elle se divise en plusieurs branches. Une branche de direction N130 va vers la montagne de la Chambotte à l'Est de laquelle aucune activité quaternaire n'a été décelée. Une autre branche de direction N165 se poursuit dans le lac du Bourget au moins jusqu'à Brison Saint Innocent. Pour imager le remplissage du lac du Bourget et les déformations enregistrées par les sédiments quaternaires, nous avons acquis des profils sismiques haute-résolution. Dans les sédiments lacustres au nord du Lac du Bourget, la faille de Culoz présente une structure en fleur en profondeur. Dans les sédiments superficiels, nous avons pu mettre en évidence des fractures de type Riedel. Les résultats de sismique lacustre donnent donc deux informations principales sur cette faille : (1) sa géométrie et celle des déformations affectant les dépôts les plus récents ; (2) son activité tectonique quaternaire est probablement récurrente. D'après l'état de l'art, la terminaison

septentrionale de la faille de Culoz se situe soit au front du Jura interne, soit sur le chevauchement du Grand Colombier. La terminaison méridionale se situe au moins à Brison Saint Innocent. La longueur de la faille peut être estimée entre 16 et 32 km. D'après les résultats de la microsismicité ainsi que le catalogue SISMALP autour du lac du Bourget, nous pouvons affirmer que la faille de Culoz est une faille de socle, puisque les séismes enregistrés se sont produits à plus de 4 km de profondeur, en dessous du niveau de décollement. Sa profondeur minimale est estimée grâce à la sismicité en prenant le séisme le plus profond associé à la faille, il est de 14 km. Par conséquent, la limite fragile/ductile est au moins à 14 km. Il serait intéressant d'approfondir les investigations commencées à Brison Saint Innocent où un affleurement permet l'observation d'une faille affectant les sédiments déposés lors de l'interglaciaire Riss-Würm. En revanche, le profil électrique haute-résolution ne permet pas de déterminer si la faille affecte les sédiments quaternaires les plus récents. Nous pourrions réaliser des profils GPR qui permettraient d'imager des réflecteurs décalés par la faille. Si les premiers mètres sont affectés par la faille, il serait indispensable de réaliser une tranchée paléosismologique.

La faille du Col du Chat

La faille du Col du Chat est moins bien connue que les deux autres. Grâce à la sismique haute résolution réalisée dans le lac nous avons pu l'imager. Le gaz présent dans la partie Sud-Est du lac ne permet pas suivre la faille jusqu'à la coté Est du Lac. Également, le profil électrique réalisé au SE du lac (Mottets) n'a pas permis de mettre en évidence la faille. Malgré cela, sa terminaison méridionale est probablement à rechercher au sud de l'anticlinal de Tresserve. La forte anthropisation de ce secteur ne nous a pas permis de poursuivre plus avant les investigations. La faille du Col du Chat a, comme la faille de Culoz, une structure en fleur visible sur les profils sismiques réalisés dans le lac. Une seule zone de déformation a été imagée à la surface des sédiments lacustres, mais elle nous permet de confirmer son activité actuelle. Elle est considérée comme étant dans la même dynamique que les failles de Culoz et du Vuache. En effet, le séisme le plus profond pouvant être attribué à cette faille est à 16 km. De ce fait, on peut penser qu'elle s'enracine également dans le socle cristallin. La terminaison septentrionale de la faille du Col du Chat est probablement à rechercher soit au niveau du chevauchement de l'anticlinal du Mont du Chat, soit tout comme pour Culoz et le Vuache au niveau du front du Jura interne. La longueur reconnue de la faille du Col du Chat est de 7 km. En considérant la limite fragile/ductile à au moins 16 km de profondeur, on pourrait s'attendre à reconnaître la faille du Col du Chat sur une plus grande distance. La terminaison méridionale de la faille du Col du Chat est mal contrainte, des investigations au Sud du Lac du Bourget sont indispensables. Toutefois, dans l'état actuel, la zone susceptible de rompre est donc située entre 0 et 16 km de profondeur sur une largeur minimale de 7 km.

Conséquences sur les hypothèses de formation du Jura :

Les trois failles étudiées, Vuache, Culoz et Col du Chat sont des failles montrant une continuité géométrique entre le socle cristallin et la couverture. Les interprétations discutées précédemment suggèrent que la déformation actuelle est essentiellement liée au jeu d'un chevauchement de socle sous le jura interne comme proposé par le profil ECORS. La déformation la plus récente du Jura est donc une déformation hors séquence. Ce chevauchement crustal serait alors potentiellement la principale source de séismes de la région. Pour mieux connaître, ces failles et cet éventuel chevauchement crustal, la réalisation de sismique à l'échelle industrielle serait indispensable. Actuellement, des profils sismiques existent au travers de la haute chaîne du Jura mais leur qualité et/ou mode d'acquisition ne permettent pas d'imager correctement au-delà de 3 km de profondeur.

Compte tenu des données disponibles dans la littérature, les décrochements étudiés présentent probablement des vitesses de glissement actuelles de l'ordre du dixième de millimètre par an (d'un ordre de grandeur inférieur aux vitesses relevées lors de nos travaux). Aux vues des contraintes in situ du Jura méridional, le moteur de la déformation de ces failles ne peut pas être expliqué par la seule rotation de la plaque Adria par rapport à l'Eurasie. Il faut donc, à côté de cette rotation, imaginer un moteur de déformation lié à la chaîne elle-même. Ce moteur pourrait être la déflexion de la plaque suite aux transferts de masse consécutifs à la déglaciation et à la rupture du slab.

RÉFÉRENCES

- Al-Chalabi, M., 1974, An analysis of stacking rms, average, and interval velocities over a horizontally layered ground. *Geophys. Prosp.*, 22, 458-475.
- Allen P.A., Homewood, P. and Williams, G .D. (1986). *Foreland basins: an introduction*. Spec. Publ. Ass. Sedim., 8:3_12.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N.C. and Fisher, D. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 p.
- Anderson, H. and Jackson, J. (1987). Active Tectonics of the Adriatic Region. *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 91, 3 : 937_983, doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01675.x
- Auzias, V. (1991). Etude de la déformation récente sur la bordure ouest du Massif de la Chartreuse. Mémoire de DEA, Univ. Montpellier II, 21 p.
- Bachmann, G.H., Dohr, G. and Müller, M. (1982). Exploration in a classic thrust belt and its foreland : Bavarian Alps, Germany. *A.A.P.G. Bull.*, 66, 12:2529_2542
- Baer, M., Deichmann, N. Fäh, D., Kradofler, U., Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Scheler, T., Sellami, S. and Smit, P. (1997). Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1996. *Eclogae Geol Helv.*, 90:557_567.
- Baize S., Cushing E. M., Lemeille F., Granier T., Grellet B., Carbon D., Combes P. and Hibsich C. (2002). Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mém. h.s. Soc. Géol. Fr.*, 175, 142 pages, 1 pl. H. T.
- Baize, S., Lemeille, F., Revil, A., Bolève, A. (2006). Compte-rendu de mission « Néotectonique de la faille du Vuache » Semaine du 18 au 21 septembre 2006. Campagne de mesures de résistivimétrie, contrat de collaboration de recherche IRSN/CEREGE n°3
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G. and Schwenninger, J.-L (2011). Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 4 :347_365.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., (1996). Enhanced seismicity in the early post-glacial period; evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22 (1/2):155-171.
- Beck, C., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Berthier, F., Lallier, S. and Manalt, F. (2001). The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys. *Journal of Paleolimnology* 25: 149_161.
- Beck, C. (2009). Late-Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews*, 96, 327_344.

- Becker, A. (2000). The Jura Mountains —an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 321:381_406.
- Becker, A. and Paladini, S. (1992). Intra-plate stresses in Europe and plate-driving mechanisms. *Annales Tectonicae*, 6: 173_192.
- Beckers, A., Hubert-Ferrair, A., Beck, C., Bodeux, S., Tripsanas, E., Sakellariou, D., de Batist, M. (2015). Active faulting at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, from high-resolution seismic data. *Marine Geology*, 360 : 55_69, doi : 10.1016/j.margeo.2014.12.003
- Bellahsen, N., F. Mouthereau, A. Boutoux, M. Bellanger, O. Lacombe, L. Jolivet, and Y. Rolland (2014), Collision kinematics in the western external Alps, *Tectonics*, 33, 1055–1088, doi:10.1002/2013TC003453.
- Benedetti – Crouzet, E. (1972). Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 227p.
- Bergerat, F. (1978). Un lineament du Jura meridional : L'accident de Cerdon-Culoz (Bugey). *Annales du Centre Universitaire de Savoie*, Tome III, Sciences naturelles, 59_70.
- Billiet, A. (1851). Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en Savoie. *Mémoire de l'Académie Royale De Savoie*, T1, Série 2.
- Blanc, E. (1991). Evolution sédimentaire syntectonique au front d'une chaîne de collision en environnement littoral. Le cas du Miocène de la région de Chambéry, Savoie, France, unpublished Master's memoir (D .E.A.), Université de Savoie, 33 pp.
- Blondel, T., Charollais, J., Sambeth, U. and Pavanoni, F. (1988). La faille du Vuache (Jura méridional) : un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. Vaud. SC. Nat. Lausanne*, 79, 2 :65_91.
- Bordon, J., Charollais, J., Mastrangelo, B., Metzger, J., Patry, S. et Werbli, R. (2009). Le Vuache, montagne insolite. 70p.
- Brauer, A. & Casanova, J. (2001). Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *Journal of paleolimnology*, 25, 2: 163_177.
- Bravard, J.-P. (1987). La Chautagne : dynamique de l'environnement d'un pays Savoyard. Institut des études rhodaniennes des Universités de Lyon.
- Burg, J.P. (1986), Strike-slip and oblique-slip tectonics.
- Burkhard, M. and Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: *Cenozoic foreland basins of Western Europe*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 143:279_298.
- Buxtorf, A. 1907. Zur Tektonik des Kettenjura. *Ber. Vers, oberrh. geol. Vers.* 30/40, 79-111.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001, *Geology*, 30, 7: 651_654.
- Campy, M. (1982). Le quaternaire franc-comtois : Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse d'Etat, Univ. De Franche-Comté.
- Campy, M. (1992). Paleogeographical relationships between alpine and Jura glaciers during the two last

Pleistocene glaciations. *Palaeogeogr., Palaeo-climatol., Palaeoecol.*, 93:1_12.

- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A. et al., 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bull. Soc. géol. France*, 2015, t. 186, no 1, pp. 3-19, doi:10.2113/gssgfbull.186.1.3. Denieul M., Sèbe O., Cara M. et Cansi Y., 2015: Mw Estimation from Crustal Coda Waves Recorded on Analog Seismograms, *BSSA*, Vol. 105, No 2A, doi:10.1785/0120140226.
- Castagna, J.P. and Backus, M.M., (1993). AVO analysis-tutorial and review, in Castagna, J. and Backus, M.M., eds, *Offset-dependent reflectivity* Theory and practice of AVO analysis: *Soc. Expl. Geophys.*, 3-37.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M., and Paillet, A. (1996). Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire*, 1, 2-3:155_168.
- Chapron, E. (1999). Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. PhD thesis, Université de Grenoble, France.
- Charollais, J., Clavel, B., Amato, E., Escher, A., Busnardo, R., Steinhausser, N., Mascotay, O. and Donze, P. (1983). Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. Sc. Nat.*, 76, 3 :217_256.
- Charollais J., Ruchet, C., Ginet, C., Müller, C., Lombard, J.P., Dondey, D. and Rosset, J. (1986). Carte Géologique de France au 1:50 000. Feuille d'Annecy-Bonneville, Ed. B.R.G.M.
- Chauve, P., Enay, R., Fluck, P. and Sittler, C. (1980). L'est de la France (Vosges, Fossé Rhéna, Bresse, Jura). In : 26^e Congrès Géologie International, Paris, *Ann. Sci. Univ. Besançon Géol.*, 4, 1 :3_80.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., Gratier, J.P. (2002) Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21, 4, doi: 10.1029/2001TC901016
- Courboulex, F., S. K. Singh, and J. Pacheco (1999), Rupture sous l'altiplano, *La recherche*, 324, 28-30
- Coutterand, S (2010). Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. *Geography*. Université de Savoie, 2010. French.
- Crouzet C., Ribot M. et de La Taille C. (2015) : Regards sur les déformations des dépôts para et proglaciaires de l'avant pays savoyard (Vallée des Petites Usses – Haute Savoie). 15e congrès français de sédimentologie, Chambéry.
- Dahlin, T. (1993). On the Automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. PhD thesis, Univ. Lund.
- Dahlin & Zhou (2004), A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, *Geophysical prospecting*, 52 (5) : 379–398, DOI: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Debelmas et Cl. Kerckhove (1980). Les Alpes franco-italiennes, *Géologie alpine*, Grenoble, t. 56.
- De Beaulieu, J.L. and Montjuvent, G. (1985). Données actuelles sur la formation interglaciaire de Pompillon (Pléistocène moyen), Val de Lans en Vercors (Isère, France) In: *Bulletin de*

- l'Association française pour l'étude du quaternaire, 22, 2-3 : 75_83.
- Deichmann, N. (1992). Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, 85, 3:701_705.
- Deichmann, N. and Garcia Fernandez, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocenter locations of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International*, 110, 3:501_517
- Deichmann, N. & Baer, M. 1990: Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine foreland of Switzerland. In: *The European Geotraverse: Integrative Studies*. (Ed. by R. Freeman, P. Giese and St. Mueller). European Science Foundation, Strasbourg, France, 277-288.
- Delacou, B. (2004). Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique. Thèse de doctorat. Université de Neuchâtel et Université de Nice Sophia-Antipolis
- de La Taille, C., Jouanne, F., Crouzet, C., Beck, C., Jomard, H., de Rycker, K., & Van Daele, M. (2015). Impact of active faulting on the Post LGM infill of Le Bourget Lake (western Alps, France). *Tectonophysics*.
- Delaunay, A., & Rampnoux, J. P. (1981). Les déformations du front des massifs des Bornes et des Bauges; analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (2), 203-212.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M., and Menard, G. (1994). Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine Foreland). In: Mascle, A. (Ed.), *Exploration and Petroleum Geology in France*. Eur. Assoc. Pet. Geol. Spec. Publ, 4:269_280.
- Dix, C.H., (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20, 68_86.
- Donzeau, M., R. Wernli, J. Charollais, G. Montjuvent (1997). Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille 653, St-Julien-en-Genevois Carte géologique spéciale de la Suisse. 124, St-Julien-en-Genevois
- Donzeau, M., Wernli, R., Charollais, J. (1998). Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional : le relais de failles transpressif sénestre Léaz-Champfromier (Ain). *Géologie de la France*, n°2, 25_45
- Doudoux B., Barfety J.-C., Carfantan J.-C., Tardy M., Nicoud G. (1992) Carte géologique de la France au 1:50 000. Feuille d'Annecy-Ugine. Ed. B.R.G.M.
- Dufumier, H. (2002). Synthesis of magnitude and focal mechanism computations for the M = 4.5 earthquakes in France for the period 1995-2000. – *J. Seismol.*, 6:163_181.
- Dumont T., Champagnac J.-D., Crouzet C. and Rochat (2008) : Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps) : the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. Geosci.* 101 Supplement 1, S89-S110
- Edwards, L.S., 1977, A modified pseudosection for resistivity and IP: *Geophysics*, v. 42, no. 5, p. 1020-1036.
- Enay R. & Donze P. (1972). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 677 : Seyssel. – Orléans, BRGM. – Notice explicative 16 p., feuille couleur par ENAY R. & DONZE P.

(1972).

- Finckh, P., Kelts, K., and Lambert, A. (1984). Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95:1118_1128.
- Fourneau, J.C. (1976). Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie Alpine*, 52 :31_72.
- Fréchet, J., Thouvenot, F., Jenatton, L., Hoang-Trong, P., Frogneux, M. (1996). Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323:517_524.
- Ganne, J., Bertrand, J.M., Fudral, S., (2004). Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps). *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 13: 1219_1226, doi: 10.1016/j.crte.2004.06.006
- Gharafi, A. (1995). Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. Thèse de doctorat, Univ. Paris XI, 337p.
- Gidon, M. (1961). Deux cas d'accidents tectoniques dans des formations quaternaires récentes des Alpes françaises (Isère et Haute Savoie). Extrait des travaux Labo. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 37 : 89_91.
- Gidon, P. (1957). Les causes du tremblement de terre d'Aix-les-Bains. *Revue de Savoie*.
- Gidon, P., Perrier, R., Doudoux, B. (1963). Carte géologique de la France (725), Chambéry au 1/50 000.
- Gidon, P., Enay, R., Caillon, Doudoux (1970). Carte géologique de la feuille Rumilly au 1/50 000, 1ere ed.
- Gidon M. (1974). - L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *C.R.Acad.Sc. Paris*, t.278, p. 21-24.
- Goguel, J. (1943). Dislocations dans le Quaternaire près de Bellegarde (Ain). *Bull. Soc. Géol. De France*, S 5, t. XIII.
- Grellet, B., Combes, Ph., Granier, Th., Philip, H. (1993). Sismotectonique de la France métropolitaine, *Mém. H.S. Soc. Géol. Fr.* 164 (1): 76.
- Gremmen, W.H. and Hannss, Ch. (1994). Une nouvelle analyse pollinique de la banquette du Tremblay et son rapport avec le Pléistocène supérieur du Val du Bourget (Savoie). *Géologie Alpine*, 70, 29_45.
- Gubler, E., Kahle, H.G., Klingele, E., Mueller, S., Olivier, R., (1981). Recent Crustal Movements in Switzerland and their Geophysical Interpretation. *Tectonophysics*, 71, 1-4: 125_152, doi: 10.1016/0040-1951(81)90054-8
- Gubler E., S. Arca, J. Kakkuri, and K. Zippelt, Recent crustal movements, in *Atlas of Compiled Data—A Continent Revealed—The European Geotraverse*, edited by R. Freeman and S. Mueller, pp. 20 – 25, Cambridge Univ. Press, New York, 1992.
- Gudmundsson, G.H., (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm alpine deglaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87, 2: 545_557.

- Guellec, S., Tardy, M., Roure, F. and Mugnier, J.-L., (1989). New interpretation of the Bornes massif (western French Alps) - constraint with deep geophysical and geological data, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Mécanique, physique, chimie, astronomie* (1251-8069), 309 (9) :913_920.
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. and Roure, F. (1990). Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross sections. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds). *Deep structure of the Alps*. 1:165_184. *Mém. Soc. Géol. Suisse*, Zurich.
- Guiot, J., Pons, A., De Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1989). A 140 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338:309_313.
- Helmstetter, A. and S. Garambois (2010). Seismic monitoring of Séchilienne Rockslide (French Alps) : analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.*, 115, F03016, doi:10.1029/2009JF001532
- Homewood, P. (1986). Geodynamics and paleogeography of the western Molasse basin: a review. *Giornale di Geologia*, ser. 3a 48: 275_284.
- Homewood, P., Rigassi, D. and Weidmann, M. (1989). Le bassin molassique Suisse. In : *Assoc. Sédim. Française* (Ed.). *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, 299_314, Technip, Paris.
- Ivy-Ochs, S., Schafer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., Schluchter, C., (2004). Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 1: 47_55, doi: 10.1007/s00015-004-1110-0
- Jenny, J-P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Giguët Covex, C., Mélo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E., Perga, E. (2014). A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps). *Journal of Paleolimnology*, 51 (4):469_483.
- Jouanne, F. (1994). *Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques*. Thèse de doctorat. *Mém. Sci. Terre, Univ. De Savoie*.
- Jouanne, F., Ménard, G. and Jault, D. (1994). Present-day vertical deformation of the French northwestern Alps/Southern Jura Mountains: comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.*, 119:151_165.
- Jouanne, F., Ménard, G., and Darmendrail, X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains' Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14(3): 606_616.
- Jouanne, F., Genaudeau, N., Ménard, G., Darmendrail, X. (1998). Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics*, 296 :403_419
- Kahle, H.-G. Geiger, A. Bürki, B. Gubler, E. Marti, U. Wirth, B. Rotbacher, M. Gurtner, G. Beutler, G. Bauersima, I. Pfiffner, A.O., (1997). Recent crustal movements, geoid and density distribution: contribution from integrated satellite and terrestrial measurements, in: O.A. Pfiffner, P. Lehner, P.Z. Heitzman, S. Mueller, A. Steck (Eds.), *Deep Structure of the Swiss Alps — Results from NRP 20*, Birkhäuser, Basel, 1997, pp. 251–259.

- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. & Giardini, D. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland, *J. Geophys. Res.*, 109(B1), doi: 10.1029/2003JB002550B01402.
- Kelly, M.A., Kubik, P.W., Von Blanckenburg, F., Schluchter, C., (2004). Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide Be-10. *Journal of Quaternary Science*, 19, 5: 431_441, doi: 10.1002/jqs.854
- Kerrien Y., Juventin G., Lorenchet de Montjamont M., Montjuvent G., Gaillard C. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Belley (700). — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Kerrien Y., Montjuvent G. et Combiér J., Gaillard C, Girel J., Laurent R., Lorenchet de Montjamont M. (1990), 73 p.
- Kühni, A. 1993. Strukturgeologische Untersuchung in der Chasseral-Kette südlich von Corgémont/Sonceboz (BE). Diplomarbeit. Unpublished. Universität Bern.
- Lacombe, O. and Mouthereau, F. (2002). Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21, 4:1030
- Laubscher, H. (1961). Die fernschubhypothese der jurafaltung. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 54:222_282.
- Laubscher, H.P. (1986). The eastern Jura: Relations between thin skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rdsch.*, 75: 535_553.
- Laubscher, H.P. (1992). Jura kinematics and the Molasse basin. *Eclogae geol. Helv.*, 85: 653_676.
- Laurens, A. (1823). Notice sur le tremblement de terre du 19 février 1822, par M. Biot. *Annuaire statistique et historique du département du Doubs pour l'année 1823*.
- Levret, A., Cushing, M. & Peyridieu, G., 1996. Recherche des Caractéristiques de Séismes Historiques en France. Atlas de 140 Cartes Macrosismiques (2 vols), p. 399, Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire.
- Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108, B8, doi: 10.1029/2002JB002016
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Loke, M.H., 1997, Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2D and 3D surveys: Unpublished short training course lecture notes, University Sains Malaysia, Penang, Malaysia.
- Loke, M. and Barker, R. (1996) . Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44:131–152.
- Loke, M. (2001). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Madritsch, H., Schmid, S.M. and Fabbri, O., 2008. Interactions between thin and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold and-thrust-belt (eastern France). *Tectonics*, 27, TC5005, doi: 10.1029/2008TC002282.

- Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.M., Preusser, F., Schmid S.M., Ziegler, P.A. (2010). Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 99 (Suppl 1):S103–S122, doi: 10.1007/s00531-009-0468-7
- Manalt, F. (1998). Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales, le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie). Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- Marchant, R.H. and Stampfli, G.M., (1997). Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics*, 269, 3-4: 217-235, doi: 10.1016/S0040-1951(96)00170-9
- Masclé, G., Herail, H., Delcaillau, B. (1987). Paramètres contrôlant la géométrie des bassins d'avant chaîne dans les chaînes alpines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38: 19_33.
- Matter, A. et al. (1980). Flysch and Molasse of central and western Switzerland. In : Trümpy, R. (Editor), *Geology of Switzerland, a Guide Book*. Exc. 126A, 26th Int. Geol. Congress, Paris, Schweiz. Geol. Komm., 261_293.
- Ménard, G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision les Alpes occidentales et centrales, Thèses d'Etat, Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Moernaut, J., and De Batist, M. (2011). Frontal emplacement and mobility of sublacustrine landslides: Results from morphometric and seismostratigraphic analysis. *Marine Geology*, 285 : 29_45
- Moine, S. (1997). Modélisation géométrique et cinématique d'une surface de faille : exemple du miroir de la Balme de Sillingy (Haute Savoie). DEA Université de Grenoble I.
- Montjuvent, G. and Nicoud, G. (1987). Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. *Documents du CERLAT*, 1:213_231.
- Montjuvent, G. and Nicoud, G. (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexions. *Bull. A.F.E.Q.*, 3:147_156.
- Montjuvent, G. & Uselle, J.P. (1973). Interprétation des « argiles » d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A. 1969. *Bull. A.F.E.Q.*, 35: 103_128.
- Mörner, N. A. (1990). Glacial isostasy and long-term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and asthenospheric processes and properties. *Tectonophysics*, 176(1), 13-24.
- Mosar J (1999) Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet Sci Lett* 173:143–155.
- Mosar J. and Borel G. (1992) Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland). *Ann. Tectonicae* 6, 115-133.
- Moscariello, A., Pugin, A., Wildi, W., Beck, C., Chapron, E., De Batist, M., Girardclos, S., Ochs, S.I., Rachoud-Schneider, A., Signer, C. & Van Clauwenberghe, T.V. (1998). Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France): *Eclogae geol. Helv.* 91, 185-201.
- Mugnier J. L., S. Guellec, G. Ménard, F. Roure, M. Tardy, and P. Vialon (1990) A crustal scale balanced cross section through the external Alps deduced from the ECORS profile, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 156, 203 – 216

- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics* 275, 199–219.
- Nguyen, F.H. (2005). Near-surface Geophysical Imaging and Detection of slow active faults. PhD Thesis, Univ. of Liège, 359 p.
- Nicoud, G. (1985). Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull A.F.E.Q.*, 2, 3:151_157.
- Nicoud, G., Montjuvent, G., and Maillet-Guy, G. (1987). Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre. *Géol. Alp., Mém.*, 13:457_468.
- Nocquet, J.M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., Van der Beek, P. and the Renag team (in prep.). Present-day uplift of the western.
- Nocquet, J.M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579 : 220_242, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Nomade, J. (2005). Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire : Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques. Université Joseph Fourier, Thèse de doctorat.
- Ohm, G. S. (1827). Die galvanische Kette, mathematisch Bearbeitet. T.H. Riemann (ED.) Berlin
- Paolacci, S. (2012). Seismic facies and structural configuration of the Western Alpine Molasse Basin and its substratum (France and Switzerland). Université de Genève, Thèse de doctorat.
- Pavoni, N., H.R. Maurer, P. Roth, and N. Deichmann (1997). Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps., in Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps., edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, pp. 241- 250, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin.
- Persaud, M. and Pfiffner, O.A., (2004). Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385, 1-4: 59_84, doi: 10.1016/j.tecto.2004.04.020
- Pfiffner, O.A., Erard, P.-F. & Stäubli, M. 1997. Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (line E4-E6, W1, W7- W10). In: Pfiffner, A.O., Lehner, P., Heitzmann, P., Müller, S. & Steck, A. (eds.). Deep structure of the Swiss Alps, results of NRP 20. Chapter 8, 64-72. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Philippe, Y. (1995). Rampes latérales et zone de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. PhD thesis, Université de Savoie, France.
- Potin, B., Valette, B., Thouvenot, F., Monteiller, V. (in prep). Local earthquake tomography of the Western Alps (Lithosphere) from 35,000 events.
- Qobarni, E., Kurz, W., Bianchi, I., Bokelmann, G. (2015). Correlated crustal and mantle deformation in the Tauern Window, Eastern Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108 (1) : 159_171, doi : 10.17738/ajes.2015.0010
- Reilly, W. & Gubler, E. (1990). Crustal strain in Switzerland 1878-1970. *Geophys. J. Int.*,

103:251_256.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M. et al. (2013). Intcal13 And Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, 55 (4) : 1869_1887.

Reinecker, J, Tingay, M, Muller, B, Heidbach, O. (2010). Present-day stress orientation in the Molasse Basin. *Tectonophysics*, 482, 1-4: 129_138 Special Issue, doi: 10.1016/j.tecto.2009.07.021

Revil, J. (1911). Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie, Thèse, Grenoble, t.1, 629 p.; t.2, 304 p..

Reynolds, J. (1997). *An Introduction To Applied And Environmental Geophysics*. J. Wiley & Sons, New York, NY.

Ribot, M. (2015). La tectonique active et glacio-tectonique de l'avant pays Savoyard. Rapport de Stage, Université Savoie Mont Blanc.

Riedel, W., 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie Abh. B*, 354–368.

Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Nicollet, C., (2000). Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta*, 13, 2-3: 133_148, doi: 10.1016/S0985-3111(00)00111-X

Rothé, E. (1941). *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg III*.

Rothé, E. (1967). *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg VIII*.

Rothé, J-P and Stahl, P (1939). Les Tremblements De Terre En France En 1935 (Suite) Et En 1936. *Annales 1936, Inst.Physique Du Globe De Strasbourg, T 1, Seismologie*

Rothé, J-P (1983). La Séismicité de la France entre 1971 et 1977. *Annales 1983, Inst.Physique du Globe de Strasbourg*

Ruchat, C., Ginet, C., Charollais, J. (1986). Carte géologique au 1/50 000, feuille 678 Annecy Bonneville.

Rüttner, E. (1995). Earthquake Hazard Evaluation for Switzerland. *Géophysique*, No 29, Swiss Seismological Service (SED)

Sambeth, U; Pavoni, N (1988). A Seismotectonic Investigation in the Geneva Basin, Southern Jura Mountains. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81 (2) : 433_440.

Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., & Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: a review . *Soil and Tillage Research*, 83(2), 173-193.

Schaer, J.P. & Jeanrichard, F. (1974). Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes Suisses. *Eclogae geol. Helv.*, 67, 1:101_119.

Schlunegger, F and Mosar, J. (2011). The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 100:1147–1162, doi: 10.1007/s00531-010-0607-1

Schmid, S.M. and Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on

- deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 1: 62_85, doi: 10.1029/1999TC900057
- Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sigales (2012). Etude de terroir – Vignoble de Savoie – Profil de Sol. N° profil : BRIS – 10.
- Signer C. & Gorin G. E. (1995). – New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, es derived from reflection seismic data. – *Eclogae geol. Helv.*, 88, 235-265.
- Sommaruga, A. 1997. Geology of the central Jura and the Molasse basin: New insights into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mémoire de la société neuchâteloise des sciences naturelles*, t XII.
- Spakman, W., and R. Wortel, (2004). A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in: *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Edited by: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler P., p. 31-52
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G., (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 1-2: 159_204, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00142-5
- Sue C., F. Thouvenot, J. Fréchet, and P. Tricart (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *J. Geophys. Res.*, 104(B11), 25,611 – 25,622t
- Suzuki, K., . Toda, S., Kusunoki, K., Fujimitsu, Y., Mogi, T. and . Jomori, A. (2000). Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick Quaternary. *Engineering Geology*, 56:29–45.
- Tardy, M., Bertrand, J.M., Deville, E., Fudral, S., Ganne, J., Jouanne, F., Paillet, A., Philippe, Y. (2004). Coupe crustale des Alpes occidentales Franco-italiennes. *Transect Ile Crémieu – Torino. GeoFrance 3D*.
- Tesauro M., Hollenstein C., Egli R., Geiger A. ET Kahle H.G. (2005) – Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, 94, p. 525-537.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiget, R. and Jenatton, L. (1990). SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1:1_10.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A., and Hatzfeld, D. (1998). The ml 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache fault. *Geophys. J. Int.*, 135:876_892.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.F. (2003). The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155, 1: 174_192, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x
- Truffert, C., Cazes, M., Burg, J.P., Bayer, R., Damotte, B. and Rey, D. (1990). Structures profondes sous le Jura et la Bresse : contraintes sismiques et gravimétriques le long du profil ECORS Bresse-Jura. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R., eds., *Deep structure of the Alps. Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 156 ; *Mém.Soc.géol. Suisse, Zürich*, 1, Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, 1:157_164.

- Trümpy, R. (1980). *Geology of Switzerland – a guide book. Part A : An outline of the geology of Switzerland. Part B : Geological excursions.* Wepf, Basel, New York, 334p.
- Ustaszewski, K. and Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben -Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.*, 100, 293–312.
- Van Daele, M., Van Welden, A., Moernaut, J., Beck, C., Audemard, F., Sanchez, J., Jouanne, F., Carillo, E., Malavé, G., Lemus, A., De Batist, M. (2011). Reconstruction of Late-Quaternary sea- and lake-level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigraphy : The Gulf of Cariaco, NE Venezuela. *Marine Geology*, 279:37_51
- Van Rensbergen, P., Manalt, F., De Batist, M. and Beck, C. (1995). Seismic expression of glacial and post-glacial sedimentation in Annecy Lake, northwestern Alps. *Int. Assoc. Sed. 16th Reg. Meet.*, p. 148.
- Van Rensbergen, 1996. Seismic stratigraphic study of the Glacial and lacustrine infill of Lake Annecy and Le Bourget. Phd Thesis, Université de Gent, Belgique.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. and Manalt, F. (1998). High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117:71_96.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., and Chapron, E. (1999). High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacigenic lake: Lake Le Bourget, northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology*, 128:99_129.
- Vann, I. R., Graha, R. H. and Hayward, A. B; (1986). The structure of mountains fronts, *J. Struct. Geol.*, 8: 215_227.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013, Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*. 41, 467_470. Doi: 10.1130/G33942.1.
- Vernet, J.P., Horn, R., Badoux, H. and Scolari, G. (1974). Etude structural du Léman par sismique réflexion continue. *Eclogae geol. Helv.*, 67, 3:515_529.
- Vialon, P., Rochette, P., and Ménard, G., 1989, Indentation and rotation in the western Alpine arc, in *Alpine Tectonics*, edited by M.P. Coward, D. Dietrich, and R.G. Park, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v.45, p.329-338.
- Villani, F., Puci, S., Civico, R., De Martini, P.M., Nicolosi, I., D’Ajello Caracciolo, F., Carluccio, R., Di Giulio, G., Vassallo, M., Smedile, A. Pantosti, D. (2015). Imaging the structural style of an active normal fault through multidisciplinary geophysical investigation : a case study from the Mw 6.1, 2009 L’Aquila earthquake region (central Italy). *Geophys. J. Int.* 200, 1676–1691 doi: 10.1093/gji/ggu462
- Vogt, J. and Godefroy, P. (1979). Le tremblement de terre du 19 février 1822 (Bugey-Savoie). *Eléments de discussion.* Technical report, BRGM.
- Von Blanckenburg, F. and Davies, J.H., (1995). Slab Breakoff - A Model for syncollisional Magmatism and Tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 1: 120_131, doi: 10.1029/94TC02051
- Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P. and Nocquet, J.-M. (2006). Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 245:365_372.

- Wegmann, E. 1963. Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. In: Livre Mém. Prof. P. Fallot (Ed. by Soc. Géol France). Mém. Hors Série 1, 99-104., Paris.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4): 974_1002.
- Wildi, W. and Huggenberger, P. (1993). Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines : éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol. Helv.*, 86:47_64
- Wilhem, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., Rolland, Y., Revel, M., Courboulex, F., Arnaud, F., Anselmetti, F.S. (soumis). Quantified sensitivity of lakes to recors historic earthquakes : Implications for paleoseismology. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*.
- Willett, S. D. and Schlunegger, F. (2010). The last phase of deposition in the Swiss molasse basin: from foredeep to negative-alpha basin. *Basin Research*, 22:623_639.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B. and Roggs, A. (1997). Duration and structure of the past four interglaciations. *Quat. Res.*, 48: 141_154.