



HAL
open science

Etude en site naturel des phénomènes physiques associés au cycle sismique : l'expérience de Sur-Frêtes

Michaël Trique

► **To cite this version:**

Michaël Trique. Etude en site naturel des phénomènes physiques associés au cycle sismique : l'expérience de Sur-Frêtes. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1999. Français. NNT : . tel-00722248

HAL Id: tel-00722248

<https://theses.hal.science/tel-00722248>

Submitted on 1 Aug 2012

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

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

TS 99/GRE1/0275/D

384

double



UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
SCIENCES ET GÉOGRAPHIE

THÈSE

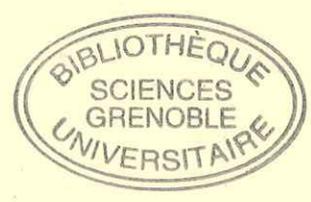
présentée par

Michaël TRIQUE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier

Spécialité : Géophysique



**ETUDE EN SITE NATUREL DES PHENOMENES
PHYSIQUES ASSOCIES AU CYCLE SISMIQUE:
L'EXPERIENCE DE SUR-FRETES**

Laboratoire d'accueil:

LABORATOIRE DE DÉTECTION ET GÉOPHYSIQUE
COMMISSARIAT À L'ENERGIE ATOMIQUE

Soutenue le 22 décembre 1999 à l'Institut de Physique du Globe de Paris
devant le jury composé de :

J. L. Le Mouël	président	Physicien à l'IPG, Paris
Y. Gueguen	rapporteur	Professeur à l'ENS, Paris
P. Bernard	rapporteur	Physicien à l'IPG, Paris
J. P. Toutain	examineur	Physicien à l'Observatoire de Toulouse
J. R. Grasso	examineur	Physicien à l'Observatoire de Grenoble
F. Perrier	co-directeur de thèse	Ingénieur CEA, Bruyères-Le-Châtel
M. Dietrich	directeur de thèse	chercheur CNRS, Grenoble

TS 99/GRÉ1/0275
Douzlet

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
SCIENCES ET GÉOGRAPHIE

THÈSE

présentée par

Michaël TRIQUE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier

Spécialité : Géophysique

**ETUDE EN SITE NATUREL DES PHENOMENES
PHYSIQUES ASSOCIES AU CYCLE SISMIQUE:
L'EXPERIENCE DE SUR-FRETES**

Laboratoire d'accueil:
LABORATOIRE DE DÉTECTION ET GÉOPHYSIQUE
COMMISSARIAT À L'ENERGIE ATOMIQUE



Soutenue le 22 décembre 1999 à l'Institut de Physique du Globe de Paris
devant le jury composé de :

J. L. Le Mouél	président	Physicien à l'IPG, Paris
Y. Gueguen	rapporteur	Professeur à l'ENS, Paris
P. Bernard	rapporteur	Physicien à l'IPG, Paris
J. P. Toutain	examineur	Physicien à l'Observatoire de Toulouse
J. R. Grasso	examineur	Physicien à l'Observatoire de Grenoble
F. Perrier	co-directeur de thèse	Ingénieur CEA, Bruyères-Le-Châtel
M. Dietrich	directeur de thèse	chercheur CNRS, Grenoble

10219628

RÉSUMÉ

Des anomalies géophysiques ont été observées avant des tremblements de terre. Ces signaux précurseurs ne sont pas systématiques et en général leur relation avec la sismicité ne peut pas être confirmée. Afin d'étudier si une relation existe entre ces signaux géophysiques et les contraintes tectoniques au cours du cycle sismique, nous allons étudier le comportement géophysique d'un milieu naturel en réponse à des sollicitations mécaniques. Le site choisi est le site de Sur-Frêtes en Savoie au voisinage des lacs artificiels de Roselend et La Gittaz. Les variations annuelles de niveau des lacs de plus de 50 m d'amplitude constituent le moteur de déformation cyclique sur le milieu. La réponse géophysique du site est étudiée principalement en termes de potentiel électrique, d'émanation de gaz radon, de niveau de puits et de déformation.

Des variations de potentiel électrique ont été associées aux variations de niveau des lacs, avec un coefficient de couplage compris entre 0.6 et 4.2 mV/m d'eau. Nous montrons qu'elles sont produites par un mécanisme d'électrofiltration compatible avec les mesures en laboratoire réalisées sur des échantillons du site. Cette observation démontre que le phénomène d'électrofiltration est actif à l'échelle naturelle.

De plus, cette expérience a mis en évidence des variations transitoires de potentiel électrique de l'ordre de 20 mV associées à des pics d'émanation de gaz radon d'amplitude 5 à 40 fois supérieure au bruit de fond. Ces événements, dont la durée est comprise entre 1 et 10 semaines, sont corrélés à des déformations transitoires mesurées par inclinométrie, qui interviennent lors d'augmentation du taux de chargement du milieu. Des mesures en puits réalisées en fin d'expérience lors de la vidange décennale du lac de Roselend montrent que ces événements sont aussi associés à des surpressions de fluide de l'ordre de 1 bar. Les fluides jouent donc un rôle déterminant dans la génération des potentiels électriques et des pics de gaz radon. Nous proposons que ces signaux sont liés aux surpressions de fluide qui produisent localement une augmentation de la connectivité du milieu entraînant des circulations de fluide transitoires. Ces observations montrent la sensibilité des propriétés de transport de la roche aux variations du taux de déformation.

Nous discutons sur la base de ces mécanismes la possibilité d'observer des précurseurs dans le cas du chevauchement actif Himalayen. Nos résultats suggèrent qu'une variation présismique du taux de déformation de la croûte pourrait produire des signaux géophysiques mesurables à l'aplomb de l'extrémité de la zone sismogénique bloquée.

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont en tout premier lieu à Frédéric Perrier qui a encadré mon travail de thèse et m'a offert de travailler sur un sujet passionnant. J'ai apprécié particulièrement en lui son approche de physicien du domaine de la géophysique, sa passion pour la science et son intégrité. J'ai eu un plaisir immense à travailler à ces côtés.

Je remercie tout particulièrement Jean-Philippe Avouac pour m'avoir accueilli au Laboratoire de Détection et Géophysique, et surtout pour son enthousiasme scientifique ainsi que les discussions denses et passionnantes qui ont permis à tout moment que «la science avance».

Je remercie également Michel Dietrich d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse et de s'être montré toujours très encourageant sur mon travail.

Je remercie Thierry Froidefond et Pierre Lalance pour leur immense participation à l'expérience de Sur-Frêtes tant sur le terrain qu'en laboratoire. Leur travail, trop rarement cité, est exemplaire. Merci à Pierre pour avoir su déridier et rendre agréable des missions sous la neige, la pluie, ou sur le lac en plein vent.

Je remercie Patrick Richon et Jean-Christophe Sabroux pour leur travail concernant tout le volet radon de l'expérience (instrumentation permanente, mesures temporaires de radon dans l'air et dans l'eau). Les nombreuses discussions entretenues m'ont permis de comprendre la physique du gaz radon et de réaliser son intérêt potentiel.

Un grand merci s'envole pour l'équipe de géochimistes de Jean Aupiais et Eric Pili qui ont accompli un travail considérable tant lors des prélèvements d'eau sur le terrain que lors des nombreuses analyses réalisées.

Je remercie Jean-Paul Santoire, Denis Lubin et Michel Dandine pour leur aide et leur soutien dans l'analyse de la microsismicité à Sur-Frêtes. Je remercie vivement Gérard Guille pour ses conseils passionnés de géologue et également pour avoir accepté de relire mon manuscrit de thèse.

Je remercie Pierre Morat pour ses sages conseils et pour son insatiable curiosité de chercheur.

Je remercie Mr J. L. Le Mouël d'avoir accepté de présider le jury de ma thèse. Je remercie Yves Gueguen d'avoir accepté de rapporter sur mon manuscrit de thèse quelque peu volumineux et pour ses remarques constructives. Je remercie Jean-Robert Grasso d'avoir été examinateur de ma thèse. Je remercie également Jean-Paul Toutain non seulement pour avoir examiné ma thèse, mais aussi pour son enthousiasme, sa curiosité scientifique et son accueil chaleureux qu'il m'a prodigué lors de ma visite à Toulouse.

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont accueilli lors de séminaires en France: Guy Marquis, Pierre Gavrilenko, Jeff Ritz et Marc Daignières, André Revil,

Françoise Courboux et Christophe Marron, Maurice Aubert, Jean-Robert Grasso et Jean Vandemelebrouck.

Je tiens encore à remercier les membres de l'équipe informatique du Laboratoire de Détection et Géophysique, qui se sont montrés toujours aussi efficaces que rapides.

Je remercie également pour leur accueil chaleureux et leur soutien Sylvie Bottard, Antoine Schlupp, Marc Nicolas, Rémi Michel, Jean-Pierre Massot, Bernard Massinon, Jacqueline LeCorre et Christine Bazin, Christine Eckert, Corrine Carreaux, Françoise Bourgogne, Mme François et Mme Charlot.

Je remercie tout spécialement Rodolphe Cattin et Thierry Heritier pour leur amitié.

Merci aussi à Chloé, l'hydrogéologue en herbe du Beaufortain. Merci à Fifi et Sylvie pour leur accueil si chaleureux lors de nos séjours dans le Beaufortain.

Je remercie la SNCF pour avoir rapproché Paris à 3h de Grenoble.

Je remercie LaTeX de savoir résister à l'envahissant et buggé «Winchiottes».

Je remercie enfin tous mes amis, grâce à qui la vie continue bien heureusement hors de la thèse : Alexis, Bruno, les deux Hervé, Benoît, Gaël, Guigui, Sébi, Aline et Steeve, François, Raphi, Nathalie et Régis, Caroline et Olivier, Cécilia et Joël, Fabienne, David, Christophe, Vincent et Sébastien.

Merci à mes parents et ma belle famille pour leur soutien sans faille et leurs encouragements.

Je dédie ce travail à Jeanne-Sophie, qui m'a donné amour et force pour mener à bien cette thèse.

AVANT-PROPOS

L'expérience géophysique de Sur-Frêtes qui fait le coeur de ce travail est avant tout un travail d'équipe qui a fait intervenir de nombreuses personnes. L'expérience de Sur-Frêtes a été lancée en 1995 par F. Perrier, J. P. Avouac et Y. Caristan du Laboratoire de Détection et Géophysique du CEA, en collaboration avec P. Richon et J. C. Sabroux de l'Institut de Protection et Sécurité Nucléaire, dans le cadre d'un programme sur la prévision des risques naturels. L'installation et la maintenance de l'instrumentation de l'expérience a pu voir le jour grâce au formidable travail des membres du service Installation et Maintenance des Réseaux du CEA. L'installation et l'acquisition des mesures radon ont été réalisées par P. Richon. Les mesures VLF et magnétotelluriques ainsi que leur interprétation ont été réalisées par S. Hautot et P. Tarits de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO). L'analyse géochimique des eaux du site de Sur-Frêtes a été réalisée par C. Tarits de l'UBO. Les mesures de puits ont été installées par P. Lalance du LDG et les mesures d'électrofiltration en laboratoire ont été menées par T. Froidefond du LDG et B. Lorne. De plus, P. Lalance et T. Froidefond ont apporté un grand soutien dans les campagnes de mesure sur le terrain.

Les analyses et résultats présentés dans ce manuscrit sont donc la contribution du remarquable travail de tous ces participants.

Table des matières

Introduction	1
1 Les précurseurs des séismes	5
1.1 Prédiction réussie du séisme de Haicheng	5
1.2 Sismicité	12
1.3 Déformations	15
1.4 Anomalies de niveau de puits	19
1.5 Anomalies électriques	21
1.6 Anomalies magnétiques et électromagnétiques	26
1.7 Anomalies de résistivité	30
1.8 Anomalies radon	32
1.9 Autres exemples d'anomalies géochimiques	38
1.10 Synthèse	42
2 Physique des précurseurs sismiques	43
2.1 Les précurseurs sismiques peuvent-ils exister théoriquement?	43
2.2 Critiques formulées sur les observations de précurseurs sismiques	44
2.2.1 Indéterminations sur la nature des signaux précurseurs	44
2.2.1.1 Biais instrumentaux	44
2.2.1.2 Météorologie	46
2.2.1.3 Bruit anthropique	49
2.2.2 Absence de relation systématique entre signaux géophysiques et sismicité	51
2.3 Rôle des fluides dans la sismogenèse	52
2.3.1 Les fluides dans les failles	52
2.3.2 Action des fluides dans la rupture	54
2.3.3 Propagation des fluides dans la croûte	55
2.3.4 Sensibilité des fluides aux déformations de la croûte	56
2.4 Expériences à l'échelle du laboratoire	58
2.4.1 Mécanique de la déformation	58
2.4.2 Mesures de conductivité	58
2.4.3 Piézoélectricité	61
2.4.4 Electrofiltration	63

2.4.4.1	L'effet électrocinétique	63
2.4.4.2	Propriétés du coefficient électrocinétique	65
2.4.5	Caractéristiques physiques du radon et relation avec la fracturation	68
2.4.5.1	L'élément radon	68
2.4.5.2	Relation entre émanation radon et fracturation	70
2.5	Nécessité d'une échelle intermédiaire	71
3	L'expérience de Sur-Frêtes	73
3.1	Historique	73
3.2	Cadre général	74
3.3	Un moteur de déformation cyclique	74
3.3.1	Les lacs de Roselend et La Gittaz	77
3.3.2	Cycle de chargement	78
3.4	Contexte géologique et sismicité	78
3.4.1	Cadre géologique régional	78
3.4.2	Sismicité régionale	80
3.4.3	Contexte géologique local	80
3.4.4	Morphologie du site	85
3.4.5	Géologie des différentes unités	88
3.4.5.1	Géologie du cristallin	88
3.4.5.2	Géologie du houiller	88
3.4.5.3	Géologie du trias	88
3.4.5.4	Géologie de l'unité sédimentaire jurassique	90
3.5	Propriétés hydrogéologiques	91
3.5.1	Domaine cristallin	91
3.5.2	Domaine houiller	92
3.5.3	Domaine triasique	92
3.5.4	Domaine sédimentaire	92
3.6	Instrumentation permanente	94
3.6.1	Station du col de Sur-Frêtes	94
3.6.1.1	Réseau électrique	94
3.6.1.2	Magnétomètre	107
3.6.1.3	Station météorologique	108
3.6.1.4	Mesure de radon dans le sol de la crête	108
3.6.2	Galerie de Roselend	109
3.6.2.1	Géologie détaillée de la galerie de Roselend	109
3.6.2.2	Mesures inclinométriques	110
3.6.2.3	Mesures de gaz dans la galerie	114
3.6.3	Forages	114
3.7	Instrumentation temporaire	116
3.7.1	Mini-réseaux électriques de répétition	116

3.7.2	Mesures temporaires de la concentration en gaz radon	117
3.7.3	Sismographes	119
3.8	Activité anthropique sur le site de Sur-Frêtes	121
3.9	Conclusion	121
4	Caractérisation géophysique du site de Sur-Frêtes	123
4.1	Caractérisation électrocinétique des roches de Sur-Frêtes	123
4.1.1	Localisation des prélèvements	123
4.1.2	Principe de la mesure	125
4.1.3	Dispositif expérimental	125
4.1.4	Résultats	128
4.1.4.1	Coefficient d'électrofiltration des grès permien	128
4.1.4.2	Potentiel ζ des principales unités géologiques du site de Sur-Frêtes	130
4.2	Prospections de potentiel électrique	132
4.2.1	Profil Roselend-Beaufort	132
4.2.2	Profil en aval du barrage de Roselend	136
4.3	Sondages de résistivité	138
4.3.1	Sondages VLF	138
4.3.2	Sondages AMT	142
4.3.3	Sondages Schlumberger	144
4.3.3.1	Berge nord du lac de Roselend	144
4.3.3.2	Galerie de Roselend	144
4.4	Profils gamma et radon	146
4.4.1	Méthode de mesure gamma	147
4.4.2	Méthode de prospection radon dans l'air du sol	147
4.4.3	Prospection crête	147
4.4.4	Prospection en bordure est du lac du Lac de Roselend	149
4.5	Caractérisation hydrologique	149
4.5.1	Localisation des prélèvements	149
4.5.2	Méthode de mesure	149
4.5.3	Résultats	152
4.5.3.1	Caractérisation géochimique	152
4.5.3.2	Caractérisation de l'activité radon des sources	153
4.6	Synthèse	153
5	Effets électrocinétiques en milieu naturel	155
5.1	Variations de potentiel électrique associées aux variations annuelles du niveau du lac de Roselend	156
5.2	Analyse spatiale et temporelle du potentiel électrique	161
5.3	Comportement long-terme du réseau électrique de Sur-Frêtes	217
5.3.1	Stabilité du potentiel entre électrodes	217

5.3.2	Stabilité des résidus de bouclage	219
5.4	Variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente	222
5.4.1	Description du site	224
5.4.2	Variations de potentiel électrique associées aux décharges de la source intermittente de Dhor Barahi (Népal)	227
5.4.3	Modélisation électrique de la source de Dhor Barahi	235
5.4.4	La source de Dhor Barahi: un système électrique sensible aux déformations de la croûte?	236
6	Signaux géophysiques transitoires associés à des circulations de fluide produits par l'augmentation du taux de chargement	239
	Conclusions de l'expérience de Sur-Frêtes	317
7	L'approche en site tectonique actif: exemple de l'Himalaya Central du Népal	319
7.1	Cycle sismique en Himalaya Central du Népal	319
7.1.1	Cadre géologique et tectonique	319
7.1.2	Himalaya Central du Népal: une zone de lacune sismique	322
7.1.3	Cinématique du chevauchement	323
7.1.4	Déformation intersismique	324
7.1.5	Présence de fluides au niveau de la rampe mi-crustale?	326
7.2	Estimation des anomalies électriques et radon en phase présismique	327
7.2.1	Estimation de l'augmentation présismique du taux de déformation et des anomalies électrique et radon associées.	328
7.2.2	Hypothèse d'une variation de résistivité présismique	331
7.2.3	Hypothèse de circulations de fluides présismiques dans la zone hypocentrale	333
7.3	Prospections de potentiel électrique	335
7.3.1	Zone 1: profil de potentiel électrique de Kodari à Bahrabise	335
7.3.2	Zone 2: profil de potentiel électrique Betrawati-Dhunche	337
7.4	Synthèse et conclusion	340
7.4.1	Localisation du projet Syaule de mesure des précurseurs de séisme en Himalaya Central.	340
7.4.2	Instrumentation du projet de Syaule	341
7.4.3	Réseau électrique	341
7.4.4	Instrumentation en cave	341
	Conclusion Générale	345
	Annexes	347
	Références	353

Introduction

Les tremblements de terre sont un des risques naturels les plus dangereux pour les populations. L'exemple récent du séisme d'Izmit, survenu en Turquie le 17/08/99 ($M_s=7.4$) l'illustre de façon tragique. La prédiction des tremblements de terre demeure donc un enjeu scientifique majeur.

Dans les années 70, la communauté scientifique montrait un large optimisme sur la prédiction des tremblements de terre. La prédiction réussie du séisme de Haicheng (Chine) survenu le 4/2/1975 contribua largement à cette opinion (Adams, 1976; Raleigh *et al.*, 1977). De plus, de nombreuses anomalies géophysiques avaient été interprétées comme étant associées à l'imminence de tremblements de terre. Au nombre de ces précurseurs de séismes, se trouvent des variations du taux de déformation, des changements de niveau d'eau dans des puits, des variations du champ électromagnétique ou bien encore des anomalies géochimiques (Geller, 1997a; Toutain & Baubron, 1999). Des zones sismiques, comme la faille de San Andreas à Parkfield en Californie, avaient alors été instrumentées de façon empirique pour comprendre les liens existant entre la sismicité et certaines de ces observations géophysiques (Geller, 1997a). La prédiction des séismes semblait alors appartenir à un avenir proche.

Cependant, le manque de résultats apportés par ces grands projets de recherche (Geller, 1997a) a montré que cette approche empirique ne permettait pas d'obtenir des avancées significatives. Ces échecs ont mis en évidence le problème majeur de ce domaine d'études: l'absence de compréhension de la physique de ces phénomènes. En effet, aucun modèle quantitatif n'a permis de relier de façon satisfaisante ces anomalies géophysiques aux tremblements de terre. D'autre part, la validité statistique des corrélations entre les anomalies géophysiques survenant en phase présismique et la sismicité locale n'a pu être établie de façon convaincante. Une origine non-tectonique de ces signaux ne pouvait jamais être complètement exclue, notamment par manque de données complémentaires, comme la météorologie.

Aussi, face à la difficulté de comprendre la nature de phénomènes intervenant à l'échelle de la centaine de kilomètres, des travaux ont été effectués en laboratoire sur des échantillons de roche, à une échelle où les caractéristiques physiques du milieu sont bien connues, comme par exemple les travaux sur l'électrofiltration (Jouniaux & Pozzi, 1995a) ou la piézoélectricité (Yoshida *et al.*, 1997). De telles études permettent de comprendre la genèse de signaux géophysiques sur des échantillons de roche soumis à des déformations ou bien à des circulations de fluides. Mais l'application directe de ces résultats à l'échelle des failles actives reste difficile. En effet, les systèmes actifs présentent une complexité géologique, où les failles constituent des discontinuités structurales et hydrologiques majeures, ainsi qu'une distribution de fluides hétérogène.

Leur comportement géophysique en réponse aux sollicitations tectoniques est donc difficile à comprendre. De plus l'influence de paramètres externes, comme les variations météorologiques, complique l'interprétation des mesures.

Il convient donc d'étudier la réponse géophysique d'un milieu naturel soumis à des variations de contrainte à une échelle intermédiaire entre le laboratoire et le site actif. En effet, cette échelle peut comporter des hétérogénéités géologiques et hydrologiques, de même nature que celles présentes dans les systèmes actifs, et sa plus faible taille permet une meilleure connaissance de ses hétérogénéités. Des expériences de ce type ont été réalisées par Morat *et al.* (1989) et Morat & Le Mouél (1992).

L'exemple choisi dans cette thèse est l'expérience de Sur-Frêtes : un site naturel situé au voisinage de deux lacs artificiels dans le massif du Beaufortain, en Savoie. Ces lacs de retenue, dont les niveaux varient d'au moins 50 mètres selon un cycle annuel, agissent comme un moteur de déformation cyclique sur le milieu, de manière analogue aux contraintes tectoniques mises en jeu dans les failles. Cette expérience se révèle être un véritable laboratoire naturel et nous permet d'étudier la réponse géophysique d'un milieu soumis à des variations de contraintes mécaniques connues, à une échelle naturelle, dont l'hétérogénéité géologique et hydrologique est proche du contexte des zones actives.

Le premier chapitre présente différents phénomènes géophysiques, qui furent proposés comme précurseurs de séismes, au travers des exemples relevés dans la littérature.

Dans le deuxième chapitre, nous montrons les limitations de ces observations dans la compréhension de la physique de ces phénomènes. Nous évoquons également des modèles théoriques, selon lesquels la possibilité d'identifier des signaux précurseurs est exclue. Néanmoins, si des précurseurs de séismes existent, ils impliquent vraisemblablement les fluides qui jouent un rôle certain dans la sismogénèse. Nous présentons aussi l'apport des travaux effectués en laboratoire sur la compréhension de ces signaux à l'échelle de l'échantillon.

Le troisième chapitre est consacré à la description de l'expérience de Sur-Frêtes. Nous présentons d'abord les caractéristiques des deux lacs, qui forment les moteurs de déformation cyclique exercée sur le site. De plus, le contexte géologique participe à l'originalité du site. En effet, la forte hétérogénéité des faciès rencontrés le rapproche du contexte géologique des failles actives où sont présentes des roches déformées d'origine variées. L'instrumentation permanente du site sera ensuite décrite. Elle comporte un réseau électrique en surface, une station météorologique, une galerie instrumentée en inclinométrie et détecteurs de gaz radon, ainsi que des mesures en puits. D'autres mesures de gaz radon et de potentiel électrique, ainsi que la mesure de l'activité sismique du site ont été réalisées de façon temporaire.

Le quatrième chapitre est consacré à la caractérisation géophysique du site. Pour permettre une meilleure analyse des observations, il est nécessaire de contraindre au mieux ce site par ces différents aspects : propriétés électrocinétiques des roches du site et caractérisations électriques, radon et géochimique. Les propriétés électrocinétiques des roches sont mesurées en laboratoire afin d'évaluer la sensibilité électrique des différents milieux géologiques du site en réponse à

des circulations de fluide. Les prospections électriques permettent d'étudier la variabilité spatiale du potentiel électrique à l'échelle du site. Grâce aux mesures de résistivité, la structure de conductivité du milieu est étudiée en relation avec la géologie et la présence de fluides. Les prospections gamma permettent d'identifier les variations spatiales de nature de la couche superficielle caractérisée par son taux d'émission gamma. Enfin, les prospections géochimiques permettent d'identifier et de caractériser les circulations d'eau à l'échelle du site. Ces analyses fournissent ainsi de nombreux éléments de réflexion dans cette thèse.

Le cinquième chapitre est consacré à la mise en évidence de phénomènes électrocinétiques à l'échelle naturelle. Nous analysons d'abord les observations électriques établies à partir du réseau électrique continu et de deux mini-réseaux de répétition. Elles montrent des variations de potentiel électrique associées aux variations des niveaux des deux lacs. Le modèle électrocinétique proposé pour expliquer ces phénomènes se caractérise par un système de percolation de fluide localisé près de la berge, dont le débit est modulé par les variations de hauteur de lac. Nous évaluons la relation entre les observations de terrain et la caractérisation électrocinétique des roches en laboratoire. Nous étudierons les implications de ces observations pour l'étude des précurseurs sismiques. De plus, l'évolution dans le long-terme du réseau électrique permanent de Sur-Frêtes sera analysée. Nous présenterons également un autre système hydrologique où un phénomène électrocinétique a été clairement mis en évidence : c'est la source intermittente de Dhor Barahi au Népal, où des variations de potentiel électriques ont été associées aux décharges intermittentes de la source.

Dans le sixième chapitre nous mettons en évidence des déformations transitoires corrélées à des signaux radon et des variations de potentiel électrique. Ces signaux géophysiques sont produits par des accélérations de chargement de lac. Un modèle qualitatif de surpression de fluide dans les roches, entraînant des variations de connectivité du réseau poreux, permet d'expliquer au premier ordre ces phénomènes transitoires. Cette analyse est confirmée par les anomalies de température, conductivité et niveau d'eau observées en puits. De plus, l'augmentation du niveau de bruit de fond microsismique associée à l'augmentation de la concentration de gaz radon révèle le caractère diphasique des circulations intervenant dans le réseau poreux en régime transitoire. Ces résultats mettent en évidence le rôle déterminant des fluides dans ces phénomènes transitoires.

Cette expérience éclaire donc notre connaissance sur les phénomènes qu'on peut attendre à l'échelle active au cours du cycle sismique. Ainsi, dans le septième chapitre, nous évaluons ces phénomènes dans le cadre de l'Himalaya Central du Népal. Le contexte tectonique de cette zone sera tout d'abord décrit. A partir des résultats de l'expérience de Sur-Frêtes, nous évaluons ensuite les phénomènes géophysiques qui peuvent intervenir en phase présismique dans cette région. Nous présenterons également des prospections électriques réalisées en mai 98, qui ont permis une caractérisation préalable de certaines zones. Cette étude fournit les premiers éléments de réflexion pour définir l'implantation d'une future station de surveillance de précurseurs sismiques dans ce site actif.

Nous terminerons par une synthèse des résultats acquis dans cette thèse.

Chapitre 1

Les précurseurs des séismes

Ce chapitre passe en revue les principaux exemples de précurseurs sismiques. Nous mentionnons également quelques observations en contexte volcanique, car les systèmes volcaniques sont soumis à des cycles de déformation mécanique importants, et peuvent ainsi présenter des analogies avec des systèmes soumis à des sollicitations tectoniques. Nous évoquons tout d'abord le cas le plus connu de prédiction sismique réussie. Nous nous consacrons ensuite aux déformations mesurées en période présismique, puis aux anomalies hydrologiques, qui peuvent révéler des déformations crustales présismiques. Enfin, des exemples d'anomalies présismiques électriques, magnétiques, de résistivité, géochimiques, et notamment de gaz radon, sont présentés.

1.1 Prédiction réussie du séisme de Haicheng

La prédiction du séisme de Haicheng de magnitude 7.3, survenu dans le Nord de la Chine le 4/02/1975, est le cas de prédiction sismique réussie le plus connu (figure 1.1) (Adams, 1976; Raleigh *et al.*, 1977). Elle est intervenue au terme d'un nombre de prédictions dont la combinaison a permis de définir de façon toujours plus précise la fenêtre spatiale et temporelle d'un séisme imminent.

Dès 1970, l'analyse de la distribution spatiale et temporelle des séismes récents suggéra que le prochain grand tremblement de terre pourrait survenir dans la province de Liaoning au Nord de la Chine, où se trouve la ville de Haicheng (figure 1.1) (Raleigh *et al.*, 1977). Face à cette perspective, des campagnes de prospections géophysiques et géologiques ont été menées pour étudier le risque sismique dans cette région. Tout d'abord, elles ont permis d'identifier les grandes failles actives. D'autre part, le soulèvement d'une soixantaine de millimètres de la Péninsule Liaotung, située au Sud de la ville de Haicheng, a été mis en évidence entre 1958 et 1971 grâce aux mesures géodésiques (figure 1.2). De plus, en 1973, une augmentation du taux de déformation du sol a été mesurée sur la faille de Jinzhou, située près de la ville de Dalian (figure 1.1) (le séisme de Haicheng interviendra à 185 km au nord de ce site). En effet, la variation d'inclinaison est passée d'environ $0.25 \mu\text{rad}\cdot\text{an}^{-1}$ à $4 \mu\text{rad}\cdot\text{an}^{-1}$ (figure 1.3). De plus, durant les cinq premiers mois de l'année 1974, la fréquence des tremblements de terre augmenta d'environ

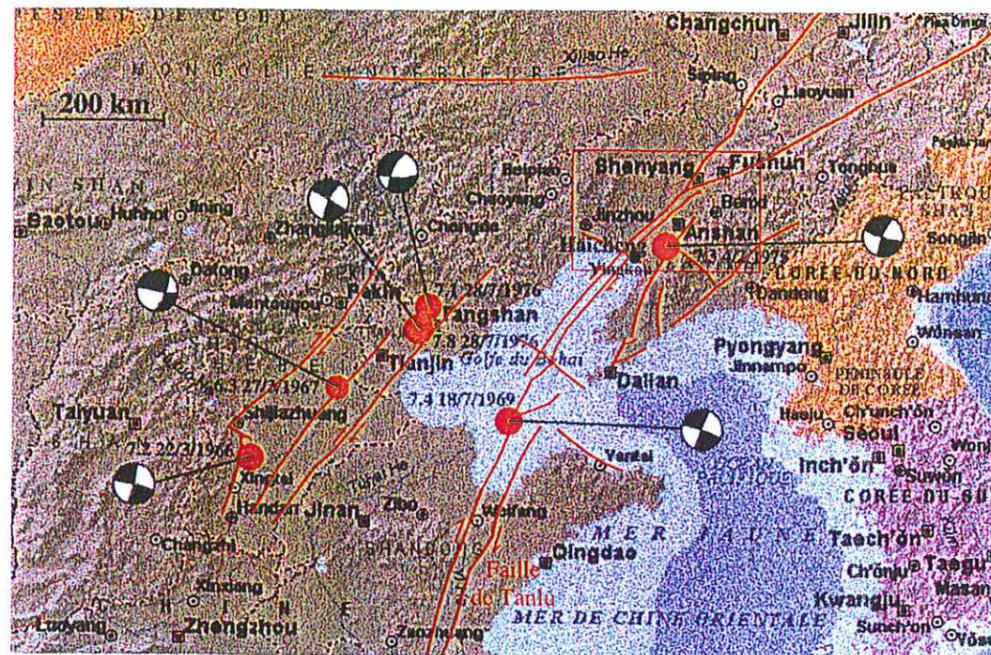


Figure 1.1: Carte des séismes majeurs (point rouge) survenus dans la partie Nord de La Chine entre 1966 et 1976. Les failles majeures (ligne rouge) sont également indiquées.

50%. Au vue de ces observations, les autorités chinoises ont conclu en juin 1974 à l'imminence d'un séisme de magnitude 5 à 6 dans un délai de deux ans dans la partie est de la Province de Liaoning.

Au début de l'année 1975, l'inclinaison du sol sur la faille de Jinzhou décéléra puis s'inversa (figure 1.3) et des comportements anormaux d'animaux, ainsi que des variations de niveaux de puits furent rapportés (Raleigh *et al.*, 1977). D'après ces éléments, le 13/01/1975, les autorités chinoises prédirent l'occurrence d'un séisme de magnitude 5.5 à 6 dans la partie sud de la province de Liaoning entre les villes de Yingkou, Dalian et Dandong dans les six premiers mois de l'année 1975. Enfin, le 3 février 1975, l'activité sismique mesurée à environ 20 km de la ville de Haicheng (figure 1.1), augmenta de façon brutale, atteignant une magnitude maximale de 4.8 pour cesser le 4 février 1975 à 0800 (figure 1.5). L'augmentation de la sismicité alerta les autorités qui déclarèrent l'occurrence d'un fort séisme pour la journée du 04/02/1975 au voisinage de la ville de Haicheng, permettant aux populations de se protéger.

Le séisme de magnitude $M = 7.3$ est intervenu à environ 15 km de la ville de Haicheng le 04/02/1975 à 19h36 selon un mécanisme décrochant orienté perpendiculairement aux grandes failles de la région. Le bilan fût estimé à environ 1400 morts pour une région très peuplée (Adams, 1976).

L'analyse conjointe des études sismotectoniques, des observations sismologiques et géodésiques a donc permis de contraindre la zone à fort risque sismique qui présentait des variations

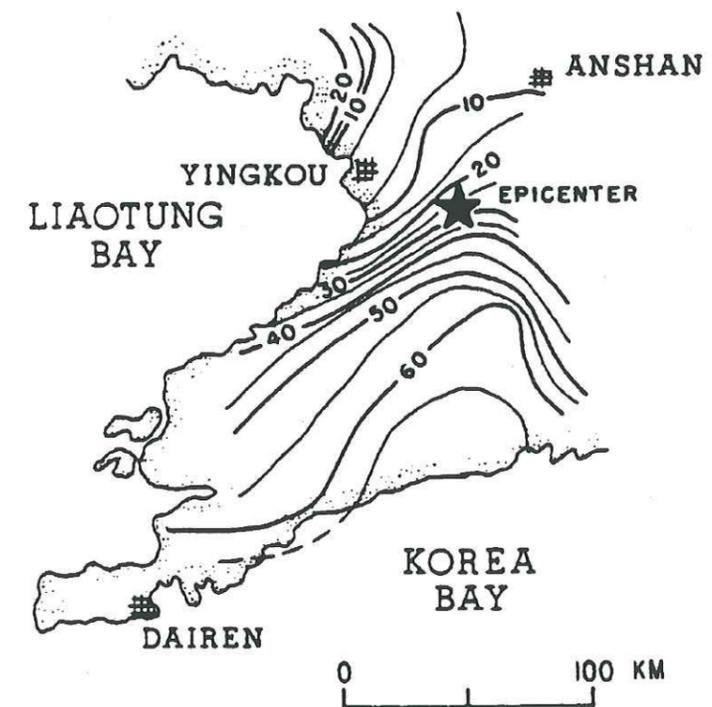


Figure 1.2: Carte des changements d'élévation (mm) de la Province de Liaotung mesurés par rapport à Yingkou entre 1958 et 1971 (Raleigh *et al.*, 1977).

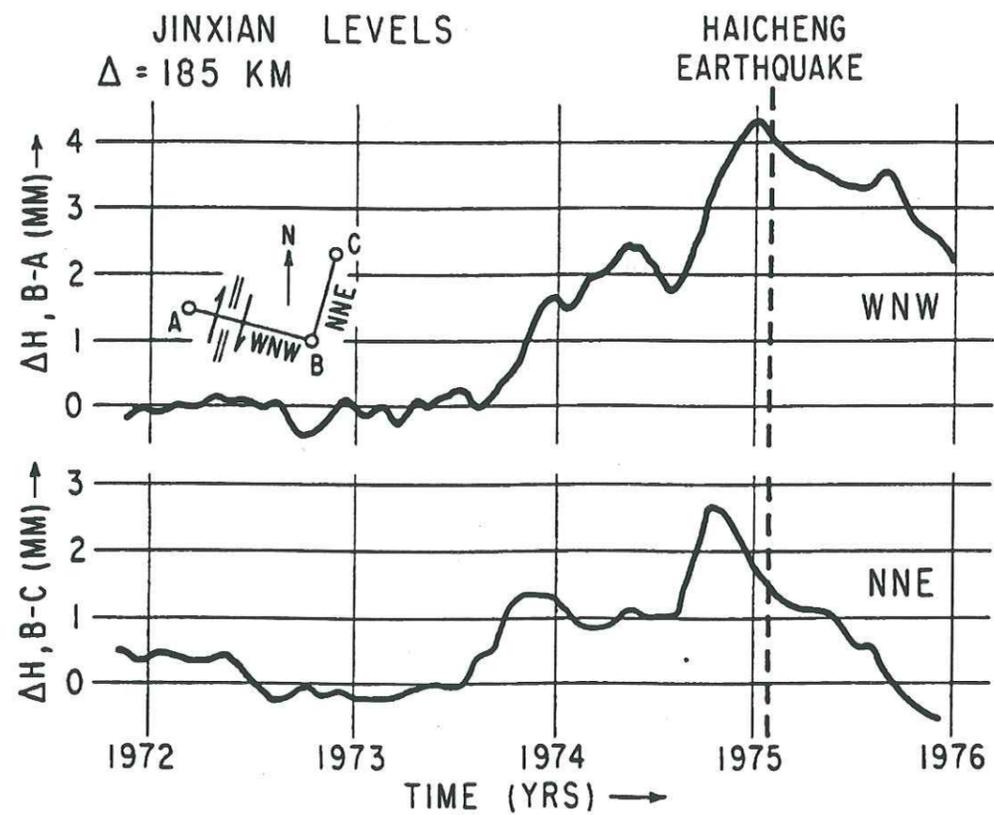


Figure 1.3: Changements d'élévation relative en fonction du temps de 1972 à 1976 mesurée le long d'une ligne de niveau traversant la faille de Jinzhou située à environ 185 km au sud de l'épicentre du séisme de Haicheng près de la ville de Dalian (figure 1.1). Le graphe du haut correspond à l'élévation relative du point B par rapport au point A, et la graphe du bas à l'élévation relative du point C par rapport au point B. L'orientation relative des points A, B et C est également représentée. D'après Raleigh et al. (1977).

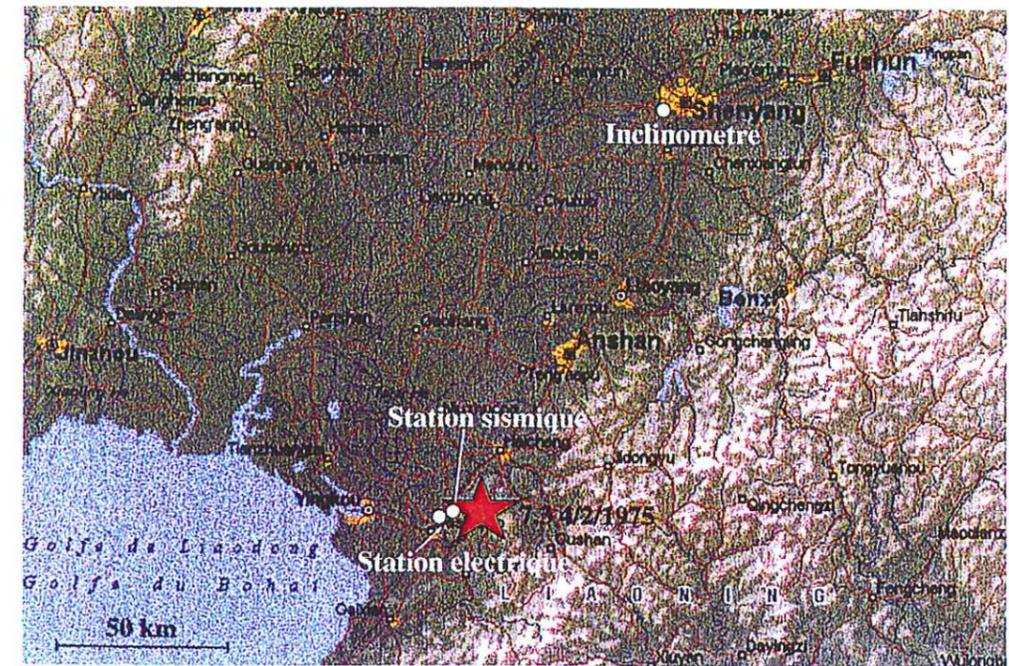


Figure 1.4: Localisation des principaux instruments qui ont présenté des variations transitoires durant les quelques jours précédant le séisme de Haicheng (indiqué par une étoile). Ce secteur géographique est localisé par un cadre rouge sur la carte régionale (figure 1.1).

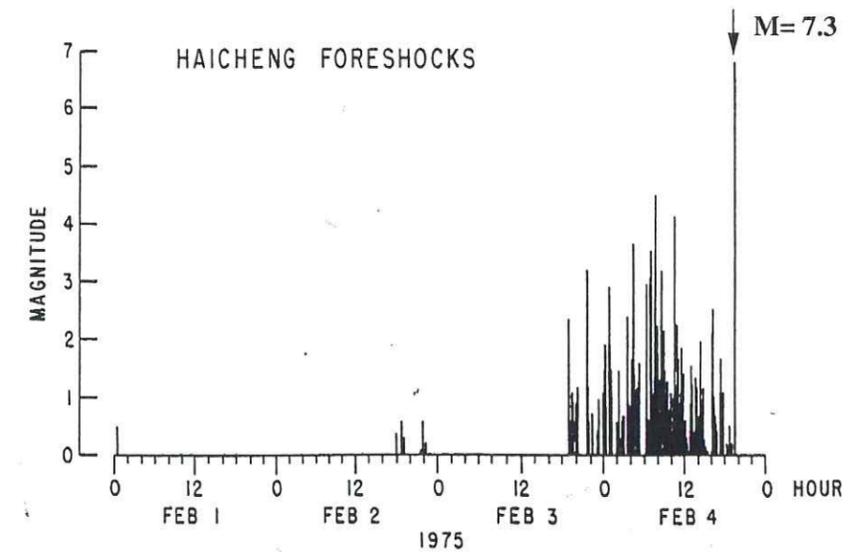


Figure 1.5: Fréquence des secousses sismiques précédant le séisme de Haicheng de magnitude $M = 7.3$ survenu le 4 février 1975 en République Populaire de Chine (indiqué par une flèche). D'après Raleigh et al. (1977).

de taux de sismicité et de taux de déformation importantes, constituant ainsi la prévision à long terme du séisme. La localisation spatiale et temporelle du séisme imminent a été affinée grâce à l'intensification des mesures sismologiques et géodésiques sur cette zone, permettant la prévision à moyen terme du séisme. Enfin, l'augmentation de la microsismicité mesurée dans la zone sous surveillance, à proximité de la faille qui allait rompre, a rendu possible la prévision à court terme du séisme.

Pour d'autres séismes majeurs, l'annonce d'une prédiction réussie fût réalisée après le séisme, comme dans le cas du séisme de Oaxaca en 1978 ($M_s = 7.7$) au Mexique. Mais la fiabilité des critères utilisés pour définir la prédiction évoquée reste toujours controversée (Geller, 1997a). Par ailleurs, les fausses alertes sont nombreuses. Par exemple, la prédiction établie par les autorités chinoises de l'imminence d'un séisme dans la province de Kwangtung, qui a poussé les habitants de la région à dormir en dehors des maisons pendant deux mois, s'est révélée inexacte (Bolt, 1992). Ainsi, le succès de la prédiction du séisme de Haicheng reste un cas isolé, comme en témoigne le séisme de Tangshan, de magnitude 7.6. Ce dernier, qui est survenu sur une faille décrochante le 28/07/1976 à environ 550 km au sud-ouest de l'épicentre du séisme de Haicheng, dans une zone reconnue présenter un important risque sismique, ne pût être prédit, occasionnant environ 240 000 morts (Zongjin *et al.*, 1992).

L'intense surveillance géophysique de la région de Haicheng a permis la mesure de nombreux paramètres durant la phase présismique, dont l'analyse est parfois postérieure au séisme. Elle illustre les paramètres géophysiques susceptibles de contenir une signature présismique.

Nous avons mentionné précédemment les anomalies de déformation et du taux de sismicité. Des variations de potentiel électrique ont également été mesurées à environ 25 km de l'épicentre du séisme de Haicheng (figure 1.1) à partir de dipôles orientés nord-sud et est-ouest de 70 et 50 m de longueur respectivement (figure 1.6). La diminution de potentiel mesurée sur le dipôle nord-sud a une amplitude de 170 mV et intervient environ une semaine avant le choc principal. Néanmoins, des variations de potentiel de même amplitude ont été observées sur le même dipôle 6 mois après sans relation avec la sismicité locale. De plus, l'absence de redondance de la mesure sur le même site ne permet pas d'éliminer la possibilité d'un artefact instrumental. D'autres sites instrumentés en dipôles électriques n'ont pas enregistré de variations électriques notables avant le tremblement. La relation entre la variation du potentiel électrique et l'imminence du séisme de Haicheng n'apparaît donc pas évidente.

Des variations du champ magnétique différentiel ont également été relevées avant le séisme de Haicheng (Raleigh *et al.*, 1977). Mais le nombre limité de mesures, établies sur une courte fenêtre de temps, ne permet pas de confirmer le lien avec le séisme de Haicheng.

Le niveau, la qualité et la concentration en radon des eaux de puits, situés dans la région de Haicheng étaient également sous surveillance. Bien que des anomalies importantes de ces paramètres furent mentionnées par les autorités chinoises (Raleigh *et al.*, 1977; Zongjin *et al.*, 1992), les études publiées à ce sujet ne montrent pas de variations temporelles notables avant le séisme de Haicheng.

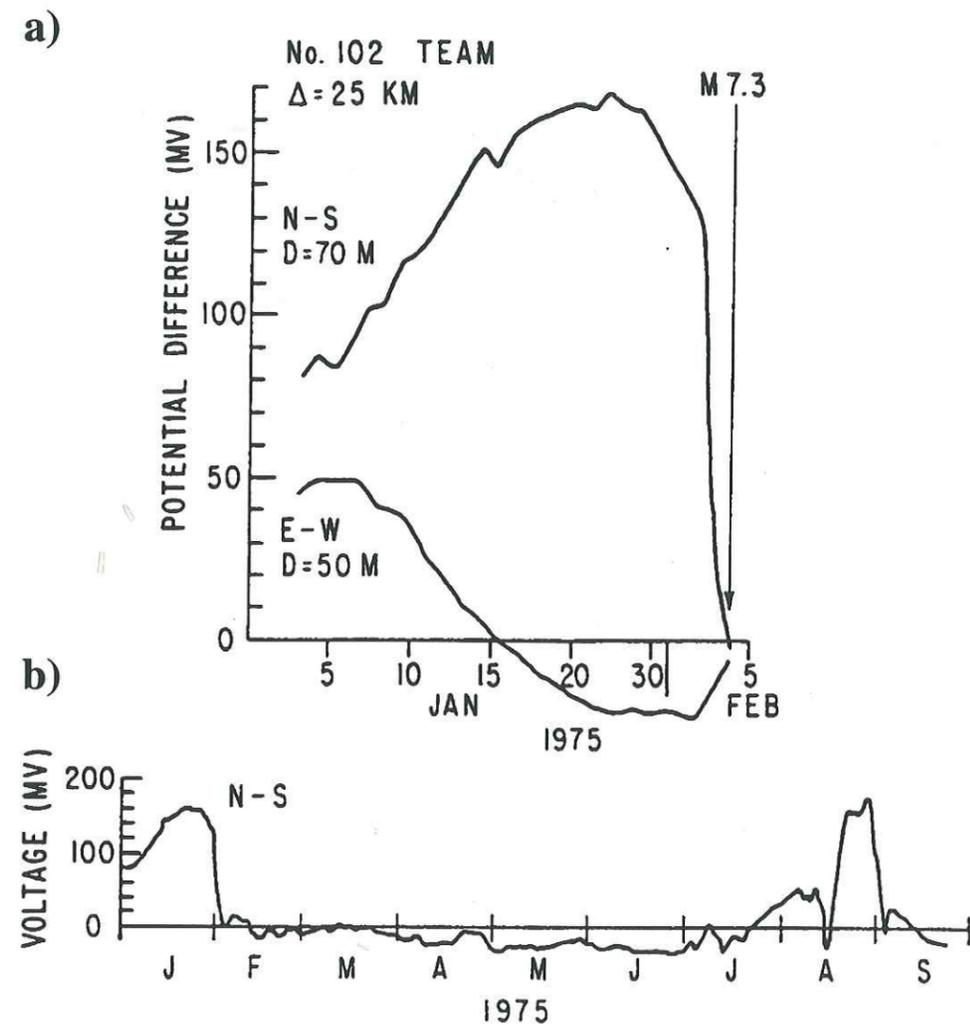


Figure 1.6: a) Moyennes journalières du potentiel électrique mesurées pendant un mois sur un dipôle nord-sud de 70 m et un dipôle est-ouest de 50 m de longueur, situés à 25 km de l'épicentre du séisme de Haicheng (carte 1.4). b) Moyennes journalières du potentiel électrique mesurées sur le dipôle nord-sud sur une période de neuf mois. D'après Raleigh *et al.* (1977).

L'observation de l'augmentation de l'activité microsismique en phase présismique a joué un rôle majeur dans la prédiction à court terme du séisme de Haicheng. D'autres caractéristiques de la sismicité ont montré également des variations pendant la phase présismique de séismes majeurs.

1.2 Sismicité

Les variations de certaines caractéristiques de la sismicité ont été mises en évidence durant la phase présismique de grands tremblements de terre: augmentation du taux de sismicité (voir paragraphe 1.1), diminution du facteur b , diminution du taux de décroissance de la coda, variations de vitesse des ondes P et S et quiescence.

Le facteur b mesure les nombres relatifs de petits et grand tremblements de terre dans la relation de Gutenberg-Richter $\log N = a - bM$. Une analyse temporelle de la sismicité a montré que les gros tremblements de terre sont parfois précédés par l'augmentation du facteur b suivie d'une diminution durant les quelques semaines à quelques mois avant le tremblement de terre (Smith, 1981). Par exemple, un tel comportement est mis en évidence avant les tremblements de terre de Haicheng et Tangshan (Zongjin *et al.*, 1992), et les tremblements de terre majeurs en Californie du Sud et au Centre de la Nouvelle Zélande de 1960 à 1970 (Smith, 1981)(figure 1.7).

La coda, qui compose la dernière partie du spectrogramme d'un séisme, correspond aux ondes sismiques diffractées sur les hétérogénéités de la croûte. A partir de l'étude de tremblements de terre locaux de faible magnitude localisés dans la zone d'environ 100 km autour de l'épicentre du séisme du Tangshan, Jin & Aki (1986) mettent en évidence un taux de décroissance de la coda plus important en phase présismique qu'en phase inter- et post-sismique. Un résultat comparable est obtenu avant le séisme de Haicheng (Jin & Aki, 1986). Selon Jin & Aki (1986), l'ouverture de cracks en phase présismique, en entraînant la décroissance plus rapide des ondes diffractées composant la coda, pourrait expliquer le phénomène.

Dans les années 70, de nombreuses observations de variations des vitesses des ondes sismiques P et S ont été reportées avant des séismes (Aggarwal *et al.*, 1973; Aggarwal *et al.*, 1975; Whitcomb *et al.*, 1973). Ces observations montrent une diminution de vitesse de 10 à 20 % suivie d'un recouvrement à la valeur initiale juste avant le séisme. L'hypothèse de la dilatance (une augmentation du volume avant la rupture) a été avancée pour expliquer ce phénomène (Scholz *et al.*, 1973). Mais des observations contradictoires ont amené une controverse sur ces mesures et ce type de mesures a cessé d'être reporté depuis les années 80 (Geller, 1997a). Néanmoins, Le Ravalec *et al.* (1996) ont montré que la possibilité de mesurer cette variations de vitesse est tributaire principalement de la distribution spatiale de la saturation du milieu.

La méthode M8 est un autre exemple de prédiction sismique qui s'appuie sur une étude de la structure de la sismicité. D'après une analyse statistique des catalogues de sismicité, Keilis-Borok & Kossobokov (1990) montrent une variabilité spatiale de la distribution des tremblements de faible magnitude, qui permettrait d'identifier les zones en phase présismique. Cette méthode

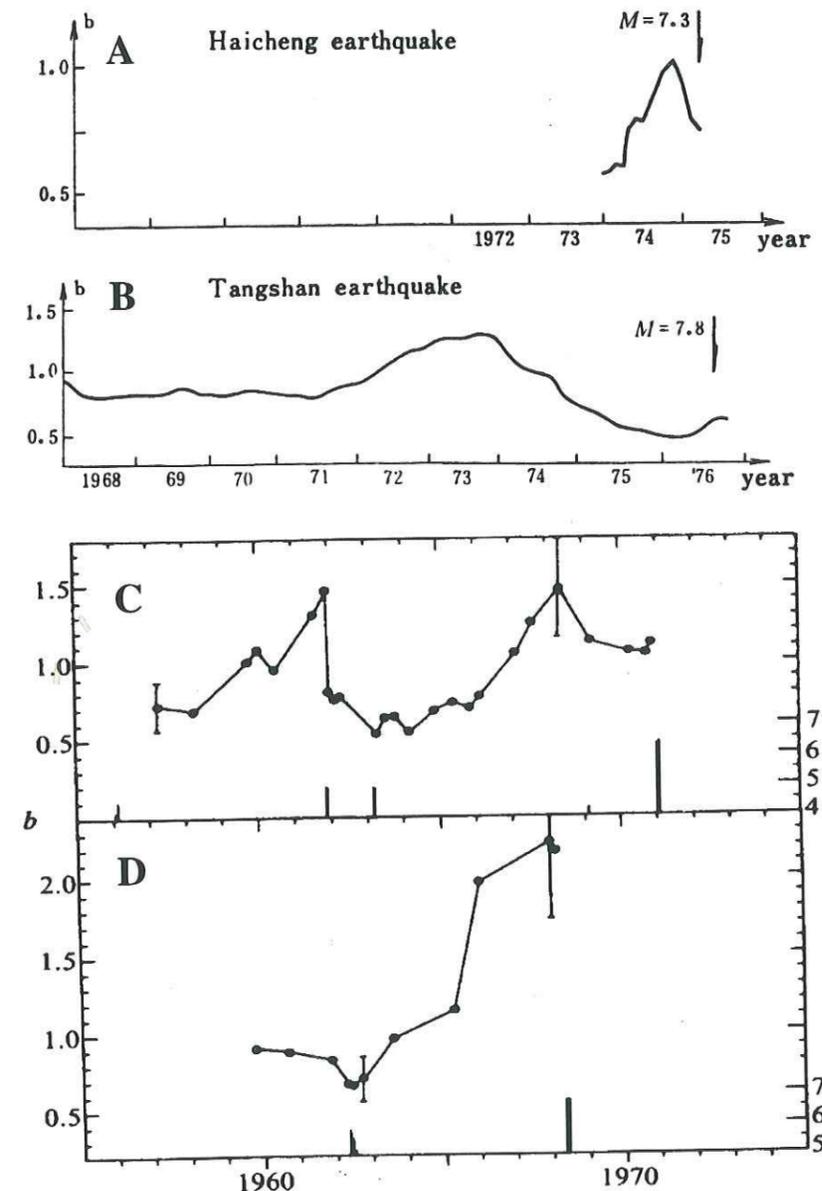


Figure 1.7: Valeurs de b mesurées à partir des catalogues de sismicité de la région de Haicheng (A) et Tangshan (B) (Zongjin *et al.*, 1992), ainsi que des régions de la Californie du Sud (C) et du centre de la Nouvelle Zélande (D) (Smith, 1981). Les tremblements de terre de Haicheng (A) et Tangshan (B) sont indiqués par des flèches et les tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.0 et 5.0 sont représentés sur les figures C et D respectivement.

indique des comportements de la sismicité communs à des contextes tectoniques variés (Keilis-Borok, 1990; Kossobokov *et al.*, 1999). Mais les critères de détermination restent flous et la validité statistique de la méthode n'a pu être démontrée (Keilis-Borok & Kossobokov, 1990).

Une autre caractéristique de la sismicité, qui apparaît liée à la phase présismique est la diminution d'activité sismique, appelée quiescence (Scholz, 1990, Wyss *et al.*, 1995; Wyss & Martirosyan, 1998; Katsumata & Kasahara, 1999; Yamaoka *et al.*, 1999). Par exemple, une analyse détaillée de la sismicité en Arménie de 1962 à 1997 a montré une diminution de l'activité sismique durant les 3 années qui précèdent le tremblement de terre de Spitak, de magnitude $M = 7$, survenu le 07/12/88 selon un mécanisme de faille inverse (Wyss & Martirosyan, 1998) (figure 1.8). Un tel phénomène fut également observé sur la faille décrochante Nord Anatolienne en Turquie (Wyss *et al.*, 1995). La diminution de l'activité sismique avant un grand tremblement de terre est mal comprise. Selon (Wyss & Martirosyan, 1998), elle pourrait faire intervenir des glissements ductiles et des variations de pression de pore dans certaines parties de la zone de faille.

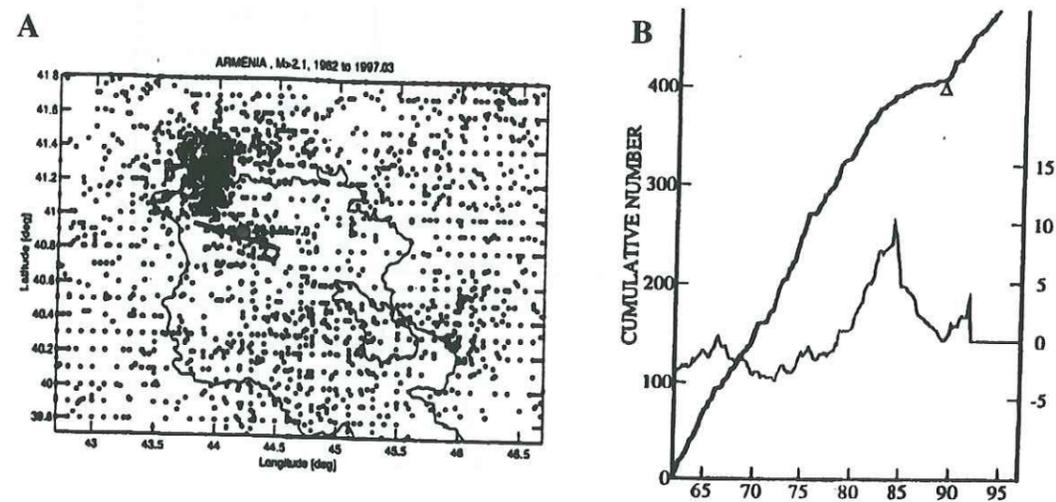


Figure 1.8: A. Sismicité enregistrée de 1962 à 1997 dans la zone autour du séisme de Spitak (point rouge), de magnitude $M = 7$, survenu en Arménie le 07/12/88. Le trait rouge indique la localisation des répliques. B. Nombre cumulé de tremblements de terre en fonction du temps (trait large) dans cette même zone. Le séisme de Spitak est indiqué par un triangle. La différence entre le taux de sismicité moyen total et le taux de sismicité calculé sur 5 ans est représentée en trait fin en unité relative. D'après Wyss & Martirosyan (1998).

Ainsi l'hypothèse du glissement ductile (Dieterich, 1978) ou bien de l'ouverture de cracks en phase présismique sont les phénomènes invoqués pour expliquer les variations de structure de la sismicité. De tels phénomènes pourraient produire des variations du régime de déformation de la croûte au voisinage de la zone de faille, qui présentent en surface une signature géodésique.

1.3 Déformations

Pour tenter de mettre en évidence des variations du taux de déformation associés à la phase présismique, l'état de déformation de la croûte a été mesuré en région active. Plusieurs cas d'anomalies géodésiques survenant avant des séismes ont été rapportés (Mogi, 1985; Lisowski *et al.*, 1990, Gladwin *et al.*, 1991; Qiu *et al.*, 1998; Dal Moro & Zadro, 1999; De Martini & Valensine, 1999). Nous présentons ici cinq exemples de façon plus détaillée.

Les mesures de nivellement effectuées sur la côte de Honshu au Japon (figure 1.10) ont révélé un soulèvement rapide d'environ 4 cm durant les quatre années qui précèdent le séisme de Niigata, de magnitude $M = 7.5$, survenu en 1964 à environ 30 km de la côte (Scholz, 1990, d'après Mogi, 1985). Le séisme a joué en faille inverse avec un pendage orienté à l'ouest, comme l'atteste la subsidence du sol mesurée sur la côte située à l'est de la faille dans la phase post-sismique. L'augmentation présismique de la déformation a été mesurée en plusieurs points, ce qui exclut une erreur de mesure locale. Le soulèvement pourrait donc être associé à une phase de dilatance de la croûte précédant la rupture.

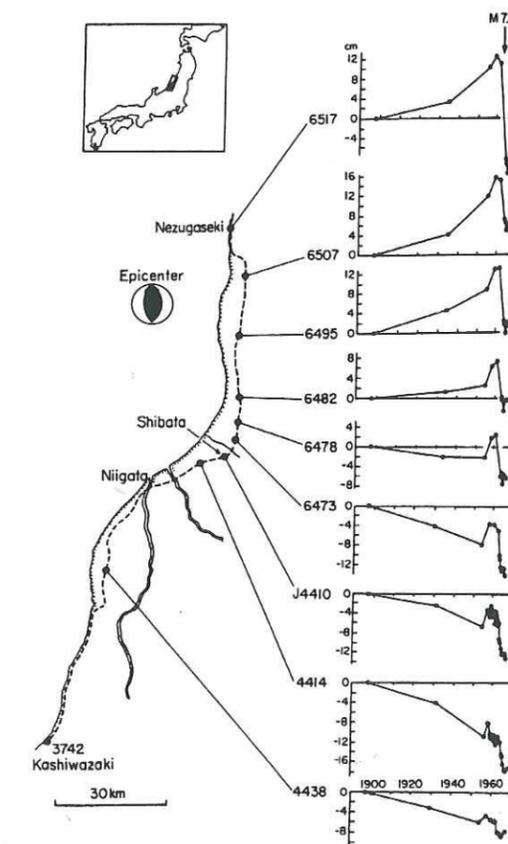


Figure 1.9: Déformation du sol mesurée avant le séisme de Niigata (Japon), de magnitude $M = 7.5$, en 1964 (Scholz, 1990, d'après Mogi, 1985).

D'autre part, des variations de contrainte ont été mesurées dans deux puits situés dans la zone de faille durant les trois années précédant le séisme de Tangshan (Qiu *et al.*, 1998) (voir carte 1.1). Ces variations seraient associées à l'ouverture en phase présismique de fractures le long de la zone de faille. Mais l'absence de mesures de contrainte pendant la phase post-sismique ne permet pas d'exclure que ces variations surviennent de façon ponctuelle sans lien avec le cycle sismique local.

Dans le cas du séisme de Loma Prieta, de magnitude $M = 7.1$, survenu le 18/10/1989 en Californie, Johnston *et al.* (1990) soulignent l'absence de signal géodésique précurseur à court terme. Néanmoins, des variations anormales du taux de déformation, apparaissent à moyen terme, un an environ avant le séisme de Loma Prieta. Elles suggèrent une anomalie de déformation intervenant à l'échelle régionale (Gladwin *et al.*, 1991). Les deux séismes de magnitude 5, qui survinrent à proximité de l'épicentre, 15 et 2 mois avant le choc principal, semblent confirmer la redistribution présismique de la déformation dans la zone épacentrale (Johnston *et al.*, 1990), qui constituerait un précurseur à moyen terme du séisme de Loma Prieta.

Récemment, des mesures effectuées en Italie ont montré une déviation importante de la déformation clinométrique par rapport au comportement cyclique annuel que domine le comportement thermoélastique de la croûte (Dal Moro & Zadro, 1999) (figure 1.10). Cette anomalie intervient trois mois avant une crise sismique localisée à environ 3 km, et constituée de 30 événements de magnitude $M \geq 2.5$, qui survient en février 1988. Cette observation est très similaire à la mesure de la déformation clinométrique du sol effectuée à environ 120 km au Nord du séisme de Haicheng (figure 1.10). Dans ce dernier cas, la déviation clinométrique intervient environ deux semaines avant le séisme et se distingue de la polarisation du cycle annuel. Dal Moro & Zadro (1999) avancent l'hypothèse suivante pour expliquer cette anomalie : un processus de microfracturation de la roche durant la phase présismique, provoquant localement une diminution de la rigidité du milieu, entraînerait des déformations en surface.

Un autre exemple récent de mesure géodésique concerne des mesures de nivellement selon un profil qui traverse une faille normale dans la région des Apennins en Italie (De Martini & Valensine, 1999). Ces mesures indiquent une subsidence d'environ 20 mm sur la faille entre les années 1951 et 1992 (figure 1.11). Deux séismes de magnitude $M_w = 5.7$ et 6 interviennent sur cette faille le 26/09/1997, et un séisme de magnitude $M_w = 5.6$ le 14/10/97. L'élévation cosismique cumulée sur les trois séismes atteint une amplitude d'environ 80 mm. Elle montre une structure identique au signal géodésique mesuré entre 1951 et 1992. Au vue de la période de retour du séisme comprise entre 700 et 2000 ans, la subsidence mesurée apparaît liée à un glissement asismique en phase présismique, entraînant un transfert de la contrainte sur les aspérités de la faille. Cet exemple tend donc à montrer que la croûte accommode une partie de la contrainte tectonique par le glissement présismique le long de la faille.

Plus généralement, ces observations montrent que dans certains cas des déformations semblent intervenir avant la nucléation du séisme. Les phénomènes invoqués sont le glissement présismique sur la faille, la dilatance de la croûte avant la rupture, ou bien encore l'ouverture de cracks dans la croûte au voisinage de la faille.

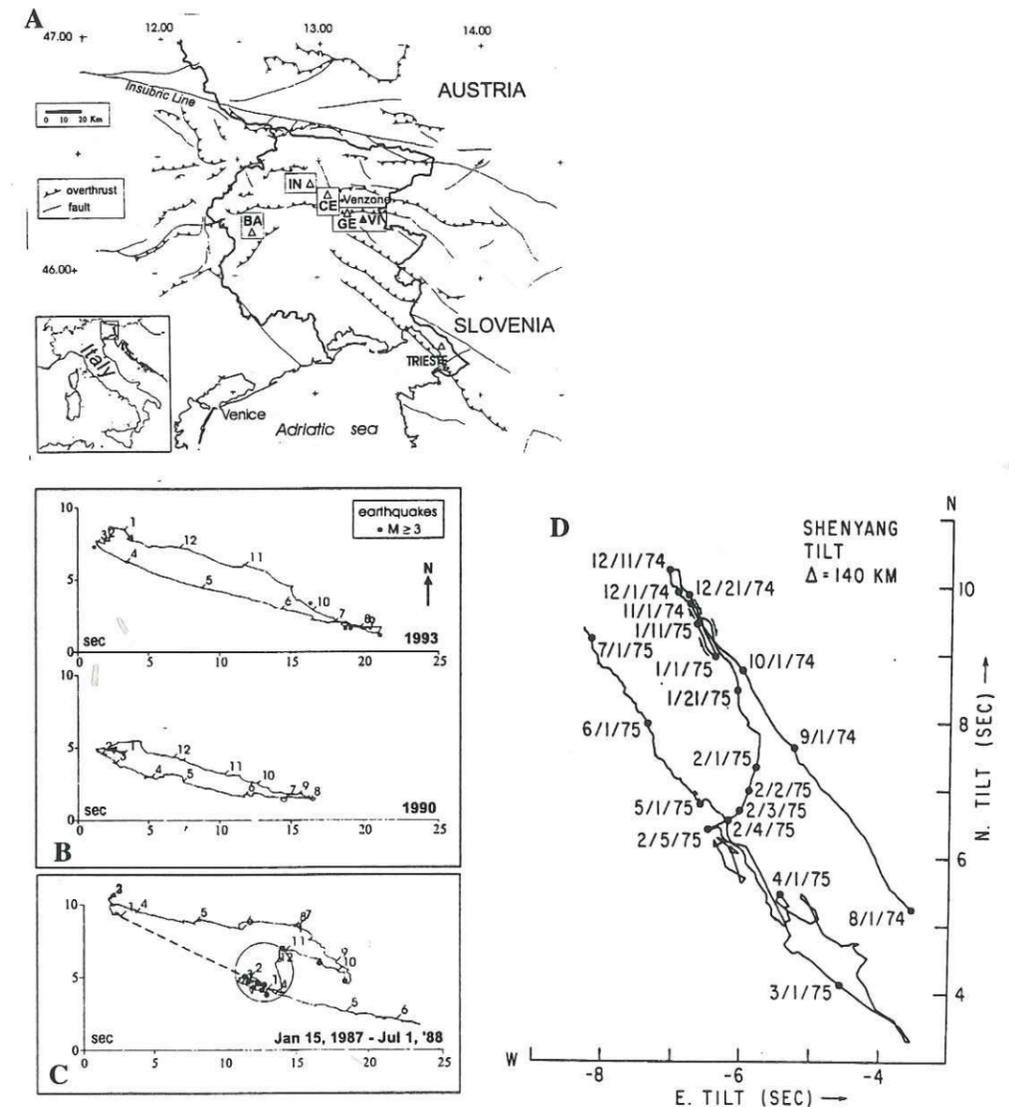


Figure 1.10: A) Contexte tectonique et localisation des stations de mesures inclinométriques rapportées par Dal Moro & Zadro (1999). B) Cycles annuels de variation du vecteur d'inclinaison mesuré en 1990 et 1993 à la station CE, après filtrage des composantes diurnes et semi-diurnes des marées. C) Variations du vecteur d'inclinaison du 15/01/87 au 01/07/88. Une anomalie du signal clinométrique est observée après novembre 87 (indiquée par un cercle). Les nombres indiquent le début de chaque mois, et les cercles représentent les séismes de magnitude $M \geq 3$ dont l'épicentre est situé à moins de 40 km de la station de mesure. D) Variations du vecteur d'inclinaison mesuré à Shenyang (voir figure 1.1) entre le 1/8/74 et le 1/7/75. Le séisme de Haicheng survient le 4/2/75. L'anomalie présismique se distingue par une déviation par rapport à la polarisation du cycle annuel. D'après Raleigh *et al.* (1977).

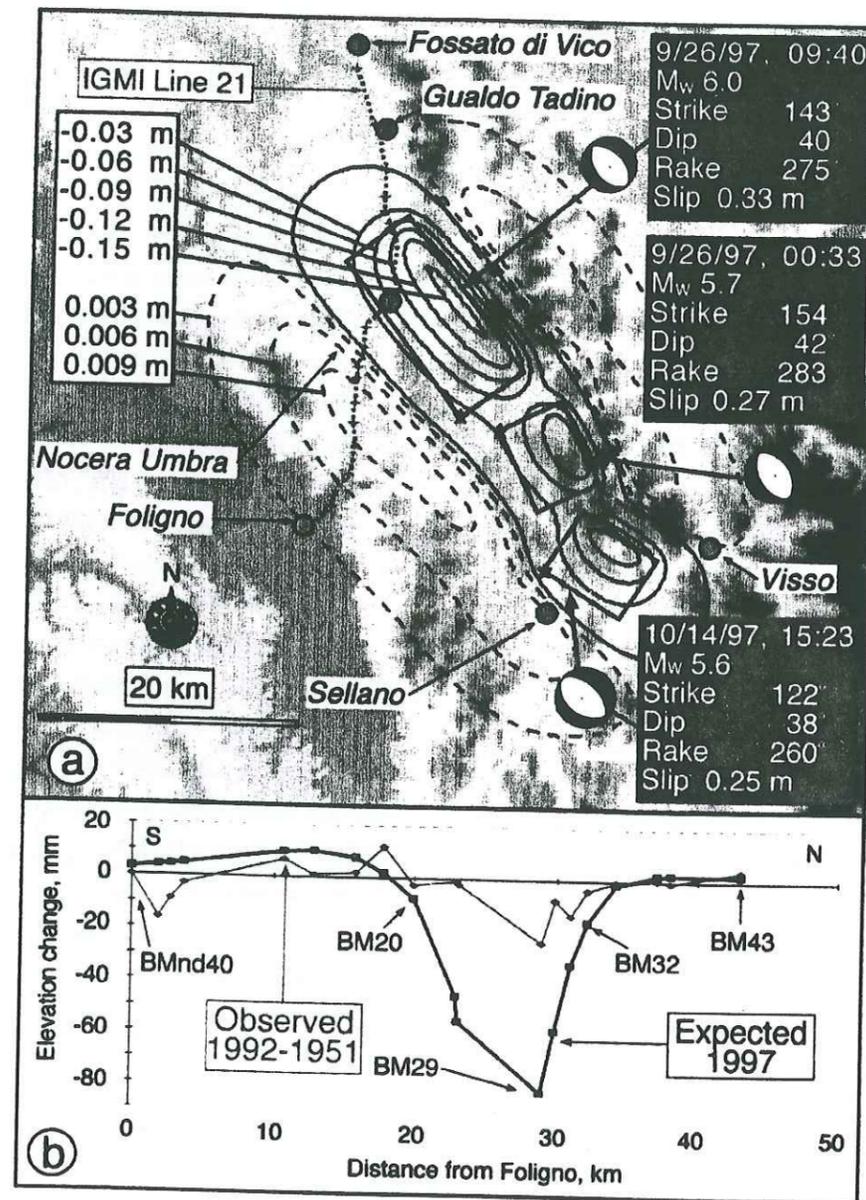


Figure 1.11: a) Déplacement vertical cosismique calculé pour les trois séismes qui surviennent sur la faille. Le soulèvement maximal atteint 1 cm et la subsidence maximale atteint 15 cm. b) Déplacement vertical cosismique calculé pour 1997 et variations d'élévation mesurée entre 1951 et 1992 le long de la ligne 21. D'après De Martini & Valensine (1999).

Cependant les incertitudes sur les mesures de ces précurseurs géodésiques restent fortes, et la relation de ces précurseurs avec la sismicité reste souvent incertaine (Geller, 1997a). Un autre moyen de mesurer les variations présismiques du taux de déformation de la croûte est d'étudier la pression de fluide dans la croûte, qui est sensible à la déformation (Roeloffs, 1988a; Kumpel, 1992). Ainsi, le suivi de niveau de puits se révèle être dans certains cas un bon indicateur des déformations crustales (Ohno *et al.*, 1999), qui peuvent intervenir en phase présismique.

1.4 Anomalies de niveau de puits

Le suivi du niveau d'eau dans les puits permet de mesurer les variations de pression de fluide de la croûte, en réponse à des variations de déformation de la croûte. De nombreux cas de variations de niveau de puits précédant un séisme ont été rapportés dans la littérature.

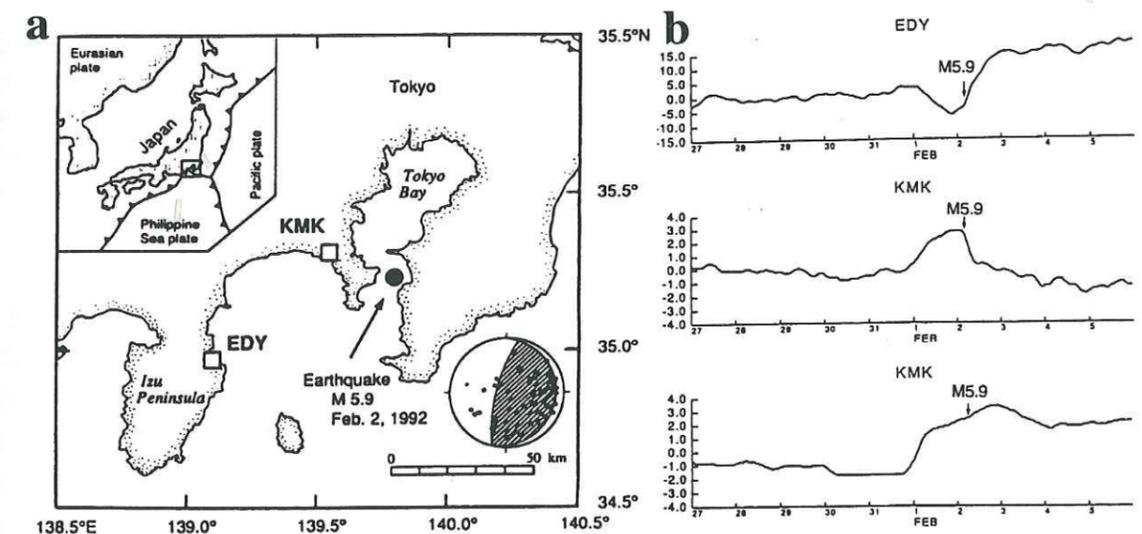


Figure 1.12: a) Localisation des stations de mesure de niveau de puits KMK et EDY et du séisme de Tokyo Bay (Japon) en faille normale de magnitude 5.9, qui survient le 2/2/92. b) Variations (cm) de niveau d'eau dans le puits de 85 m de profondeur de la station EDY (haut), dans le puits de 100 m de profondeur (milieu) et le puits de 500 m de profondeur (bas) de la station KMK pendant une période de 10 jours autour du séisme. Les variations sont corrigées des fluctuations de la pression atmosphérique et des effets de marées. D'après Igarashi *et al.* (1992).

Ainsi, des variations de niveau de puits précédant le séisme en faille normale de Tokyo Bay, de magnitude $M = 5.9$, survenu au Japon le 2 février 1992, ont été mesurées simultanément dans trois forages situés entre 90 et 110 km de l'hypocentre (Igarashi *et al.*, 1992). Ces anomalies, dont les amplitudes sont comprises entre 3 et 10 cm, interviennent environ 1 jour avant le séisme (figure 1.12). Elles sont suivies par des anomalies cosismiques de signe opposé et d'amplitude comprise entre 1 et 20 cm. La présence de ces dernières confirme que les niveaux d'eau dans les puits

étudiés sont sensibles aux variations de la déformation crustale, et peuvent donc logiquement détecter des anomalies de déformation en phase présismique (Wakita, 1996).

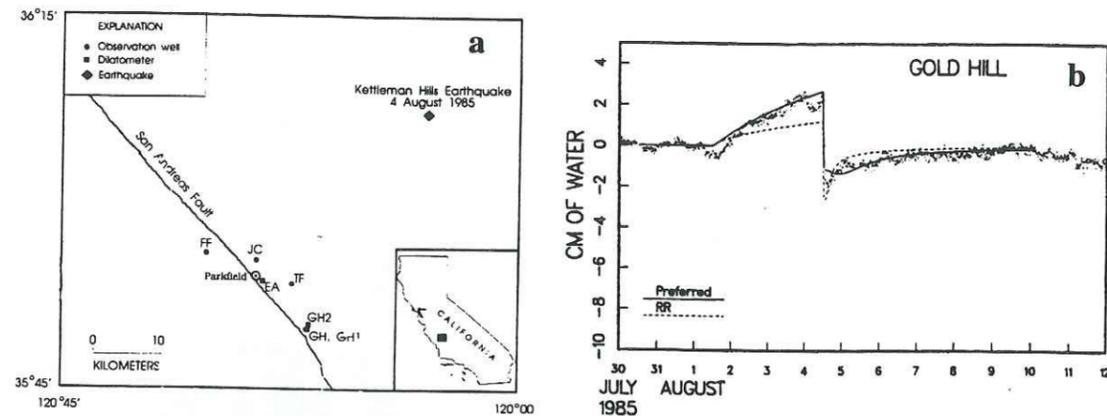


Figure 1.13: a) Localisation du séisme de Kettleman Hills, de magnitude 6.1, survenu sur la Faille de San Andreas le 4/8/95, et position des stations de mesure de niveau d'eau dans les puits. b) Comparaison entre les données de niveau observées (gris foncé) dans le puits de Gold Hill (GH) et celles calculées à partir d'un historique de la déformation dans la zone étudiée (lignes pleine et pointillée). Les données sont corrigées des fluctuations liées à la marée et à la pression barométrique. La tendance linéaire a également été soustraite. D'après Roeloffs & Quilty (1997).

Roeloffs & Quilty (1997) présente des anomalies de niveau de plusieurs puits précédant le séisme de Kettleman Hills, de magnitude $M_w = 6.1$, survenu en Californie le 4/08/85. Ces variations sont cohérentes avec un historique supposé de la déformation présismique et cosismique de la région (figure 1.13). Néanmoins, les variations présismiques et cosismiques sont de signe opposé. Ainsi l'hypothèse d'un glissement présismique sur la faille, comme dans le cas de De Martini & Valensine (1999), est écartée. Néanmoins, un glissement présismique sur une autre partie de la faille pourrait produire un transfert de contrainte sur la zone de faille du séisme de Kettleman Hills, entraînant le déclenchement du séisme. Les déformations crustales résultantes entraîneraient des variations de niveau piézométrique, dont l'amplitude varie selon les propriétés hydrologiques du milieu étudié.

Des effets hydrologiques ont pu également être associées à des déformations de la croûte dans le cas d'événements épisodiques de glissement ductile au voisinage de Parkfield en Californie (Roeloffs *et al.*, 1989).

En considérant que les anomalies présismiques sont engendrées par un glissement présismique sur la faille, dont le moment est inférieur ou égal à celui du séisme imminent, la déformation cosismique représente donc une limite supérieure de la déformation présismique attendue. A partir de cette hypothèse, Roeloffs (1988b) vérifie que les amplitudes des anomalies présismiques de niveau de puits relevées dans la littérature, converties en terme de déformation, sont contenues dans cette limite supérieure pour des distances épacentrales inférieures à 150 km (figure 1.14). Au-delà, les amplitudes apparaissent supérieures de plusieurs ordres de grandeur. Ceci permet

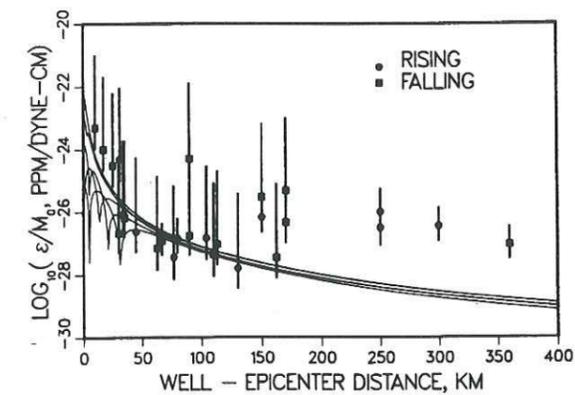


Figure 1.14: Comparaison entre la déformation déduite des anomalies de niveau d'eau et la déformation volumique cosismique maximale (Roeloffs, 1988b). Les points représentent les anomalies présismiques de niveau d'eau converties en déformation et divisée par le moment du séisme correspondant. Les courbes sont les valeurs absolues de la déformation volumique en fonction de la distance épacentrale pour différents mécanismes au foyer.

d'affirmer que les ordres de grandeur des anomalies présismiques de niveau d'eau dans les puits observées dans un rayon de 150 km autour de l'épicentre sont cohérents avec une déformation mécanique associée à la nucléation d'un séisme.

Ainsi, les variations de niveau de puits présentées dans ce paragraphe montrent que dans certains cas, des anomalies de pression de fluide dans la croûte précèdent l'occurrence des séismes. La cohérence de leur amplitude avec la magnitude du séisme confirme qu'elles sont associées à des variations du taux de déformation de la croûte durant la phase présismique.

Les variations de circulation de fluide, associées à ces variations de pression, sont susceptibles d'engendrer d'autres phénomènes. En effet, les mesures géophysiques mentionnées dans le paragraphe 1.1 (variations de potentiel électrique, de champ magnétique, de gaz radon) peuvent présenter la signature de circulations de fluide.

1.5 Anomalies électriques

Des anomalies du champ électrique ont été observées et associées à l'imminence de séismes, comme l'illustrent les variations de potentiel électrique qui ont précédé le séisme de Haicheng (paragraphe 1.1). Nous présentons ici des exemples d'anomalies électriques reportés dans les années 70. Puis nous évoquons la méthode VAN utilisée en Grèce dans la prédiction des séismes.

Au moyen d'un réseau de mesures électriques installé au Kamchatka entre 1972 et 1974 (Sobolev, 1975), des variables issues d'un traitement effectué à partir des seules données électriques montrent des perturbations précédant certains tremblements de terre majeurs (figure 1.15). L'analyse de ces signaux n'a permis d'établir aucun lien avec la météorologie ou l'induction électrique, mais ces anomalies ne concernent cependant qu'une faible proportion des séismes

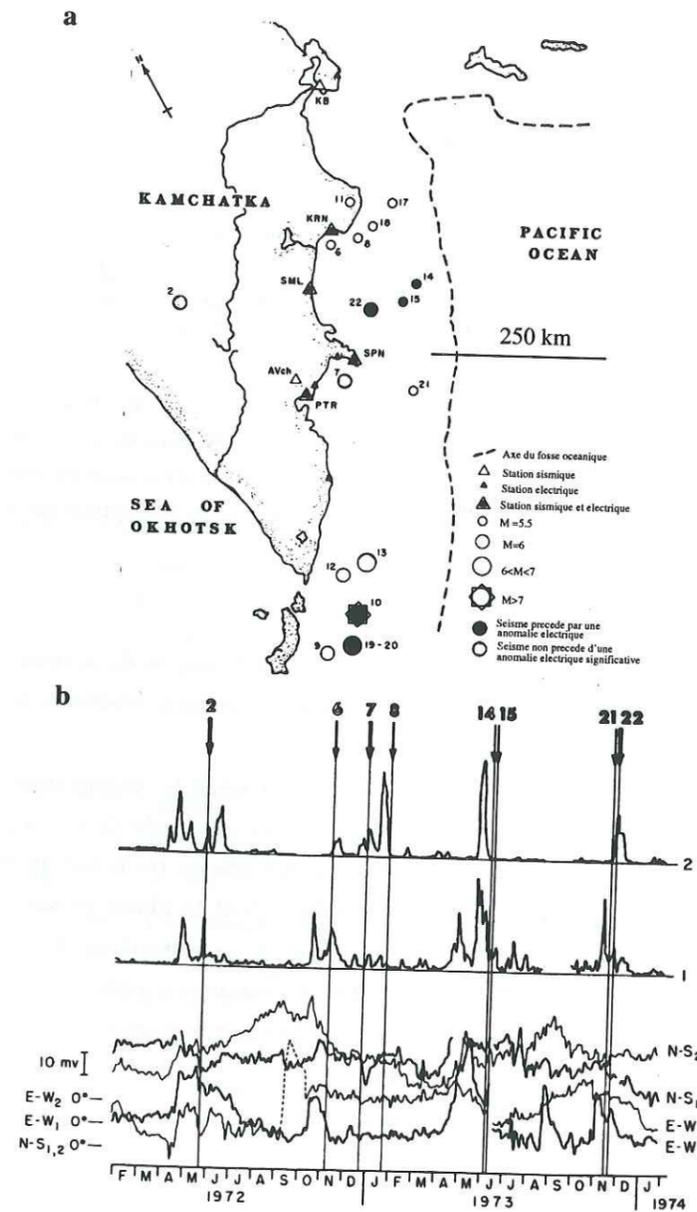


Figure 1.15: a) Localisation des épicentres des séismes de magnitude supérieure à 5.5 au Kamchatka entre 1972 et 1974. b) Détection des séismes de magnitude $M \geq 5.5$ (indiqués par des flèches) par traitement des données de potentiel électrique mesurées à la station SPN. Les quatre courbes en contrebas sont les données brutes mesurées à partir de dipôles de 200 m de longueur. Les données brutes sont traitées (deux premières courbes en contre-haut de la figure) afin d'augmenter le rapport signal sur bruit et de diminuer la composante saisonnière des signaux. Les séismes détectés sont indiqués sur la carte par des cercles pleins. D'après Sobolev (1975).

majeurs de la zone d'observation (figure 1.15); leur relation avec la tectonique n'apparaît donc pas triviale.

Deux séismes de magnitude $M=5$ (28/11/74) et $M=2.4$ (09/11/75), survenus en Californie Centrale ont été précédés de variations anormales du champ électrique horizontal mesurées à 37 et 3.5 kilomètres respectivement de l'épicentre (Corwin & Morrison, 1977). En particulier, le séisme de magnitude 2.4 fut précédé 4 jours avant par un signal d'environ 4 mV d'amplitude (figure 1.16). Le phénomène invoqué pour expliquer ces signaux est l'électrofiltration; ces signaux électriques seraient générés par la circulation de fluides au sein d'une zone de dilatance créée par les déformations présismiques.

Les mesures électriques sont également utilisées dans la méthode de prédiction sismique VAN, du nom des trois chercheurs grecs qui en sont à l'origine (Varotsos, Alexopoulos et Nomicos) (Varotsos & Alexopoulos, 1984a; Varotsos & Alexopoulos, 1984b; Varotsos & Alexopoulos, 1987). Cette méthode, utilisée en Grèce depuis 1981, consiste à enregistrer des courants électrotelluriques en continu grâce à un réseau de dipôles électriques installé en surface et réparti en 18 stations sur le territoire grec. D'après la reconnaissance de certaines caractéristiques du potentiel électrique, certains signaux, dits Signaux Sismo-Electriques (SES), sont interprétés comme des signaux avant-coureurs de séismes régionaux dans un délai variant de quelques heures à trois semaines. Un exemple de SES est présenté sur la figure 1.17 (Varotsos & Lazaridou, 1991). Selon Uyeda *et al.* (1999), la sensibilité des stations VAN dépend du mécanisme à la source du séisme imminent.

L'origine de ces signaux est attribuée à la polarisation de défauts cristallins dans la région hypocentrale, engendrée par une augmentation des contraintes présismiques (Varotsos & Lazaridou, 1991, Varotsos *et al.*, 1999). Ces observations sont appuyées par des expériences en laboratoire qui ont montré la création de potentiels électriques lors de changements du taux de contrainte appliquée sur un échantillon (Hadjicontis & Mavromatou, 1994). La génération de ces signaux électriques à grande distance épicentrale serait rendue possible par l'existence de structures de forte conductivité qui canaliserait les lignes de courant (Varotsos *et al.*, 1998).

Mais cette méthode empirique ne permet pas de localiser la source de l'anomalie électrique, qui semble proche des dipôles de mesure (Uyeshima *et al.*, 1998), et ne fournit donc aucun indice sur sa nature physique. D'autre part, l'absence de mesures complémentaires de déformation, exclue toute modélisation physique du couplage électromécanique du sol.

De plus, la corrélation entre les signaux précurseurs et la sismicité n'a pas pu être confirmée (Lighthill, 1996; Geller, 1996). En effet, la Grèce est le pays le plus actif sismiquement en Europe. Et les prédictions du groupe VAN restent assez vagues sur la longueur des fenêtres de temps, sur les échelles de magnitude et sur les distances épicentrales de leurs prédictions. Un réexamen critique des prédictions concernant les séismes de magnitude $M \geq 5.8$ a été effectué par Geller (1997a) en utilisant les critères de prédiction énoncés initialement par le groupe VAN. Ce réexamen indique seulement une prédiction réussie, au lieu des dix succès annoncés par le groupe VAN. Les critères sur lesquels s'établissent les prédictions sont donc flous et ne permettent pas

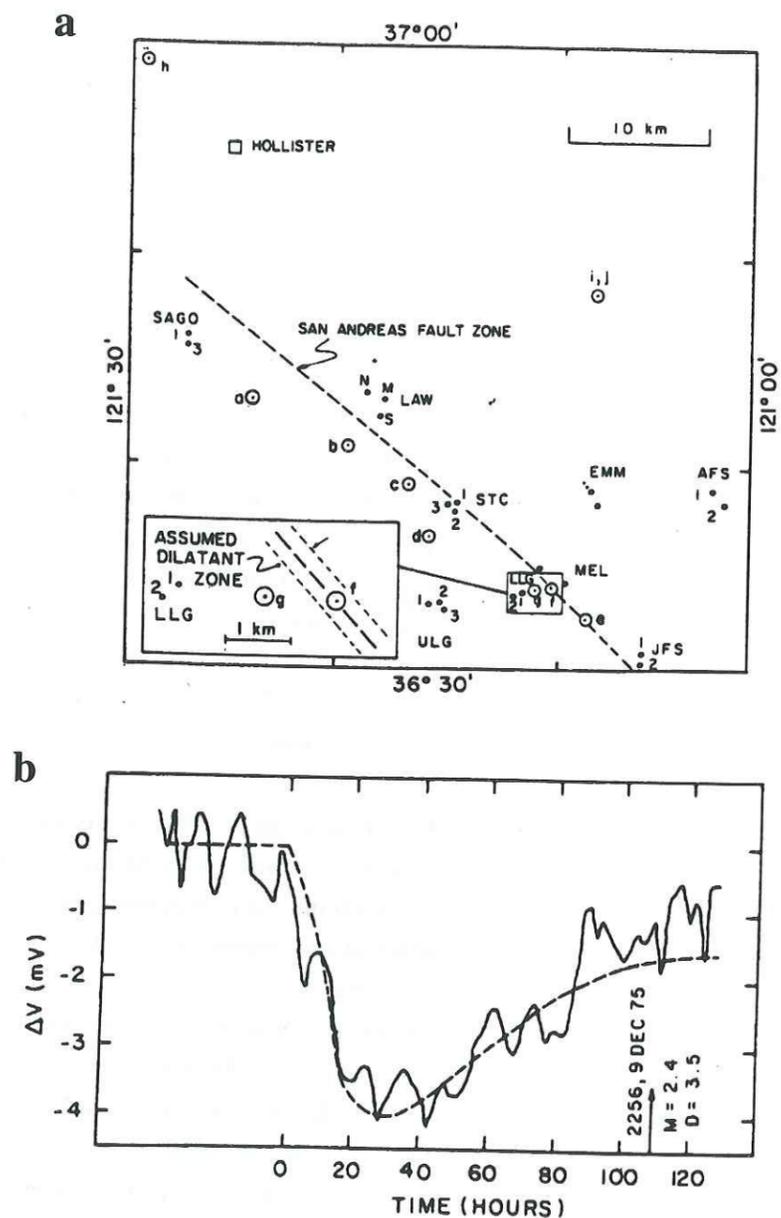


Figure 1.16: a) Localisation des points de mesures électriques (points noirs) et des tremblements de terre (point noir cerclé) désignés par des lettres à proximité de la faille de San Andreas. b) Variations de potentiel électrique mesurées à la station électrique LLG sur un dipôle de 300 m et précédant un séisme de magnitude 2.4 (séisme f), dont l'épicentre se situe à 3.5 km du dipôle. La courbe pointillée représente le potentiel électrique calculé à partir d'un modèle de génération de potentiel d'électrofiltration dans une zone de dilatance. D'après Corwin & Morrison.(1977).

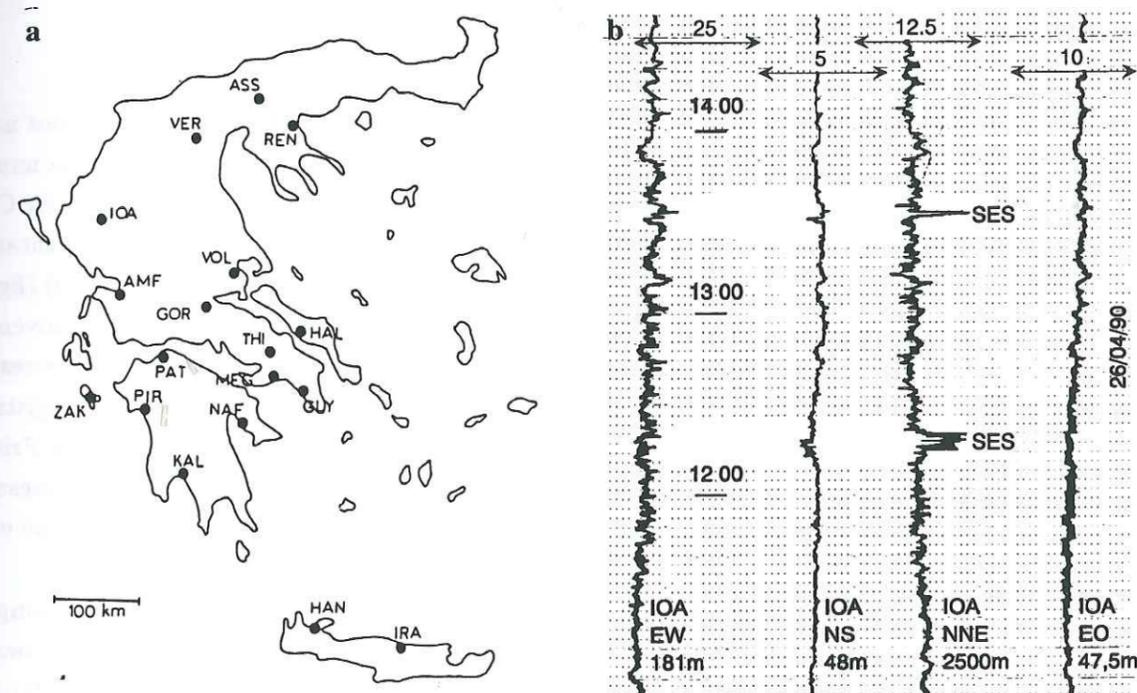


Figure 1.17: a) Localisation des stations du réseau VAN sur le territoire Grec (Varotsos & Alexopoulos, 1984a). b) Potentiel électrique (mV) enregistré à la station IOA du réseau VAN le 26/04/90 (Varotsos & Lazaridou, 1991). Les orientations et longueurs des quatre dipôles sont indiquées au pied de chaque trace. Ces signaux ont conduit le groupe VAN à prédire l'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure à 5.8 en Grèce. Le séisme, de magnitude $M_s=5.0$, qui survient à 140 km à l'ouest d'Athènes le 17/05/90 est alors reconnu comme le séisme prédit (Varotsos & Lazaridou, 1991).

de confirmer la validité de la méthode.

Enfin, dans certains cas, il n'est pas exclu que les signaux électriques «précurseurs» soient des artefacts instrumentaux, ou bien des signaux d'origine industrielle, comme nous l'évoquerons dans le paragraphe 2.2.1 (Gruszow *et al.*, 1996). Ainsi, les mesures électriques dans le long terme sont-elles délicates à interpréter. Par contre, la mesure du champ magnétique est une technique plus fiable, et le champ magnétique est également étudié au voisinage de failles actives ou de volcans.

1.6 Anomalies magnétiques et électromagnétiques

Les cas d'anomalies magnétiques ou électromagnétiques relevées avant des séismes sont nombreux et ont été répertoriés pour la plupart par Park *et al.* (1993). L'exemple le plus connu en basse fréquence est le cas du séisme de Loma Prieta de magnitude $M_s = 7.1$ survenu en Californie du Nord le 18 octobre 1989. Il fut précédé trois heures auparavant par une augmentation spectaculaire du champ magnétique à la fréquence de 0.01 Hz (Fraser-Smith *et al.*, 1990) (figure 1.18). Ce signal ne semble avoir été généré ni par une variation du champ magnétique provenant de la haute atmosphère, ni par un mouvement du capteur dans le champ magnétique terrestre, lié à des séismes précurseurs de forte magnitude. Les perturbations magnétiques enregistrées après le séisme proviennent, quant à elles, des nombreuses répliques du séisme de Loma Prieta, ainsi que d'une tempête magnétique (Fraser-Smith *et al.*, 1990). Toutefois, le manque de mesures complémentaires ne permet pas de confirmer la relation entre cette anomalie magnétique et le séisme de Loma Prieta.

Dans la même gamme de fréquence en contexte volcanique, des anomalies du champ électrique ont été enregistrées avant des éruptions (Fujinawa & Takahashi, 1990; Fujinawa & Kumagai, 1992). De telles variations, qui affectent les basses fréquences comprises entre 0.01 et 0.6 Hz (Fujinawa & Kumagai, 1992), sont apparues environ 4 jours avant une éruption volcanique mineure, survenue au Mont Mihara sur l'île de Izu-Oshima, Japon, le 4/10/1990 (figure 1.19).

Dans ces deux cas, un phénomène électrocinétique est envisagé pour expliquer ces phénomènes. En domaine volcanique, ce sont des circulations hydrothermales autour du cratère qui sont supposées générer les variations électriques. Dans la zone de faille, c'est la rupture présismique de la faille séparant des zones saturées de fluides sous haute pression, qui provoquerait des circulations de fluide au sein de la faille, générant par effet électrocinétique des perturbations magnétiques de magnitude et fréquence comparables à celle observées avant le séisme de Loma Prieta (Fenoglio *et al.*, 1995).

Des variations du champ électromagnétique basse fréquence (0.005-10Hz) ont également été observées quelques jours avant le séisme de Upland, de magnitude $M_s=4.6$, survenu en Californie le 17/04/1990 (Dea *et al.*, 1991), et quelques heures avant le séisme de Spitak, de magnitude $M_s=6.9$ survenu en Arménie le 07/12/88 (Kopytenko *et al.*, 1993).

D'autre part, des anomalies électromagnétiques présismiques ont été mesurées en haute fréquence. Une augmentation du bruit de fond du champ magnétique à la fréquence de 81kHz a été

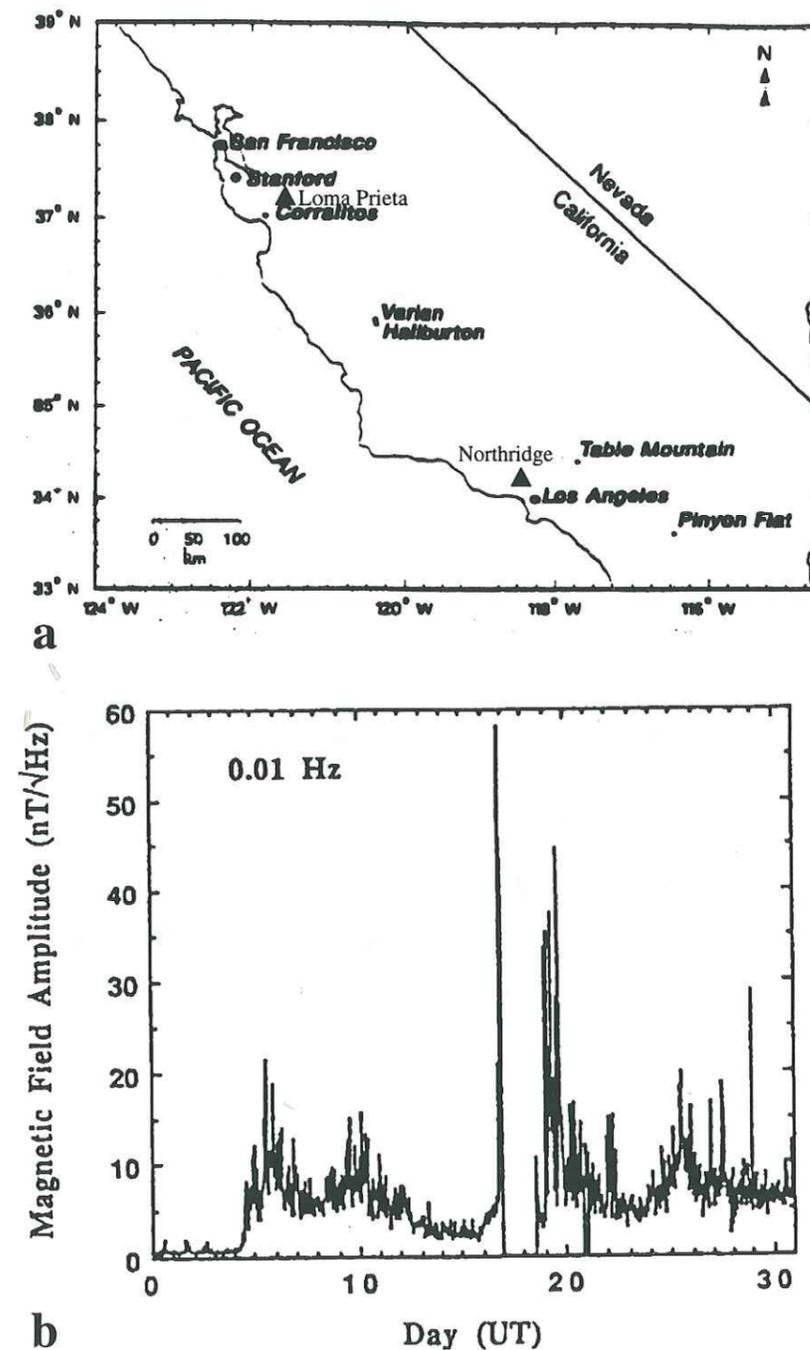


Figure 1.18: a) Localisation des stations de mesure magnétique à proximité de la faille de San Andreas. Les séismes de Loma Prieta de magnitude 7.1 (18/10/89) et de Northridge de magnitude 6.7 (17/01/94) sont indiqués par des triangles. b) Variations du champ magnétique à 0.01Hz enregistré pendant le mois d'octobre 1989 à la station Corralitos, située à environ 7 km de l'épicentre du séisme de Loma Prieta. D'après Fraser-Smith *et al.* (1990).

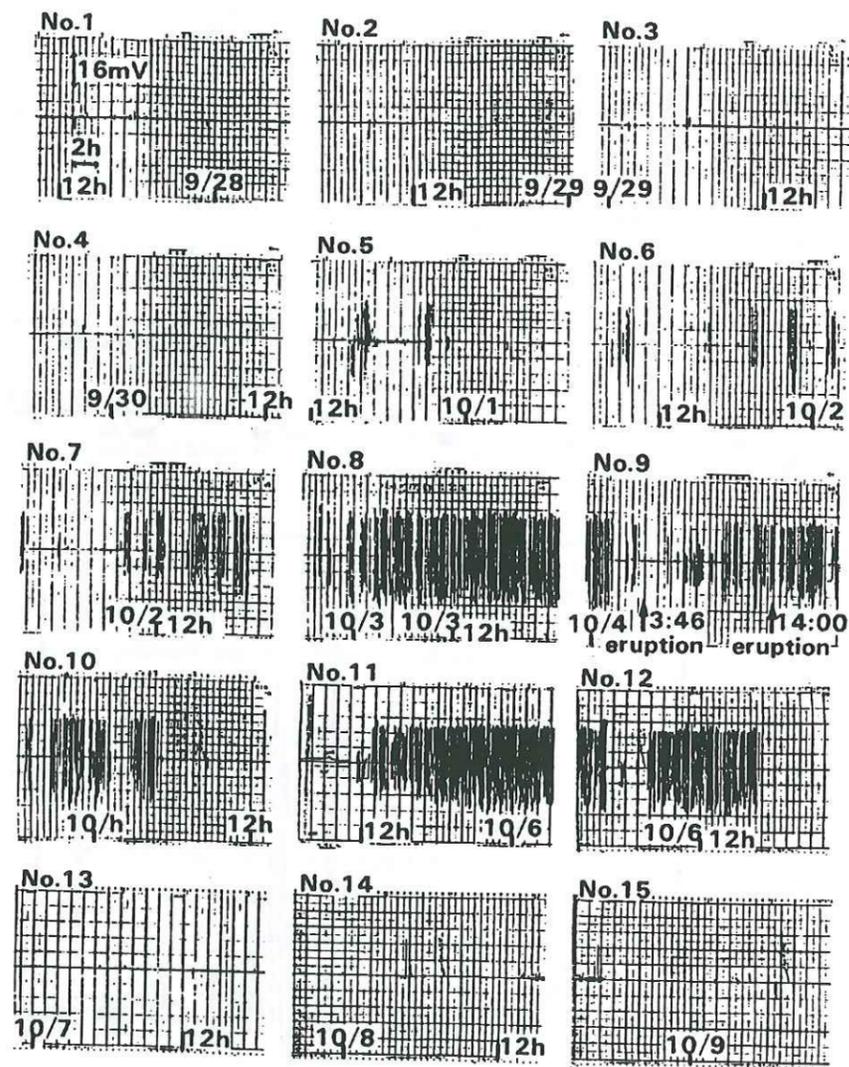


Figure 1.19: Variations du champ électrique vertical dans la bande 0.01-0.6 Hz enregistrées à l'aide d'une antenne électrique verticale d'une longueur de 300 m sur le Mont Mihara sur l'île de Izu-Oshima au Japon (Fujinawa & Kumagai, 1992). L'éruption volcanique du Mont Mihara survient le 4/10/90.

mesurée avant le séisme, de magnitude $M=7$, survenu le 31/03/1980 à Kyoto, Japon (Gokhberg *et al.*, 1982) (figure 1.20). Les mécanismes avancés pour expliquer de telles émissions électromagnétiques sont la piézoélectricité (Warwick *et al.*, 1982), l'électrofiltration, la triboélectricité ou des variations de la résistivité de la croûte (Parrot *et al.*, 1993) en période présismique.

De même, des émissions électromagnétiques à la fréquence de 82kHz ont été enregistrées avant l'éruption volcanique du Mont Mihara, Japon, survenue en novembre 1986 (Yoshino & Tomizawa, 1989). Selon Yoshino & Tomizawa (1989), ces émissions seraient générées par la déformation des roches lors de l'intrusion du magma dans l'édifice volcanique.

Mais ces mesures magnétiques sont effectuées en zone urbaine, et l'influence des sources électromagnétiques, tels les radio-transmetteurs, n'a pas été préalablement quantifiée pour pouvoir être écartée.

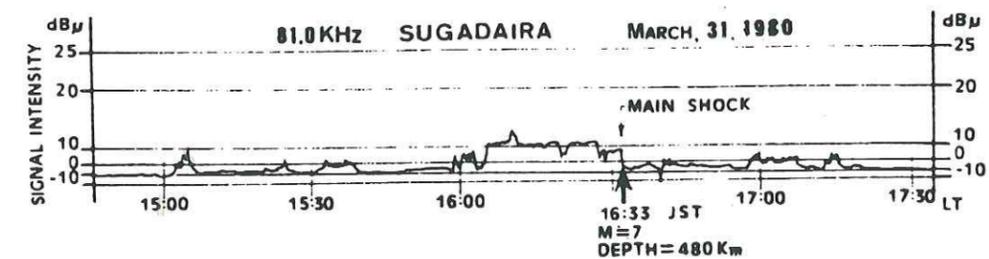


Figure 1.20: Variations du champ magnétique à 81kHz observées à l'observatoire Sugadaira Space Radio-wave (Japon) (Gokhberg *et al.*, 1982). Un séisme de magnitude $M=7$ est survenu le 31/03/1980 à 16:33 à 250 km de la station de mesure et 480 km de profondeur.

En domaine volcanique, des variations lentes du champ magnétique ont été observées (Zlotnicki & Le Mouél, 1988; Zlotnicki & Le Mouél, 1990). En effet, la mesure du champ magnétique différentiel sur le volcan de la Fournaise de l'île de la Réunion, a montré des variations associées au cycle éruptif du volcan (Zlotnicki & Le Mouél, 1990). Selon Zlotnicki & Le Mouél (1990), les variations de contraintes du massif modèleraient les circulations d'eau au sein de l'édifice volcanique soit par les variations de gradient hydraulique soit par les variations de porosité du milieu. Les variations lentes du champ magnétique seraient alors produites par la signature électrocinétique des variations de circulation de fluide. Ces observations mettent en évidence la relation qui peut exister entre les variations de contrainte et le champ magnétique.

Dans les exemples précédents, différents phénomènes ont été avancés pour expliquer l'existence de sources électriques ou électromagnétiques associées à l'imminence de tremblements de terre ou d'éruptions volcaniques. Si des sources d'amplitude fixe existent, la modulation de la fonction de transfert du milieu, induite par exemple par la variation la conductivité électrique, peut également provoquer des variations du champ mesuré.

1.7 Anomalies de résistivité

Des variations de la résistivité électrique du sol ont été mesurées pendant la phase présismique de tremblements de terre importants (Park *et al.*, 1993). Par exemple, une diminution importante de la résistivité du sol a été mesurée 3 ans avant le séisme du Tangshan (voir carte 1.1) (Zhao & Qian, 1994; Chu *et al.*, 1996). Ces mesures sont cohérentes à l'échelle régionale et la carte de résistivité montre que la diminution de résistivité, qui atteint 5% est centrée sur l'épicentre du séisme de Tangshan (figure 1.21). Selon Chu *et al.* (1996), cette diminution de résistivité ne peut être attribuée à des variations des précipitations dans la région. L'origine avancée est la déformation tectonique dilatante: par l'ouverture de fractures, elle entraînerait une augmentation de la teneur en eau des roches superficielles et donc une diminution de la résistivité.

Sur le site de Parkfield, Californie, Park (1997) a étudié les variations de résistivité électrique à l'aide d'un réseau tellurique composé de 8 dipôles. Cette méthode n'est pas une méthode active, comme la mesure Schlumberger utilisée précédemment. Elle consiste à enregistrer les déviations de faible amplitude de la polarisation du champ électrique induit. En effet, la direction de polarisation est contrôlée par les contrastes de résistivité des couches superficielles. De cette manière, Park (1997) n'a pu mettre en évidence de variations temporelles de la résistivité liées à la sismicité. Il est vraisemblable dans ce cas, que le réseau tellurique ne soit pas suffisamment sensible pour mesurer des variations de résistivité associées à des séismes de faible magnitude (Park, 1997).

Les variations de la résistivité électrique de la roche peuvent être interprétées de plusieurs façons. Tout d'abord, le volume de fluide dans les pores influence la conductivité de la roche. La résistivité électrique des roches est essentiellement contrôlée par la porosité, la saturation et la conductivité des fluides des pores. La résistivité des roches ρ_R s'exprime selon la loi d'Archie par :

$$\rho_R = \rho_F \Phi^{-m} S^{-n}$$

où S est le taux de saturation, Φ la porosité, ρ_F la résistivité du fluide des pores, m un index compris entre 1.5 et 2 pour la plupart des roches, et n l'index de saturation (proche de 2) (d'après Park *et al.*, 1993). Ainsi, une augmentation de la contrainte appliquée sur un milieu saturé entraîne une diminution de la porosité Φ et donc une augmentation de la résistivité ρ_R du milieu. Le phénomène inverse peut être envisagé à partir du modèle de dilatance. De même, si les roches sont partiellement saturées en fluide, l'augmentation de la contrainte appliquée peut provoquer une diminution de la phase air et donc une diminution de la résistivité de la roche. De plus, l'augmentation de la connectivité de la phase liquide de la roche par la microfracturation peut également produire une diminution de la conductivité du milieu. Les comportements inverses prédits pour des milieux saturés et non-saturés montrent la complexité et l'ambiguïté soulevée par ce type de mesures. Ils permettent néanmoins d'expliquer qualitativement des variations de résistivité associées à des variations de contrainte tectonique.

Ainsi, les variations de connectivité du réseau poreux peuvent jouer un rôle dans les variations

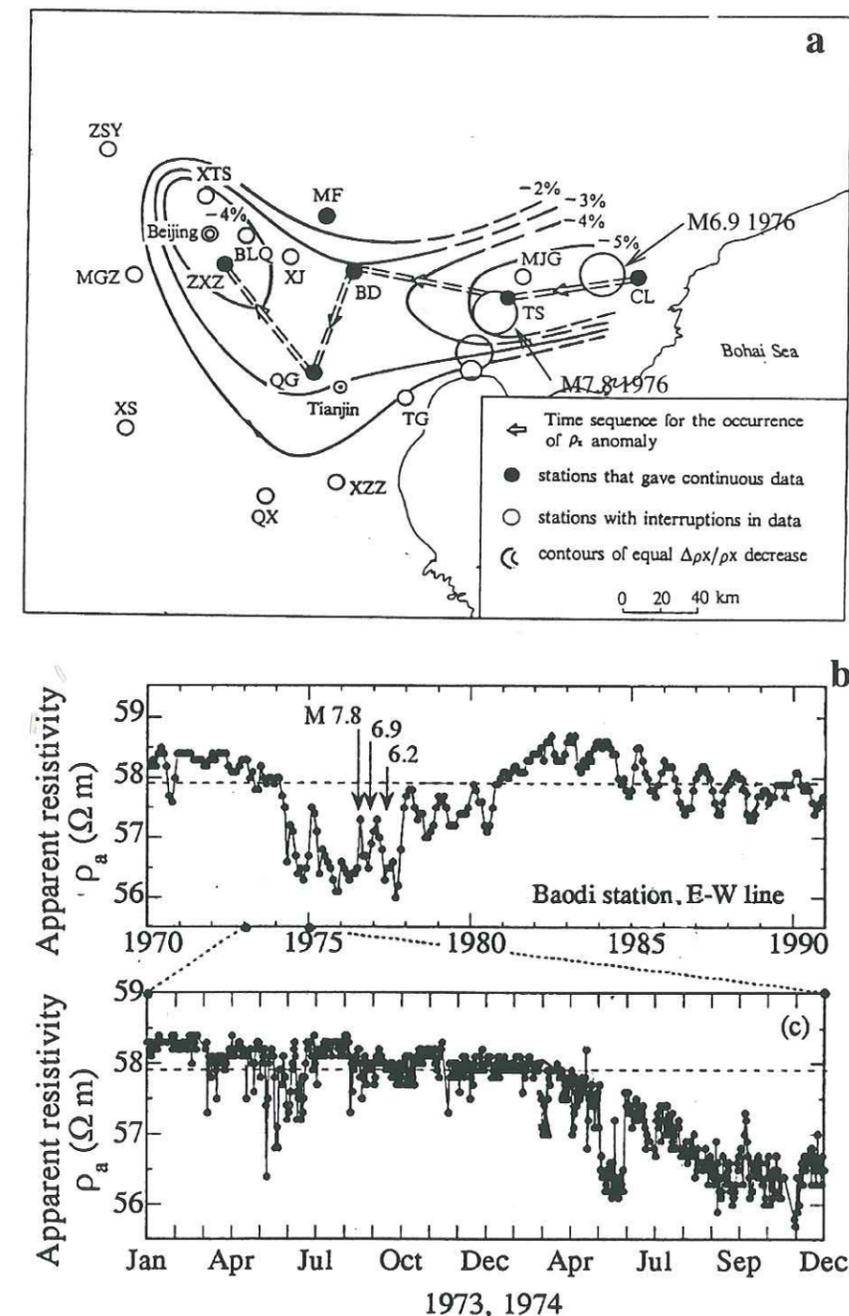


Figure 1.21: a) Localisation du séisme de Tangshan et des stations de mesure continue de résistivité et carte des variations de résistivité mesurées avant le séisme de Tangshan (Zhao & Qian, 1994). b) Variation de la résistivité apparente mesurée de 1970 à 1990 à la station de Baodi (BD) de type Schlumberger située à 80 km de l'épicentre du séisme de Tangshan (indiqué par une flèche) (Chu *et al.*, 1996). Le dipôle d'injection de la station Schlumberger mesurait environ 400 m pour un dipôle de mesure d'environ 3 kilomètres, soit une profondeur sondée d'environ 800 m.

de la conductivité du milieu. Un autre paramètre qui est sensible à la connectivité du réseau poreux est le gaz radon. Ainsi, les variations de gaz radon observées avant des tremblements de terre pourraient également révéler des variations de connectivité du milieu.

1.8 Anomalies radon

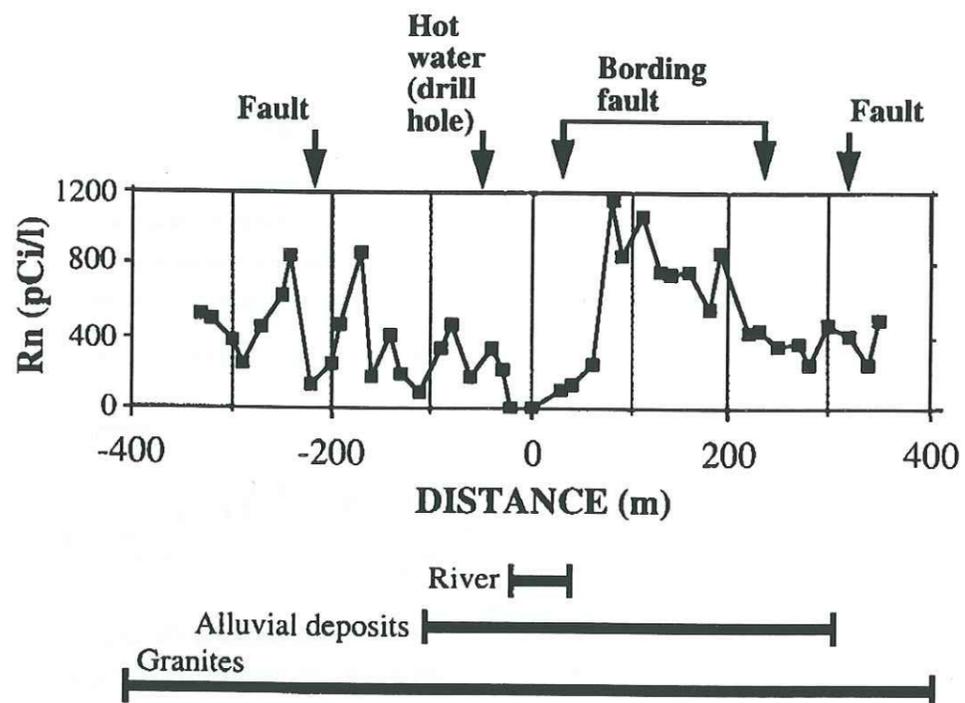


Figure 1.22: Mesures de gaz radon effectuées en travers du Graben de Draginovo en Bulgarie avec un pas de 10 m. D'après Toutain & Baubron (1999).

Le radon est un gaz rare, descendant de l'uranium naturel des roches. Il migre dans l'air ou l'eau du réseau poreux. Les variations spatiales de sa concentration peuvent indiquer des variations de la connectivité du réseau poreux au gaz. Ainsi, les mesures radon effectuées par Toutain & Baubron (1999) en travers d'une faille bordière du graben de Draginova en Bulgarie, ont montré une augmentation de la concentration en gaz radon au passage de la faille, qui suggère une perméabilité de la zone de faille plus importante que l'encaissant (figure 1.22).

Ainsi, les variations de la concentration en gaz radon, mesurée dans l'air ou dans l'eau, peuvent témoigner de modifications de la perméabilité connectée du réseau poreux au gaz radon. Dans certains cas, la concentration du gaz radon présente des variations significatives, qui apparaissent liées à la sismicité.

Ainsi, le séisme de Uttarkashi de magnitude $M_s = 7$, survenu dans le Garwhal Himalaya en Inde le 20/10/94, a été précédé, une semaine auparavant, par des anomalies de gaz radon me-

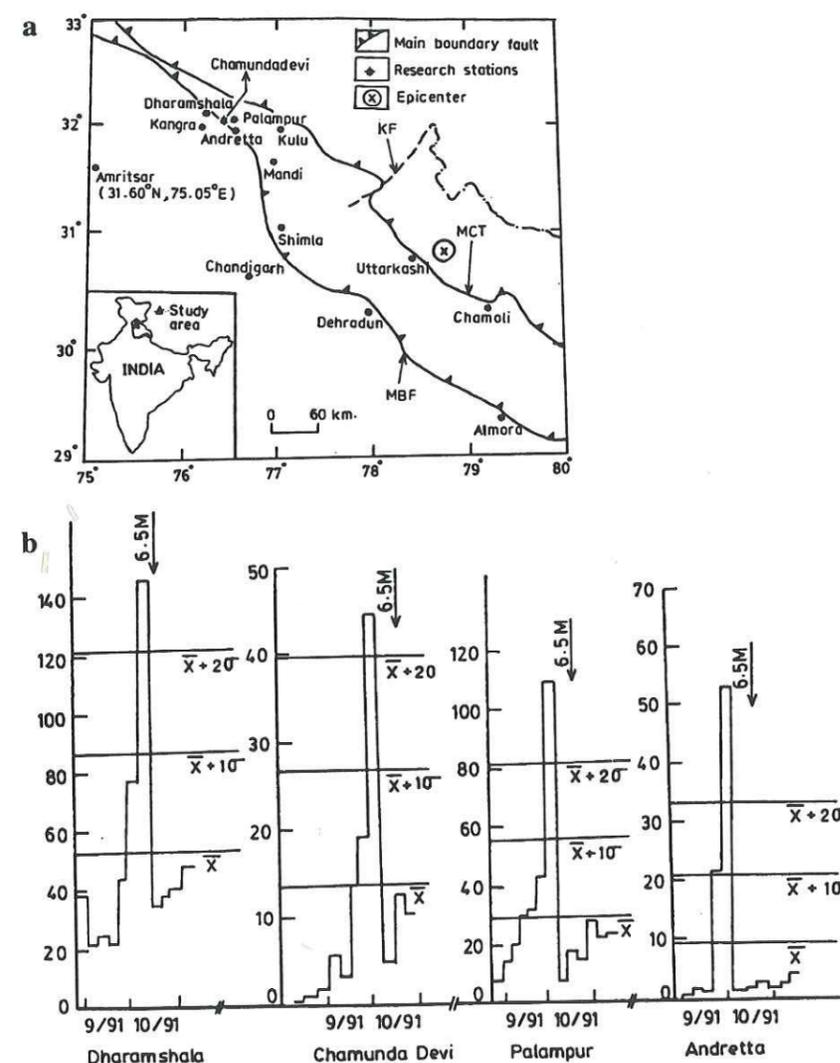


Figure 1.23: a) Localisation du séisme de Uttarkashi en Inde de magnitude $M = 6.5$ et des stations de mesure radon dans le sol situées à 330 km de l'épicentre. b) Mesures intégrées de la concentration de gaz radon dans le sol. Les unités sont relatives. D'après Virk & Singh (1994).

surées dans l'air du sol et enregistrées simultanément en quatre lieux (figure 1.23) (Virk & Singh, 1994). Des mesures radon effectuées dans l'eau en un de ces sites présenta une anomalie similaire. Ces mesures, effectuées entre 330 et 450 km de distance épacentrale, présentent une particularité rare: elles sont mesurées simultanément en plusieurs points, impliquant un phénomène actif à une échelle de l'ordre de la centaine de kilomètres. Les paramètres météorologiques n'étant pas fournis, une origine externe à ces signaux ne peut être exclue.

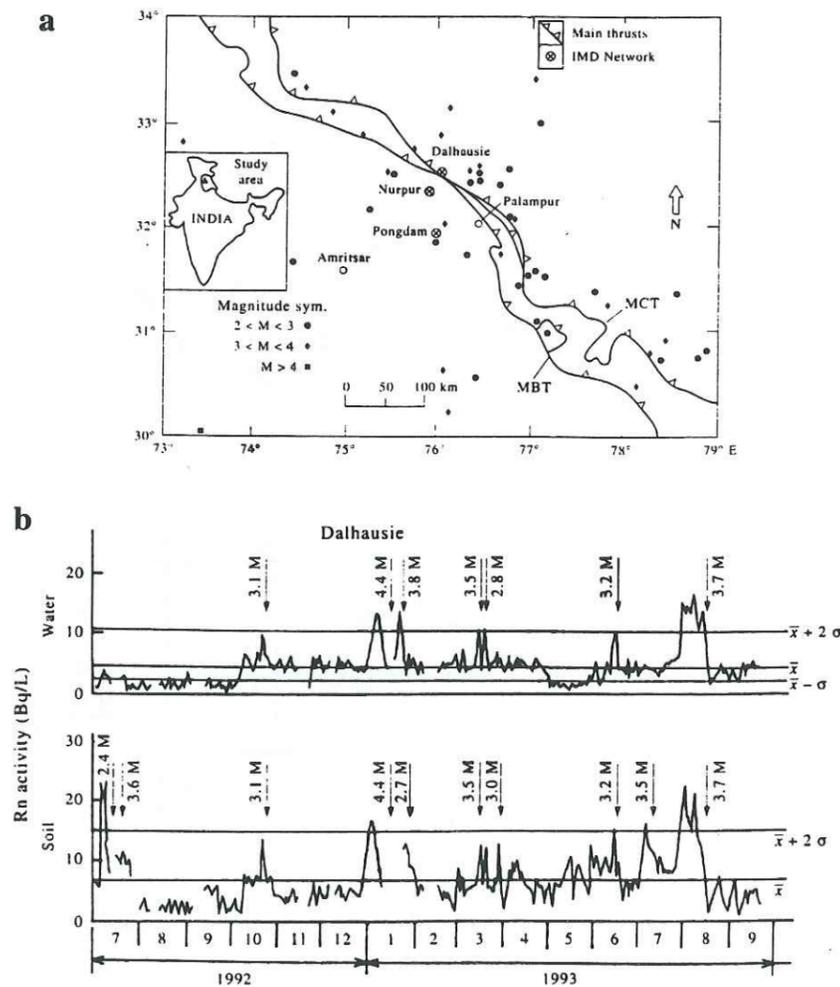


Figure 1.24: a) Activité sismique dans la vallée de Chamba en Inde mesurée de juillet 92 à septembre 93 par trois stations sismiques (croix cerclée) et localisation de la station de mesure de radon dans l'air et dans l'eau du sol de Dalhausie. b) Données d'émanation de gaz radon. Les séismes locaux sont indiqués par des flèches en contre-haut du graphique. D'après Virk (1995).

Dans la même région de l'Himachal Pradesh, des mesures radon réalisées dans l'air et dans l'eau en un même site présentent des correspondances significatives avec la sismicité des failles

majeures dans un rayon de 200 km (Virk, 1995) (figure 1.24). Mais la distance épacentrale des observations est importante pour les magnitudes considérées, et la relation entre les anomalies radon et les séismes n'apparaît pas évidente (Toutain & Baubron, 1999).

Sur la faille de San Andreas en Californie, des épisodes marqués d'activité radon le long de segments de failles ont été mis en évidence (King, 1980). Ces variations, qui n'apparaissent pas systématiquement liées à des variations météorologiques, sont attribuées à des changements du taux de dégazage au sein de la zone de faille en réponse à des épisodes de déformation crustale.

Le séisme décrochant de Kobe de magnitude $M=7.2$ survenu le 17 janvier 1995 au Japon fut également précédé d'une importante anomalie radon (Igarashi *et al.*, 1995). En effet, la concentration de radon dans l'eau d'un puits, situé à une distance épacentrale de 35 km, augmenta dans les quelques mois qui précédèrent ce séisme (figure 1.25). Elle atteint un pic d'amplitude 10 fois supérieure au niveau initial, 9 jours avant le séisme. Cette anomalie, qu'il est impossible d'attribuer seulement à des variations météorologiques (Igarashi *et al.*, 1995), pourrait être produite par des déformations présismiques au voisinage proche de la faille. En effet, des déformations présismiques entraîneraient une augmentation de la microfracturation, et donc de la connectivité de la roche, qui permettrait le drainage du radon d'un plus large volume de roche (Igarashi *et al.*, 1995).

A partir d'un modèle de zone ellipsoïdale de préparation du tremblement de terre, Toutain & Baubron (1999) estiment en fonction de la magnitude les distances épacentrales maximales envisageables pour l'observation de signaux radon associés aux déformations présismiques. Ils montrent ainsi que des variations significatives de radon peuvent être mesurées jusqu'à des distances épacentrales de plusieurs centaines de kilomètres pour des séismes de magnitude $M \geq 5$, confirmant une étude précédente menée par Fleischer (1981). Les déformations présismiques associées se situent entre 10^{-9} et 10^{-7} . Les anomalies reportées sont cohérentes avec cette estimation puisqu'elles se situent souvent en dessous de cette limite supérieure (figure 1.26).

De plus, Toutain & Baubron (1999) confirment les travaux de Hauksson (1981) et mettent en évidence certaines caractéristiques des signaux radon présismiques à partir d'une compilation d'un grand nombre d'anomalies rapportées dans la littérature. Ainsi, les anomalies radon présentent des similitudes, indépendamment du contexte tectonique :

- La distance épacentrale d'observation des anomalies radon augmente avec la magnitude du séisme associé.
- Le délai entre le début de l'anomalie et le séisme augmente avec la magnitude du séisme et diminue avec la distance épacentrale.
- La distance épacentrale relevée pour les anomalies radon de plus large amplitude augmente avec la magnitude.

Par contre, l'amplitude des anomalies n'apparaît pas liée à la distance ou à la magnitude des séismes. Ceci semble indiquer que les conditions locales influencent la sensibilité du site au radon émis pendant la phase présismique.

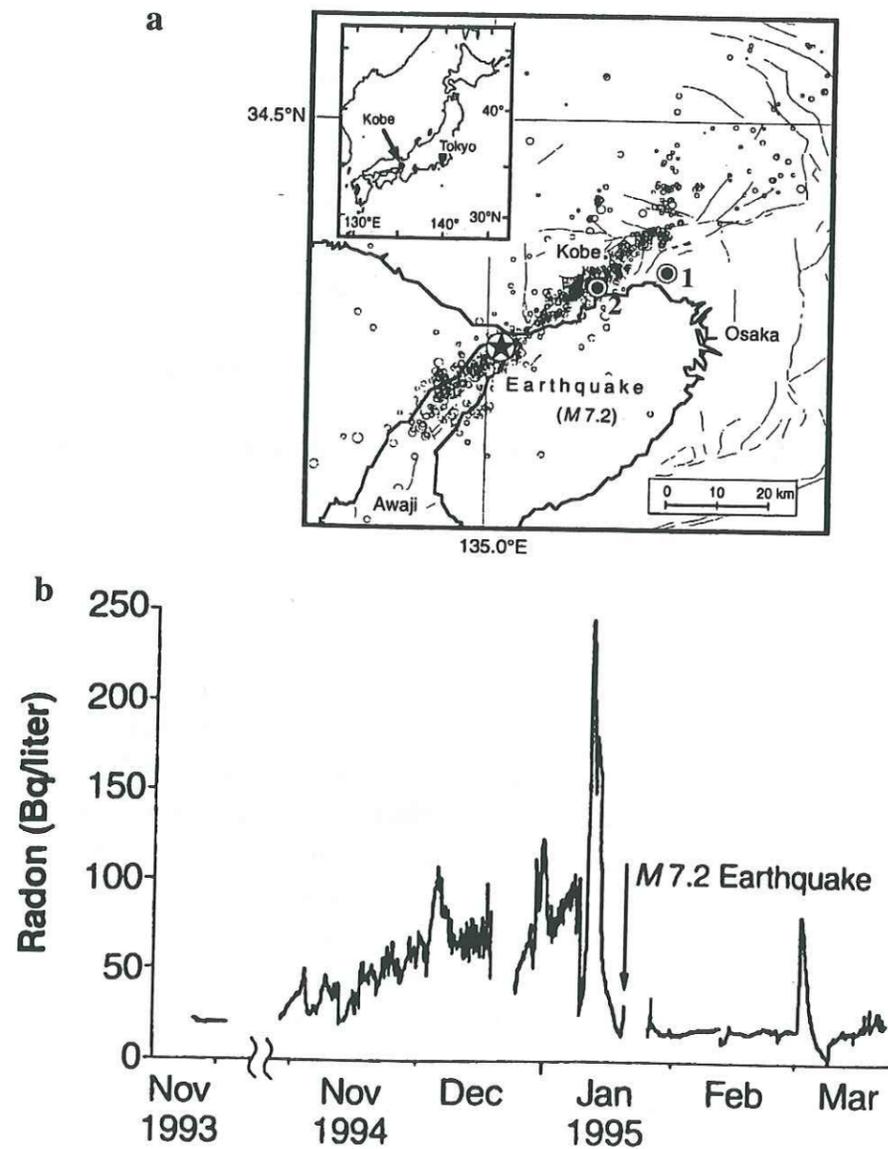


Figure 1.25: a) Localisation des puits (point noir cerclé) dont l'eau a montré une anomalie géochimique avant le séisme de Kobe de magnitude $M = 7.2$ (17/01/95). Les répliques du choc principal sont également indiquées. b) Concentration de radon mesurée dans l'eau du puits 1 situé à une distance épacentrale de 35 km. D'après Igarashi et al. (1995).

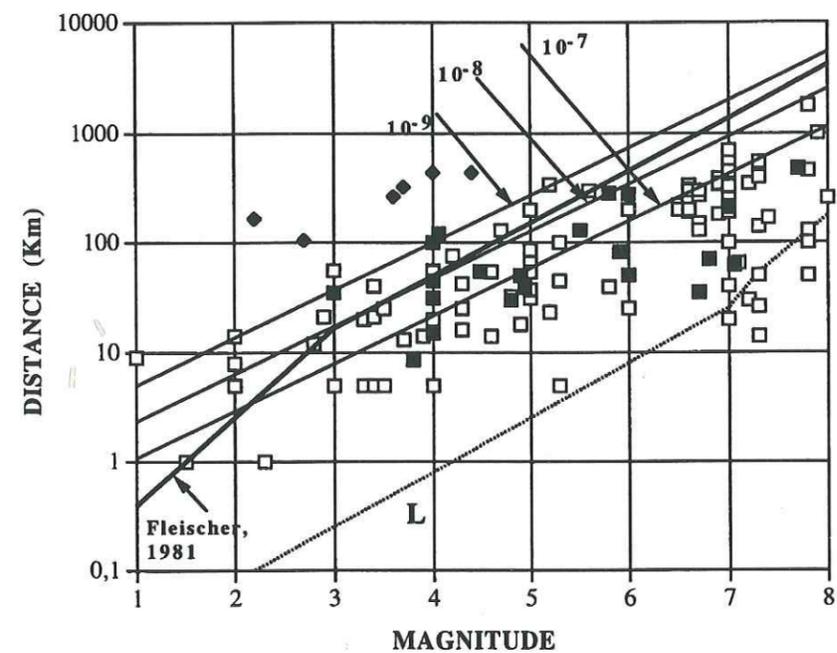


Figure 1.26: Distance épacentrale d'observation d'anomalies radon (carré noir) ou d'autre gaz (carré blanc) en fonction de la magnitude du séisme associé. Les losanges noirs correspondent aux anomalies radon reportées par Virk (1995) (figure 1.24). Les lignes pleines caractérisent la relation entre le rayon de déformation et la magnitude pour des valeurs de la déformation de 10^{-9} à 10^{-7} . Cette relation est calculée selon l'hypothèse que les zones de préparation des séismes produisent des variations de contrainte à large échelle. D'après Toutain & Baubron (1999).

Ces études suggèrent que les anomalies radon présismiques résultent d'un phénomène dont la taille, l'amplitude et la durée sont principalement liées à la magnitude du séisme imminent. Les anomalies radon pourraient ainsi révéler localement des augmentations du taux de déformation pouvant précéder la nucléation des séismes.

D'autres gaz, comme le ^4He , le CO_2 ou le CH_4 , ou certaines espèces chimiques, comme les ions Cl^- ou SO_4^{2-} peuvent également présenter les signatures géochimiques des processus de déformation ou des variations de perméabilité du milieu associées à la phase présismique.

1.9 Autres exemples d'anomalies géochimiques

Les failles actives présentent souvent un dégazage important de ^4He , H_2 , CO_2 , ou CH_4 (Wakita & Nakamura (1980); Toutain & Baubron (1999)). Les failles apparaissent être des drains préférentiels de transport de ces gaz. De plus, des gaz comme l'hélium sont sensibles à la déformation crustale, comme l'ont révélé les variations de rapport He/Ar , qui ont été mesurées dans les bulles de gaz d'une source naturelle au Japon, associées à la déformation produite par la marée terrestre (Sugisaki, 1981). L'augmentation du dégazage en surface, et plus généralement la géochimie des eaux, peuvent ainsi révéler des circulations de fluide anormales dans la croûte associées à la déformation présismique intervenant sur les failles.

Par exemple, des anomalies des rapports He/Ar , N_2/Ar et CH_4/Ar ont été mesurées dans des bulles d'eau souterraine le long d'une faille près de Nagoya (Japon) avant plusieurs séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 localisés entre 15 et 216 km de distance de la station de mesure (Sugisaki, 1978). Des anomalies similaires ont été mesurées dans les bulles de gaz de l'eau de trois sources situées entre 50 et 95 km de distance épicertrale avant le séisme de Nagano (Japon) de magnitude $M=6.8$ le 14/09/84 (Sugisaki & Sugiura, 1986). Ces dégazages sont associés à des augmentations de la pression de pore en profondeur lors de la phase présismique.

Le dégazage de l'hydrogène semble plutôt refléter des événements de glissement sur les failles. En effet, la relation entre l'augmentation du taux d'hydrogène et des épisodes de glissement a été mise en évidence dans le sol le long de la faille de Calaveras, Californie (Sato *et al.*, 1986), ainsi que dans des eaux souterraines sur la faille de Yoro, Japon (Ito *et al.*, 1999).

Une augmentation du taux d'émission d'hydrogène a également été observée dans l'eau d'une source prélevée à environ 50 km de l'épicentre du séisme de Nagano (figure 1.27) (Sugisaki & Sugiura, 1986). Elle culmine à 18ppm, et intervient 1 mois avant le séisme. Selon Kita & Matsuo (1982), le dégazage de l'hydrogène provient d'une réaction d'hydratation entre les eaux souterraines et les surfaces de fractures ouvertes par des déformations présismiques.

Dans tous les exemples cités précédemment, excepté les mesures d'hydrogène dans le sol le long de la faille de Calaveras (Sato *et al.*, 1986), les gaz analysés proviennent d'eaux de source ou d'eaux souterraines. En effet, les eaux, qui ont un parcours souterrain, ne sont pas perturbées par les interactions avec l'atmosphère et conservent la signature de leur interaction avec les roches crustales (Toutain & Baubron, 1999). Ainsi, les eaux de sources révèlent également d'autres types d'anomalies géochimiques.

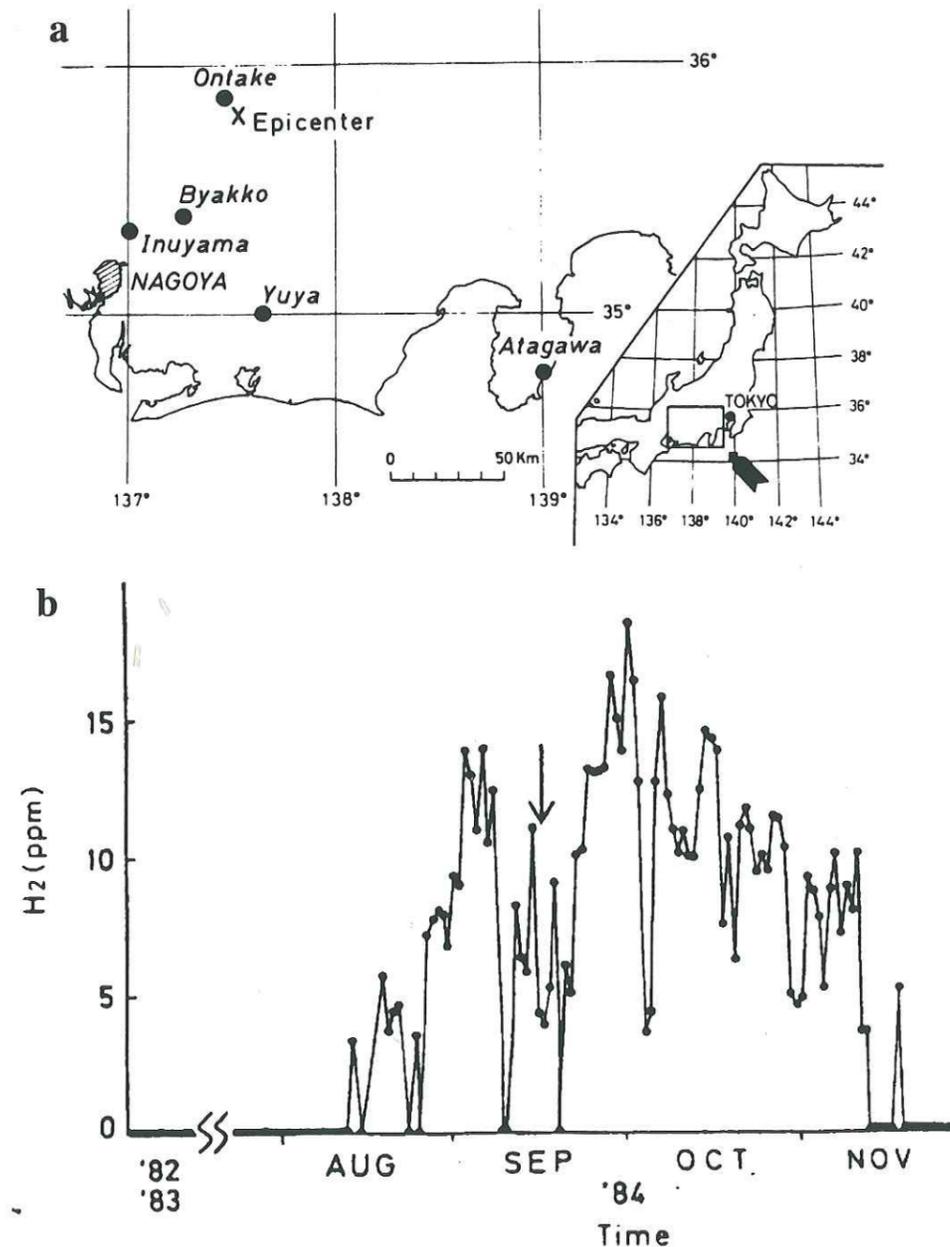


Figure 1.27: a) Localisation des stations de mesure de gaz et de l'épicentre du séisme de Nagano (Japon) de magnitude 6.8 (14/09/84). b) Variation de la concentration d'hydrogène mesurée à Byakko dans les bulles de gaz d'une source minérale. La flèche indique la date du tremblement de terre de Nagano. D'après Sugisaki & Sugiura (1986).

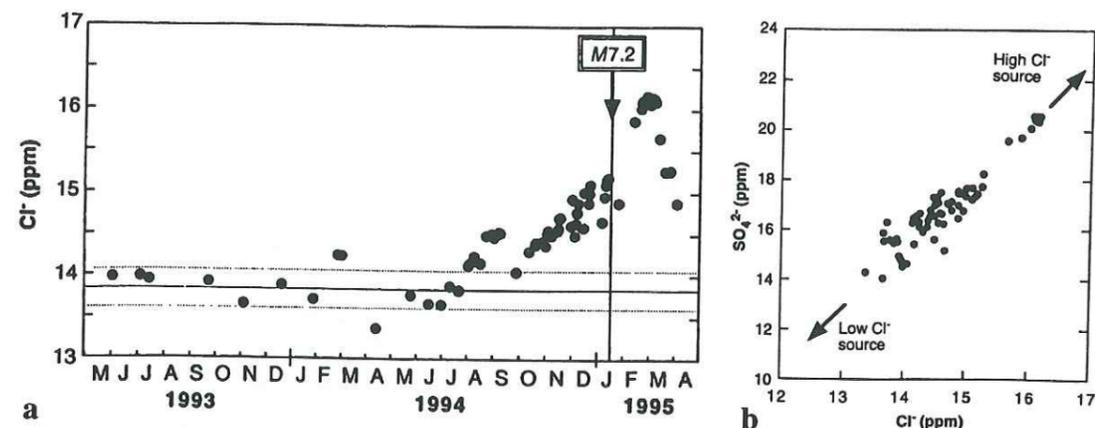


Figure 1.28: a) Variation temporelle de la concentration en ions chlorure dans l'eau du puits 2 situé à 20 km de l'épicentre du séisme de Kobe (voir carte 1.25). La concentration moyenne (ligne pleine) et la variation à 1σ (lignes pointillées) sont également représentées. b) Corrélation entre la concentration en ions sulfates et la concentration en ions chlorures mesurées dans l'eau du puits 2. D'après Tsunogai & Wakita (1995).

Des eaux embouteillées, provenant de puits situés à une vingtaine de kilomètres de l'épicentre, ont été analysées afin de retracer l'historique de la géochimie de ces eaux durant les mois précédant le séisme de Kobe (figure 1.25) (Tsunogai & Wakita, 1995). Les concentrations en ions sulfates et chlorures précédemment très stables (figure 1.28) accusent simultanément et de façon similaire une augmentation graduelle débutant six mois avant l'occurrence du séisme. Un mois après le séisme, les concentrations sont maximales avec un écart de 10% par rapport à la valeur moyenne initiale pour les ions chlorures.

Dans le cas du séisme de Saint Paul de Fenouillet, de magnitude 5.2 survenu dans les Pyrénées orientales françaises le 18/02/96, Toutain *et al.* (1997) recourent à la même méthode d'analyse d'eau de source embouteillée. Ils mettent en évidence une anomalie en ions chlorure dans une source située à une distance épacentrale de 29 km, débutant 5 jours avant le séisme et d'une durée d'une douzaine de jours (figure 1.29). L'amplitude de cette anomalie par rapport à la concentration moyenne est 5 fois supérieure à la déviation standard du signal hors anomalie.

Dans les deux cas, les explications avancées sont de même nature (Tsunogai & Wakita, 1995; Toutain *et al.*, 1997). Il existe, au voisinage de la source prélevée des systèmes aquifères aux géochimies contrastées, notamment en ions chlorure (et sulfates pour le cas de Kobe). L'un de ces aquifères alimente la source prélevée. Si les eaux de ces aquifères viennent à se mélanger, la concentration en ions de la source prélevée peut alors varier de façon significative. L'existence de déformations associées à la phase présismique, entraînant une augmentation de la perméabilité des roches, permettrait d'expliquer une telle connexion entre deux aquifères (Tsunogai & Wakita, 1995).

Les anomalies géochimiques, que nous venons d'aborder, montrent que les gaz de la croûte et

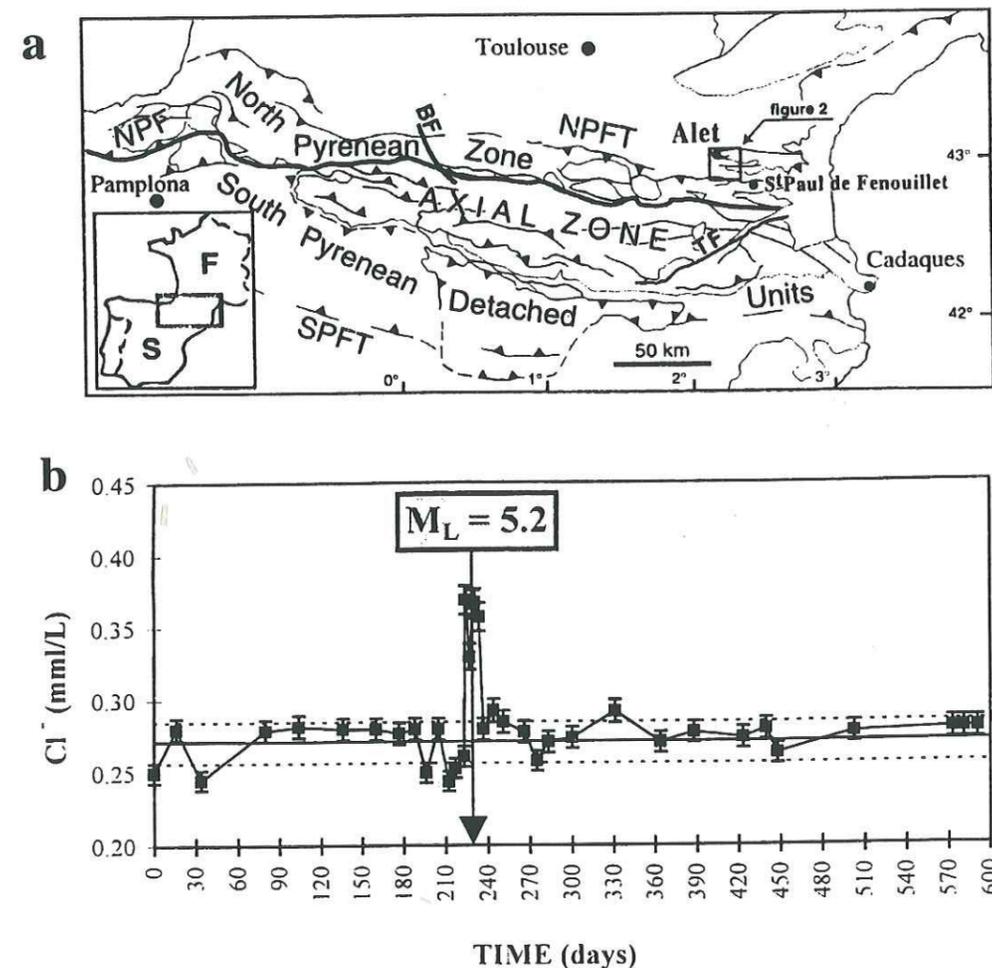


Figure 1.29: a) Carte structurale des Pyrénées et localisation du séisme de St Paul de Fenouillet ($M_L = 5.2$) du 18/02/1996 et de la source de Alet située à 29 km de l'épicentre. b) Variations temporelles de la concentration en ions chlorures dans la source embouteillée d'Alet. La concentration moyenne (ligne pleine) et la variation à 2σ (lignes pointillées) sont également représentées. D'après Toutain *et al.* (1997).

certaines espèces chimiques, généralement transportées par les eaux souterraines et qui résultent de processus variés, peuvent comporter une signature des variations de perméabilité ou des variations de déformation de la croûte intervenant durant la phase présismique des tremblements de terre.

1.10 Synthèse

Dans ce chapitre, différents types d'anomalies géophysiques mesurées durant la phase présismique de tremblements de terre ont été présentés. Les variations de structure de la sismicité et les variations de déformations indiquent toutes deux une rupture de l'équilibre dynamique de la croûte. Le mode de relâchement des contraintes dans la croûte est alors changé. Cette transition peut conduire à des modifications des chemins de percolation et donc à des changements du régime de circulation de fluides. En effet, les observations hydrologiques, électriques, magnétiques et géochimiques suggèrent l'existence de circulations de fluide en phase présismique produites par des surpressions de fluides ou des variations de perméabilité du milieu associées à la variation du taux de déformation.

Chapitre 2

Physique des précurseurs sismiques

Dans le chapitre précédent, nous avons montré quelques observations de précurseurs de séismes, et présenté les explications avancées pour expliquer l'origine de ces signaux. Ces observations n'ont pas permis d'aboutir à une méthode de prédiction des séismes. En effet, les mesures sont parfois discutables, et nombre d'observations n'ont pas abouti à des interprétations satisfaisantes. De plus, l'évaluation quantitative de la validité des observations de précurseurs sismiques a montré que leur relation avec la sismicité n'est pas vérifiée (Wyss, 1997). Enfin, l'existence théorique de la prédictabilité des séismes est remise en cause. Aussi, dans ce chapitre, nous présentons les raisons du scepticisme existant en matière de prédiction des tremblements de terre. De plus, nous tentons de dégager les pistes qui permettent d'avancer dans la physique des précurseurs de séismes, notamment à partir des travaux en laboratoire.

2.1 Les précurseurs sismiques peuvent-ils exister théoriquement ?

L'existence théorique des précurseurs sismiques est au coeur d'un vif débat (Geller, 1997b, Main, 1997). En effet, selon certains auteurs, la croûte est dans un état critique auto-organisé qui se caractérise par une réponse non linéaire de large amplitude à de faibles perturbations externes (Turcotte, 1999; Grasso & Sornette, 1998). Une analogie souvent présentée pour illustrer un tel système est le tas de sable auquel on ajoute des grains de façon lente et régulière dont le point de chute sur le tas de sable est aléatoire (Sykes *et al.*, 1999). L'ajout d'un seul grain sur une zone peut provoquer le glissement d'une partie ou de la totalité de la pente du tas de sable en équilibre instable, selon l'importance de la structure de redistribution des grains. La loi de Gutenberg-Richter obéit à ce type de comportement (Bak & Tang, 1989). De plus, selon l'hypothèse que les processus de sismogenèse se comportent de la même façon, le comportement d'une faille apparaît indépendant de sa dynamique (Main, 1996) : la relation entre la variation du paramètre déclenchant (l'ajout d'un grain de sable) et la magnitude du séisme imminent (la taille du glissement sur le tas de sable) est dans ce cas fortement non linéaire.

Néanmoins cette dernière hypothèse semble contredite par l'observation suivante. En effet, le relâchement de moment sismique pendant la phase de nucléation apparaît dans une zone limitée

de la faille dont la taille semble dépendre de la magnitude du séisme (Ellsworth & Beroza, 1995). De plus, selon Sykes *et al.* (1999), ce type de modèle ne s'adapte qu'à une échelle de faille globale ou continentale. Sykes *et al.* (1999) suggèrent que la complexité des systèmes de faille ne les rend pas imprédictibles pour tous les régimes de fonctionnement. En effet, la prédictabilité des séismes dépendrait principalement de la redistribution des contraintes après la rupture, permettant l'existence théorique de précurseurs sismiques à moyen terme (Huang *et al.*, 1998).

Ainsi, l'existence théorique d'une phase présismique apparaît toujours débattue, et l'application de ces modèles théoriques au comportement sismique de la croûte n'est pas unanimement reconnue. Dans la suite de cette thèse, nous ne reviendrons pas sur ce débat. Nous allons au contraire nous attacher à analyser les observations présentées dans le chapitre précédent pour proposer une nouvelle stratégie.

2.2 Critiques formulées sur les observations de précurseurs sismiques

Si les modèles théoriques tentent d'interpréter l'absence de relation systématique entre les observations géophysiques et la phase présismique, il est tout d'abord nécessaire de s'interroger sur la nature des signaux identifiés comme précurseurs. En effet, dans bien des cas, l'analyse des signaux précurseurs ne permet pas d'exclure avec certitude une origine non-tectonique de ces signaux. De plus, l'absence de relation systématique entre la sismicité et les signaux géophysiques ne permet pas de confirmer une relation de cause à effet entre les deux.

2.2.1 Indéterminations sur la nature des signaux précurseurs

L'origine tectonique des observations de précurseurs sismiques peut souvent être remise en cause. En effet, trois facteurs sont susceptibles d'engendrer des artefacts sur les mesures géophysiques, pouvant conduire à une interprétation erronée des signaux.

2.2.1.1 Biais instrumentaux

Les instruments utilisés pour l'observation de précurseurs de séismes sont rarement détaillés. C'est le cas par exemple des mesures électriques effectuées avant le séisme de Haicheng (paragraphe 1.1, Raleigh *et al.*, 1977) ou des mesures radon rapportées avant des séismes survenus dans l'Himachal Pradesh (paragraphe 1.8, Virk, 1995). Or, le protocole d'installation est souvent crucial pour assurer la stabilité des mesures, comme le montre Toutain & Baubron (1999) pour la mesure du radon dans le sol. De plus, l'absence de séries temporelles longues ne permet pas une analyse des mesures dans le long terme permettant de quantifier l'influence de paramètres externes ou d'identifier la présence d'artefacts instrumentaux. C'est le cas des anomalies radon reportées avant le séisme d'Uttarkashi (paragraphe 1.8, Virk & Singh, 1994), qui ne s'étendent que sur une période de deux mois. Dans le cas des anomalies électriques haute fréquence apparues avant une éruption volcanique (paragraphe 1.6; Fujinawa & Kumagai, 1992), les mesures

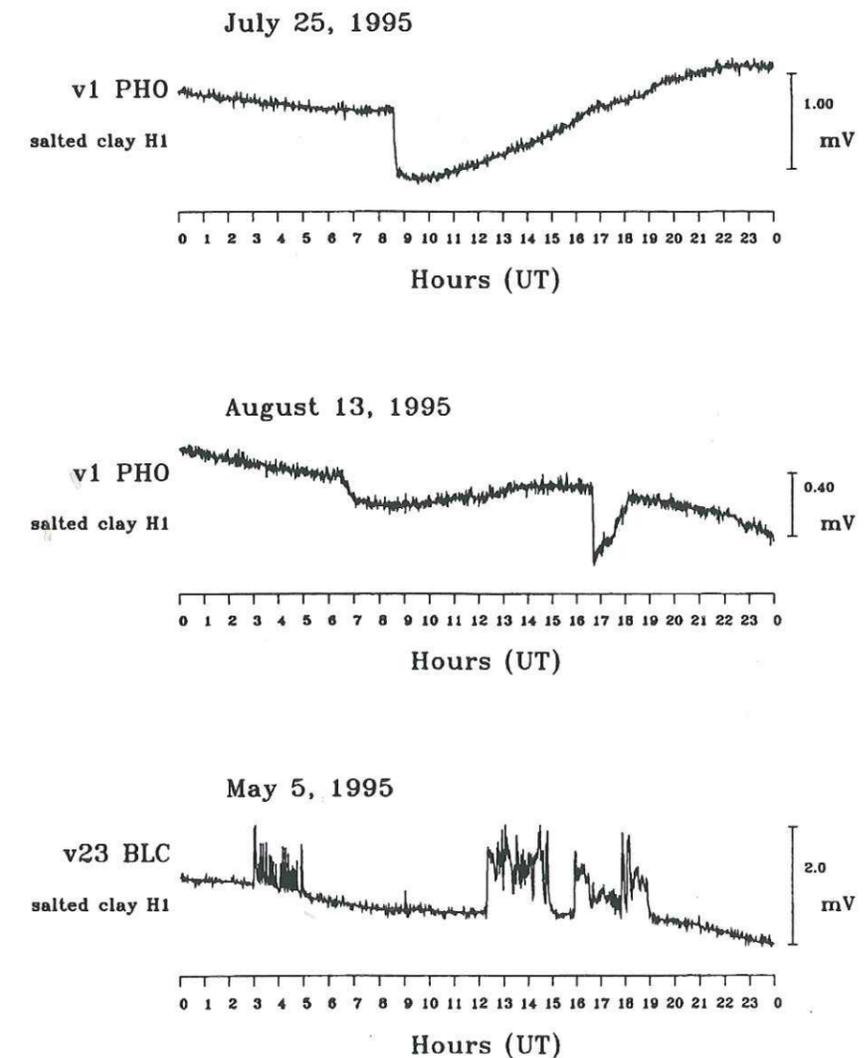


Figure 2.1: Exemples d'instabilités mesurées sur différentes électrodes (Perrier *et al.*, 1997). Les quantités représentées sont la différence de potentiel entre le dipôle de test et un dipôle de référence.

ne sont présentées que sur une période de 15 jours.

Aussi apparaît-il nécessaire de quantifier le comportement des instruments dans le long terme avant de les utiliser dans des zones actives. C'est le cas notamment des mesures électriques. L'étude internationale d'intercomparaison d'électrodes menée à Garchy (Perrier *et al.*, 1997; Clerc *et al.*, 1998) a permis de quantifier et de comparer le comportement à long terme de différents types d'électrodes. Des instabilités survenues sur certaines électrodes présentent une amplitude de l'ordre de 2 mV et des durées de plusieurs heures (figure 2.1). De plus, certaines électrodes installées dans le sol ont montré des dérives instrumentales de plusieurs dizaines de millivolts en l'espace de quelques semaines, ce qui les rend impropres aux mesures à long terme (les meilleures électrodes montrent des dérives de l'ordre de 1mV/mois). Par conséquent, il n'est pas exclu que l'anomalie électrique présentée par Corwin & Morrison (1977) (voir paragraphe 1.5), d'environ 4 mV d'amplitude et enregistrée par un seul dipôle, soit d'origine instrumentale. Ceci souligne la nécessité de doubler les mesures au moyen de capteurs indépendants afin d'écartier la possibilité d'artefacts instrumentaux.

2.2.1.2 Météorologie

Les mesures géophysiques sont souvent sensibles aux variations météorologiques. Par exemple, les précipitations ont une influence sur les mesures de déformation de la croûte (Kumpel *et al.*, 1988; Dal Moro & Zadro, 1999), et également sur les variations de niveau de puits. Ainsi, la variation de niveau de puits associée par Gordon (1970) à un séisme proche a été ultérieurement expliquée par un apport d'eau de pluie (Gregson *et al.*, 1976). Les niveaux de puits sont également sensibles aux variations de pression barométrique (Roeloffs, 1988a), qui doivent être pris en compte dans l'étude de la relation entre les variations de niveau de puits et la sismicité locale.

La pluie peut engendrer des signaux électriques dans le sol, dont la forme et l'intensité dépendent de l'amplitude de la pluie et de la perméabilité et saturation du sol (Lachassagne & Aubert, 1989; Clerc *et al.*, 1998; Perrier *et al.*, 1997). Des variations de potentiel électrique, qui sont de quelques millivolts d'amplitude pour de faibles pluies (figure 2.2), peuvent atteindre plusieurs dizaines de mV pour de fortes pluies ($\geq 40 \text{ mm.jour}^{-1}$).

Les électrodes sont également sensibles aux variations de température. Les coefficients de sensibilité varient entre 20 et 1000 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ selon la qualité des électrodes. Des variations de l'ordre de 10 mV peuvent donc être atteintes par des gradients de température d'une dizaine de degrés, soit une amplitude comparable aux signaux électriques associés aux tremblements de terre (Sobolev, 1975) (paragraphe 1.5). Il apparaît donc nécessaire de contrôler les variations de ces différents facteurs pour être capable d'exclure une origine météorologique des signaux électriques.

La concentration du gaz radon peut dépendre fortement des variations météorologiques. Le radon est transporté depuis la matrice rocheuse jusqu'à l'atmosphère par le réseau poreux. Ses propriétés de transport dans le réseau poreux de subsurface sont influencées par la météorologie. Par exemple, l'apport d'eau superficielle par des pluies peut entraîner une augmentation de

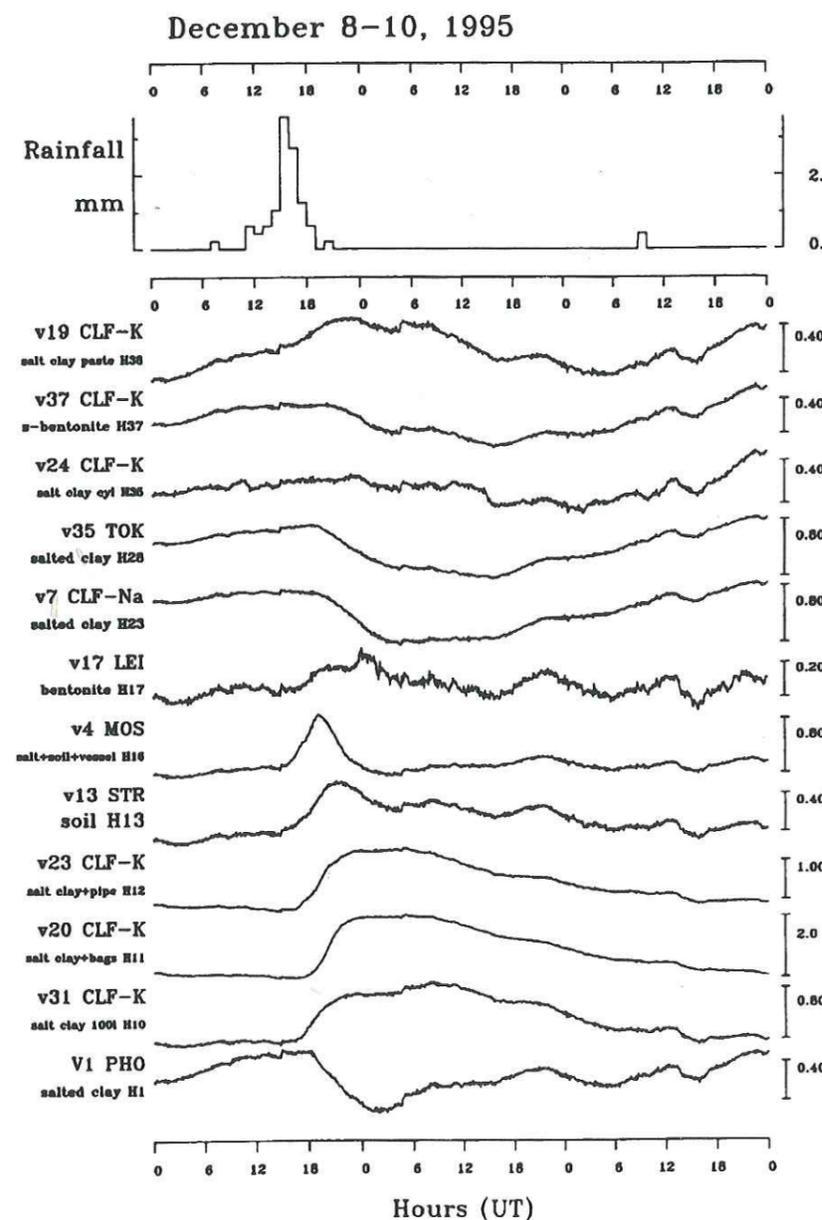


Figure 2.2: Exemples de variations de potentiel électrique quasi-réversibles associées à une pluie. L'échelle est en mV. Les signaux sont corrigés des variations magnéto-telluriques. D'après Perrier *et al.* (1997).

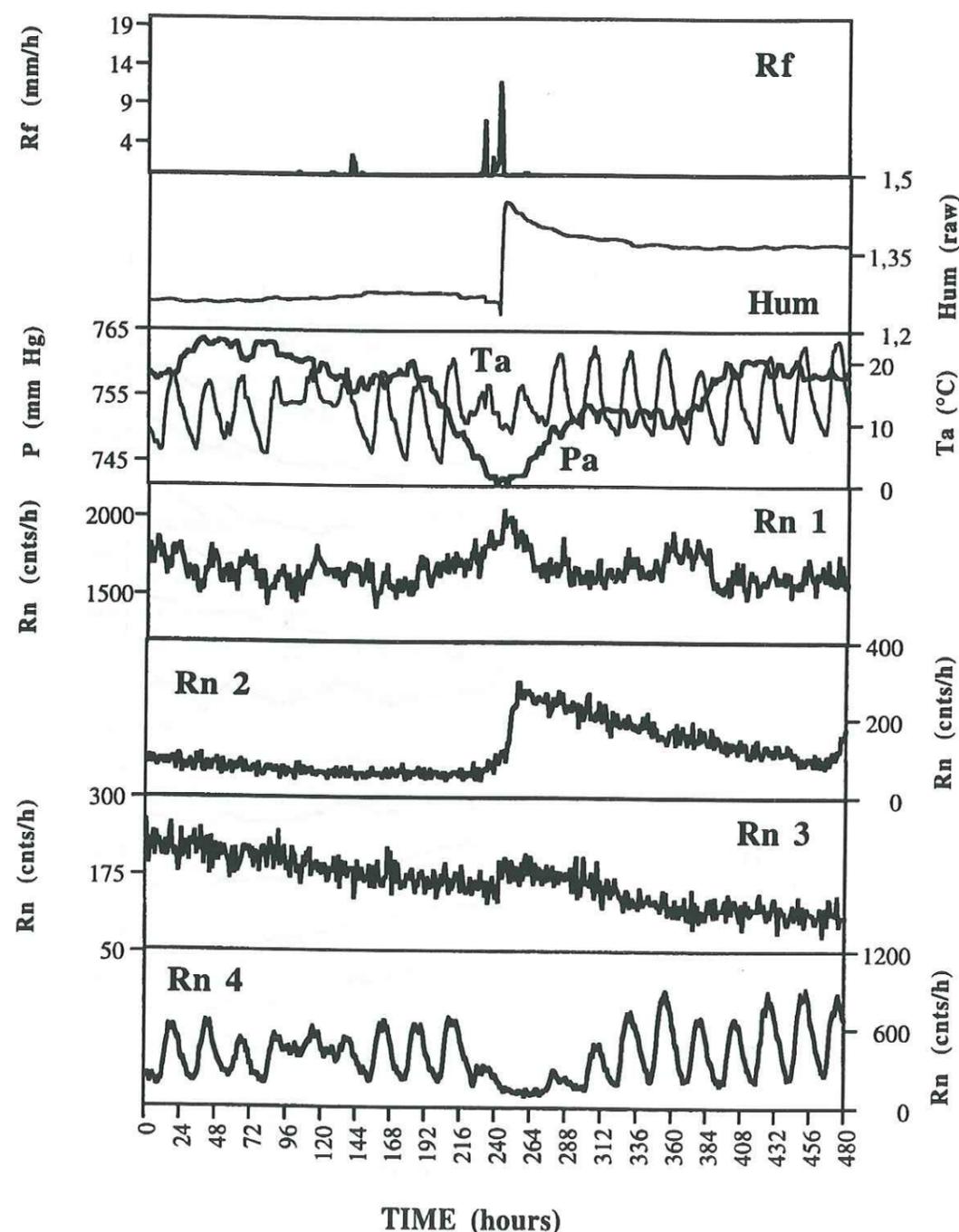


Figure 2.3: Variations temporelles de pluie, d'humidité du sol, de température, de pression atmosphérique et d'activité radon mesurées dans le sol au sud de l'Espagne (Toutain & Baubron, 1999). Le radon est mesuré en quatre sites localisés dans un rayon de 500 m.

la concentration de radon en subsurface. En effet, l'augmentation de la teneur en eau de la couche superficielle, engendrée par la pluie, diminue la vitesse de diffusion du radon dans le sol, entraînant une augmentation du confinement du radon dans le sol. Les variations de pression barométrique ou le vent induisent aussi des variations de la concentration du radon dans le sol en modulant son transport convectif (Clements & Wilkening, 1974). De plus, l'activité radon d'un site en réponse à une même sollicitation présente une forte hétérogénéité spatiale. Par exemple, les variations d'activité radon mesurées sur un même site en quatre endroits différents, distants d'environ 500 m, lors d'une pluie sont très différentes et révèlent l'importante variabilité spatiale de la modulation des propriétés de transport du radon dans le sol en réponse à la pluie (figure 2.3) (Toutain & Baubron, 1999). Ainsi, l'absence de données météorologiques ne permet pas d'exclure une origine météorologique à l'ensemble des anomalies radon précédant le séisme d'Uttarkashi (paragraphe 1.8) (Virk & Singh, 1994).

Il apparaît donc nécessaire d'identifier et d'éliminer les composantes du signal d'origine externe afin d'extraire l'information utile de nature géodynamique. Finkelstein *et al.* (1998) évaluent les différentes contributions du signal radon (fluctuations de pression barométrique, pluie, vent, ...), et isolent ainsi la partie qui serait liée aux déformations locales.

Ainsi, l'origine météorologique des signaux notamment électriques et radon, ne peut être exclue de façon rigoureuse dans bien des cas. Le contrôle des sollicitations météorologiques ainsi que la caractérisation géophysique d'un site à ces sollicitations apparaît donc nécessaire pour tenter de mesurer et d'identifier les signaux géophysiques d'origine interne.

2.2.1.3 Bruit anthropique

Le bruit d'origine anthropique peut affecter les mesures géophysiques. Le pompage d'eau artificiel peut perturber les mesures de niveau de puits, et la pollution peut biaiser les analyses géochimiques. Les mesures électriques ou électromagnétiques sont également sensibles à l'activité anthropique. Ainsi, des bruits d'origine industrielle pourraient expliquer les signaux électriques du groupe VAN (Gruszow *et al.*, 1996). En effet, certaines stations de mesure du réseau VAN sont situées dans des zones très industrialisées. Certains signaux dits « précurseurs » pourraient être générés par l'activité de certains transmetteurs localisés au voisinage de ces stations (Pham *et al.*, 1998; Pham *et al.*, 1999). De plus, des signaux transitoires, qui présentent des amplitudes de l'ordre du mV, ont été mesurés sur des dipôles électriques de 50 m de long à Garchy (Clerc *et al.*, 1998). Un exemple de signal transitoire est présenté sur la figure 2.4. Ces signaux transitoires semblent produits par des sources électriques situées dans un rayon de quelques kilomètres du point de mesure et sont associées à l'activité anthropique locale. La forme et la durée de ces signaux transitoires (plusieurs dizaines de minutes à une dizaine d'heures) est similaire aux caractéristiques des signaux électriques reportés par le groupe VAN (paragraphe 1.5, figure 1.17) (Varotsos & Lazaridou, 1991). Ainsi, il n'est pas exclu que certains des signaux VAN soient d'origine instrumentale. Ces études mettent en évidence la nécessité de contrôler le bruit électromagnétique en zone industrielle pour effectuer une analyse critique des signaux électriques anormaux.

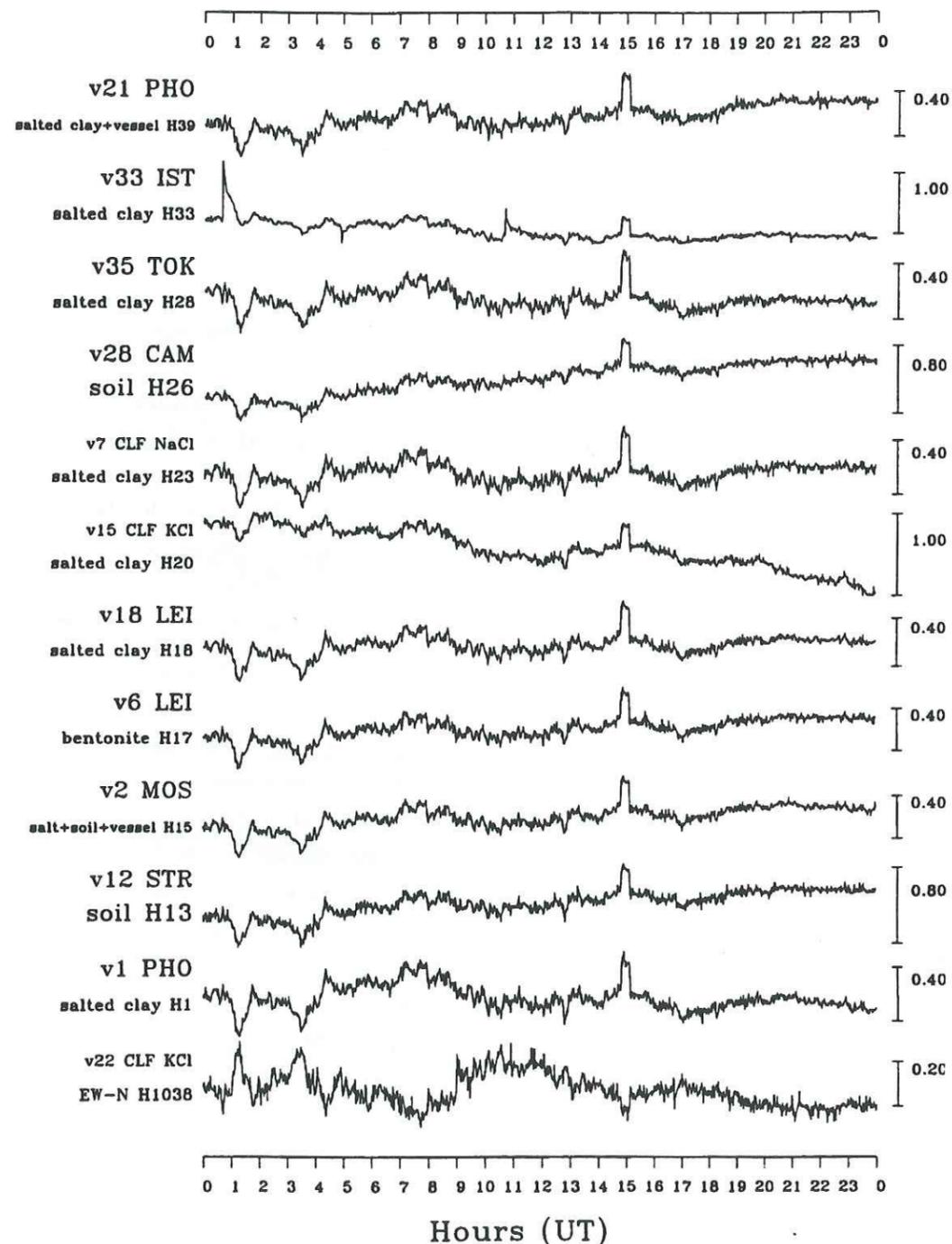


Figure 2.4: Exemple de signal électrique transitoire enregistré sur plusieurs dipôles électriques à Garchy le 25/10/95. L'échelle verticale est exprimée en mV. D'après (Clerc et al., 1998).

De façon plus générale, il apparaît important de conduire des études méthodologiques afin de contrôler la stabilité des instruments, et de caractériser l'influence des sollicitations externes météorologiques et anthropiques sur les mesures géophysiques. Cette étape est nécessaire pour permettre la discrimination de signaux géophysiques d'origine interne.

De plus, l'absence de relation systématique entre les signaux géophysiques et la sismicité tend à renforcer l'hypothèse selon laquelle les signaux géophysiques mesurés ne sont pas associés à la phase présismique.

2.2.2 Absence de relation systématique entre signaux géophysiques et sismicité

La relation entre les signaux géophysiques et la sismicité n'est pas systématique (Wyss, 1997). Par exemple, si un séisme de magnitude $M = 5$ survenu le 28/11/74 sur la faille de San Andreas en Californie Centrale fût précédé d'une anomalie électrique (Corwin & Morrison, 1977), le séisme de magnitude 4.0 survenu le 15/12/77 sur le même segment de faille, ne fût précédé d'aucune anomalie électrique notable (Morrison *et al.*, 1979).

De plus, aucune anomalie magnétique n'a été mesurée avant le séisme décrochant de Northridge, de magnitude $M = 6.7$, intervenu le 17/01/94 sur la faille de San Andreas (carte 1.18) (Fraser-Smith *et al.*, 1994). Les capteurs seraient situés à une distance épacentrale trop grande pour pouvoir mesurer un signal magnétique associé à la préparation du séisme comme dans le cas de Loma Prieta.

De façon générale, la significativité des coïncidences observées entre les signaux géophysiques et la sismicité est difficile à évaluer. En effet, les données géophysiques sont souvent présentées sur des périodes de temps courtes et le catalogue de sismicité régional n'est souvent pas présenté dans son ensemble.

De plus, les séismes présentent chacun des caractéristiques propres (magnitude, mécanisme au foyer, géométrie de la rupture, longueur de la dislocation). En phase post-sismique, les conséquences des séismes en termes d'expulsion de fluide dépendent des mécanismes au foyer (Muir-Wood & King, 1993). De même, des déformations présismiques peuvent présenter autant de variété (Hoang-Trong & Yin, 1995); leur amplitude et leur répartition spatiale seront donc spécifiques, compliquant l'observation systématique de précurseurs sismiques.

La «sensibilité» d'un site peut présenter également une variabilité temporelle. Dans le cas des anomalies en ions chlorure (paragraphe 1.9), la connexion supposée entre deux aquifères aux géochimies contrastées peut dépendre de leurs épaisseurs respectives. Ainsi, l'assèchement partiel de l'un d'eux peut exclure la possibilité de mélange de leurs eaux. D'autre part, des anomalies électriques «présismiques» peuvent être générées par des variations de la perméabilité du milieu (Jouniaux & Pozzi, 1995b). De cette façon, des variations importantes de la hauteur de la nappe aquifère provoqueraient une variation temporelle de la réponse électrique du site à une même augmentation de la perméabilité en profondeur.

D'autre part, la plupart des anomalies géophysiques identifiées comme étant des précurseurs

sismiques apparaissent sur des zones très localisées. Par exemple, les signaux précurseurs du séisme de magnitude $M = 5$ du 28/11/74 en Californie centrale (Corwin & Morrison, 1977) ne sont pas observés sur tous les dipôles d'une même site. Ils supposent donc une forte hétérogénéité à une échelle kilométrique de la «sensibilité» du milieu, c'est à dire ici des propriétés électriques ou plus généralement des propriétés hydrologiques des couches superficielles (Silver & Wakita, 1996). De plus, la variabilité spatiale de la réponse de l'activité radon à une même sollicitation, par exemple la pluie (paragraphe 2.2.1.2), suggère que la réponse géophysique d'un site est fortement tributaire de la fonction de transfert locale. Ainsi, une analyse statistique de la corrélation entre observations et sismicité reflète peut-être plus une distribution spatiale et temporelle hétérogène des zones «sensibles» de la croûte, que l'inexistence d'une phase présismique identifiable.

Ainsi, l'absence de relation systématique entre des signaux géophysiques et la sismicité peut refléter des variations temporelles des propriétés, principalement mécaniques ou hydrologiques de la source ou de la fonction de transfert entre la source et le détecteur, qui ne sont pas liées au cycle sismique. De plus, le séisme lui-même, peut également changer de façon irréversible la fonction de transfert du milieu, comme en témoignent les variations importantes de la perméabilité de la croûte superficielle mesurées à la suite de tremblements de terre importants (Rojstaczer *et al.*, 1995).

2.3 Rôle des fluides dans la sismogénèse

Les remarques précédentes mettent en doute un grand nombre des observations du premier chapitre, et la valeur de leur corrélation au séisme. Néanmoins, les observations du premier chapitre, suggèrent de façon insistante la participation des fluides dans les mécanismes associés à la phase présismique. Or, il est raisonnable de penser que les fluides jouent un rôle important dans le cycle sismique.

2.3.1 Les fluides dans les failles

Les fluides d'origine mantellique ou météorique sont largement présents dans la croûte (Parnell, 1994). De plus, les analyses géochimiques effectuées sur la faille de San Andreas montrent que des fluides d'origine mantellique infiltrent la zone de faille, qui présente une perméabilité plus forte que l'encaissant (Kennedy *et al.* (1997); (Pili *et al.*, 1998)).

De plus, les fluides sont parfois présents dans les zones de faille. Ainsi, la tomographie sismique a mis en évidence une zone d'environ 300 km² autour de l'épicentre du séisme de Kobe, de magnitude $M = 7.2$, présentant une diminution de la vitesse des ondes sismiques et un fort coefficient de Poisson (Zhao *et al.*, 1996). Cette hétérogénéité structurale est interprétée par la présence de fluides sous pression dans une matrice rocheuse fracturée, qui auraient contribué à l'initiation du séisme de Kobe.

De plus, les sondages magnéto-telluriques réalisés dans des régions de tectonique active ont montré dans certains cas que la zone de faille se distingue par une conductivité électriques

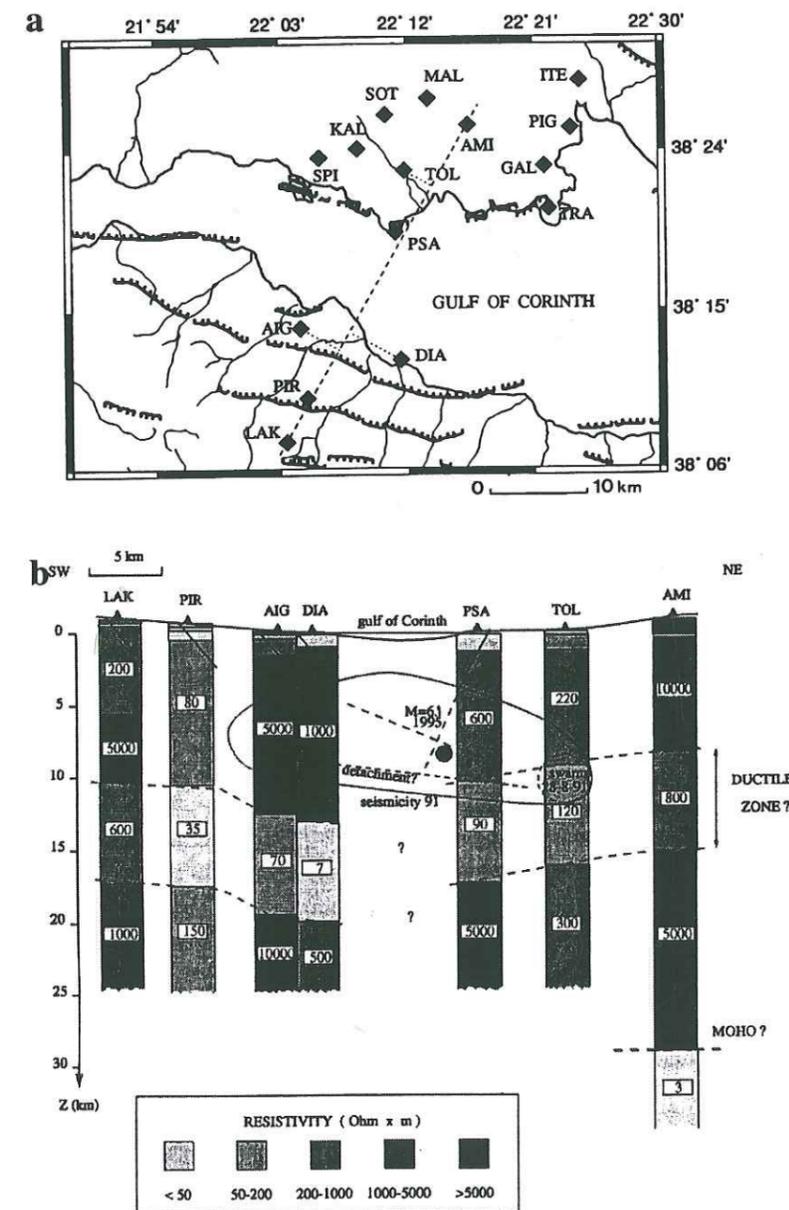


Figure 2.5: a) Emplacement des 15 stations magnéto-telluriques et carte tectonique simplifiée du Golfe de Corinthe. b) Coupe géoélectrique le long du profil indiquée en tirets sur la carte. Les traces des failles normales à pendage 50° et du plan de décollement supposé sont également indiquées. D'après Pham *et al.* (1996).

supérieure à celle de l'encaissant (Pham *et al.*, 1996; Gupta *et al.*, 1996; Madden & Mackie, 1996; Park & Mackie, 1997; Lemonnier *et al.*, 1999). Par exemple, l'inversion de données magnéto-telluriques acquises dans la région du Golfe de Corinthe a montré la présence d'une zone de forte conductivité électrique de caractère régional localisée entre 10 et 20 km de profondeur (figure 2.5) (Pham *et al.*, 1996). Cette zone est associée à la présence de fluides, qui confèrent à cette zone un caractère ductile. Celui-ci favoriserait le décollement de la croûte supérieure cassante et sismogène en réponse à l'extension du Golfe.

Des mesures magnéto-telluriques ont également montré une augmentation de la conductivité électrique de la croûte inférieure sous la zone de faille du séisme de Loma Prieta, de magnitude $M = 7.1$ (17/10/89) (Madden & Mackie, 1996). Cette variation de conductivité électrique, mesurée après le séisme, est associée à une augmentation de la connectivité des cracks remplis de fluides à la suite du tremblement de terre.

Il faut noter cependant que les zones de failles ne présentent pas systématiquement une forte conductivité. Ainsi, un profil magnéto-tellurique en travers de la faille de San Andreas n'a révélé aucune anomalie de conductivité sur la faille (Mackie *et al.*, 1997). La présence de fluides dans les failles n'est pas une caractéristique générale.

Néanmoins, si les fluides semblent présents dans certaines zones de faille, ils peuvent jouer un rôle important dans les mécanismes de la rupture de la croûte.

2.3.2 Action des fluides dans la rupture

Les fluides peuvent être actifs dans les processus de rupture de la croûte. Le critère de Coulomb (C), qui évalue la possibilité de rupture d'un système, s'exprime par la relation :

$$C = \tau - \mu\sigma_n,$$

où τ désigne la contrainte cisailante, σ_n la contrainte normale et μ le coefficient de friction du milieu. La fracturation du milieu intervient lorsque $C > 0$. La présence de fluides sous une pression p entraîne une réduction du critère de Coulomb en diminuant la contrainte effective:

$$C = \tau - \mu(\sigma_n - p).$$

Le milieu se trouve alors fragilisé, car il est plus proche du seuil de rupture.

Dans les zones de failles, la présence de fluides sous pression joue un rôle important. Dans le cas de la faille de San Andreas, la pression de fluide serait en équilibre avec la pression hydrostatique sur des périodes très longues. Pendant la phase intersismique, le glissement ductile («creep») provoquerait une compaction de la zone de faille. L'augmentation résultante de la pression de fluide dans cette zone permettrait alors la rupture de la faille sous des contraintes cisailantes relativement faibles (Sleep & Blanpied, 1992). En période post-sismique, la pression de fluide recouvrerait ensuite une valeur inférieure à la pression hydrostatique.

Ainsi, la présence de fluides dans la zone de faille semble influencer la distribution temporelle de la sismicité. De plus, des variations de circulation de fluides surviennent en réponse aux tremblements de terre.

2.3.3 Propagation des fluides dans la croûte

Les tremblements de terre superficiels peuvent provoquer localement des variations de la pression de pore, dont l'amplitude est comparable aux relâchements de contrainte dans les failles. Les gradients de pression induits entraînent alors des circulations de fluides, que révèlent de nombreux exemples.

Ainsi, le rebond post-sismique observé dans des step-overs marque la transition du milieu déformé d'un état non-drainé à un état drainé (Peltzer *et al.*, 1996). En effet, pendant la déformation cosismique, la pression des fluides qui saturent la croûte des step-overs, augmente brutalement en réponse à la déformation cisailante. La croûte constituée de la roche et des fluides se comporte de façon plus rigide que la roche seule: c'est l'état non-drainé. Les fluides mis sous pression diffusent ensuite vers les zones de plus faible pression, entraînant la diminution de la rigidité de la croûte, qui continue alors à se déformer. A l'équilibre, la pression de fluide est nulle et la croûte a recouvré un état drainé.

De plus, les circulations de fluides sous pression peuvent provoquer ultérieurement la rupture de plan de failles (Nur & Booker, 1972). La fréquence des répliques en fonction du temps, calculée pour une géométrie 2D, décroît initialement en $t^{-0.5}$, puis progressivement en t^{-1} , en accord avec certaines observations (figure 2.6). La diffusion des fluides sous pression dans la croûte apparaît ici comme un mécanisme cohérent permettant d'expliquer les taux de répliques sismiques.

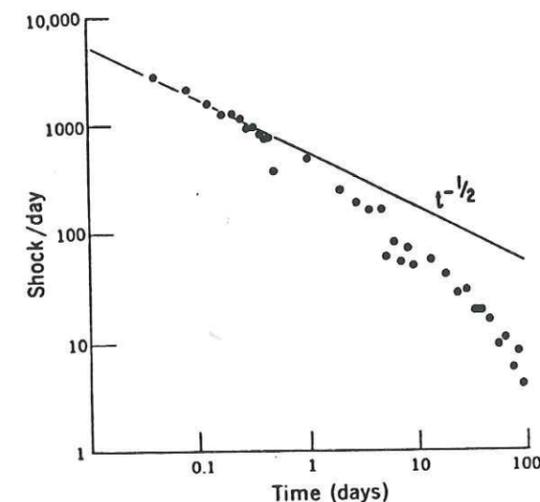


Figure 2.6: Fréquence des répliques en fonction du temps pour le séisme de Parkfield-Cholame (Nur & Booker, 1972). La ligne pleine continue montre la pente obtenue à partir d'un modèle de diffusion des fluides sous pression.

De même, la diffusion de fluides sous pression apparaît également impliquée dans la séquence des tremblements de terre de Dobi dans l'Afar Central en 1989. Les principaux événements se sont propagés selon une direction préférentielle à la vitesse d'environ 1 km.h^{-1} (Noir *et al.*,

1997). La diffusion à travers un milieu fracturé d'une onde de pression dans les fluides de la croûte superficielle est avancée pour expliquer ce phénomène.

Le long du segment de faille de Parkfield sur la faille de San Andreas en Californie, la microsismicité se caractérise par des séquences sismiques très concentrées dans le temps et l'espace qui présentent une évolution de type diffusif le long de la faille (Johnson & McEvilly, 1995). La pressurisation des fluides dans des compartiments de la faille contribuerait à la propagation diffusive des séquences de glissement.

Ainsi, les fluides sous pression dans la croûte, en facilitant localement le glissement, jouent un rôle important dans la propagation des ruptures par leur diffusion.

2.3.4 Sensibilité des fluides aux déformations de la croûte

L'étude des débits de rivière ou de source en phase post-sismique révèle des variations de débit dépendantes du mécanisme au foyer du séisme (Muir-Wood & King, 1993). Des augmentations significatives ont été répertoriées pour des séismes majeurs en faille normale (figure 2.7). Ces observations suggèrent la présence importante de fluides dans les fractures de la croûte, qui s'ouvrent et se ferment tout au long du cycle sismique.

La réponse hydrologique de la croûte aux séismes majeurs peut être également expliquée en termes de variations de la perméabilité de la croûte supérieure (Rojstaczer *et al.*, 1995). En effet, l'observation de l'abaissement de niveaux aquifères dans des zones qui présentent des augmentations de débit de rivière contredit un mécanisme de compression induite par les variations de contrainte cosismique. L'analyse géochimique des systèmes aquifères permet en plus de vérifier que la durée des périodes d'anomalie géochimique est compatible avec une augmentation de la perméabilité de la croûte superficielle et non avec une compression du milieu induite par les relâchements de contraintes cosismiques (Rojstaczer *et al.*, 1995).

Des variations de la perméabilité de la croûte supérieure sont également invoquées pour expliquer les variations des durées des intervalles de répétition entre les éruptions d'un geyser (Ingebritsen & Rojstaczer, 1993), qui surviennent avant des tremblements de terre importants (Silver & Valette-Silver, 1992). Elles seraient provoquées par des variations du taux de déformation en phase présismique.

Toutes ces observations suggèrent que les fluides, présents dans les zones de faille, peuvent jouer un rôle important au cours du cycle sismique. De plus, les fluides peuvent révéler des changements de l'état de contrainte de la croûte ou bien des variations des propriétés de transport de la croûte associées au cycle sismique. Ainsi, si des déformations ou des variations de perméabilité de la croûte apparaissent dans la phase présismique (Dieterich, 1978), des variations de circulation de fluide dans la croûte peuvent être envisagées.

Ainsi, convient-il d'étudier les relations qui peuvent exister entre déformations, circulations de fluides et signaux géophysiques. Une première étape consiste à étudier cette relation à l'échelle de l'échantillon de roche afin d'établir dans un milieu homogène les mécanismes physiques mis en jeu.

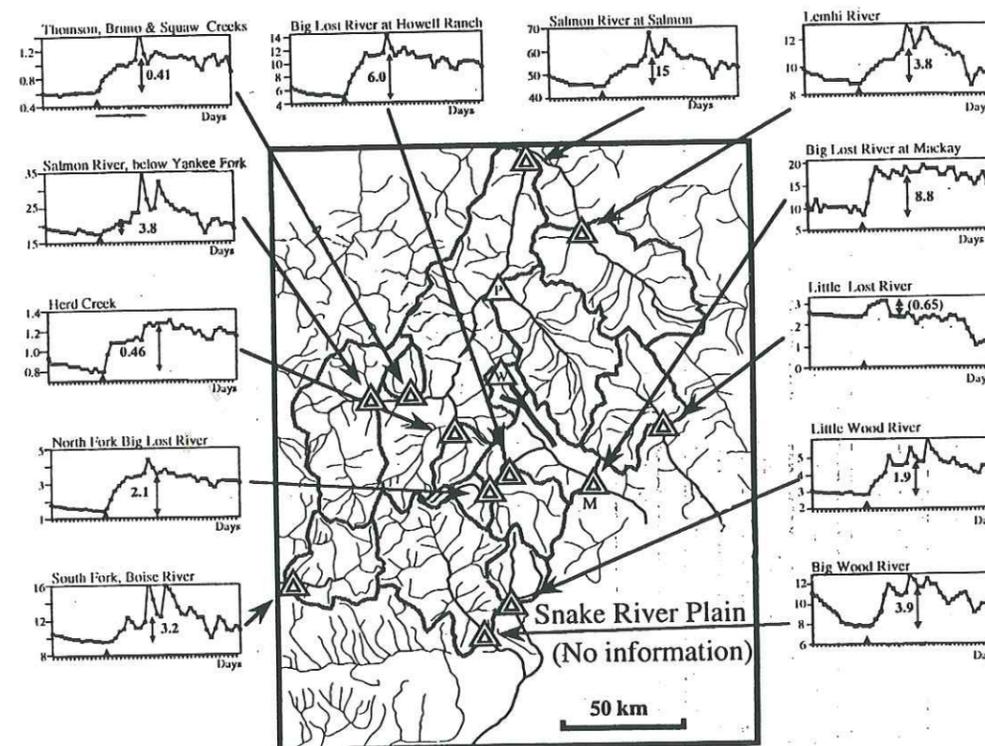


Figure 2.7: Carte des rivières et variations de débit autour de l'épicentre du séisme de Borah Peak aux Etats-Unis, de magnitude $M = 7.0$ (28/10/1983). Les ruptures de surface sont marquées par les lignes pleines. Les triangles doubles indiquent les points de mesure de débit qui présentèrent des augmentations significatives. Les graphes sur les côtés représentent les variations de débit exprimées en $m^3 \cdot s^{-1}$. La date du séisme est indiquée par un petit triangle. D'après Muir-Wood & King (1993).

2.4 Expériences à l'échelle du laboratoire

A l'échelle des failles actives, les matériaux de la croûte présentent une forte hétérogénéité spatiale. Ces hétérogénéités sont de nature géologique, mécanique et hydrologique. Dans un contexte actif, la relation entre le comportement hydromécanique de la croûte et la génération de signaux géophysiques est donc difficile à comprendre. Pour cette raison, de nombreuses études ont été menées sur des échantillons de roches à une échelle, où les propriétés mécaniques et hydrologiques de la roches sont connues. Cette échelle de mesure est donc intéressante pour étudier les mécanismes physiques impliqués dans la réponse géophysique de la roche, par exemple en termes de signaux électriques ou radon, à des variations de contrainte ou des circulations de fluide.

2.4.1 Mécanique de la déformation

Dieterich (1978) propose que le glissement asismique présismique de la faille soit le mécanisme responsable de la génération des précurseurs de séismes. En effet, Dieterich (1978) présente des mesures de déplacement de type «stick-slip» en laboratoire, où le glissement asismique participe clairement au processus de nucléation de la rupture principale. Ces mesures tendent à confirmer les analyses réalisées sur les séquences de «foreshocks» précédant des séismes majeurs en Californie (Dodge *et al.*, 1996).

Le phénomène de dilatance est également avancé pour expliquer certaines anomalies présismiques. Une roche mise sous contrainte cisailante présente une augmentation anélastique de son volume avant la rupture. Ce phénomène s'explique par la formation et la propagation de cracks dans le milieu. Il a été souvent avancé pour expliquer des anomalies de vitesse ou de résistivité dans la croûte précédant certains séismes (Scholz *et al.*, 1973).

En laboratoire, des déformations dilatantes ont souvent été mises en évidence, par exemple sur un granite avant des émissions acoustiques, associées à des glissements ductiles (Carlson *et al.*, 1998).

De plus, nous avons vu dans le paragraphe 1.2 que les gros tremblements de terre sont souvent précédés par l'augmentation du facteur b suivie d'une diminution durant les quelques semaines à quelques mois avant le tremblement de terre (Smith, 1981). Des expériences en laboratoire ont permis de retrouver ce type de comportement sur des échantillons de roche où le volume de fluide des pores est maintenu constant (figure 2.8), tandis qu'il est absent pour des échantillons secs (Sammonds *et al.*, 1992). Ainsi, la dilatance en phase présismique et la diminution de pression de fluide qui lui est associée sont à l'origine du minimum intermédiaire du facteur b qui révèle une phase de durcissement du matériau en déformation. Cette étude montre le rôle majeur des fluides dans l'évolution mécanique d'un matériau durant la phase précédant la rupture.

2.4.2 Mesures de conductivité

Nous étudions maintenant l'évolution de la résistivité des échantillons de roche soumis à des déformations.

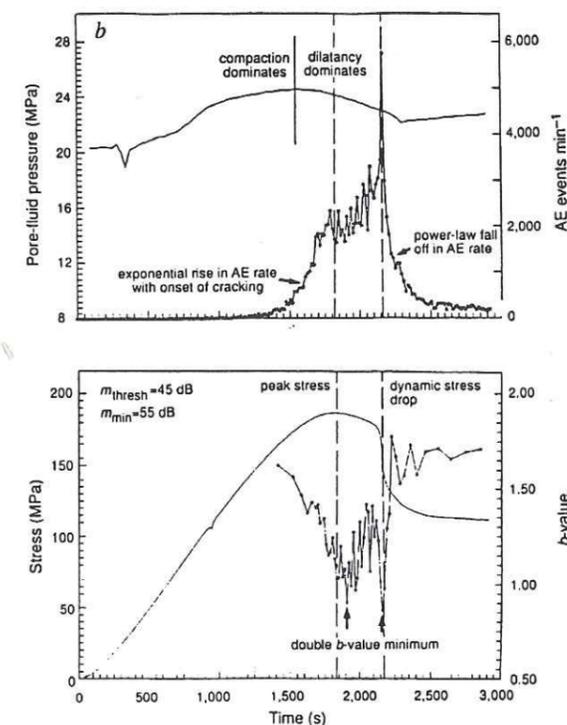


Figure 2.8: Mesure des émissions acoustiques émises par un échantillon de grès saturé en déformation, dont le volume de fluide des pores est maintenu constant (figure du haut) (Sammonds *et al.*, 1992). Le coefficient b , dont la valeur est déterminée à partir de l'analyse des émissions acoustiques associées à la microfracturation, présente dans ce cas deux minimums.

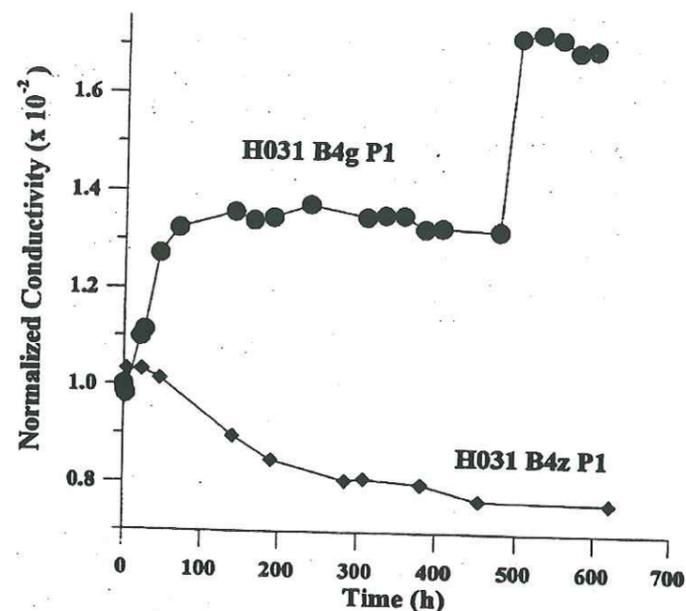


Figure 2.9: Conductivité normalisée pour deux échantillons de roche en fonction du temps sous pression hydrostatique de 200 MPa. Pour l'échantillon H031B4zP1, la pression réduit la largeur des cracks. La contribution de la conduction électrolytique diminue donc en fonction du temps. Pour l'échantillon H031B4gP1, l'augmentation brutale de la conductivité est causée par l'augmentation de la connectivité des phases fortement conductrices de la roche avec la pression. D'après Nover et al. (1998).

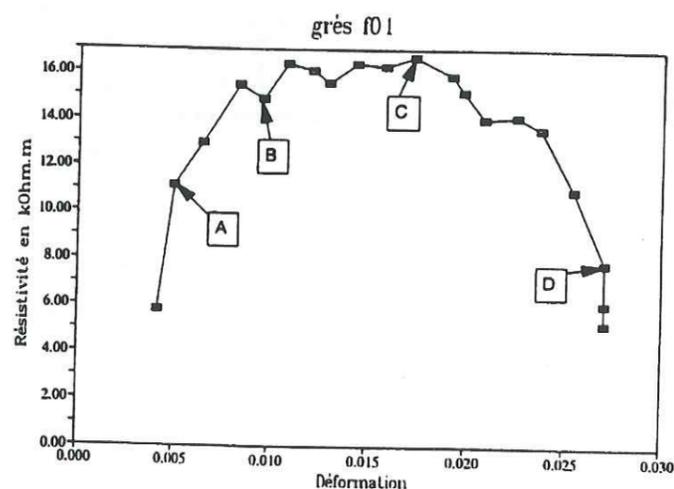


Figure 2.10: Variation de la résistivité avec la déformation axiale lors d'une expérience de déformation triaxiale menée jusqu'à la rupture. L'échantillon est soumis à une contrainte hydrostatique jusqu'au point A (10 MPa) puis à une contrainte triaxiale croissante à pression de confinement constante. Le point C correspond au point de résistivité maximale, et le point D marque la rupture de l'échantillon. D'après Jouniaux et al. (1992).

La connectivité des phases conductrices du réseau poreux joue un rôle important dans la résistivité de la croûte (Nover *et al.*, 1998). En particulier, des mesures de conductivité effectuées sur des roches échantillonnées à environ 7 km de profondeur dans la croûte en Allemagne, ont montré une augmentation de la conductivité avec la pression appliquée (figure 2.9). Cette variation est expliquée par un rapprochement des phases très conductrices de la roche, comme le carbone, entraînant une augmentation de leur interconnexion. Ainsi, des variations de la résistivité de la croûte en réponse à des déformations tectoniques, peuvent être envisagées par ce mécanisme, dans le cas de matériaux crustaux dont la composition minéralogique peut inclure des concentrations localement importantes de phases conductrices.

Des expériences de déformation ont également été menées jusqu'à la rupture sur des échantillons de grès de Fontainebleau saturés avec de l'eau distillée (Jouniaux *et al.*, 1992). Elles montrent une augmentation de la résistivité en début de compression (figure 2.10), qui traduit une diminution de sa connectivité produite par la diminution de l'espace poreux. La diminution de résistivité, qui intervient avant la rupture pendant la phase de dilatance est associée à l'augmentation de la connectivité du réseau poreux, provoquée par la création de nouvelles fractures. Cette diminution de résistivité précédant la rupture peut atteindre 0.065 %/bar. Selon ces mesures, une augmentation de la contrainte de l'ordre de 1.5 MPa est nécessaire pour expliquer les variations de résistivité de l'ordre du % observées avant le séisme de Tangshan, de magnitude 7.8 (paragraphe 1.7). Cet ordre de grandeur est compatible avec les contraintes mises en jeu dans un séisme de telle magnitude (Scholz, 1990). Ainsi, ces mesures montrent donc qu'une diminution de la résistivité peut intervenir dans une croûte en déformation dilatante.

2.4.3 Piézoélectricité

Une roche mise sous contrainte mécanique peut également développer une polarisation électrique par le phénomène de piézoélectricité. En effet, l'application de contraintes mécaniques parallèlement à l'axe principal d'un cristal de quartz provoque la polarisation de ce cristal. Les charges libres présentes à la surface des cristaux se déplacent alors pour rééquilibrer la polarisation. La polarisation diminue de façon exponentielle jusqu'à la neutralisation, avec une constante de temps qui dépend de la conductivité locale du milieu. Des mesures de relâchement de contrainte sur des échantillons de granite montrent des maximums de variation du potentiel électrique de l'ordre de 0.1V/MPa (trois ordres de grandeur en-dessous de celles obtenues avec des monocristaux de quartz), avec une constante de temps comprise entre 1.5 et 4.5 s (Sasaoka *et al.*, 1998). Ainsi, la piézoélectricité peut être invoquée pour expliquer les signaux électriques de haute fréquence mesurés en domaine volcanique (Fujinawa & Kumagai, 1992) (voir paragraphe 1.6).

Des expériences de déplacement de type «stick-slip» ont également été réalisées sur des granites secs (Yoshida *et al.*, 1997). Des variations de potentiel électrique de l'ordre de 1.5V ont été mesurées lors de la rupture dynamique sous une contrainte normale de 8 MPa. Dans un intervalle d'environ trois secondes précédant la rupture, des variations de potentiel électrique d'environ 50 mV ont été également mesurées. Ces signaux sont associés à des variations de contrainte

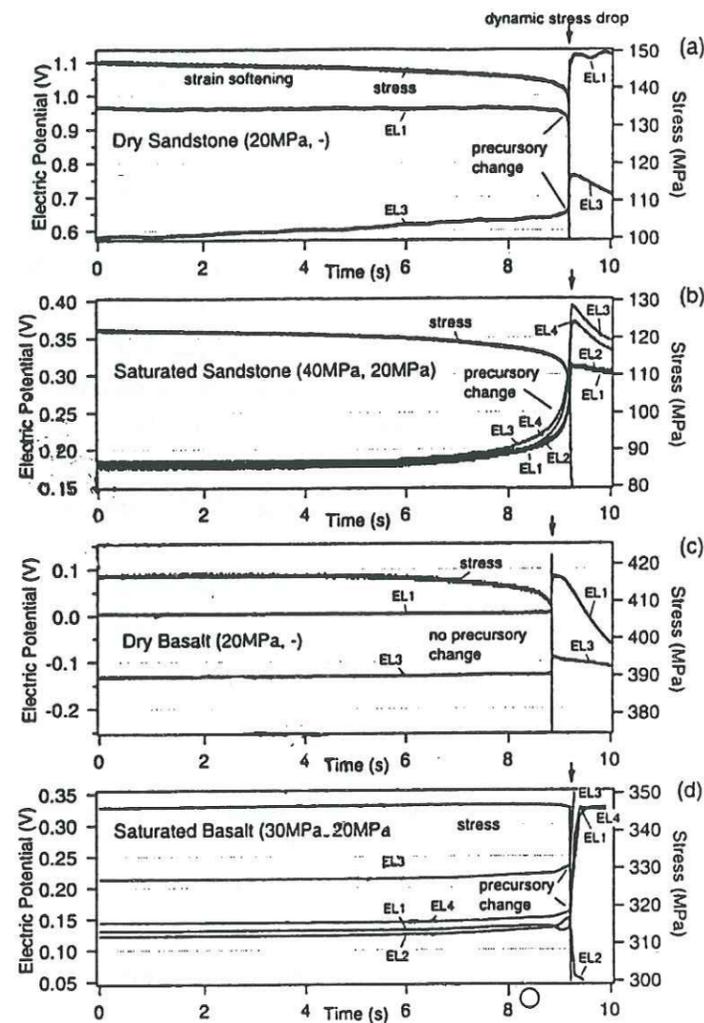


Figure 2.11: Variations de potentiel électrique et contrainte différentielle mesurées avant la fracturation dynamique pour des échantillons de grès sec (a), de grès saturé (b), de basalte sec (c), et de basalte saturé (d) (Yoshida et al., 1998). Le taux de déformation appliqué est de $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Les nombres entre parenthèses indiquent les pressions de confinement et de pore. Les signaux électriques précurseurs interviennent juste avant la fracturation dynamique des échantillons de grès sec et saturé, et de l'échantillon de basalte saturé, tandis qu'aucun signal électrique précurseur n'est observé dans le cas du basalte sec.

dans la zone de nucléation. La comparaison des mesures électriques effectuées sur des roches sèches et saturées en rupture cisailante (figure 2.11) ont permis de montrer que les phénomènes d'électrofiltration et de piézoélectricité contribuaient conjointement à la génération de signaux précédant la rupture (Yoshida *et al.*, 1998). En effet, l'accélération de la dilatance entraînerait une circulation accrue de fluide dans les zones dilatantes, et par conséquent, l'apparition de courants électriques d'origine électrocinétique.

Ces études montrent que des signaux électriques peuvent être générés avant la rupture par un effet piézoélectrique. Néanmoins, l'amplitude des signaux électriques, qui est proportionnelle au taux de contrainte appliquée, doit être, dans ce cas, supérieure pendant la rupture. On s'attendrait dans ce cas à des signaux électriques cosismiques de plus forte amplitude que les signaux électriques présismiques, ce qui n'a pas été observé dans les différents exemples de précurseurs électriques mentionnés dans le premier chapitre.

2.4.4 Electrofiltration

Nous avons vu l'importance des fluides dans la sismogenèse. Or, les circulations de fluide peuvent générer des anomalies électriques par l'effet électrocinétique.

2.4.4.1 L'effet électrocinétique

La surface solide d'un réseau poreux est chargée électriquement par la dissociation en solution des groupes hydroxyl de la surface solide (Ishido & Mizutani, 1981). Cette charge est négative pour une roche contenant de la silice et un électrolyte dans le réseau poreux de pH supérieur à 3. Puisque l'interface solide-liquide est globalement neutre, la densité de charge à la surface du solide doit être équilibrée par une densité de charge équivalente mais de signe opposé dans la solution. Un tel système forme une double couche électrique. Cette double couche électrique se divise en deux parties (figure 2.12):

- La couche diffusive de Gouy où les ions sont soumis à l'action concurrente des forces électrostatiques qui tendent à ordonner le système et des forces thermiques qui tendent à le désordonner.
- La couche de Stern où les ions sont partiellement adsorbés à la surface du solide. Elle est composée de deux sous couches : la couche de Helmholtz interne (IHP) et externe (OHP). La couche IHP est composée d'ions directement liés à la surface minérale. Dans la couche OHP, la liaison entre les ions et la surface minérale est plus faible.

Si le liquide se déplace dans un capillaire relativement au solide, la partie diffuse de la double couche se scinde de la partie plus fortement liée à la surface du solide. Le potentiel électrique au niveau du plan de séparation des deux zones est appelé le potentiel ζ . Lorsque le système solide-électrolyte est en équilibre stationnaire, le courant de conduction (généralisé par le gradient de potentiel électrique) est équilibré par le courant de convection (généralisé par le gradient de pression). Le coefficient de couplage électrocinétique C_s relie la différence de pression ΔP à

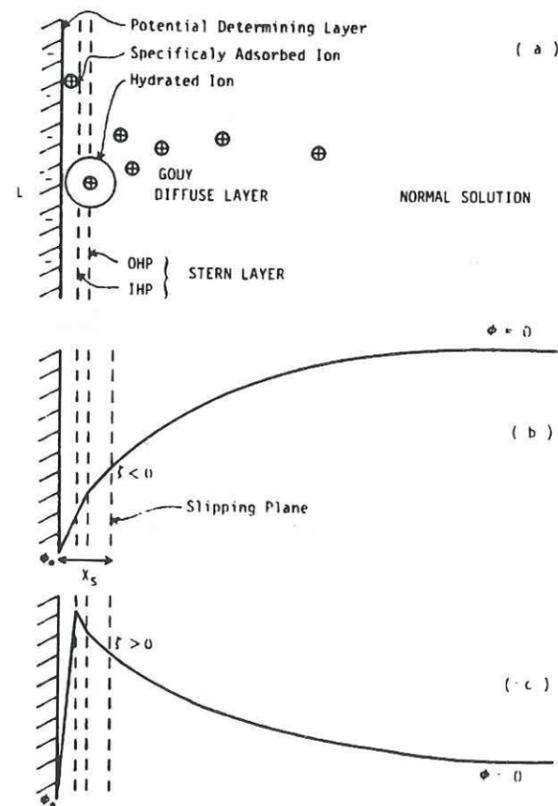


Figure 2.12: (a) Le modèle de Stern de la double couche électrique. (b) La variation de potentiel électrique selon le modèle de Stern. (c) La variation de potentiel quand la couche de Stern contient plus de charges positives qu'il est nécessaire pour équilibrer la charge superficielle négative du solide. D'après Ishido & Mizutani (1981)

travers l'échantillon à la différence de potentiel électrique ΔV entre les extrémités de pression haute et pression basse :

$$C_s = \frac{\Delta V}{\Delta P} \quad (2.1)$$

Le coefficient de couplage électrocinétique peut s'exprimer à partir de la structure de double électrique par l'équation de Helmholtz-Smoluchovski (d'après Lorne *et al.* (1999a)):

$$C_s = -\frac{\varepsilon}{\eta} \rho_f \zeta \frac{F}{F_0} \quad (2.2)$$

où ρ_f et ε sont la résistivité électrique et la constante diélectrique du fluide, η est la viscosité dynamique du fluide, F_0 le facteur de formation pour un électrolyte de forte conductivité, et F le facteur de formation de l'électrolyte étudié.

Par exemple, le potentiel ζ , pour un grès de Fontainebleau broyé est d'environ -40 ± 5 mV à pH= 5.7 pour une solution de KCl de $400 \Omega m$ (Lorne *et al.*, 1999a), soit un C_s de l'ordre de $1.1 \cdot 10^3$ mV/0.1MPa. Mais le potentiel ζ dépend de nombreux paramètres physico-chimiques qui contrôlent l'interaction entre la roche et l'électrolyte.

2.4.4.2 Propriétés du coefficient électrocinétique

La valeur du coefficient d'électrofiltration dépend de plusieurs paramètres, que sont principalement le pH et la conductivité du fluide (Ishido & Mizutani, 1981 ; Lorne *et al.*, 1999a), et la température du système roche-électrolyte (Morgan *et al.*, 1989). Pour des grès de Fontainebleau, la sensibilité du potentiel ζ avec la résistivité ρ_f de l'électrolyte KCl est donnée expérimentalement par $\rho_f^{0.23 \pm 0.014}$, et la variation du potentiel ζ avec le pH s'exprime empiriquement pour pH>5 et $\rho_f = 100 \Omega m$ de la façon suivante (Lorne *et al.*, 1999a):

$$\frac{\zeta(pH)}{\zeta(5.7)} = 1 + (0.068 \pm 0.004)(pH - 5.7) \quad (2.3)$$

Ainsi, des variations de potentiel électrique mesurables peuvent être associées aux anomalies géochimiques des eaux de la croûte superficielle, qui ont été mesurées en phase présismique (paragraphe 1.9) (Lorne *et al.*, 1999a).

Les mesures d'électrofiltration effectuées sur des échantillons de grès de Fontainebleau et de quartzite de Villejust ne montre pas de dépendance intrinsèque du coefficient d'électrofiltration avec la perméabilité (Lorne *et al.*, 1999b). Néanmoins, durant la déformation, les mesures d'électrofiltration effectuées sur des échantillons de grès de Fontainebleau ont montré que le coefficient électrocinétique diminue avec la perméabilité pendant la compaction, atteignant un minimum pour une valeur de la contrainte de l'ordre de 73% à 86% de la contrainte de rupture (Jouniaux & Pozzi, 1995a ; Jouniaux & Pozzi, 1995b). Ces résultats sont confirmés par Lorne *et al.* (1999b) (figure 2.13). Par ailleurs, pendant la dilatance et jusqu'à la rupture, le comportement du coefficient électrocinétique est variable d'un échantillon à l'autre (Jouniaux & Pozzi, 1995b ; Lorne *et al.*, 1999b). Par exemple, Jouniaux & Pozzi (1995b) mesurent une augmentation du coefficient d'électrofiltration avant la rupture d'un échantillon de grès de Fontainebleau (figure

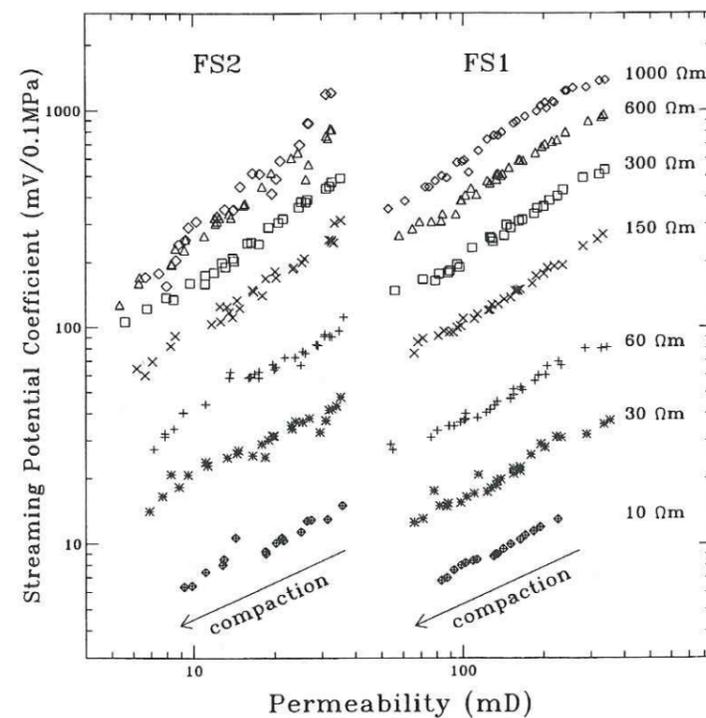


Figure 2.13: Coefficient d'électrofiltration en fonction de la perméabilité pour des résistivités de fluide différentes mesuré pendant la compaction de deux échantillons de grès de Fontainebleau (FS1 et FS2) (Lorne et al., 1999b).

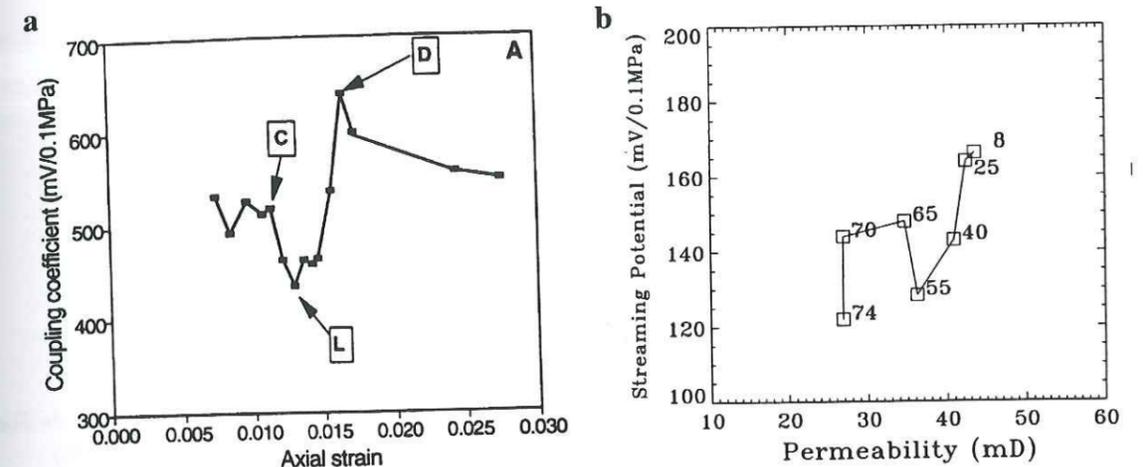


Figure 2.14: a) Coefficient d'électrofiltration en fonction de la déformation pendant la déformation triaxiale de l'échantillon jusqu'à la rupture. C indique le point de maximum de résistivité, L le point où le coefficient électrocinétique est minimum et D le point de rupture. D'après Jouniaux & Pozzi (1995b). b) Coefficient d'électrofiltration en fonction de la perméabilité pendant la compression uniaxiale d'un grès de Fontainebleau jusqu'à la rupture. La résistivité de l'électrolyte est de 200 Ωm. Les nombres indiquent la valeur de la force uniaxiale (kN). D'après Lorne et al. (1999b).

2.14). Dans un autre cas, une augmentation du coefficient électrocinétique est observée pendant la dilatance d'un grès de Fontainebleau, suivie d'une diminution avant la rupture (Lorne et al., 1999b) (figure 2.14).

Selon Lorne et al. (1999b), puisque le coefficient d'électrofiltration est proportionnel au rapport des tortuosités des réseaux de circulation électrique et hydraulique, l'augmentation de la tortuosité hydraulique pendant la compaction, plus rapide que celle de la tortuosité électrique, entraîne la diminution du coefficient d'électrofiltration. Lors de la dilatance de l'échantillon jusqu'à la rupture, l'ouverture et la connexion de cracks entraîne une augmentation à la fois de la tortuosité électrique et hydraulique. Le sens de variation du coefficient d'électrofiltration dépend donc de l'effet prédominant (Lorne et al., 1999b).

Lorne et al. (1999b) ont observé également une augmentation significative de la concentration en ions sulfates à 75% de la contrainte de rupture (figure 2.15). Ceci confirme que le minimum du coefficient d'électrofiltration est associé à l'ouverture de nouvelles fractures pendant la dilatance. D'autre part, une augmentation de la concentration en ions sulfates a été observée dans l'eau avant le séisme de Kobe (Tsunogai & Wakita, 1995). Ces observations suggèrent donc que la concentration en ions sulfate reflète une variation du régime de déformation (Lorne et al., 1999b).

De façon générale, des variations raisonnables de la géochimie des fluides ou de la perméabilité dans la croûte superficielle, en relation avec le cycle sismique, peuvent produire des anomalies électriques mesurables en surface (Jouniaux & Pozzi, 1995b; Lorne et al., 1999b). C'est pourquoi l'effet électrocinétique est un candidat particulièrement intéressant pour expliquer l'apparition

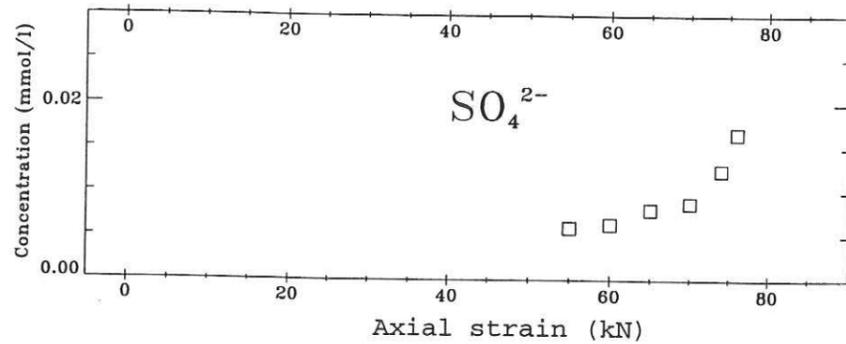


Figure 2.15: Concentration en ions sulfate de l'électrolyte qui a traversé un échantillon de grès de Fontainebleau en compression avant la rupture en fonction de la force appliquée (Lorne et al., 1999b).

d'anomalies électriques ou électromagnétiques en phase présismique ou au cours du cycle volcanique (Zlotnicki & Le Mouél, 1988 ; Zlotnicki & Le Mouél, 1990).

2.4.5 Caractéristiques physiques du radon et relation avec la fracturation

2.4.5.1 L'élément radon

Le radon est un gaz rare radioactif présent partout à la surface de la Terre. Le schéma 2.16 présente la chaîne radioactive du radon. Le radon est un descendant de l'uranium naturel ^{238}U , et provient de la désintégration alpha du radium. La désintégration du radon en polonium est associée à une émission alpha d'une énergie de 5.5 MeV. Les trois familles radioactives naturelles uranium 238, thorium 232 et uranium 235 fournissent respectivement chacune un isotope: le radon, le thoron, et l'actinon (tableau 2.1). La période radioactive du radon de 3.82 jours est nettement supérieure à celles des deux autres isotopes. Il peut donc subir un transport significatif depuis sa source jusqu'au détecteur. De plus, l'inertie chimique du gaz radon en fait un traceur géochimique des propriétés de transport des fluides dans la roche.

Nom	Isotope	Période	constante de désintégration (s^{-1})	Energie de désintégration (MeV)
Radon	$^{222}_{86}\text{Rn}$	3.82 jours	$2.1 \cdot 10^{-6}$	5.5
Thoron	$^{220}_{86}\text{Rn}$	54.2 secondes	$1.3 \cdot 10^{-2}$	6.3
Actinon	$^{219}_{86}\text{Rn}$	3.92 secondes	$1.8 \cdot 10^{-1}$	6.8

Tableau 2.1: Caractéristiques des isotopes du radon

Les atomes de radon circulent dans l'air ou l'eau du réseau poreux. Ils sont donc entraînés, soit par le transport advectif des fluides des pores, soit par la diffusion dans ces fluides. Une estimation de l'ordre de grandeur des longueurs de diffusion du radon à l'intérieur de la matrice rocheuse a été déterminée pour différents matériaux. Pour le béton léger, la longueur de diffusion

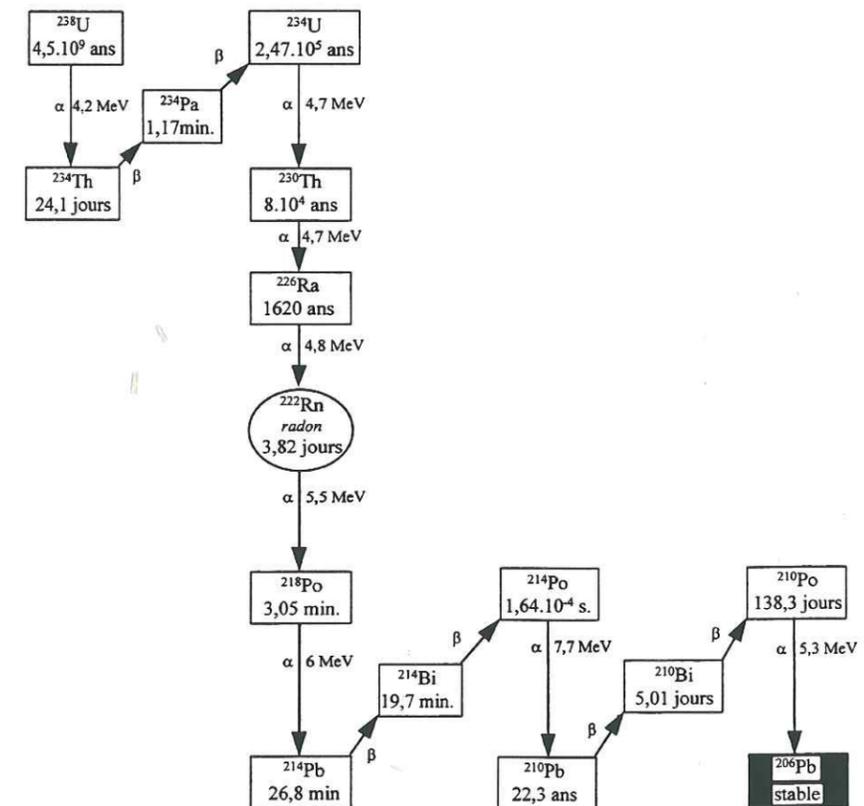


Figure 2.16: Diagramme de décroissance radioactive de l'Uranium 238.

du radon est estimée entre 22 et 29 cm (Florkowski, 1992). Des valeurs entre 0.08 et 0.18 cm sont obtenues pour le granit sec, et entre 0.008 et 0.07 cm pour le granit saturé (Andrews *et al.*, 1986). Ceci implique qu'un transport de type diffusif du radon ne permet qu'un drainage sur de très faibles distances. Le drainage du radon sur de plus grandes distances peut être alors réalisé par un transport de type advectif, généré par des surpressions des phases présentes dans les pores de la croûte.

2.4.5.2 Relation entre émanation radon et fracturation

La concentration de radon a été mesurée sur des roches granitiques mises en déformation jusqu'à la rupture (Holub & Brady, 1981; Fong-liang & Gui-ru, 1981). Holub & Brady (1981) ont mis en évidence trois variations significatives d'activité radon d'origine différente (figure 2.17):

- Diminution de la concentration de radon lors du chargement de contrainte initial, associée à la fermeture de cracks préexistants dans la matrice rocheuse.
- Augmentation temporaire de la concentration de radon (environ 50%) corrélée à une augmentation de la microfracturation au sein de l'échantillon, pour une contrainte égale à la moitié de la contrainte de rupture.
- Augmentation de la concentration de radon d'environ 120% lors de la rupture de l'échantillon.

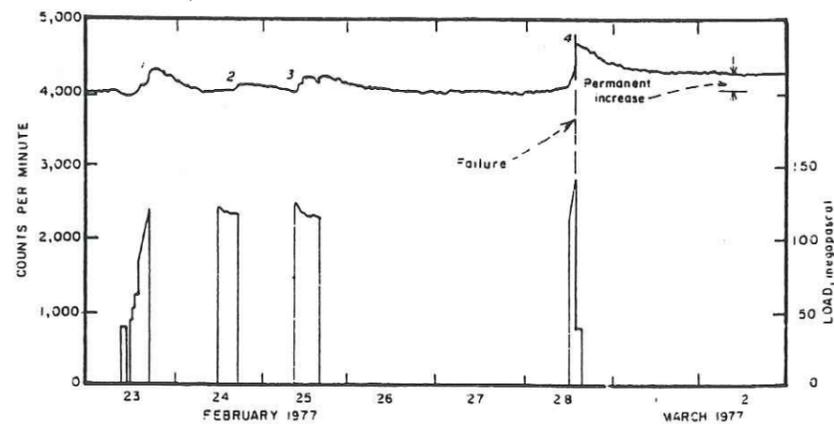


Figure 2.17: Activité radon (courbe du haut) et contrainte appliquée (courbe du bas) (Holub & Brady, 1981).

Ces expériences montrent donc la relation qui existe localement entre la concentration de radon et la fracturation du milieu, et renseignent sur les propriétés de transport du milieu. Ainsi, si des déformations présismiques suffisantes, associées à la préparation d'un tremblement de terre, interviennent dans la partie supérieure de la croûte, elles sont susceptibles d'être révélées

par une augmentation de l'activité radon résultant de l'augmentation de la microfracturation associée.

2.5 Nécessité d'une échelle intermédiaire

Les phénomènes physiques élémentaires à l'échelle de l'échantillon viennent d'être présentés. A cette échelle, les circulations de fluide, et la déformation génèrent des signaux électriques, des variations de résistivité, ou des variations d'émanation radon. Mais l'application de ces relations à l'échelle naturelle des zones sismiques ou volcaniques est délicate (Wakita *et al.*, 1988; Main, 1997). En effet, ces milieux naturels présentent des propriétés mécaniques et hydrologiques hétérogènes. Le comportement géophysique du milieu en réponse à la déformation ou aux circulations de fluide doit donc être tributaire de cette complexité. De plus, puisque les observations géophysiques sont effectuées souvent en surface, l'influence de la météorologie doit être prise en compte. Aussi, une première étape consiste à étudier des milieux naturels de taille réduite, qui comportent des hétérogénéités mécanique et hydrologique, qui sont soumis au cycle météorologique, et dont la taille permet de contraindre relativement bien les caractéristiques physiques du système. Cette échelle intermédiaire permettra d'établir les liens entre l'échelle du laboratoire et l'échelle des systèmes actifs (sismiques ou volcaniques).

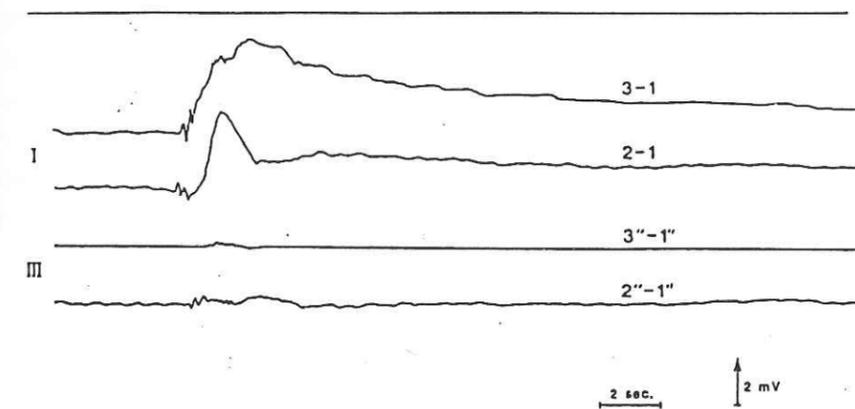


Figure 2.18: Variations de potentiel électrique mesurées sur des dipôles d'environ 50 m de longueur et associées à des effondrements de piliers de carrière (Morat *et al.*, 1989).

Dans ce cadre, des études électriques effectuées par Morat *et al.* (1989) ont révélé des signaux électriques associés au foudroiement de piliers dans une carrière de gypse (figure 2.18). Les circulations de fluides dans la roche en réponse aux variations de contrainte provoquées par les effondrements du toit de la carrière peuvent expliquer par un effet électrocinétique le champ électrique observé. Des signaux électriques ont également pu être corrélés à des variations de pression barométrique, de température et d'humidité relative dans une carrière souterraine de calcaire (Morat & Le Mouél, 1992; Morat *et al.*, 1999). Ils suggèrent l'existence de cellules de

convection oscillante produites par le gradient géothermique, qui entraîne le transport de chaleur et d'eau. A cette échelle, la perméabilité du réseau poreux est hétérogène; les circulations de fluides doivent s'effectuer principalement dans les zones de forte perméabilité, comme les fractures. De plus, le réseau poreux est insaturé et la physique des phénomènes électriques apparaît complexe (Morat *et al.*, 1999). Ainsi, ce type d'étude à l'échelle métrique permet de quantifier l'influence de multiples paramètres sur le potentiel électrique dans un système naturel dont les dimensions permettent une bonne caractérisation du milieu.

Dans cette thèse, nous nous proposons d'étudier la réponse géophysique d'un site naturel à l'échelle kilométrique à des variations de contrainte mécanique et hydrologique connues. Le site de Sur-Frêtes qui a été retenu, est situé en Savoie à proximité de deux lacs de retenue. Les niveaux de ces deux lacs varient suivant un cycle annuel d'au moins 50 mètres, et agissent par conséquent sur le massif comme un moteur de déformation. La forte hétérogénéité géologique du site ainsi que la présence de fluide, rendent le contexte du site proche de celui des failles actives. Nous allons donc étudier la réponse du milieu en termes de signaux électriques, radon et déformation aux sollicitations mécaniques et hydrologiques induites par les variations de niveau des lacs. La redondance des cycles de chargement est cruciale pour vérifier la répétitivité des observations et revêt au site un contexte de «laboratoire naturel».

Chapitre 3

L'expérience de Sur-Frêtes

Ce chapitre est consacré à l'historique, la description des caractéristiques et de l'instrumentation de l'expérience de Sur-Frêtes. Tout d'abord, nous présentons les caractéristiques générales des deux lacs artificiels, dont les variations annuelles de niveau constituent le moteur de déformation appliqué sur le massif rocheux avoisinant. Ensuite, nous nous consacrerons à la description morphologique, géologique et hydrologique du site. Cette partie s'appuie sur une synthèse des rapports établis par EDF lors de la construction des barrages (EDF, Direction de l'Équipement, 1952) et des reconnaissances géologiques (Portier, 1995). Enfin, nous décrivons l'instrumentation permanente et temporaire installée sur le site afin d'étudier la réponse géophysique du massif pendant les sollicitations mécaniques et hydrologiques. Le suivi géophysique continu comprend des mesures électriques et magnétiques, des mesures de déformation et de concentration de gaz radon dans l'air, ainsi que des mesures en puits. Des mesures temporaires ont également été réalisées : mesure de potentiel électrique au moyen de mini-réseaux de répétition, mesure de gaz radon sur de courtes périodes en divers endroits du site et mesure de l'activité sismique.

3.1 Historique

La méthode VAN de prédiction des séismes, que nous avons évoquée au chapitre précédent, a été étudiée en France dans les Alpes par le Laboratoire de Détection et Géophysique. Le réseau VAN français installé en 1989 était constitué de 5 stations magnétotelluriques implantées en région Rhône-Alpes (Marron, 1996). L'analyse de ce réseau a montré qu'aucune relation entre la sismicité des Alpes Occidentales et des signaux électriques transitoires ne pouvait être démontrée. Pour F. Perrier et J. P. Avouac, il fallait tout d'abord s'intéresser à la compréhension de la genèse des signaux géophysiques en relation avec la déformation des roches à l'échelle naturelle. La fermeture du réseau français VAN a donc été opérée dès 1993.

L'expérience de Sur-Frêtes a donc constitué le changement d'orientation dans la recherche sur les phénomènes précurseurs de séisme. Lors de l'inspection des stations du réseau VAN français, F. Perrier et J. P. Avouac ont vu que les caractéristiques d'un des sites, le site de Sur-Frêtes, étaient appropriées à l'étude de la réponse géophysique d'un milieu naturel à des sollicitations

mécaniques connues. Le projet de Sur-Frêtes a débuté en 1993 et l'instrumentation du site a débuté durant l'été 1995. Ce travail de thèse a commencé en septembre 1996.

3.2 Cadre général

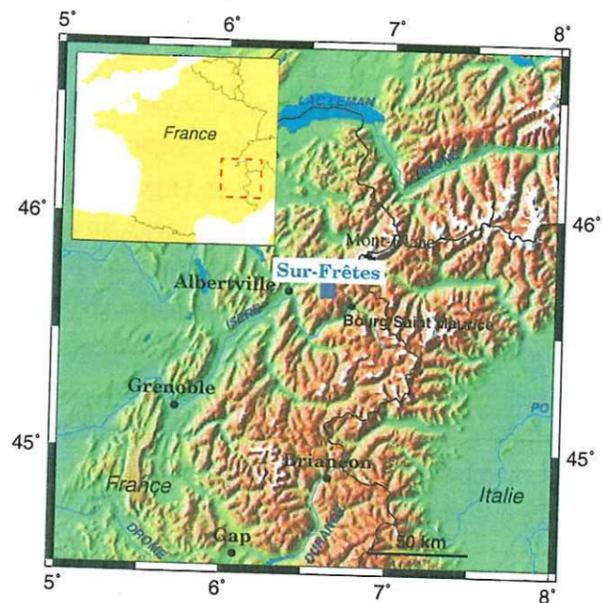


Figure 3.1: Localisation du site de Sur-Frêtes.

Le col de Sur-Frêtes est situé dans les Alpes Occidentales, à 30 km à l'Est d'Albertville dans le massif du Beaufortain en Savoie, à environ 40 km au sud-ouest du massif du Mont Blanc (figure 3.1). Situé à 1792 m d'altitude, il marque la transition entre les cuvettes des deux lacs artificiels de Roselend et La Gittaz, exploités par EDF (figure 3.2), qui sont fermées chacune par un barrage.

3.3 Un moteur de déformation cyclique

Les niveaux des lacs de Roselend et La Gittaz varient selon un cycle annuel, produisant des variations de contrainte appliquées sur les cuvettes des deux lacs. Les variations de niveau d'eau agissent donc comme un moteur de déformation mécanique sur le massif avoisinant, et changent également l'hydrogéologie locale.

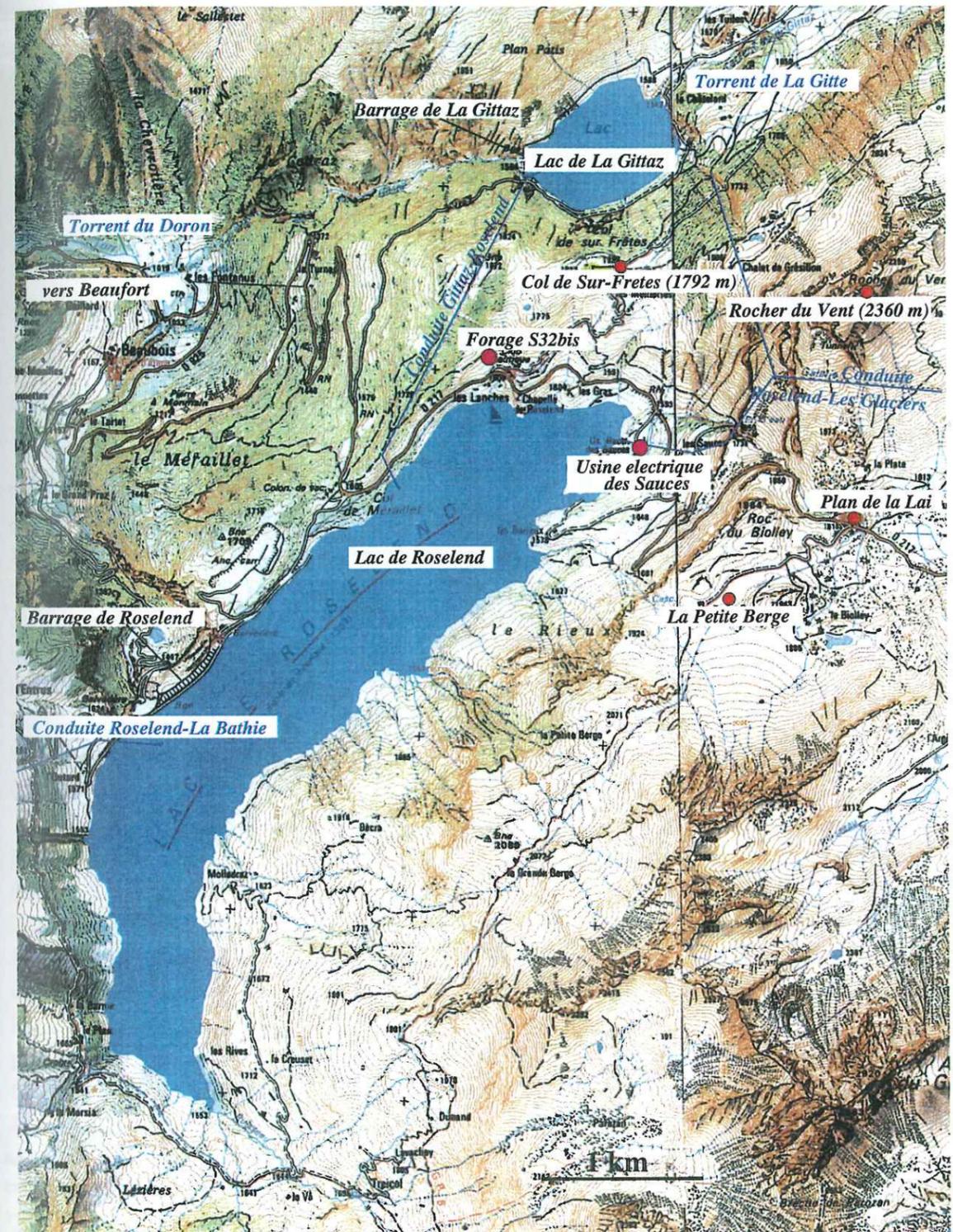


Figure 3.2: Localisation du col de Sur-Frêtes et des lacs et barrages de Roselend et La Gittaz.



Figure 3.3: Carte des canalisations qui assurent l'approvisionnement en eau des retenues de Roselend et La Gittaz. On remarque la conduite Gittaz-Roselend entre les deux lacs, la conduite Roselend-Les Glaciers qui achemine l'eau des vallées situées à l'est de la cuvette de Roselend vers les retenues de Roselend et La Gittaz, et enfin la conduite Roselend-La Bathie qui achemine l'eau du réservoir de Roselend vers la station de turbinage de la Bathie située dans la plaine.

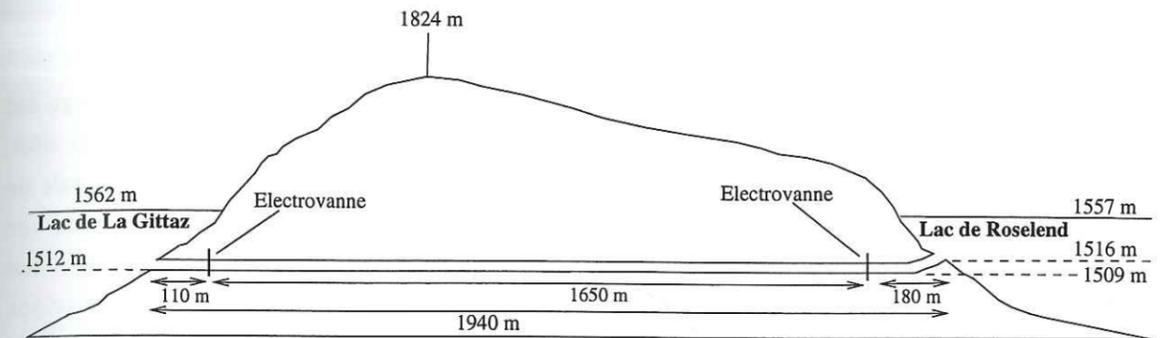


Figure 3.4: Schéma de la canalisation qui joint les réservoirs de La Gittaz et Roselend.

3.3.1 Les lacs de Roselend et La Gittaz

Le lac de Roselend, fermé par un barrage de 150 m de hauteur, a une capacité de $187 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et présente à son niveau maximal de 1557 m une superficie de 3.2 km^2 . Le lac de La Gittaz, fermé par un barrage de 65 m de hauteur, est de taille plus modeste avec un volume maximal de $13 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, et présente à son niveau maximal de 1562 m une superficie de 0.37 km^2 . L'alimentation en eau des deux réservoirs s'effectue par un réseau de galeries (figure 3.3), d'une longueur totale d'environ 40 km, qui récupère les eaux d'un bassin versant équivalent de 261 km^2 , pour un bassin versant naturel d'environ 55 km^2 (Janod, 1957). L'apport en eau est donc plus lié à la météorologie à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale. Les eaux acheminées par la conduite Roselend-Les Glaciers vers le lac de Roselend, avec un débit qui peut atteindre $21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sont turbinées à la centrale hydroélectrique des Saucés, située à environ 100 m au Nord-Est du lac (figure 3.2).

L'eau du réservoir de La Gittaz n'est pas turbinée directement, mais est acheminée dans le réservoir de Roselend par la conduite forcée Gittaz-Roselend, située dans l'unité cristalline (figures 3.2 et 3.3). L'extrémité de cette conduite, du côté Gittaz, est à l'altitude de 1512 m et l'extrémité du côté Roselend à l'altitude de 1516 m (figure 3.4). Cette conduite a une longueur de 1940 m et un diamètre variant entre 1.2 et 4.0 m. Elle est contenue dans un tunnel d'environ 5 m de diamètre, qui sert de voie d'accès au barrage de La Gittaz en période hivernale. L'ouverture de la conduite est contrôlée par deux électrovannes commandées à partir de la station EDF localisée près du barrage de Roselend. Le débit Q de cette conduite dans le sens La Gittaz-Roselend est fonction de la différence de hauteur entre le niveau du lac de Roselend H_R et le niveau du lac de La Gittaz H_G . Il s'exprime de la façon suivante: $Q = 1.05 (H_G - H_R)^{0.5}$. Par exemple, pour une différence de hauteur d'eau de 10 m entre les deux lacs, le débit est de $3.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Une autre conduite forcée, de 13 km de longueur et de 4.2 m de diamètre, dont l'entrée se situe à l'altitude de 1418 m au pied du barrage de Roselend (Dumas, 1959), achemine l'eau du réservoir de Roselend vers la station de la Bathie, située à environ 10 km au sud-est d'Albertville à l'altitude de 550 m, pour y être turbinée (figure 3.3). Le débit d'eau dans cette conduite peut atteindre $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

3.3.2 Cycle de chargement

Les niveaux des deux lacs suivent un cycle de chargement annuel (figure 3.5). La vidange des lacs s'effectue surtout à partir du mois de novembre selon les besoins en eau d'EDF. En effet, la centrale hydroélectrique de La Bâthie est utilisée par le réseau EDF comme une centrale de puissance d'appoint en cas de pic de consommation. Contrairement à une centrale nucléaire, une centrale hydroélectrique peut passer en quelques minutes à pleine puissance. Une réserve d'eau est donc maintenue dans les réservoirs de Roselend et La Gittaz, tant que le réseau électrique peut avoir à faire face à une demande importante en énergie électrique, c'est à dire jusqu'à la fin de l'hiver. En outre, EDF cherche à atteindre le niveau minimum le plus tard possible afin d'éviter des relaxations mécaniques et thermiques des barrages. La fonte des neiges marque le rechargement des réservoirs à partir du mois de mai. La vitesse de recharge dépend du niveau d'enneigement.

L'amplitude des variations de niveau atteint en moyenne 70 m pour le lac de Roselend et 50 m pour le lac de La Gittaz (figure 3.5), impliquant des variations de contraintes imposées sur les cuvettes des deux lacs de l'ordre de 0.5 à 0.7 MPa respectivement. Dans les zones de faille, les variations de contrainte cosismiques varient entre 10^{-2} et 10^2 MPa (Scholz, 1990). Ainsi, les variations de contrainte mises en jeu dans l'expérience de Sur-Frêtes sont du même ordre de grandeur que celles impliquées lors du chargement de contrainte en zone sismique. De plus, les cycles de niveau des deux lacs sont semblables d'une année sur l'autre, permettant de vérifier la reproductibilité des observations géophysiques liées aux variations de niveaux des lacs (figure 3.5).

En mars 1999, le lac de Roselend a été vidangé pour permettre à EDF d'inspecter la structure du barrage de Roselend. Le niveau minimal du lac de Roselend a atteint 1440 m, soit une amplitude du cycle annuel du niveau du lac de Roselend de 135 m (figure 3.6). Le cycle mécanique produit par les variations du lac de Roselend a donc été maximal en 1999.

Nous allons maintenant décrire le contexte géologique, morphologique et hydrologique de la zone avoisinant les deux lacs.

3.4 Contexte géologique et sismicité

3.4.1 Cadre géologique régional

Le site de Sur-Frêtes se situe dans l'unité dauphinoise au niveau de la bordure orientale du rameau interne de Belledonne qui appartient au socle paléozoïque, au contact de l'unité sédimentaire mésozoïque et tertiaire (figure 3.7 et figure 3.8). Il est bordé à l'est par l'unité valaisanne. Ces unités sont orientées N30 au niveau du site de Sur-Frêtes avec un pendage subvertical dans le domaine cristallin qui s'abaisse progressivement pour atteindre environ 50° SO dans le domaine valaisan.

Une première phase tectonique a déformé ces zones au Paléocène (60 Ma) ou au Crétacé supérieur (65-95 Ma) entraînant un déplacement vers le nord ou le nord-ouest des unités dau-

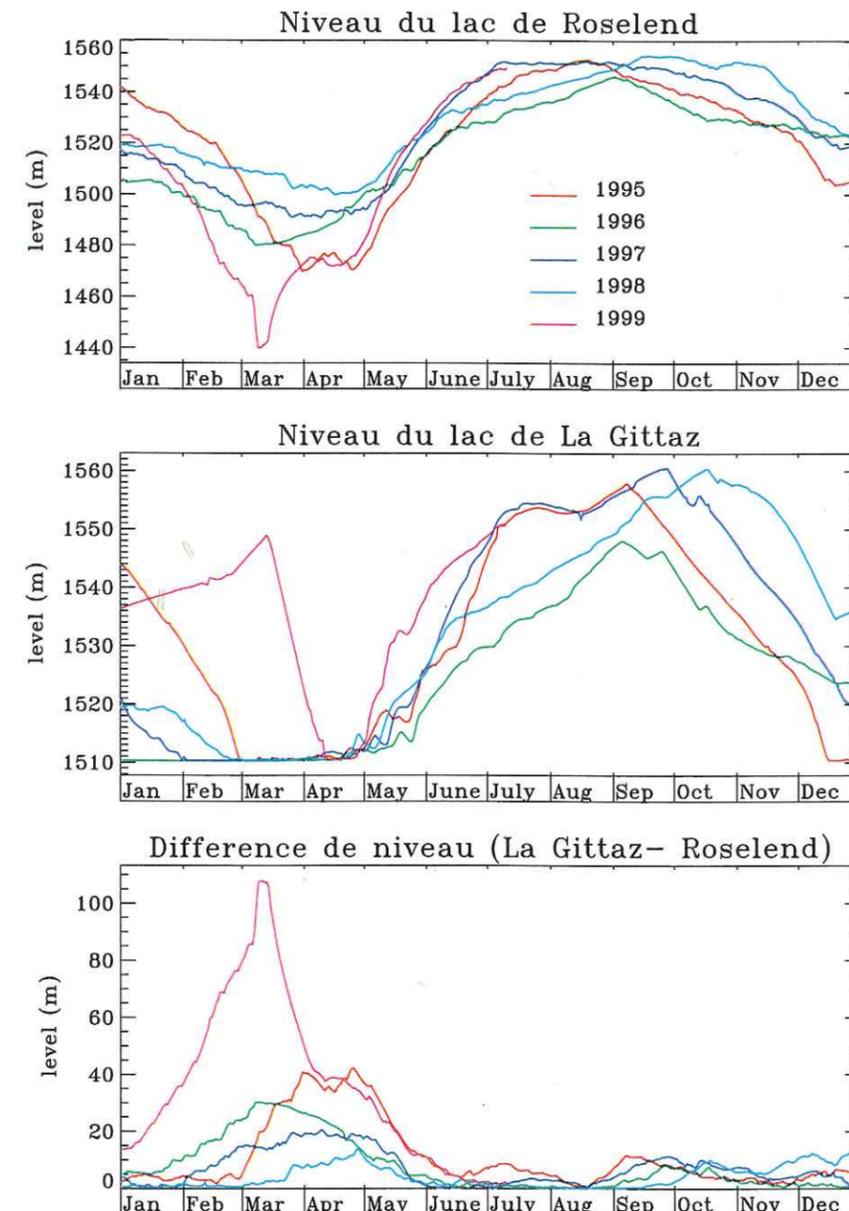


Figure 3.5: Variations de niveau du lac de Roselend, du lac de La Gittaz et de la différence entre le niveau du lac de La Gittaz et le niveau du lac de Roselend pour les années 95 à 99.



Figure 3.6: Réservoir de Roselend vu le 18/03/99 pendant la vidange. A cette date, le niveau du lac de Roselend est de 1455 m. Le minimum de niveau du lac de Roselend a atteint 1440 m le 10/03/99.

phinoises. La phase de déformation la plus importante, qui intervient à la fin de l'Eocène (38-40 Ma), est marquée par le chevauchement du domaine briannonnais vers l'ouest (chevauchement pennique) et par des plis accompagnés d'une schistosité de flux et de métamorphisme. Enfin, une troisième phase tectonique au Miocène (6-23 Ma) a entraîné la formation de nouveaux plis, et le soulèvement des massifs cristallins, qui se déversèrent vers l'ouest en s'écaillant.

3.4.2 Sismicité régionale

La sismicité régionale de 1995 à 1998 est présentée sur la figure 3.9. De manière générale, la sismicité se distribue de façon diffuse le long de l'arc alpin. L'essaim de sismicité localisé au nord-ouest de Annecy correspond au séisme du 15/07/96 de magnitude $M_L = 5.3$ et à ses répliques. Aucun séisme de magnitude supérieure à 1 n'a été enregistré dans un rayon de 15 km autour du site de Sur-Frêtes de 1995 à 1998, qui apparaît donc comme un site sismiquement passif.

3.4.3 Contexte géologique local

A l'échelle du site, se succèdent, du nord-ouest au sud-est, le socle cristallin-houiller, les unités triasiques (dolomies et cargneules) et les unités liasiques helvétiques du bajocien, kimméridgien et callovo-oxfordien (grès et marnes calcaires). La succession de ces différentes unités est visible sur la carte géologique de la figure 3.10. Les appuis des barrages de Roselend et La Gittaz sont

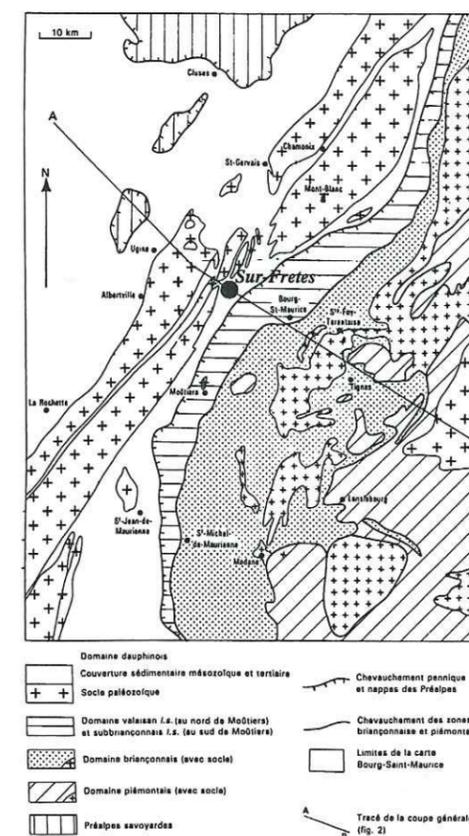
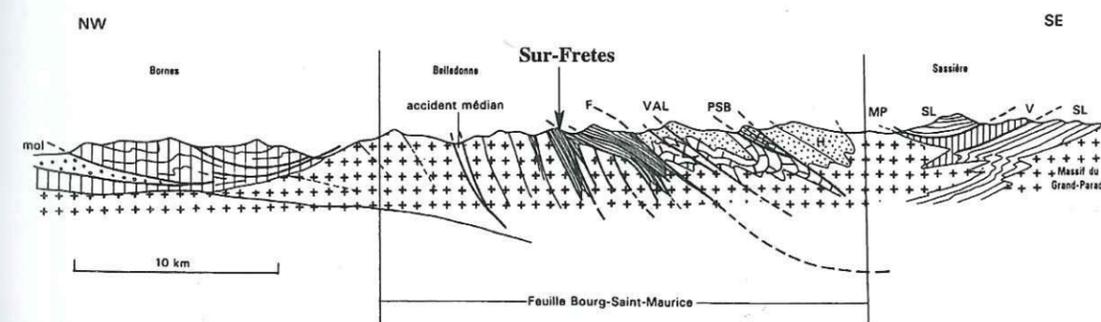


Figure 3.7: Cadre géologique régional et localisation du site de Sur-Frêtes. D'après la carte géologique BRGM au 1/50000 (1993).



Abréviations : F : Chevauchement pennique frontal ; mol : Molasse périalpine ; MP : Massif du Mont-Pourri (socle briannonnais) ; PSB : Zone du Petit-Saint-Bernard (zone subbriannonnaise probable) ; SL : Schistes lustrés ; V : Zone briannonnaise de Vanoise ; VAL : Zone valaisanne

Figure 3.8: Coupe géologique selon le profil AB (figure 3.7) et localisation du site de Sur-Frêtes. D'après la carte géologique BRGM au 1/50000 (1993).

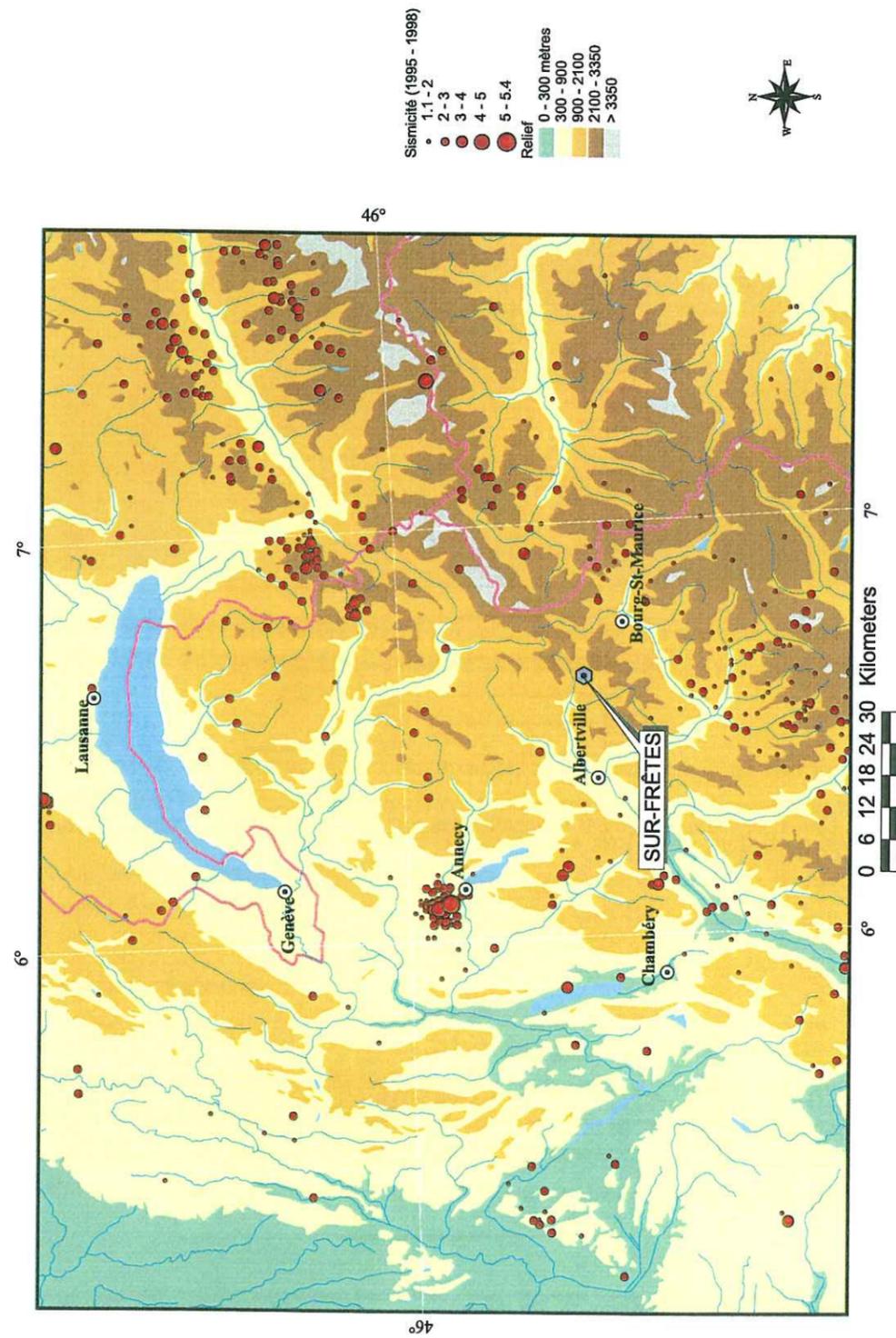


Figure 3.9: Sismicité alpine de 1995 à 1998 comprenant les séismes de magnitude M_L supérieure à 1.1 enregistrés par le réseau national LDG.

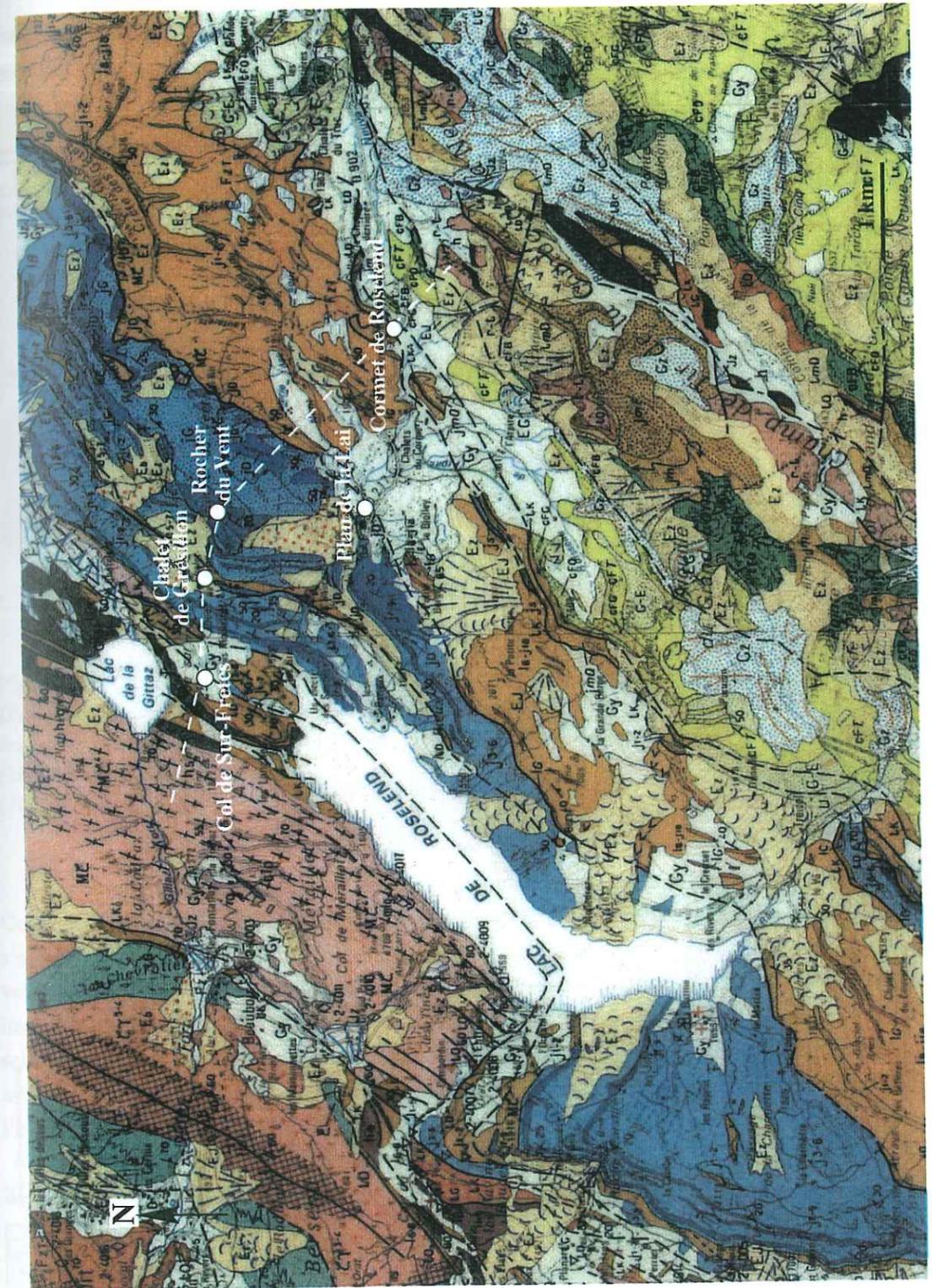


Figure 3.10: Carte géologique du site de Sur-Frètes. La légende est présentée dans la figure suivante (figure 3.11). D'après la carte géologique BRGM au 1/50000 (1993).

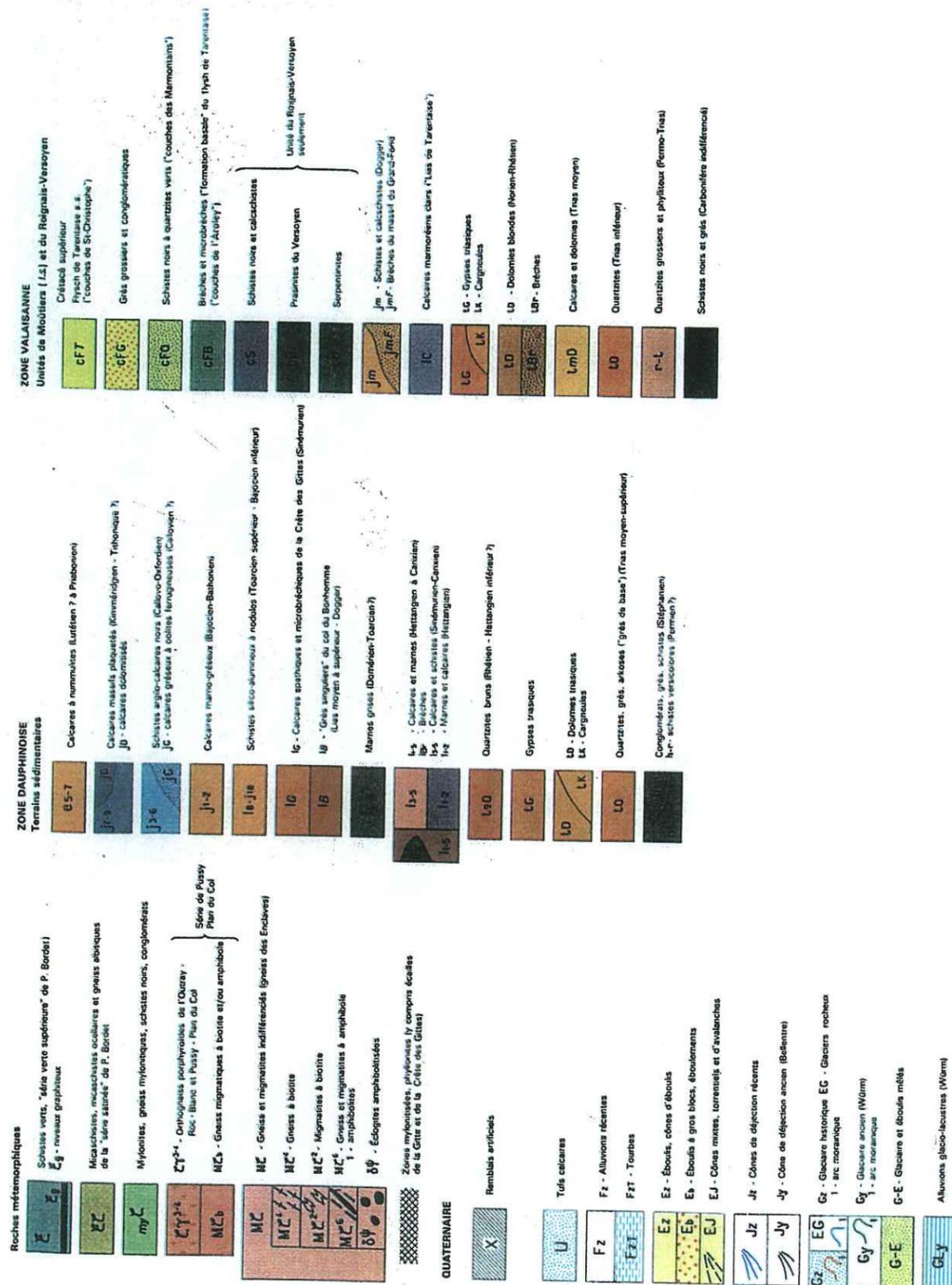


Figure 3.11: Légende de la figure 3.10. D'après la carte géologique BRGM au 1/50000 (1993).

sur l'unité cristalline. La crête de Sur-Frêtes est au contact tectonique entre le socle cristallin-houiller et les unités triasiques puis liasiques.

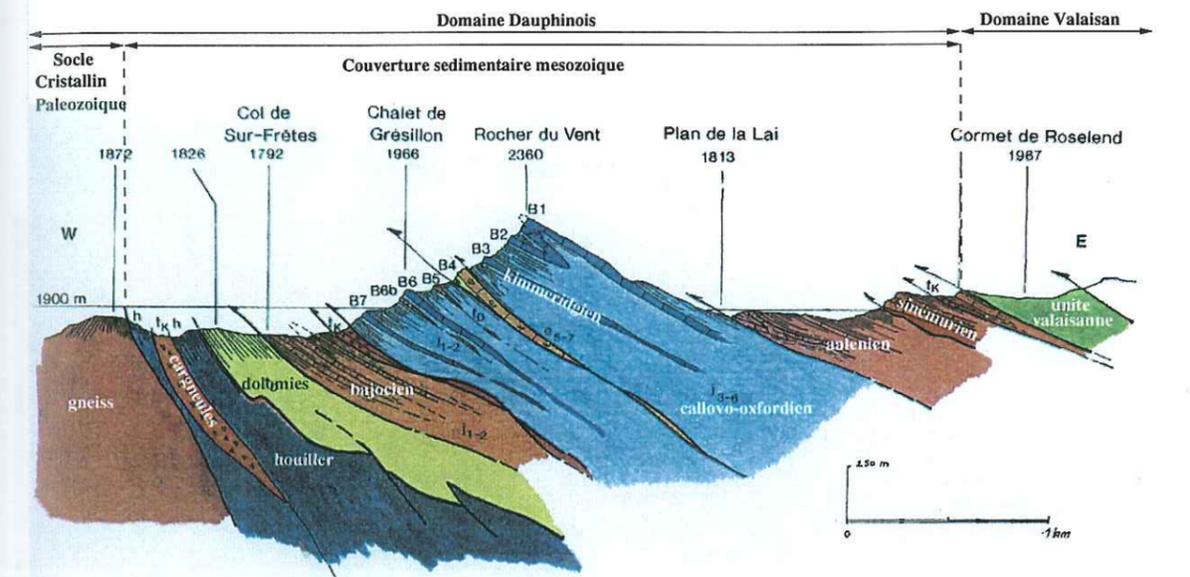


Figure 3.12: Coupe géologique de la crête de Sur-Frêtes selon le profil présenté en tirets sur la figure 3.10. D'est en ouest se distinguent le cristallin (rose), le houiller (bleu-pétrole), l'unité triasique (cagneules en orange et dolomies en jaune), le bajocien (marron), le callovo-oxfordien (bleu clair) et le kimmeridgien (bleu foncé), le aalénien (rose foncé), le sinémurien (mauve) et l'unité valaisanne (vert). D'après Portier (1995).

La coupe géologique, qui traverse le site depuis l'ouest de la crête de Sur-Frêtes jusqu'au Cormet de Roselend est présentée sur la figure 3.12. Le soulèvement du massif de Belledonne s'est produit selon des chevauchements raides, impliquant des rejets de faille essentiellement verticaux. Le Trias est lui aussi affecté de nombreuses failles d'orientation SO-NE. Les unités liasiques qui constituent la partie orientale de la crête de Sur-Frêtes sont affectées par une intense schistosité, témoin de leur intense tectonisation. Les pendages moyens, qui s'orientent N10-20°E avec une pente 50-80°SE dans la zone cristalline, deviennent progressivement moins inclinés vers l'est pour s'orienter N30-60°E avec une pente de 20-50°SE vers le Plan de la Lai (figure 3.12).

3.4.4 Morphologie du site

Le site est constitué de deux dépressions longitudinales, creusées à l'époque glaciaire et qui sont occupées par les lacs de retenue de Roselend au Sud et La Gittaz au Nord (figure 3.13 et 3.14). Ces deux cuvettes sont chacune parcourues par un torrent, les torrents du Doron et de La Gittaz (figure 3.2). Ces derniers s'encaissent ensuite rapidement avant de se réunir en amont de Beaufort. Les lacs sont séparés par la crête de Sur-Frêtes, qui culmine à 1826 m et s'étire selon

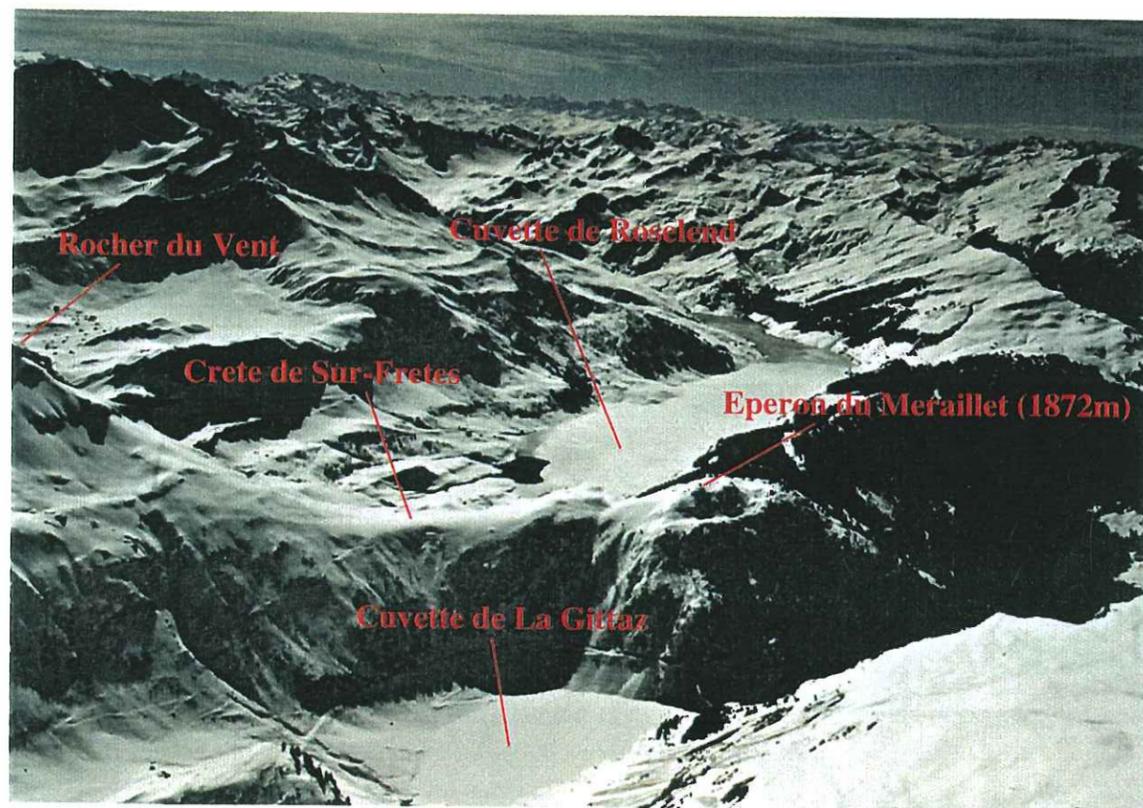


Figure 3.13: Morphologie du site de Sur-Frêtes vue en regardant vers le sud (février 1996). Les côtes des lacs de Roselend et La Gittaz sont d'environ 1500 m et 1510 m respectivement. Cliché Mirabel.



Figure 3.14: Vue générale du site de Sur-Frêtes en regardant vers le nord-est (septembre 97). Les côtes des lacs de Roselend et La Gittaz sont d'environ 1550 et 1560 m respectivement. Cliché CEA.

la direction est-ouest. La crête est limitée à l'ouest par l'éperon boisé du Méraillet orienté NNE-SSO, qui culmine à 1872 m, et à l'est par le massif du Rocher du Vent (2329 m) où affleurent de nombreuses barres calcaires (figures 3.13 et 3.14). La crête présente un versant nord (versant Gittaz) plus raide (40°) que le versant sud (versant Roselend), dont la pente est d'environ 25°.

3.3.5 Géologie des différentes unités

D'ouest en est de la crête se succèdent quatre unités principales (figure 3.12) : le cristallin, le houiller, le trias et l'unité jurassique sédimentaire. Les principaux faciès de ces unités sont présentés sur la figure 3.15, qui montre des échantillons de roche issus de chacune de ces unités : roche cristalline, grès houiller et grès calcaire (faciès du houiller), cargneule (faciès du trias), calcaire marno-argileux du bajocien et calcaire du kimmeridgien (faciès jurassique).

3.3.5.1 Géologie du cristallin

D'origine sédimentaire, plusieurs fois métamorphisés, fracturés et déformés pendant l'orogénèse alpine, les schistes ou gneiss cristallins sont localement très feuilletés. Le gneiss fortement tectonisé présente localement d'importantes concentrations de bancs quartzeux ou micacés et des passages très feuilletés.

L'analyse pétrographique (EDF, Direction de l'Équipement, 1952) montre une grande abondance de minéraux phylliteux, de chlorites, de quartz et plus rarement de feldspaths. Des filons de calcite, pyrite et chalcopryrite veinent la roche par endroit. Des expériences géotechniques (EDF, Direction de l'Équipement, 1952) révèlent la bonne compacité matricielle de cette unité géologique malgré une facilité de fragmentation.

La schistosité de cette unité est localement très importante. De plus, si la fracturation est modérée, certaines cassures peuvent néanmoins être profondes et atteindre plusieurs dizaines de mètres (EDF, Direction de l'Équipement, 1952).

3.3.5.2 Géologie du houiller

Le houiller, qui présente une épaisseur de l'ordre de 100 m, est de nature schisto-gréseuse. Cette série est composée par l'alternance plus ou moins régulière de bancs gréseux conglomératiques, entrecoupés par des intercalations d'anthracite, d'ardoises et d'argilites noires ou versicolores (figure 3.16). Si le houiller est très feuilleté et localement très dégradé, il reste néanmoins globalement sain (EDF, Direction de l'Équipement, 1952). D'un point de vue minéralogique, les schistes houillers sont essentiellement quartzeux et localement riches en graphite.

3.3.5.3 Géologie du trias

Deux faciès composent le trias :

- les dolomies : elles sont de couleur gris clair, à patine ocre et fine, et sont localement gréseuses. Cette formation contient des intercalations d'argilites noirs, versicolores, en bancs



Figure 3.15: Échantillons de roche issus des principales unités géologiques présentes sur le site de Sur-Frêtes.



Figure 3.16: Affleurement de grès houiller sur la route du côté du lac de la Gittaz. On distingue des alternances de séquences gréseuses ou conglomératiques (1) et de niveaux d'anthracite et d'ardoise (2).

décimétriques à métriques. Les dolomies sont souvent recimentées par de la calcite, et plus rarement par du quartz. Leur stratification est rarement visible.

- les cargneules : ce sont des roches sédimentaires carbonatées dues à la transformation des dolomies par dissolution par des eaux chargées en sulfates. Elles sont de couleur jaune-orangé, et sont très vacuolaires. Tantôt dures à arêtes acérées, tantôt tendres et terreuses, elles sont localement très altérées. Un forage EDF (EDF, Direction de l'Équipement, 1952) de 100 m de profondeur (référéncé S82bis, voir figure 3.2), qui n'a rencontré que des cargneules, indique que ce faciès d'altération peut se retrouver à grande profondeur (figure 3.18).

3.3.5.4 Géologie de l'unité sédimentaire jurassique

Trois faciès composent le jurassique sédimentaire du site de Sur-Frêtes.

- les calcaires marno-gréseux du Bajocien : cette série organo-détritique, à filons de calcite, se compose d'une alternance serrée de bancs calcaires gréseux de taille décimétrique et de bancs minces schisteux. De couleur gris clair, le Bajocien est feuilleté et présente une épaisseur voisine de la centaine de mètres (figure 3.17).
- les schistes noirs argilo-calcaires du Callovo-Oxfordien : les calcaires gréseux bajociens laissent progressivement la place à des schistes localement très feuilletés, à stratification fine, en bancs millimétriques à centimétriques, de couleur noire ou grise. Ces schistes contiennent souvent des nodules de pyrite et des filons de quartz, ainsi que de courts passages d'argilites.

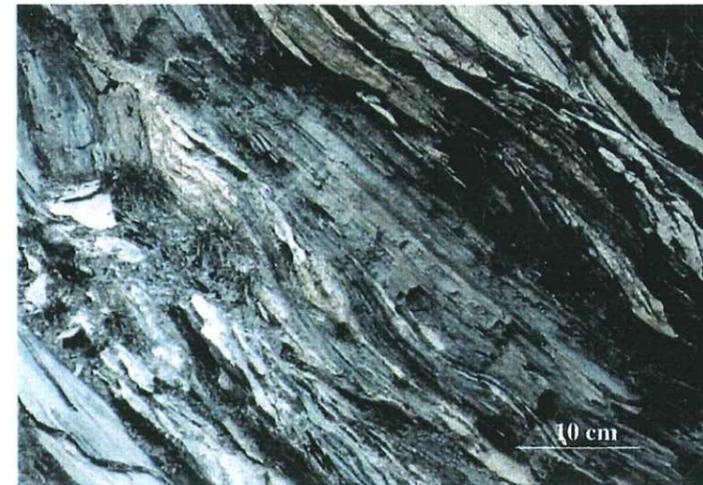


Figure 3.17: Affleurement de calcaire gréseux du bajocien.

- les calcaires du Kimmeridgien : de 20 à 30 m d'épaisseur, ces calcaires massifs plaquetés sont finement lités, leur conférant souvent un débit feuilleté. Le Rocher du vent appartient à cette formation.

3.4 Propriétés hydrogéologiques

3.4.1 Domaine cristallin

Le socle cristallin a fait l'objet de nombreuses études, précédant la construction des barrages sur cette unité. Des rapports EDF (EDF, Direction de l'Équipement, 1952) font mention de nombreuses arrivées d'eau dans la galerie Roselend-Gittaz (figure 3.3), dont le débit est accru après de fortes pluies. Ces écoulements qui se situent au niveau de fractures ou de zones très schistées impliquent localement des distances d'infiltration importantes de 50 à 100 m. Étant donné l'importance de ces réseaux de fractures, mais aussi des diaclases et des zones de schistosité, il apparaît que la circulation de fluides au sein de l'unité cristalline est assez importante et liée à une perméabilité de fissures.

Des campagnes de sondages *in situ* (par essais Lugeon) menées par EDF en 1955 et 1956 dans la vallée de La Gittaz livrent des ordres de grandeur de la perméabilité de l'unité cristalline. Pour un schiste de bonne qualité, la perméabilité est moyenne, de l'ordre de $10^{-15} m^2$. Dans les zones de petites fractures, elle est de l'ordre de 10^{-14} à $10^{-12} m^2$. D'après les campagnes de forages verticaux et obliques menées par EDF, il ressort d'une manière générale, que la perméabilité diminue avec la profondeur. Ceci s'explique par la meilleure qualité du rocher (plus sain et plus compact) et à une probabilité de rencontrer des accidents tectoniques plus faible en raison de leur verticalité.

Par ailleurs, les mesures en laboratoire sur des carottes de forages réalisés au niveau des

appuis du barrage de La Gittaz ont révélé des perméabilités extrêmement faibles de l'ordre de $10^{-19} m^2$. De plus, ces essais ont mis en évidence une imperméabilisation progressive de la microfracturation par le gonflement des chlorites ou l'altération des feldspaths, n'entraînant pas d'augmentation de la microfracturation. La différence entre la perméabilité de matrice et la perméabilité mesurée en forage indique que la perméabilité du massif est contrôlée par une perméabilité de plus grande échelle distribuée de façon hétérogène.

Des prospections en rive droite de La Gittaz ont montré l'existence de venues d'eau régulières. Elles semblent dues à des faisceaux de fissures dans la zone décomprimée. Des faisceaux de fissures profondes ont également été rencontrés dans un forage au niveau des appuis du barrage de La Gittaz.

3.4.2 Domaine houiller

La perméabilité de la matrice rocheuse est très faible, de l'ordre de $10^{-18} m^2$ (Lorne, 1997). L'importance de la schistosité dans l'unité du houiller contraint donc vraisemblablement les circulations d'eau dans les plans de schistosité, où se concentre le graphite.

3.4.3 Domaine triasique

Dans le trias, l'altération («cargneulisation») et la dissolution des poches de gypse est une composante importante des propriétés de la circulation d'eau. En effet, les eaux qui percolent dans la zone triasique de la galerie EDF Glaciers-Roselend (figure 3.3) sont riches en sulfates de calcium, signature de la dissolution du gypse en présence de calcaire. Les échantillons de cargneules prélevés sur le site montrent une porosité importante, de l'ordre de 20 % (Lorne, 1997). Néanmoins, la perméabilité sur carotte des cargneules reste faible, de l'ordre de $10^{-15} m^2$, indiquant une porosité non connectée. Mais ces valeurs ne fournissent qu'une limite inférieure de la perméabilité à l'échelle naturelle.

Si des écoulements karstiques apparaissent peu probables en profondeur (EDF, Direction de l'Équipement, 1952), un forage dans les cargneules du côté Roselend a révélé la présence de vides importants de dimension comprise entre 10 et 30 cm (Figure 3.18). Ce forage de 100 m de profondeur a montré quatre niveaux d'eau stables et cinq pertes d'eau (dont trois totales). Ainsi, des contrastes importants de perméabilité existent au sein de cette unité et l'existence de drains naturels importants dans des niveaux friables n'est pas exclue. L'eau peut être ainsi drainée dans des niveaux friables et collectée au dessus de zones imperméables, permettant localement l'existence de nappes perchées.

3.4.4 Domaine sédimentaire

Dans les terrains sédimentaires, deux types de circulation d'eau peuvent intervenir.

- circulation karstique par dissolution des calcaires : les grandes et profondes diaclases qui sont certainement dues à la dissolution des calcaires par les eaux de surface peuvent drainer

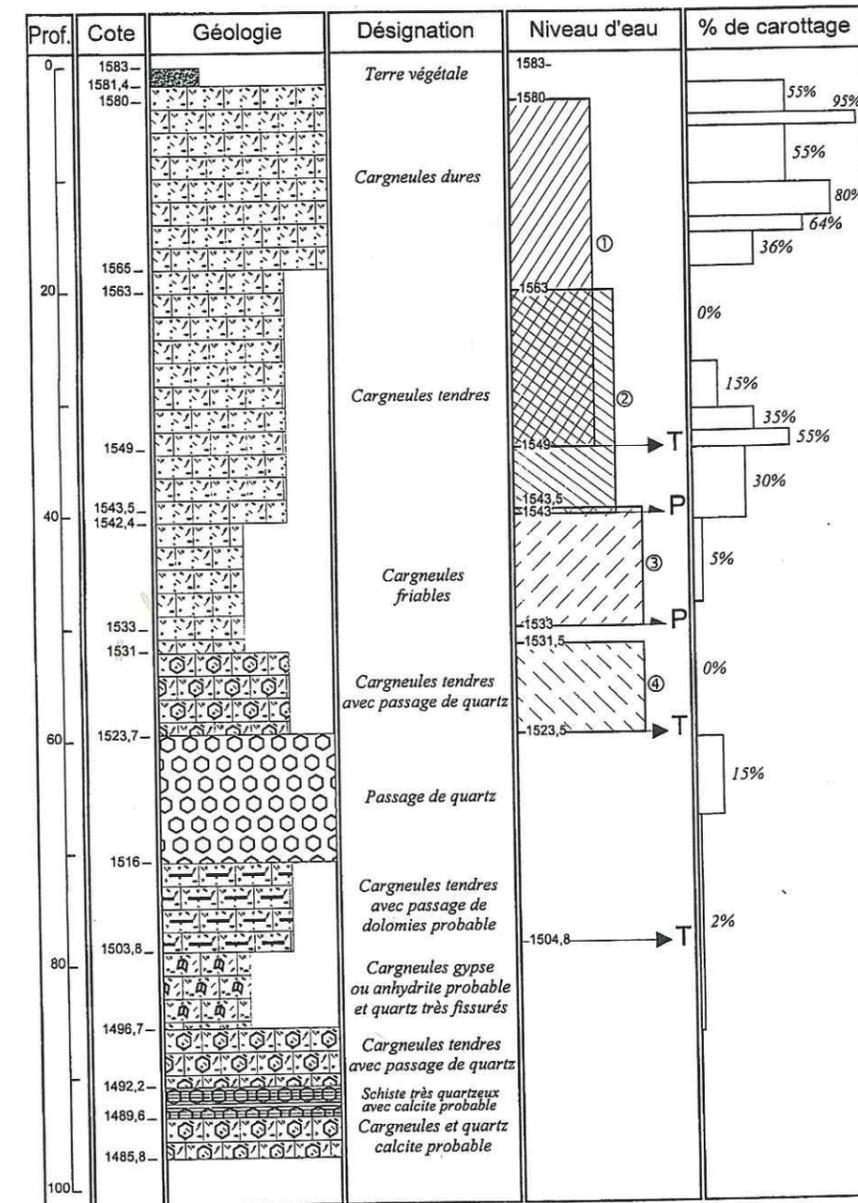


Figure 3.18: Log vertical du forage S82bis en fonction de la géologie et des propriétés hydrogéologiques. La localisation approximative de ce forage est repérée sur la figure 3.2. Sa position a été égarée par EDF. Quatre niveaux d'eau stables ont été observés en cours de forage (numéros 1 à 4). La base de chacun de ces niveaux est caractérisée par une perte d'eau, soit partielle (P), soit totale (T). Le profil vertical des pourcentages de carottage indique la qualité géotechnique de la roche.

l'eau par des réseaux souterrains. Les karsts visibles en surface près de la petite berge (figure 3.2) et les résurgences observées au pied des escarpements calcaires du Rocher du Vent illustrent ce type de circulation.

- écoulements suivant les joints stratigraphiques: ce mode de circulation s'effectue sur des surfaces stratigraphiques imperméables. Dans la galerie Glaciers-Roselend, des venues d'eau ont été répertoriées sous des calcaires d'âge aalénien très imperméables. La circulation d'eau s'effectue non de façon verticale, mais plutôt suivant le litage. Néanmoins, ce mode de circulation apparaît limité.

Ainsi, les modes de percolation de fluides sont très contrastés à l'échelle du site et dépendent essentiellement des formations géologiques traversées.

3.5 Instrumentation permanente

L'instrumentation permanente installée pour étudier la réponse géophysique du milieu aux variations de niveaux des deux lacs, est composée de deux parties (figure 3.19). La crête de Sur-Frêtes, qui sépare les deux lacs, comprend l'instrumentation électrique, magnétique et météorologique, ainsi qu'une sonde de mesure radon. Le suivi météorologique du site est crucial afin d'identifier les signaux géophysiques d'origine météorologique. La galerie de Roselend est instrumentée en radon et inclinométrie. Le niveau, la température et la conductivité de l'eau sont mesurées dans deux puits de forage situés à une cinquantaine de mètres de la galerie.

L'installation et la maintenance des sondes de mesure de radon et autres gaz ont été réalisées par P. Richon et J.C. Sabroux de l'Institut de Protection et Sécurité Nucléaire.

3.5.1 Station du col de Sur-Frêtes

Les deux lacs sont alignés selon la direction géologique principale N20. Aussi des infiltrations d'eau à travers les zones de contact sont susceptibles d'intervenir entre les deux lacs au cours des cycles de chargement. La station magnéto-tellurique a donc été installée sur la crête en septembre 1995 pour étudier une possible signature électrique associée à des circulations d'eau à travers la crête, et pour bénéficier de la forte hétérogénéité des structures géologiques et hydrologiques. D'autre part, des points de mesure électrique ont été installés au voisinage de chaque lac pour être au plus près des zones de déformation mécanique maximale.

3.5.1.1 Réseau électrique

Configuration du réseau électrique Le réseau électrique de Sur-Frêtes est constitué de 14 points de mesure (figure 3.20), qui sont répertoriés dans le tableau 3.1. Les points de mesure électrique se répartissent sur des unités géologiques différentes (figure 3.21). En effet, si des circulations de fluide interviennent à l'interface entre deux milieux qui présentent des coefficients d'électrofiltration différents, elles entraînent des anomalies de potentiel électrocinétique entre les

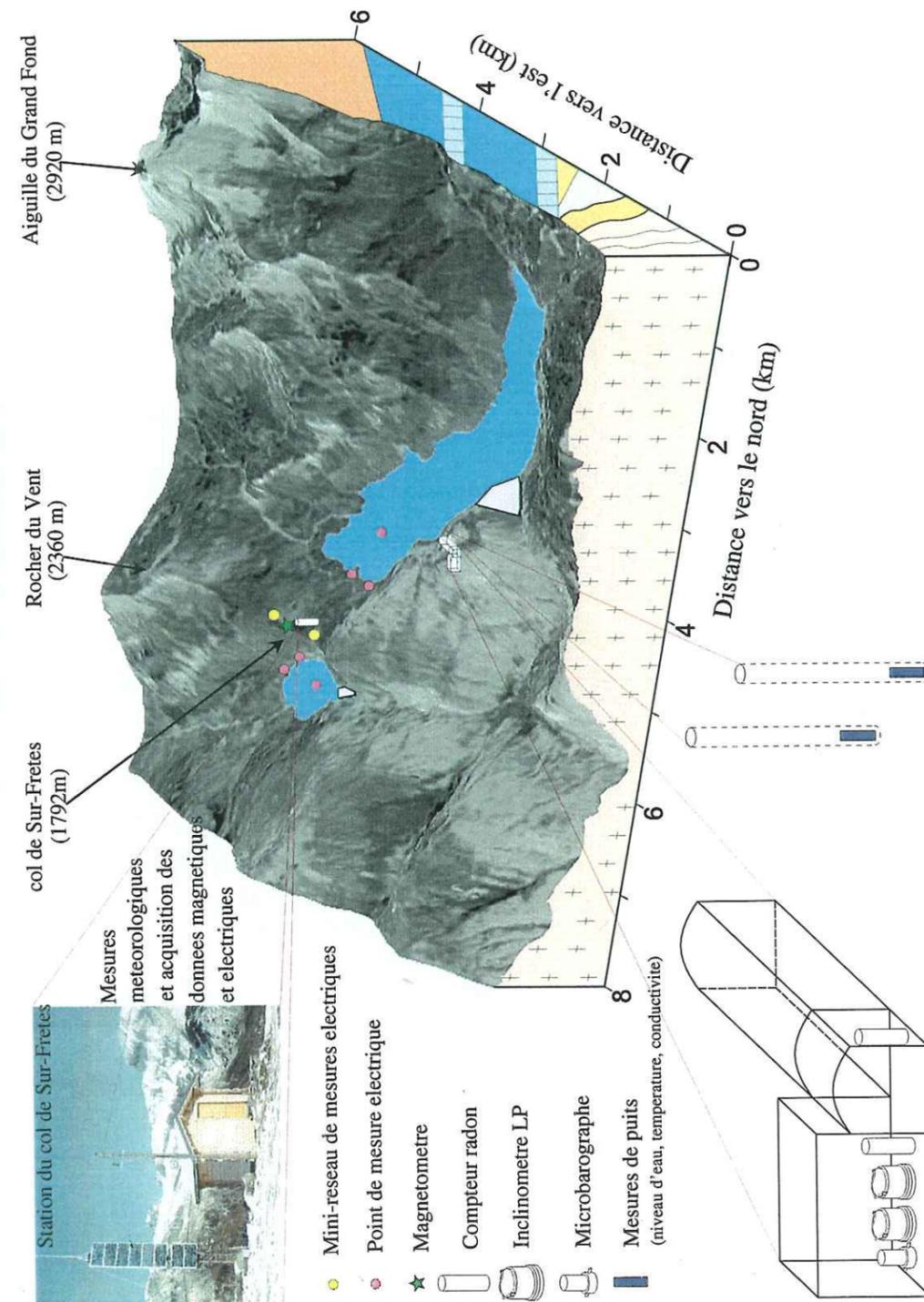


Figure 3.19: Présentation générale de l'instrumentation permanente de l'expérience de Sur-Frêtes.

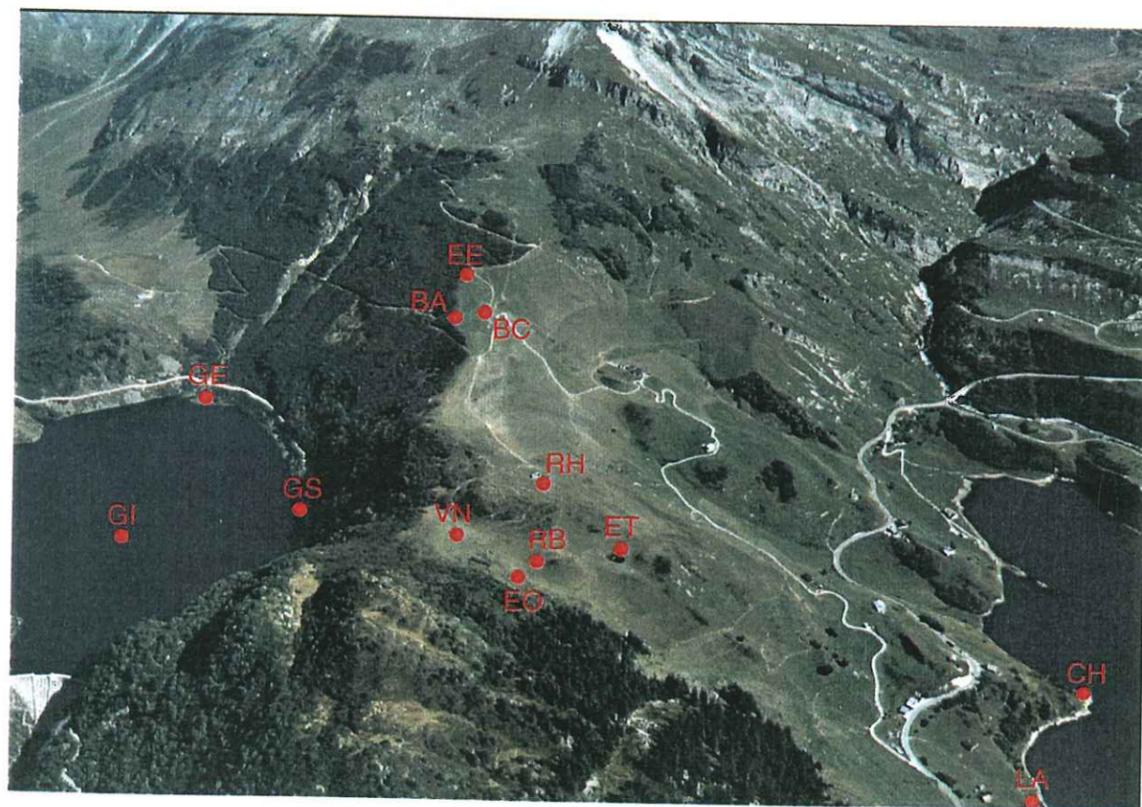


Figure 3.20: Vue aérienne de la crête de Sur-Frêtes (en regardant vers l'est) et localisation des points de mesure électrique.

Zone	Nom du point	Localisation	Nombre d'électrodes
Côté Gittaz	GI	Fond du Lac de La Gittaz sous la cote 1510 m	3
	GE	Berge Gittaz Est	4
	GS	Berge Gittaz Sud	2
Côté Roselend	RO	Fond du lac de Roselend sous la cote 1480 m	3
	LA	Les Lanches à la limite cargneule-houiller	2
	CH	Sous la chapelle de Roselend à la cote 1560 m	4
Crête Est	BC	Bord du chemin qui monte au chalet de Grésillon	5
	BA	Bord des arbres sur la crête	1
	EE	Extrême Est de la crête	2
Crête Ouest	RB	Ruine basse	2
	RH	Ruine haute	1
	EO	Extrême Ouest à la cote 1800	4
	ET	Etang près de la ruine basse	1
	VN	Vallon extrémité Nord	4
Total électrodes			38

Tableau 3.1: Points d'implantation des électrodes du réseau électrique de Sur-Frêtes.

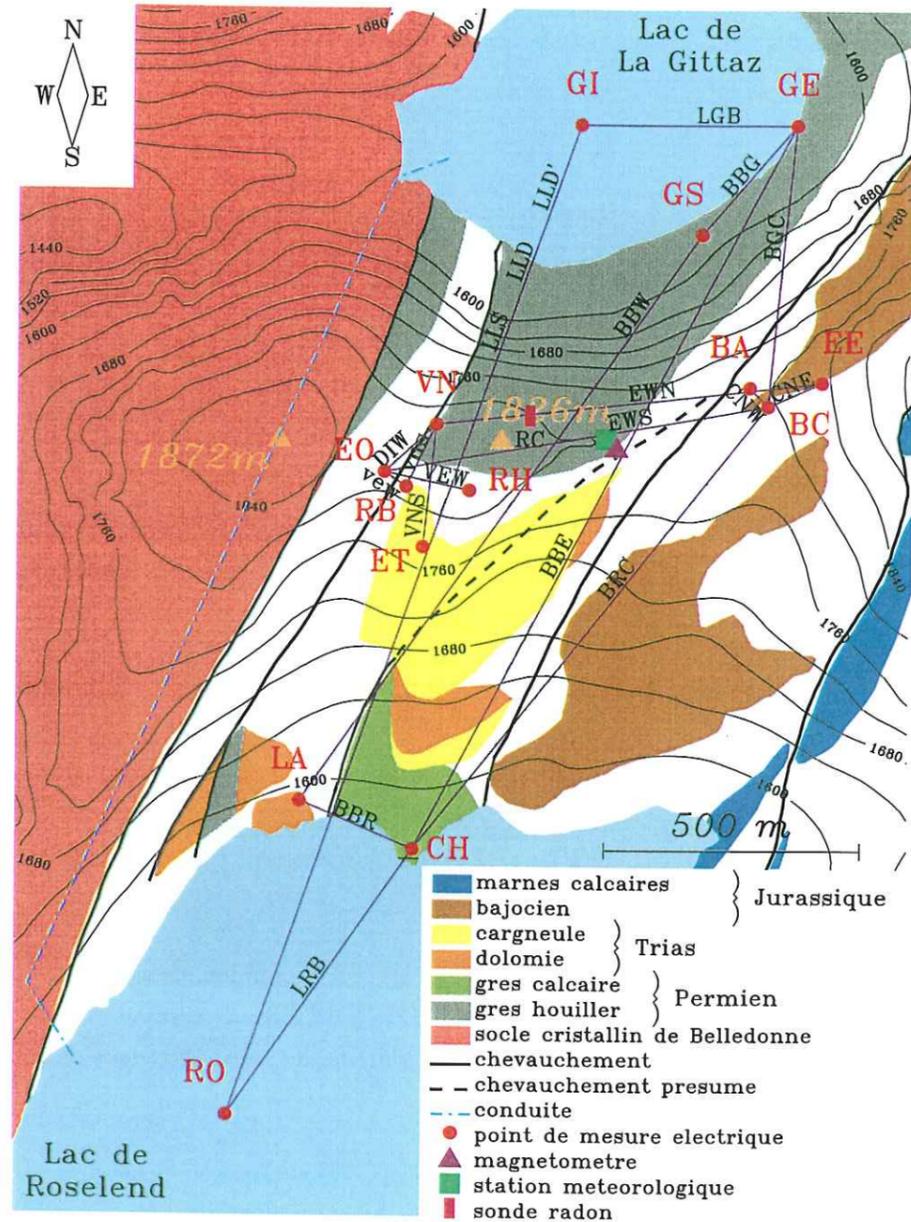


Figure 3.21: Carte du réseau électrique de la crête de Sur-Frêtes installé de 1995 à 1999. La localisation du magnétomètre, de la station météorologique et de la sonde radon RC est également représentée.

Nom du dipôle	Différence de potentiel	Commentaire Mnémotechnique	longueur du dipôle (m)
LLS	GI ₁ -RO ₁	lac-lac simple (NaCl)	2052
LLD	GI ₂ -RO ₂	lac-lac double	2052
LLD'	GI ₂ -RO ₂	lac-lac double '	2052
BBW	GS ₁ -LA ₁	berge-berge ouest	1354
BBE	GE ₁ -CH ₁	berge-berge est	1572
LGB	GE ₂ -GI ₃	lac Gittaz berge	462
BBG	GE ₃ -GS ₂	berge-berge Gittaz	268
LRB	CH ₂ -RO ₃	lac Roselend berge	699
BBR	CH ₃ -LA ₂	berge berge Roselend	225
BRC	BC ₁ -CH ₄	berge Roselend col	1077
BGC	GE ₄ -BC ₂	berge Gittaz col	543
EWN	EE ₁ -VN ₁	est-ouest-nord crête	757
EWS	BC ₃ -EO ₁	est-ouest-sud crête	760
CNW	BA ₁ -BC ₄	col nord-ouest	51
CNE	EE ₂ -BC ₅	col nord-est	114
DIW	VN ₂ -EO ₂	diagonale ouest (NaCl)	137
vew	RB ₁ -EO ₃	vallon ew	52
vns	VN ₃ -RB ₂	vallon ns	135
VEW	RH ₁ -EO ₄	vallon EW	169
VNS	VN ₄ -ET ₁	vallon NS	242

Tableau 3.2: Liste des 20 dipôles du réseau électrique. Les dipôles sont composés d'électrodes Petiau seconde génération Pb/PbCl₂/KCl, sauf les dipôles DIW et LLS qui sont constitués par des électrodes Pb/PbCl₂/NaCl. Les voies LLD et LLD' sont enregistrées en parallèle sur deux cartes électroniques différentes. On suit en outre une voie d'électronique en court-circuit pour détecter d'éventuels parasites.

deux régions, dont l'amplitude est proportionnelle à la différence de coefficient d'électrofiltration (Jouniaux & Pozzi, 1995b). Ainsi, le mini-réseau ouest de la crête, constitué de 5 points de mesure, est à cheval sur le contact entre les dolomies et le grès houiller, tandis que le mini-réseau est, constitué de 3 points de mesure, est localisé à la limite entre les calcaires marno-gréseux du bajocien et le grès houiller du trias.

Trois points de mesure électrique ont été installés au voisinage de chaque lac pour étudier les variations de potentiel électrique au plus près des zones de déformation: un point en fond de chaque lac et deux points sur chaque rive. Ainsi, les trois points du côté Gittaz (GI, GE, GS) se situent sur l'unité de grès houiller, le point CH et vraisemblablement le point RO sur du grès calcaire et le point LA sur des cargneules. L'ensemble des points de mesure forme 14 dipôles (figure 3.21), dont les longueurs sont données dans le tableau 3.2. Les dipôles du réseau électrique de Sur-Frêtes sont indépendants. Ainsi, chaque point du réseau électrique comporte autant d'électrodes que de dipôles qui s'y rattachent.



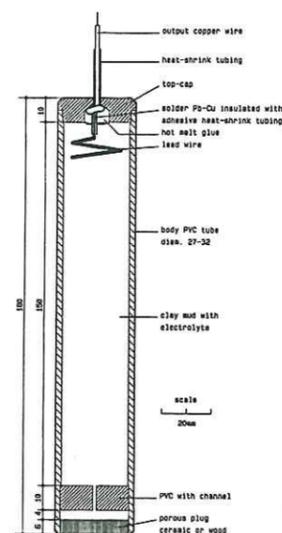


Figure 3.22: Schéma de l'électrode Petiau seconde génération. Pour limiter la diffusion de l'électrolyte vers l'extérieur, l'électrolyte est absorbé sur une argile et le tube de PVC est percé d'un canal étroit de 1 mm. D'après (Clerc et al., 1998).

Description des électrodes Les électrodes utilisées sont des électrodes Petiau de seconde génération $Pb/PbCl_2/KCl$, sauf quatre qui sont des électrodes $Pb/PbCl_2/NaCl$ (Petiau, 1996; Perrier et al., 1997; Clerc et al., 1998). Ces électrodes sont constituées par un métal (Pb) en contact avec une solution saturée par un de ses sels ($PbCl_2$) (figure 3.22). La stabilisation du potentiel redox de l'électrode impolarisable est ainsi assurée par le sel métal dont la concentration est maintenue constante par le produit de solubilité du sel. Un sel supplémentaire est ajouté en saturation à l'électrolyte (KCl ou NaCl), d'une part pour diminuer sa résistivité et lui permettre de mesurer de très faibles différences de potentiel, et d'autre part pour diminuer la sensibilité de l'électrode aux variations de la concentration en sel contenant l'anion de l'électrode (Cl). Le potentiel de l'électrode est très stable en laboratoire avec une dérive de moins de 0.1 mV/an (Perrier et al., 1997).

La différence de potentiel entre le fond des lacs de La Gittaz et Roselend est mesurée trois fois à l'aide de deux paires d'électrodes indépendantes : une paire $Pb/PbCl_2/KCl$ (LLD et LLD') et une paire $Pb/PbCl_2/NaCl$ (LLS) (tableau 3.2). Les deux types d'électrodes ont des sensibilités différentes à la température ($35 \mu V/^\circ C$ pour le type $Pb/PbCl_2/KCl$ et $200 \mu V/^\circ C$ pour le type $Pb/PbCl_2/NaCl$). Leur comparaison permettra de contrôler les effets de température sur les électrodes (Clerc et al., 1998). D'autre part, la paire d'électrodes $Pb/PbCl_2/NaCl$ de fond de lac sera connectée en parallèle sur deux voies d'électronique (LLD et LLD', voir tableau 3.2) afin d'étudier les artefacts possibles dus au système d'enregistrement.

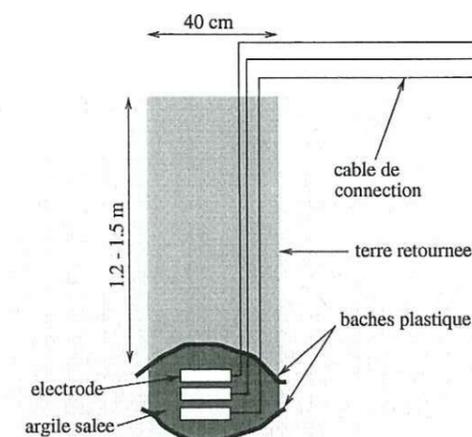


Figure 3.23: Schéma d'installation des électrodes.

Mode d'installation des électrodes L'utilisation d'électrodes intrinsèquement stables n'est pas suffisante pour mesurer correctement le potentiel électrique sur le terrain. L'expérience internationale d'intercomparaison d'électrodes menée à Garchy en 1995 a montré que la méthode d'installation des électrodes joue un rôle important dans la qualité des mesures électriques (Perrier et al., 1997). Le schéma d'installation des points de mesure électrique de Sur-Frêtes est présenté dans la figure 3.23. Les électrodes sont enterrées entre 1.2 et 1.5 m de profondeur dans un trou d'environ 40 cm de large rempli de 20 litres de kaolinite salée. Des feuilles de plastique déposées au-dessus et au-dessous du volume d'argile salée limitent l'entraînement de l'argile par les circulations d'eau superficielle. Ce dispositif a montré des dérives instrumentales de seulement quelques mV par mois (Perrier et al., 1997).

Les électrodes des lacs (points RO et GI, tableau 3.1) ont été déposés à partir de la surface sur le fond du lac.

Câblage et acquisition des mesures du réseau électrique Tous les dipôles électriques sont connectés à la station de mesure située sur la crête de Sur-Frêtes par un réseau de câbles présenté dans la figure 3.24. La mise en place d'un tel réseau est un travail de grande envergure, et nécessite un soin extrême dans le câblage. Les électrodes sont connectées à des câbles munis d'une double protection résistant aux dents des petits rongeurs. De plus chaque connexion est réalisée par un câbleur professionnel et protégée par des gaines thermorétractables et des saumons où les soudures sont noyées dans une grande quantité de résine. A plusieurs endroits, il est en outre nécessaire d'insérer des éclateurs à gaz pour éviter le foudroiement des câbles par les orages (figure 3.25). Les câbles sont regroupés sur des multipaires à armature métallique, qui sont rassemblées sur un boîtier de connexion pour les quatre parties du réseau (Roselend, Gittaz, crête ouest et crête est), qui sont chacun reliés au bornier du chalet situé sur la crête de Sur-

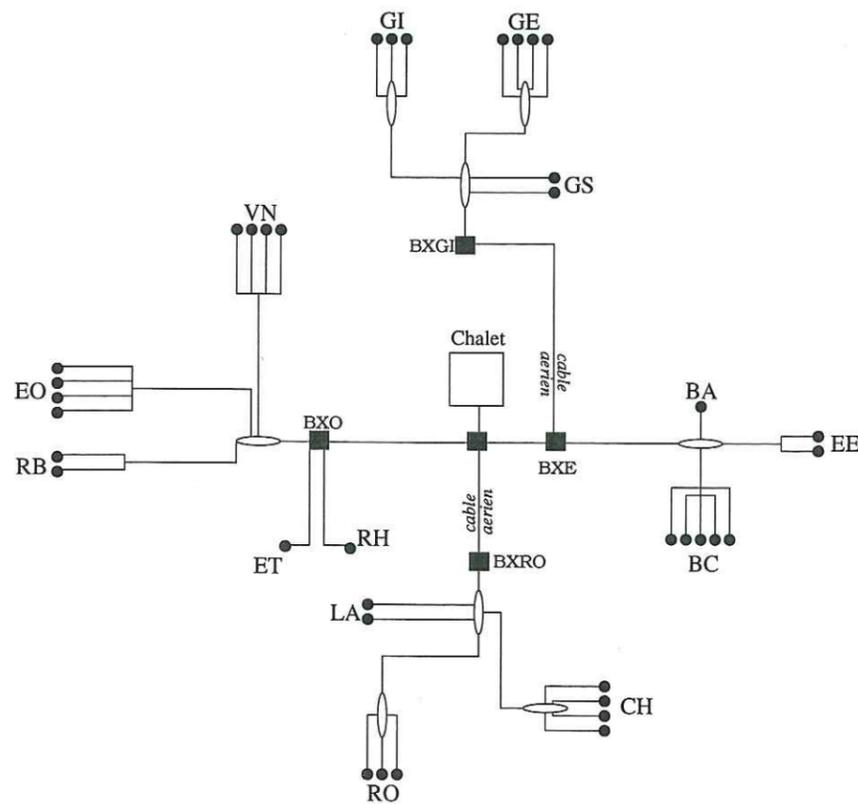


Figure 3.24: Plan de câblage du réseau électrique de Sur-Frêtes. Les points noirs représentent les électrodes. Les losanges représentent les saumons. Les carrés noirs représentent les boîtiers de connexion.

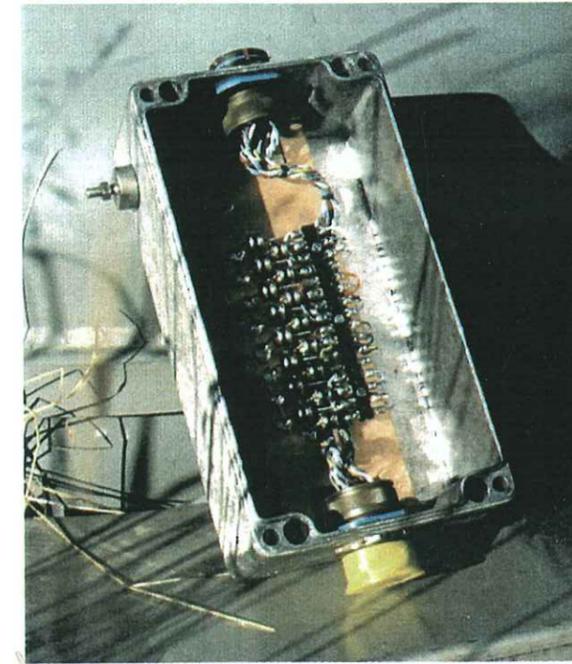


Figure 3.25: Eclateur à gaz, inséré en plusieurs endroits du réseau de câblage, afin d'éviter le foudroiement des câbles par les orages.

Frêtes (figure 3.26).

Un soin extrême doit être apporté au câblage d'un réseau électrique. Les câbles sont enterrés à plus de 1 m de profondeur par un engin spécial (figure 3.27) ou dissimulés dans les taillis. Les câbles qui joignent les points de mesure électrique en fond des lacs de Roselend (RO) et La Gittaz (GI), sont simplement posés en fond de lac (figure 3.28). Ces câbles ont été sectionnés par malveillance en juin 96, et ont nécessité la réinstallation de ces points. La figure 3.28 illustre la réinstallation du point RO en septembre 96. Seul le câble joignant le chalet au boîtier de connexion de la berge de Roselend est aérien. Pendant l'hiver 98, l'épaisseur de la couche de neige sur le site a atteint plus de 4 m (figure 3.29). Ce câble a été emporté par une avalanche en décembre 98, et n'a pas été réparé.

Les différences de potentiel sont lues par des amplificateurs de haute impédance ($1 \text{ G}\Omega$) et filtrées avec une fréquence coin de 30 Hz. Elles sont digitalisées à 0.1 Hz puis moyennées à un point par minute.

Des problèmes de gain sont apparus sur certaines voies électriques dès le mois de décembre 1996, et des dérives importantes des électrodes interviennent au bout d'environ 18 mois de mesure. La stabilité des mesures électriques est analysée dans le chapitre 4.

Contrôle de la stabilité des mesures électriques La configuration du réseau électrique permet de contrôler la stabilité des mesures. En effet, les boucles électriques, formées par la



Figure 3.26: Chalet de la crête de Sur-Frêtes (1794 m) où sont enregistrées les données électriques, magnétiques et météorologiques.

Nom	Combinaison des différences de potentiel
RLSD	LLS- LLD
RLSD'	LLS- LLD'
RLDD'	LLD- LLD'
RCLL	LLS+ LGB- BBE- LRB
RCBB	BBE- BBW- BBG+ BBR
RTNS	BBE- BGC- BRC
RCEW	EWN- CNE- EWS+ DIW
RTW	DIW- vns- vew
RCEWN	EWN- CNE- EWS+ vew+ vns

Tableau 3.3: Liste des résidus de fermeture du réseau électrique.



Figure 3.27: Enterrement des câbles électriques à 1 m de profondeur sur la crête de Sur-Frêtes réalisé par un engin spécial.

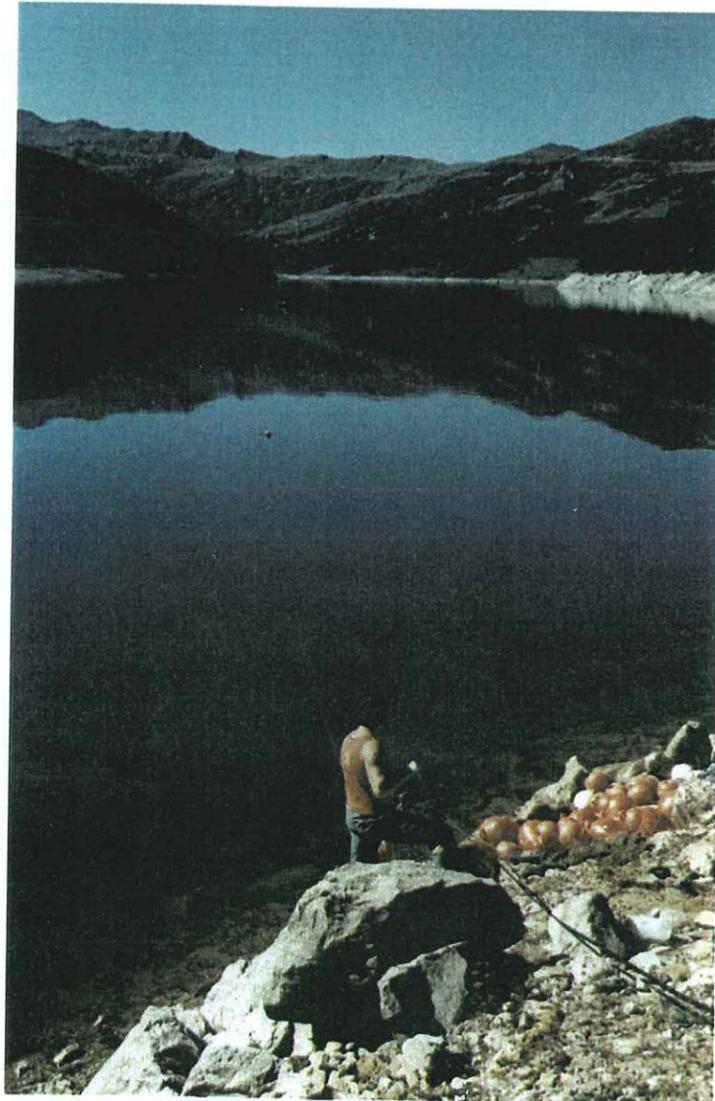


Figure 3.28: Nouvelle installation des 4 électrodes qui constituent le point de mesure électrique RO (septembre 96). Les électrodes connectées au câble sont amenées en milieu de lac à l'aide d'un zodiaque, puis lâchées en fond de lac.

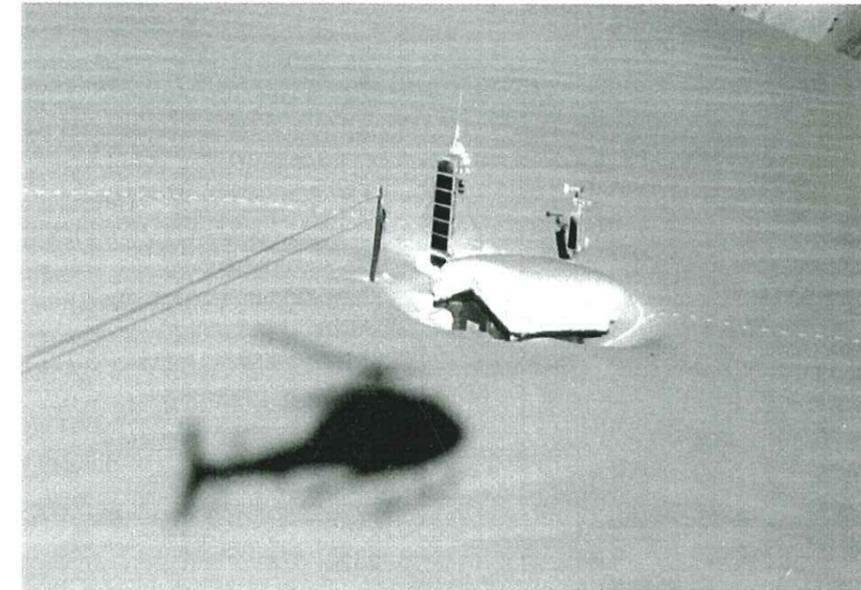


Figure 3.29: Vue du chalet de la crête de Sur-Frêtes en février 98 lors d'un survol en hélicoptère. L'épaisseur de la couche neigeuse est de plus de 4 m.

somme de plusieurs dipôles indépendants, additionnent le bruit instrumental des électrodes qui les constituent. Au total, 9 boucles électriques sont présentes sur le réseau de Sur-Frêtes (tableau 3.3). Ces relations de fermeture permettent de contrôler la stabilité instrumentale dans le long-terme des paires d'électrodes qui la constituent. Leur utilisation sera illustrée dans le chapitre 5.

Résistances de contact des électrodes Les résistances de contact pour diverses électrodes du réseau électrique de Sur-Frêtes ont été déterminées à partir de la comparaison des mesures de résistance des couples d'électrodes appartenant au même point de mesure électrique. Les résistances sont mesurées au bornier du chalet de Sur-Frêtes au moyen d'un ohmmètre alternatif d'une fréquence de 4 kHz pour éviter la polarisation des électrodes. Elles sont rassemblées dans le tableau 3.4. Les résistances de contact varient entre 436 et 2820 Ω pour les électrodes RO₂ et VN₂ respectivement, et présentent une valeur moyenne de 970 Ω . On n'observe pas de différence systématique entre la résistance de contact des électrodes NaCl (GI₁, RO₁ et VN₂) et la résistance de contact des électrodes KCl. Les valeurs mesurées sont comparables aux valeurs mesurées à Garchy, et sont donc acceptables (Clerc *et al.*, 1998).

3.5.1.2 Magnétomètre

Pour mesurer les variations du champ magnétique, un magnétomètre Bartington à «vanne de flux» a été installé à 50 cm de profondeur dans le sol à une dizaine de mètres à l'ouest du chalet de Sur-Frêtes (figure 3.26). Les trois composantes du champ magnétique sont filtrées avec

Electrodes	Résistance de contact (Ω)
GI ₁	919
GI ₂	598
GI ₃	848
RO ₁	695
RO ₂	436
RO ₃	544
BC ₁	638
BC ₂	817
BC ₃	584
VN ₁	780
VN ₂	2820
VN ₃	2520
CH ₁	654
CH ₂	712

Tableau 3.4: Valeurs des résistances de contact de certaines électrodes du réseau de Sur-Frêtes mesurées avec un ohmmètre alternatif (4 kHz) au bornier dans le chalet en septembre 1996.

une fréquence coin de 30 Hz et digitalisées à 0.1 Hz, puis moyennées à une minute.

3.5.1.3 Station météorologique

La station météorologique de la crête de Sur-Frêtes (figure 3.26) mesure la température du sol, de l'air, l'humidité relative du sol, de l'air, la pluviométrie, l'ensoleillement (à l'aide d'un pyranomètre), la direction et la vitesse du vent, et la pression atmosphérique. Un nivomètre a été installé contre le chalet en octobre 1997. Mais l'enneigement autour du chalet n'est pas révélateur de l'enneigement moyen du site. En effet, des tourbillons autour du chalet balayent la neige et la chaleur emmagasinée par le bois du chalet fait fondre la neige autour de celui-ci.

Les données météorologiques sont enregistrées avec un pas de temps de 5 minutes.

L'énergie nécessaire au fonctionnement de la station de Sur-Frêtes est fournie par des panneaux solaires (figure 3.26). Les données magnéto-telluriques et météorologiques sont stockées sur place et transmises au laboratoire par voie téléphonique par une interrogation automatique quotidienne.

3.5.1.4 Mesure de radon dans le sol de la crête

La mesure de la concentration du gaz radon dans l'air est effectuée au moyen de la balise automatique Barasol, qui mesure l'activité volumique du ^{222}Rn à l'aide d'un détecteur au silicium (figure 3.30). Son mode de fonctionnement est diffusif. Ainsi, la sonde ne perturbe pas la

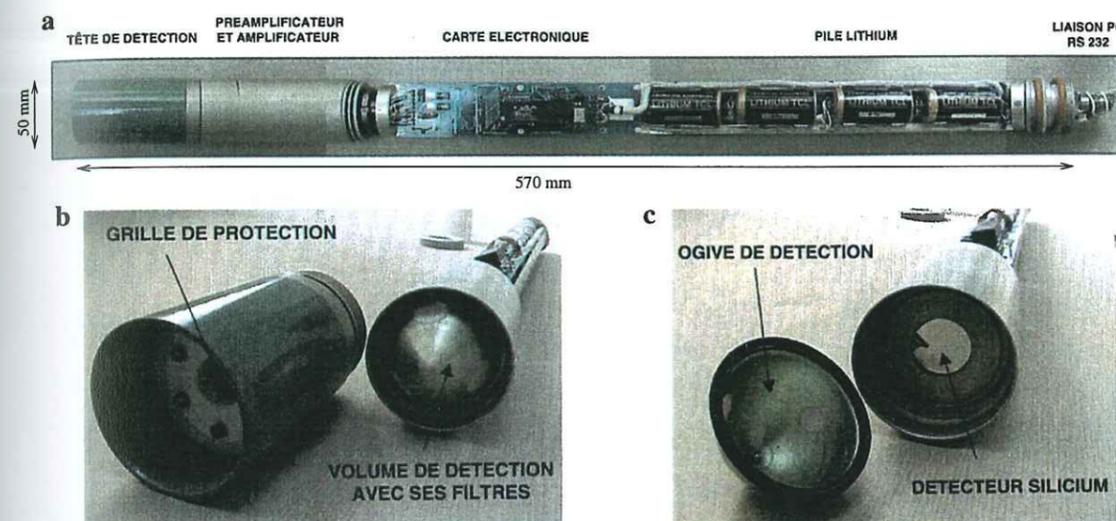


Figure 3.30: Vue descriptive de la sonde Barasol. a) La sonde Barasol dans son ensemble. La sonde Barasol est complètement autonome et demande une opération de maintenance tous les dix mois lors du changement des piles au lithium, qui assurent son autonomie. Sa capacité de stockage est de 12000 valeurs. b) Grille de protection et filtres à travers lesquels l'air pénètre par diffusion jusqu'au volume de détection. c) Intérieur du volume de détection. La mesure des désintégrations alpha est réalisée par un détecteur au silicium.

migration du radon dans le milieu où elle se trouve. Le comptage des désintégrations est intégré sur une heure. La sensibilité de la sonde est de $50 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, soit un coup par heure.

Depuis septembre 1995, une sonde Barasol (sonde RC) a été installée dans le sol, à environ 1 m de profondeur, à 200 m à l'Ouest du chalet de Sur-Frêtes (figure 3.21).

3.5.2 Galerie de Roselend

La galerie de Roselend est située à environ 500 m au Nord du barrage de Roselend, à environ 40 mètres en contrebas d'une carrière de pierre (figure 3.31). Nous décrivons tout d'abord la géologie de la galerie et présentons ensuite son instrumentation qui comprend les mesures inclinométriques et les mesures de gaz.

3.5.2.1 Géologie détaillée de la galerie de Roselend

La galerie de Roselend est creusée exclusivement dans l'unité cristalline. Elle possède une longueur de 128 m et un rayon d'environ 2 m. Elle est horizontale et orientée N70. La carte géologique de la galerie indique les directions de foliation et de schistosité de la roche et révèle les hétérogénéités locales (failles, veines de quartz ou variations structurales) (figure 3.32).

Les axes de foliation et de schistosité sont uniformes le long de la galerie. La foliation est orientée approximativement N40 avec un pendage de 80°NO . La schistosité montre deux axes principaux : direction N20 avec un pendage de 75°E et direction N140 avec un pendage de 70°NE .

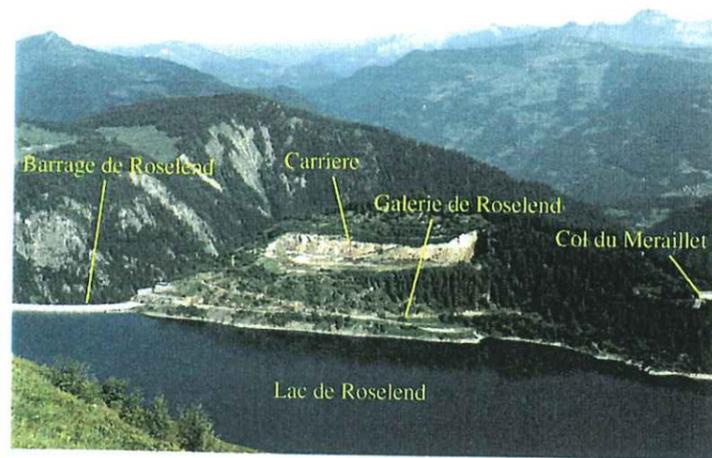


Figure 3.31: Localisation de l'entrée de la galerie vue depuis la Petite Berge (figure 3.2) en regardant vers l'ouest (juillet 97). L'altitude du niveau du lac de Roselend est d'environ 1550 m.

De nombreuses veines de quartz et des plans de faille, témoins de l'importante déformation subie par les roches au cours de l'orogénèse alpine, sont apparents sur les parois de la galerie. Deux axes dominent l'orientation des veines de quartz : N145 avec un pendage de 70°SO et N80 avec un pendage de 75°N. Le premier de ces deux axes est similaire à l'un des deux axes de la schistosité. Ceci montre que les plans de schistosité sont des plans privilégiés pour la recristallisation. Les plans de faille s'orientent principalement N45 avec un pendage de 80°SE. Cette orientation est semblable à l'orientation des contacts tectoniques dans cette zone, indiquant une homogénéité de la géométrie des plans de rupture au sein de l'unité cristalline. Des plans d'instabilité mécanique sont donc présents au sein de l'unité cristalline. Le nombre important de plans de faille suggère également des variations importantes de la perméabilité à l'échelle métrique au sein de cette unité.

D'un point de vue structural, la roche cristalline n'est pas uniforme à l'échelle de la galerie (figure 3.32). En fond de galerie, le gneiss riche en micas blancs (muscovites) apparaît clair. Il s'assombrit entre 117 et 104 m. Une lentille de granit, dont le faciès se distingue très nettement du précédent par sa couleur gris clair, s'étend entre 96 et 104 m. Avant 96 m, le gneiss, riche en micas noirs (biotites), est uniformément sombre. Des pyrites, calcopyrites sont présents localement au voisinage des veines de quartz.

3.5.2.2 Mesures inclinométriques

Les mesures de la déformation inclinométrique dans les directions nord-sud et est-ouest sont effectuées dans la salle intermédiaire à 55 m de l'entrée (figure 3.32), au moyen de sismomètres horizontaux longue période. Un descriptif de l'appareil est donné sur la figure 3.33. Il se compose d'un aimant et d'un bras mobile sur lequel sont fixées la masse et la bobine. L'ensemble mobile est articulé sur un montant solidaire du socle par l'intermédiaire de pointes et de saphirs. C'est

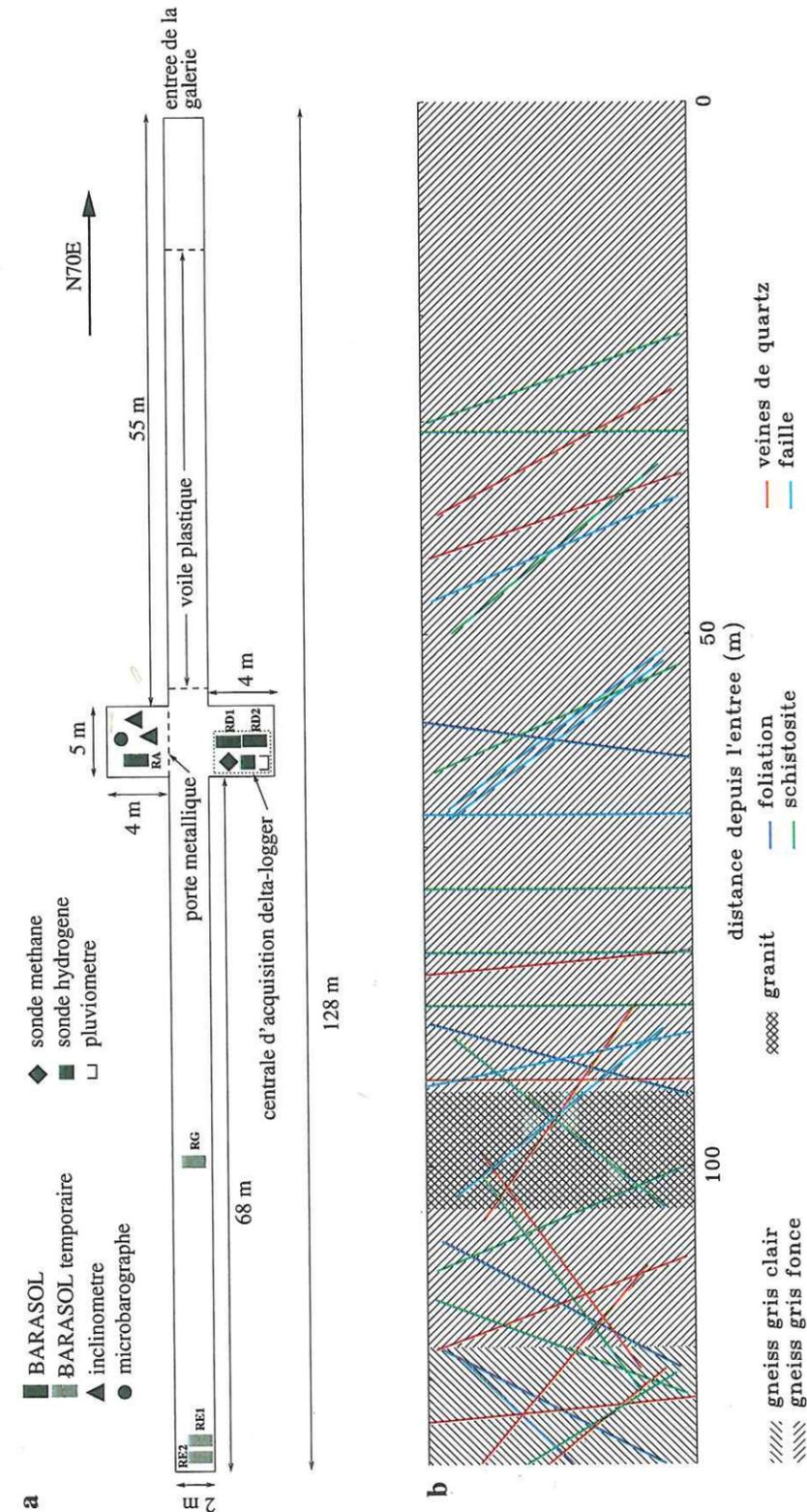


Figure 3.32: Instrumentation (a) et schéma structural (b) de la galerie de Roselend.

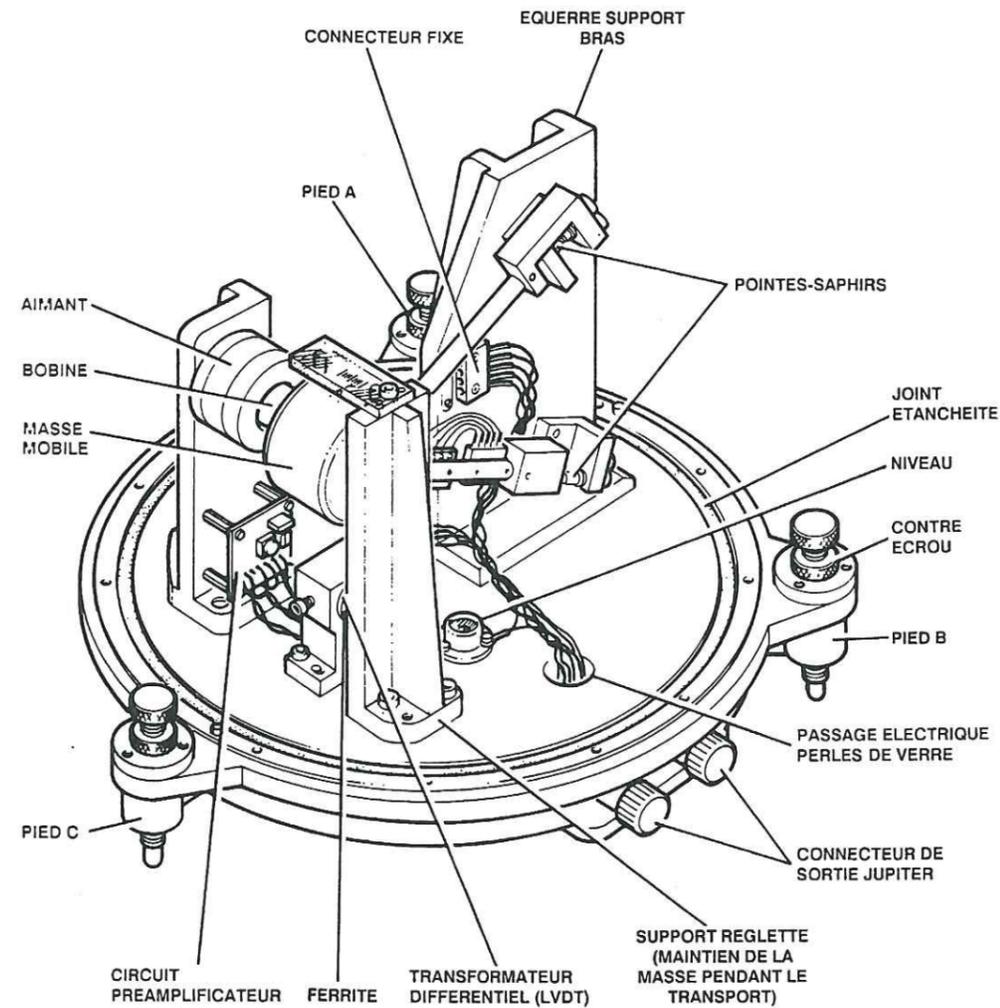


Figure 3.33: Descriptif du sismomètre horizontal longue période utilisé en accélération pour mesurer l'inclinaison du sol (LDG). L'appareil est placé dans une enceinte en dépression. L'ensemble est installé sur une plaque de verre de 18 mm d'épaisseur et recouvert d'une enceinte en bois recouverte sur sa face interne de polystyrène assurant l'isolation thermique.

un capteur de déplacement asservi utilisant un transducteur de déplacement, qui délivre un signal proportionnel au déplacement de la bobine par rapport à l'aimant solidaire du bâti. Le signal redressé est envoyé en contre-réaction pour stabiliser le système. Le sismomètre mesure un déplacement pour une période inférieure à 1 s, et une accélération pour une période supérieure à 1 s. Le rapport entre l'accélération horizontale et la gravité fournit l'inclinaison du sol. Le capteur est placé dans une enceinte en dépression. Le sismomètre longue période offre une précision de $20 \cdot 10^{-9}$ rad.

Les sismomètres longue période ont été changés en octobre 1997. Les inclinomètres nord-sud et est-ouest installés avant octobre 1997, présentent une sensibilité à la pression (déterminée en laboratoire) de 0.012 et $0.0006 \mu\text{rad.mbar}^{-1}$ respectivement. Les inclinomètres nord-sud et est-ouest installés après octobre 1997 montrent une sensibilité à la pression de 0.010 et $0.0002 \mu\text{rad.mbar}^{-1}$ respectivement. La correction de pression est effectuée au moyen d'un microbarographe d'une précision de $5 \cdot 10^{-2}$ mbar. Les mesures inclinométriques sont filtrées pour éliminer les fréquences supérieures à 1 Hz, puis moyennées à une minute. Les mesures sont stockées localement (SED 8/16), et transmises quotidiennement et automatiquement au laboratoire par voie téléphonique (figure 3.34).

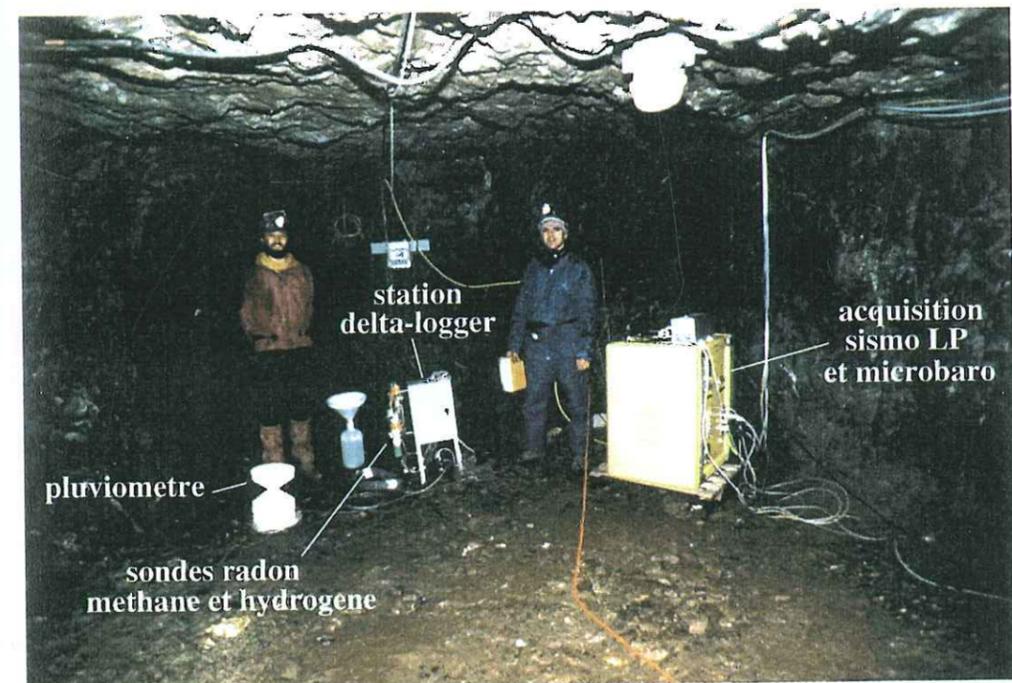


Figure 3.34: Alcôve située à 55m de l'entrée de la galerie où se situent la station de mesure de gaz radon, méthane et hydrogène et l'acquisition des données inclinométriques (SED 8/16).

3.5.2.3 Mesures de gaz dans la galerie

Une sonde Barasol autonome (paragraphe 3.5.1.4) a été installée dans la salle, à l'intérieur du tunnel à partir de septembre 1995 (figure 3.32). Cette sonde (sonde RA) mesure la concentration de ^{222}Rn dans l'air de cette salle.

En outre, une station de mesure de gaz dans l'air (delta-logger), alimentée par le secteur, a été installée dans l'alcôve en milieu de tunnel depuis septembre 1996 (figures 3.32 et 3.34). Cette station comprend deux têtes de mesure Barasol (sondes RD1 et RD2), un détecteur d'hydrogène et un détecteur de méthane. Les données sont stockées avec un pas de temps de 1 h et télétransmises par voie modem. La station comprend également un capteur de température, un capteur de pression différentielle entre l'intérieur de la salle et l'extérieur et un pluviomètre installé sous un goutte à goutte.

Une thermistance placée dans la station de mesure de gaz au milieu de la galerie de Roselend indique une température moyenne de $6.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ et des variations inférieures à $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur un an. A l'entrée de la galerie, la température mesurée par un capteur de température Tinytag d'une précision de $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ indique des variations de température de $1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Les circulations thermiques à l'intérieur de la galerie de Roselend sont donc de faible amplitude.

3.5.3 Forages

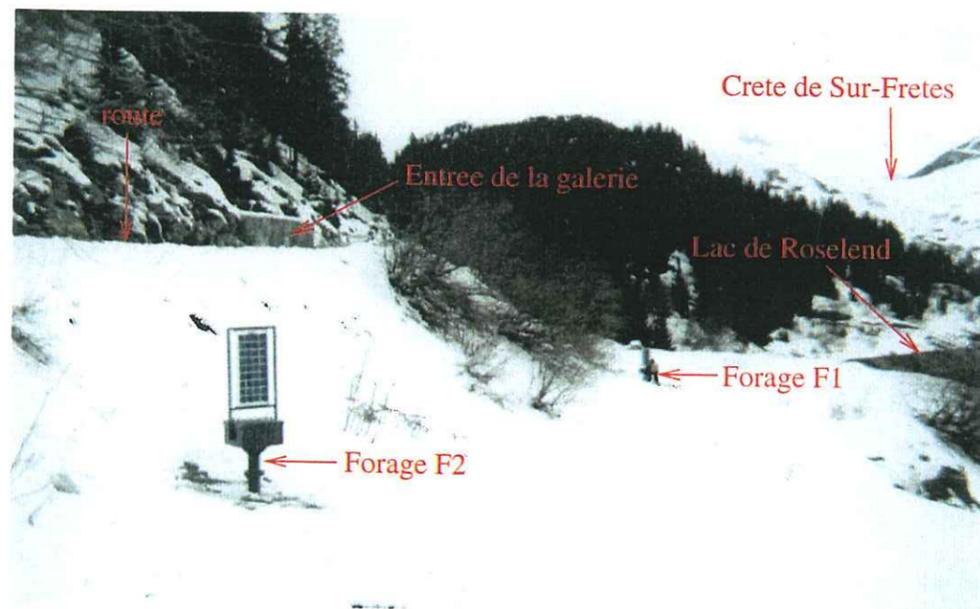


Figure 3.35: Localisation des forages F1 et F2 réalisés en octobre 98.

En octobre 1998, deux puits ont été forés dans l'unité cristalline entre la galerie et la berge du lac (figure 3.35). Ils sont distants l'un de l'autre de 56 m. Ils ont une profondeur de 100 m. Dans la zone forée, des éboulis composent la partie superficielle d'une épaisseur voisine de 5 m.

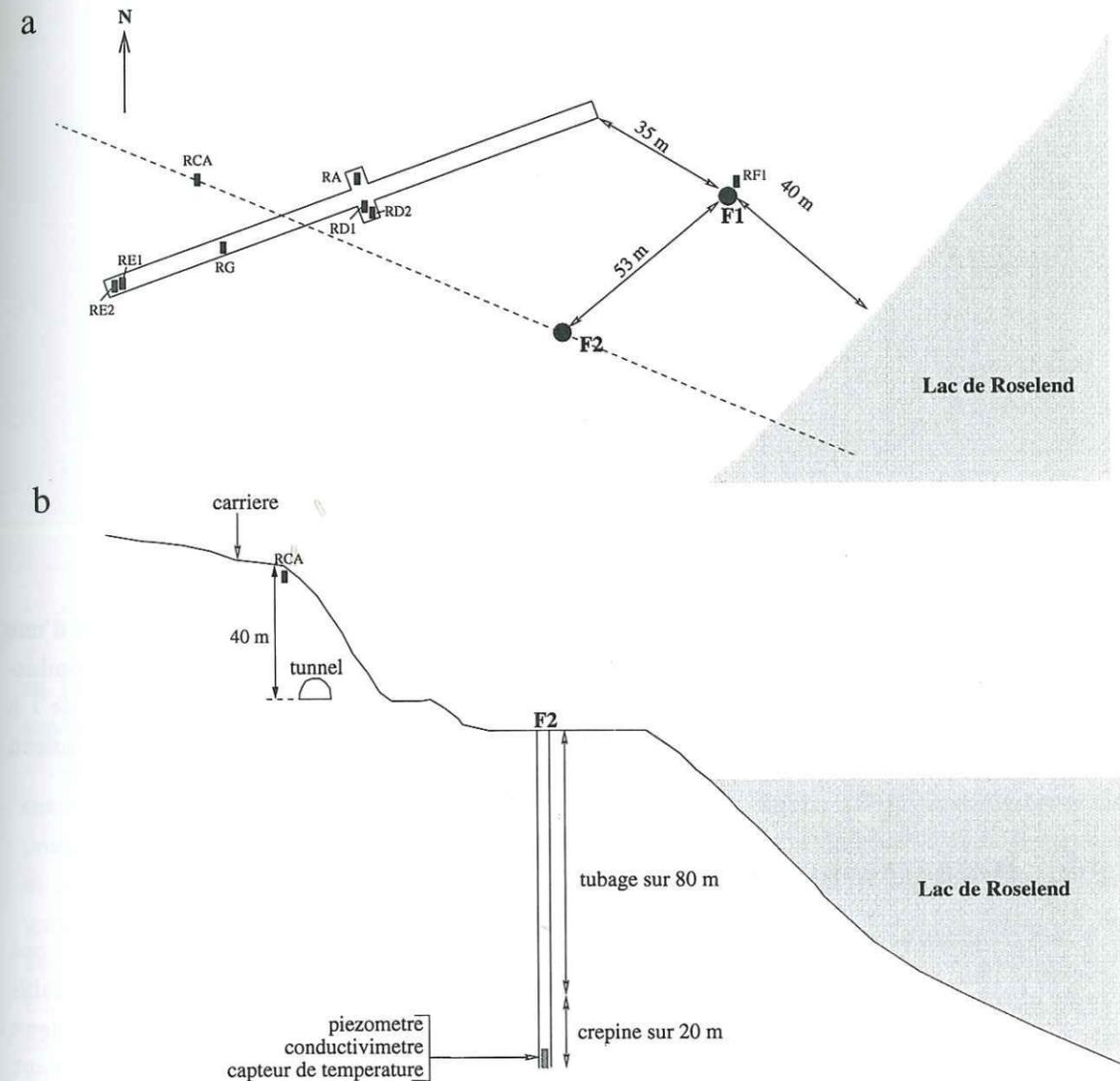


Figure 3.36: Position des forages F1 et F2 et des sondes Barasol (rectangle noir) dans ou à proximité de la galerie de Roselend. a) Localisation horizontale. La sonde Barasol RF1 est suspendue dans le forage F1 à environ 5 m de profondeur. La sonde Barasol RCA est installée à un mètre de profondeur dans le sol à 40 m au dessus de la galerie de Roselend. b) Représentation selon la coupe définie par les pointillés.

Les forages sont tubés entre 0 et 80 m et crépinés entre 80 et 100 m. Le diamètre des puits est de 0.250 m entre 0 et 10 m et de 0.165 m entre 10 et 100 m.

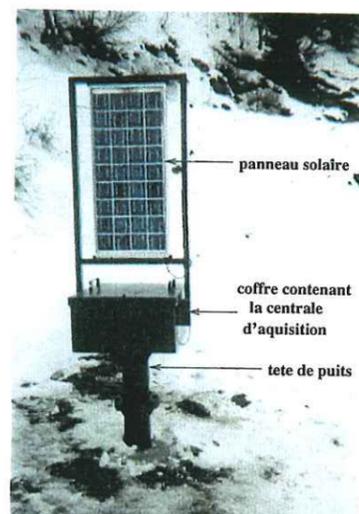


Figure 3.37: Tête du forage F1.

Le fond de chacun de ces deux forages a été instrumenté avec un capteur de pression d'une précision de 0.1 m, un capteur de température d'une précision de 0.2°C et un capteur de conductivité d'une précision de 0.2 mS.cm⁻¹. Les mesures sont effectuées avec un pas de temps de 1 h et les données sont stockées localement par une centrale d'acquisition alimentée par un panneau solaire (figure 3.37).

3.6 Instrumentation temporaire

Les résultats acquis dans l'expérience de Sur-Frêtes ont posé de nouvelles questions, qui ont nécessité l'installation temporaire de certains capteurs. Tout d'abord, afin d'étudier la variabilité spatiale du signal électrique à l'échelle de la centaine de mètres, nous avons installé deux mini-réseaux électriques de répétition. Par ailleurs, des sondes radon ont été installées pendant plusieurs mois en divers endroits, afin d'étudier l'hétérogénéité spatiale du signal radon à l'échelle du site. Enfin, pour étudier la relation entre certaines observations géophysiques et la sismicité, l'activité sismique du site a été mesurée pendant quatre mois.

3.6.1 Mini-réseaux électriques de répétition

Le réseau électrique continu de Sur-Frêtes mesure les variations de potentiel électrique à l'échelle de plusieurs centaines de mètres. Pour étudier la variabilité du potentiel à une échelle inférieure en deux zones, qui présentent des variations de potentiel électrique associées aux variations de niveau des deux lacs, deux mini-réseaux électriques de répétition ont été installés

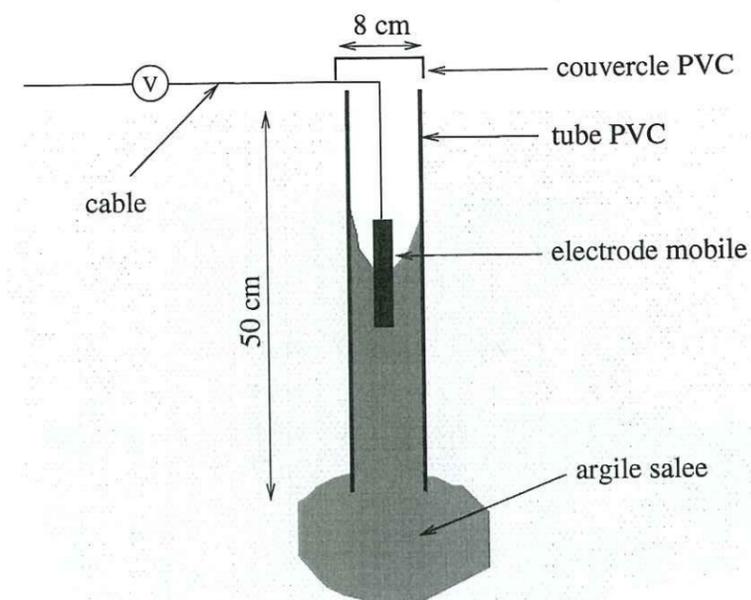


Figure 3.38: Mode d'installation des points de mesure du réseau électrique de répétition.

en juin 1998. Cette technique d'échantillonnage du potentiel, inventée par G. Petiau, a été expérimentée à Garchy (Clerc *et al.*, 1998).

Les points de mesure électrique sont constitués d'un tube PVC d'environ 50 cm de longueur enterré, au fond duquel 2 litres d'argile salée ont été versés (figure 3.38). Les différences de potentiel entre les points du mini-réseau sont mesurées de façon répétée grâce à deux électrodes et un voltmètre, lors de la présence d'une équipe sur le site. Un mini-réseau a été installé au voisinage du point CH en berge du lac de Roselend et le second au voisinage du point GE en berge du lac de La Gittaz (figure 3.39). Ils comportent 11 et 7 points de mesure respectivement. Un point de chaque mini-réseau est situé à quelques centimètres d'un point de mesure du réseau continu (point CH pour le mini-réseau Roselend et point GI pour le mini-réseau La Gittaz), afin de référencer les mesures par rapport au point permanent de mesure électrique BC, éloigné des deux mini-réseaux.

Ces mini-réseaux présentent l'avantage d'une installation simple. De plus, ils peuvent être densifiés spatialement à faible coût. Néanmoins, ils présentent une faible stabilité dans le temps, et un faible échantillonnage dans le temps.

3.6.2 Mesures temporaires de la concentration en gaz radon

Au total, cinq sondes radon ont été installées de façon temporaire sur le site. Une sonde a été installée de juillet 1997 à novembre 1998 dans le sol à une trentaine de mètres au Nord du

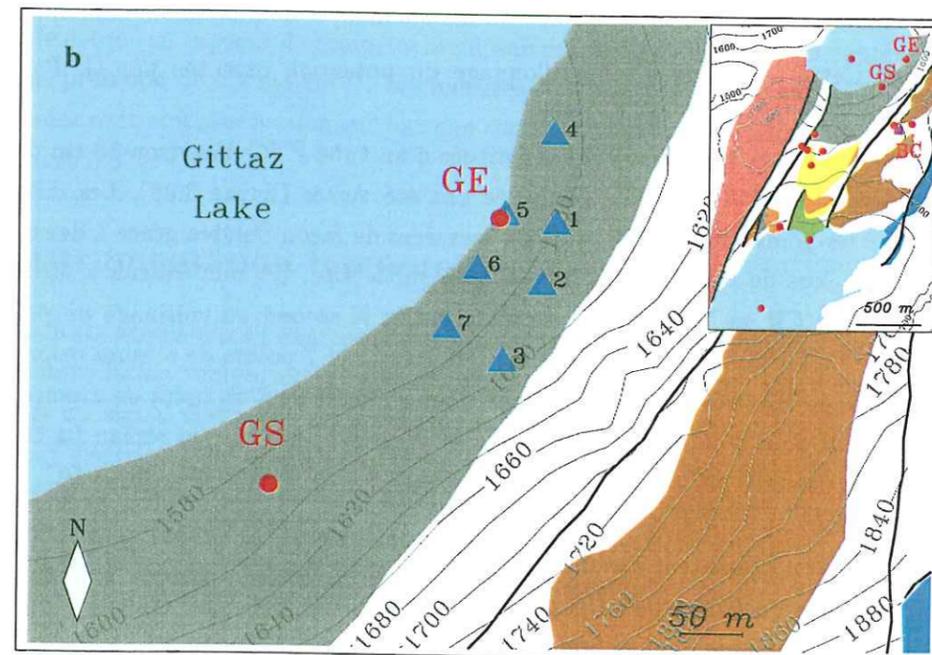
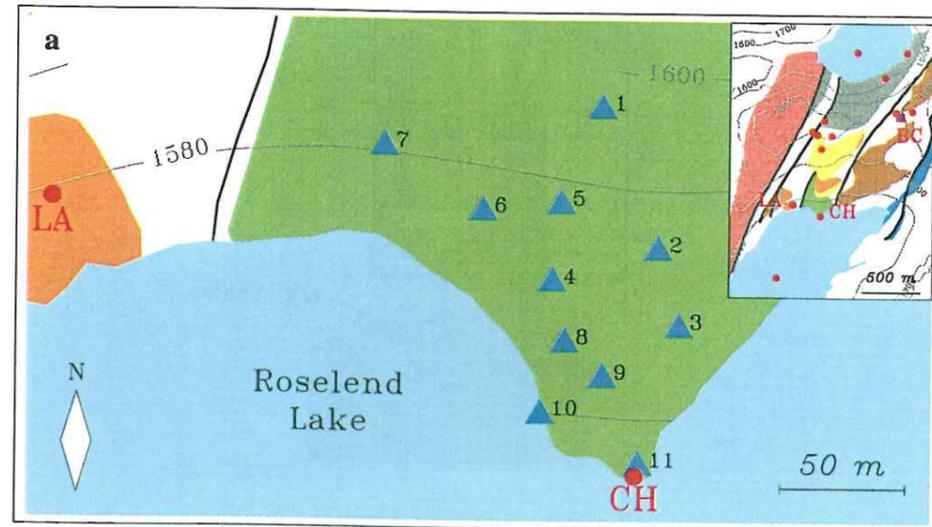


Figure 3.39: Carte des points de mesure des réseaux de répétition de Roselend (a) et La Gittaz (b).

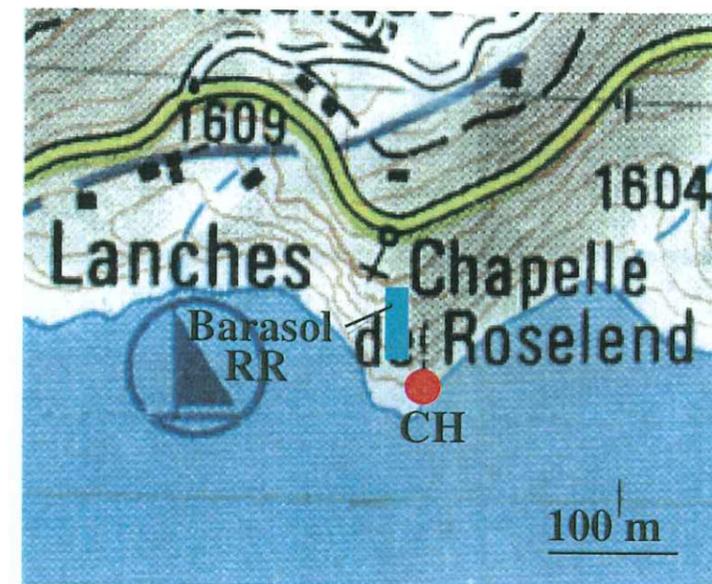


Figure 3.40: Localisation de la sonde BARASOL installée à 50 m au nord du point CH de juillet 97 à novembre 98.

point CH (sonde RR, figure 3.40). De décembre 1998 à juin 1999, quatre sondes supplémentaires ont été installées sur le site. Une sonde (RCA) a mesuré la concentration de radon dans le sol au bord de la carrière de pierre (figure 3.31), située à environ 40 m en contre-haut de la galerie (figure 3.36). Dans le forage F1 (figure 3.36), une sonde (sonde RF1) a été suspendue à environ une dizaine de mètres de profondeur. Enfin, deux sondes autonomes ont été installées dans le fond de la galerie (sondes RE1 et RE2), et une sonde à 97 m de l'entrée de la galerie au niveau de l'amande de granit (sonde RG) (figure 3.32).

3.6.3 Sismographes

Deux stations sismologiques trois composantes ont été installées sur le site de Sur-Frêtes en février 1999 et ont fonctionné de mars à juin 1999 (figure 3.41). La station SUGF a été installée à l'entrée de la galerie sur une plate-forme de ciment de 20 cm d'épaisseur, coulée de plein pied sur le gneiss (figure 3.42). La station SUBF a été installée à environ 100 m au nord du barrage de Roselend. L'installation ayant eu lieu l'hiver avec une couverture de neige d'environ 1.5 m, un appui au rocher n'a pu être trouvé. Les trois composantes ont donc été installées sur des plaques de béton d'environ 5 cm d'épaisseur posées à même le sol. L'acquisition des données s'effectue à la galerie de Roselend. Les mesures de la station SUBF sont transmises à la galerie par voie hertzienne. La transmission s'opère par ricochet sur le massif situé de l'autre côté du lac. Pour cette raison, de nombreuses données ont été perdues. En effet, la fonte des neiges devait entraîner une forte diminution de la réflectivité de surface du massif en face, perturbant la transmission. Les données sont ensuite transmises en temps réel au laboratoire par liaison satellitaire (VSAT).

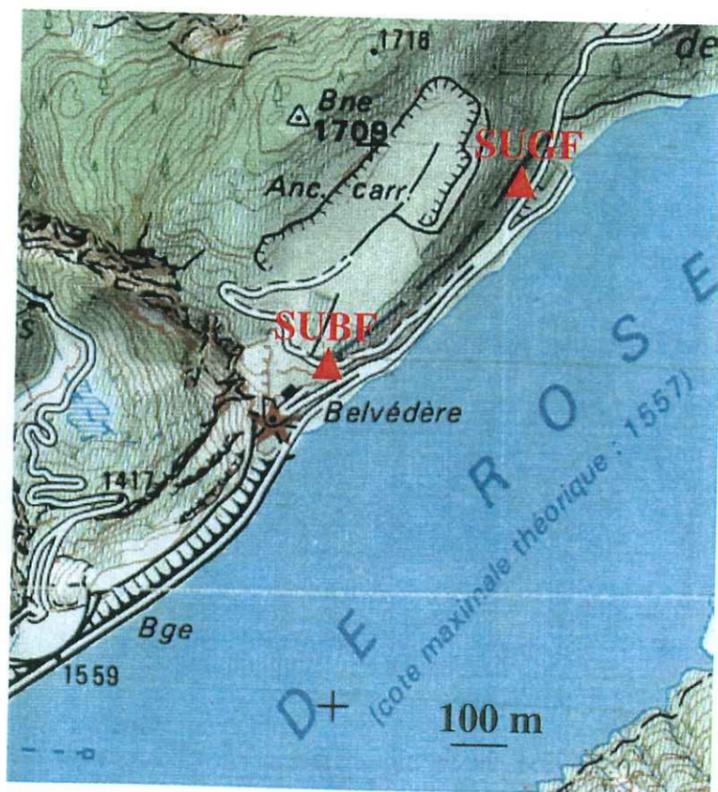


Figure 3.41: Localisation des deux stations sismiques trois composantes courte période installées du 28/02/99 au 18/06/99.



Figure 3.42: Installation de la station sismique SUGF sur une dalle en béton de 20 cm d'épaisseur située à 10 m de l'entrée dans la galerie de Roselend.

La station SUGF est numérisée à 100 Hz tandis que la station SUBF est numérisée à 50 Hz. Les bandes passantes des deux stations sont donc d'environ 35 et 18 Hz respectivement.

3.7 Activité anthropique sur le site de Sur-Frêtes

L'accès au site de Sur-Frêtes est fermé pendant la période hivernale de décembre à mai. Cependant, durant cette période, EDF assure une visite hebdomadaire au barrage de Roselend pour la maintenance et le suivi des installations. Pendant l'été, la présence humaine est plus importante. Les câbles du réseau électrique qui joignaient les électrodes en fond des lacs de Roselend et La Gittaz ont été sectionnés en mai 1996.

Durant l'année, l'activité industrielle est limitée au turbinage des eaux acheminées dans le réservoir de Roselend effectué à la centrale hydroélectrique des Saucés (figures 3.2 et 3.3).

Ainsi, la faible activité humaine et industrielle sur le site favorise un suivi géophysique du milieu de bonne qualité.

3.8 Conclusion

La géologie du site de Sur-Frêtes est très hétérogène. Les circulations de fluide contraintes par les variations de perméabilité entre les différentes unités sont donc complexes. Par conséquent, ce contexte hydrologique présente des similarités avec des systèmes actifs où les variations des propriétés de percolation de fluide dans la zone de faille sont importantes. Ce système présente donc la complexité d'un système naturel avec ses hétérogénéités mécaniques et structurales, et des circulations de fluides selon des échelles variées. Grâce à l'instrumentation que nous venons de décrire, nous allons étudier le comportement géophysique de ce milieu naturel en réponse aux sollicitations mécaniques et hydrologiques produites par les variations de niveau des deux lacs.

Nous allons présenter dans le chapitre suivant la caractérisation statique de certains paramètres du site. Elle est une étape préliminaire pour tenter de comprendre l'hétérogénéité spatiale de la réponse géophysique du site.

Chapitre 4

Caractérisation géophysique du site de Sur-Frêtes

Ce chapitre se propose d'étudier la variabilité spatiale des propriétés électriques et géochimiques du site en relation avec ses hétérogénéités géologiques et hydrologiques. Le coefficient de couplage électrocinétique d'échantillons de roche issus des différentes unités géologiques du site a été mesuré en laboratoire, afin de caractériser l'amplitude de la réponse électrocinétique des différentes formations rocheuses aux circulations de fluide. De plus, nous présentons des expérimentations électriques et géochimiques réalisées sur le site et montrons leurs implications dans la compréhension des circulations hydrologiques du site.

4.1 Caractérisation électrocinétique des roches de Sur-Frêtes

La géologie du site de Sur-Frêtes est complexe. Or le coefficient d'électrofiltration dépend de l'interaction fluide-roche et donc de la nature de la roche (voir paragraphe 2.4.4; Lorne *et al.*, 1999a). Il est donc important de quantifier les variations du coefficient d'électrofiltration entre les unités géologiques du site, afin d'évaluer la sensibilité électrocinétique aux circulations de fluide des roches appartenant aux principales unités géologiques du site.

4.1.1 Localisation des prélèvements

Afin de mesurer la variabilité du coefficient d'électrofiltration au sein d'une même unité géologique, six échantillons ont été prélevés sur l'unité des grès permien en juin 1999 (figure 4.1). Les échantillons GCCH, GCFO et GCP38 proviennent de la formation de grès calcaire où se trouve le point de mesure électrique CH. L'échantillon GCCH a été prélevé à environ 1 m du point CH. L'échantillon GRH provient du grès houiller situé sur la crête de Sur-Frêtes, à une dizaine de mètres du point RH. Les échantillons GHFN et GHP50 ont été prélevés sur la formation de grès houiller du côté sud du lac de La Gittaz.

Des échantillons de roche des principales unités du site ont également été prélevés en septembre 1995. Leur caractérisation électrocinétique permet d'estimer la variation du couplage

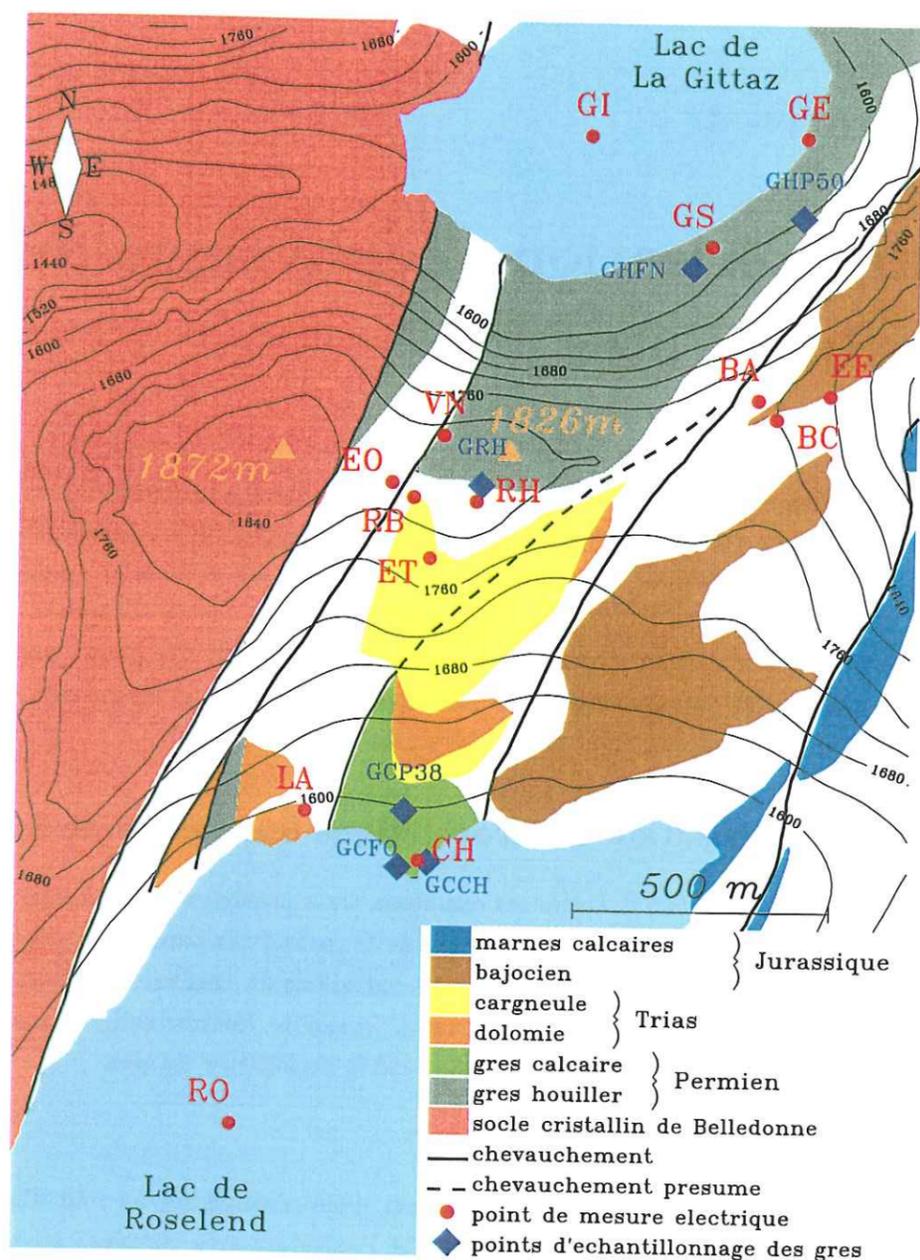


Figure 4.1: Localisation des sites de prélèvements des échantillons de grès permien. La géologie et les points de mesure électrique sont également indiqués.

électrocinétique entre les principales formations géologiques du site.

4.1.2 Principe de la mesure

Les mesures d'électrofiltration sont effectuées sur des échantillons de roche réduits en poudre. En effet, le dispositif triaxial utilisé par Lorne *et al.* (1999a) ne permet pas d'effectuer des mesures d'électrofiltration sur des roches intactes dont la perméabilité est inférieure à 10^{-15} m^2 . Or, les roches des principales unités géologiques de Sur-Frêtes présentent une gamme de perméabilité matricielle variant entre 10^{-15} m^2 pour les cargneules et 10^{-19} m^2 pour le gneiss (paragraphe 3.4.3). Ainsi, des mesures d'électrofiltration ont pu être réalisées au moyen du dispositif expérimental triaxial sur des échantillons intacts de cargneule, mais elles n'ont pas pu être menées à bien sur des échantillons provenant des autres unités géologiques du site, qui présentent une perméabilité matricielle inférieure à celle des cargneules.

Par conséquent, la mesure du coefficient d'électrofiltration des principales unités géologiques du site de Sur-Frêtes est réalisée sur des échantillons broyés au moyen du dispositif utilisé par Lorne *et al.* (1999a). On peut supposer que les principales circulations de fluide sur le site s'effectuent à travers les fractures majeures du milieu. Or les fractures peuvent constituer des zones de broyage contenant des matériaux granulaires. L'utilisation d'échantillons de roche broyés pour les mesures d'électrofiltration peut ainsi se rapprocher des conditions de circulation de fluide dans les zones de fracture du site.

De plus, Lorne *et al.* (1999a) ont montré pour des échantillons de grès de Fontainebleau que le potentiel ζ de la roche intacte présentait une valeur proche du potentiel ζ de la roche broyée pour une résistivité de l'électrolyte inférieure à $100 \Omega \text{ m}$. Or, la résistivité des sources et des ruisseaux mesurée sur le site de Sur-Frêtes est toujours inférieure à $100 \Omega \text{ m}$. Ainsi, le coefficient d'électrofiltration des roches intactes de Sur-Frêtes peut être estimé à partir de la mesure d'électrofiltration sur des échantillons broyés.

Nous allons maintenant décrire le dispositif expérimental utilisé pour mesurer le couplage électrocinétique sur des échantillons de roche broyés.

4.1.3 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental, présenté sur la figure 4.2, est décrit par Lorne *et al.* (1999a). Nous le rappelons ici brièvement. Les échantillons sont broyés manuellement ou par une broyeuse électrique. Les poudres sont ensuite tamisées afin de séparer les différentes granulométries. Les poudres utilisées ont une granulométrie comprise entre 315 et $800 \mu\text{m}$. L'échantillon en poudre est ensuite placé dans une cellule de plexiglas d'un diamètre intérieur de 4 cm . Des pistons en plastique rigide munis de joints toriques assurent l'étanchéité hydraulique aux extrémités de la cellule. La circulation de l'électrolyte dans la cellule s'effectue à travers un trou de 6 mm de diamètre percé dans chacun des pistons en plastique. La mesure de potentiel électrique est réalisée par des électrodes en acier inox, qui comportent chacune trois trous de 6 mm de diamètre et sont usinées sur leur face en contact avec l'échantillon afin de favoriser une circulation d'eau

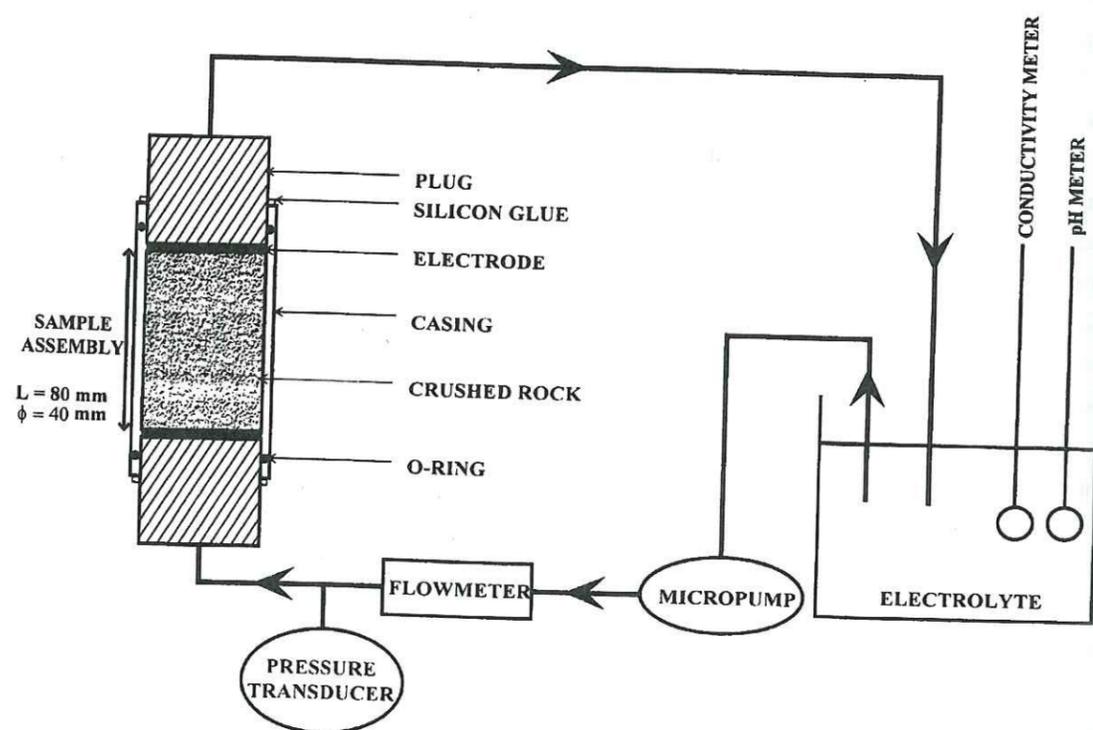


Figure 4.2: Dispositif expérimental des mesures d'électrofiltration en laboratoire sur des échantillons de roche broyés. D'après (Lorne et al., 1999a).

uniforme au sein de l'échantillon. La longueur de l'échantillon dans la cellule varie entre 7 et 8 cm. Des grilles en acier-inox de $100 \mu\text{m}$ sont placées entre l'échantillon et les électrodes afin d'éviter la fuite des grains.

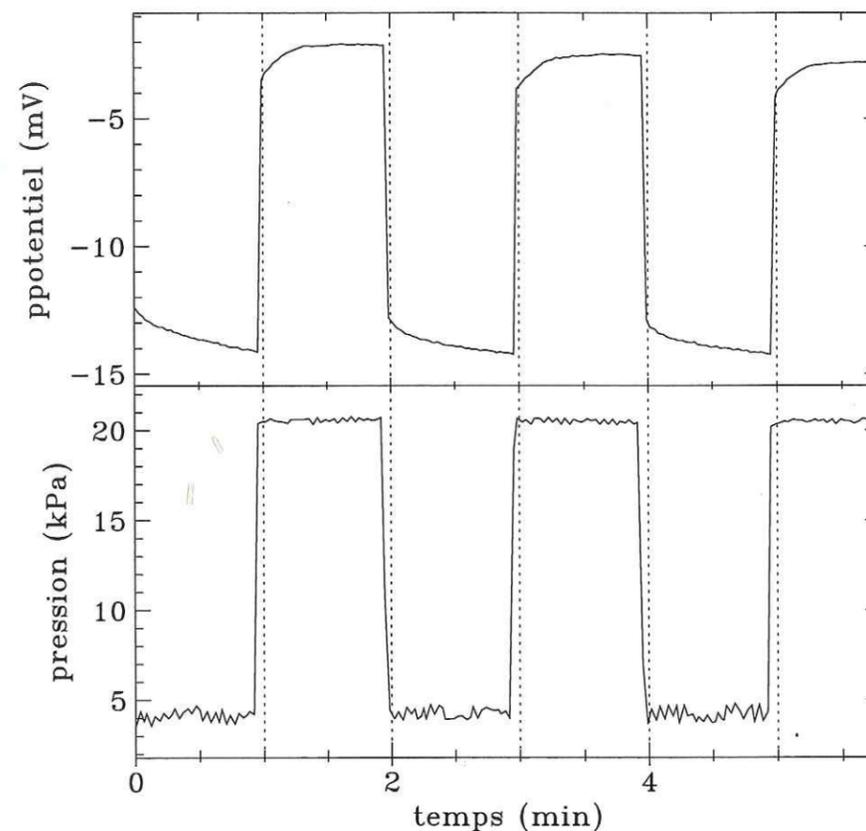


Figure 4.3: Mesure de pression et mesure de potentiel électrique réalisées sur un échantillon broyé de grès permien (GCCH) de Sur-Frêtes. Le pH de l'électrolyte KCl utilisé est de 9.9 et sa résistivité de $130 \Omega\text{m}$. Le C_s mesuré est de $177 \pm 3 \text{ mV}\cdot\text{bar}^{-1}$, sachant que la différence de perte de charge entre les deux gradients de pression hydraulique appliqués est estimée à 11 kPa.

La poudre est placée et tassée progressivement dans la cellule en plexiglas en présence d'eau distillée, afin de favoriser une perméabilité homogène de l'échantillon. La circulation d'eau distillée dans la cellule de plexiglas permet de rincer l'échantillon pour évacuer les ions qui n'appartiendraient pas à la roche. L'électrolyte, connecté en circuit fermé à un réservoir électrolytique, est ensuite mis en circulation dans la roche par une micropompe qui contrôle le débit, jusqu'à ce que l'équilibre chimique entre la roche et l'électrolyte soit atteint (pH et conductivité de l'électrolyte constants). Le débit maximal utilisé est de $0.5 \text{ l}\cdot\text{min}^{-1}$. La pression à l'entrée de la cellule est mesurée grâce à un capteur de pression d'une précision de $\pm 0.1 \text{ kPa}$. La pression à

la sortie de la cellule est maintenue à la pression atmosphérique. Les pertes de charge de l'électrolyte au sein de la cellule en plexiglas sont mesurées en l'absence d'échantillon. La perméabilité de l'échantillon de longueur L et de surface S est déterminée par la mesure du débit d'eau Q en fonction de gradient de pression appliqué ΔP . En supposant un écoulement de type Darcy, la perméabilité k s'exprime par:

$$k = \frac{Q \eta L}{S \Delta P}, \quad (4.1)$$

où η est la viscosité du fluide.

La mesure de conductivité de l'électrolyte est réalisée grâce à un conductimètre qui permet une précision de 0.5 %. Le pH de l'électrolyte dans le réservoir est mesuré en continu à l'aide d'une électrode METROHM saturée en KCl.

Les mesures électriques sont effectuées avec un pas de temps de 1s par un multimètre de forte impédance ($10^6 \Omega$), dont l'incertitude est inférieure à 0.5 %. La dérive des électrodes est de l'ordre de 0.1 à 1 mV/min. La résistivité de l'échantillon est mesurée au moyen d'un ohmmètre alternatif connecté aux deux électrodes de la cellule en plexiglas.

Pour des résistivités de fluide de 10, 100 et 300 Ωm , l'incertitude sur les mesures de C_s est de 21, 7 et 5 % respectivement et l'incertitude sur les valeurs déduites du potentiel ζ est de 21.2, 7.9 et 6.2 % respectivement (Michel, 1999).

Un exemple de mesure d'électrofiltration est présenté sur la figure 4.3. Le potentiel électrique mesuré ΔV est directement proportionnel au gradient de pression appliqué ΔP corrigé des pertes de charge. Le coefficient de couplage électrocinétique C_s est alors déduit par l'expression suivante :

$$C_s = \frac{\Delta V}{\Delta P}. \quad (4.2)$$

Dans l'exemple présenté (figure 4.3), le C_s mesuré est de 177 ± 3 mV/bar pour une résistivité de fluide de 130 Ωm et un pH de l'électrolyte KCl de 9.9.

Les mesures de caractérisation électrocinétique des roches ont été réalisées par T. Froidefond et B. Lorne (LDG, CEA).

4.1.4 Résultats

Nous présentons deux séries de mesures. La première série de mesure concerne les échantillons de grès permien et la seconde série concerne les échantillons de roche issus des principales formations géologiques du site de Sur-Frêtes (Lorne *et al.*, 1999a).

4.1.4.1 Coefficient d'électrofiltration des grès permien

La perméabilité des échantillons mesurés varie entre 10 et 80 darcy (1 darcy = $9.87 \cdot 10^{-13}$ m²). Les mesures de C_s sont réalisées pour des résistivités de fluide comprises entre 7 et 700 Ωm . Le pH de l'électrolyte est déterminé par la condition d'équilibre chimique entre l'électrolyte et la roche. Les variations du rapport C_s/ρ sont présentées sur la figure 4.4, et rassemblées dans le tableau 4.1. Le rapport C_s/ρ_f varie entre 0.25 et 0.81 mV.bar⁻¹. Ωm^{-1} sur l'ensemble des

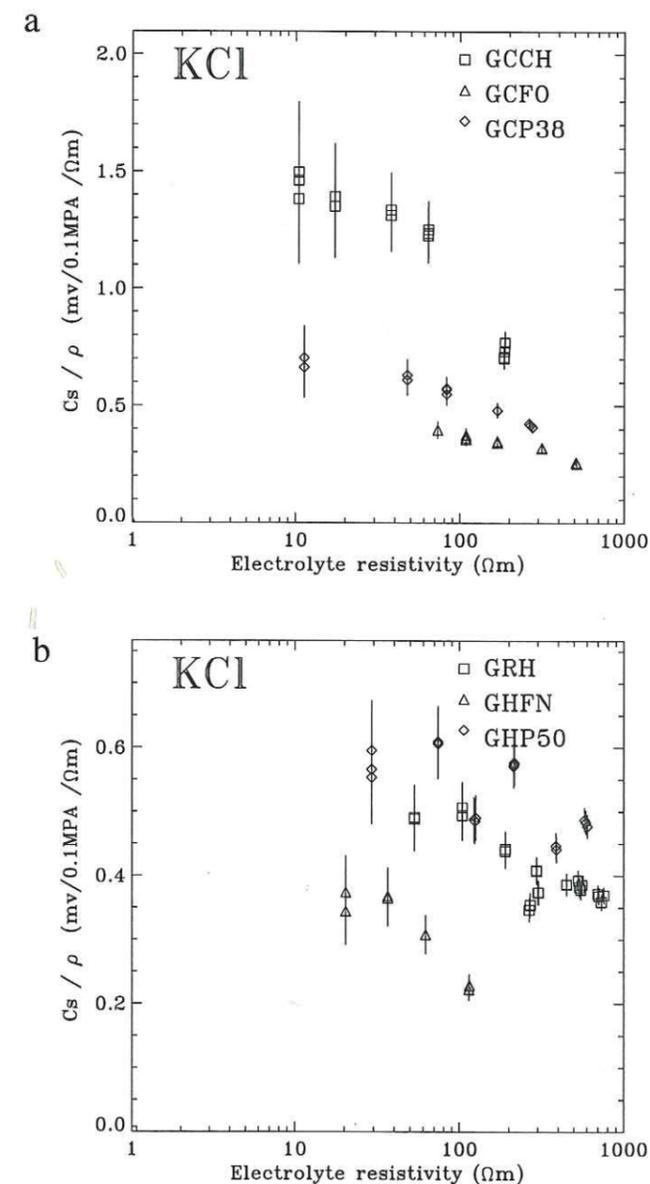


Figure 4.4: Valeurs du rapport C_s/ρ en fonction de la conductivité de l'électrolyte (KCl) mesurées pour six échantillons prélevés sur l'unité de grès permien. a) Echantillons de grès calcaires GCCH, GCFO et GCP38 issus de la formation géologique des grès calcaires. b) Echantillons de grès houiller provenant de la berge sud du lac de La Gittaz (GHFN et GHP50) et de la crête de Sur-Frêtes (GRH).

Echantillon	Perméabilité (darcy)	pH	C_s/ρ_f (mV.bar ⁻¹ .Ωm ⁻¹)	Potentiel ζ (mV)	Conductivité de surface (mS/m)	F ₀ (unit)
GCCH	50 ± 5	9.6	0.81	-15.3	0.51 ± 0.06	3.53
GCFO	10 ± 2	6.9	0.29	-6.23	0.50 ± 0.04	3.71
GCP38	26 ± 3	8.5	0.46	-9.13	0.56 ± 0.05	4.67
GRH	21 ± 3	7.7	0.38	-7.28	0.32 ± 0.02	3.65
GHP50	14 ± 2	7.5	0.50	-10.51	0.53 ± 0.03	3.98
GHFN	80 ± 6	5.7	0.25	-24.5	77.1 ± 82	1.5

Tableau 4.1: Mesures du coefficient d'électrofiltration, et du potentiel ζ pour six échantillons de grès provenant de l'unité des grès permien. La solution électrolytique est composée de KCl dont le pH dépend de la condition d'équilibre chimique roche-électrolyte.

échantillons analysés issus de la formation géologique des grès permien. Il varie entre 0.29 et 0.81 mV.bar⁻¹.Ωm⁻¹ sur la formation de grès calcaire où se situe le point CH. Il est compris entre 0.255 et 50 mV.bar⁻¹.Ωm⁻¹ pour les échantillons de grès houillers. Ces mesures montrent que le coefficient d'électrofiltration peut varier d'un facteur 3 à l'échelle de la centaine de mètres sur une même formation rocheuse.

Le potentiel ζ peut être estimé des mesures de C_s. Il s'exprime de la façon suivante (paragraphe 2.4.4):

$$\zeta = -\frac{\eta}{\epsilon\rho_f}\left(\frac{F}{F_0}\right)^{-1} \quad (4.3)$$

Le facteur F/F₀ prend en compte la conductivité de surface σ_s des échantillons. La conductivité de l'échantillon σ_r s'exprime en fonction de σ_s et de la conductivité du fluide σ_f de la façon suivante (Lorne *et al.*, 1999a):

$$\sigma_r = \frac{\sigma_f}{F} = \frac{\sigma_f}{F_0} + \sigma_s. \quad (4.4)$$

Ainsi, la mesure de σ_r en fonction de σ_f permet d'estimer σ_s (ordonnée à l'origine) et le facteur de formation F₀ (inverse de la pente). Un exemple est donné dans la figure 4.5. Les valeurs de σ_s et F₀ mesurées pour les échantillons de grès permien sont reportées dans le tableau 4.1. La conductivité de surface de l'échantillon GHFN, qui est deux ordres de grandeur supérieure aux valeurs mesurées sur les autres échantillons, suggère la présence d'une phase minérale conductrice, vraisemblablement du graphite.

La détermination du facteur $\frac{F}{F_0}$ pour les échantillons de grès permien permet de déduire le potentiel ζ. Les valeurs du potentiel ζ obtenues sont présentées dans le tableau 4.1. Le potentiel ζ moyen varie entre -6 et -25 mV.

4.1.4.2 Potentiel ζ des principales unités géologiques du site de Sur-Frêtes

Le tableau 4.2 regroupe les mesures du potentiel ζ réalisées sur des échantillons de roche broyés provenant des différentes unités géologiques du site de Sur-Frêtes en utilisant une solution

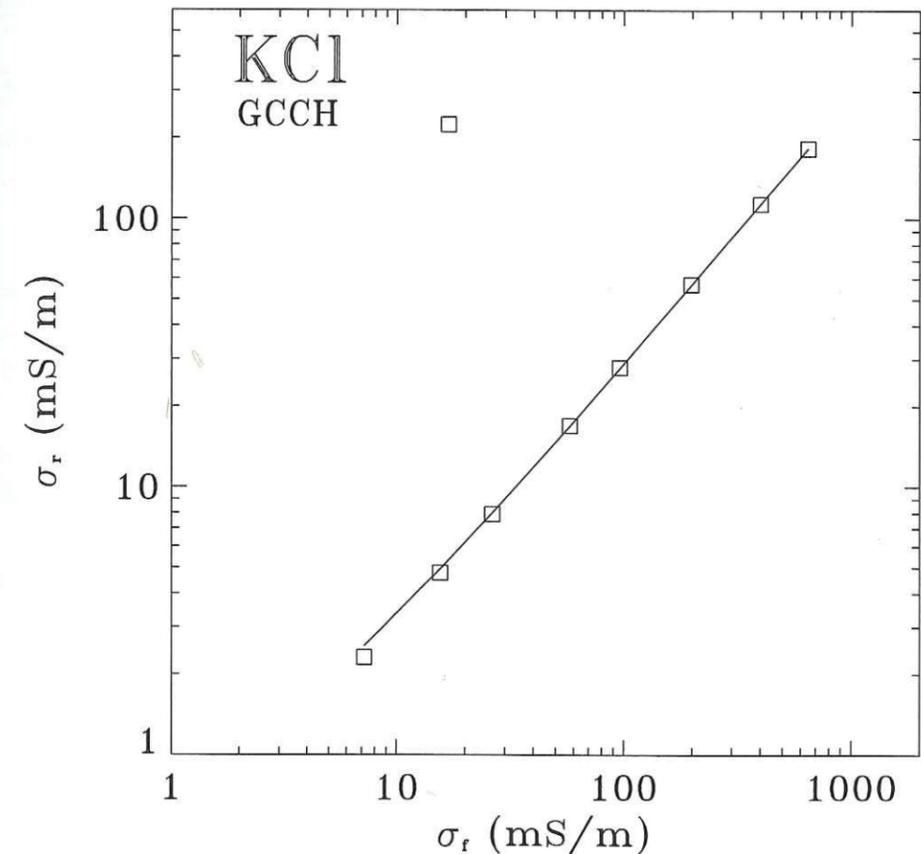


Figure 4.5: Mesure de la conductivité de l'échantillon en fonction de la conductivité de l'électrolyte KCl pour l'échantillon GCCH. La pente de la courbe pour une conductivité d'électrolyte élevée fournit la valeur de 1/F₀, qui s'élève ici à 3.531 ± 0.002. L'ordonnée à l'origine fournit la valeur de la conductivité de surface, qui est ici estimée à 0.51 ± 0.06 mS.m⁻¹.

Unité géologique	Roche	Minéralogie	Résistivité de l'électrolyte (Ωm)	Potentiel ζ (mV)	Potentiel ζ (mV) ramené à $\rho_f = 400 \Omega\text{m}$
Soche paléozoïque	gneiss	ciments de carbonate/argile	312	-26	-27.5
Permien	Grès calcaire	quartz + carbonate	300	-8.6	-9.2
	Grès houiller	quartz + intercalations anthracite/argiles	400	-12	-12
Trias	Dolomie	carbonate	278	-4.2	-4.6
	Cargneule	quartz	400	-7.1	-7.1
Jurassique	calcaire Bajocien	quartz	295	-9.3	-10.0
	calcaire Callovo-Oxfordien	carbonate	311	-5	-5.3
	calcaire Kimmeridgien	calcite + argile	300	-1.2	-1.3

Tableau 4.2: Potentiel ζ mesuré sur des échantillons de roche broyée provenant des formations géologiques du site de Sur-Frêtes, pour une solution électrolytique de KCl à pH= 5.7. D'après (Lorne et al., 1999a).

électrolytique de KCl à pH=5.7 (Lorne et al., 1999a). Les valeurs du potentiel ζ ont été mesurées pour des électrolytes de conductivité différentes. Les valeurs du potentiel ζ ramenées à une résistivité de fluide de $400 \Omega\text{m}$ sont calculées en utilisant la sensibilité du potentiel ζ à la conductivité de fluide mesurée sur des grès de Fontainebleau par Lorne et al. (1999a).

Les valeurs du potentiel ζ varient entre -1.3 pour le calcaire Kimmeridgien et -27.5 mV pour le gneiss. Cette variabilité révèle les différences de composition minéralogique des échantillons.

Ainsi, des variations du potentiel ζ d'un facteur 20 sont attendues à l'échelle du site de Sur-Frêtes, et des variations d'un facteur 3 peuvent intervenir au sein de la même formation géologique. Ces mesures seront utilisées dans le chapitre suivant.

4.2 Prospections de potentiel électrique

La cartographie du potentiel électrique réalisée sur le site entre 1995 et 1998 est présentée dans les publications qui font l'objet du chapitre suivant. Ici, nous montrons deux profils effectués en aval de la retenue du lac de Roselend. La méthode du dipôle avec référence fixe a été utilisée pour les deux profils. Elle permet une erreur de mesure de l'ordre de 2 mV sur 500 m.

4.2.1 Profil Roselend-Beaufort

L'éperon du Méraillet, qui forme la bordure ouest du réservoir de Roselend, présente à l'est un gradient topographique important d'environ 30° (figure 3.2). La différence d'altitude d'environ 400 m entre le niveau maximum du lac de Roselend (1560 m) et le bas de l'éperon du Méraillet (1150 m) peut favoriser des fuites d'eau du réservoir à travers l'Eperon du Méraillet. L'existence de telles fuites d'eau pourrait être révélée à l'ouest de l'Eperon du Méraillet par une anomalie de potentiel électrique d'origine électrocinétique de signe positif, puisqu'elle se situerait à l'extrémité de basse pression de l'écoulement. En effet, selon un modèle simple de source électrocinétique,

l'extrémité de basse pression d'une zone de percolation présente un potentiel électrique positif et l'extrémité de haute pression un potentiel électrique négatif (figure 4.6).

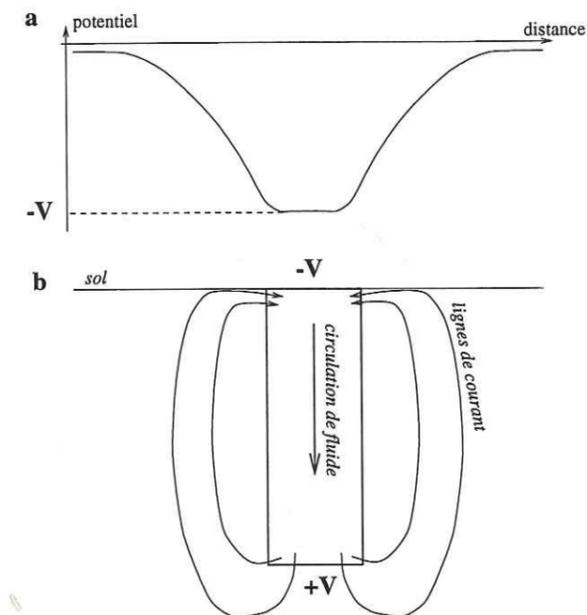


Figure 4.6: Variations de potentiel électrique en surface (a) à l'aplomb d'une zone d'électrofiltration générée par une circulation de fluide descendante (b).

Pour tester cette hypothèse, un profil de potentiel électrique joignant la Chapelle de Roselend à la vallée de Beaufort a été réalisé en juin 98 avec un pas de mesure variant entre 50 et 120 m (figure 4.7).

Le profil obtenu est présenté sur la figure 4.7. Aucune anomalie positive de potentiel n'a été mesurée sur le profil. Par ailleurs, on observe que le potentiel électrique diminue avec l'altitude avec un facteur d'environ -1 mV.m^{-1} . Cette valeur est comparable à l'amplitude de l'effet topographique de -0.5 mV.m^{-1} rapportée par Ernston & Scherer (1986), de -1.8 mV.m^{-1} rapportée par Gex (1980), et de -4 mV.m^{-1} rapportée par Corwin & Hoover (1979). Ernston & Scherer (1986) associent cet effet à la signature électrocinétique de circulations d'eau superficielle. L'eau entraînée par le gradient topographique circule dans les couches superficielles de plus faible perméabilité entraînant une décroissance du potentiel électrique avec l'altitude par effet électrocinétique (figure 4.8a). En domaine volcanique (Aubert et al., 1990; Aubert et al., 1991; Aubert & Yéné Atangana, 1996), la variation du potentiel électrique avec la topographie a été associée à la variation de la hauteur de la zone insaturée (figure 4.8b). Ces deux hypothèses fournissent chacune une explication possible du phénomène.

Trois anomalies négatives locales, dont l'amplitude dépasse 200 mV, ont été relevées. L'anomalie A, de 250 mV d'amplitude, se situe à la transition entre les cargneules et l'unité cristalline. Les cargneules et l'unité cristalline ont des perméabilités très différentes. L'existence d'un niveau aquifère plus élevé dans l'unité cristalline que dans les cargneules peut être envisagé, entraînant

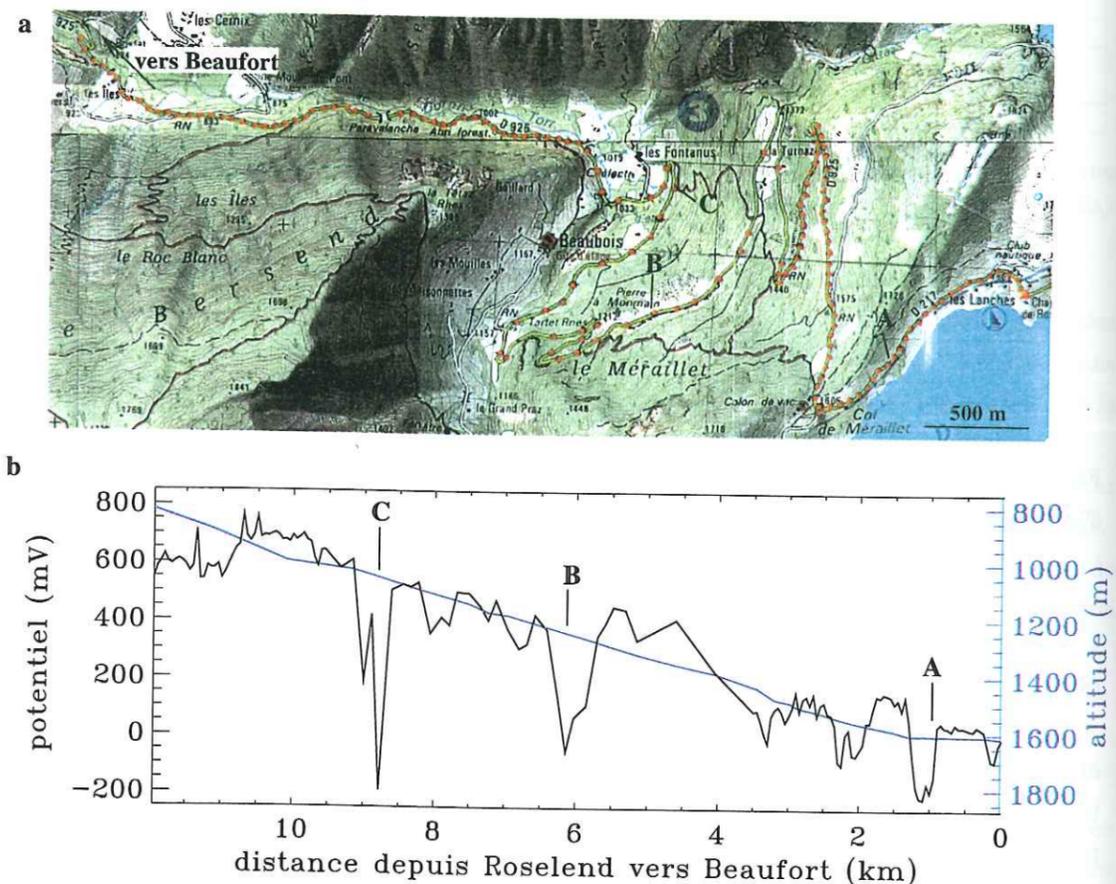


Figure 4.7: a) Localisation des points (point rouge) du profil de potentiel électrique réalisé entre la Chapelle de Roselend et la vallée de Beaufort. b) Mesures de potentiel électrique et altitude en fonction de la distance à la Chapelle de Roselend.

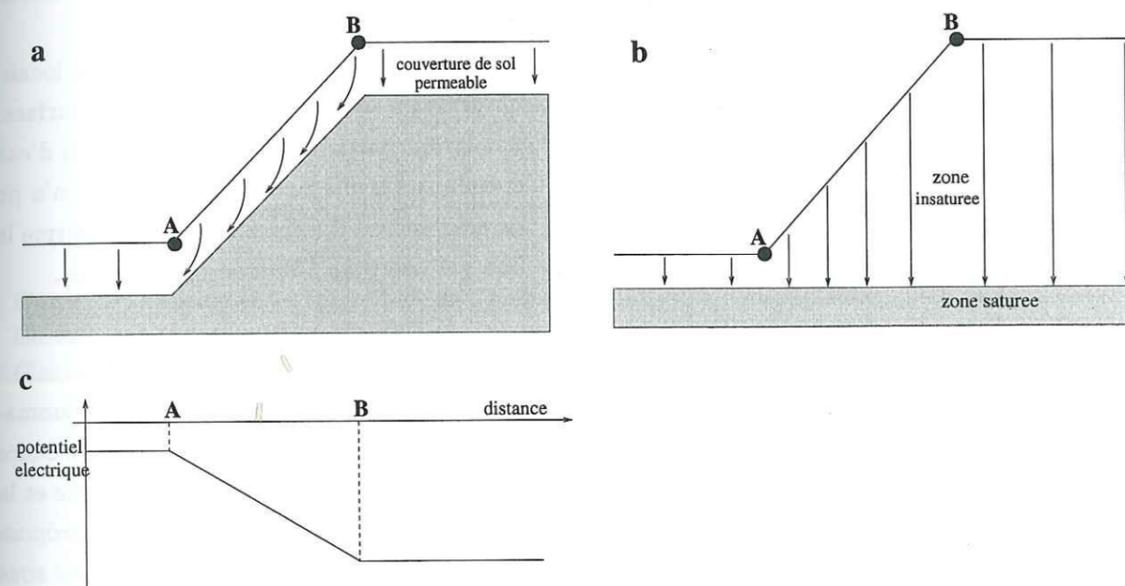


Figure 4.8: Schéma d'interprétation des circulations d'eau dans le sol pouvant expliquer l'effet topographique du potentiel électrique. a) L'eau d'origine météorique pénètre dans le sol. Sous l'action du gradient topographique, elle est entraînée à travers la couche superficielle de sol de forte perméabilité. Ce phénomène est proposé par Ernston & Scherer (1986). b) L'eau d'origine météorique pénètre dans le sol et circule verticalement jusqu'à la zone saturée, dont la hauteur ne dépend pas de la topographie. Dans ce cas, le potentiel électrique négatif généré en surface est proportionnel à l'épaisseur de la zone insaturée qui augmente avec la topographie. Ce modèle est discuté par Aubert et al. (1990) et Aubert et al. (1991). c) Variation du potentiel électrique en surface.

des circulations de fluide dans le milieu. Le coefficient d'électrofiltration du gneiss, déduit des mesures du potentiel ζ (tableau 4.2), et extrapolé aux conditions du site ($\text{pH}=7$, $\rho_f=50 \Omega\text{m}$, $T=7^\circ\text{C}$) d'après Lorne *et al.* (1999a), est estimé à $50 \text{ mV}\cdot\text{bar}^{-1}$. Ainsi, une circulation verticale générée par une différence de hauteur piézométrique de 100 m serait nécessaire pour générer en surface une anomalie de potentiel électrique de -250 mV . Cette valeur est supérieure aux différences de hauteur relevées entre les niveaux perméables du forage S32bis (paragraphe 3.4.3), qui sont d'environ 20 m. Ainsi, cette anomalie est vraisemblablement associée à l'activité biologique locale, qui peut générer des anomalies de potentiel de l'ordre de 150 mV (Ernstson & Scherer, 1986).

De même, les anomalies B et C sont vraisemblablement associées à l'activité biologique locale, car ces zones ne présentent pas d'hétérogénéité structurale ou hydrologique notable en surface.

En conclusion, l'effet topographique du potentiel électrique suggère que des circulations d'eau interviennent dans la zone insaturée du milieu. Cependant aucune anomalie électrique n'a pu être reliée à des fuites du réservoir de Roselend à travers l'éperon du Méraillet. Ceci confirme la faible perméabilité à large échelle de l'unité cristalline qui compose l'Eperon du Méraillet.

4.2.2 Profil en aval du barrage de Roselend

Les mesures de potentiel électrique réalisées par Gex (1980) ont révélé l'existence d'anomalies négatives en aval de barrages en Suisse et en France. De plus, Gex (1980) met en évidence une relation quasi-linéaire entre l'amplitude des anomalies négatives de potentiel électrique et la hauteur d'eau dans la retenue (figure 4.9). Pour expliquer ces observations, Gex (1980) propose un phénomène électrocinétique. L'eau traverse le massif rocheux dans les fractures situées sous le voile d'étanchéité du barrage et progresse ensuite en aval du barrage (figure 4.10). Le potentiel électrique négatif en aval du barrage diminue ensuite en s'éloignant de l'édifice en raison des pertes de charges. Il est intéressant de remarquer que les barrages étudiés par Gex (1980) appartiennent à des contextes géologiques variés. Ces observations suggèrent que le coefficient de couplage électrocinétique apparaît donc moins dépendre de la géologie traversée, que de l'échelle macroscopique de perméabilité qui contrôle les circulations de fluide à cette échelle.

Pour étudier si un tel phénomène existe en aval du barrage de Roselend, un profil de potentiel électrique de 880 m a été réalisé le long de la route en aval du barrage de Roselend avec un pas de 20 m le 14/09/98 (figure 4.11). Le niveau du lac de Roselend était de 1553 m à cette date. Le potentiel électrique de référence est fixé au point le plus éloigné du barrage.

Trois anomalies négatives de potentiel électrique ont été mesurées. L'anomalie de potentiel électrique maximale a une amplitude de -170 mV . Ces anomalies sont de même amplitude que les anomalies négatives mesurées sur le profil de potentiel électrique entre Roselend et Beaufort (paragraphe 4.2.1) et peuvent être associées à l'activité biologique locale (Ernstson & Scherer, 1986). Les variations spatiales de potentiel électrique mesurées ne reproduisent pas le comportement du potentiel électrique observé par Gex (1980). Pour vérifier que les anomalies négatives de potentiel électrique mesurées en amont du barrage ne sont pas associées à des circulations de fluides contrôlées par le niveau du réservoir de Roselend, il serait intéressant de

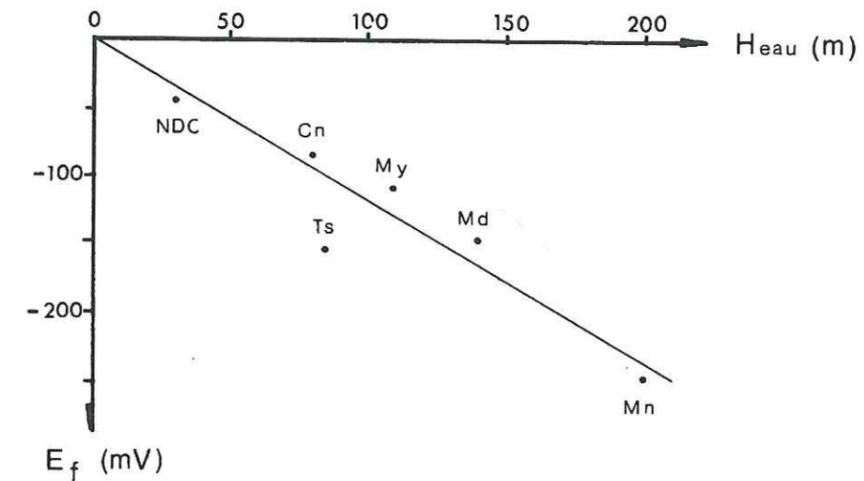


Figure 4.9: Relation entre l'amplitude de l'anomalie négative de potentiel électrique mesurée en aval du barrage et la hauteur d'eau dans la retenue pour les barrages de Notre Dame de Commiers (NDC), Cleuson (Cn), Toules (Ts), Moiry (My), Monteynard (Md) et Mauvoisin (Mn). D'après Gex (1980).

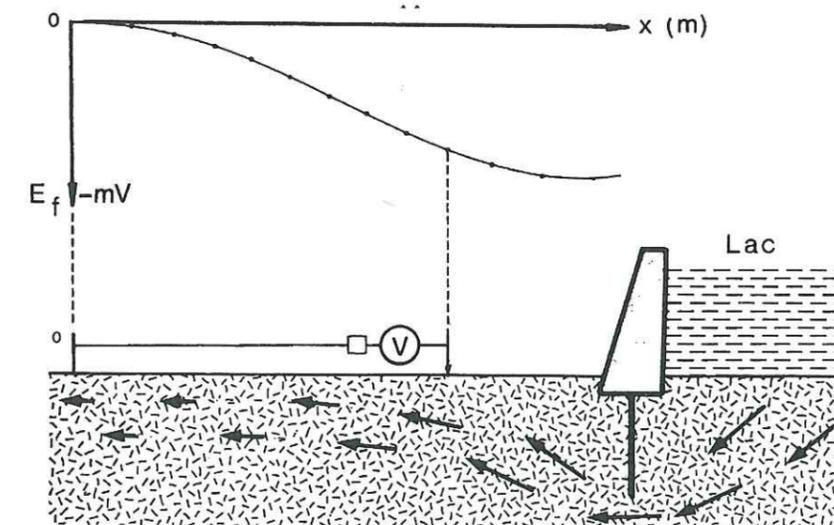


Figure 4.10: Interprétation des anomalies négatives de potentiel électrique mesurées en aval de barrages situés en Suisse et en France. D'après Gex (1980).

répéter la mesure du potentiel électrique sur la zone d'anomalie négative lorsque le niveau de la retenue est bas.

Ainsi, les mesures de potentiel électrique statique n'ont pas montré d'anomalie importante sur le versant ouest de l'éperon du Méraillet et en aval du barrage de Roselend. Ces mesures montrent que la cuvette du réservoir de Roselend est imperméable à grande échelle.

4.3 Sondages de résistivité

L'étude de la structure de résistivité de la crête de Sur-Frêtes a été réalisée par des sondages électromagnétiques VLF (Very Low Frequency) pour la partie superficielle de la crête et par un profil de sondages AMT (Audio-MagnétoTellurique) pour permettre une profondeur de sondage de l'ordre du km. Nous présentons également des profils Schlumberger réalisés en bordure nord du lac de Roselend et dans la galerie de Roselend.

4.3.1 Sondages VLF

La technique de sondage VLF utilise le champ source produit par des émetteurs militaires d'ondes radio de forte puissance, réparties à la surface du globe. La polarisation du champ électromagnétique produit par ces antennes est assimilable à grande distance et en surface à une onde plane. Quatre profils de sondage VLF ont été réalisés parallèlement à la crête de Sur-Frêtes avec un pas de 10 m du 14 au 22/09/94 (figure 4.12). Les émetteurs utilisés pour ces sondages présentent une fréquence de 16 et 19 kHz. Les deux émetteurs sont orientés suivant une direction similaire (N324° et N328° respectivement). La direction géologique principale est de N30°. La direction des émetteurs permet de mesurer le champ électromagnétique suivant une direction proche de la direction perpendiculaire à l'axe géologique, dans un mode où le champ électrique est le plus sensible aux variations latérales de résistivité.

Les paramètres mesurés sont les composantes horizontales et verticales des champs électrique et magnétiques aux fréquences de 16 et 19 kHz. Le champ électrique est mesuré avec un dipôle de 5 m orienté dans la direction des émetteurs. La composante horizontale du champ magnétique est mesurée perpendiculairement à ce dipôle.

L'inversion 2D des données VLF a été réalisée par S.Hautot (1999) en tenant compte de la topographie du milieu. Le modèle de résistivité obtenu est présenté sur la figure 4.13. Les 100 premiers mètres constituent la partie la plus contrainte des modèles. Toutes les sections verticales présentent en surface une structure conductrice de résistivité voisine de $10 \Omega\text{m}$ et d'une épaisseur d'environ 30 m située à 300 m à l'est du point 1826 m. Au sommet de la crête (profils 1 et 5), cette structure s'épaissit avec un pendage vers l'ouest pour atteindre une épaisseur d'environ 100 m à 100 m à l'est du point 1826 m. Au sud (profil 6), l'épaisseur de la structure conductrice est plus faible (environ 50 m), et montre également un pendage vers l'ouest. Au nord (profil 19), la zone conductrice à 100 m de profondeur se retrouve légèrement décalée vers l'est. Le pendage vers l'ouest n'est pas apparent sur ce profil.

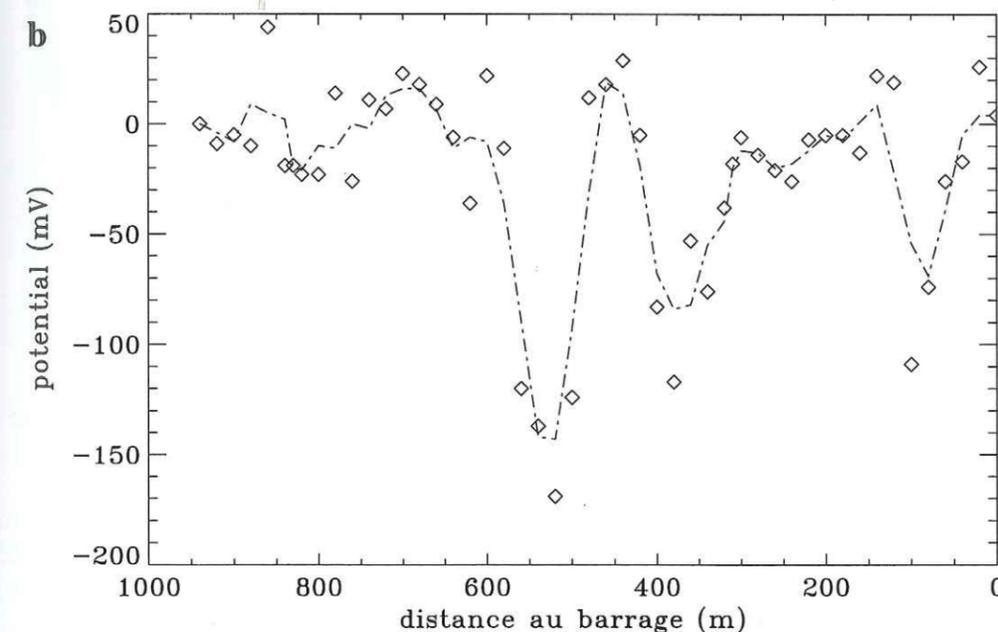
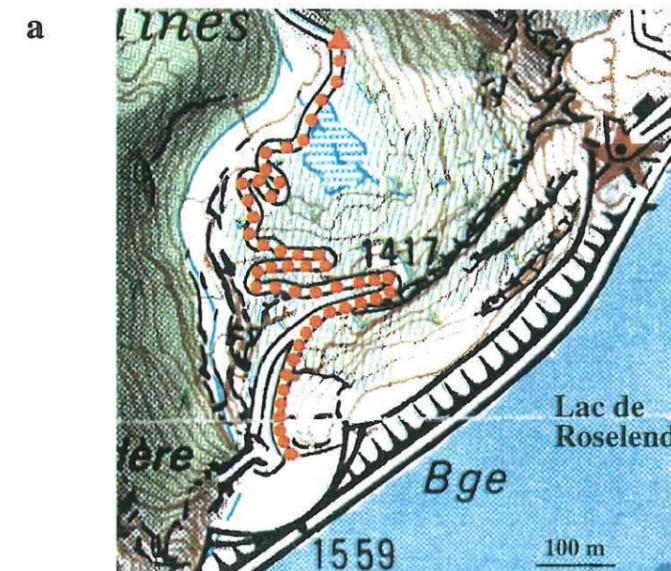


Figure 4.11: a) Localisation des points (point rouge) du profil de potentiel électrique effectué en aval du barrage de Roselend. Le point de référence est indiqué par un triangle rouge. b) Mesures de potentiel électrique en fonction de la distance à l'édifice du barrage. La courbe pointillée représente le profil lissé sur une distance de 50 m.

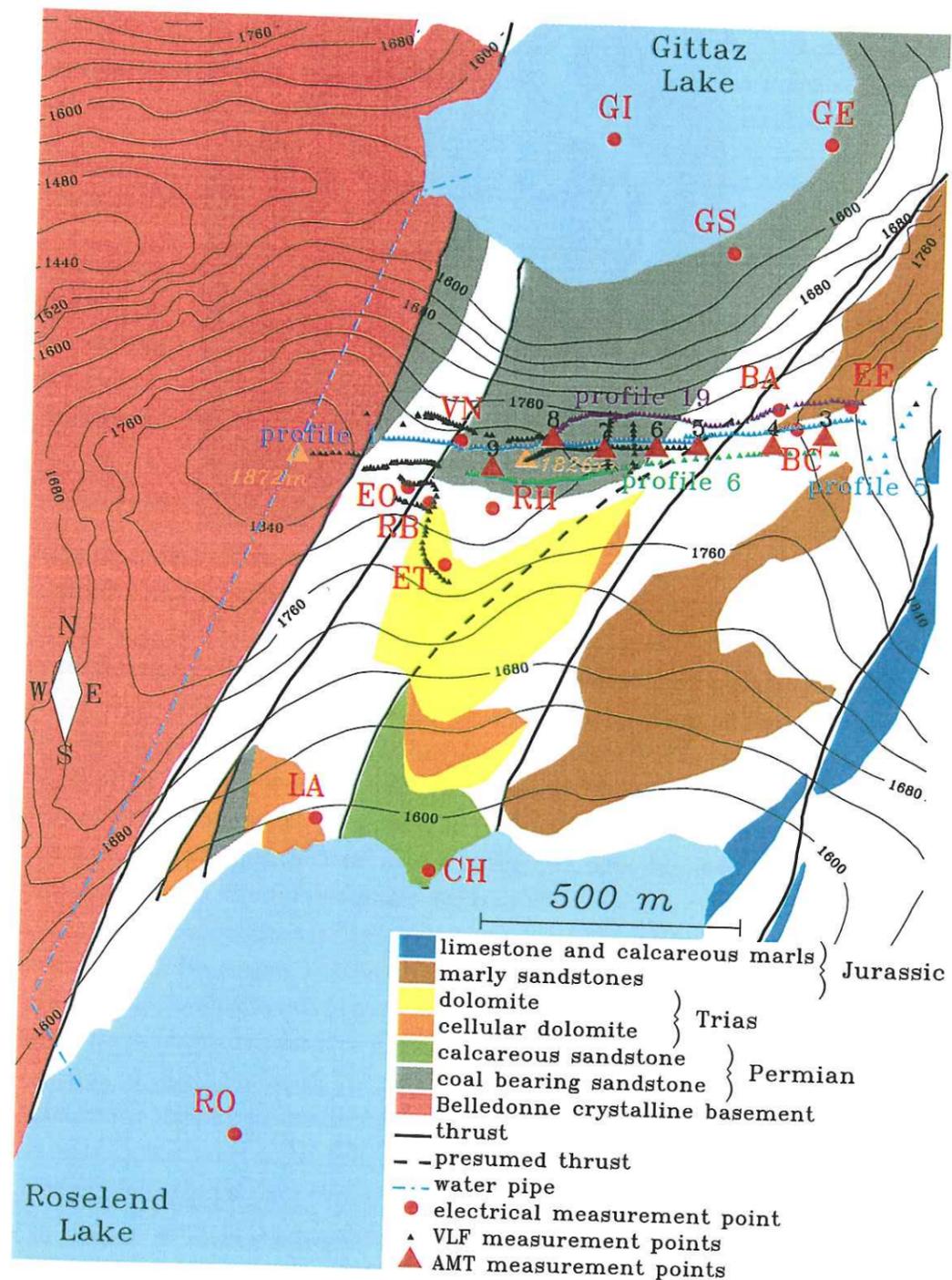


Figure 4.12: Localisation des profils de sondage électromagnétique VLF et AMT sur la crête de Sur-Frêtes.

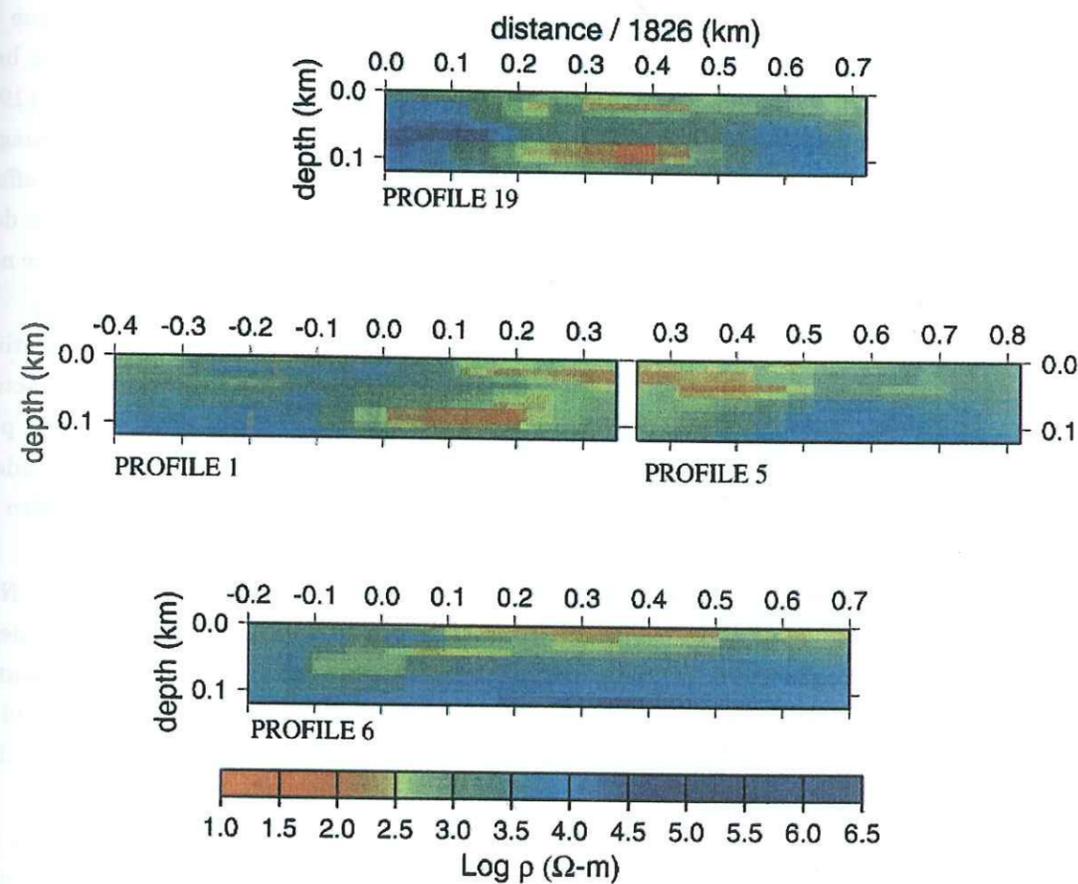


Figure 4.13: Sections verticales de résistivité obtenues par l'inversion 2D des profils VLF. L'axe des abscisses indique la distance par rapport au point géodésique 1826 m. La position des sections respecte la position des profils sur la crête dans la direction est-ouest. D'après Hautot (1999).

4.3.2 Sondages AMT

7 points de sondage AMT ont été réalisés le long d'un profil est-ouest sur la crête de Sur-Frêtes (figure 4.12) en novembre 97. Les composantes horizontales nord (x) et est (y) des champs électrique et magnétique et la composante verticale du champ magnétique ont été enregistrées par un système d'acquisition SAMTEC-2 dans 3 bandes de fréquences: 1.9-37.5 Hz (basses fréquences), 29.2-562.5 Hz (moyennes fréquences) et 352-6757 Hz (hautes fréquences).

Simultanément à chaque sondage, les composantes horizontales du champ magnétique ont été enregistrées en une station de référence éloignée (d'environ 100 m), afin de réduire le bruit local lors de l'analyse du signal. Les séries temporelles ont été analysées par S.Hautot (1999) dans le domaine fréquentiel avec la méthode robuste de calcul des fonctions de transfert magnéto-telluriques de *Chave et al.* (1987). Le gradient topographique de la crête orienté N20° affecte principalement la composante Ex (nord) du champ électrique. Aussi, seule la composante de la fonction de transfert, qui relie la composante Ey (est) du champ électrique à la composante nord du champ magnétique, est utilisée pour l'inversion (Hautot, 1999).

Le modèle de résistivité obtenu est présenté sur la figure 4.14. Le modèle de résistivité des 50 premiers mètres a été défini par l'interprétation des données VLF. La zone conductrice superficielle s'épaissit en profondeur avec un pendage marqué d'environ 45° vers l'ouest pour former une zone conductrice, de résistivité inférieure à 5 Ωm à plus de 200 m de profondeur. L'extension verticale de cette zone atteint au moins 400 m. Cette zone conductrice s'étire sur environ 500 m d'est en ouest, entre -200 et 300 m par rapport au point 1826 m.

Cette structure conductrice correspond à la formation des grès houillers (figure 4.14). Nous verrons dans le chapitre suivant qu'une anomalie de résistivité apparente a été mise en évidence dans la zone de grès houillers sur la partie sud-est de la berge du lac de La Gittaz. L'azimut de cette zone par rapport à la zone conductrice mise en évidence sur la crête de Sur-Frêtes, qui est parallèle à la direction géologique principale, suggère la continuité de la zone conductrice dans les grès houillers selon l'axe géologique.

Cependant, les contrastes de résistivité mesurés en surface de la crête ne sont pas reliés aux limites lithologiques. De plus le pendage de cette structure n'est pas en accord avec le pendage de cette formation géologique, qui est subvertical sur sa limite ouest et de pendage 60°E sur sa limite est. La présence de cette zone conductrice ne peut donc pas être expliquée uniquement par la présence des grès houillers.

Ainsi la présence de fluides dans la zone des grès houillers pourrait participer à la faible conductivité du milieu. La zone conductrice en surface mise en évidence par les mesures VLF suggère une zone d'infiltration d'eau. Le pendage de 45° vers l'ouest de la zone conductrice pourrait alors être associé à la direction des circulations de fluide depuis la surface dans des zones fracturées du grès houiller.

Une zone conductrice a également été mise en évidence sous le point 3 avec un pendage d'environ 45° vers l'ouest, qui correspond au pendage des formations calcaires dans cette zone. Elle montre dans ce cas la plus faible conductivité de l'unité du bajocien par rapport aux faciès

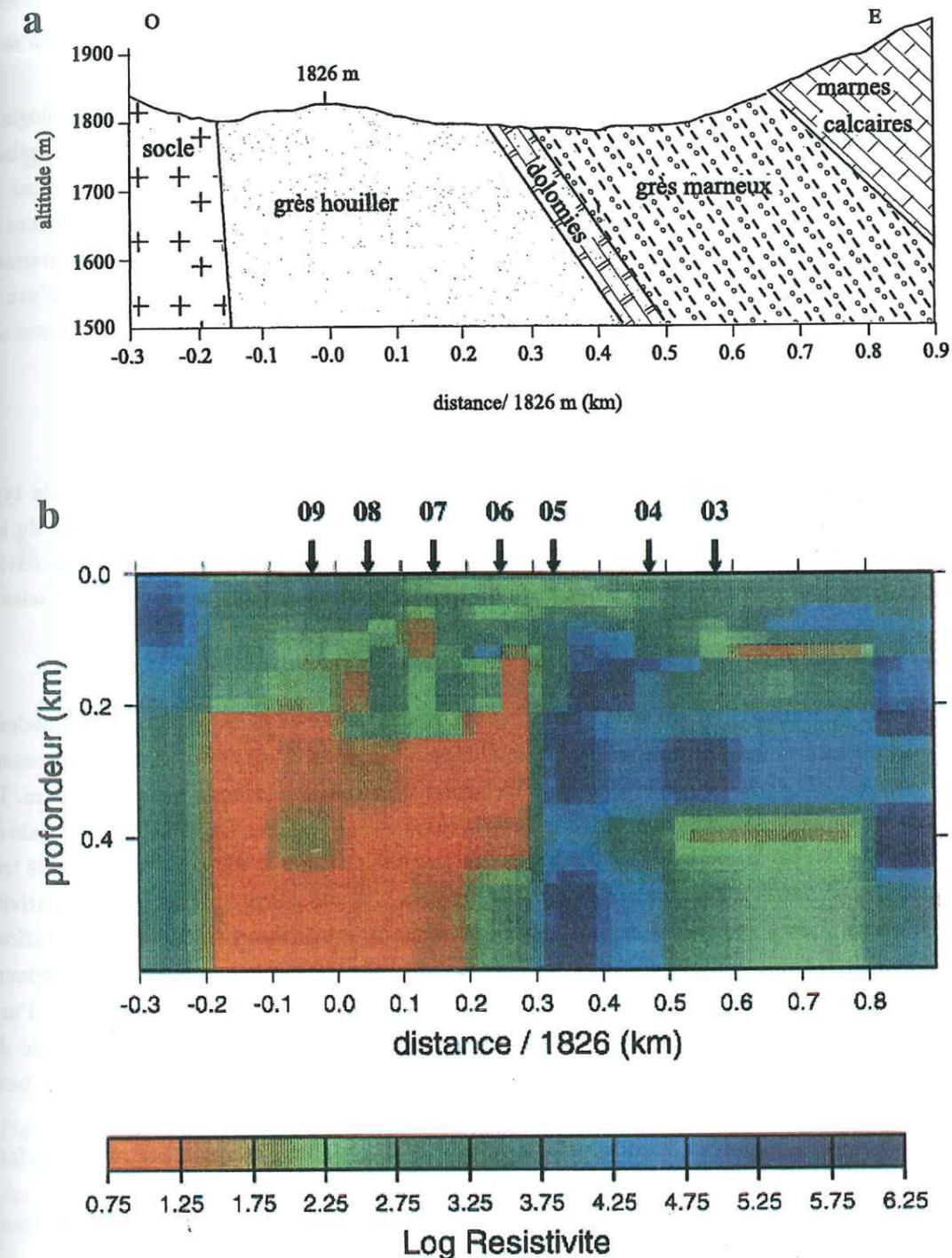


Figure 4.14: a) Coupe géologique de la crête de Sur-Frêtes suivant la direction est-ouest. b) Section verticale de résistivité obtenue par l'inversion 2D des sondages AMT. D'après Hautot (1999).

voisins.

Une analyse détaillée de la relation entre les caractéristiques hydrogéologiques du site et sa structure de résistivité est en cours.

La structure de résistivité de la crête de Sur-Frêtes apparaît donc complexe. La géologie et la présence de fluides dans le milieu semblent contribuer conjointement aux variations spatiales de résistivité observées. La principale zone d'anomalie conductrice observée se situe dans les grès houillers entre 200 et 600 m de profondeur, et peut être en partie associée à la présence de phase minérales conductrices comme le graphite. La structure de conductivité des 200 premiers mètres de profondeur dans les grès houillers suggère la présence d'une zone d'infiltration d'eau en subsurface, et d'une zone de circulation de fluides depuis la subsurface vers le toit de l'anomalie conductrice.

4.3.3 Sondages Schlumberger

Trois zones du site de Sur-Frêtes ont été investiguées par des profils de résistivité de type Schlumberger. Le profil de résistivité effectué sur l'unité de grès houiller située en berge du lac de La Gittaz est présenté dans le chapitre suivant. Nous présentons ici les profils de résistivité réalisés en bordure de route sur la berge nord du lac de Roselend et dans la galerie de Roselend.

4.3.3.1 Berge nord du lac de Roselend

Le profil de résistivité réalisé le 11/06/97 sur la route, qui longe la berge du lac de Roselend au nord, est localisé sur la figure 4.15. Les longueurs des dipôles d'injection (AB) et de mesure (MN) sont de 200 et 20 m respectivement. La profondeur sondée est donc estimée à 50 m. La résistivité mesurée moyenne est de 370 Ωm et varie entre 109 et 964 Ωm . La variabilité spatiale de la résistivité n'est pas associée à la géologie. En effet, les points 2, 3 et 4, qui ont des résistivité très différentes, sont sur la même formation de grès permien. La variabilité spatiale de la résistivité peut être attribuée à une teneur en eau hétérogène dans la subsurface associée à des variations d'épaisseur de sol saturé d'eau. Ainsi, les points 2 et 6, qui présentent une résistivité inférieure à 250 Ωm , sont situés dans des encaissements de la topographie favorisant l'accumulation d'une large épaisseur de sol saturé d'eau, qui entraîne la diminution de la résistivité apparente du milieu. Le point 3 est situé sur un éperon de grès permien, dont la faible épaisseur de sol peut expliquer la forte résistivité mesurée.

Ces mesures de résistivité fournissent des valeurs de la résistivité des couches de subsurface du site de Sur-Frêtes, qui seront utilisées dans le chapitre suivant.

4.3.3.2 Galerie de Roselend

Dans la galerie de Roselend, un profil de résistivité a été réalisé entre 64 et 128 m de l'entrée le 10/06/97. Des mesures de résistivité électrique n'ont pu être conduites dans la première partie de la galerie, car la présence de rails métalliques sur le sol perturbe les mesures de résistivité. Les longueurs des dipôles d'injection (AB) et de mesure (MN) sont de 8 et 0.8 m respectivement,

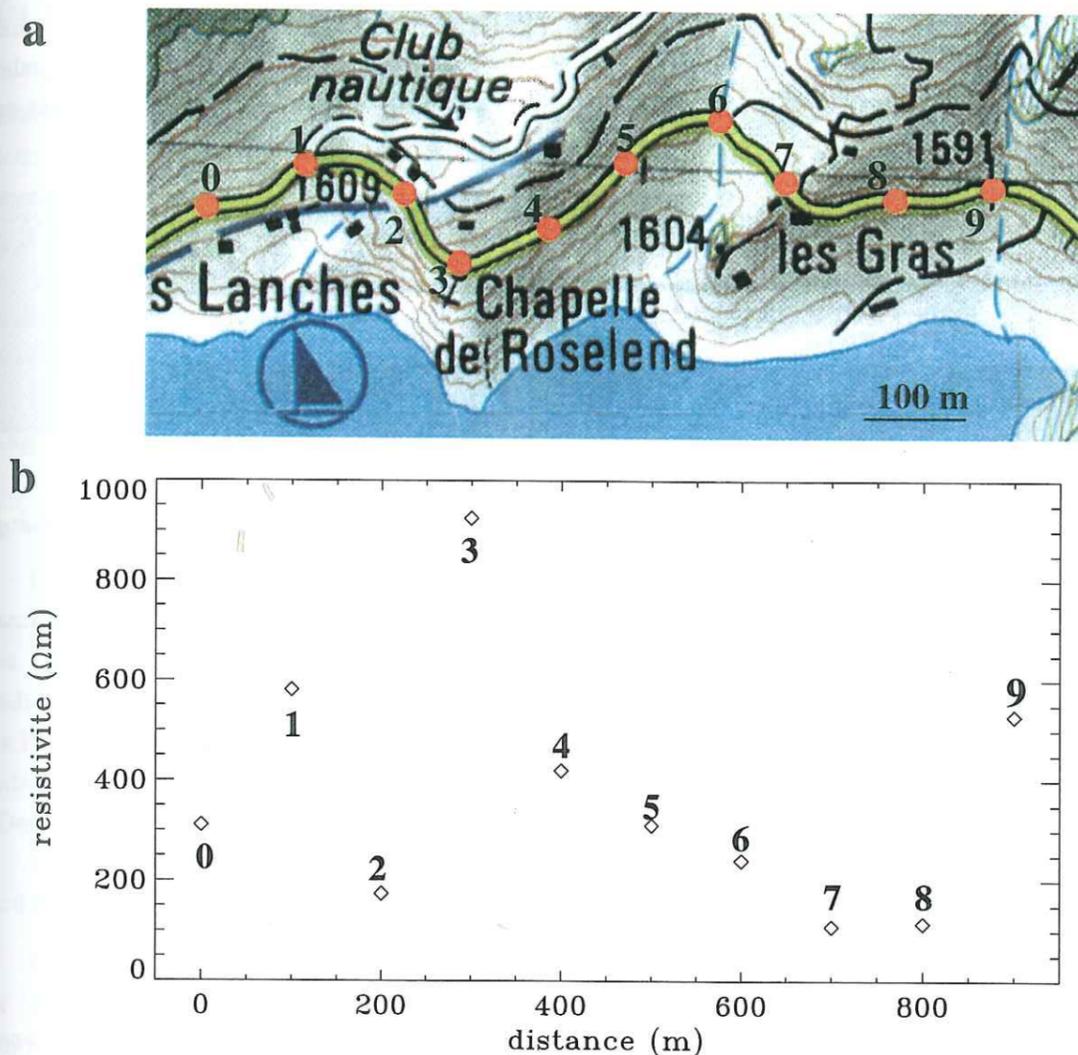


Figure 4.15: a) Localisation des points du profil Schlumberger réalisé le 11/06/97 sur la route longeant le lac de Roselend au nord. Les points correspondent au centre du dispositif Schlumberger. Les longueurs des dipôles d'injection (AB) et de mesure (MN) sont de 200 et 20 m respectivement, soit une profondeur sondée de 50 m. La distance entre chaque point est de 100 m. b) Résistivité apparente mesurée.

soit une profondeur sondée d'environ 2 m. La résistivité varie entre 1530 et 3360 Ωm (figure 4.16).

La résistivité moyenne est de 2430 Ωm . Les valeurs de résistivité mesurées dans la galerie sont supérieures aux valeurs de résistivité mesurées sur la berge nord de Roselend. En effet, la roche du tunnel de Roselend a un volume poreux connecté plus faible que le sol, impliquant une plus forte résistivité pour une même saturation. Les variations de résistivité dans la galerie ne sont pas associées aux structures géologiques de la galerie (figure 4.16), et sont peut-être associées à des variations de la saturation ou de la connectivité du réseau poreux.

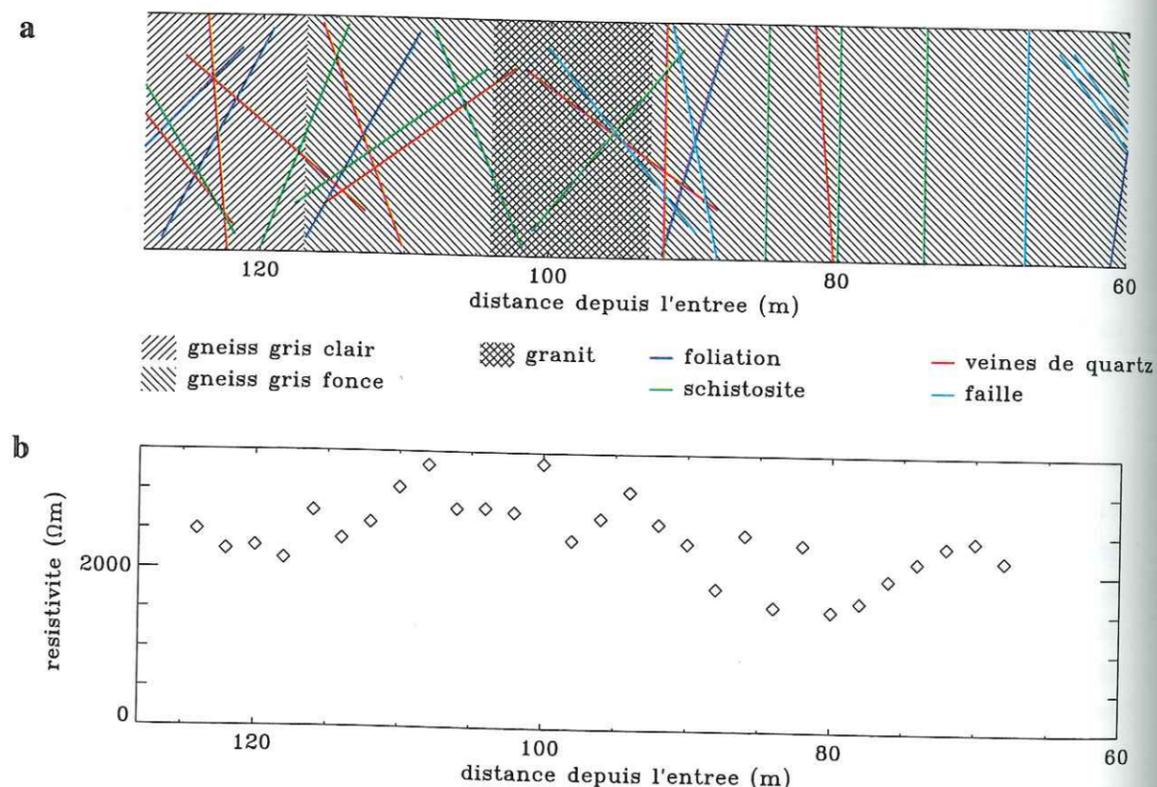


Figure 4.16: a) Géologie de la galerie de Roselend. b) Résistivité apparente en fonction de la distance à l'entrée. Les longueurs des dipôles d'injection (AB) et de mesure (MN) sont de 8 et 0.8 m respectivement, soit une profondeur sondée de 2 m. La distance entre chaque point est de 2 m.

4.4 Profils gamma et radon

La spectrométrie gamma permet de différencier les natures de sol ou de roche rencontrées. De plus, la mesure gamma intègre l'uranium 238, qui est un parent du radon, et peut permettre d'identifier des zones potentiellement riches en radon. Trois profils gamma ont été réalisés sur le site de Sur-Frêtes. Le profil réalisé dans la galerie de Sur-Frêtes le 26/11/98 est discuté dans le

sixième chapitre. Nous présentons ici les profils gamma effectués sur la crête de Roselend entre le 11 et le 14/09/95, conjointement à un profil radon, et le profil gamma réalisé en bordure est du lac de Roselend le 26/11/98, le long de la route qui passe devant la galerie de Sur-Frêtes.

4.4.1 Méthode de mesure gamma

Les mesures gamma ont été réalisées par P. Richon (Institut de Protection et Sécurité Nucléaire). Un scintillomètre portatif de prospection type SPP2 NF (Saphymo-Stell) a été utilisé pour le profil effectué sur la crête de Sur-Frêtes. Cet appareil comprend un scintillateur NaI et un photomultiplicateur, utilisé comme détecteur. Le comptage est compris entre 0 et 150 coups. s^{-1} et la fenêtre d'énergie s'étend entre 50 keV et 3.6 MeV. L'unité utilisée est le coup. s^{-1} .

Un télédebitmètre à scintillateur plastique bas niveau (Saphymo) a été utilisé pour les profils réalisés dans la galerie de Roselend et sur la route devant la galerie de Roselend. Cet appareil permet la détection de rayonnements d'énergie comprise entre 23 keV et 7 MeV. L'unité utilisée est le sievert. h^{-1} . Le sievert est l'équivalent de dose dans le domaine de la radioprotection (1 J.kg^{-1}).

4.4.2 Méthode de prospection radon dans l'air du sol

Pour mesurer l'activité radon à 50 cm de profondeur dans le sol, une canne de prélèvement est utilisée. Elle permet d'échantillonner un volume de 125 cm^3 d'air du sol. Le volume d'air est ensuite placé dans une fiole scintillante préalablement mise sous vide. Lorsque l'équilibre radioactif est atteint dans la fiole entre le ^{222}Rn et ses descendants à vie courte, le comptage de l'échantillon est effectué au moyen d'un ensemble de mesures comprenant un photomultiplicateur et une chaîne de comptage. Une description plus précise de la méthode est donnée dans (Demongeot, 1997).

4.4.3 Prospection crête

Les profils gamma et radon réalisés sur la crête de Sur-Frêtes ont une longueur de 955 m (figure 4.17). L'activité gamma est stable entre 0 et 500 m et s'élève à 70 coups. s^{-1} . Elle augmente ensuite pour atteindre en moyenne 100 coups. s^{-1} à 700 m et rediminue pour atteindre 75 coups. s^{-1} à 900 m. Ces variations ne sont pas associées aux transitions géologiques. Elles semblent plutôt associées à l'épaisseur de la couche de sol, qui tend à absorber l'énergie gamma émise par les roches. En effet, entre 600 et 800 m le tracé du profil est localisé près du sommet de la crête de Sur-Frêtes, où l'épaisseur de la couche de sol est moins importante que sur le reste du tracé.

Une forte variabilité du signal radon est mesurée le long du profil. En effet, l'activité radon varie entre 8900 et 68600 Bq.m^{-3} le long du profil, et présente une valeur moyenne de 28600 Bq.m^{-3} . Elle ne montre pas de relation avec la géologie. Il apparaît donc que l'activité radon dans le sol est contrôlée localement par la saturation du sol ou par les propriétés de perméabilité du sol au gaz radon. De plus, le profil radon ne montre pas de similarité avec le profil gamma. La

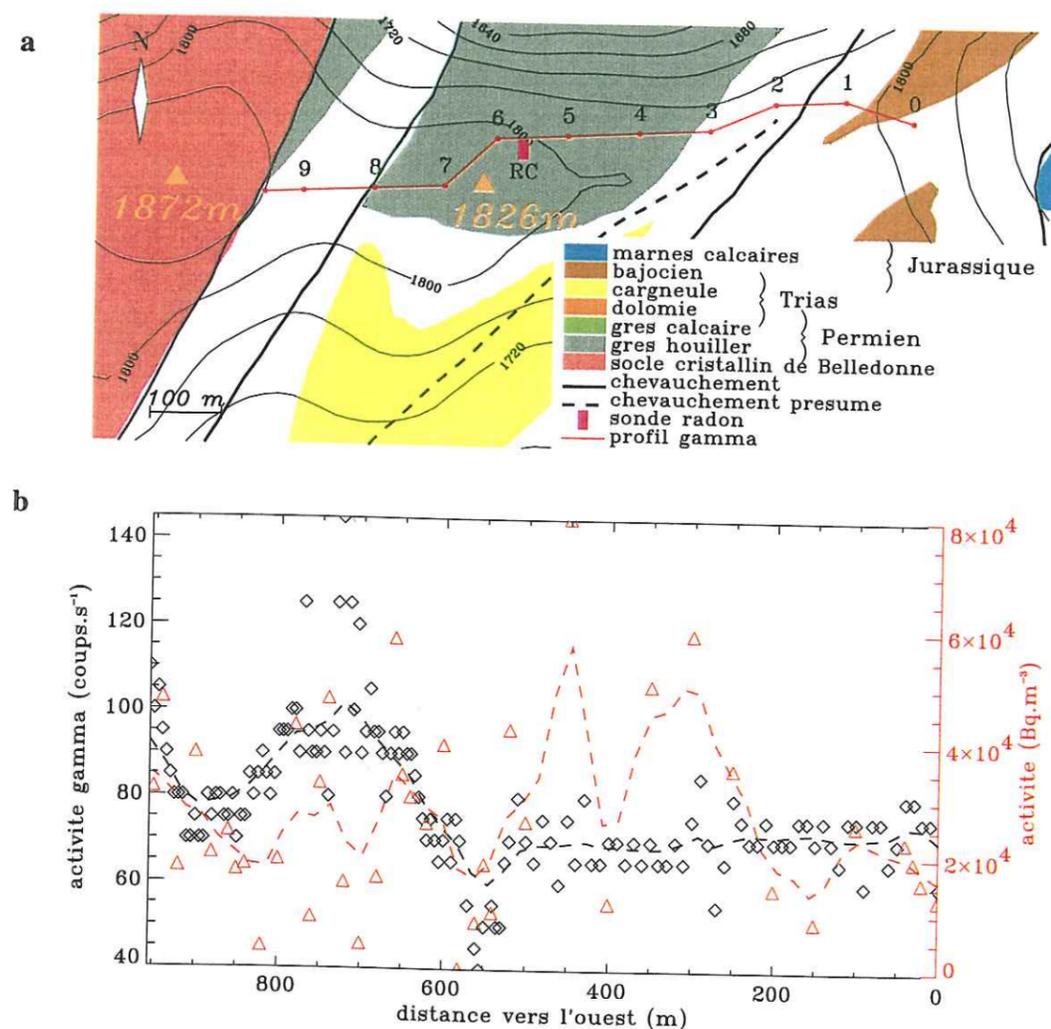


Figure 4.17: a) Localisation du profil gamma et radon sur la crête de Sur-Frêtes (ligne rouge). Les chiffres indiquent les centaines de mètres depuis l'origine fixée à l'extrémité est du profil. b) Profil gamma (losanges noirs) et radon (triangles rouges). Les courbes en pointillés sont les profils filtrés avec un pas de 30 m.

mesure de l'activité gamma sur une roche recouverte d'une couche de sol importante ne permet donc pas de fournir une valeur relative de la concentration locale en radon.

4.4.4 Prospection en bordure est du lac du Lac de Roselend

Le profil gamma réalisé sur la route, qui passe devant la galerie de Roselend a une longueur de 1330 m. Il est présenté sur la figure 4.18. L'activité gamma augmente entre 0 et -300 m et diminue entre -300 et -500 m. Entre 0 et -300 m, le gneiss affleure au bord, permettant d'expliquer le niveau haut de cette zone. Entre -400 et -500 m, la couche de sol sur la route et au bord de la route est importante et la surface apparente des affleurements diminue. De même, la variabilité de l'activité gamma au nord de la galerie dépend vraisemblablement des variations d'épaisseur de sol et de surface apparente de roche cristalline. Par exemple, un affleurement important de gneiss est présent à 700 m, où un maximum local d'activité gamma est mesuré. La diminution de l'activité gamma mesurée entre 700 et 800 m se situe à la transition géologique entre le gneiss et les cargneules et peut être expliquée par le contraste des compositions minéralogiques des deux roches.

Le profil gamma réalisé en bordure est du lac de Roselend n'a donc pas permis de révéler de discontinuité structurale marquée sur l'unité cristalline.

4.5 Caractérisation hydrologique

Des campagnes de mesure géochimique des systèmes hydrologiques de Sur-Frêtes ont été menées par C. Tarits de l'Université de Brest en 1995 et 1997. De plus, la teneur en radon de l'eau de diverses sources a été mesurée par P. Richon et J.C. Sabroux (IPSN). Nous reportons ici des résultats qui mettent en évidence les différents types de circulation hydrogéologique sur le site de Sur-Frêtes.

4.5.1 Localisation des prélèvements

Des prélèvements ont été réalisés en 52 sites, comprenant les torrents, les sources et les lacs. Nous présentons ici les analyses effectuées en seulement 13 sites (figure 4.19).

4.5.2 Méthode de mesure

Les mesures géochimiques comprennent la température, le pH, et la conductivité de l'eau. De plus, à partir d'échantillons filtrés, la concentration en cations est mesurée au moyen d'un spectromètre d'émission atomique à plasma couplé et la concentration en anions au moyen d'une chromatographie ionique.

La mesure de l'activité volumique du ^{222}Rn dans l'eau est réalisée selon la technique dite du «coton». On prélève à l'aide d'une seringue un volume d'eau à analyser. L'eau est ensuite injectée dans une fiole scintillante sur un morceau de coton hydrophile. L'eau imprègne alors le coton et

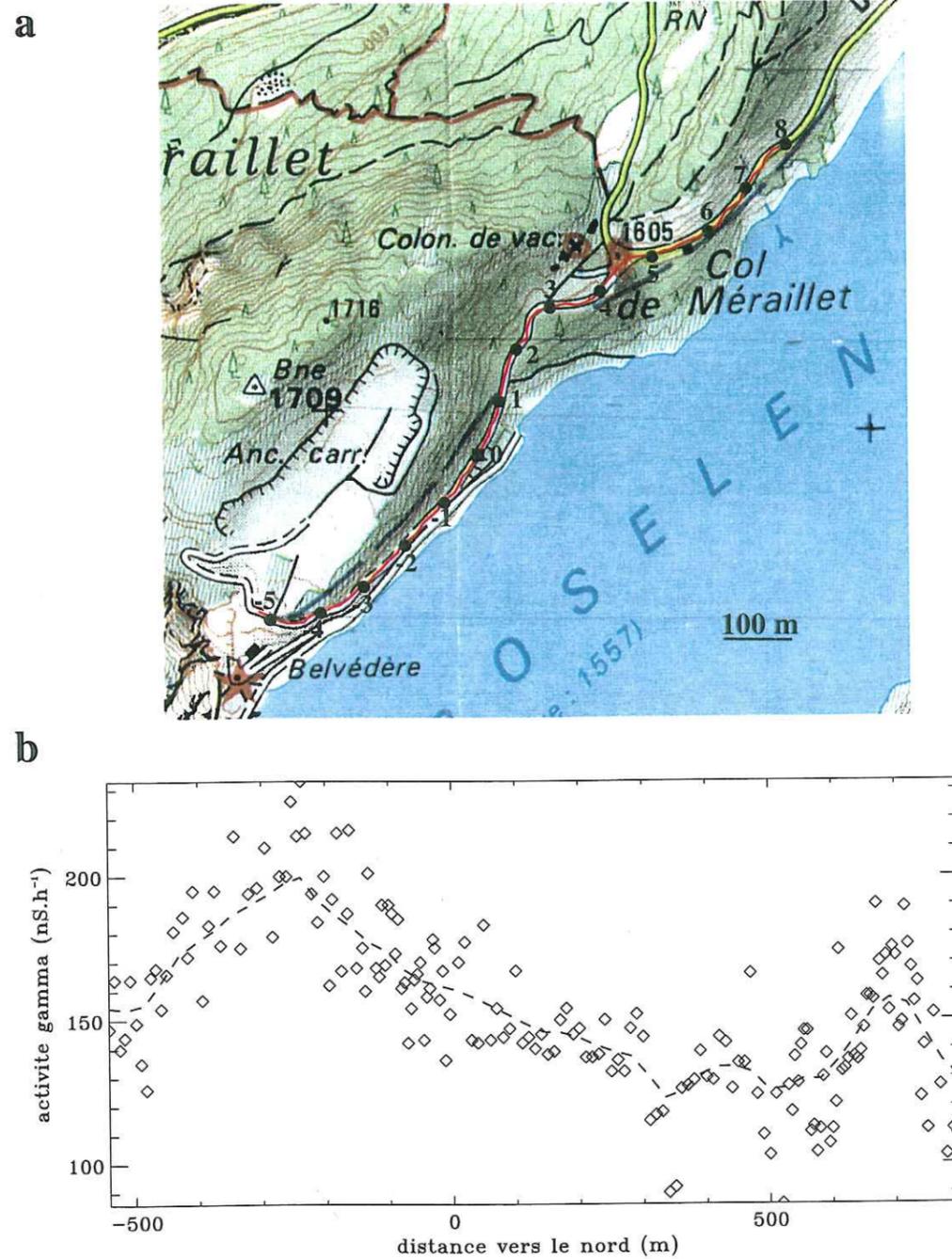


Figure 4.18: a) Localisation du profil gamma le long de la route sur la bordure est du lac de Roselend (ligne rouge). Les chiffres indiquent les centaines de mètres depuis l'origine (carré) fixée devant l'entrée de la galerie de Roselend. b) Profil gamma. La courbe en pointillés présente le profil filtré avec un pas de 50 m.

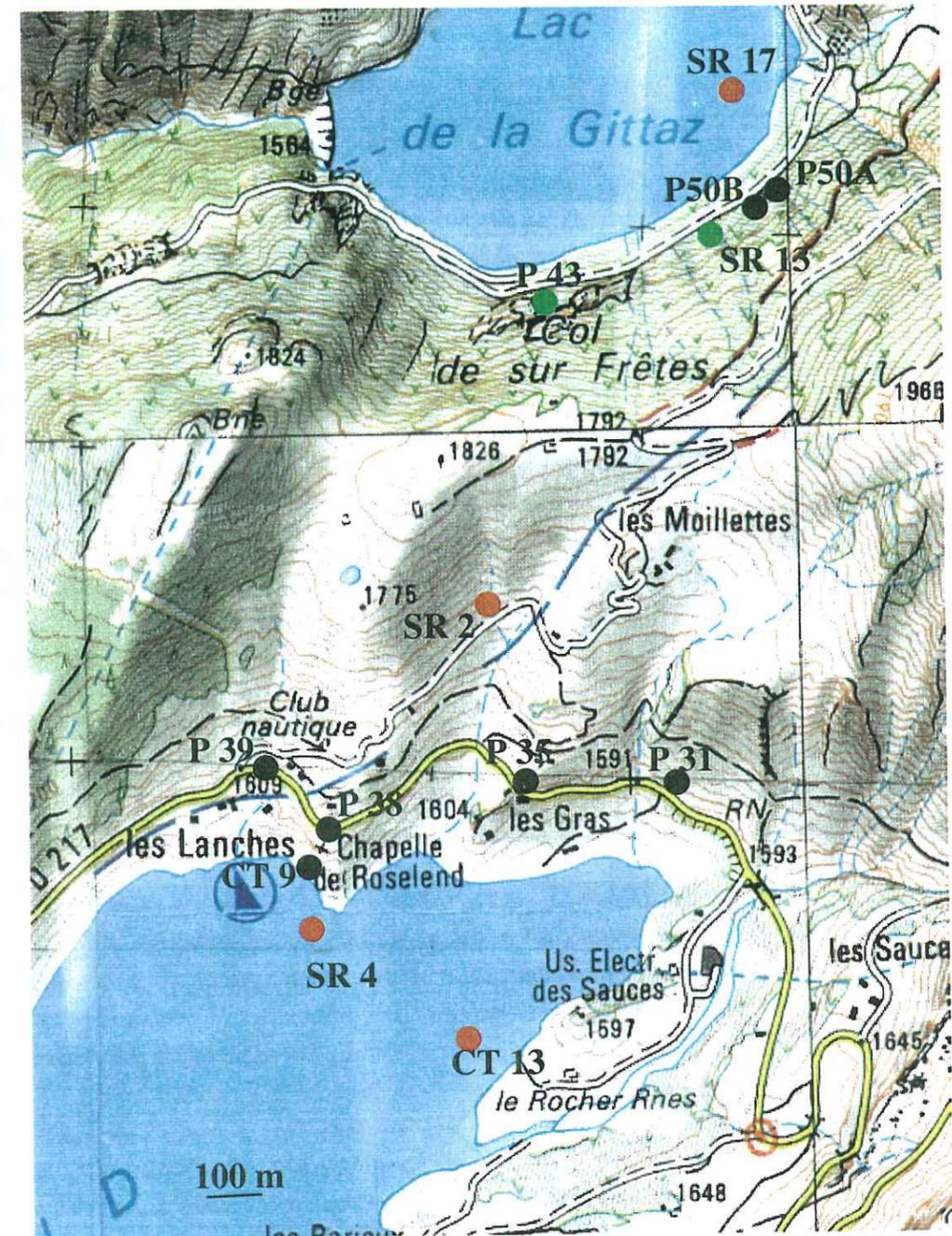


Figure 4.19: Localisation de 13 des 52 prélèvements d'eau analysés lors des campagnes géochimiques de 1995 à 1998. A partir de l'analyse géochimique des échantillons, trois types d'écoulements sont distingués : les écoulements superficiels provenant principalement des ruissellements de pluie (points verts), les eaux en équilibre chimique avec l'atmosphère, comme les eaux des lacs ou des torrents (points rouges) et les eaux qui portent la trace d'un parcours souterrain dans la roche (points noirs).

Ech.	Date prélèvement	T °C	pH	Cond (Ωm)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Cl (mg/l)	Ecoul.
P38	8/9/95	9.1	7.3	24.8	14.93	63.33	0.55	2.04	1.53	R
P39	8/9/95	10.1	7.6	30.5	10.46	60.5	1.01	0.62	-	R
P31	8/9/95	7.5	7.4	23.5	8.05	84.8	0.24	0.44	1.43	R
P50A	8/9/95	9.1	6.8	36.1	5.29	49.25	2.37	1.43	0.83	R
P50B	8/9/95	7.4	8.2	30.7	7.71	49.91	2.34	0.99	1.53	R
P35	27/10/95	-	6.8	23.6	2.96	48.6	0.41	1.06	1.03	R
CT9	8/9/95	17.5	7.9	27.8	14.7	52.81	0.65	2.72	1.53	R
P43	8/9/95	8.9	6.4	86.2	2.81	14.92	2.08	1.03	-	S
SR13	11/9/95	9.4	7.1	74.6	1.44	23.55	0.92	1.32	-	S
SR4	8/9/95	15.9	7.2	45.0	3.53	34.06	0.4	2.12	0.13	A
CT13	4/8/95	19.9	8.2	55.2	3.13	29.59	0.39	0.72	-	A
SR17	12/9/95	16.4	7.4	35.2	5.03	42.02	0.55	0.65	-	A
SR2	8/9/95	10.1	7.6	58.5	2.18	26.2	0.31	10.1	-	A

Tableau 4.3: Résultats des analyses géochimiques effectuées sur 13 sites. Le type d'écoulement est indiqué par les lettres suivantes. R: eau ayant traversé des roches calcaires. S: eau de ruissellement superficiel. A: eau en contact et équilibre géochimique avec l'atmosphère.

le ^{222}Rn se dégage progressivement dans le volume de la fiole. Le comptage de l'échantillon est ensuite effectué.

4.5.3 Résultats

4.5.3.1 Caractérisation géochimique

Les analyses de 13 systèmes hydrologiques sont présentées dans le tableau 4.3. Le type de circulation d'eau est déduit à partir de l'analyse du comportement agressif de chaque échantillon envers la calcite. Ainsi, trois géochimies principales ont été reconnues, qui caractérisent chacune un type de circulation d'eau. On distingue les eaux de ruissellement provenant principalement de la circulation superficielle des eaux de pluie. C'est le cas des échantillons P43 et SR 13. Les eaux en équilibre géochimique avec l'atmosphère traduisent un séjour important à l'air libre. Ce sont les eaux des lacs (CT 13, SR 4, SR 17) ou des torrents (SR 2). Enfin, les eaux excédentaires en calcium et dioxyde de carbone traduisent un parcours souterrain à travers des roches calcaires contenant de la calcite. Ainsi, ces sources témoignent des circulations de fluide actives au sein du massif sur le site de Sur-Frêtes. La relation entre la géochimie des eaux et le modèle de résistivité de la crête de Sur-Frêtes est discutée par (Hautot, 1999) et fera l'objet d'un article actuellement en préparation.

La température des sources varie entre 7 et 10 °C (tableau 4.3). De plus, la température de la source P38 a été mesurée de novembre 97 à mai 98 dans une cuve en béton située à l'exutoire de la source grâce un capteur de température Tinytag d'une précision de 0.4 °C. La température moyenne mesurée, qui s'élève à 5.6 ± 0.4 °C, est proche de la température mesurée dans la

Echantillon	Date	Activité (Bq.m ⁻³)	Incertitude (Bq.m ⁻³)
P38	12/10/95	11447	± 9218
P39	12/10/95	9590	± 8242
P31	12/10/95	6033	± 5859
P50A	14/09/95	57800	± 18960
	12/10/95	42229	± 17865
	18/10/95	36584	± 17462
	19/10/95	55452	± 19744
P50B	18/10/95	18467	± 12475
	19/10/95	30366	± 14622
CT9	12/10/95	6187	± 6062

Tableau 4.4: Activité ^{222}Rn dans l'eau des sources de Sur-Frêtes.

galerie de Roselend, qui s'élève à 6.2 °C. Ceci confirme une circulation souterraine de l'eau de la source, qui se traduit par l'équilibre thermique entre l'eau de la source et l'encaissant.

4.5.3.2 Caractérisation de l'activité radon des sources

Les mesures de l'activité radon dans les sources de Sur-Frêtes sont reportées dans le tableau 4.4. Parmi les sources analysées, seules les sources P50A et P50B montrent une activité radon moyenne supérieure à 15000 Bq.m⁻³. Ces sources présentent un débit faible comparé aux autres sources, qui montrent une activité radon inférieure à 15000 Bq.m⁻³. Ces mesures suggèrent que la perméabilité des roches traversées par les eaux de source est variable. En particulier, les eaux chargées en radon ont circulé à travers une matrice rocheuse de faible perméabilité. Leur temps de percolation suffisamment long a permis leur chargement en radon. Ces mesures illustrent donc l'existence d'une large gamme de perméabilité à l'échelle du site.

4.6 Synthèse

Nous avons montré dans ce chapitre que l'hétérogénéité géologique du site de Sur-Frêtes est marquée par la variabilité des propriétés électrocinétiques et de la structure de résistivité du milieu. De plus, l'existence de circulation d'eaux souterraines a été mise en évidence par les données de résistivité et les analyses géochimiques. Elles montrent que les propriétés hydrologiques du site sont variables à l'échelle du site, et impliquent l'existence de réseaux poreux de perméabilité différentes. Certaines de ces données seront utilisées dans les chapitres suivants.

Chapitre 5

Effets électrocinétiques en milieu naturel

Ce chapitre est consacré à la mise en évidence de phénomènes électrocinétiques à l'échelle naturelle. Les variations spatiales et temporelles du potentiel électrique mesurées dans l'expérience de Sur-Frêtes sont analysées en relation avec les variations de niveau des lacs de Roselend et La Gittaz. Nous étudions ensuite le comportement dans le long-terme du réseau électrique de Sur-Frêtes. Nous présentons également une étude des variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente au Népal occidental.

5.1 Variations de potentiel électrique associées aux variations annuelles du niveau du lac de Roselend

Cette partie concerne des mesures de potentiel électrique réalisées entre novembre 1995 et septembre 1997. Des variations de potentiel électrique d'environ 120 mV mesurées au point CH du réseau électrique sont corrélées de façon linéaire aux variations annuelles de niveau du lac de Roselend, avec un facteur d'environ 2 mV par mètre d'eau. Une cartographie détaillée du potentiel électrique réalisée autour du point CH montre que ce point se situe sur la bordure d'une zone d'anomalie négative de potentiel électrique. Ces observations suggèrent l'existence d'un effet électrocinétique associé à une circulation d'eau dont le débit est contrôlé par le niveau du lac de Roselend. De plus, l'amplitude des variations de potentiel électrique mesurées sur le site est comparable aux mesures d'électrofiltration réalisées en laboratoire.

Electric potential variations associated with yearly lake level variations

Frédéric Perrier, Michaël Trique, Benoit Lorne, and Jean-Philippe Avouac

Laboratoire de Détection et de Géophysique, DASE, Commissariat à l'énergie atomique, Bruyères-le-Châtel, France

Sophie Hautot and Pascal Tarits

UMR CNRS "Domaines Océaniques", IUEM/UBO, Plouzané, France

Abstract. Electric potential variations have been recorded from November 1995 to February 1996 and continuously since October 1996 at 14 measurement points on a one km wide ridge separating two lakes in the French Alps. The levels of the lakes vary by several tens of meters on a yearly cycle, inducing stress variations and fluid percolation. At one point, unambiguous variations as large as 120 mV are observed over a year, linearly correlated with the levels of the lakes with a magnitude of 2 mV per meter of water level change. This particular measurement point lies at the edge of a SP anomaly, which supports the presence of a localized zone of ground water flow forced by the lake level, suggesting an electrokinetic mechanism. The observed correlation implies a ζ -potential of the order of -8 mV for a 60 Ω m electrolyte, in agreement with laboratory measurements.

Introduction

Electric potential variations have been observed in some instances before earthquakes [Park *et al.*, 1993], for example in China [Raleigh *et al.*, 1977] or Greece [Varotsos *et al.*, 1993]. These observations are sparse, their correlation with earthquakes in Greece is still a matter of debate [Geller *et al.*, 1996], some may be affected by serious instrumental problems or the presence of industrial noise [Gruszow *et al.*, 1996] and they are usually not confirmed by independent measurements using other geophysical methods. One objection to the possibility of such earthquake precursors is that no definite physical model is available to account for the observations. There is however a theoretical possibility that electrical signals can be generated in the crust through the electrokinetic effect [Mizutani *et al.*, 1976; Bernard, 1992]. Large amounts of crustal fluids are involved during the physical processes of the earthquake cycle [e.g., Nur and Booker, 1972; Muir-Wood and King, 1993]. In addition, the electrokinetic effect has been studied in the laboratory with rock samples and variations are observed during deformation and rupture [Jouniaux and Pozzi, 1995]. Spontaneous potential (SP) anomalies are measured in geothermal fields [Corwin and Hoover, 1979] and some SP signals were shown to be related to the subsurface flows induced by the opening and closure of wells [Ishido *et al.*, 1983]. Clear magnetic and electric signals have been observed to be associated with water flow in active volcanoes [e.g., Zlotnicki and Le Mouél, 1990; Hashimoto and Tanaka, 1995]. It appears therefore interesting to investigate further the relationship between electric potentials, stress variations and hydrogeological circulations in geophysical systems where the stress changes are

known and controlled. For example, signals have been observed on the pillar of a limestone quarry in France in relation to stress changes [Morat and Le Mouél, 1992]. Following this approach, we set up an experiment in a kilometer-size system, at a site in the French Alps located in the vicinity of artificial lakes subject to annual level variations. In this paper, the first observations are presented, and a preliminary interpretation is proposed.

The site of the Sur-Frêtes experiment

The site is located in the French Alps, 30 km south-west of Mont Blanc, at the geological contact between the Belledone crystalline basement and Mesozoic sedimentary layers (Figure 1). Artificial lakes are created by two dams set against the crystalline rocks: the Roselend lake (187×10^6 m³), and the smaller Gittaz lake (13×10^6 m³) which communicates with the Roselend lake through an underground pipe. The electrical measurements are done across the Sur-Frêtes ridge which separates the two lakes (Figure 1). This ridge has a complicated geological structure, and involves several highly tectonized Permo-Trias sedimentary units, lying unconf ormably on the Belledone crystalline basement and overthrust by Jurassic calcareous sheets. Structures trend N30°E and dip about 50° to the east. Highly contrasted hydrogeological and physical properties are observed along the ridge, as confirmed by VLF and SP geophysical surveys.

The levels of both lakes vary by several tens of meters on a yearly cycle, inducing stress variations and fluid percolation. The yearly amplitude of the deformation measured with a tiltmeter installed in a tunnel located in the gneiss 1.5 km south-west of the Sur-Frêtes ridge amounts to 5 μ rad. The site is covered with snow, and is not accessible from December to May. The lake level cycle is correlated with the yearly meteorological cycle only during the snow melting time at the end of spring. The lake level regression is artificially induced since it depends on the needs of electric power production.

The Sur-Frêtes electric potential array

The electrical array consists of 14 measurement points. Two measurement points were set on the floor of the lakes in order to be as close as possible to the sources of deformation. On the ridge, the measurement points are located near geological contacts in order to benefit from possible amplifications resulting from resistivity contrasts. In particular, a large static SP anomaly of -600 mV with respect to the reference point BC was found to be associated with the coal bearing sandstone, and this anomaly and its borders were instrumented. The electrical potentials are measured using second generation Pb/PbCl₂/kaolinite electrodes [Petiau, 1996], installed in a 1.2 to 1.5 m deep 40 cm diameter holes in 30 liters of salted clay. This set-up was tested in Garchy (France) during an international intercomparison experiment, and

Copyright 1998 by the American Geophysical Union.

Paper number 98GL01139.
0094-8534/98/98GL-01139\$05.00

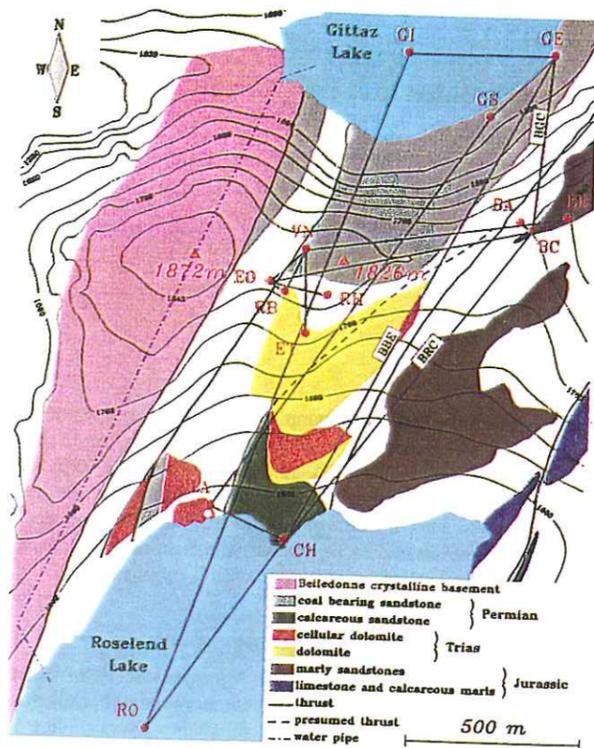


Figure 1. Geological map of the Sur-Frètes ridge and the electric potential array. Electric potential measurement points are identified by two letters.

was demonstrated to provide a stability of the order of 1 mV per year with a drift noise varying between 0.4 and 0.8 mV per month [Perrier et al., 1997]. The electrodes are combined into 20 dipoles in order to provide redundancy. Several measurements are made in the same hole with independent electrodes. Electric potential resulting from the evolution of the electrode itself or of its interface with the soil can be identified when potential differences on a closed loop are compared. For example, the combination RTNS=BBE+BGC-BRC cancels all real electrical signals and contains the sum of all drift artifacts of the 6 independent electrodes of the BBE, BGC and BRC dipoles (Figure 1). All electrical signals are connected to a measuring

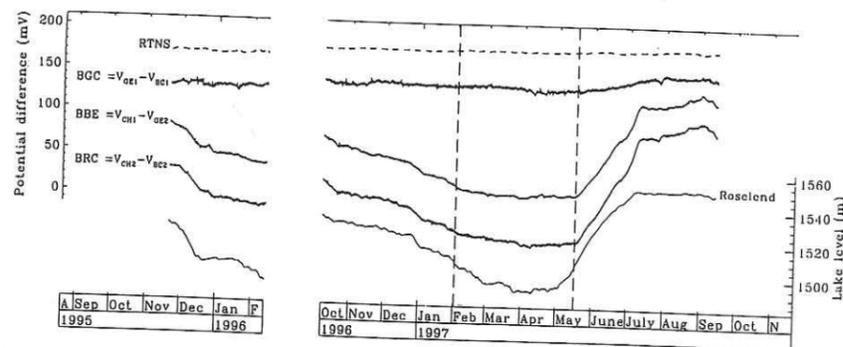


Figure 2. Potential differences for the BGC, BRC and BBE dipoles as a function of time. The averages values of BGC, BRC, BBE and RTNS are arbitrary. The signals are low-frequency filtered above two days. The dashed lines represent the level below which no correlation is observed between the electric potential and the water level.

station located on the ridge. Potential differences are read by high input-impedance amplifiers, filtered with a corner frequency of 33 mHz, and digitized at a frequency of 0.1 Hz. One minute averages are stored and transmitted to the laboratory every day by a radio-phone link. Meteorological parameters are registered with a sampling rate of 5 minutes. In this paper, electric data are further low-pass filtered at 2 days.

First observations

The experiment, installed in October 1995, recorded its first data in November 1995. From March 1996, some cables were damaged and had to be repaired. The data have been recorded continuously since October 1996. Some dipoles show strong yearly variations. In Figure 2, three potential differences are displayed as a function of time: the 540 m-long BGC dipole, the 1.1 km-long BRC dipole and the 1.5 km-long BBE dipole, as well as the combination RTNS. Over the October 1996 to September 1997 period, variations of the order of 120 mV are observed on BBE and BRC dipoles, and of the order of 20 mV on BGC. The RTNS combination is stable over a year within better than 1 mV. This indicates that the observed signals are real, and that the electric potential data, with stabilities comparable or better than measured in Garchy [Perrier et al., 1997], are of excellent quality. The other recorded dipoles show smaller time variations except the two dipoles pointing to the CH point (BBR and LRB, Figure 1). This implies that it is the potential of the CH point with respect to the other potential measurement points that exhibits the majority of the variation. This is also true for the first part of the data from November 1995 to February 1996 (Figure 2) with a similar amplitude, demonstrating that, although only one complete yearly cycle is available for the moment, the phenomenon is remarkably reproducible. The CH point is located on the bank of the lake, close to the maximum level of the Roselend lake (1557 m), on the edge of a steep reef of calcareous sandstone (Figure 1). The potential of the point CH is clearly related to the level of the Roselend lake, also shown in Figure 2. The correlation is nearly linear, with a variation of about 1.6 mV per meter of water level change during the first period and 2.4 to 2.8 mV per meter of water level change from October 1996 to September 1997. It is interesting to note that the order of magnitude of this effect is in agreement with the value of 1.4 mV/m obtained by Gex [1980], who related the maximum SP measured below seven dams to their water level. However, there is no further electrical variations when the level of the Roselend lake is below 1507 m (Figure 2).

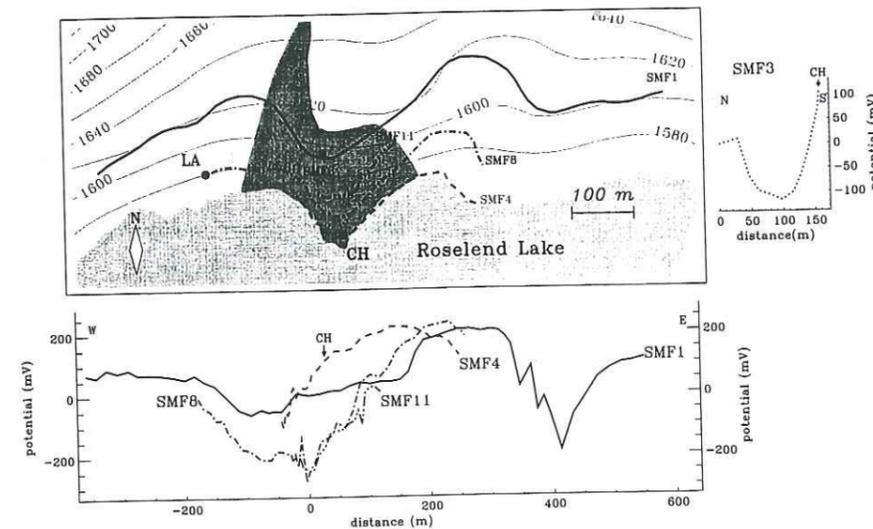


Figure 3. Self-Potential survey of July 1997. The reference point is indicated by the square. The shaded area corresponds to the calcareous sandstone formation (Figure 1).

Interpretation

The electric potential variation at point CH requires the variation of either an electrical source, or of the resistivity of the medium between a constant electrical source and the measurement point. The resistivity of the medium could vary through the change of the level of the water, which has a resistivity of 55 Ω m. However, in that case, we would expect an observable signal on other points, and in particular at the RO lake point and the LA point near the Roselend lake (Figure 1). Also, there would be no reason why the variation of the electrical potential would be linearly correlated with the water level. Since the electrical signal is large near the CH point only, we will rather assume that an electrical source exists in the neighborhood of this point, and that its intensity must be proportional to the water level of the lake by some mechanism.

A detailed SP survey was performed in July 1997 around the CH point, when the Roselend lake was at its highest level (Figure 3). Spatial SP variations roughly follow the geological structures, but one can see an additional strong anomaly within the Permian calcareous sandstone formation (see also Figure 1), with a radius of about 100 meters and a magnitude of -200 mV (profile SMF3). The point CH is on the edge of this anomaly, so that it probably monitors its time variations. Our measurements suggest that this anomaly is small when the level of lake is high, and large when the level of the lakes is low. We therefore infer the presence of an

electrokinetic source associated with a ground water flow modulated by the lake water level.

Hydrogeological investigations performed before the construction of the Roselend dam support the presence of ground water flow [EDF, 1951]. Perched aquifers were found in a borehole located in the nearby cellular dolomite formation. A spring located at an altitude of 1480 m, that was probably related to the aquifers sampled by the borehole, indicated a large water discharge associated with a stable water temperature. Level variations in the borehole were reported, indicating a relatively high permeability of the formations.

These observations lead to the following conceptual model, sketched in Figure 4. The SP anomaly near point CH in Figure 3 corresponds to an underground vertical column of percolating fluid, creating streaming potentials. The vertical column has a permeability such that a constant level of the interstitial water is maintained from a higher aquifer. The bottom part of the column is connected to the lake through a high permeability zone, which constrains the pressure at the bottom of the column to be equal to the water level in the lake. When the lake is at the level corresponding to the piezometric level in the column, there is no pressure gradient in the column and no potential.

When the lake level is lower than the stable piezometric level in the column by a height Δh , there is a streaming potential producing a negative potential above the column.

For the purpose of getting a first order estimate of the maximum effect, the leakage current through the medium in which the vertical column is inserted will be neglected. The magnitude of the potential drop along the column is then given by $C_s \rho g \Delta h$, where C_s is the streaming potential coefficient of the rock, and ρ is the water density. As the upstream of flow in rocks containing quartz is usually negatively charged (C_s positive, e.g., [Morgan et al., 1989]), the generated potential has the proper sign to explain the observations. In addition, when the water is below the exit point of the high permeability zone (Figure 4), there is no more effect on the potential. The exit point of the high permeability zone in Figure 4 could actually be associated with a source at an altitude of 1503 m, indicated on early maps. Such a simple model accounts qualitatively for the features of the data.

The value of the streaming potential coefficient can be estimated from the observed correlation. If one can assume that

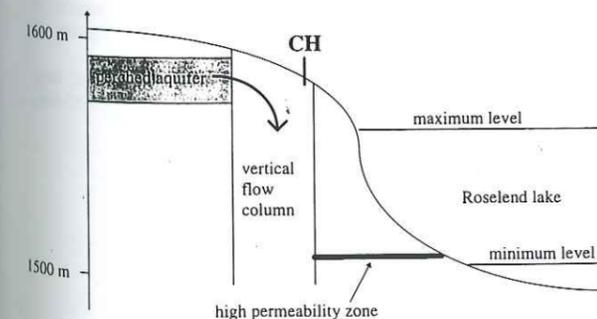


Figure 4. Preliminary interpretation for the time variation of the electric potential at point CH.

the potential of the point CH is representative of the potential at the top of the column with respect to infinity, then the potential drop along the vertical column is of the order of 40 mV/0.1MPa. The temperature of the water column is about 7°C, typical value of the spring waters of the site. Assuming the temperature dependence given by Morgan *et al.* [1989], the streaming potential coefficient at 25°C would then be 34 mV/0.1MPa. From this value, it is useful to extract the value of the ζ -potential which characterizes the mineral surface properties. It is related to the streaming potential by $C_s = -\epsilon\zeta\rho_f/\eta$, where ϵ is the water permittivity, η its dynamic viscosity and ρ_f its resistivity [e.g., Mizutani *et al.*, 1976; Morgan *et al.*, 1989]. We obtain a ζ potential of -8 mV for $\rho_f = 60 \Omega\text{m}$ at 25°C.

The ζ potential of various crushed samples from the Sur-Frêtes site has been measured in the laboratory [Lorne *et al.*, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1998]. For the Permian calcareous sandstone constituting the reef at point CH, a value of -8.6 mV has been measured at 25°C for a KCl solution with $\rho_f = 300 \Omega\text{m}$ and $pH=5.7$. This value can be translated to the field conditions using scaling relations obtained experimentally. For $\rho_f = 60 \Omega\text{m}$, $pH=7$ and a typical mineral water ion composition, the ζ -potential becomes -4.7 mV. The agreement between this value, and the value of -8 mV inferred from the field, is strongly supporting the proposed interpretation.

Implications for earthquake precursors

More work is needed to assess whether the observations presented in this paper are relevant to the geophysical processes induced by the preparation of an earthquake. It is however interesting to note that the signals observed on the Sur-Frêtes site are local: they are mainly associated with a single heterogeneous formation. Large effects are not observed on other points of the electrical array. The yearly stress variations of the Sur-Frêtes ridge can be estimated assuming an elastic half-space, and are of the order of 10^4 Pa. This is similar for example to the yearly increase of stress in the neighborhood of a fault where an earthquake of magnitude 7 occurs every about hundred years [Scholz, 1990]. So this experiment may be useful to assess the electrokinetic effect that could be expected in the vicinity of a fault during stress accumulation. If an electrical effect is to be produced at large distance from the earthquake source, one has to imagine a mechanism where the stress changes are transferred to large distance by a network of fractures, or a mechanism based on fluid instabilities [Bernard, 1992]. The model shown in Figure 4 is characterized by the coupling between a vertical flow column, and a high-permeability zone linking it to the reservoir. Such a structure of faults could exist in the crust, as suggested by the amounts of water released over large areas after earthquakes [Muir-Wood and King, 1993]. However, no transient effect, possibly triggered by deformation, has been observed up to now at point CH.

Acknowledgments. This experiment was funded by the Environment Program of the Commissariat à l'Énergie Atomique, and by the Ministry of Environment. The authors pay homage to G. Sellier who installed the CH measurement point, his last field work before his untimely death. G. Petiau is thanked for sharing with us his tremendous expertise on electrodes, and EDF for its water level data and access to the lakes.

References

- Bernard, P., Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 97, 17531-17546, 1992.
- Corwin, R.F., and D.B. Hoover, The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44, 226-245, 1979.
- Electricité de France, Service Géologie, Note géologique sur l'étanchéité de la cuvette de Roselend en direction du col de Sur-Frêtes, Report 1-2-1951, 1951.
- Geller, R., Editor, Debate on «VAN», Special issue, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1291-1452, 1996.
- Gex, P., Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages, *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 75, 39-50, 1980.
- Gruszow, S., J.C. Rossignol, A. Tzanis, and J.L. Le Mouél, Identification and analysis of electromagnetic signals in Greece: the case of the Kozani earthquake VAN prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2025-2028, 1996.
- Hashimoto, T. and Y. Tanaka, A Large Self-Potential Anomaly on Unzen Volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 191-194, 1995.
- Ishido, T., H. Mizutani, and K. Baba, Streaming potential observations, using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature, *Tectonophysics*, 91, 89-104, 1983.
- Jouniaux, L., and J.P. Pozzi, Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, 10,197-10,209, 1995.
- Morat, P., and J.L. Le Mouél, Electrical signals generated by stress variations in porous non saturated rocks, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 955-963, 1992.
- Morgan, F.D., E.R. Williams, and T.R. Madden, Streaming potential properties of westerly granite with applications, *J. Geophys. Res.*, 94, 12,449-12,461, 1989.
- Muir-Wood, R., and G.C.P. King, Hydrological Signatures of Earthquake Strain, *J. Geophys. Res.*, 98, 22,035-22,068, 1993.
- Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura, and S. Ohnishi, Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 365-368, 1976.
- Nur, A., and J.R. Booker, Aftershocks caused by fluid flow, *Science*, 175, 885-887, 1972.
- Park, S.K., M.J.S. Johnston, T.R. Madden, and H.F. Morrison, Electromagnetic Precursors to Earthquakes in the ULF band: a review of Observations and Mechanisms, *Rev. Geophys.*, 31, 117-132, 1993.
- Perrier, F., G. Petiau, G. Clerc, V. Bogorodsky, E. Erkul, L. Jouniaux, D. Lesmes, J. Macnae, J. Meunier, D. Morgan, D. Nascimento, G. Oettinger, G. Schwarz, H. Toh, M. Valiant, K. Vozoff, and O. Yazici-Çakin, A one-year systematic study of electrodes for long period measurement of the electric field in geophysical environments, *J. Geomag. Geoelec.*, 49, 1677-1696, 1997.
- Petiau, G., Pb/PbCl₂ Electrodes: second generation. *Proceedings of the Workshop "Electrodes", Garchy, April 24-29, 1995* (Edited by G. Clerc, F. Perrier, G. Petiau, and M. Menvielle), 49-51, 1996.
- Raleigh, B., P. Molnar, T. Hanks, A. Nur, J. Savage, H. Craig, R. Turner, and G. Bennett, The prediction of the Haicheng earthquake, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 58, 236-272, 1977.
- Scholz, C.H., *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 439 pp., Cambridge University Press, 1990.
- Varotsos, P., K. Alexopoulos, and M. Lazaridou, Latest aspects of earthquake prediction in Greece by seismic electric signals, II, *Tectonophysics*, 224, 1-37, 1993.
- Zlotnicki, J., and J.L. Le Mouél, Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise Volcano, *Nature*, 343, 633-636, 1990.

(Received November 6, 1997; revised February 13, 1998; accepted March 20, 1998)

5.2 Analyse spatiale et temporelle du potentiel électrique

Dans cette partie, nous analysons tout d'abord les variations spatiales du potentiel électrique en relation avec la géologie du site de Sur-Frêtes. De plus les variations de potentiel électriques mesurées sur les berges et le fond des lacs de Roselend et La Gittaz sont étudiées en relation avec les variations de niveau des deux lacs. De plus, nous présentons les mesures électriques réalisées au moyen des réseaux électrique de répétition. Enfin les variations de polarisation du champ électrique induit sont étudiées. Plusieurs modèles sont discutés pour expliquer les variations de potentiel électrique observées. La relation entre les mesures réalisées sur le terrain et les mesures d'électrofiltration sera également analysée.

The Sur-Frêtes experiment I: spatial and temporal analysis of the electric potential

Michaël Trique, Frédéric Perrier, Jean-Philippe Avouac and Thierry Froidefond
Commissariat à l'Énergie Atomique, Laboratoire de Détection et Géophysique
BP12, F- 91680 Bruyères-Le-Châtel

Preliminary version to be submitted to *J. Geophys. Res.*

Abstract

Electric potential variations have been measured continuously from 1995 to 1998 at 14 points on a ridge separating two reservoir lakes in the French Alps. The lakes have level variations of more than 50 m over yearly cycles. The static distribution of the electric potential is characterized by negative anomalies of -600 mV within coal bearing sandstones. The electric potential of three points located on the bank of the two lakes display temporal variations which are correlated to the level variations of the reservoir with a maximal magnitude of about 4.2 ± 2.0 mV per meter of water. For two points located on the bottom of each lake, the variations are anti-correlated to the lake level variations, with a maximal magnitude of about -1.5 ± 0.4 mV per meter of water. We test the possibility that the electric potential may be produced by one far or local electric source with constant amplitude, modulated by the resistivity changes due to lake level variations, and conclude that local sources with amplitude modulated by the lake level, have to be invoked to explain the observed electric potential variations. We therefore propose that electric potential variations on the surface are produced through an electrokinetic effect by the groundwater flow forced by the water level of the lakes. The decrease of the electric potential with increasing depth on the bottom of the Roselend lake, evidenced by static electric potential measurements, confirms the proposed electrokinetic model. Moreover, the sensitivity of the electric potential to the lake level has been observed to decrease on the Roselend side with increasing elevation from repeated electric potential measurements in an auxiliary network. These measurements, which are consistent with the geometrical decay of the electric potential due to the proposed electrokinetic source, constrains the electrokinetic source to be localized at the subsurface of the lake side. In addition, groundwater flow of water inside the Roselend lake bank is supported by the observed static shift variations measured on the ridge and related to the level variations of the Roselend lake with a time delay of one to two months. Laboratory measurements of the streaming potential have been performed on three crushed samples of the permian sandstone, where the largest electric potential variations were measured. They indicate that the streaming potential varies by a factor 3 at the 100 m scale on the same geological unit. The experiment provides a concrete example of the electrokinetic effect in a complicated natural system, and provides clues on the relations between underground fluid flow and electric potential variations.

1. Introduction

Electric potential variations have been reported to precede earthquakes in active tectonic areas, for example in California [Corwin and Morrison, 1977], in Kamchatka [Sobolev, 1975], in China [Raleigh et al., 1977], or in Greece [Varotsos et al., 1991]. However, the relationship between these observations and the seismicity remains questionable [Geller, 1996; Geller, 1997], essentially because of the lack of redundancy [Morrison et al., 1979]. Furthermore, a meteorological or instrumental origin of the signals can not be excluded, whereas the electrical effects induced by meteorological effects such as rainfall or soil humidity changes and by instrumental defects have amplitude and period similar to those of the electrical precursors [Perrier et al., 1997, Clerc et al., 1998]. Moreover, anthropic electrical sources have been proposed to explain the occurrence of some of the VAN electrical precursors [Gruszow et al., 1996; Pham et al., 1998; Pham et al., 1999].

However, laboratory experiments have shown that electric potential variations can be generated by the variations of the stress applied on rock samples through the piezoelectric effect [Yoshida et al., 1997; Yoshida et al., 1998; Sasaoka et al., 1998]. Electrical signals can also be generated through the electrokinetic effect [Mizutani, 1976], as fluid flows in rocks. Moreover, variations of the amplitude of the electrokinetic effect are observed to occur during the deformation and before the rupture of saturated sandstones [Jouniaux and Pozzi, 1995 a, b]. The electrokinetic effect is also involved in the generation of electric potential variations before the rupture of saturated sandstones [Yoshida et al., 1998]. As fluids are involved in the physical processes of the earthquake cycle [Nur and Booker, 1976; Muir-Wood and King, 1993; Noir et al., 1997], the electrokinetic effect is therefore a good candidate to explain the generation of electrical signals related to the seismic cycle [Bernard, 1992].

Furthermore, the electrokinetic effect is often proposed to explain static self potential anomalies in natural systems. The positive anomalies reported in volcanic areas [Malengreau et al., 1994; Zlotnicki et al., 1994; Hashimoto and Tanaka, 1995; Ishikawa et al., 1997; Lénat et al., 1998; Michel and Zlotnicki, 1998] and geothermal fields [Zohdi et al., 1973; Corwin and Hoover, 1979] are associated through the electrokinetic effect with the hydrothermal activity along fractured zones. In the vicinity of reservoir lakes, the static self-potential anomalies are proposed to be produced by the electrokinetic effect due to the water flow out of the reservoir [Bogoslovsky and Ogilvy, 1970; Gex, 1980]. The electrokinetic effect is invoked to explain the temporal variations of the electric field observed before a volcanic eruption [Fujinawa and Kumagai, 1992]. The temporal variations of the geomagnetic field observed to be related to the volcanic activity may also be explained by the electrokinetic effect through the water circulation in the volcanic system [Zlotnicki and Le Mouél, 1988; Zlotnicki and Le Mouél, 1990]. The existence of the electrokinetic effects in natural systems is also evidenced by the temporal variations of the electric potential associated with periodic spring discharge [Perrier et al., 1999] or with stress changes in quarries [Morat et al., 1989; Morat et al., 1992].

In order to investigate the electrical effects induced by fluid flow in a natural system, we set up in 1995 an experiment in the French Alps, in the vicinity of two reservoir lakes. We observed electric potential variations associated with the yearly level variations of the largest reservoir lake [Perrier et al., 1998]. An electrokinetic phenomenon induced by the ground

water flow forced by the lake level was proposed to explain this relation. Here, we report more detailed observations of the static and dynamical electrical features of the site. In particular, we present the electric potential variations and the static shift variations observed to be related to the level variations of the reservoir lakes. Consequences of these measurements for the evaluation of the earthquake precursors are discussed

2. Description of the experiment

2.1 General description of the site

The Sur-Frêtes experiment is located in the French Alps, 30 km south-west of the Mont Blanc, at the geological contact between the Belledonne crystalline basement to the west and highly tectonized permo-triassic units to the east, overthrust by Jurassic sheets (Figure 1). The main contact separating the different geological units are sub-vertical with a N30E trend.

The Sur-Frêtes ridge is oriented in the east-west direction and has a maximal elevation of 1826 m. It separates the Roselend basin in the south from the La Gittaz basin to the north, and presents a topographic slope of about 25 and 40° on the southern and northern side respectively. The Sur-Frêtes ridge separates the Roselend and La Gittaz reservoir lakes, which are enclosed by two dams set against the crystalline rocks (Figure 1). The Roselend lake, having a capacity of $183 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, communicates through an underground water pipe with the smaller Gittaz lake, having a capacity of $13 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. The two lakes collect the water from the natural drainage basin of 55 km^2 and from 206 km^2 of neighboring drainage basins through an array of underground water pipes [Janod, 1957]. The lakes are emptied according to the needs of power electricity. From December to May, the site is covered by snow. The lake level cycle is correlated with the meteorological cycle only during the snow melting period from the late spring to the summer. The amplitude of the lake level cycle depends mainly on the snow cover thickness and consequently slightly differs from year to year. The amplitude of the yearly cycle ranges from 50 to 70 meters for the Roselend lake and from 35 to 50 meters for the Gittaz lake. The regular pattern of the yearly water level cycles is crucial to assess the reproducibility of the electrical measurements.

2.2 Continuous electric potential measurements

The electric potential array is composed of 14 measurement points, forming 20 dipoles (Figure 1), which are listed in the table 1. The electrodes used in this experiment are Pb/PbCl₂/kaolinite second generation Petiau electrodes [Petiau, 1995]. They are installed in 1.2 to 1.5 meters deep holes having a 40 cm diameter, and placed in 30 liters of salted clay (Figure 2a). The volume of salted clay is inserted between two horizontal plastic sheets in order to avoid drainage by shallow water circulation. This set-up was demonstrated to provide a stability of the order of 1 mV per year with a drift noise varying between 0.4 and 0.8 mV per month during the one-year Garchy intercomparison experiment [Perrier et al., 1997]. The electrodes located in the lakes have been set on the bottom from the surface of the lake. Each measurement point contains as many electrodes as dipoles connected to it. This set-up allows the control of the redundancy and the stability of the electrical measurements. For example, the combination $RCLL = LLS - LRB - BBE + LGB = (V_{GH1} - V_{RO1}) + (V_{RO3} - V_{CH2}) + (V_{CH1} - V_{GE1}) + (V_{GE2} - V_{GB3})$ cancels all real electrical signals and contains the sum of the drift artefacts of the 8 independent electrodes forming the four dipoles. All the electrical dipoles are connected to a

measuring station located on the top of the Sur-Frêtes ridge. The potential differences are read by a high input-impedance amplifier and filtered with a corner frequency of 30 Hz. The magnetic field is recorded with one three components flux gate magnetometer installed at 50 cm depth on the top of the ridge, and filtered with a corner frequency of 30 Hz. The potential differences, as well as the three components of the magnetic field, are digitized at a frequency of 0.1 Hz. One minute averages are stored and transmitted automatically to the laboratory every day by a radio-phone link. One meteorological station is also installed on the top of the Sur-Frêtes ridge, recording the barometric pressure, the air and soil temperature, the air and soil relative humidity, the rainfall, the snow cover thickness, the sunshine as well as the direction and speed of the wind. The meteorological parameters are registered with a sampling rate of five minutes.

We present the electric potential variations recorded by the continuous electric potential array from October 1995 to December 1998. The missing of data were caused by the damage of cables from March to October 1996, and by data acquirement problems in December 1997. In December 1998, one large avalanche destroyed aerial connection of the electric potential array and the phone cables.

2.3 Temporary measurements of the electric potential

In order to investigate the spatial variability of the electrical response reported in [Perrier *et al.*, 1998], we set-up in June 1998 two temporary electric potential arrays in the vicinity of the points where electric potential variations have been observed to be related to the lake level variations. One electric potential array is set up near the CH point in the calcareous sandstone, and is composed of 11 measurement points (Figure 3a). The elevation of the points is comprised between 1550 m for the point 10 and 1610 m for the point 1. The second temporary electric potential array, which is located on the Gittaz side in the coal bearing sandstone near the GE point, is composed of 7 measurement points (Figure 3b). The points 4, 5, 6 and 7 are approximately at the same elevation of 1570 meters whereas the points 1, 2 and 3 are located at an elevation of 1605 meters.

Each measurement point is composed of a 60 cm long plastic tube with a 8 cm diameter, installed in a 50 cm deep hole (Figure 2b). Two liters of salted clay were put in the bottom of each hole, after the installation method given by Clerc *et al.* (1998). The electric potential between two travelling electrodes placed temporary at the bottom of the holes is then recorded with a high impedance voltmeter. We also used for these measurements Pb/PbCl₂/kaolinite second generation Petiau electrodes [Petiau, 1995]. One measurement point of each temporary array is located at a few tens of cm from a point of the continuous electric potential array, which allows to relate the measurements to the potential of the BC point. The electric potential differences between the points of the temporary arrays are measured at different dates. Four sets of measurements were available for the temporary array of the Roselend side, whereas three sets of measurements were performed on the Gittaz side, over a period of 5 months.

3. Characterization of the static electric potential

3.1 Methods

The characterization of the static electric potential has been performed on four different

areas of the site: the Sur-Frêtes ridge (September to October 1995), the area around the Gittaz lake (September to October 1995 and July 1997), the northern part of the bank of the Roselend lake (September to October 1995 and July 1997) and the northern part of the bottom of the Roselend lake (September 1998) (Figure 4). Two different methods were used to set the static map of the electric potential. From September to October 1995, a mobile dipole method was used: a 50 meters long dipole is displaced along profiles and the order of the electrodes is inverted between two consecutive measurements in order to reduce the instrumental drift noise of the electrodes during the experiment. However, the error value was estimated to be of the order of 80 mV per kilometer of profile. In July 1997, the profiles were measured using a fixed electrode for profiles having a maximal length of 600 meters. The error value was estimated to be less than 2 mV for one profile. The two electric potential profiles P1 and P2 on the bottom lake were performed using a fixed electrode located at about 1 m from the CH point on the Roselend bank, taken as reference (Figure 4). The mobile electrode was moved from a boat at the bottom of the lake every 50 m from the lake side.

3.2 Distribution of the static electric potential

The electric potential reference is taken on the Sur-Frêtes ridge at the BC point (Figure 4). The electric potential ranges from -600 to +300 mV. The electric potential on the both sides of the Sur-Frêtes ridge does not display any variation related to the topography, as observed by Corwin and Hoover [1977]. However, the electric potential on the P1 profile, located on the bottom of the Roselend lake, is rising with increasing depth with a ratio of about 2.8 mV per meter depth (Figure 5). For the P2 profile, this behavior is observed only between 30 and 90 meters depth, with a ratio of about 2.5 mV per meter depth, whereas the electric potential does not vary by more than 15 mV above 30 meters depth.

Three negative anomalies, which amplitude is ranging between -600 mV and -400 mV, are observed to be located on the permian sandstone. The anomaly on the top of the Sur-Frêtes ridge is enclosed on its southern part by the contact with the dolomites. The electric potential profile between the GS and the GI point have been repeatedly measured in October 95 and June 97. No changes of the electric potential greater than 50 mV has been observed between the two dates, indicating that this negative anomaly is stable with time. Moreover, the electric potential profiles performed around the Gittaz lake in July 1997 present similarities along the main geological axis. Indeed, in Figure 6, the electric potential profiles are projected along a N105° direction which is approximately perpendicular to the main N20° geological axis. The maximal amplitude of the electric potential anomaly reaches -600 mV for the north-eastern and south-eastern side, and the lateral variations of the electric potential are similar on both sides of the Gittaz lake. The patterns of the electric potential measured on the profile SMF16 appear to be shifted by about 250 m eastwards. This may be produced by the local clockwise rotation of the geological axis.

We performed Schlumberger resistivity measurements in the northern part of the negative electric potential anomaly located near the GE point (Figure 7). The ground resistivity has been determined for two different configurations (AB= 200 m, MN= 20 m and AB= 20 m, MN= 2 m), corresponding respectively to the sounding depths of 5 m and 50 m. The apparent electrical resistivity at 5 meters depth is found to be one order of magnitude greater than the electrical resistivity of the 50 m thick bedrock. The electrical resistivity

outside the electric potential anomaly ranges from 200 to 400 Ωm at 5 meters depth and from 30 to 50 Ωm at 50 meters depth. Within 100 meters, the electrical resistivity is decreasing by about one order of magnitude, whereas the electric potential is decreasing from 0 to -600 mV. Static negative electric potential anomaly of -600 mV associated with a resistivity decrease of more than one order of magnitude inside a metamorphic complex has been related to the presence of graphite deposits [Stoll *et al.*, 1995]. The oxydo-reduction processes acting at the mineral-electrolyte interface was proposed to explain the electric potential anomaly. Graphite layers are also present in the coal bearing sandstone unit, as evidenced by the high electrical conductivity, which reflects the presence of a large fraction of conductive phases. Therefore, the negative electric potential anomaly may result from electrochemical processes associated with the graphite layers contained inside the coal bearing sandstone unit aligned along the geological axis. An other example of static negative potential anomaly ranging from -400 to -1000 mV associated with the presence of graphitic rocks inside coal bearing sandstones were reported by Gex [1982].

4. Electrical effects associated with lake level variations

4.1 Short term magnetic field and electric potential variations

The short-term magnetic field variations result mainly from the interaction between the permanent magnetic field of the earth and the flow of plasma from the sun [Zdhanov, 1987]. Figure 8 displays the magnetic field variations and the electric potential differences converted in field variations of seven dipoles of the continuous array (Figure 1) for a three days period (from 2nd to 4th August 1997). The observed electric field variations have amplitude ranging from 100 to 1000 mV/km. The coherence between the electrical signals confirms the quality of the electrodes at this frequency range.

The electric field in the frequency range between one minute and one day is mainly induced by the magnetic field variations. In the power spectrum calculated on a 800 days period of the vertical component of the magnetic field, the diurnal component and its harmonics are clearly evidenced (Figure 9a). The component at 12.42 hours corresponds to the M_2 tidal modulation of the magnetic field induced by the displacement of the plasma particles attracted by the moon [Egbert *et al.*, 1992]. These main components are present on the power spectrum of one 800 days long data segment of the VNS dipole (Figure 9b), attesting that the electrical signals at this frequency range are mainly dominated by the magnetotelluric response to the ambient magnetic field variations.

The amplitude of induced electrical signals is defined by the resistivity structure, which tend to deflect the currents lines in a direction perpendicular to the main conductivity contrasts [Zdhanov, 1987, Le Mouél and Menvielle, 1982, Menvielle and Tarits, 1986]. Shallow resistivity structure affects the amplitude of the signals by a frequency-independent factor referred to as static-shift (Jones, 1988).

In the context of the Sur-Frêtes ridge, the induced electrical signals are strongly polarized along one axis, as illustrated by the polarization patterns of the electric field measured during 10 days on four couples of dipoles (Figure 10a). To a first approximation, the signals on all dipoles are proportional. Indeed, the direction of the horizontal polarization of the electric field estimated using 13 couples of dipoles ranges between N80° and N140° (Figure 10b). The mean horizontal polarization, which amounts to N116°, is perpendicular to

the N20° main geological axis, indicating that the main structural contacts act as strong resistivity contrasts.

4.2 Long-term electric potential variations

Figure 11 displays the electric potential variations recorded as a function of time for the three following dipoles: the 540 m-long BGC dipole, the 1.1 km-long dipole BRC and the 1.5 km-long BGC dipole (Table 1). The RTNS signal, which is expressed as $RTNS = BGC + BRC - BBE = (V_{GE4} - V_{BC2}) + (V_{BC1} - V_{CH4}) - (V_{GE1} - V_{CH1})$, contains the sum of the electrical drifts of 6 electrodes. From the beginning of the experiment until March 1998, the RTNS signal was stable within better than 5 mV. During this period, the electric potential variations $-BRC = V_{CH4} - V_{BC1}$ and $-BBE = V_{CH1} - V_{GE1}$ display similar variations with an amplitude of about 180 mV, whereas the electric potential variations $V_{GE4} - V_{BC2}$ have an amplitude of 30 mV. Because these electric potential variations have amplitude greater than the amplitude of the RTNS signal, it can be considered that these variations are real electrical signals.

From March to December 1998, the RTNS signal displays variations having an amplitude of about 60 mV. Since these variations have the same patterns and amplitude as the electric potential variations recorded on the $V_{CH1} - V_{GE1}$ dipole, it can be concluded that the electric potential variations of the $V_{CH1} - V_{GE1}$ dipole during this period are mainly produced by the drift noise of one of the two electrodes forming this dipole. We do not further specify the number of the electrodes.

The relationship between the electric potential variations of the BBE and BRC dipôles and the Roselend lake level variations identified by Perrier *et al.* [1998] is confirmed by one more year of data (Figure 11). The electric potential of the CH point, which is common to the $V_{CH} - V_{BC}$ and $V_{CH} - V_{GE}$ dipoles, is controlled by the level of the Roselend lake. The sensitivity of the electric potential of the CH point to the Roselend lake level is strongly reduced when the lake level is below a critical level of about 1507 m [Perrier *et al.*, 1998] (Figure 12 and 13). The sensitivity of the electric potential of the CH point to the Roselend lake level, which amounts $4.2 \pm 2.0 \text{ mV.m}^{-1}$ of water on average, is increasing with rising lake level (Figure 13). It ranges from 2.4 mV.m^{-1} of water for Roselend lake level ranging between 1507 and 1535m to 6.0 mV.m^{-1} of water for Roselend lake level greater than 1535m.

In addition, using the larger set of data, variations of the electric potential of smaller amplitude related to the lake level variations can also been observed on other points of the electric potential array. Figure 13 displays the electric potential variations of the LA and CH points as well as the RO point located on the side and on the bottom of the Roselend lake respectively, taking the BC point as reference. The electric potential of the LA and RO points are obtained respectively by adding the following dipoles: $V_{LA} - V_{BC} = -BBR - BRC$ and $V_{RO} - V_{BC} = -LRB - BRC$. The dipole combinations $RCBB = BBE - BBW - BBG + BBR$ and $RCLL = LLS + LGB - BBE - LRB$, which form two loop residuals, are also plotted in Figure 13 during the periods when no electrical signals overflowed. The dipole combination RCBB is stable within better than 5 mV from November 1995 to February 1996, from October 1996 to December 1996 and from October 1997 to March 1998, indicating that the electric potential variations of the LA point are reliable within 5 mV during these periods. The dipole combination RCLL is stable within 5 mV only in December 1995 and from October to December 1996. During these periods, the variations of $V_{RO} - V_{BC}$ do not exceed 5 mV.

Therefore, the long term stability of the electric potential measured at the RO point can not be assessed by the residual loop RCLL.

The amplitudes of the electric potential variations of the LA and RO points amount respectively to 70 mV and 25 mV. The electric potential of the LA point correlates linearly to the Roselend lake level with a magnitude lesser than the magnitude observed at the CH point (Figure 13) and no reduction of the sensitivity is observed to be related to the lake level (Figure 12). Indeed, the sensitivity of the electric potential of the LA point is constant and amounts to $0.7 \pm 0.1 \text{ mV.m}^{-1}$ of water.

The correlation between the electric potential of the RO point and the Roselend lake level is negative (Figure 13). The electric potential of the RO point is linearly related to the Roselend lake level, with a factor of $-0.6 \pm 0.1 \text{ mV.m}^{-1}$ of water (Figure 12). The sensitivity of the electric potential to the Roselend lake level of the CH, LA and RO point is observed to be constant from year to year.

The electric potential variations of the GE, GS and GI points with respect to the electric potential of the BC, as well as the level variations of the La Gittaz lake, are presented in Figure 14. The potential of the GS and GI points are obtained in the following way: $V_{GS}-V_{BC} = -BBG+BGC$ and $V_{GI}-V_{BC} = -LGB+BGC$. The electric potential of the GS and GE point display variations having an amplitude of about 30 mV. The reliability of these signals is assessed during the period when the variations of the RCBB are lesser than 5 mV. The electric potential of the GE point is clearly related to the level of the La Gittaz lake, with a linear factor of $0.6 \pm 0.1 \text{ mV.m}^{-1}$ of water (Figure 15). When the Gittaz lake level is above 1556 m, the sensitivity of the electric potential of the GE point to the La Gittaz lake level becomes inverted (Figure 16). Indeed, the sensitivity of the electric potential of the GE point to the lake level above 1556 m amounts to -3.4 mV.m^{-1} in August-September 1997, and -1.6 mV.m^{-1} in August-September 1998.

The potential of the GI point, which presents variations of the order of 70 mV, exhibits a negative correlation to the Gittaz lake level (Figure 14), with a linear factor of $-1.5 \pm 0.4 \text{ mV.m}^{-1}$ of water (Figure 15). No relationship between the electric potential of the GI or the GE point and the Gittaz lake level is observed, when the lake level is below the critical elevation of 1529 m. The sensitivity of the electric potential to the La Gittaz lake level is constant from year to year at the GI point and at the GE point for lake level below 1555 m.

The points located on the Sur-Frêtes ridge do not display any clear electric potential variations related to the level variations of the two lakes.

The observed electric potential variations related to the level variations of the Roselend (Figure 13) and the La Gittaz lakes (Figure 15) display common patterns. The correlation is positive for the points located on the bank of the lakes, and negative for the points located on the bottom of the lakes. The amplitude of the sensitivity of the electric potential to the lake level remains constant from year to year, but is differs from point to point (Table 1), with an absolute sensitivity ranging between 0.7 and 4.2 mV.m^{-1} of water.

4.3 Electric potential variations measured by the temporary arrays

Results obtained from the temporary electric potential arrays are presented in Figure 17 and 18. The amplitude of the spatial variations of the electric potential amounts to 370 mV on the bank of the Roselend lake. Electric potential variations have been measured for each point

of the array. We focus our attention on the electric potential difference measured between lake level values of 1532 and 1554 m, which corresponds to the maximal electric potential variation induced by a lake level change. All the points display a positive electric potential increase for the lake level increase of 22 m. The measured amplitude ranges between 30 mV for the point 1 located at the elevation of 1610 m and 130 mV for the point 11 located near the CH point at the elevation of 1555 m.

The amplitude of the spatial variations of the electric potential measured on the bank of the La Gittaz lake amounts to 360 mV (Figure 18). For the La Gittaz lake level increase of 19 m, an increase of the electric potential with amplitude ranging between 10 and 25 mV has been measured for points 1 to 6. A decrease of the electric potential of -23 mV has been observed at point 7.

4.4 Static shift variations

Relative magnetotelluric (MT) amplitude variations between two electrical dipoles can therefore be used to monitor resistivity changes at a depth of the order of the dipole length (Park and Fitterman, 1990; Park, 1991; Park, 1997). Local resistivity variations can therefore be studied by comparing the relative amplitude of electrical signals. In the following, amplitude ratios between electric dipoles are calculated for each days using a robust algorithm using periods from 10 minutes to 4 hours. Results obtained for one day are given in Table 3 for some ratios which are shown in Figure 19a to 19d as a function of time.

Some ratios exhibit yearly variations up to 75% of their values, but these ratios tend to be ill defined because of poor correlations. However, ratios of highly correlated dipoles, like for example CNW/CNE or VEW/VNS, can be determined with high precision (0.5 and 0.2 % respectively), and time variations of the order of a few percents (6 and 2 % respectively) become clearly visible.

Some ratios such as EWS/CNE and EWS/VNS don't show any clearly identified yearly variations (Figure 19a), although long term drifts may be visible, at the limit of the sensitivity. Other observed yearly variations of the ratios are related to the lake levels in various ways (Figure 19b to d). For the LGB/CNE, LRB/CNE and LLD'/VNS ratios (Figure 19b), the variations are directly related to the Roselend lake level. The time variations of the BBE/VNS, BGC/CNE, BBG/VNS, BRC/CNE and LGB/VNS ratios (Figure 19c) follow the variations of the Gittaz lake. This fact is particularly striking for the LGB/VNS ratio which is constrained by the MT signals with a daily error of 1.2 % and shows a yearly variations as large as 18%. Such time variations could be due to the change of current distortion induced by the change of the amount of water in the lake, which has a resistivity of about 50 Ωm .

This possibly trivial static shift effect, however, can not explain the time variations of the vew/VNS, CNW/CNE and VEW/VNS ratios in Figure 19d. These ratios have clear yearly amplitude variations of the order of 10 times the daily determination error. These variations are clearly associated, with the Roselend lake level but with a definite time lag. This time delay amounts to about 30 days for the CNW/CNE ratio and about 45 days for the vew/VNS and VEW/VNS ratios.

5. Discussion

In order to explain the electric potential variations related to the lake level variations, we firstly evaluate two hypothesis. On one hand, the lake level variations modulate the mean resistivity of the medium, inducing variations of the electric potential distribution generated by a far or local electrical source. On the other hand, the electric potential variations originate from one local electrokinetic source, which amplitude is controlled by the lake level variations.

Secondly, we consider the implications of the temporary measurements as well as the static electric potential measurements to better constrain the proposed model. The influence of the spatial variability of the conductivity structure, and the existence of leakage currents will also be discussed.

Thirdly, the streaming potential values extrapolated from field measurements will be compared to the streaming potential values obtained in laboratory in order to evaluate the relationship between the electrokinetic effects observed in natural systems and the electrokinetic effects measured on rock samples.

5.1 Model

We investigate the possibility that the electric field generated by a far or local source with fixed amplitude may be locally modulated by the variations of the mean resistivity of the medium due to the lake level variations.

Let us suppose the existence of one electric current source with fixed amplitude. The negative static electric potential anomalies observed at the site suggest the existence of large zones where oxydo-reduction processes take place, which may act as embedded current sources with constant amplitude. The resulting electric field could then be locally modulated by the variation of the mean resistivity induced by the lake level changes. Indeed, the water of the lake tends to form an equipotential volume, which averages the electric potential of the bedrock at the rock-water transition.

We first test the hypothesis of a far electric current source. For that purpose, we choose a two dimensional model representing the Sur-Frêtes site (Figure 20a). The topography of the model is determined by the topographic line, crossing the ridge at the geodetic point at the elevation of 1826 m with a N22°E direction. The horizontal length of the grid amounts to 3500 m with a cell length of 50 m, whereas the height of the grid amounts to 600 m with a cell height of 10 m. Three resistivity structures compose the model. The atmosphere has a resistivity of 10^{12} Ωm , the resistivity of the water of the Roselend lake was measured on its surface and amounts to 50 Ωm . The ground resistivity of the northern Roselend bank has been measured using a Schlumberger method (AB= 200 m, MN= 20 m), corresponding to a sounding depth of 50 m. The measured resistivity ranges between 100 and 900 Ωm , with an average value of 400 Ωm , which is chosen for the resistivity of the bedrock. The elevation of the lake is varying between 1480 and 1550 m by 10 m increments. Three locations of the far sources (labeled A, B and C) are considered (Figure 20 a). The electric sources are 1 A pole currents. The potential distribution generated by these electric sources is calculated with a 3-D finite-difference algorithm for DC resistivity modeling [Spitzer, 1995]. The resistivity model is 3D with an invariance along the direction perpendicular to the topography. The electric potential is studied at four points: the points 0 and 1 are located on the top of the ridge. They

represent respectively the BC (or VN) and ET measurement points. The points 2, which represents the CH or LA point, is placed on the bank of the lake and the point 3, which represents the RO point, is located on the bottom of the lake. Figure 20 b displays the calculated ratios V_2-V_0/V_1-V_0 and V_3-V_0/V_1-V_0 for the three different locations of far sources as a function of the lake level.

For the configurations A and C, the ratio V_2-V_0/V_1-V_0 does not exceed 10. Since the electric potential variations $V_{CH}-V_{BC}$ measured at the CH point amount to 150 mV, the amplitude of the expected electric potential variations $V_{ET}-V_{VN}$ amounts to about 15 mV. However, electric potential variations related to the Roselend lake level changes have not been observed on the VNS dipole. For the configuration B, the ratios V_2-V_0/V_1-V_0 and V_3-V_0/V_1-V_0 are both increasing in absolute value with increasing lake level. Since the sensitivity of the potential of the CH and RO point have opposite signs, the electric potential distribution induced by this source can not account for the observations. Moreover, the absolute values of the ratio V_3-V_0/V_1-V_0 is greater than the ratio V_2-V_0/V_1-V_0 for the three configurations. However, the sensitivity of the electric potential $V_{CH}-V_{BC}$ to the Roselend lake level is observed to be greater than the sensitivity of the electric potential $V_{RO}-V_{BC}$ by a factor of about 7.

Consequently, the hypothesis of the potential distribution generated by a far electric source which is locally modulated by the resistivity variations produced by the lake level changes is excluded. The electrical source must be local.

For that reason, we now consider the presence of an electric source with fixed amplitude in the bedrock close to the Roselend lake. The potential induced by one local source of 1 A is calculated for three different locations (A, B and C) in the shallow part of the bedrock (Figure 21a). For each configuration, the relative variations of the V_2-V_0 and V_3-V_0 are calculated as a function of the Roselend lake level.

For configuration A, the calculated sensitivities of the electric potential V_2-V_0 and V_3-V_0 to the lake level, have the same sign. The amplitude of the sensitivity of V_3-V_0 is about 6 times greater than the sensitivity of V_2-V_0 . For that reasons, the configuration A can not account for the observations.

For configuration B and C, the sensitivity of the electric potential V_3-V_0 to the lake level is non linear. Moreover, the sensitivity of V_2-V_0 is not regularly increasing with lake level, as observed at the CH point. In particular, a sudden rise of sensitivity by a factor 5 is observed between 1530 and 1540 m.

Therefore, none of the three locations of electrical sources with fixed amplitude reflect the observed patterns of the electric potential variations. Therefore, the hypothesis of the modulation of the electric potential generated by a local electric source with a fixed amplitude is also rejected.

We now examine the model of a local electrokinetic source, which amplitude is modulated by the lake level, as proposed by Perrier *et al.* (1998). We assume the presence of a perched aquifer in the bank of each lake. The water is flowing out of the aquifer into a permeable zone. The percolation zone is connected to an outlet located on the bottom of the lake through a high permeability zone. The fluid flow inside the permeable zone is then controlled by the piezometric gradient between the top and the bottom of the percolation column, i.e. the water level above the outlet. The potential gradient ΔV in the percolation

column induced by the fluid flow through the electrokinetic effect is expressed as $\Delta V = C_s \rho g \Delta h$ where C_s is the streaming potential coefficient of the percolated rocks, ρ is the water density, g is the gravity and Δh is the level difference between the top of the column and the water level above the outlet. Considering that the level of the perched aquifer remains constant during the year, the electric potential gradient is then only proportional to the lake level changes.

According to this model, the relation between the electric potential and the lake level is linear with a positive correlation above the percolation zone and a negative correlation below the percolation zone. This model therefore accounts for the positive sensitivity of the electric potential to the lake level observed at point CH, LA and GE, which would be located above the percolation zone. The elevation of the RO and GI points lesser than the elevation of the bottom of the percolation system also explain the negative sensitivity observed at these points.

When the lake level is lower than the elevation of the outlet, the piezometric gradient along the percolation column is maximal and do not depend anymore on the lake level changes. The critical value observed on the sensitivity of the electric potential to the lake level of the point GE and GI may be related to the elevation of the outlet of the percolation zone. The presence of the outlet of a percolation system on the La Gittaz side has not been evidenced, since the bank of the lake has not been investigated for seepage at low level.

The presence of the perched aquifer has not been directly evidenced. However, a perched aquifer has been observed in the cellular dolomite unit located close to the CH point, and one fractured zone, where continuous water percolation takes place has been evidenced near the La Gittaz structure [*Electricité De France*, 1951]. These observations confirm the existence of groundwater.

That no time delay greater than two days is observed between the electric potential variations and the lake level changes, provides an order of magnitude of the lower limit of the permeability of the percolation zone. According to a porosity of the medium of 10^{-2} , the characteristic length scale of the system of about 50 m, we estimate that the permeability of the percolation zone is greater than 10^{-16} m^2 [Noir *et al.*, 1997]. This value is coherent with the values of the rock permeability measured *in situ* on the site, which do not exceed 10^{-15} m^2 [*Electricité De France*, 1951]. Consequently, this proposed electrokinetic model provides an explanation for the observed patterns of the electric potential variations controlled by the lake level changes.

5.2 Constrains on the electrokinetic model

The observed sensitivity of the electric potential to the lake level varies from point to point. We now restrict our interest on the spatial variation of the sensitivity of the electric potential to the lake level measured on the temporary electric array around the CH point. We only consider the electric potential difference associated with the maximal lake level change from 1532 to 1554 m. The sensitivity, which ranges between 1.2 mV.m^{-1} of water for the point 5 at the elevation of 1600 m and 5.7 mV.m^{-1} of water for the point 11 at the elevation of 1554 m, is decreasing with the increasing elevation of the measurement point by about 0.10 mV.m^{-2} (Figure 23).

In order to estimate in a simple manner the effect of the geometrical attenuation of the electric potential from the proposed electrokinetic source, we calculate the potential distribution

generated by a dipolar electric source, having an amplitude modulated by the lake level. We use a resistivity model, which is restricted to the bank of the Roselend lake (Figure 23a). The elevation of the line crossing the CH point with a N27E direction is chosen for the topography of our model. The model grid has a 1400 meters length with a 20 meters cell length and a 232 meters height with a 4 meters cell height. A low resistivity structure of $80 \Omega\text{m}$, depicting the zone of fluid flow, is introduced in the bedrock near the lake. The absolute amplitude I of the current sources, which is modulated by the lake level, is fixed to be maximal for the lake level of 1504 m and fixed to be 0 for a lake level of 1560 m. The maximal amplitude of the current source is fixed to 4.2 A in order to fit best the electric potential measurements performed on the Roselend bank. The potential difference is then calculated for the values of the Roselend lake level of 1532 and 1554 m.

The resulting relative sensitivity of the calculated electric potential to the lake level, which is presented as a function of the elevation on the Roselend bank in Figure 23b, is in agreement with the observations. This indicates firstly that the decreasing sensitivity with increasing topography can be attributed to the geometrical attenuation of the electric potential generated by an electrical source located in the bank of the Roselend lake. Secondly, the lateral extension of the zone of fluid flow inside the bedrock, which contributes to the electric field, appear limited, and the elevation of the top of the percolation zone must be located near the maximum level of the Roselend lake.

For six of seven points of the temporary array of the La Gittaz bank, an increase of the electric potential is measured for an increase of the La Gittaz lake level from 1535 to 1554m. This average increase amounts to 9.1 mV for the points located at the elevation of 1605 m (points 1, 2 and 3) and 20.1 mV for the points located at the elevation of 1570 m (points 4, 5 and 6). The estimated decrease of the sensitivity of the electric potential to the lake level with the elevation, which amounts to 0.016 mV.m^{-2} , is lesser by a factor 6 than near the decrease estimated for the Roselend temporary electric array. This factor is coherent with the ratio of the mean sensitivity of the electric potential to the lake level at the CH point to the mean sensitivity measured at the GE point, which amounts to 8. This confirms that the decrease of the electric potential to the lake level with the elevation is produced by the attenuation of the electric field, whereas the difference of the sensitivity of the electric potential to the lake level measured between the CH and the GE point may be attributed to a difference of the amplitude if the electric source between the two sites.

According to the proposed electrokinetic model, the electric potential is decreasing linearly with the rising piezometric level downwards along the percolation column. That this pattern is evidenced by the electric potential profiles P1 and P2 performed on the bottom of the Roselend lake (Figure 5), tends to support the electrokinetic model. However, no relation between the electric potential and the topography on the profile P2 is observed for elevation greater than 1510 m. The presence of a static positive electric potential anomaly of the order of 100 mV at this place may modify the electric potential distribution. This explanation is supported by the static electric potential difference measured between the point 11 and the point 10 of the temporary electric potential array (Figure 16), which amounts to 120 mV.

The presence of the time lag between the temporal variations of the v_{ew}/VNS , CNW/CNE and VEW/VNS ratios and the Roselend lake level variations is extremely interesting (Figure 19d). Indeed, such delayed variations can only be attributed to diffusion of

groundwater in the rock matrix controlled by the lake level. It is not surprising that the time delay is smaller for the eastern part of the area, dominated by highly fractured marly sandstone (Figure 1). Other explanations, like slight changes in the MT sources during the yearly cycle, can be excluded in our case because of the clear association with the lake level in Figure 19d. The time variations of the v_{ew}/VNS , CNW/CNE and VEW/VNS ratios, which are equivalent to small rotation of the polarization angles (Figure 10a and b) as a function of time, can therefore be interpreted as evidence for fluid flow in the lake banks boosted by the lake level changes.

Such a surprisingly high sensitivity of the MT amplitudes to resistivity changes is probably not true in general cases. No seasonal variations of the static shift was for example observed in a dedicated experiment in Garchy (Clerc *et al.*, 1998). The effect observed in Figure 19d probably results from the complex 3D structure of the MT induction fields in a heterogeneous contact zone such as Sur-Frêtes, where shallow distortions may be locally amplified.

Therefore, the existence of groundwater flow inside the banks of the Roselend lake is confirmed by these observations and attests that the static and temporal variations of the electric potential on the bank and on the bottom of the Roselend and La Gittaz lakes can be explained by an electrokinetic effect produced by the groundwater flow inside the banks, controlled by the lake level.

The inversion of the sensitivity of the electric potential to the lake level observed at the GE point for La Gittaz lake level greater than 1556 m can be attributed to the existence of a secondary electrokinetic source. The source has to be localized near the GE point, since similar electric potential variations are not observed at the GS and GI points. If an unsaturated horizon exists near the GE point, the water flow from the lake to the unsaturated zone could produce a negative potential on the surface (Figure 24). In this way, the amplitude of the electric potential above the percolation zone should then be related to the water height above the saturated - unsaturated transition. That the sensitivity of the electric potential of the GE point to the lake level for lake level greater than 1556 m has increased by a factor 2 between 1997 and 1998, can be explained by a change of the geometry of the source.

5.3 Influence of the conductivity structure on the distribution of the electric potential

Large variations of the apparent resistivity structure of the medium are produced by the variations of the lake levels, as evidenced by the observed static shift variations (Figure 18). Therefore, the modification of the apparent resistivity produced by the lake level variations may modulate the electric potential distribution produced by the electrokinetic source through leakage currents.

The influence of the resistivity decrease of the medium on the potential variation generated by an electrokinetic source can be qualitatively evaluated using the analytical model developed by Adler *et al* [1999] (see Appendix A). The percolation area is modeled by a 400 m large by 80 m high zone, where convective and electric phenomena are coupled (figure 25a). The bottom of the percolation zone represents the lake level, and the convective flow of water is driven by gravity. The two external zones are assumed to be porous medium, having a varying resistivity. The values of permeability of the percolation zone and the porous medium are fixed to 10^{-11} and 10^{-17} m² respectively. The electroosmotic coupling coefficient is uniform

in the model and amounts to $2.6 \cdot 10^9$ m²s⁻¹V⁻¹. The resistivity of the percolation zone is fixed to 10^2 Ωm. The electric potential at the surface is calculated for three values of the resistivity of the external zone ranging between $5 \cdot 10^2$ and 10^3 Ωm (Figure 25b).

The area above the percolation zone, where the electric potential is enhanced by at least 10% by the lowering of the resistivity of the external zones from 10^3 to $5 \cdot 10^2$ Ωm, has a length of about 40 m. This confirms that the increase of the lake level will produce an increase of the potential sensitivity on the bank of the lake. The limited extension of the zone which is affected by the resistivity changes, can explain that only the sensitivity of the CH point is increasing with lake level. Indeed, the CH point is located near the Roselend lake at its maximal level, whereas the LA point is located about 30 m above the CH point. The point GE is located at 20 m above the La Gittaz lake level at its maximal level. Therefore, the CH point may then be sufficiently close to the Roselend lake level to exhibit a potential sensitive to the resistivity decrease to the lake level increase. Therefore, the non-linearity of the relation between the electric potential and the Roselend lake level observed at the CH point (Figure 14a) may be explained in such a way.

This further supports that the electric potential on the Roselend bank may be modulated by the resistivity changes associated with the lake level variations in a non-linear way.

The spatial variability of the conductivity structure may also contribute to the variations of the sensitivity of the electric potential to the lake level. Indeed, the presence of a low conductive zone contribute to the attenuation of the electric field generated by an electrokinetic source within the vicinity of the measurement point. The lack of electric potential variations related to the lake level at the GS point does not imply that the electrokinetic source is located far from the GS point. Indeed, the electrical field generated by an electrokinetic source close to it is strongly attenuated and may not be detectable at this point since the GS point is located near a high conductive zone.

Furthermore, the potential difference measured at the point 7 of the temporary array of the Gittaz side is negative and amounts to -23.2 mV. The point 7 is located near a high conductivity zone (Figure 7). The mobile charge carriers may then produce a local electrical polarization in the electric field generated by the electrokinetic source. The sign of the induced electric field should then be opposite to the main field. This could explain the local inversion of the sensitivity of the electric potential to the lake level, which has to be confirmed by supplementary measurements.

5.4 Relation between the streaming potential values extrapolated from the field experiment and the streaming potential values obtained in the laboratory

First order values of the streaming potential coefficient can be extrapolated from the observations. For that purpose, the measurement points are supposed to be close to one end of the percolation system, and the leakage currents are neglected. The potential difference along the percolation column is then estimated to amount two times the potential measured at one extremity with respect to the potential at infinity. Therefore, the streaming potential coefficients extrapolated from field measurements range between 12 (RO point) and 84 mV/0.1MPa (CH point). The points, where electric potential variations have been related to lake level variations belong to different geological formations. The point LA is located near a cellular dolomite unit. The points CH, RO are located on a calcareous sandstone unit, whereas

the points GE and GI are located on a coal bearing sandstone unit.

In order to investigate the dependence of the streaming potential coefficient within the geological formation of the calcareous and coal bearing sandstones, the electrokinetic effect has been measured in laboratory on crushed rocks sampled in the corresponding geological unit of the site (Figure 1). These measurements have been performed using the experimental setup defined in [Lorne *et al.*, 1999a; Lorne *et al.*, 1999b]. Measurements on individual samples of Fontainebleau sandstones do not show any intrinsic dependence of the streaming potential coefficient with permeability for electrolyte resistivity lesser than 100 Ωm [Lorne *et al.*, 1999a]. The resistivity of spring and lake water measured on the Sur-Frêtes site is comprised between 25 and 90 Ωm . Therefore, the measurements on crushed samples allow the comparison of the differences of the streaming potential coefficient between the sampled sites. The grain size of the crushed samples ranges between 316 and 800 μm , leading to measured permeability values ranging between 10 and 80 darcy. The measurements were performed at a room temperature of 21 °C, using KCl electrolyte. The pH of the electrolyte, which is determined by the equilibrium conditions of the fluid flow inside the samples, ranges between 5.7 and 9.6. Figure 25 displays the measured streaming potential values as a function of the electrolyte resistivity. The measured streaming potential values range between 0.3 and 1.5 mV/0.1MPa/ Ωm . The resistivity of spring water of the Sur-Frêtes site amounts to 40 Ωm on average. The corresponding streaming potential coefficient ranges between 12 and 60 mV/bar. These range values agree with the measurements of the streaming potential coefficient extrapolated from field measurements. The characterization of the streaming potential coefficient in laboratory is therefore valuable to evaluate the amplitude of the electrokinetic effects in natural systems.

However, a variation of the streaming potential coefficient approximately by a factor 3 is observed between the rock samples originating from the calcareous sandstone unit, namely the GCCH, GCRO and GCP38 samples, whereas a difference by a factor 2 is observed between the crushed rocks sampled in the coal bearing sandstone (GRH, GHP50 and GHFN samples). These measurements indicate that a direct conversion of the electrokinetic effects from the laboratory to the field have to be considered carefully.

5.5 Long-term stability of the electric potential array

The electric potential difference between the electrodes, which belong to the same measurement point, can be measured at the station of the Sur-Frêtes ridge. Four sets of measurements have been performed since the beginning of the experiment. They correspond to the following dates: 10/25/95, 09/13/96, 06/18/98 and 11/25/98.

The electrodes located on the bottom of the lakes present long-term drifts, which amount to about 35 mV over 3 years. This indicates that the set-up of the electrodes for long-term measurement of the electric potential in the water is not dedicated and has to be changed.

For the electrodes installed in the soil, 24 of 27 Pb/PbCl₂/kaolinite electrodes have been checked. 76 % of them reveal drifts with amplitude lesser than 3 mV over three years. This confirms that the set up of the electrodes of the Sur-Frêtes electric potential array is dedicated for long-term measurements. Therefore, electric potential changes of a few mV per month can be measured with reasonable accuracy.

However, the number of residual loops in the electric potential of the Sur-Frêtes

experiment was not sufficient to assess the reliability of the measured electric potential variations over the whole observation period. For further works, we therefore recommend the use of a large number of residual loops in the configuration of an electric potential array.

6. Conclusions and implications for earthquake precursors

Several conclusions can be drawn from the Sur-Frêtes experiment concerning the technical aspects and methodology of electric potential monitoring. Using current techniques, electric potential changes of the order of a few mV per month can be measured with reasonable accuracy. However, the performances of the electrodes of Sur-Frêtes were not as good as anticipated from the results of the Garchy experiment [Perrier *et al.*, 1997]. In particular, the degradation of electrodes became significant after three years only. The use of loop residuals, which has been demonstrated in Sur-Frêtes, should however be more intensive in future electrical arrays. Although the extra care invested in cable connections and lightning protection was successful, loss of data during the Sur-Frêtes experiment occurred due to cable damage and more redundancy in the cabling should therefore be considered for future experiments.

In this paper, it is also shown that temporary electrical arrays, re-measured periodically, can also be used to identify long term variations of the electric potential. Although the time resolution is poor, such arrays are easy to implement and provide local measurement precision of the order of one mV. They can therefore be used to provide spatial information complementary to a permanent array, which can not only reasonably monitor a limited number of points.

As already demonstrated in Parkfield, electrical arrays such as Sur-Frêtes can also monitor indirectly the shallow resistivity of the medium through the amplitude of the induced electrical signals. In Sur-Frêtes, clear variations associated with changes in the groundwater distribution could be identified. Such effects could produce artefacts when trying to monitor deep electrical structures, and deserve more investigations.

In the Sur-Frêtes experiment, clear electric potential changes were observed on various points in association with the lake levels. The model with electrokinetic sources located in the banks of the lake accounts for the observed effects to first order [Perrier *et al.*, 1998]. A more detailed modeling of the electrokinetic is however difficult on a site like Sur-Frêtes because of various reasons discussed at length in this paper. First, the streaming potential coefficient of the rock is difficult to constrain from the field. Even within the same geological formations, local variations as large as a factor 3 are observed. In addition, time variations are complicated by the fact that water level changes also induce variations in the leakage currents, and could account for the non-linearity of the correlation with the Roselend lake level at point CH.

The electrical variations associated with water level variations observed in Sur-Frêtes may have practical applications in the monitoring of artificial lakes, as first pointed out by Bogoslovsky [1970]. Other applications may be considered, such as for the monitoring of the geophysical conditions near large ship locks (e.g. Three Gorges project in China).

The Sur-Frêtes experiment is the first demonstrative case of the electrokinetic effect in geophysical system of kilometer size. Previous evidence on the electrokinetic effect could only be indirectly drawn in geothermal fields or volcanoes. Recently, another case of electrokinetic effect was evidenced in the vicinity of a periodic spring in Nepal [Perrier *et al.*,

1999]. These various experiments establish that fluid flow do produce measurable electrical signals in natural systems, and support the possibility of electrical earthquake precursors [Mizutani *et al.*, 1976]. Effective couplings varying between 6 mV/bar to 42 mV/bar were observed in Sur-Frêtes. Potential variations of the order of 120 mV were observed before the Haicheng earthquake [Raleigh *et al.*, 1976]. Such variations would imply pore pressure changes ranging between 3 MPa to 20 MPa. Such pressure variations seem unrealistic in the preparatory phase of an earthquake.

It should be noted that in the Sur-Frêtes experiment no transient signals similar to the SES precursory signals reported in Greece [Varotsos *et al.*, 1984]. However, transient electrical signals were observed in association with transient strain changes [Trique *et al.*, 1999]. These observations, which may be relevant for the discussion of the physics of earthquake precursors, are described in detail in the companion paper [Trique *et al.*, II].

- Adler, P. M., J. L. Le Mouél and J. Zlotnicki, Electrokinetic and magnetic fields generated by flow through a fractured zone: a sensitivity study for La Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 795-798, 1999.
- Bernard, P., Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 97, 17531-17546, 1992.
- Bogoslovsky, V.A. and A.A. Ogilvy, Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs, *Geophysical Prospecting*, 17, 36-62, 1970.
- Clerc, G., G. Petiau and F. Perrier, The Garchy 1995-1996 electrode experiment technical report, *technical report INSU-CNRS / CEA*, 1998.
- Corwin, R.F. and H.F. Morrison, Self-potential variations preceding earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 171-174, 1977.
- Corwin, R.F. and D.B. Hoover, The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44, 226-245, 1979.
- Egbert, G. D., J. R. Booker and A. Schultz, Very long period magnetotellurics at Tucson Observatory: estimation of impedances, *J. Geophys. Res.*, 97, 15113-15128, 1992.
- Electricité de France, Service Géologie, Note géologique sur l'étanchéité de la cuvette de Roselend en direction du col de Sur-Frêtes, *Report 1-12*, 1951.
- Geller, R., Editor, Debate on « VAN » special issue, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1291-1452, 1996.
- Geller, R., Earthquake prediction: a critical review, *Geophys. J. Int.*, 131, 425-450, 1997.
- Gex, P., Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages, *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 75, 39-50, 1980.
- Gex, P., Les phénomènes de polarisation spontanée liés à la zone houillère des environs de Chandonne, Val d'Entremont (Valais), *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 76, 33-46, 1982.
- Gruszow, S., J.C. Rossignol, A.Tzanis and J.L. Le Mouél, Identification and analysis of electromagnetic signals in Greece: the case of the Kozani earthquake VAN prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2025-2028, 1996.
- Hashimoto, T. and Y. Tanaka, A Large Self-Potential Anomaly on Unzen Volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 191-194, 1995.
- Ishido, T., H. Mizutani, K. Baba, Streaming potential observations, using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature, *Tectonophysics*, 91, 89-104, 1983.
- Janod, A. L'aménagement de Roselend, *Construction*, 12, 291-298, 1957.
- Jones, A.G., Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, *Geophysics*, 53, 967-978, 1988.
- Jouniaux, L. and J.P. Pozzi, Permeability dependance of streaming potential in rocks for various fluid conductivities, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 485-488, 1995.
- Jouniaux, L. and J.P. Pozzi, Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress : Consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, 10197-10209, 1995.
- Le Mouél, J.L. and M. Menvielle, Geomagnetic variation anomalies and deflection of telluric currents, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 575-587, 1982.
- Lénat, J.F., B. Robineau, S. Durand and P. Bachèlery, A self-potential survey of the summit zone of Karthala volcano, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, 781-788, 1998.

- Lorne, B., F. Perrier and J.P. Avouac, Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *J. Geophys. Res.*, *104*, 17857-17877, 1999.
- Lorne, B., F. Perrier and J.P. Avouac, Streaming potential measurements 2. Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation, *J. Geophys. Res.*, *104*, 178798-17896, 1999.
- Malengreau, B., J.F. Lénat and A. Bonneville, Cartography and temporal observation of self-potential anomalies at Piton de la Fournaise, *Bull. Soc. géol. France*, *165*, 221-232, 1994.
- Menvielle, M. and P. Tarits, 2-D or 3-D interpretation of conductivity anomalies: example of the Rhine-Graben conductivity anomaly, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, *84*, 216-226, 1986.
- Michel, S. and Zlotnicki, J. Self-Potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): correlations with faulting, fluid circulations, and eruption, *J. Geophys. Res.*, *103*, 17845-17857, 1998.
- Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura and S. Ohnishi, Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *3*, 365-368, 1976.
- Morat, P., J.L. Le Mouél and J. Zlotnicki, Electrical signals generated by the collapse of the pillar of a gypsum quarry, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *308*, 33-38, 1990.
- Morat, P., and J.L. Le Mouél, Electrical signals generated by stress variations in porous non saturated rocks, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *315*, 955-963, 1992.
- Morgan, F.D., E.R. Williams and T.R. Madden, Streaming potential properties of westerly granite with applications, *J. Geophys. Res.*, *94*, 12,449-12,461, 1989.
- Morrison, H.F., R. Fernandez and R.F. Corwin, Earth resistivity, self potential variations and earthquakes : a negative result for M=4.0, *Geophys. Res. Lett.*, *6*, 139-142, 1979.
- Muir-Wood, R. and G.C.P. King, Hydrological Signatures of Earthquake Strain, *J. Geophys. Res.*, *98*, 22,035-22,068, 1993.
- Noir, J., E. Jacques, P. Taponnier and G. King, Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2335-2338 (1997).
- Nur, A. and J.R. Booker, Aftershocks caused by fluid flow, *Science*, *175*, 885-887, 1972.
- Park, S.K., and D.V. Fitterman, Sensitivity of the telluric monitoring array in Parkfield, California, to changes of resistivity, *J. Geophys. Res.*, *95*, 15,557-15,571, 1990.
- Park, S.K., Monitoring changes of resistivity prior to earthquakes in Parkfield, California, with telluric arrays, *J. Geophys. Res.*, *96*, 14,221-14,237, 1991.
- Park, S.K., M.J.S. Johnston, T.R. Madden and H.F. Morrison, Electromagnetic Precursors to Earthquakes in the ULF band : a review of Observations and Mechanisms, *Rev. Geophys.*, *31*, 117-132, 1993.
- Park, S.K., Monitoring resistivity change in Parkfield, California: 1988-1995, *J. Geophys. Res.*, *102*, 24,545-24,559, 1997.
- Perrier, F., G. Petiau, G. Clerc, V. Bogorodsky, E. Erkul, L. Jouniaux, D. Lesmes, J. Macnae, J. Meunier, D. Morgan, D. Nascimento, G. Oettinger, G. Schwarz, H. Toh, M. Valiant, K. Vozoff and O. Yazici-çakin, A One-Year Systematic Study of Electrodes for Long Period Measurement of the Electric Field in Geophysical Environments, *J. Geomag. Geoelec.*, *49*, 1677-1696, 1997.
- Perrier, F., M. Trique, B. Lorne, J.P. Avouac, S. Hautot and P. Tarits, Electric potential variations associated with yearly lake level variations, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1955-1958, 1998.
- Perrier, F., M. Trique, J. Aupiais, U. Gautam and P. Shrestha, Electric potential variations associated with periodic spring discharge in western Nepal, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *328*, 73-79, 1999.
- Petiau, G., Pb/PbCl₂ Electrodes : second generation. In *Proceedings of the Workshop "Electrodes", Garchy, April 24-29, 1995* (Edited by G. Clerc, F. Perrier, G. Petiau and M. Menvielle), 1996.
- Pham, V. N., D. Boyer, G. Chouliaras, J. L. Le Mouél, and J. Rossignol, Characteristics of electromagnetic noise in Ioannina region (Greece); a possible origin for so called « Seismic Electric Signal » (SES), *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 2229-2232 (1998).
- Pham, V. N., D. Boyer, J. L. Le Mouél, G. Chouliaras and G. N. Stavrakakis, Electromagnetic signals generated in the solid Earth by digital transmission of radio-waves as a plausible source for some so-called « Seismic Electric Signals », *Phys. Earth Planet. Int.*, *114*, 141-163 (1999).
- Raleigh, B., P. Molnar, T. Hanks, A. Nur, J. Savage, H. Craig, R. Turner and G. Bennett, The prediction of the Haicheng earthquake, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, *58*, 236-272, 1977.
- Sasaoka, H., C. Yamanaka and M. Ikeya, Measurements of electric potential variations by piezoelectricity of granite, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 2225-2228, 1998.
- Sasai, Y., J. Zlotnicki, Y. Nishida, P. Yvetot, P. Morat, H. Murakami, Y. Tanaka, Y. Ishikawa, S. Koyama and W. Sekiguchi, Electromagnetic monitoring of Miyake-jima volcano, Izu-Bonin arc, Japan: A preliminary report, *J. Geomag. Geoelectr.*, *49*, 1293-1316, 1997.
- Scholz, C.H., *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, 1990.
- Sobolev, G.A., Application of electric method to the tentative short term forecast of Kamchatka earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, *113*, 327-334, 1990.
- Spitzer, K. A 3-D finite-difference algorithm for DC resistivity modelling using conjugate gradient methods, *Geophys. J. Int.*, *123*, 903-914, 1995.
- Stoll, J., J. Bigalke and E. W. Grabner, Electrochemical modelling of self-potential anomalies, *Surveys in Geophysics*, *16*, 107-120, 1995.
- Trique, M., P. Richon, F. Perrier, J.P. Avouac, J.C. Sabroux, Radon emanation and electric potential variations, associated with transient deformation in the vicinity of reservoir lakes, *Nature*, *399*, 137-141, 1999.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, K, Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, I, *Tectonophysics*, *110*, 73-98, 1984.
- Varotsos, P., and K. Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes. II. Determination of epicenter and magnitude, *Tectonophysics*, *110*, 98-125, 1984.
- Varotsos, P., K. Alexopoulos and M. Lazaridou, Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, *Tectonophysics*, *188*, 321-347, 1991.
- Yoshida, S., M. Uyeshima and M. Nakatani, Electric potential changes associated with slip failure of granite : preseismic and coseismic signals, *J. Geophys. Res.*, *102*, 14883-14897, 1997.
- Yoshida, S., O.C. Clint and P.R. Sammonds, Electric potential changes prior to shear fracture in dry and saturated rocks, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1577-1580, 1998.

Zlotnicki, J. and J.L. Le Mouél, Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island): 1985-1987, *J. Geophys. Res.*, 93, 9157-9171, 1988.
 Zlotnicki, J. and J.L. Le Mouél, Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise Volcano, *Nature*, 343, 633-636, 1990.
 Zlotnicki, J., S. Michel and C. Annen, Self-potential anomalies and convective systems on La Fournaise volcano (Réunion island, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1325-1331, 1994.
 Zohdy, A.A.R., L.A. Anderson and L.J.P. Muffler, Resistivity, self-potential, and induced-polarization surveys of a vapor-dominated geothermal system, *Geophysics*, 38, 1130-1144, 1973.

Dipole	Potential difference	Length (m)
LLS	GI ₁ -RO ₁	2052
LLD	GI ₂ -RO ₂	2052
LLD'	GI ₂ -RO ₂	2052
BBW	GS ₁ -LA ₁	1354
BBE	GE ₁ -CH ₁	1572
LGB	GE ₂ -GI ₃	462
BBG	GE ₃ -GS ₂	268
LRB	CH ₂ -RO ₃	699
BBR	CH ₃ -LA ₂	225
BRC	BC ₁ -CH ₄	1077
BGC	GE ₄ -BC ₂	543
EWN	EE ₁ -VN ₁	757
EWS	BC ₃ -EO ₁	760
CNW	BA ₁ -BC ₄	51
CNE	EE ₂ -BC ₅	114
DIW	VN ₂ -EO ₂	137
vew	RB ₁ -EO ₃	52
vns	VN ₃ -RB ₂	135
VEW	RH ₁ -EO ₄	169
VNS	VN ₄ -ET ₁	242

Table 1: List of the 20 dipoles of the electric potential array of the Sur-Frêtes experiment. The dipoles are composed by second generation Pb/PbCl₂/kaolinite Petiau electrodes [Clerc et al., 1998]. The LLD and LLD' dipoles correspond to the same dipole connected on two different electronic channels.

Electric measurement point	Mean linear factor (mV.m ⁻¹)
CH	4.2 ± 2.0
LA	0.7 ± 0.1
RO	-0.6 ± 0.1
GE	0.6 ± 0.1
GI	-1.5 ± 0.4

Table 2: Mean linear factors relating the electric potential to the lake level.

Ratio	Mean value	Mean daily error %	Size of the yearly variation (%)

LGB/CNE	0.32	14	60
LRB/CNE	-0.053	15	75
LLD'/VNS	0.264	5	18
BBE/VNS	0.086	8	45
LGB/VNS	-0.086	1.2	18
BBG/VNS	0.152	3	25
BRC/CNE	0.085	6	36
BGC/CNE	-0.027	1.8	9
Vew/VNS	-1.397	0.55	8
CNW/CNE	-0.787	0.5	6
VEW/VNS	-1.701	0.23	2.5
EWS/VNS	-0.58	8	12
EWS/CNE	0.29	6	12

Table 3 : Amplitude ratios for some electric dipoles.

Sample	Cs/ρ _f (mV/0.1MPa/Ωm)
GCCH	0.81 ± 0.02
GCFO	0.29 ± 0.004
GCP38	0.46 ± 0.01
CRO	1.21 ± 0.03
GRH	0.38 ± 0.004
GHP50	0.5 ± 0.07
GHFN	0.255 ± 0.008

Table 4: Measurements of the ratio of the streaming potential coefficient to the fluid resistivity for 6 samples of the permian sandstone.

Appendix A

We present the analytical model developed by *Adler et al.* [1999] in order to evaluate the contribution of the leakage currents due to resistivity changes of the medium. We consider two porous media (see Figure 25b). The medium 1 represents a high permeability zone, where water is flowing downwards up to a depth L . The medium 2 represents a low permeability zone of width $2h$, where resistivity changes are occurring. The upper and lower boundaries of the medium 2 are assumed to be impermeable.

Since electric and convective phenomena are coupled, the seepage velocity \mathbf{u} and the current density \mathbf{I} are linearly related to the driving forces, which are the pressure p and electric potential ψ gradients:

$$\mathbf{I}_i = -\sigma_i \nabla \Psi_i - \alpha_i \nabla p_i \quad (1)$$

$$\mathbf{u}_i = -\alpha_i \nabla \Psi_i - k_i/\mu \nabla p_i \quad (2),$$

where σ_i , α_i et k_i are the conductivity, the electroosmotic coefficient and the permeability of the medium i . The conservation of mass and current requires that \mathbf{u}_i and \mathbf{I}_i satisfy the continuity equations :

$$\nabla \mathbf{I}_i = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \mathbf{u}_i = 0 \quad (4)$$

The system is constrained by two boundary conditions. At $|y|=h$ and $x \geq 0$, the pressure, potential and normal fluxes are continuous:

$$p_1 = p_2 \quad (5)$$

$$\Psi_1 = \Psi_2 \quad (6)$$

$$\mathbf{n} \mathbf{I}_1 = \mathbf{n} \mathbf{I}_2 \quad (7)$$

$$\mathbf{n} \mathbf{u}_1 = \mathbf{n} \mathbf{u}_2 \quad (8),$$

where \mathbf{n} denotes the unit vector normal to the discontinuity.

At $x=0$ and L , for $|y| \geq h$, no flux crosses the surface:

$$u_{2x} = 0 \quad (9)$$

$$I_{2x} = 0 \quad (10)$$

For $|y| \leq h$, the seepage velocity V_0 and local current J_0 are supposed not to vary with y :

$$u_{1x} = V_0 \quad (11)$$

$$I_{1x} = J_0 \quad (12)$$

Because of the symmetry of the model with respect to the x -axis, the general solution for $y > 0$ can be written as :

$$P_2 = \sum_{n=0, \infty} a_n \cos(n\pi x/L) \exp(-n\pi y/L) \quad (13)$$

$$\Psi_2 = \sum_{n=0, \infty} b_n \cos(n\pi x/L) \exp(-n\pi y/L) \quad (14)$$

$$P_1 = \Delta x + \sum_{n=0, \infty} c_n \cos(n\pi x/L) \cosh(n\pi y/L) \quad (15)$$

$$\Psi_1 = \Gamma x + \sum_{n=0, \infty} d_n \cos(n\pi x/L) \cosh(n\pi y/L) \quad (16)$$

The constants Δ and Γ are the macroscopic gradients along the x -direction in the medium 1. They are related to the local fluxes V_0 and J_0 by the following relation:

$$J_0 = -\sigma_1 \Gamma - \alpha_1 \Delta \quad (17)$$

$$V_0 = -\alpha_1 \Gamma - k_1/\mu \Delta \quad (18)$$

The form of this solution automatically satisfies the boundary conditions (9) to (12). The four unknown coefficients a_n , b_n , c_n and d_n are obtained by expressing the boundary conditions (5) to (8).

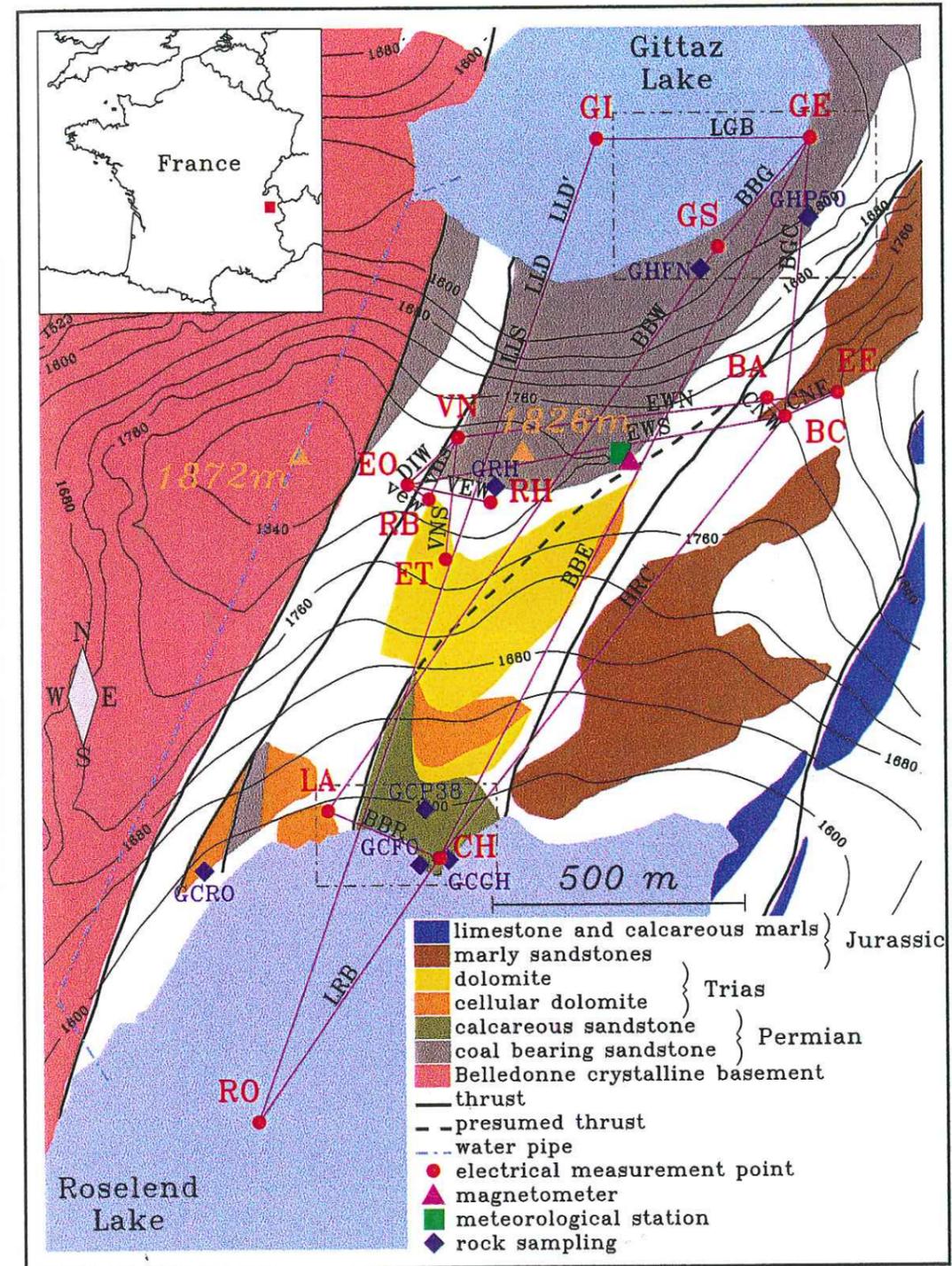


Figure 1: Geological map of the Sur-Frètes ridge and the electric potential array.

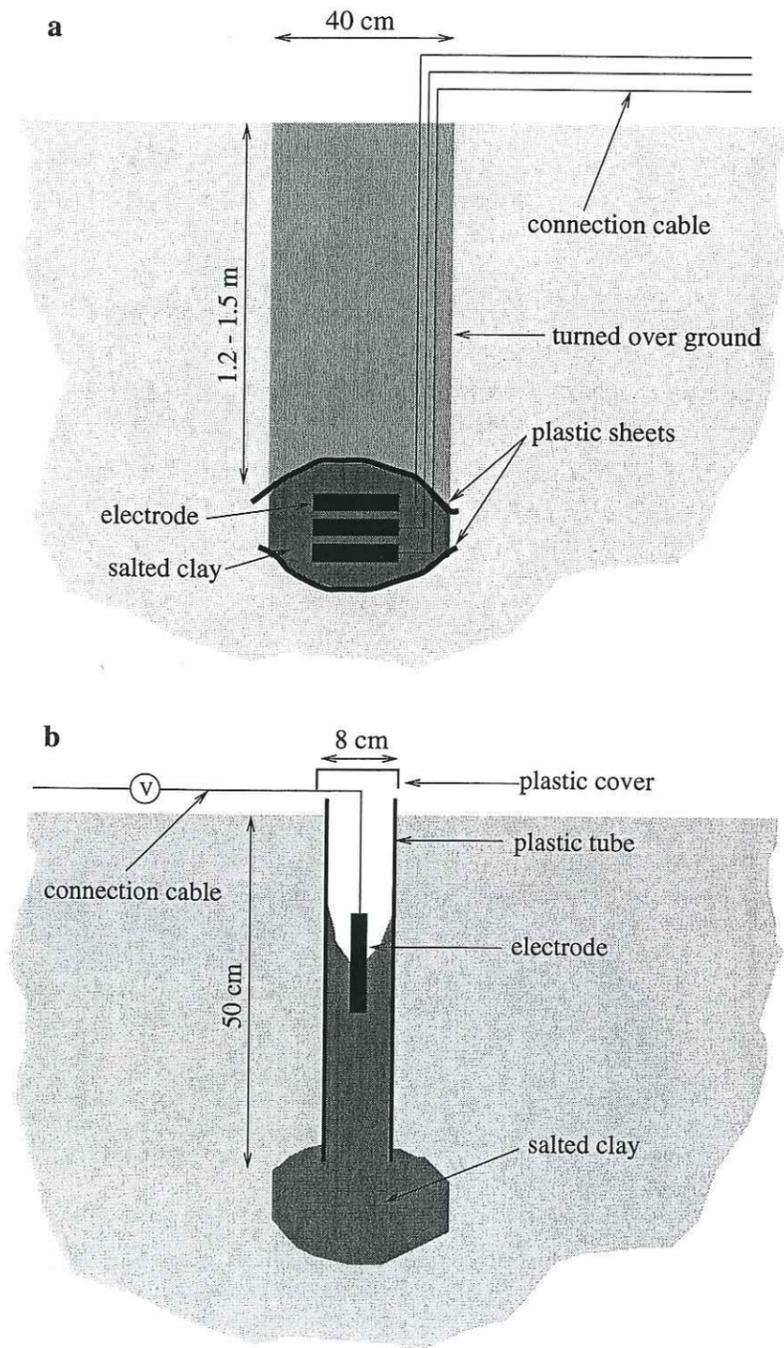


Figure 2: Description of the measurement points of the continuous (a) and temporary electric potential array (b).

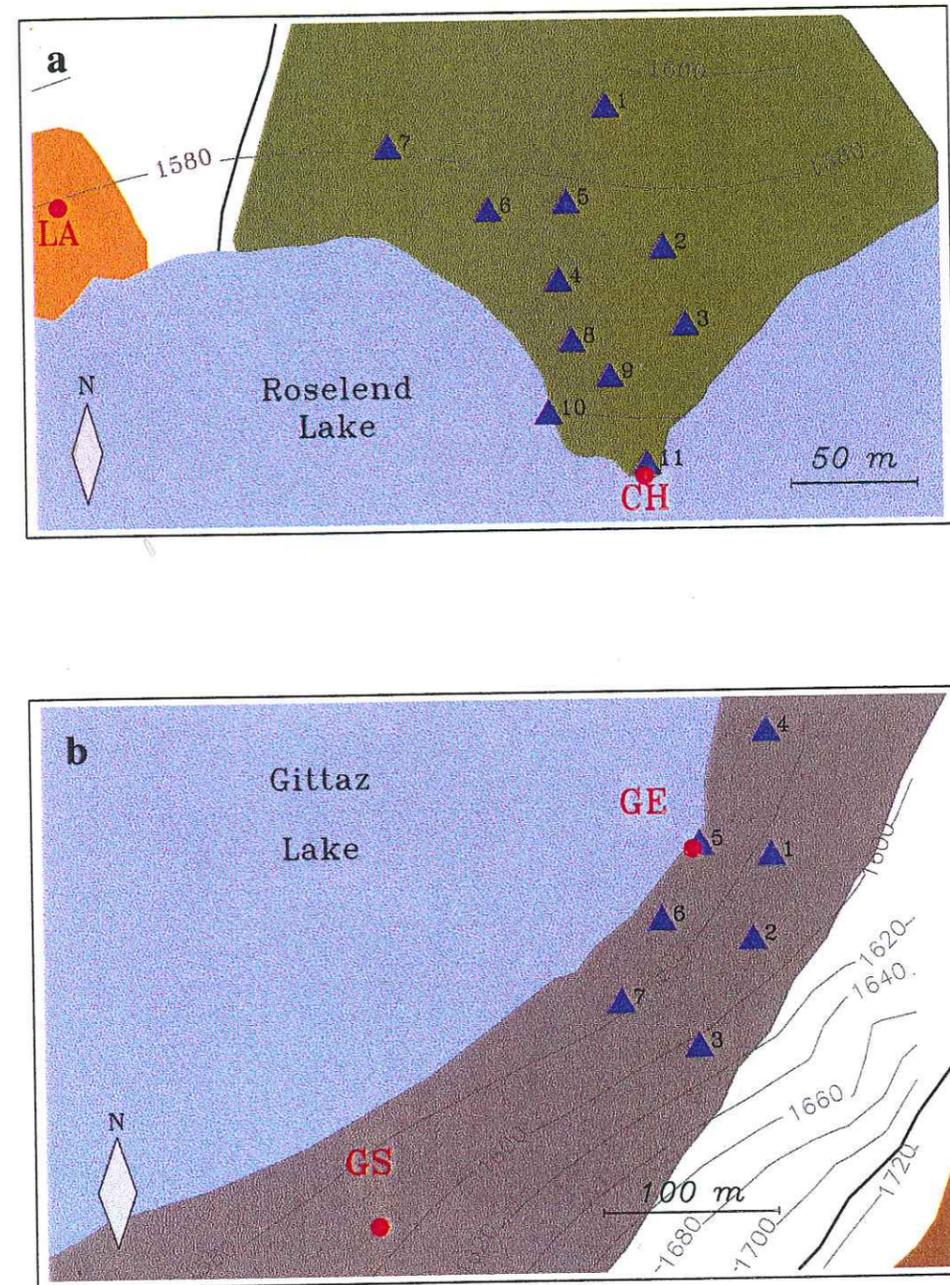


Figure 3: The temporary electric potential array of the Roselend (a) and La Gittaz bank (b). In each temporary electric potential array, one measurement point is located a few tens of centimeters from one point of the continuous electric potential array, in order to refer the electric potential measurements to the potential of the BC point.

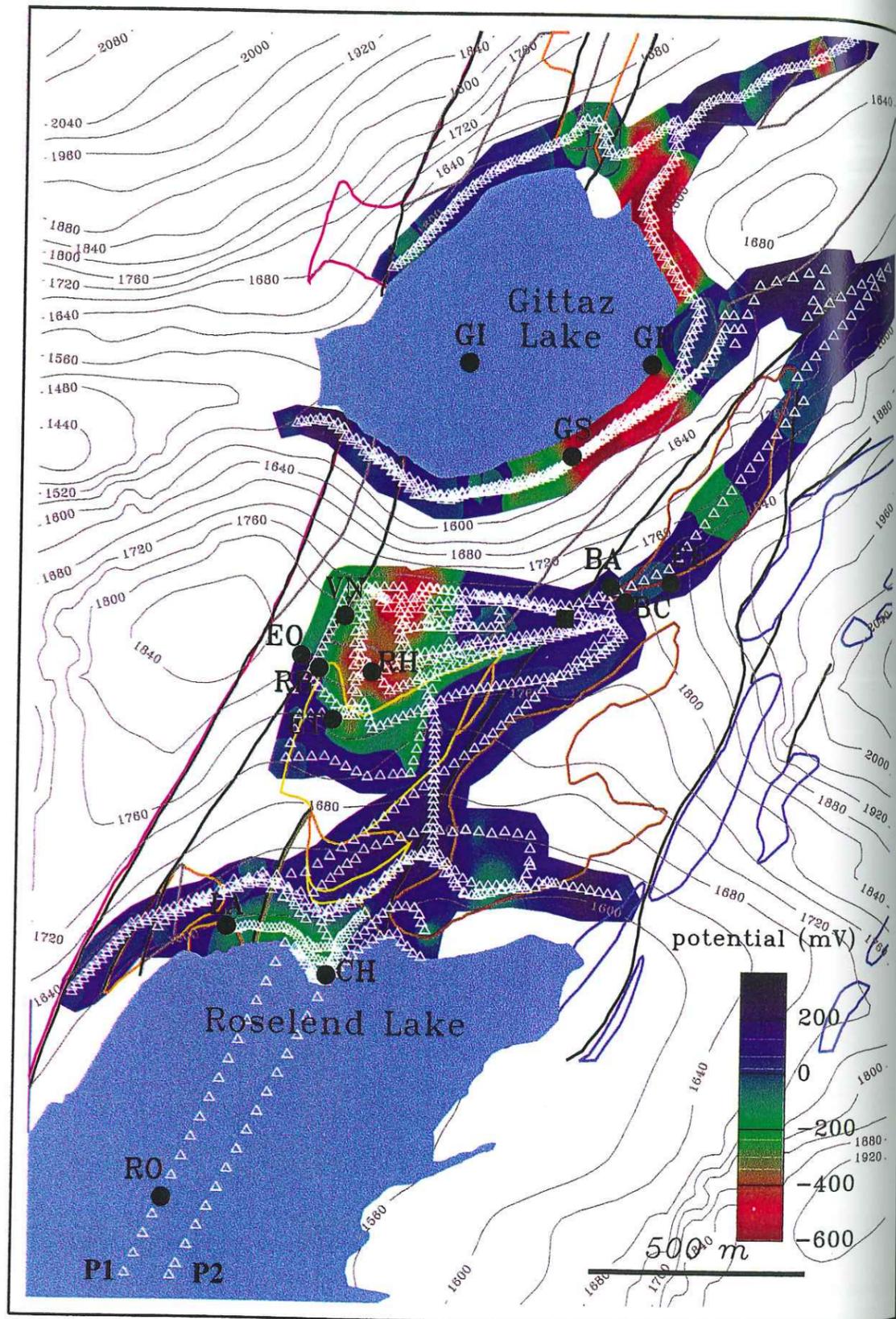


Figure 4: Map of the static electric potential of the Sur-Frètes site. The measurement points of the electric potential profiles are indicated by white triangles. The contour of the geological units are displayed using the colors defined in the Figure 1. The black points represent the electric measurement points of the continuous electric potential array, taking the BC point as reference.

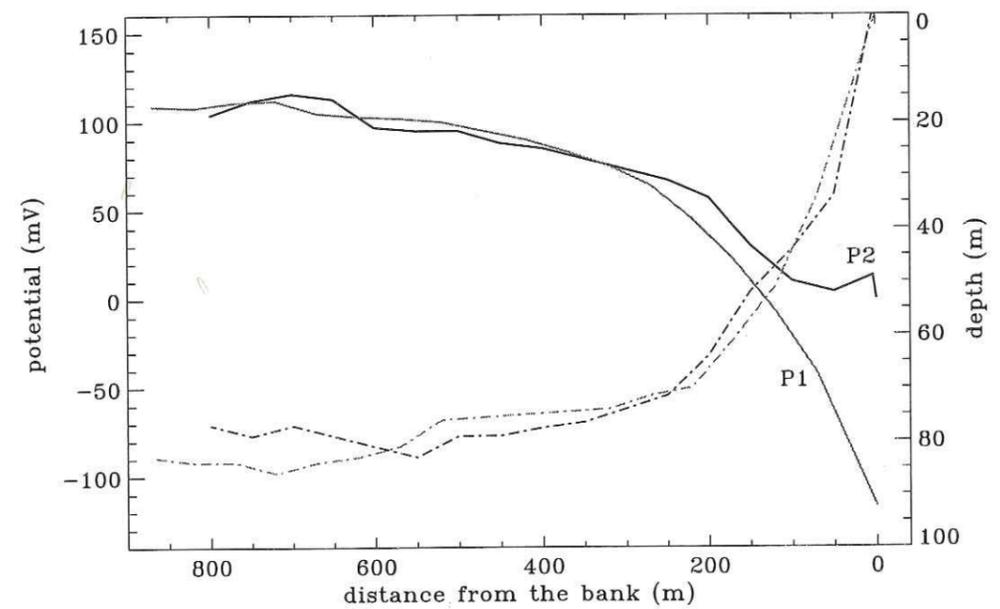


Figure 5: Static electric potential measured on the P1 (grey line) and P2 profiles (black line) performed on the bottom of the Roselend lake (Figure 4) as a function of the distance from the bank. The grey and black dashed curves display the depth of the lake along the P1 and P2 profiles respectively.

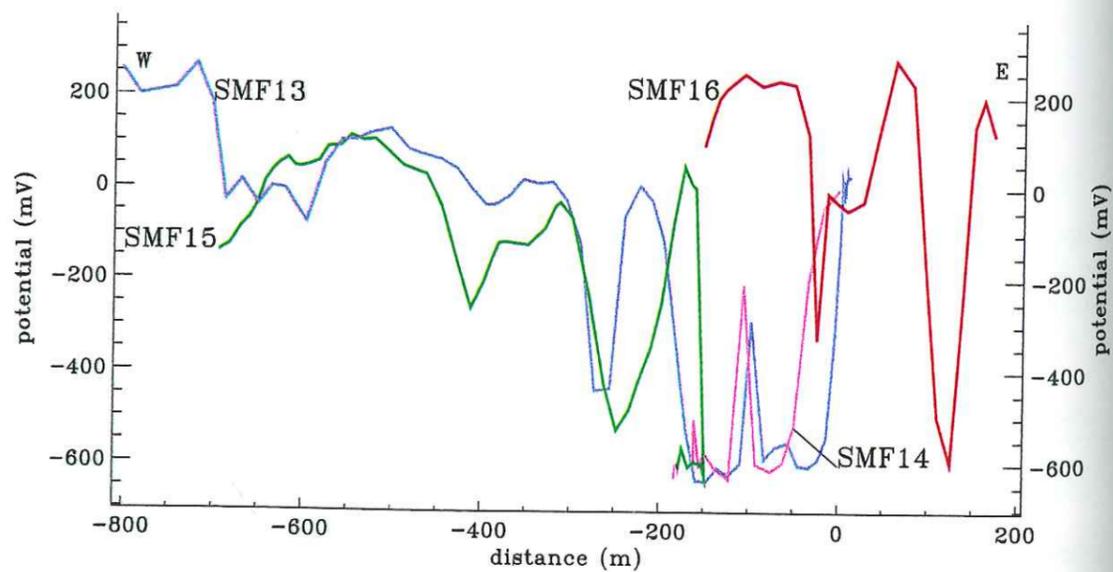
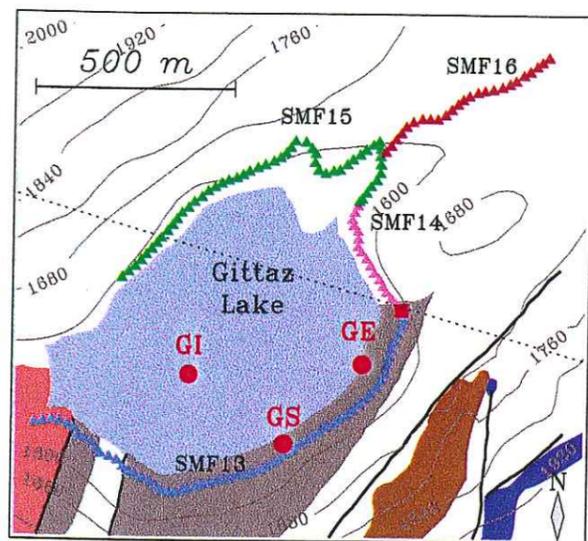


Figure 6: Static electric potential profiles on the bank of the La Gittaz lake. a) The triangles represent the measurement points of the profiles. The red square indicates the measurement point taken as reference. The direction of the dashed line, which amounts to N105, is approximately perpendicular to the main geological axis which is oriented N20. b) Electric potential measurements as a function of the distance from the reference point. The profiles are projected along the N105 direction (dashed line in Figure 6a).

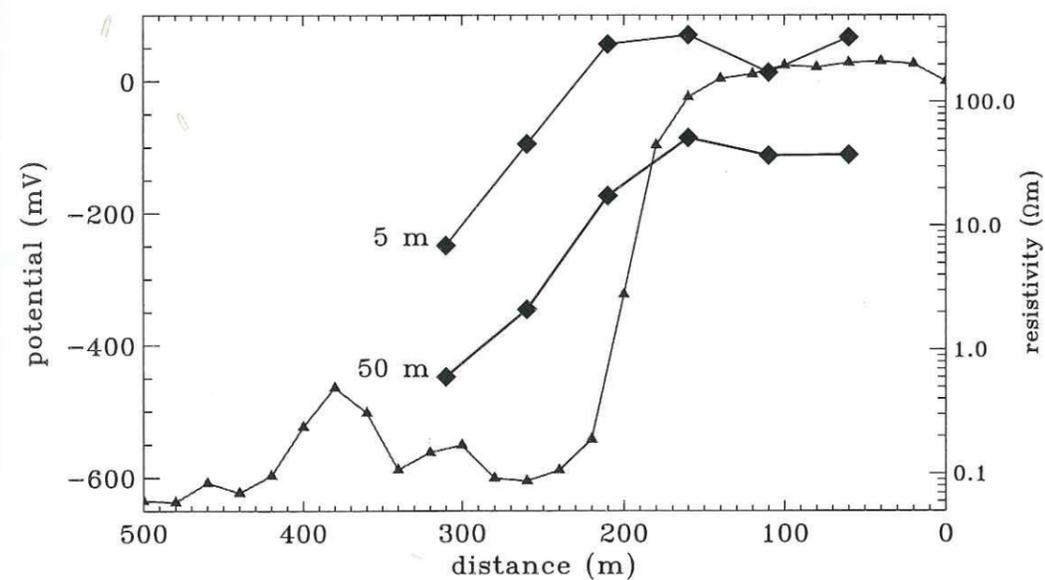
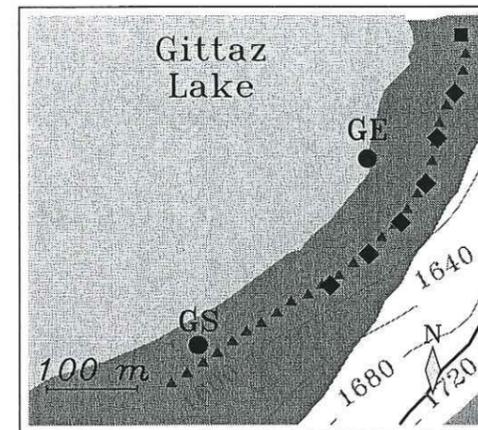


Figure 7: Top: Location of the Schlumberger resistivity sounding points (diamonds) and the electric potential measurement points on the southeastern part of the La Gittaz bank. Bottom: Apparent resistivity (diamonds) and electric potential measurements (triangles). Two different configurations of the Schlumberger array has been used: AB= 200 m, MN= 20 m and AB= 20 m, MN= 2 m. They correspond to sounding depths of 5 and 50 m.

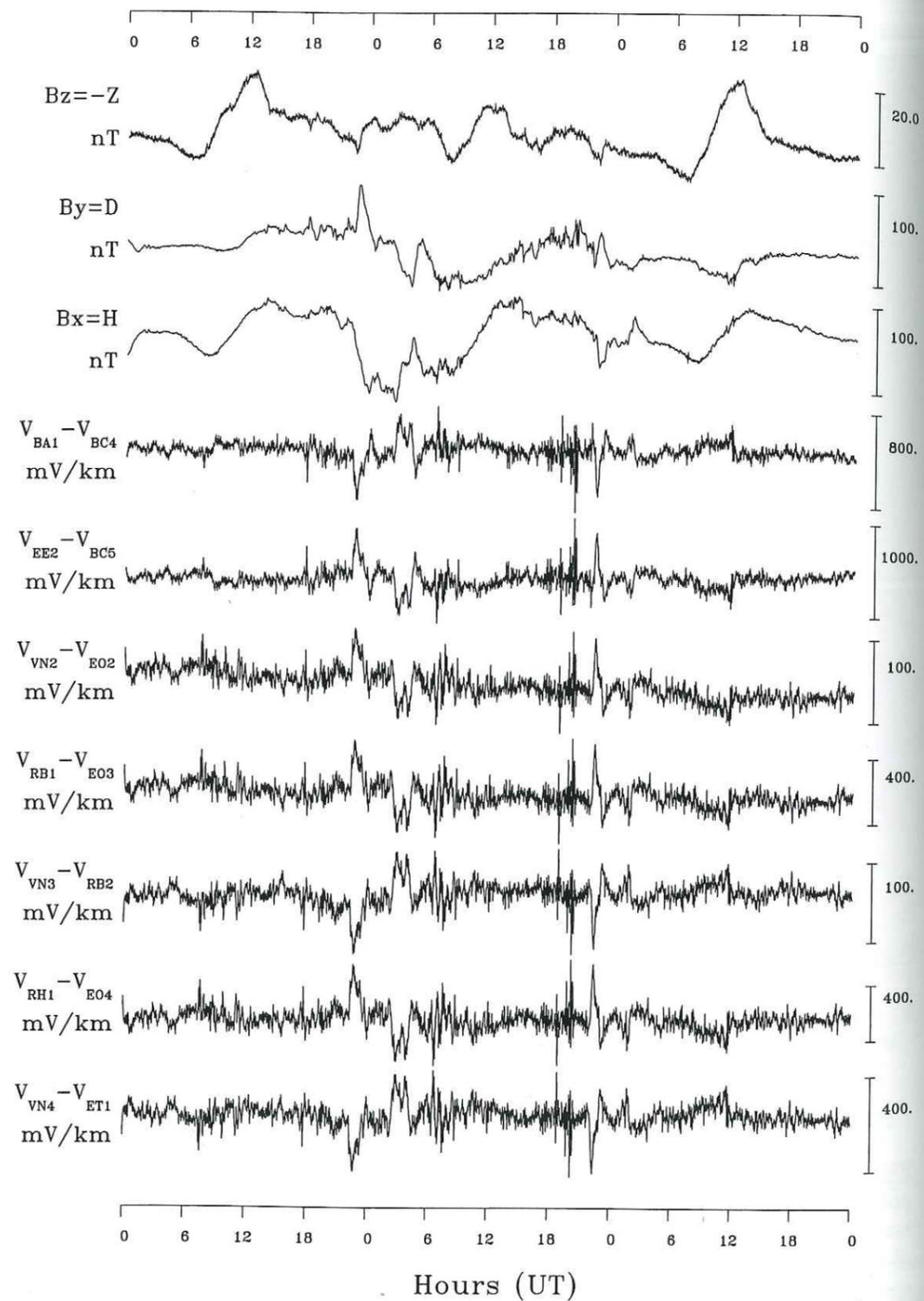


Figure 8: Variations of the three components of the magnetic field and the electric field measured on seven dipoles during a three days long period (from 04/09/97 to 04/11/97).

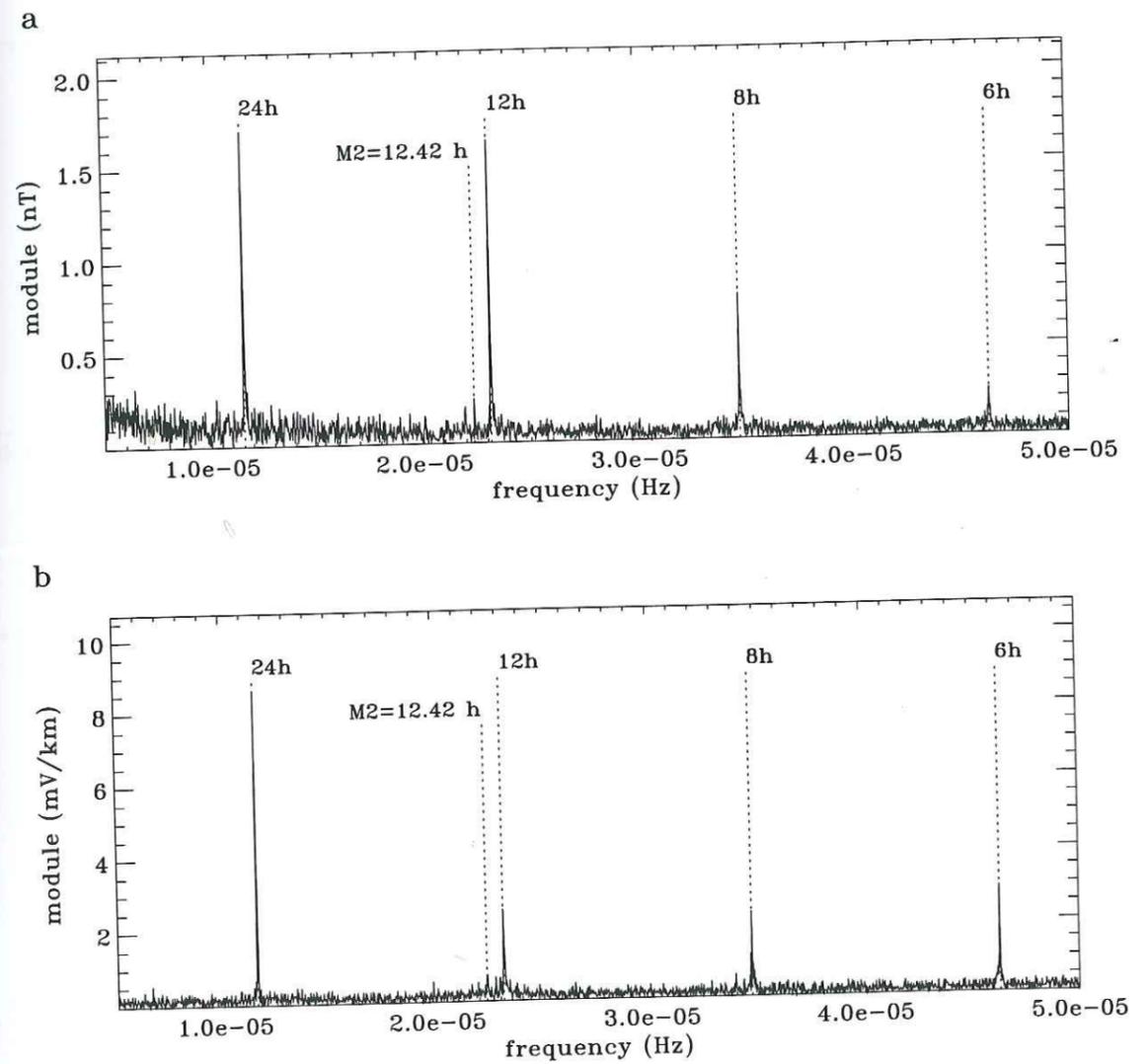


Figure 9: Density spectrum of a 800 days long data segment of the vertical component of the field magnetic (a) and the electric field recorded on the VNS dipole (b).

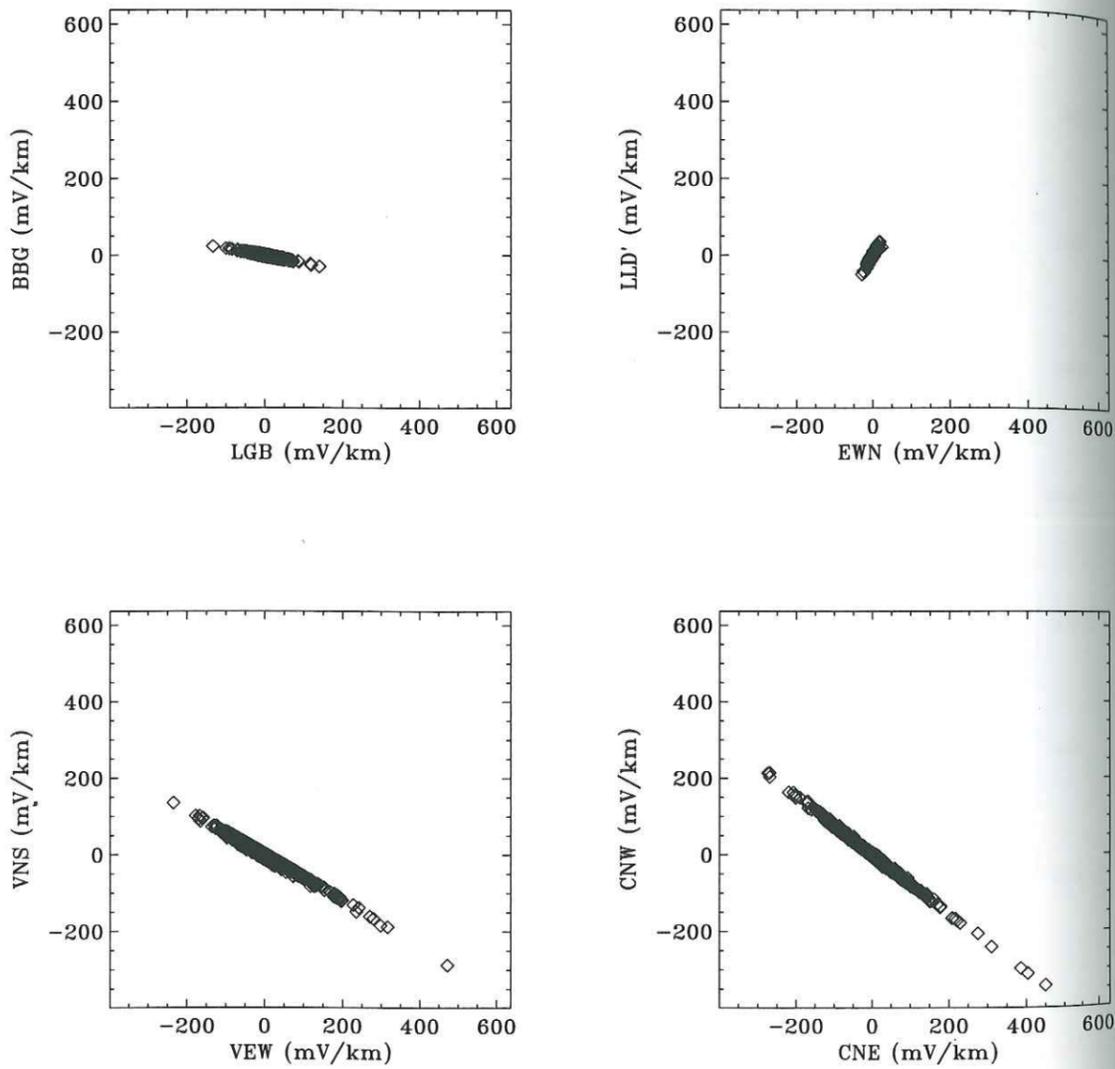


Figure 10a: Polarization patterns of the electric field on four couples of dipoles.

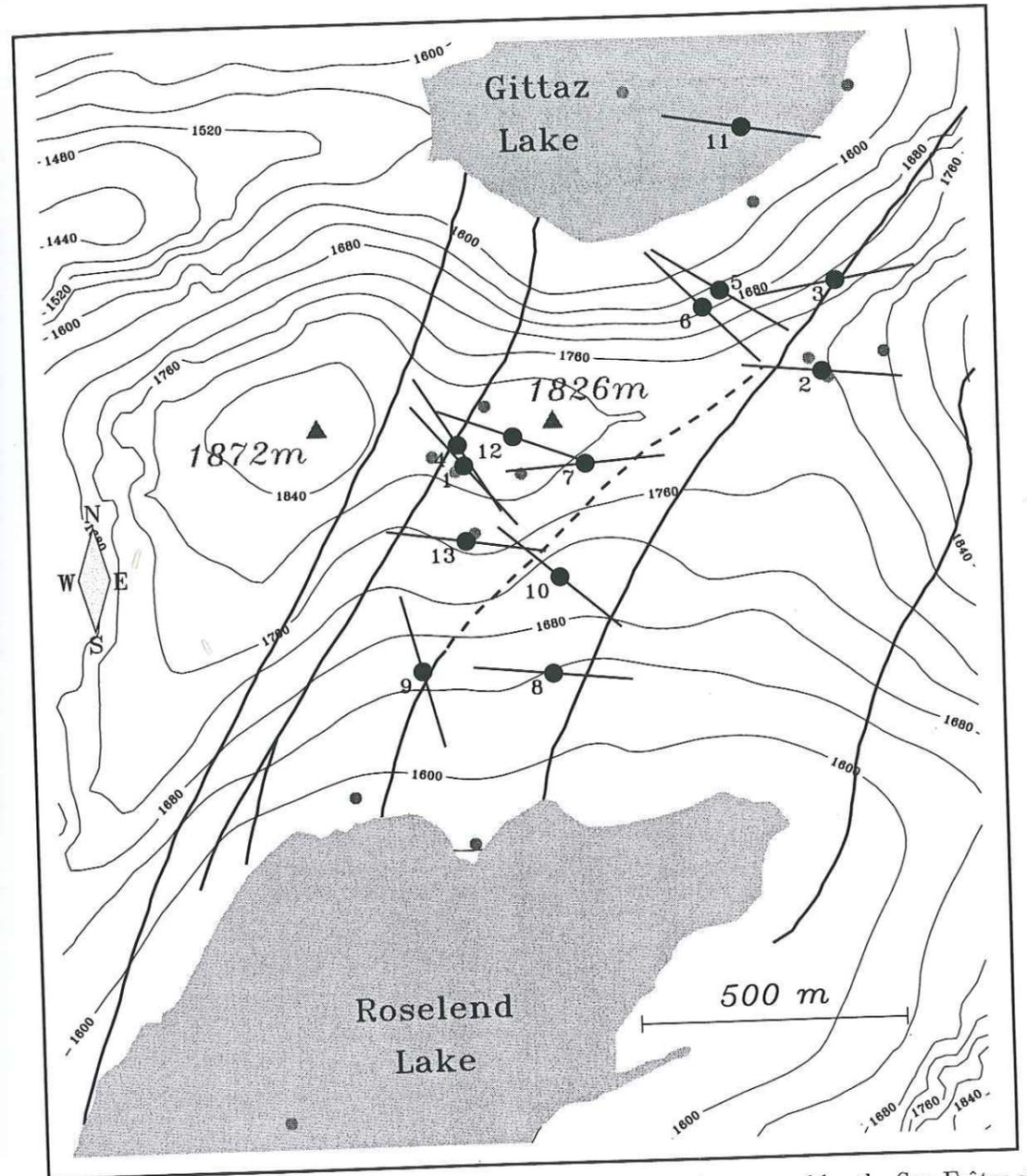


Figure 10b: Polarization angle (black segments) of the electric field measured by the Sur-Frètes electric potential array. The numbers indicate the couple of dipoles used for the estimation of the polarization angle (1= VNS/VEW, 2= CNW/CNE, 3= BGC/CNE, 4= vns/vew, 5= BGC/EWN, 6= BGC/EWS, 7= BBE/EWS, 8= BRC/BBR, 9= LLD'/BBR, 10= BBE/BBR, 11= BBG/LGB, 12= LLD'/LGB, 13= LLD'/EWN). The location of the segments is defined as the barycenter of the 4 electric measurement points for each couple of dipoles. The measurement points of the continuous electric potential are indicated by grey circles.

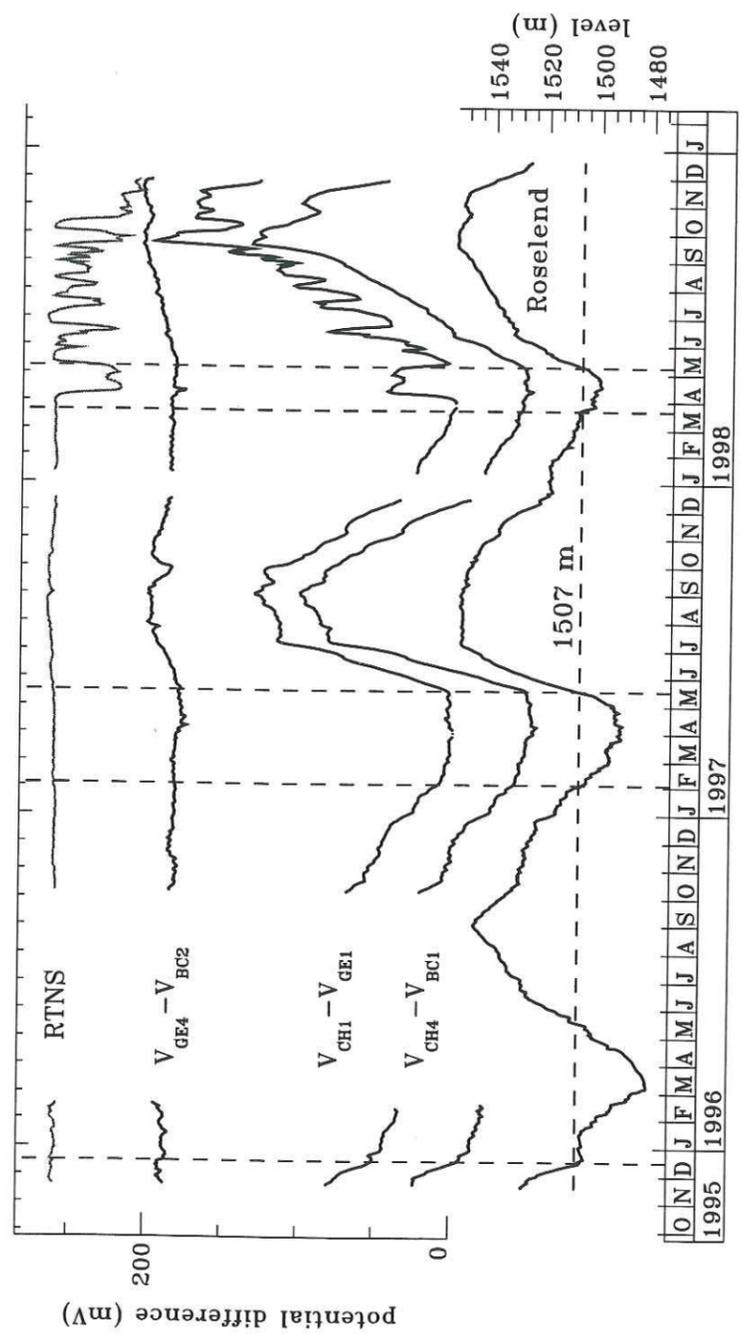


Figure 11: Roselend lake level and the potential differences $V_{CH}-V_{BC}$, $V_{CH}-V_{GE}$ and $V_{GE}-V_{BC}$ as a function of time. The RTNS signal is the combination of the dipoles $(V_{CH}-V_{BC})-(V_{CH}-V_{GE})-(V_{GE}-V_{BC})$. The horizontal dashed line indicates the critical Roselend lake level, below which the sensitivity of the electric potential $V_{CH}-V_{BC}$, $V_{CH}-V_{GE}$ to the Roselend lake level is strongly reduced.

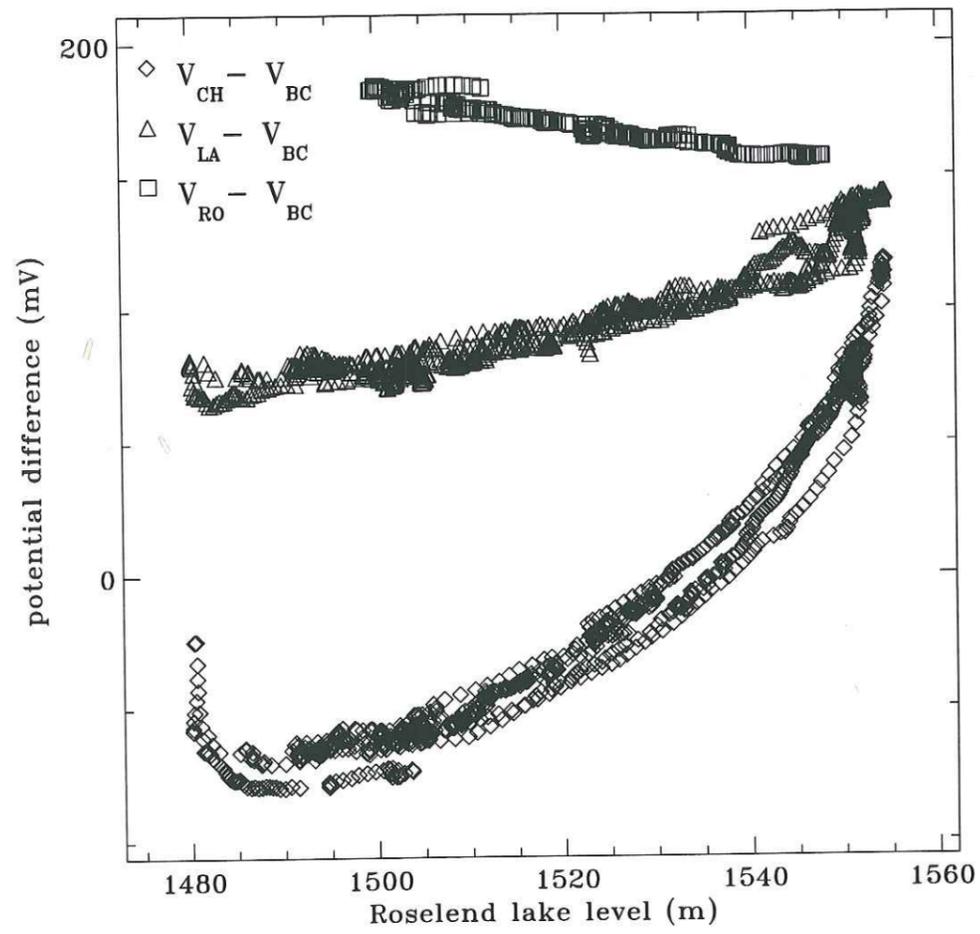


Figure 12: Electric potential variations of the CH, LA and RO points with respect to the potential of the BC point as a function of the Roselend lake level.

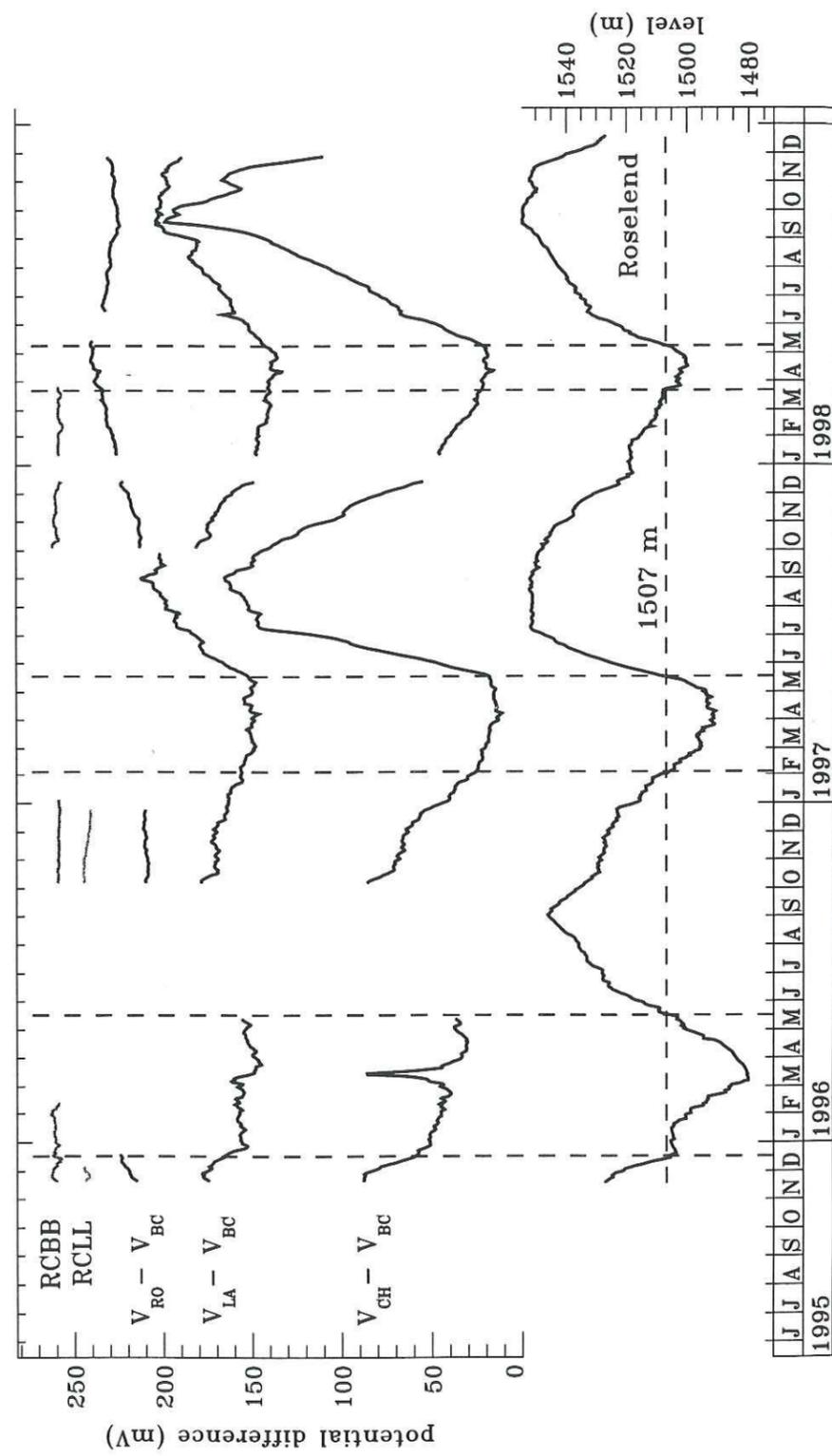


Figure 13: Roselend lake level and the potential differences $V_{CH}-V_{BC}$, $V_{LA}-V_{BC}$ and $V_{RO}-V_{BC}$ as a function of time. RCBB designates the combination BBE-BBW-BBG+BBR. RCLL designates the combination LLS+LGB-BBE-LRB.

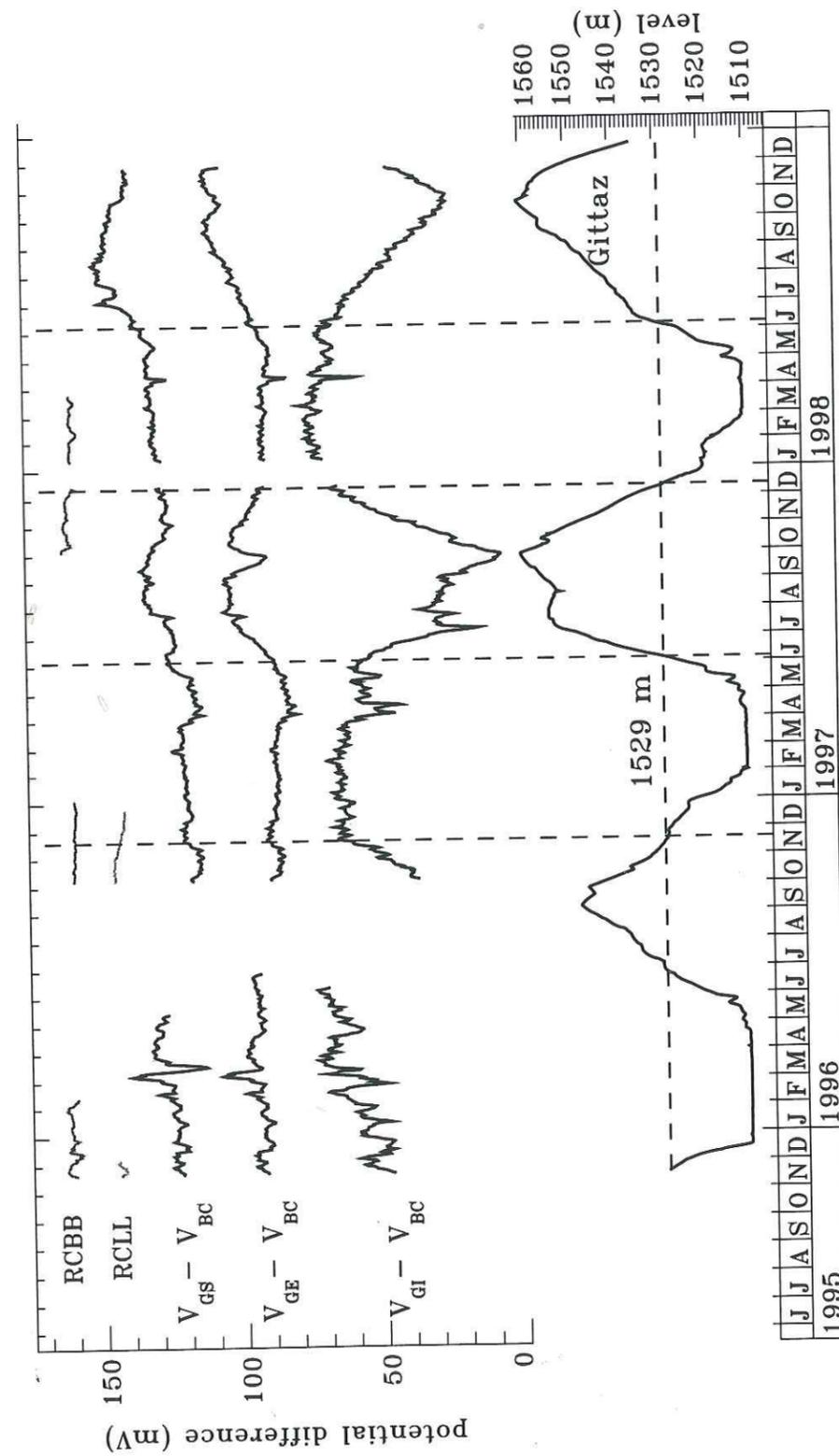


Figure 14: Gittaz lake level and the potential differences $V_{GS}-V_{BC}$, $V_{GE}-V_{BC}$, $V_{GI}-V_{BC}$. The dipole combinations RCBB and RCLL are also represented.

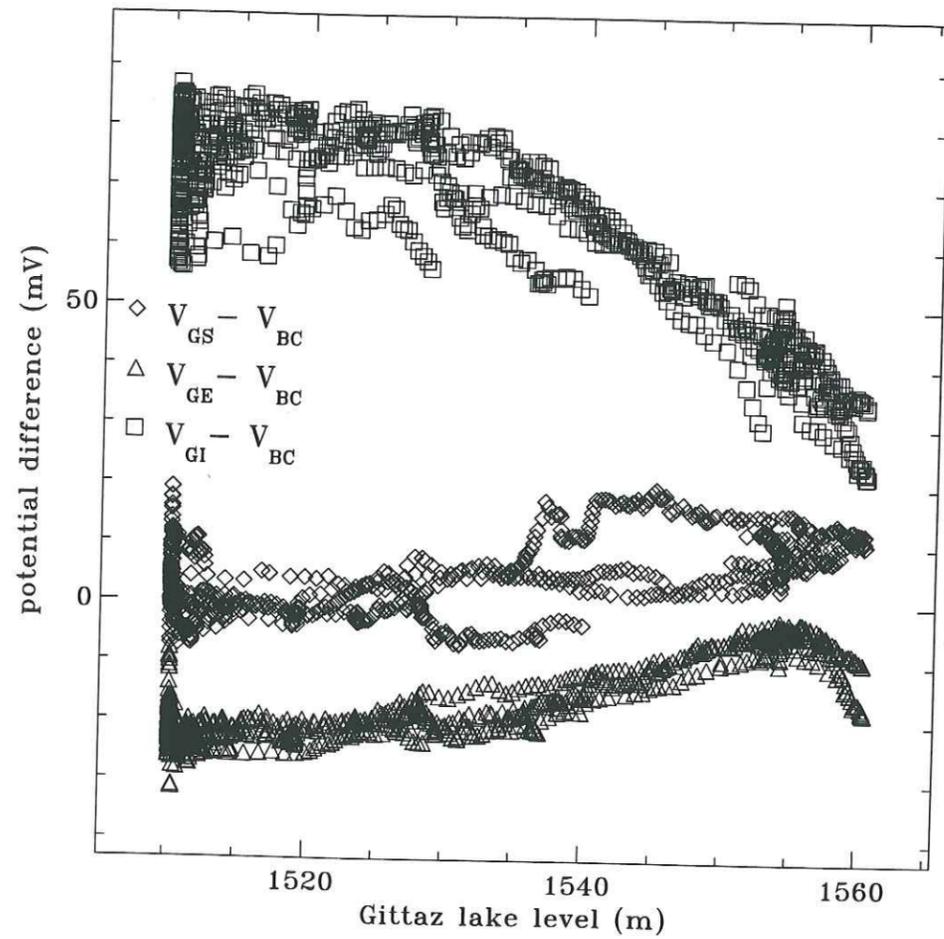


Figure 15: Electric potential variations of the GS, GE and GI points with respect to the potential of the BC point as a function of the La Gittaz lake level.

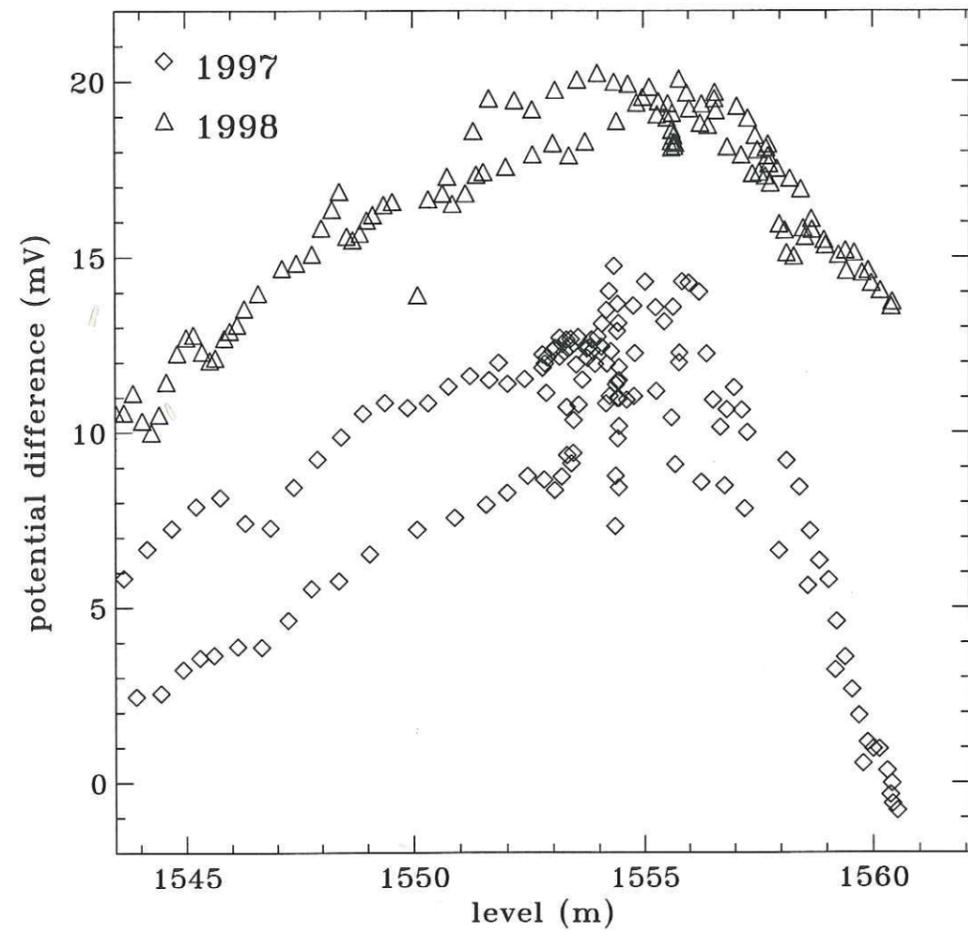


Figure 16: Electric potential variations measured at the GE point as a function the La Gittaz lake level for lake level comprised between 1544 and 1561 m.

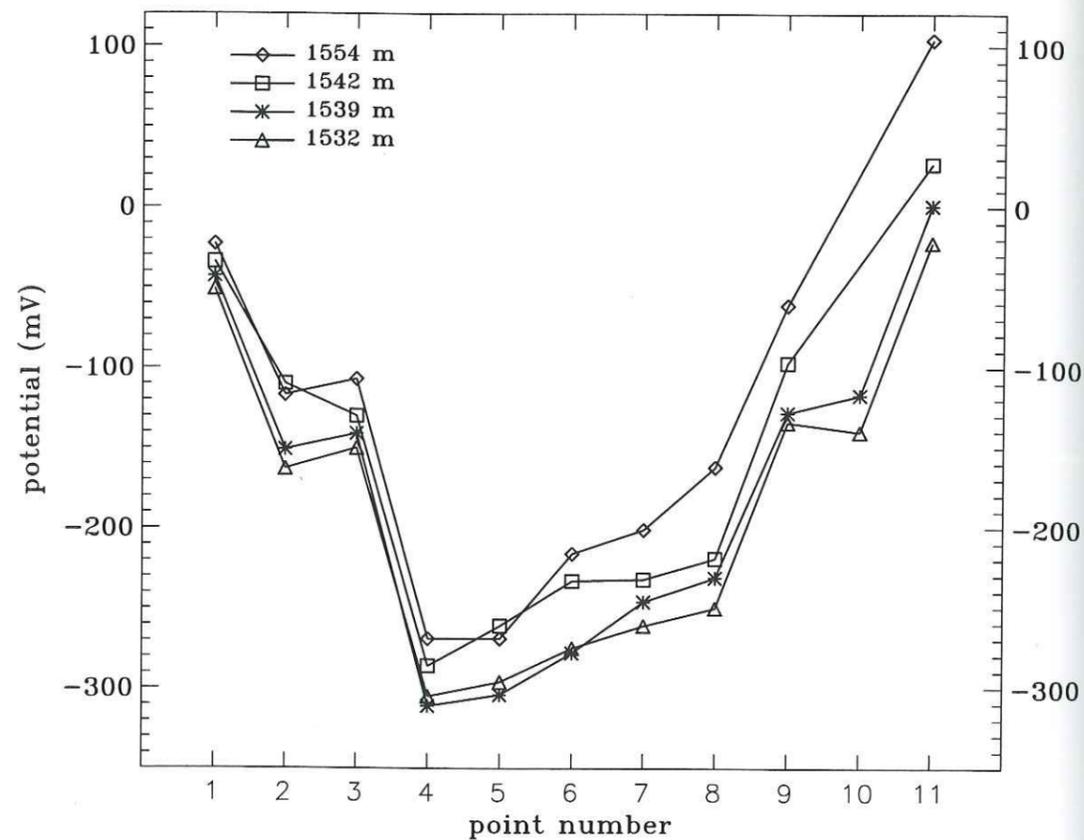


Figure 17: Electric potential measurements performed on the temporary electric potential array located on the bank of the Roselend lake for different values of the Roselend lake level h_R . The potential is referred to the potential of the BC point. Only two measurements were performed at the point 10. Indeed, the point 10 was under water for the Roselend lake level at 1554 m. It has not been retrieved under the 1m thick snow cover for the Roselend lake level at 1542 m. The measurements have been performed on 18/06/98 ($h_R=1532$ m), 17/07/98 ($h_R=1539$ m), 21/09/98 ($h_R=1554$ m) and 26/11/98 ($h_R=1542$ m).

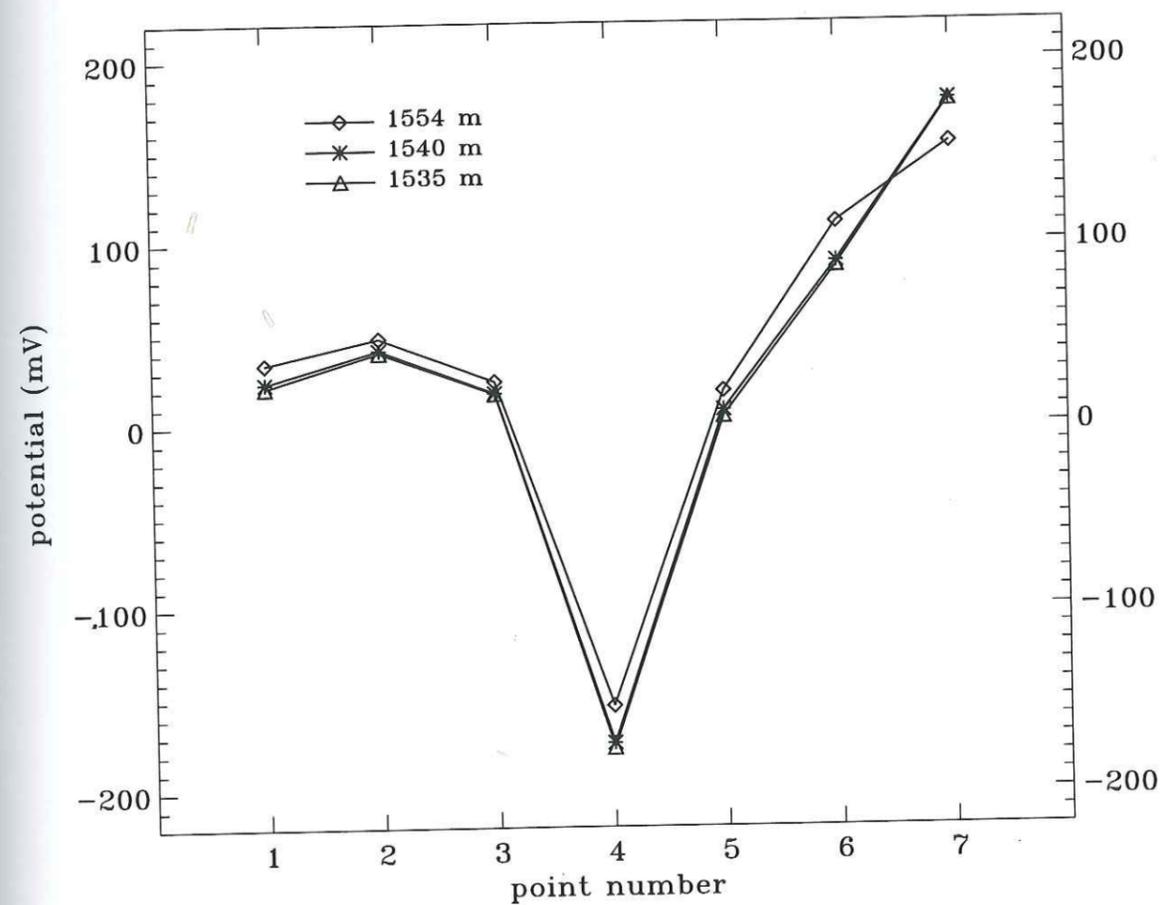


Figure 18: Electric potential measurements performed on the temporary electric potential array located on the bank of the La Gittaz lake for different values of the La Gittaz lake level h_G . The potential is referred to the potential of the BC point. The measurements have been performed on 18/06/99 ($h_G=1535$ m), 17/07/98 ($h_G=1540$ m) and 16/09/98 ($h_G=1554$ m).

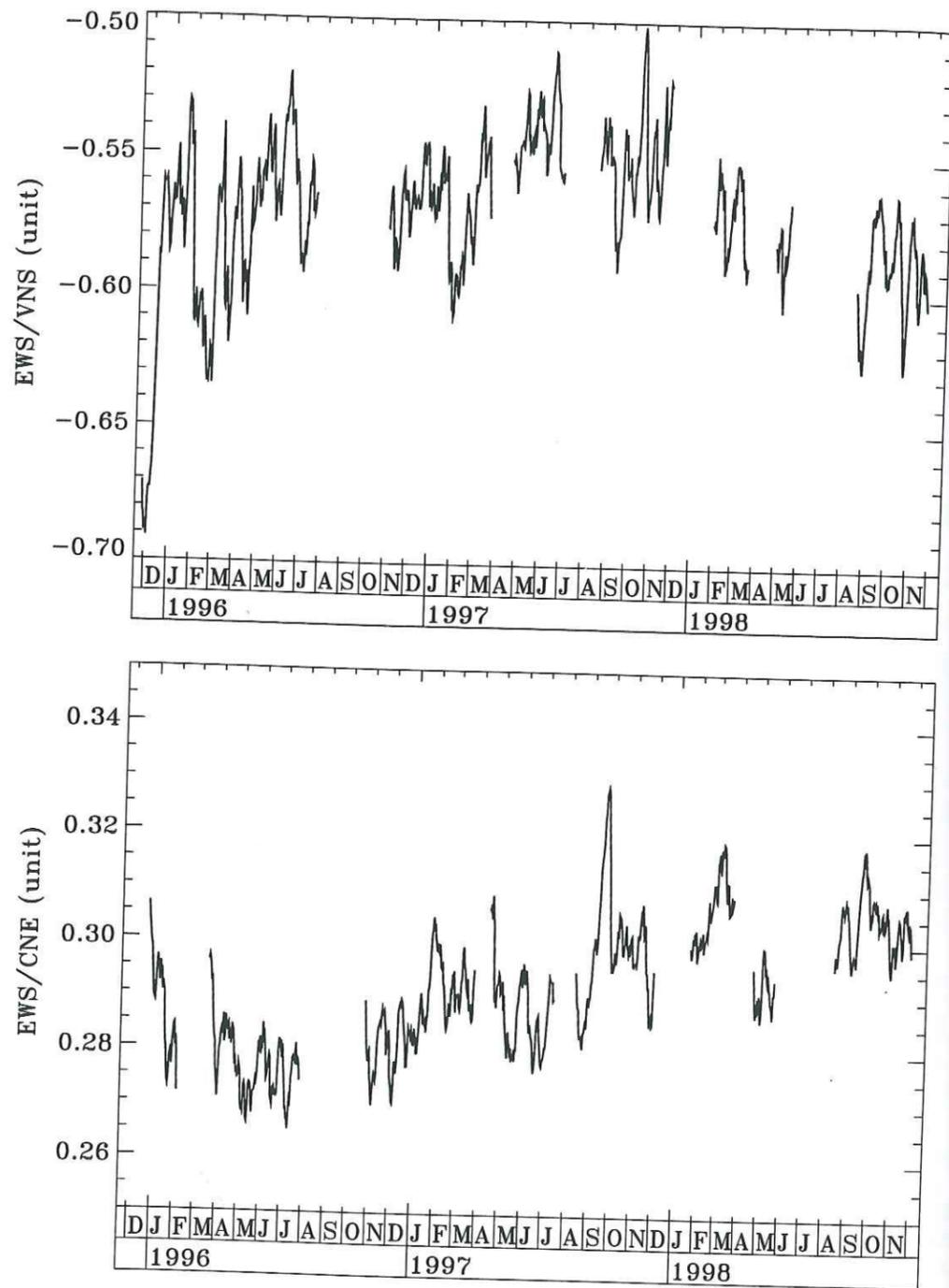


Figure 19a: Temporal variations of the electric field ratios EWS/VNS and EWS/CNE .

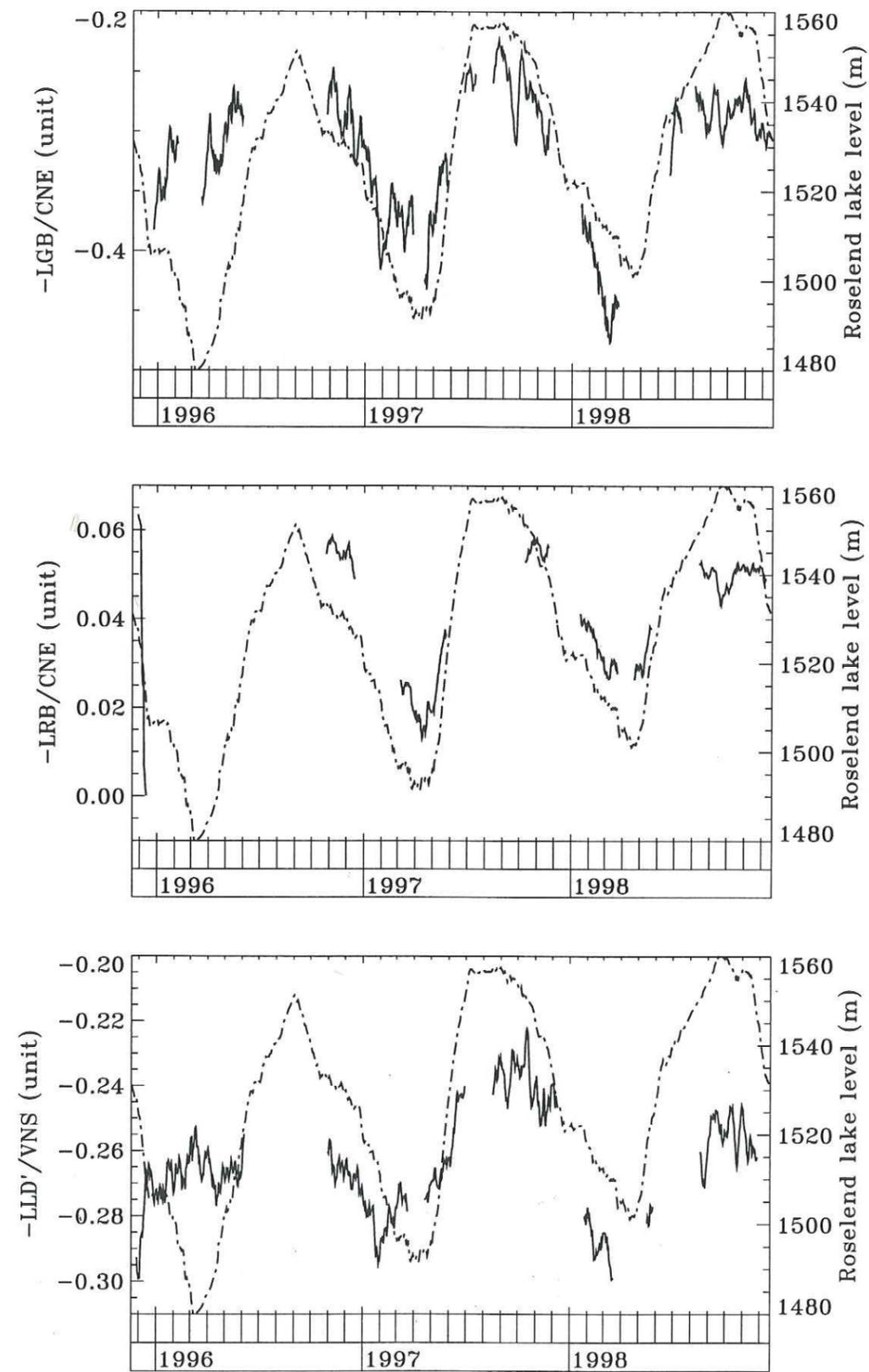


Figure 19b: Temporal variations of the electric field ratios $-LGB/CNE$, $-LRB/CNE$, $-LLD'/VNS$ and the Roselend lake.

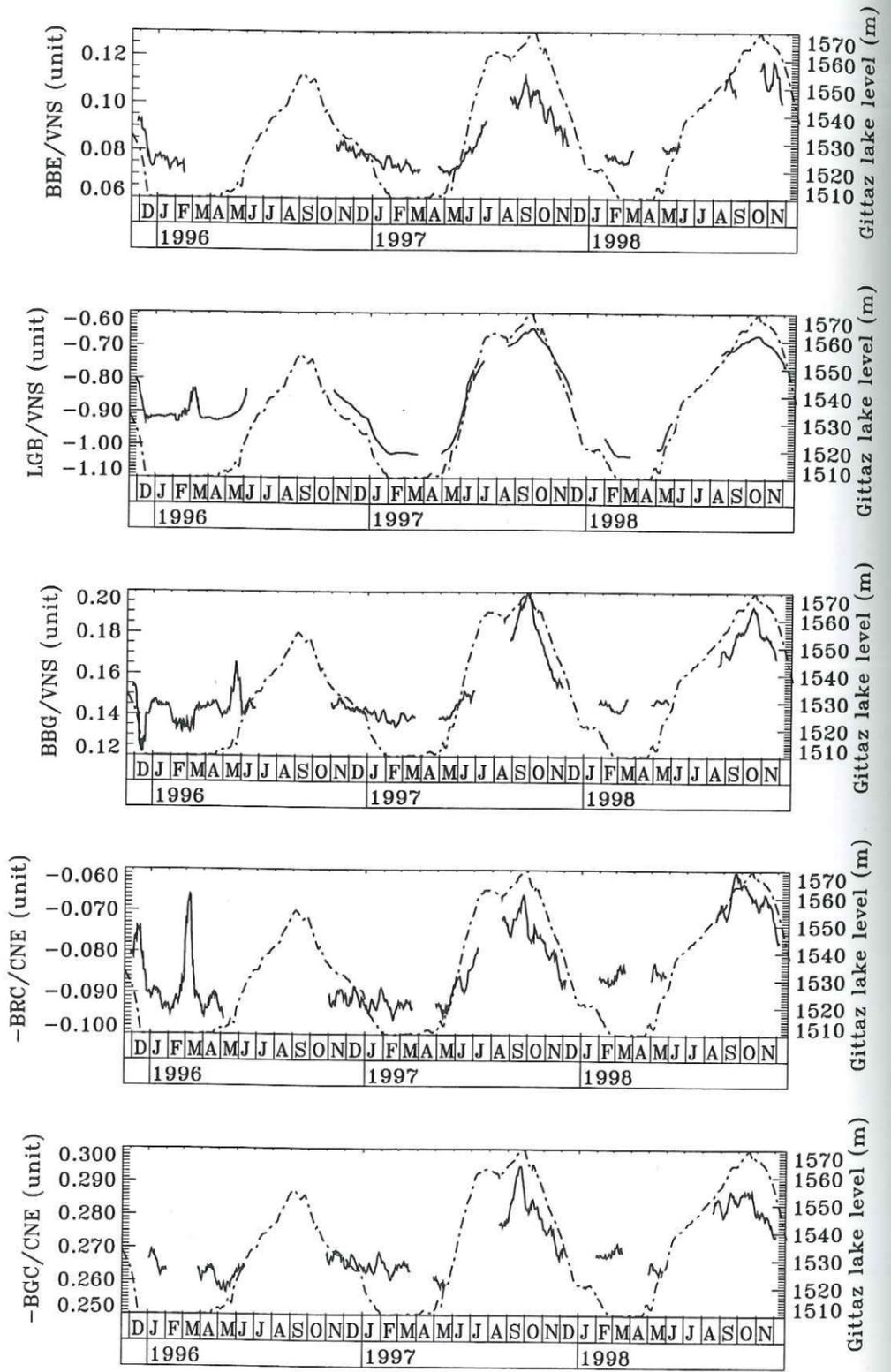


Figure 19c: Temporal variations of the electric field ratios BBE/VNS, LGB/VNS, BBG/VNS, BRC/CNE, -BGC/CNE and the La Gittaz lake level.

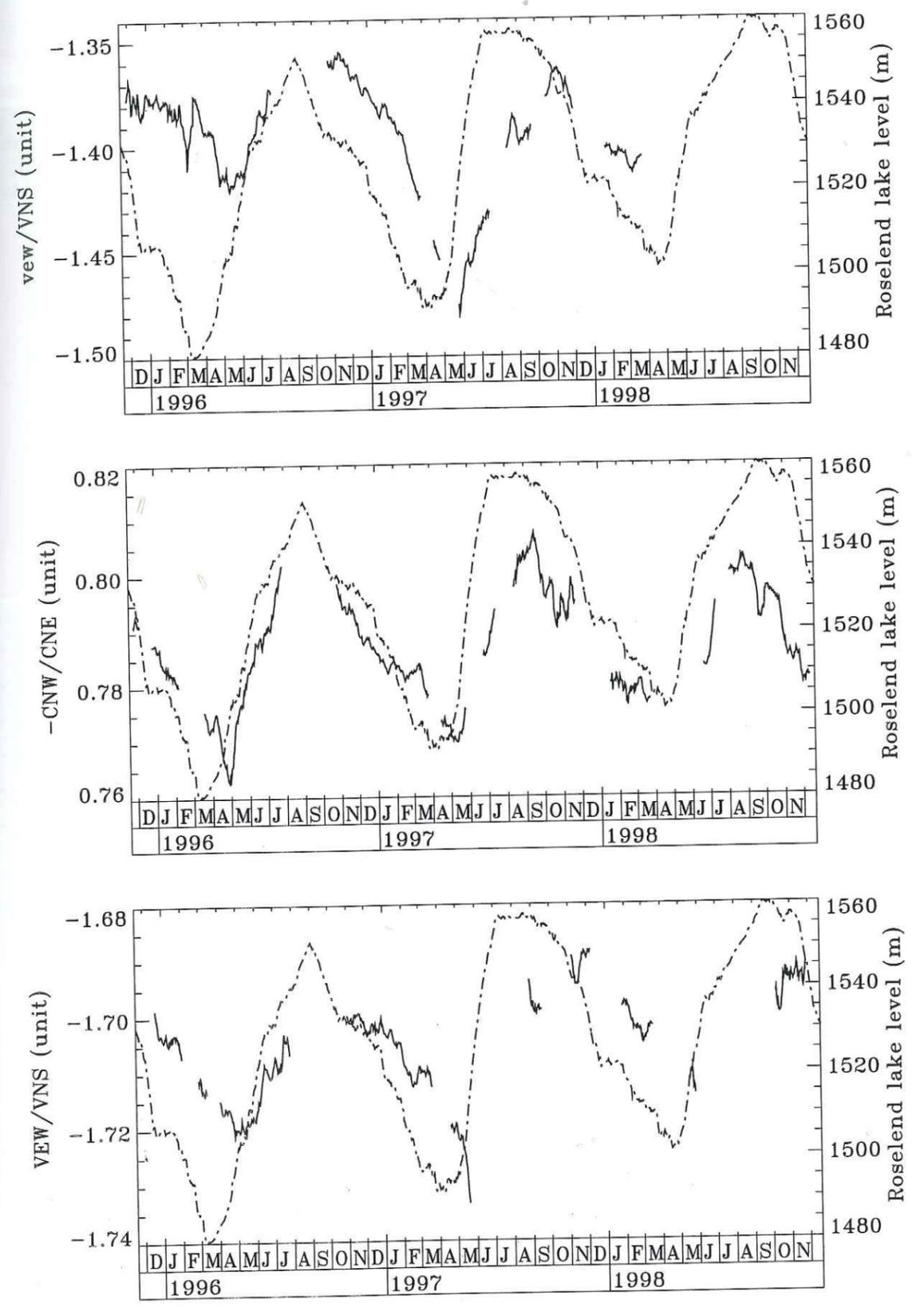


Figure 19d: Temporal variations of the electric field ratios BBE/VNS, LGB/VNS, BBG/VNS, -BRC/CNE, -BGC/CNE and the La Gittaz lake level.

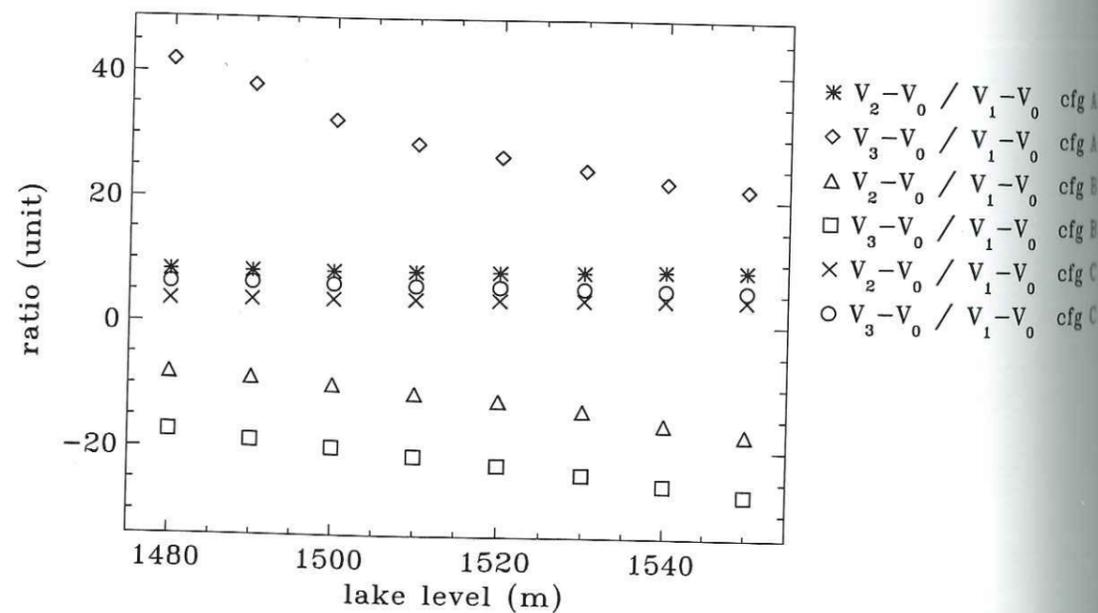
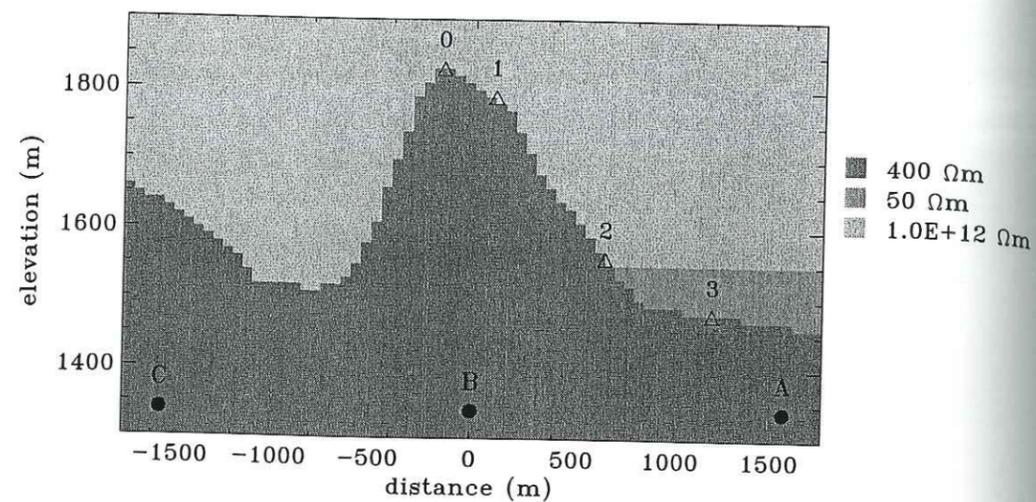


Figure 20: Electric potential variations related to the Roselend lake level variations calculated for far electric current sources. a) Resistivity structure of the model used in the calculations. The high resistivity medium represents the atmosphere. The intermediate resistivity medium represents the rock medium and the Roselend lake is represented by the low resistivity medium. The electric potential variations are calculated for three locations of current sources (black points). The point 0, 1, 2 and 3 are the points where the electric potential is calculated. They are representing the electric measurements points VN, ET, CH and RO respectively. The lake level is varying between 1480 and 1550 m. b) The ratios of the electric potential difference V_2-V_0/V_1-V_0 and V_3-V_0/V_1-V_0 as a function of the Roselend lake level for the three configurations of far current sources.

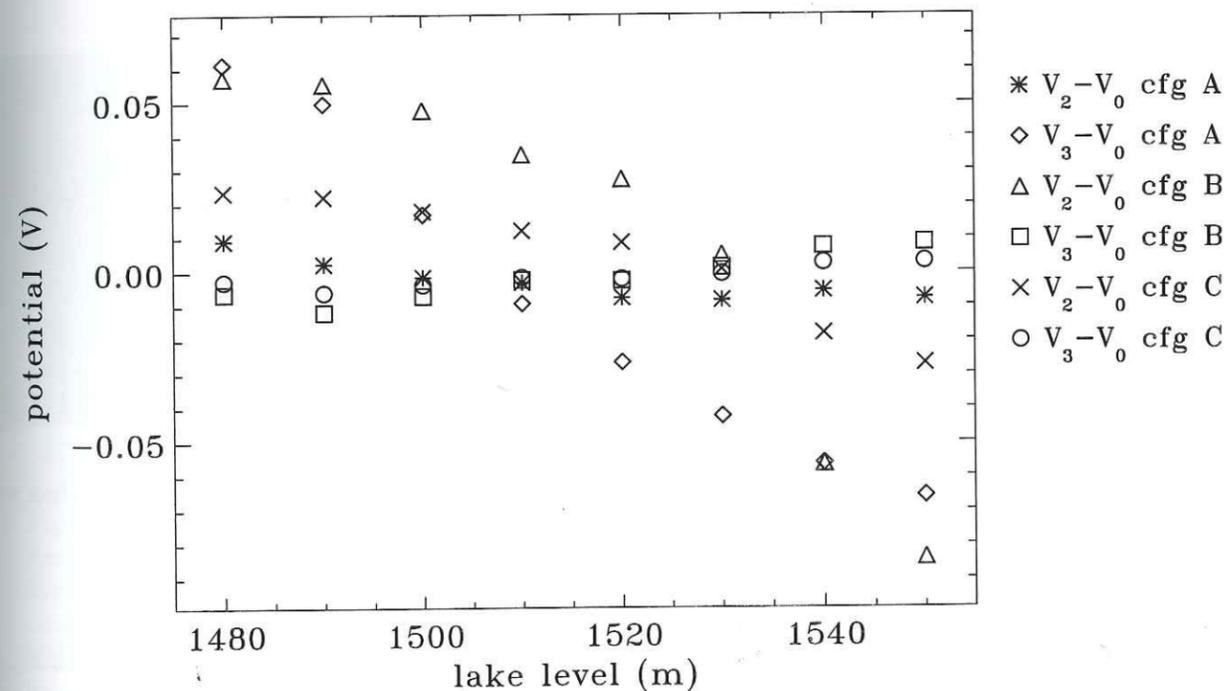
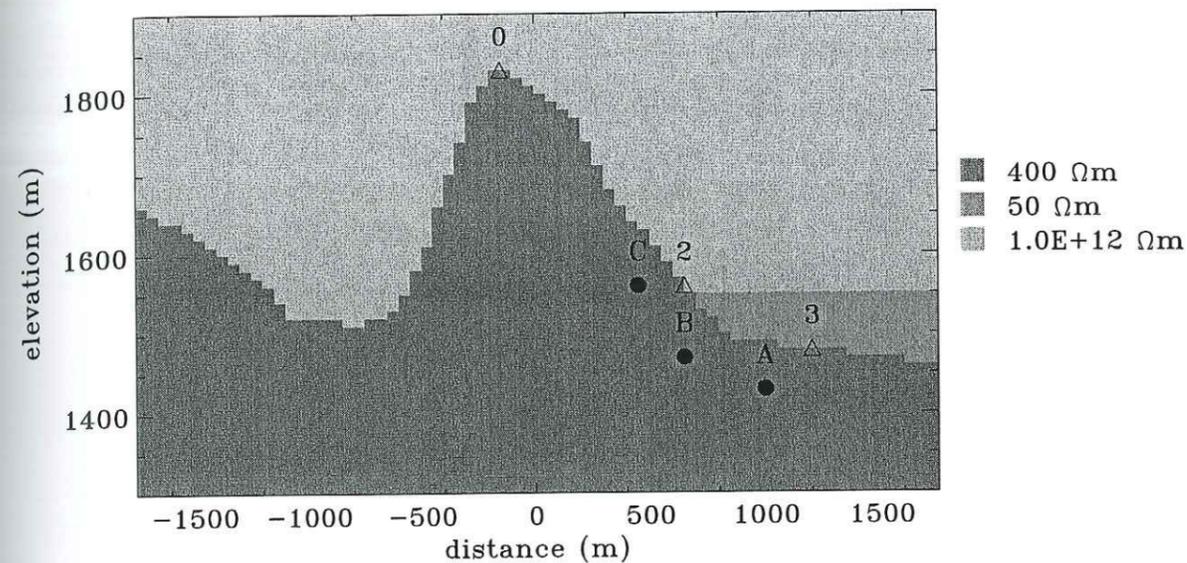


Figure 21: Electric potential variations related to the Roselend lake level variations calculated for local electric current sources. a) Resistivity structure of the model and the location of the three local currents sources. b) Relative variations of the electric potential differences V_2-V_0 and V_3-V_0 as a function of the Roselend lake level for the three configurations of far current sources.

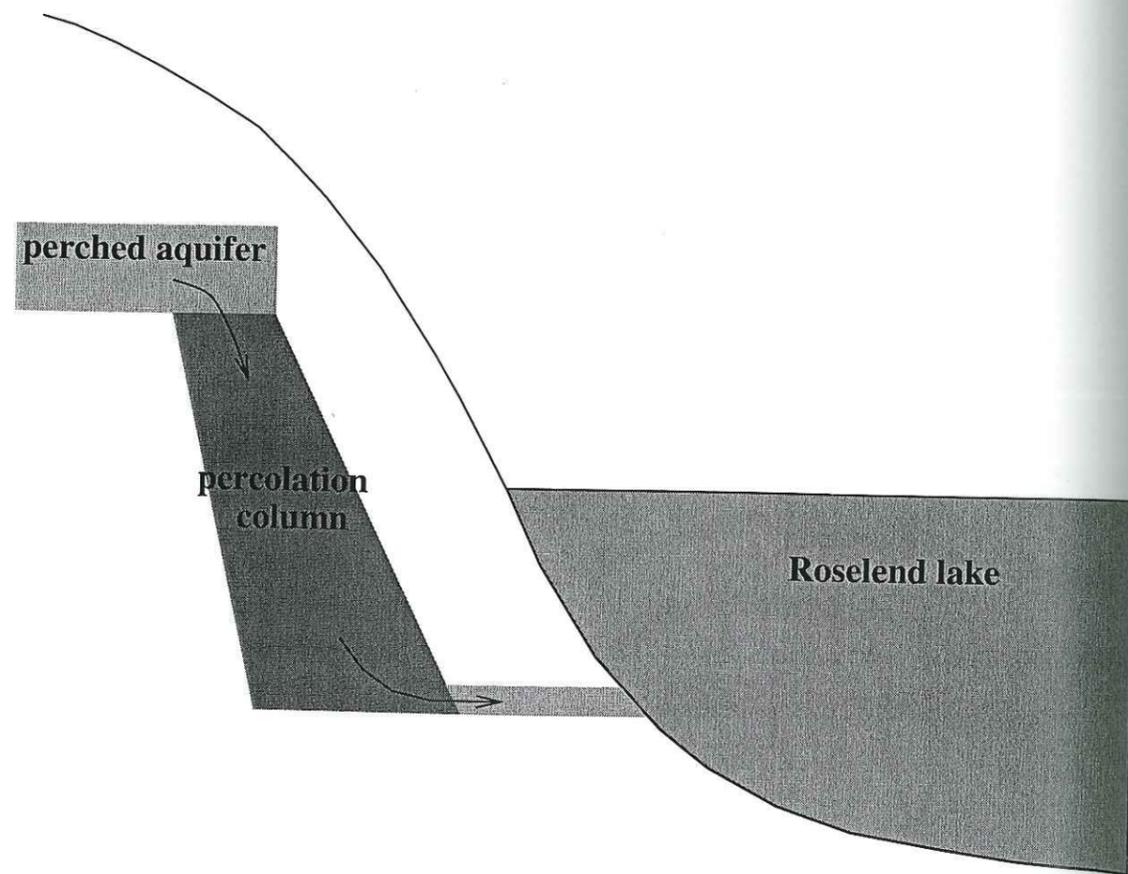


Figure 22: Electrokinetic model for the interpretation of the electric potential variations observed on the bank and the bottom of the Roselend and La Gittaz lakes.

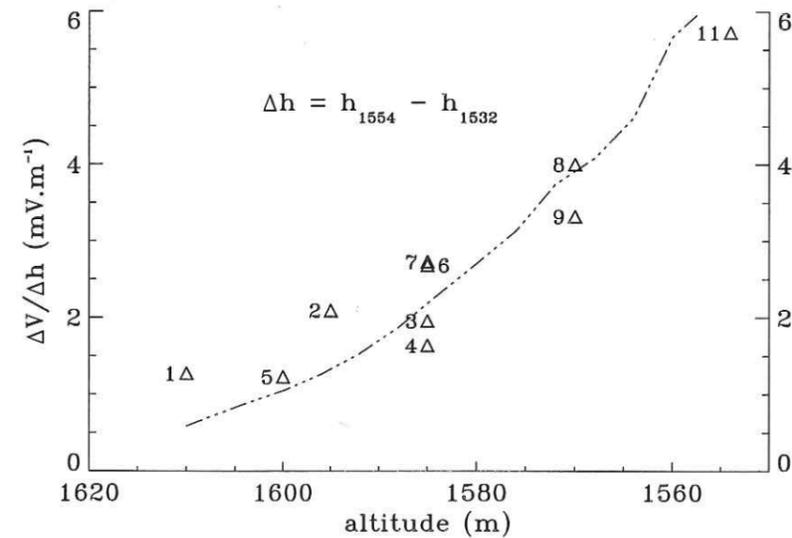
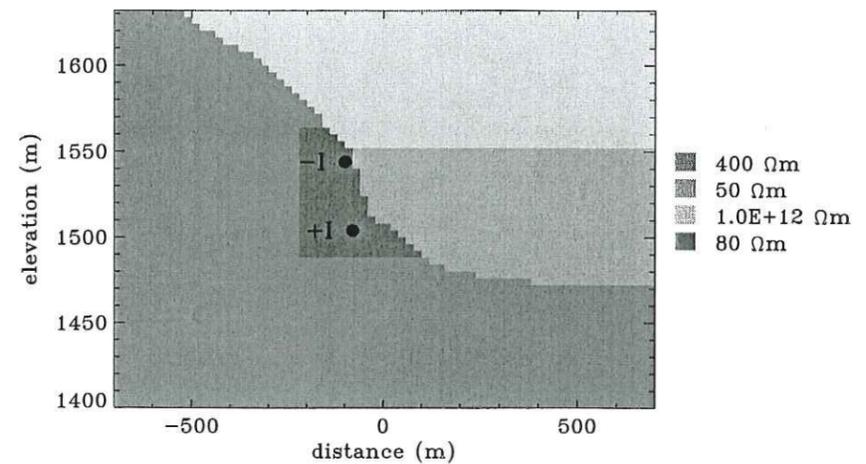


Figure 23: Sensitivity of the electric potential to the lake level as a function of the topography. a) Resistivity model. The areas with resistivities of 1012, 400, 80 and 50 Ωm represent the atmosphere, the host rocks, a fluid saturated zone and the Roselend lake. The fluid saturated zone represents the percolation zone. The corresponding electrokinetic source is represented by a dipolar electric current source (black points). The absolute amplitude I of the current sources, which is modulated by the lake level, is fixed to be maximal for the lake level of 1504 m and fixed to be 0 for a lake level of 1560 m. The maximal amplitude of the current source is fixed to 4.2 A in order to fit best the electric potential measurements performed on the Roselend bank. b) Sensitivity of the electric potential measured on the Roselend temporary array corresponding to the Roselend lake level increase from 1532 to 1554 m as a function of the elevation of the points (triangles). The calculated sensitivity on the surface of the host rocks is indicated by a dashed curve.

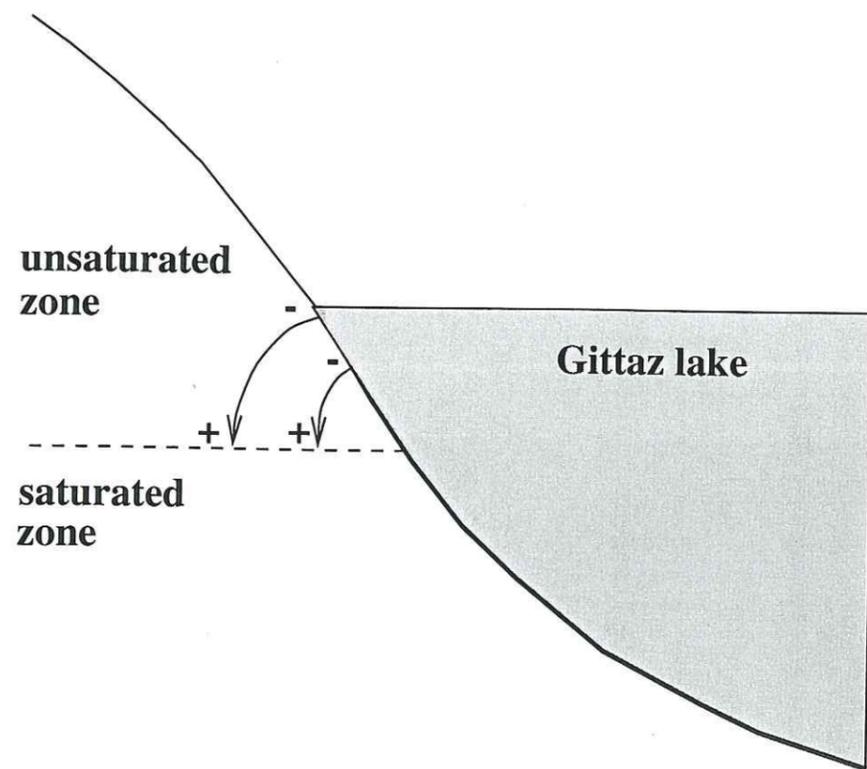


Figure 24: Electrokinetic model for the interpretation of the observed inversion of the sensitivity of the electric potential of the GE point to the La. Gittaz lake level for lake level above 1555 m.

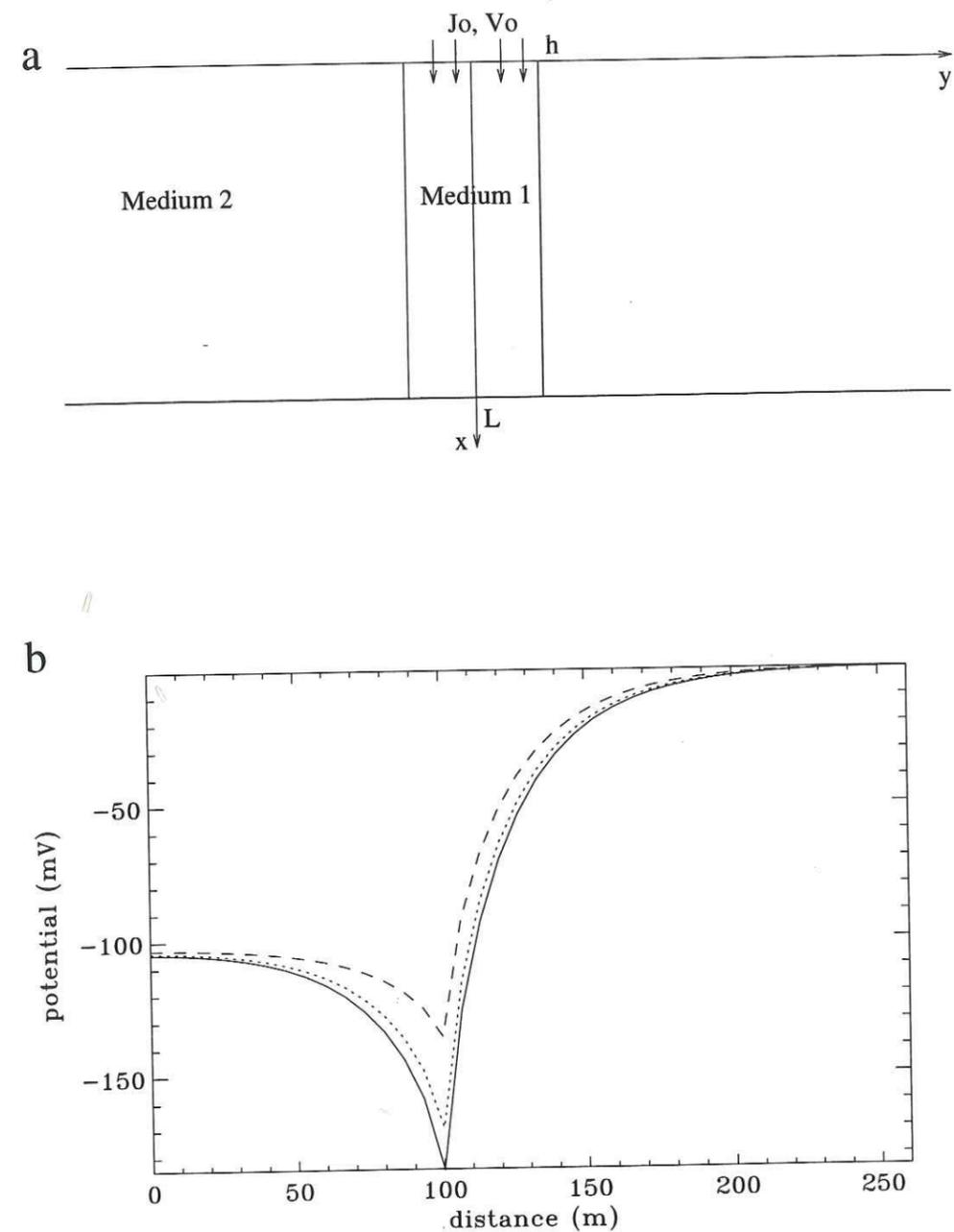


Figure 25: Analytical model for the evaluation of leakage currents produced resistivity changes near an electrokinetic source [Adler et al., 1999]. a) The medium 1 represents the high permeability percolation zone, where electric and convective phenomena are coupled. The medium 2 represents a low permeability porous medium, where resistivity changes take place. The permeability of the medium 1 and 2 amounts to 10^{-11} and 10^{-17} m² respectively. The electroosmotic coupling coefficient amounts to $2.6 \cdot 10^{-9}$ m² s⁻¹ V⁻¹ taken a value of the streaming potential coefficient of 53 mV.bar⁻¹ and a rock resistivity of 200 Ω m. The resistivity of the medium 1 is fixed to 100 Ω m and the resistivity of the medium 2 ranges between 500 and 1000 Ω m.

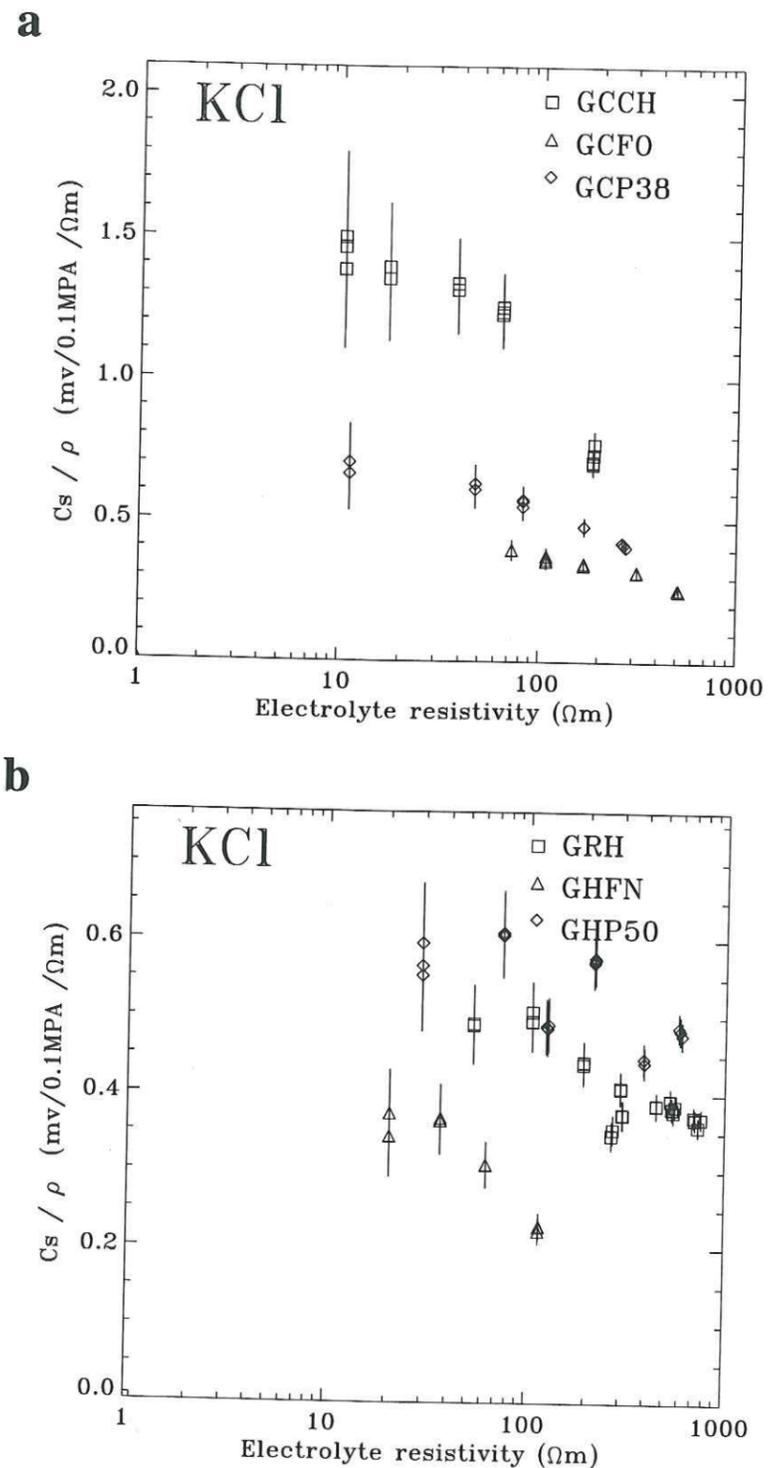


Figure 26: Ratio of the streaming potential coefficient to the fluid resistivity measured for 6 crushed rocks sampled in the permian sandstone unit of the Sur-Frêtes site. a) Samples originating from the calcareous sandstone unit of the Roselend bank. b) Samples originating from the coal bearing sandstone unit of the La Gittaz bank (GHFN and GHP50) and the Sur-Frêtes ridge (GRH).

5.3 Comportement long-terme du réseau électrique de Sur-Frêtes

Dans cette partie, nous analysons le comportement long-terme du réseau électrique de Sur-Frêtes. Tout d'abord, les différences de potentiel entre les différentes électrodes du réseau, mesurées sur place quatre fois sur trois ans, renseignent sur la stabilité des électrodes. Ensuite, nous étudions la stabilité des résidus de bouclage fournis par les mesures continues des dipôles électriques.

5.3.1 Stabilité du potentiel entre électrodes

Le potentiel absolu entre les électrodes indépendantes de mêmes points du réseau électrique a été mesuré quatre fois au niveau du tiroir d'acquisition des lignes telluriques : le 25/10/95, le 13/09/96, le 18/06/98 et le 25/11/98. Seules le potentiel des électrodes isolées RH₁, ET₁ et BA₁, qui constituent des points de mesure reliés à un seul dipôle, n'ont pu être vérifiées. Les mesures sont reportées dans le tableau 5.1.

Les quatre électrodes au NaCl se distinguent des électrodes KCl par un plus mauvais comportement dans le long terme. En effet, l'électrode RO₁ a montré en moins de deux ans (entre le 13/09/96 et le 18/06/98) une dérive de son potentiel par rapport aux RO₂ et RO₃ d'une amplitude d'environ 40 mV. Du 25/10/95 au 25/11/98, le potentiel de l'électrode EO₂ a diminué d'environ 25 mV par rapport au potentiel des électrodes EO₃ et EO₄. Pendant la même période, le potentiel de l'électrode VN₂ a diminué également d'environ 30 mV par rapport au potentiel des électrodes VN₃ et VN₄. La diffusibilité de l'électrolyte vers l'extérieur, peut-être plus importante pour le NaCl que pour le KCl, pourrait expliquer la différence de comportement dans le long-terme des deux types d'électrodes. La dérive de l'électrode du point GI₁ est difficile à déterminer, compte tenu que les trois électrodes du point GI montrent des dérives importantes.

Les électrodes au KCl présentent un comportement plus nuancé. Les électrodes situées en fond de lac montrent une dérive importante. Sur la période entre le 25/10/95 et le 25/11/98, les différences de potentiel entre les électrodes RO₃ et RO₂ et GI₃ et GI₂ ont une amplitude d'environ 40 mV et 35 mV respectivement. Ces électrodes ont simplement été déposées à partir de la surface sur le fond du lac. Ainsi, l'eau autour des électrodes doit accélérer la diffusion et la dilution de l'électrolyte à l'extérieur de l'électrode, entraînant la dérive du potentiel de l'électrode. L'altération du couvercle de l'électrode a pu également permettre la corrosion par l'eau du fil de cuivre et entraîner une dérive supplémentaire.

Par contre, les électrodes installées dans le sol montrent des dérives plus faibles sur trois ans. Les électrodes des points CH, LA, GS, EE et BC montrent des dérives qui n'excèdent pas 4 mV sur 3 années. En trois autres points, une seule électrode semble montrer une dérive importante. Ainsi, au point GE, seule l'électrode GE₁ montre une dérive d'environ 10 mV par rapport aux trois autres électrodes, tandis que les différences de potentiel entre ces trois électrodes n'excèdent pas 2 mV. Au point EO, l'électrode EO₁ montre une dérive d'environ 40 mV d'amplitude par rapport aux électrodes EO₃ et EO₄, tandis que ces dernières montrent entre elles une dérive d'environ seulement 3 mV. Enfin, au point VN, l'électrode VN₁ montre une dérive d'environ 30

Partie du réseau	Point de mesure électrique	Couple d'électrodes	Différence de potentiel (mV)			
			25/10/95	13/09/96	18/06/98	25/11/98
Roselend	RO	RO ₂ -RO ₁	-36	-32	3	-80
		RO ₃ -RO ₁	-35	-28	3	-40
	LA	LA ₂ -LA ₁	0	en l'air	4	1
	CH	CH ₂ -CH ₁	0	0	-1	0
CH ₃ -CH ₁ CH ₄ -CH ₁		0 0	0 0	-3 -3	-3 -3	
Gittaz	GI	GI ₂ -GI ₁	-31	-36	-44	9
		GI ₃ -GI ₁	-30	-46	-20	23
	GE	GE ₂ -GE ₁	1	-2	-8	-3
		GE ₃ -GE ₁	0	-2	-10	-3
GE ₄ -GE ₁		0	-1	-8	-3	
GS	GS ₂ -GS ₁	0	0	-1	-2	
Est	EE	EE ₂ -EE ₁	0	1	-1	-2
	BC	BC ₂ -BC ₁	-1	1	0	0
		BC ₃ -BC ₁	0	0	0	0
		BC ₄ -BC ₁ BC ₅ -BC ₁	0 -1	-1 0	0 0	0 -9
Ouest	RB	RB ₂ -RB ₁	0	3	10	8
	EO	EO ₂ -EO ₁	21	23	-38	6
		EO ₃ -EO ₁	0	-1	-32	2
		EO ₄ -EO ₁	0	-1	-29	26
	VN	VN ₂ -VN ₁	20	22	41	-20
	VN	VN ₃ -VN ₁	0	0	13	-6
VN ₄ -VN ₁		0	-2	12	-6	

Tableau 5.1: Différence de potentiel entre les électrodes indépendantes situées aux mêmes points du réseau électrique mesuré dans le chalet au bornier. Les électrodes RO₁, GI₁, VN₂ et EO₂ sont au NaCl.

mV d'amplitude par rapport aux électrodes VN₃ et VN₄, tandis que ces dernières entre elles montrent une dérive de l'ordre de 2 mV. Enfin les électrodes RB₁ et RB₂ montrent entre elles une dérive d'environ 15 mV d'amplitude. Au total, 22 des 27 électrodes KCl installées dans le sol et qui ont pu être vérifiées, soit environ 80%, ont montré des dérives d'amplitude n'excédant pas 3 mV sur les trois années comprises entre le 25/10/95 et le 24/11/98.

Ainsi, l'amplitude des dérives observées sur les électrodes KCl placées dans le sol ne semble pas dépendre du point d'installation. Ceci confirme que le mode opératoire d'implantation des électrodes est assez satisfaisant pour les mesures dans le long-terme (Perrier *et al.*, 1997). La dérive importante de certaines électrodes KCl peut provenir des connections qui se sont détériorées ou bien de défauts dans leur mode de fabrication.

De façon générale, les électrodes KCl présentent une stabilité dans le long-terme bien meilleure que celle des électrodes NaCl. De plus, l'installation des électrodes KCl dans le sol selon le mode opératoire approuvé à Garchy (Perrier *et al.*, 1997), montre satisfaction. Néanmoins, il pourrait être amélioré en remplaçant la bâche plastique placée en fond du trou des électrodes par un seau, qui permettrait de maintenir un réservoir de kaolinite salée. A l'avenir, pour éviter de ne pas pouvoir contrôler la dérive de certaines électrodes, il est nécessaire que chaque point de mesure soit un noeud du réseau électrique, et non une terminaison (points RH, ET, et BA). Néanmoins, il faut noter que le sol, dans lequel sont installées les mesures électriques du réseau de Sur-Frètes, est compact et qu'il bénéficie d'un apport d'eau naturel conséquent pour le maintenir humide. Ainsi, la stabilité dans le long-terme du réseau électrique est propre à ce contexte pédologique. Par exemple, une telle stabilité ne sera sûrement pas obtenue dans un sol volcanique, ou la faible rétention d'eau en subsurface doit favoriser la dessiccation de l'électrolyte des électrodes. De plus, pour des sols très secs en surface, la résistance de contact devient très élevée et peut entraîner des biais importants dans les mesures, comme l'illustreront les prospections de potentiel spontanées réalisées au Népal en mai 1998 (voir chapitre 7). Dans ce type de contexte, il conviendrait d'effectuer les mesures en profondeur dans un environnement pédologique moins résistif.

Par contre, la méthode permettant la mesure fiable du potentiel en milieu aquatique doit être revue. La présence d'un large volume d'eau en contact avec les électrodes doit accélérer la diffusion de l'électrolyte dans l'eau. Il serait donc nécessaire d'ajouter un composé qui aurait une propriété d'adsorption de l'électrolyte supérieure à celle de l'argile utilisée, et permettrait ainsi de limiter la diffusion de l'électrolyte.

5.3.2 Stabilité des résidus de bouclage

Au total, 9 résidus de bouclage permettent le contrôle continu de la stabilité des dipôles qui composent les boucles électriques (paragraphe 3.5.1.1). Les données brutes sont présentées sur la figure 5.1.

Étudions tout d'abord les résidus lac-lac RLSD, RLSD' et RLDD'. Durant la période de octobre 95 à juillet 96, les résidus lac-lac instables confirment le sectionnement des câbles sous le poids de la neige dès le début de l'hiver. De octobre 96 à novembre 98, le résidu RLDD',

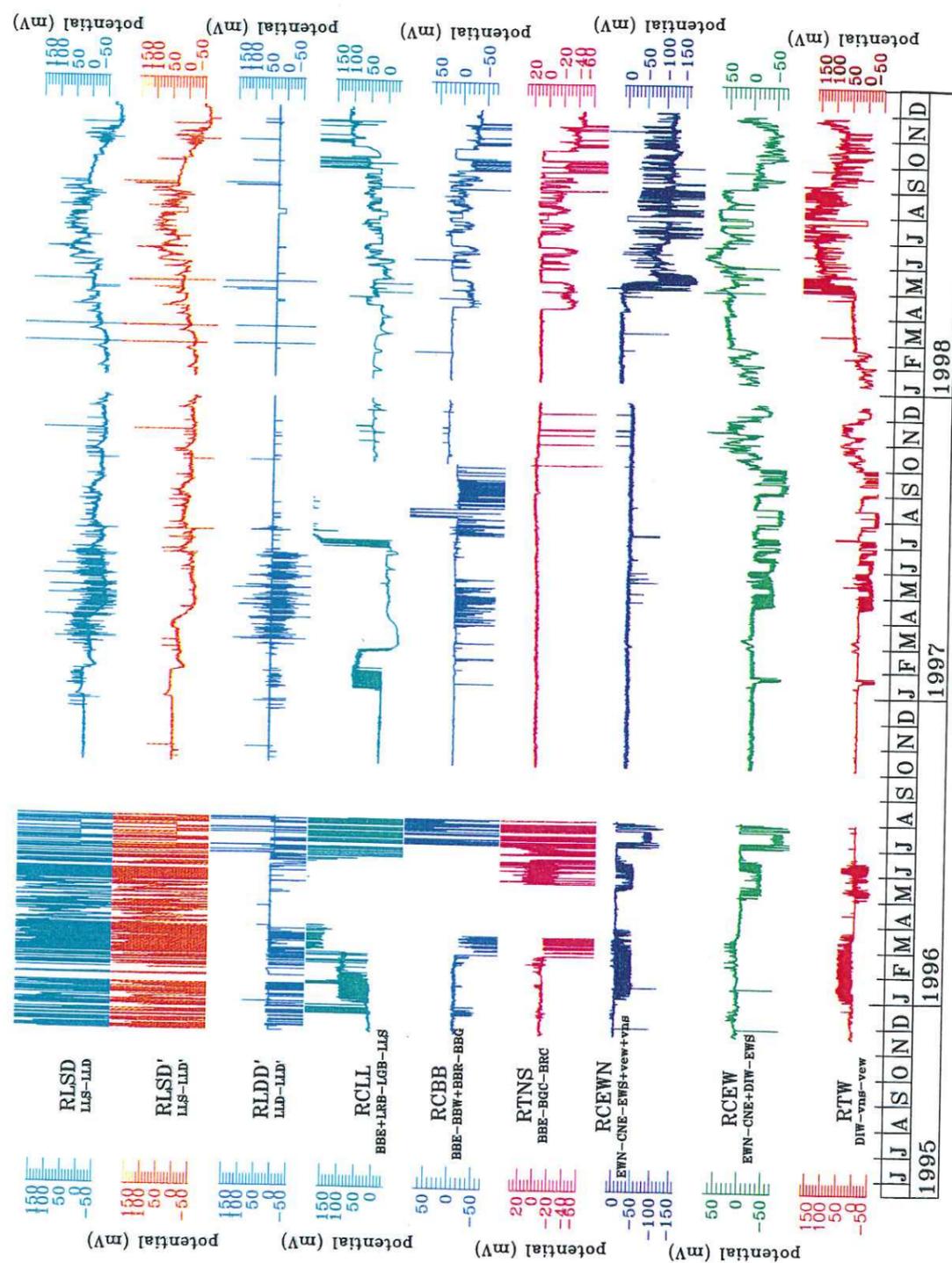


Figure 5.1: Résidus de bouclage du réseau de Sur-Frêtes. L'absence de données pendant les périodes de août à octobre 96 et décembre 98, provient de problèmes d'acquisition des données sur le réseau. Les variations très importantes des résidus, qui proviennent de la saturation d'un ou plusieurs dipôles les constituant, ne sont pas représentées.

qui mesure la différence entre les signaux d'un même dipôle acquis sur des voies électroniques différentes, montre un résidu moyen stable et des pics de plus de 50 mV d'amplitude. Ces variations reflètent des artefacts liés à la transmission ou à l'acquisition des mesures électriques. Ces pics, qui sont aussi visibles sur le résidu RLSD, montrent que ces artefacts proviennent de l'enregistrement de la voie LLD.

Le résidu RLSD présente des variations, dont l'amplitude dépasse 100 mV. Ces variations atteignent environ 30 mV trois mois après la nouvelle installation des électrodes de lac en septembre 96 et montrent donc une dégradation rapide des électrodes. Elles confirment que les mesures effectuées en fond de lac présentent une très mauvaise stabilité temporelle.

Les résidus RCLL, RCBB, et RTNS forment les boucles électriques joignant les points électriques des deux berges. La saturation des résidus RCBB et RTNS de février à juillet 96 provient de la saturation du dipôle BBE durant cette période. De novembre 95 à février 96 et de octobre 96 à mars 98, les résidus RCBB et RTNS sont stables et présentent des variations d'amplitude inférieure à 5 mV. Néanmoins, des variations d'environ 50 mV d'amplitude sont observées simultanément à partir d'avril 98 sur les résidus RCLL, RCBB et RTNS, qui ont en commun le dipôle BBE. Ainsi, l'instabilité du dipôle BBE apparaît subitement deux ans et demi après l'installation du dipôle. La saturation du résidu RCBB de janvier à septembre 97 provient de la saturation du dipôle BBW. Les variations d'environ 100 mV, observées uniquement sur le résidu RCLL de décembre 96 à septembre 97 ont pour origine le dipôle LRB, qui comporte le point en fond de lac RO₃. Ce dernier présente une mauvaise stabilité dans le temps, qui pourrait en partie expliquer la dérive du dipôle LRB.

Le résidu RCLL présente des caractéristiques similaires aux résidus RLSD et RLSD' puisqu'ils ont en commun le dipôle LLS, avec notamment des décrochements de 10 à 50 mV d'amplitude suivis de retour à la valeur initiale, qui sont visibles sur les années 97 et 98. Ce résidu est donc marqué par la mauvaise stabilité du dipôle lac-lac LLS.

Analysons maintenant les boucles électriques de la crête RCEWN, RCEW et RTW. Les variations similaires observées sur les résidus RTW et RCEW et qui ne sont pas présentes sur le résidu RCEWN permettent d'identifier les dérives de l'électrode DIW au NaCl. Ainsi, les dérives sur le dipôle DIW atteignent plus de 50 mV après un an et demi de mesure et attestent de l'importante dérive des électrodes NaCl que nous avons mentionné dans le paragraphe précédent. Des problèmes de saturation du signal sur le dipôle vev affectent les résidus RTW et RCEWN de janvier à juillet 96. Suite au recalage du dipôle vev en septembre 97, le résidu RCEWN a montré une stabilité d'environ 5 mV sur la période d'octobre 96 à avril 98.

En résumé, l'étude des résidus de bouclage confirme les observations faites au paragraphe précédent et permet de quantifier la dégradation temporelle du réseau électrique. Les dipôles immergés dans les lacs montrent une très mauvaise stabilité temporelle avec une dérive supérieure à 30 mV atteinte après seulement trois mois de mesure. Le dipôle NaCl DIW conserve une dérive inférieure à 10 mV sur environ 1 an, mais présente une augmentation rapide de la dérive au-delà. Pour presque tous les autres dipôles, la stabilité est satisfaisante avec des dérives qui n'excèdent pas 10 mV sur deux années et demi de mesures. Néanmoins, la dégradation temporelle du réseau

est nette. Au terme des trois ans de mesure, les résidus montrent tous des variations importantes et la contribution de la dérive de chaque dipôle devient difficile à évaluer. Ceci indique la nécessité de renouveler l'instrumentation électrique au bout de deux ou trois ans de mesure afin d'assurer une stabilité importante des mesures.

D'autre part, l'analyse des résidus montre le seuil de détection du réseau électrique. Sur les deux premières années de mesure, des variations de seulement 10 mV d'amplitude sont tout à fait mesurables à partir des électrodes KCl implantées dans le sol. Au-delà des deux premières années de mesure, les artefacts instrumentaux sont à considérer dans l'interprétation des données.

Au vue d'une telle analyse, on peut s'interroger sur les interprétations des mesures de potentiel spontané réalisées en continu sur plusieurs années, comme par exemple en Russie (Sobolev, 1975). Dans ce cas, les artefacts instrumentaux apparaissent être une origine possible de certains de ces signaux. Le contrôle de la stabilité des mesures électriques par la mesure des résidus apparaît être le meilleur moyen pour différencier les signaux géophysiques des artefacts instrumentaux.

En résumé des deux paragraphes précédents, les mesures électriques réalisées à Sur-Frêtes dans le sol sont stables sur les deux premières années de mesure pour les électrodes au KCl. Au-delà de deux ans, les dérives instrumentales sont nombreuses, et leur contrôle devient absolument nécessaire pour l'interprétation des mesures. Les électrodes au NaCl montrent des dérives importantes après une année de mesure. Les mesures électriques en fond de lac montrent une dérive importante au bout de seulement quelques mois, impliquant que le dispositif de mesure du potentiel électrique dans l'eau doit être modifié.

Ainsi, la mesure en continu du potentiel électrique avec un réseau de dipôles nécessite de configurer ce dernier pour permettre le contrôle de la stabilité des mesures. Pour cela, les dipôles doivent former des boucles électriques, qui permettront de vérifier la redondance des mesures. Au delà de deux ans de mesures, la réinstallation de certains points de mesure électrique doit être également envisagée.

5.4 Variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente

Nous présentons dans ce paragraphe un autre exemple de variations de potentiel électrique mesurées en milieu naturel et associées à un effet électrocinétique. Elles concernent des mesures de potentiel électrique réalisées au voisinage de la source intermittente de Dhor Barahi située au Népal. Nous décrivons tout d'abord le site. Nous présentons ensuite les observations et leur analyse. Les mesures de potentiel électrique seront ensuite comparées à un modèle simple de source électrique.

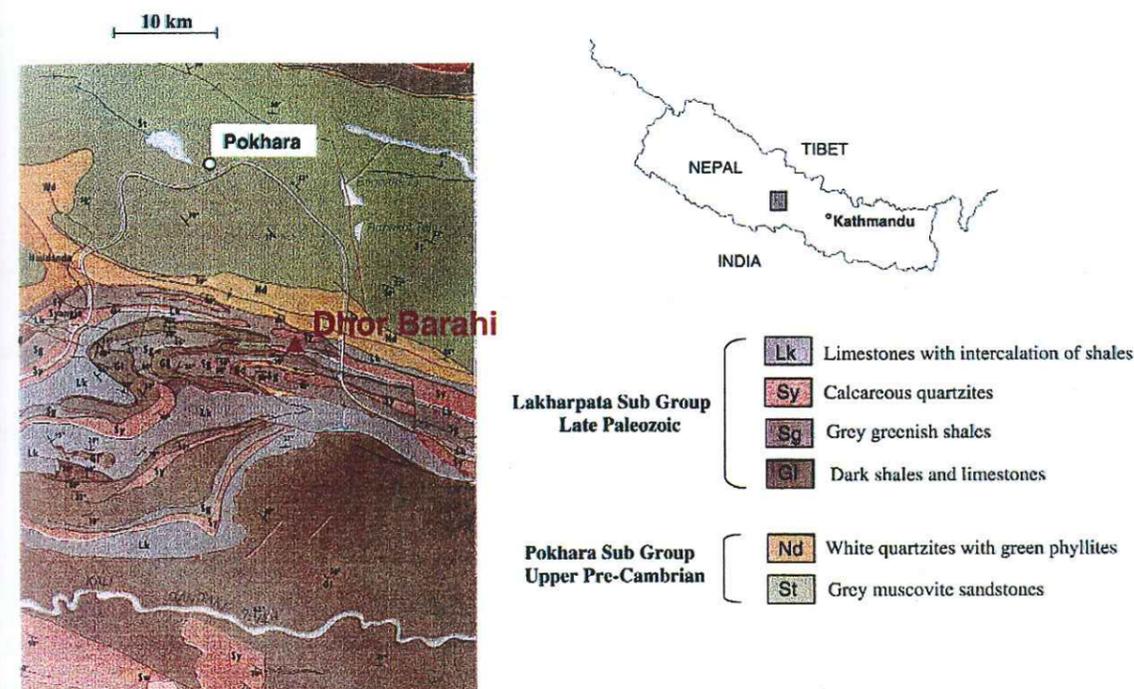


Figure 5.2: Cadre géologique général et localisation de la source de Dhor Barahi.

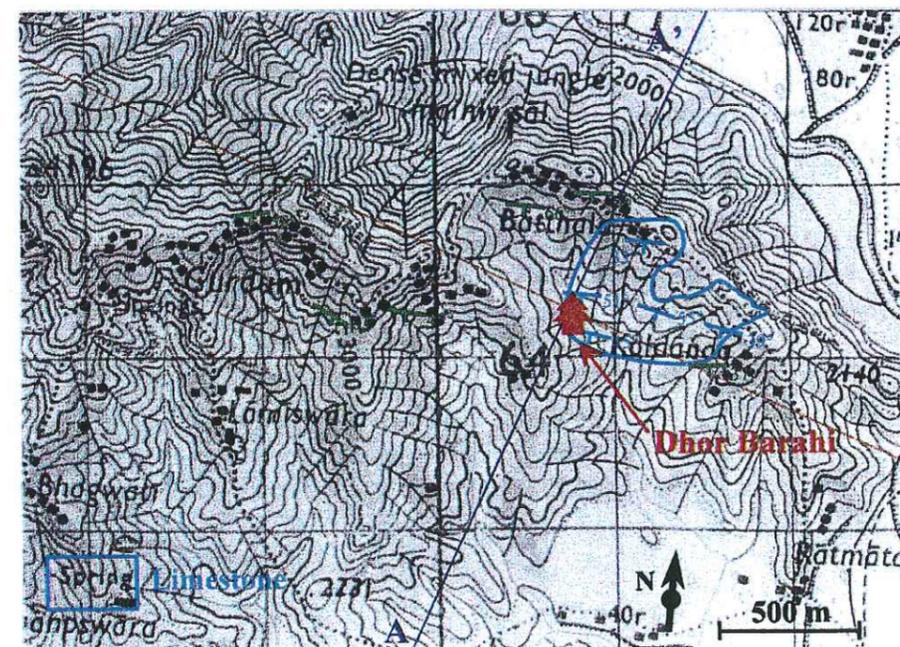


Figure 5.3: Localisation de la formation de calcaires gris, où se situe la source de Dhor Barahi. Les pentages mesurés sur les affleurements sont indiqués.

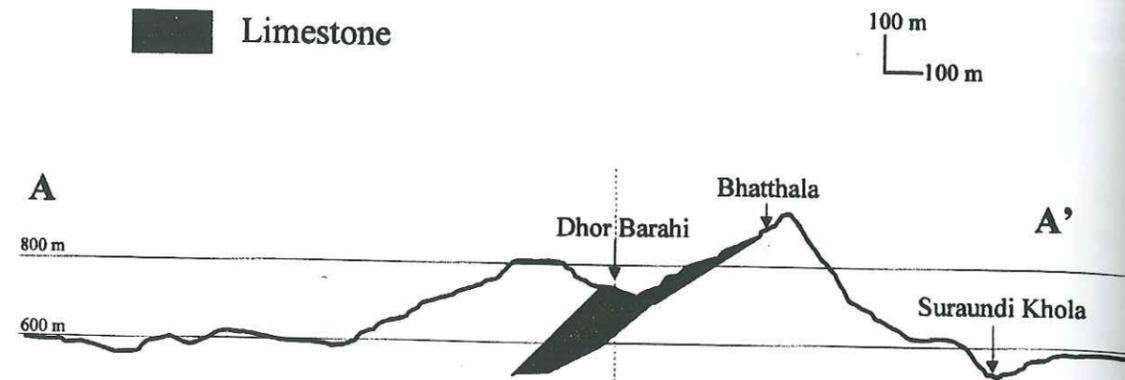


Figure 5.4: Topographie autour de la source de Dhor Barahi, estimée suivant le profil AA' indiqué sur la figure 5.3.

5.4.1 Description du site

La source de Dhor Barahi est située au Népal occidental, à environ 70 km à l'ouest de Kathmandu et 15 km au sud-est de la ville de Pokhara (figure 5.2). La géologie du site se compose principalement de calcaires dolomitiques de la fin du Paléozoïque appartenant au sous-groupe de Lakharpata. La direction géologique principale est de N100° avec un pendage S45° (figure 5.3). La topographie du site est présentée sur la coupe de la figure 5.4. La source de Dhor Barahi est à une altitude d'environ 750 m, en contrebas d'un éperon rocheux, qui culmine à 950 m.

L'intermittence de la source de Dhor Barahi est interprétée par les habitants de la région comme la manifestation d'une divinité (Lecomte-Tilouine, 1993) et le site est un sanctuaire où sont pratiqués des offices religieux et des sacrifices d'animaux. La source de Dhor Barahi se situe au pied d'une paroi verticale de calcaire à proximité d'un petit temple hindou (figure 5.5). L'eau de la source est récupérée dans le petit bassin avant d'être recueillie dans le bassin principal (figure 5.6). Le niveau minimum de l'eau dans le bassin est de 20 cm. L'eau du bassin principal est ensuite drainée par trois canalisations vers un ruisseau. Le bassin principal est entouré de plates-formes de béton.

L'intermittence de la source de Dhor Barahi peut être expliquée par un système de siphon dans des karsts (Mangin, 1969; Mangin, 1973). La dissolution des calcaires où se situe la source peut permettre l'existence de zones karstiques. La géométrie du réseau karstique peut produire localement des réservoirs naturels, qui collectent l'eau du réseau. Si le réservoir naturel, alimenté à débit constant, se vidange par un conduit qui forme un coude plus élevé que le bas du réservoir, un phénomène d'intermittence peut alors apparaître par un mécanisme de siphon (figure 5.7). Le réservoir se remplit, tant que la hauteur d'eau est inférieure à la hauteur du coude du conduit aval. Lorsque le niveau d'eau du réservoir dépasse la hauteur du coude, l'eau dans le conduit franchit le coude et amorce la vidange du réservoir. Lorsque le niveau dans le réservoir est

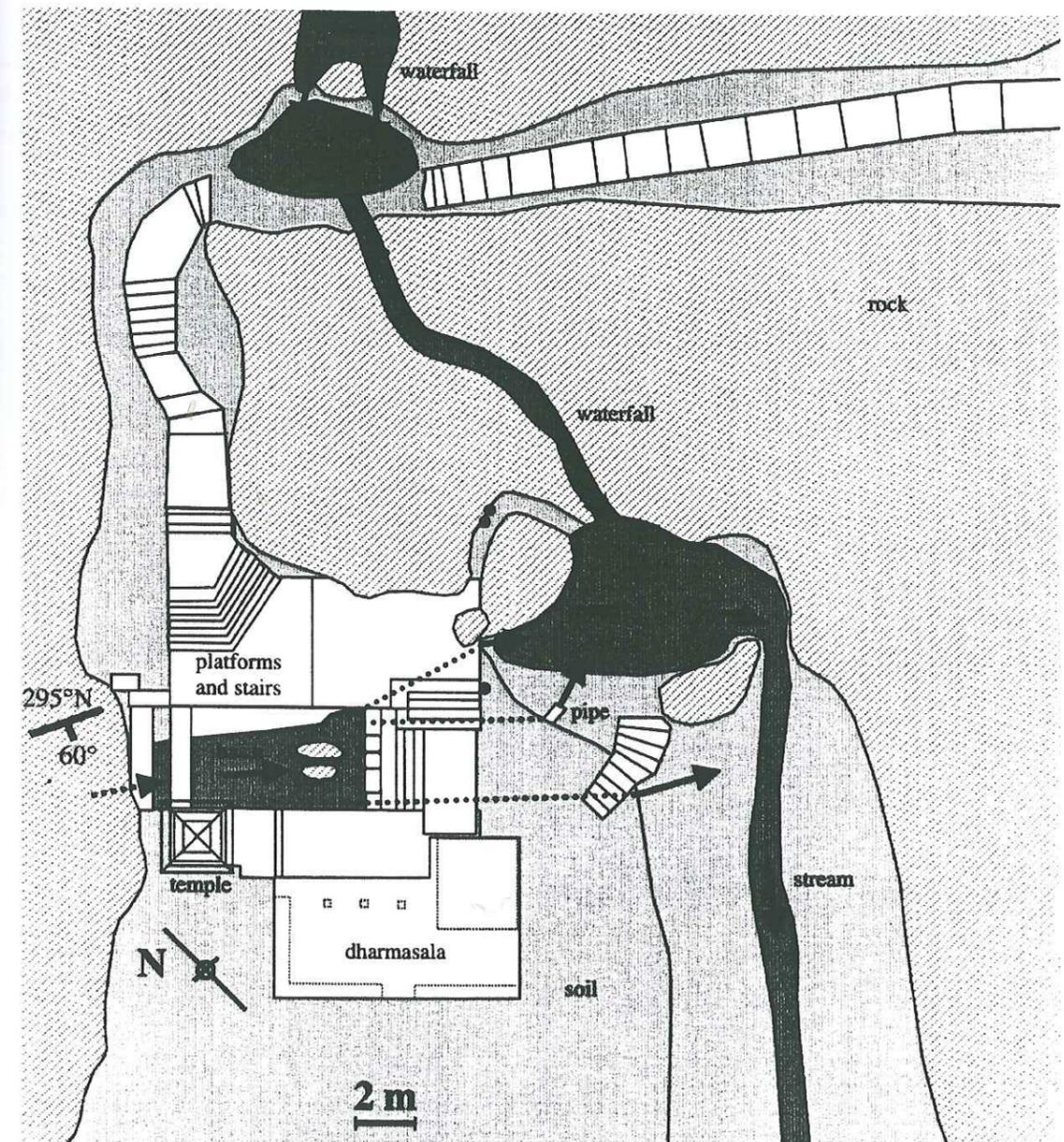


Figure 5.5: Schéma du sanctuaire et de la source de Dhor Barahi.

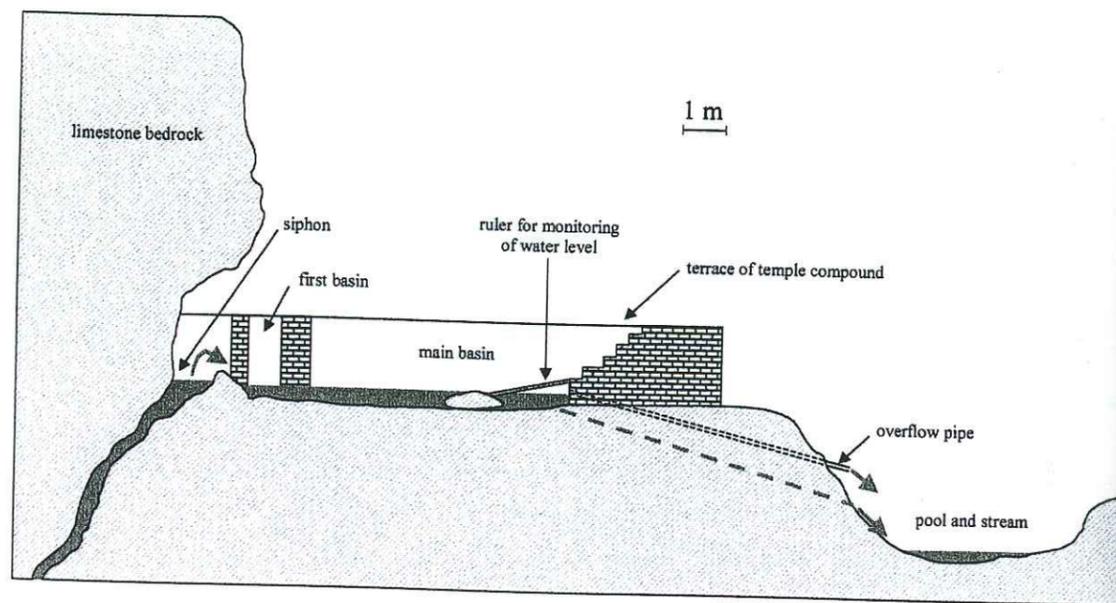


Figure 5.6: Coupe verticale au niveau du bassin de la source de Dhor Barahi, perpendiculairement à la paroi verticale au dessus de la source.

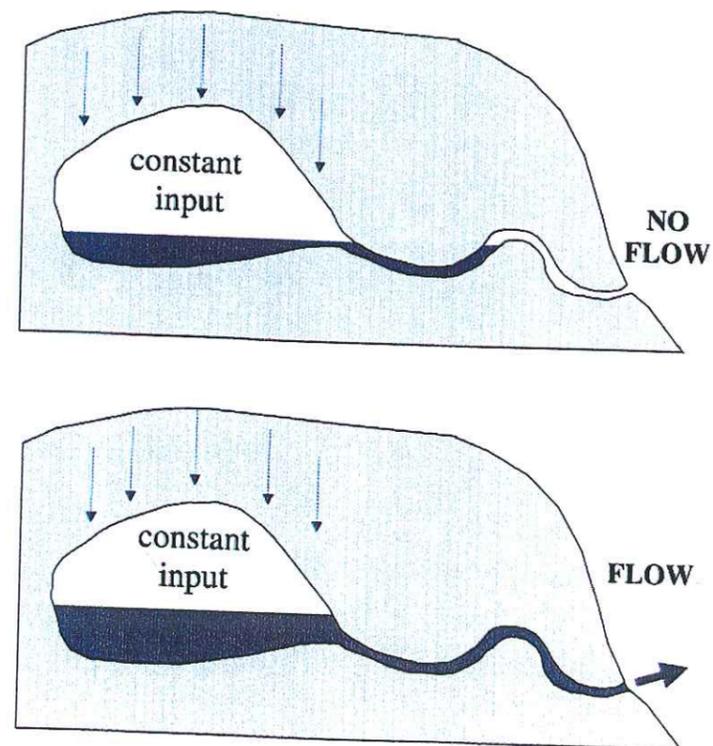


Figure 5.7: Schéma illustrant le fonctionnement d'une source intermittente.

suffisamment bas, l'air, qui pénètre à nouveau dans le conduit, provoque la perte de charge de la circulation d'eau et désamorçage la vidange du réservoir. L'intermittence d'un tel système nécessite que le débit de vidange soit au moins deux fois plus élevé que le débit de remplissage du réservoir (Mangin, 1969).

La période d'intermittence de la source de Dhor Barahi mesurée en mai 1998 sur une douzaine d'intermittences était régulière et s'élevait à 28 ± 1.5 min, pour un débit d'environ $1 \pm 0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1}$. Les variations de niveau associées étaient d'environ 30 cm. Une décharge exceptionnelle a été observée après une période de 49 min avec un débit 50 % supérieur.

Nous allons maintenant présenter les mesures électriques réalisées au voisinage de la source intermittente de Dhor Barahi en mai 1998.

5.4.2 Variations de potentiel électrique associées aux décharges de la source intermittente de Dhor Barahi (Népal)

Electric potential variations associated with periodic spring discharge in western Nepal

Observation de variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente au Népal occidental

Frédéric Perrier^{a*}, Michaël Trique^a, Jean Aupiais^a, Umesh Gautam^b, Prithvi Shrestha^b

^a Département d'analyse et de surveillance de l'environnement, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

^b Department of Mines and Geology, Lainchaur, Kathmandu, Nepal

(Received 27 October 1998, accepted after revision 21 December 1998)

Abstract—Electric potential variations were recorded in the vicinity of the Dhor Barahi periodic spring located southeast of Pokhara, western Nepal. This spring flows for a few minutes, with a repetition rate of about 30 min. During water flow, positive electric potential pulses with an amplitude varying from 0.17 to 0.36 mV are observed on the ground surface, and negative pulses with an amplitude of 8.4 mV in the water channel. These observations provide a striking illustration of the electrokinetic effect. Such electric potential measurements may be used in the future to monitor hydraulic systems and may also improve our understanding of electrical effects associated with natural systems. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

spontaneous potential / electrokinetic effect / streaming potential / periodic spring / Nepal / induced polarization

Résumé—Des variations de potentiel électrique sont observées au voisinage de la source intermittente du temple de Dhor Barahi, situé au sud-est de Pokhara, au Népal occidental. L'eau de cette source coule pendant quelques minutes, avec un taux de répétition d'environ une demi-heure. Pendant le débit de la source, des variations positives de potentiel électrique, avec une amplitude de 0,17 à 0,36 mV, sont observées à la surface du sol, et des variations négatives d'amplitude 8,4 mV dans l'eau. Ces observations offrent une illustration frappante du mécanisme d'électrofiltration. De telles mesures de potentiel électrique pourraient être utilisées pour suivre les systèmes hydrauliques dépendants du temps, et pourraient aussi permettre d'améliorer la compréhension des phénomènes électriques en site naturel. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

potentiel spontané / effet électrocinétique / électrofiltration / source intermittente / Népal / polarisation induite

Version abrégée (voir p. 78)

Note présentée par Jean-Louis Le Mouél.

* Correspondence and reprints.
perrier@ldg.bruyeres.cea.fr

1. Introduction

Changes in the electric potential of the ground have been observed before earthquakes (Park et al., 1993) and in association with volcanic activity (e.g. Massenet and Pham, 1985; Hashimoto and Tanaka, 1995). However, electric currents in natural geophysical systems remain poorly understood, and the practical significance of these observations is questionable. Measuring the electric potential in natural media is difficult; various types of instrumental artifacts and noise are present (Gruszow et al., 1996; Perrier et al., 1997; Clerc et al., 1998; Pham et al., 1998). Also, no definite model exists for the production of electric currents in the crust. One theoretical possibility is based on the electrokinetic effect (Mizutani et al., 1976; Zlotnicki and Le Mouél, 1990), which is the production of electric currents when a fluid is moving in a porous medium. This effect has been studied in detail with rock samples in the laboratory (Jouniaux and Pozzi, 1995; Lorne et al., 1998). In the field, it provides reasonable explanations for the static spatial structure of the spontaneous potential (SP) associated with geothermal activity (Corwin and Hoover, 1979), volcanoes (Massenet and Pham, 1985), topography (Ernst and Scherer, 1986), or reservoir lakes (Ogilvy et al., 1969; Bogoslovsky and Ogilvy, 1970; Gex, 1980). The observations of a direct correlation between a change in electric potential and fluid flow are however very few. One example is the observation of SP signals associated with the opening and closure of geothermal wells in Japan (Ishido et al., 1983). Another example is the observation of SP variations correlated with the yearly level variations of an artificial lake in the French Alps (Perrier et al., 1998).

In this paper, we investigate SP variations in association with the discharge of a periodic spring.

2. The site of the Dhor Barahi spring

Dhor Barahi is located 15 km southeast of Pokhara. The spring is located near a stream separating a rather dense jungle to the west, and a ridge to the east (figure 1). The hillside on the west rises steeply by several hundred metres. The site is located in formations of the Nuwakot group (Pradhananga et al., 1969), and consists mainly of centimetric beds of grey dolomite trending 65° west with a dip angle of 60° towards the south.

As the intermittency of the spring is associated with divine presence (Lecomte-Tilouine, 1993), the spring is located within the compound of a Hindu temple (figure 2), built against a steep wall of the bedrock. The water flows into a small pool, and from there is gathered in a large basin. Water overflowing from the basin is drained to the stream by two canals (figure 2). The basin is surrounded by concrete platforms and stairs. The water depth in the basin is about 20 cm at minimum level and about 50 cm at maximum level. Water flows for about 2 to 4 min and, during each discharge, the level in the basin reaches its maximum level. After the water flow stops, the water level

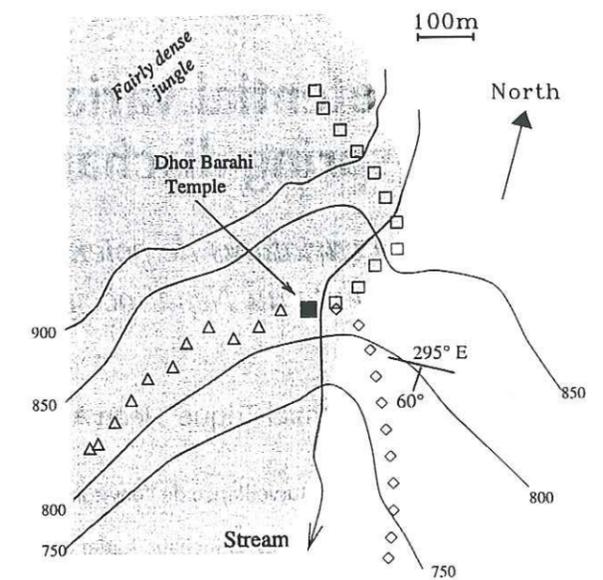


Figure 1. Overview of the Dhor Barahi site. The shaded area corresponds to a fairly dense jungle. The squares, triangles and diamonds represent points of SP profiling measurements. The contour lines, expressed in metres, are approximate.

Le site de Dhor Barahi. La zone grisée correspond à la forêt. Les carrés, triangles et losanges représentent les points de mesure des profils PS. Les courbes de niveau (en mètres) sont approchées.

decreases to its minimum level in about ten to fifteen minutes. The repetition time of the spring was observed to be rather stable during the two days of presence on the site (May 27 and 28, 1998), with an average value of 28 min and a standard deviation of 1.5 min over a dozen of discharges. The flow rate is observed to be similar from discharge to discharge, and is estimated to be $1 \pm 0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1}$. One exceptional discharge was observed to occur after 49 min, and its flow rate was approximately 50 % greater. No bubbles are observed, except possibly at the end of the discharge.

The water temperature and conductivity were measured on site for the stream and the spring, and the main ion content was analyzed in the laboratory. The results are given in the table. The water contains mainly calcium and magnesium carbonates, and is compatible with the dissolution of dolomite. The water from the spring is very similar to the water of the stream, and can therefore be assumed to be associated with the same drainage basin.

3. Electrical measurements

Electrical measurements were performed using second generation lead-lead chloride Petiau electrodes (Petiau, 1996). These electrodes were demonstrated to have intrinsic drifts smaller than 0.5 mV per month and to be adequate for soil and marine use (Perrier et al., 1997; Clerc et al., 1998). The electrodes were installed on the soil surface using a small amount of salted soil at the contact point

Figure 2. Sketch of the Dhor Barahi compound and location of the electrodes. The grey areas and lines correspond to surface water. Dashed grey lines represent subsurface water flow.

Plan sommaire du temple de Dhor Barahi et position des électrodes. Les lignes et zones grises représentent l'eau en surface. Les lignes pointillées représentent les circulations de subsurface.

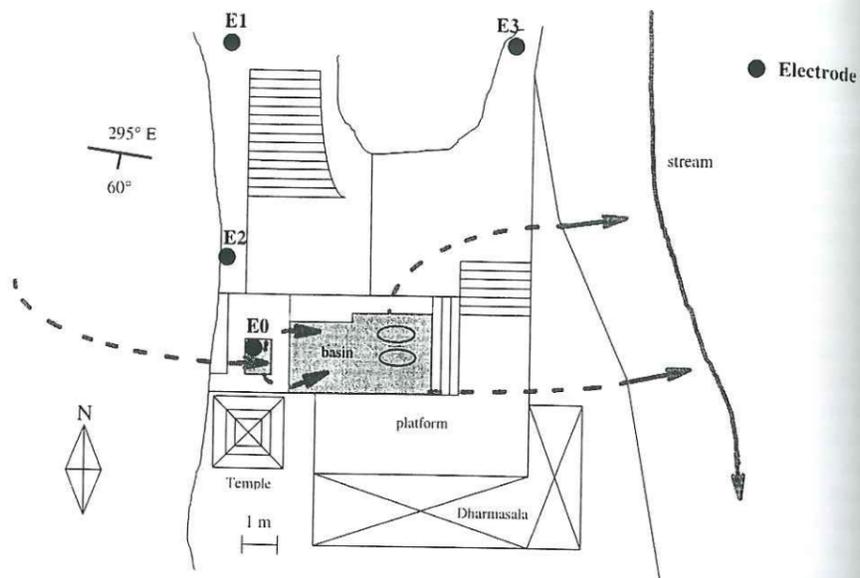


Table. Some parameters of the water sampled in Dhor Barahi. Ion contents are expressed in $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ and are determined by electrophoresis with a precision of $\pm 10\%$.

Quelques paramètres de l'eau échantillonnée à Dhor Barahi. Teneurs en ions exprimées en $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ et déterminées par électrophorèse, avec une précision de $\pm 10\%$.

	Temperature (°C)	Resistivity (Ωm)	Anions				Cations			
			Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Stream	23.2	34	2.2	3.5	141	< 0.1	3.0	1.6	25	15
Dhor Barahi	21.9	38	2.4	3.8	134	< 0.1	2.7	1.4	24	14

(Perrier et al., 1997). The value of the contact resistance was measured to be around $5\text{ k}\Omega$ at 300 Hz , in agreement with previous experience (Clerc et al., 1998). Three electrodes (E1, E2 and E3) were installed in the temple compound, and one (E0) in the water of the first pool (figure 2). The electrodes were installed in the morning, and electric potentials were measured after one hour of stabilization using a high impedance Metrix MX575 voltmeter. Results were recorded by hand with a sampling time varying from 1 s to 1 min. The sampling rate was tuned according to the time variations of the potential.

Three potential differences were recorded in turn as a function of time (figure 3). The signals in figure 3 have been corrected for a linear drift of 0.4, 1.6 and 6 mV per hour respectively for the three dipoles. The level of noise is very low (as nearby villages have no electricity), and electrical signals associated with the spring discharge are clearly observed on all three dipoles. The observed signal is positive on the E2-E1 and E2-E3 dipoles, with an average magnitude of 0.17 and 0.36 mV respectively. The signal is negative and larger on the E0-E3 dipole, with an average magnitude of about -8.4 mV .

These observations are to our knowledge the first reported unambiguous correlation of electrical signals with water flow in a natural system. In the previous observa-

tions, fluid flow was artificially induced (Ishido et al., 1983) or was inferred (Perrier et al., 1998).

A SP survey was also performed around the Dhor Barahi compound (figure 4). The profiles do not show any large SP anomaly, but the spring seems to separate two distinct regions. No overall topographic effect is observed on the profiles above and below the spring (figures 1 and 4). These observations suggest that there is no pervading subsurface flow and that the drainage of the topography proceeds through the spring only. This is not surprising in view of the fact that the local geology is dominated by intensely foliated rocks. No homogeneous aquifer is expected in such contexts, and in particular no water flow in a direction perpendicular to the beds.

4. Interpretation and discussion

A periodic spring is a simpler system than a geothermal field or a volcano where thermal effects have to be taken into account (Corwin and Hoover, 1979). Intermittency of the spring discharge may result from the presence of siphons in the karstic flow pattern (Mangin, 1969a). In such a mechanism, a cavity is filled at a constant rate by percolating water. This cavity is connected to the outside

Perrier et al.

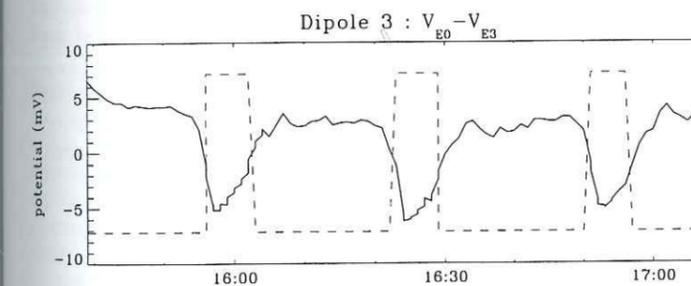
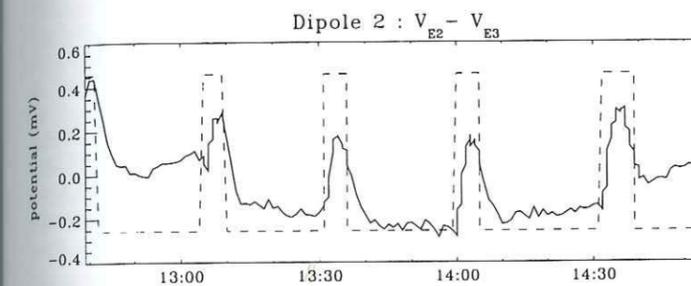
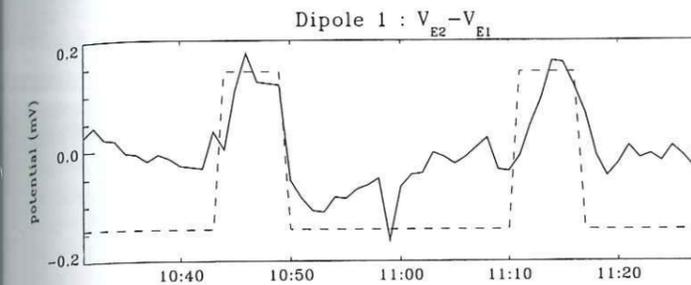


Figure 3. Potential differences recorded as a function of time in Dhor Barahi on May 28, 1998. The raw data have been corrected for a linear drift. The dashed tracks indicate the discharge of the spring, as observed in the pool.

Différences de potentiel observées en fonction du temps à Dhor Barahi le 28 mai 1998. Les données brutes ont été corrigées d'une dérive linéaire uniforme. Les signaux rectangulaires indiquent la décharge de la source observée dans le premier bassin.

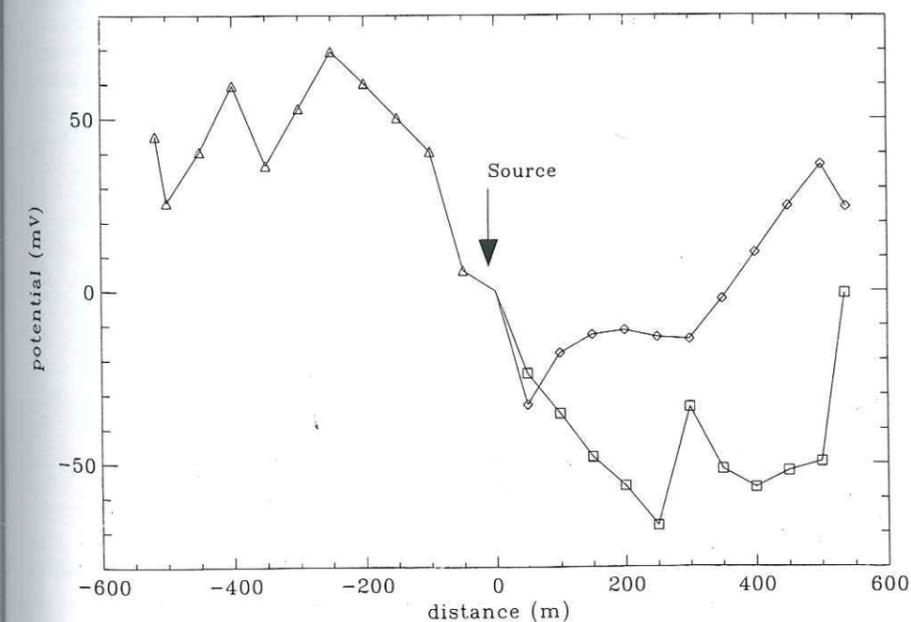


Figure 4. SP profiles measured around Dhor Barahi. The position of the profiles is indicated in figure 1.

Profils de polarisation spontanée (PS) mesurés dans le voisinage de Dhor Barahi. La position des profils est indiquée sur la figure 1.

by a network of siphons, down to the spring. When the level in the cavity reaches the maximum pressure allowed by the siphons, the flow is initiated and the cavity is emptied. This mechanism was proposed for the Fontestorbes spring in France, and accounts for the observed flow rate and the time structure of the flow (Mangin, 1969b). Karsts are actually known to exist around Pokhara, and could be present near the site of Dhor Barahi. The mechanism proposed for the Fontestorbes spring in France (Mangin, 1969a) can therefore be considered to be valid for Dhor Barahi as well.

Only two possible mechanisms can generate electric fields through water flow: the motion induced induction and the electrokinetic effect. Other mechanisms which complicate the interpretation of static SP like electrochemical potentials (Corwin and Hoover, 1979; Erntson and Sherer, 1986) or biological activity (Morat et al., 1996), need not be considered here.

Fluid motion can produce electrical signals by inductive coupling in the earth magnetic field. An eastward flow of conducting fluid of velocity V in a downwards magnetic field of magnitude B_z produces a northward electric current density $j = \sigma_f V B_z$, where σ_f is the fluid conductivity (Larsen, 1992). The maximum possible potential difference generated by such a source is obtained across the fluid channel. Assuming that the resistance of the fluid is small compared with the resistance of the medium, this maximum potential difference is $W V B_z$ where W is the channel width (Larsen, 1992). This motion-induced potential difference can be as large as 1 V across an oceanic current (Larsen, 1992). For the case of Dhor Barahi, the order of magnitude of this maximum potential is $2 \mu\text{V}$. The motion induced current can therefore be assumed to be negligible in this context.

Fluid motion through a porous material like a rock produces an electric potential (the electrokinetic effect). The potential ΔV_{EKE} along an isolated column of rock is proportional to the pressure difference Δp (Mizutani et al., 1976; Jouniaux and Pozzi, 1995):

$$\Delta V_{\text{EKE}} = C_s \Delta p \quad (1)$$

The coefficient C_s is referred to as the streaming potential coefficient. The voltage difference is measured with reference at the high pressure end of the water column (Lorne et al., 1998). For monophasic flow, the streaming potential coefficient can be expressed in terms of the water resistivity ρ_w and an intrinsic parameter of the rock-fluid interface, the ζ potential (Mizutani et al., 1976):

$$C_s \text{ (mV/0.1 MPa)} = -0.07 \rho_w \text{ (\Omega}\cdot\text{m)} \zeta \text{ (mV)} E_s \quad (2)$$

The dimensionless parameter E_s , called the chemical efficiency, accounts for the effect of the mineral composition of the water, and mainly the effect of divalent ions with respect to monovalent ions (Lorne et al., 1998). As the ζ potential is usually negative (Mizutani et al., 1976; Jouniaux and Pozzi, 1995), the electric current flows outwards from the low pressure end of the rock column.

The streaming potential coefficient for the Dhor Barahi spring can be estimated using Eq. (2). The water resistivity was measured in the field (see *table*). An average value of $\zeta = -4.5 \text{ mV}$ was measured in the laboratory for carbonate rocks (Lorne et al., 1998). A value of $E_s = 0.4$ will be used for the chemical efficiency (Lorne et al., 1998). The expected streaming potential coefficient is then 5 mV/0.1 MPa .

A reasonable order of magnitude of the pressure gradient producing the water flow at Dhor Barahi can be estimated, from the hillside topography west of the spring (*figure 1*), to about 0.3 MPa. The order of magnitude of the expected streaming potential at the source is then 15 mV. This value compares well with the observed amplitudes recorded on the dipoles. It can therefore be concluded that the electrokinetic effect accounts qualitatively for the order of magnitude of the electric potential variations.

It is difficult to build a quantitative model of the Dhor Barahi spring without additional information. It would be worthwhile, however, to investigate in more detail the electric current lines distribution around the source and the water channel, in particular to better constrain the geometry of the source.

The time structure of the main observed electric potential variations also contains additional information. In particular, the decay time, observed after the end of the flow on the electrical signals (*figure 3*), indicates the presence of an induced polarization of the medium, produced by the onset of the electrokinetic source. The polarization of the medium may therefore affect the resulting electric potential distribution in a significant manner.

5. Conclusion

Electric potential variations associated with the periodic discharge of the Dhor Barahi spring have been observed and shown to be probably of electrokinetic origin. These results demonstrate that such springs can be monitored as a function of time using electric potentials. Monitoring such systems may be of interest as the repetition time of the spring could be affected by large or intermediate scale changes in permeability. This may be of importance for Dhor Barahi which lies in a tectonically active environment (Pandey et al., 1995). In addition, given the poor theoretical understanding of the relationship between an electrical source and the spatial structure of the potential, it may be interesting to study in more detail the structure of the electric potential in simple systems such as periodic springs. It would also be of interest to study whether low frequency electric fields are produced at the beginning and the end of the spring discharge because of two phase flow effects (Antraygues and Aubert, 1993). Low frequency electrical signals have been reported before some earthquakes (e.g. Fraser-Smith et al., 1990), and no mechanism has yet been demonstrated to produce such signals in geophysical environments.

Version abrégée

1. Introduction

Des variations de potentiel électrique ont été observées avant des tremblements de terre (Park et al., 1993), et sur des volcans actifs (e.g. Massenet et Pham, 1985; Hashimoto et Tanaka, 1995). Cependant, on comprend encore mal les phénomènes électriques dans les milieux géophysiques, et il est difficile de tirer des conclusions de ces observations. La mesure du potentiel électrique dans le milieu naturel est délicate et les signaux sont perturbés (Gruszow et al., 1996; Perrier et al., 1997; Clerc et al., 1998; Pham et al., 1998). Pour expliquer la production de courants électriques dans la croûte terrestre, on peut faire appel au mécanisme d'électrofiltration (Mizutani et al., 1976; Zlotnicki et Le Mouél, 1990), qui est le déplacement de charges électriques par des fluides en mouvement dans un matériau poreux. Cet effet a fait l'objet de travaux en laboratoire (Jouniaux et Pozzi, 1995; Lorne et al., 1998) et permet d'expliquer qualitativement certains effets observés sur le terrain, comme la structure du potentiel spontané (PS) dans des zones géothermiques (Corwin et Hoover, 1979) ou les volcans (Massenet et Sherer, 1986), la PS produite au voisinage de lacs artificiels (Ogilvy et al., 1969; Bogoslovky et Ogilvy, 1970; Gex, 1980). Les observations d'une corrélation directe entre une variation de potentiel électrique et un mouvement de fluide restent cependant encore peu nombreuses. Un exemple est l'observation de signaux électriques associés à l'ouverture et à la fermeture de vannes dans des puits géothermiques au Japon (Ishido et al., 1983). Un autre exemple est l'observation de variations de PS, associées aux variations annuelles de niveau d'un lac artificiel dans les Alpes françaises (Perrier et al., 1998).

Cette note présente les résultats d'une investigation préliminaire de la PS associée aux décharges d'une source intermittente au Népal occidental.

Le site de la source de Dhor Barahi

Le site de Dhor Barahi est situé au sud-est de Phokara, sur le flanc d'une colline en lisière de la forêt (*figure 1*). La géologie locale est formée de bancs centimétriques de dolomie orientés 65° ouest, avec un pendage de 60° environ vers le sud. La source est située à l'intérieur d'un sanctuaire hindouiste (*figure 2*) construit contre la falaise (Lecomte-Tilouine, 1993). L'eau s'écoule d'abord dans un petit bassin, puis dans un bassin plus grand (*figure 2*). Le trop-plein d'eau dans le grand bassin est évacué par deux conduits dans le ruisseau voisin. Le bassin est entouré de terrasses cimentées et d'escaliers. La hauteur d'eau dans le bassin varie de 20 cm environ à 50 cm maximum. L'eau de la source coule pendant 2 à 4 min; à chaque décharge, le bassin se remplit complètement. Après l'arrêt de la source, le niveau d'eau dans le bassin retrouve son niveau minimum en quinze minutes environ. La période de répétition de la source a été d'environ 28 min pendant les deux journées de présence sur le site, avec une déviation standard de 1,5 min sur une douzaine de décharges. Le débit semble comparable

pour chaque décharge, et est estimé à environ $1 \pm 0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1}$. Une décharge anormale fut observée après 49 min, avec un débit supérieur d'environ 50 %.

L'eau de la source et celle du ruisseau voisin ont été échantillonnées, et le contenu en ions majeurs analysé en laboratoire (*tableau*).

Mesures électriques

La mesure du potentiel électrique est réalisée grâce à des électrodes Petiau de deuxième génération (Petiau, 1996), en se basant sur des techniques d'installation éprouvées (Perrier et al., 1997; Clerc et al., 1998). La mesure des différences de potentiel est effectuée par un voltmètre, et les résultats sont enregistrés à la main.

Trois différences de potentiel ont été successivement étudiées au cours du temps (*figure 3*). Sur les trois enregistrements, on observe des signaux électriques nets associés au débit de la source. On observe un faible niveau de bruit, ce qui s'explique par l'absence d'électricité dans les villages avoisinants. Une prospection PS réalisée, en outre, au voisinage de la source, ne révèle pas d'anomalie statique importante à l'échelle de la centaine de mètres (*figure 4*).

Interprétation et discussion

Une source intermittente, telle que celle de Dhor Barahi, est un système considérablement plus simple qu'un champ géothermique ou un volcan. L'intermittence de telles sources peut s'expliquer simplement avec un système de siphons (Mangin, 1969a et b). Pour la production de courants électriques, on peut évoquer le mécanisme d'induction dans le champ magnétique terrestre (Larsen, 1992) et l'électrofiltration. L'ordre de grandeur du signal induit est faible, de l'ordre de $2 \mu\text{V}$. L'électrofiltration est donc le seul mécanisme connu permettant d'expliquer les observations.

Les données en laboratoire et le contenu ionique mesuré pour l'eau de Dhor Barahi (*tableau*) permettent d'estimer le coefficient d'électrofiltration à environ 5 mV/0.1 MPa (Lorne et al., 1998). Pour une chute de pression de 0.3 MPa le long d'une colonne d'eau en amont de la source, ce qui n'est pas absurde au vu de la topographie à l'ouest de la source (*figure 1*), on obtient une différence de potentiel de 15 mV le long de la colonne, une valeur qui est du même ordre de grandeur que les amplitudes observées. On peut donc conclure que le mécanisme d'électrofiltration peut rendre compte qualitativement des variations de potentiel électrique associées au débit de la source.

Conclusion

Dans cette note, on montre que des variations de potentiel électrique peuvent être observées pendant le débit d'une source intermittente et que l'électrofiltration en offre une

explication plausible. Le suivi temporel du potentiel électrique pourrait permettre de suivre ce type de systèmes géophysiques. Cela pourrait être particulièrement intéressant pour une source telle que celle de Dhor Barahi, qui se trouve dans un environnement tectonique actif (Pandey et al., 1995). En outre, on possède aujourd'hui peu de connaissances sur le mécanisme d'électrofiltration en site naturel, et en particulier sur la relation entre les sources et la répartition des courants dans le milieu géophysique. Les sources intermittentes sont des systè-

mes simples, qui pourraient permettre de faire progresser la compréhension de ces phénomènes. D'autre part, il serait intéressant d'étudier les phénomènes électriques transitoires pendant l'amorçage et le désamorçage de la source, période pendant laquelle des effets d'amplification dus à un écoulement diphasique pourraient intervenir (Antraygues et Aubert, 1993). De tels effets pourraient expliquer les champs électromagnétiques de basse fréquence parfois observés avant des séismes (Fraser-Smith et al., 1990).

Acknowledgements. The authors acknowledge the kind support of R.P. Tandukar and M.R. Pandey of the Department of Mines and Geology, Kathmandu. The people in Dhor Barahi are thanked for their warm welcome, tasty food and hospitality, and the children for helping and keeping the monkeys away from the equipment. J.-P. Avouac, P. Morat and V.N. Pham are thanked for thoughtful comments.

6. References

- Antraygues P. and Aubert M. 1993. Self potential generated by two-phase flow in a porous medium: experimental study and volcanological applications, *J. Geophys. Res.*, 98, 22.273-22.281
- Bogoslovsky V.A. and Ogilvy A.A. 1970. Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs, *Geophys. Prospect.*, 18, 261-268
- Clerc G., Petiau G. and Perrier F. 1998. *The Garchy 1995-1996 Electrode Experiment Technical Report*, Report CEA/CNRS, 229 p.
- Corwin R.F. and Hoover D.B. 1979. The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44, 226-245
- Ernstson K. and Scherer H.U. 1986. Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters, *Geophysics*, 51, 1967-1977
- Fraser-Smith A.C., Bernard A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A. and Villard Jr O.G. 1990. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the M_s 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465-1468
- Gex P. 1980. Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages, *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 75, 39-50
- Gruszow S., Rossignol J.C., Tzanis A. and Le Mouél J.L. 1996. Identification and analysis of electromagnetic signals in Greece: the case of the Kozani earthquake VAN prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2025-2028
- Hashimoto T. and Tanaka Y. 1995. A large Self-Potential anomaly on Unzen volcano, Shimabara peninsula, Kyushu island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 191-194
- Ishido T., Mizutani H. and Baba K. 1983. Streaming potential observations using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature, *Tectonophysics*, 91, 89-104
- Jouniaux L. and Pozzi J.P. 1995. Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, 10.197-10.209
- Larsen J.C. 1992. Transport and heat flux of the Florida Current at 27°N derived from cross-stream voltages and profiling data: theory and observations, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 338, 169-236
- Lecomte-Tilouine M. 1993. Les avatars de Varaha en Himalaya, *Bull. École Fr. Extr. Orient*, 80, 41-74
- Lorne B., Perrier F. and Avouac J.-P. 1998. Streaming potential measurements. I. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Mangin A. 1969a. Nouvelle interprétation du mécanisme des sources intermittentes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, série D, 2184-2186
- Mangin A. 1969b. Étude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Bélesta, Ariège), *Ann. Spéléol.*, 24, 253-299
- Massenet F. and Pham V.N. 1985. Mapping and surveillance of active fissure zones on a volcano by the self-potential method, Etna, Sicily, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 24, 315-338
- Mizutani H., Ishido T., Yokokura T. and Ohnishi S. 1976. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 365-368
- Morat P., Le Mouél J.-L. and Granier A. 1994. Electrical potential on a tree. A measurement of the sap flow?, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, 98-101
- Ogilvy A.A., Ayed M.A. and Bogoslovsky V.A. 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs, *Geophys. Prospect.*, 17, 36-62
- Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.-P., Lavé J. and Massot J.-P. 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal), *Geophys. Res. Lett.*, 22, 751-754
- Park S.K., Johnston M.J.S., Madden T.R. and Morrison H.F. 1993. Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanisms, *Rev. Geophys.*, 31, 117-132
- Pradhananga U.B., Pradhan P.M. and Duwadi A.K. 1969. Geological map of part of Tanahu and Nawalparasi districts, Department of Mines and Geology, Kathmandu
- Perrier F., Petiau G., Clerc G., Bogorodsky V., Erku E., Jouniaux L., Lesmes D., Macnae J., Meunier J., Morgan D., Nascimento D., Oettinger G., Schwarz G., Toh H., Valiant M., Vozoff K. and Yazici-Çakin O. 1997. A one-year systematic study of electrodes for long period measurement of the electric field in geophysical environments, *J. Geomag. Geoelec.*, 49, 1677-1696
- Perrier F., Trique M., Lorne B., Avouac J.P., Hautot S. and Tarits P. 1998. Electric potential variations associated with lake level variations, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1955-1958
- Petiau G. 1996. Pb/PbCl₂ electrodes: second generation, in: Clerc G., Perrier F., Petiau G. and Menvielle M. (Eds.), *Proceedings of the Workshop "Electrodes"*, Garchy, April 24-29, 1995
- Pham V.N., Boyer D., Chouliaras G., Le Mouél J.-L., Rossignol J.-C. and Stavrakakis G.N. 1998. Characteristics of electromagnetic noise in the Ioannina region (Greece); a possible origin for so called Seismic Electric Signal (SES), *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2229-2232
- Zlotnicki J. and Le Mouél J.L. 1990. Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise Volcano, *Nature*, 343, 633-636

5.4 Variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente

5.4.3 Modélisation électrique de la source de Dhor Barahi

L'exutoire de la source intermittente de Dhor Barahi correspond à l'extrémité de basse pression de la zone d'écoulement. Selon l'hypothèse d'un phénomène électrocinétique simple, l'exutoire devrait correspondre à une zone de potentiel électrique positif. Nous considérons un modèle simplifié du site de Dhor Barahi (figure 5.8). Il comporte un bassin d'eau, dont la résistivité est d'environ 40 Ω m, connecté à une zone de même résistivité représentant le ruisseau, par une zone intermédiaire de résistivité fixée à 100 Ω m (paragraphe 5.4). La résistivité de l'encaissant est fixée à 1000 Ω m. Pour traduire une zone de potentiel positif au niveau de l'exutoire, une source de courant positif est placée à 6 m en amont de l'exutoire. L'amplitude de la source de courant choisie est fixée à 0.04 mA afin d'obtenir une différence de potentiel $V_{E2}-V_{E3}$ du même ordre que celle observée (soit environ 0.4 mV). La distribution de potentiel électrique en surface produite par la source de courant est calculée au moyen du code en différence finie développé par Spitzer (1995) (figure 5.8).

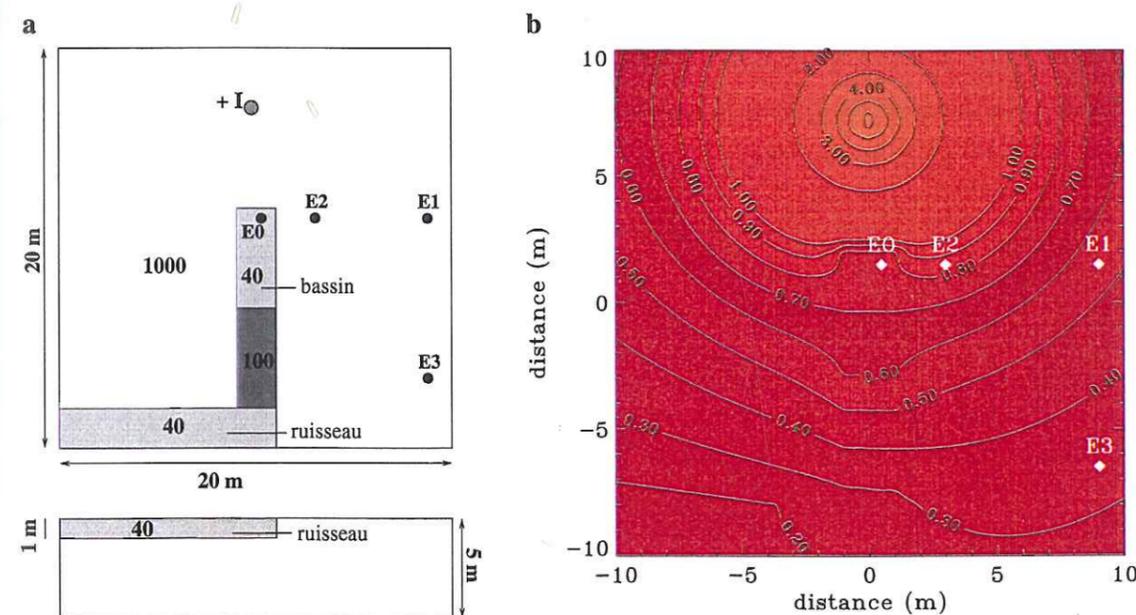


Figure 5.8: a) Modèle de résistivité vu de haut (haut) et de côté (bas). Les nombres indiquent les valeurs de résistivité (en Ω m). L'emplacement de la source électrique de courant $+I$ associée à la source intermittente est représentée par un cercle gris. b) Distribution de potentiel électrique calculée pour une source d'amplitude $I = 0.04$ mA.

Les rapports $\frac{V_{E2}-V_{E3}}{V_{E2}-V_{E1}}$ calculé et observé sont de 1.6 et 2. La cohérence de ces deux valeurs tend à montrer que la distribution du potentiel électrique mesurée à la surface du sol est similaire à celle calculée pour une source ponctuelle de courant. Par contre, la valeur calculée du rapport $\frac{V_{E0}-V_{E3}}{V_{E2}-V_{E1}}$, qui est de 1.5, diverge de celle mesurée, de l'ordre de -40. Ainsi, ce modèle ne permet pas d'expliquer la différence de magnitude du signal électrique observé au fond du bassin.

Deux explications peuvent être avancées pour expliquer ce phénomène. Il existe une source de potentiel électrique secondaire qui est activée pendant la décharge de la source. Elle peut être produite par une circulation d'eau sous le bassin, dont le débit serait proportionnel à la différence de hauteur d'eau entre la période de décharge et la période normale. Cependant, la hauteur d'eau nécessaire pour produire une variation de potentiel de -8 mV serait de 32 m. Cette valeur est deux ordres de grandeur supérieure aux variations de niveau d'eau mesurées dans le bassin pendant l'intermittence. Cette hypothèse est donc exclue.

La polarisation induite du milieu peut fournir une explication alternative. L'augmentation du potentiel à l'exutoire de la source peut mobiliser les ions de signes négatifs présents dans l'eau et produire localement une polarisation électrique induite de sens opposé au champ d'électrofiltration. Le potentiel électrique pourrait alors devenir négatif dans le bassin à proximité de l'exutoire.

Une analyse quantitative de ce phénomène nécessite une cartographie détaillée des variations de potentiel associées aux décharges de la source, afin de déterminer précisément les gradients de potentiel électrique à la surface du sol, et dans le fond du bassin.

5.4.4 La source de Dhor Barahi: un système électrique sensible aux déformations de la croûte?

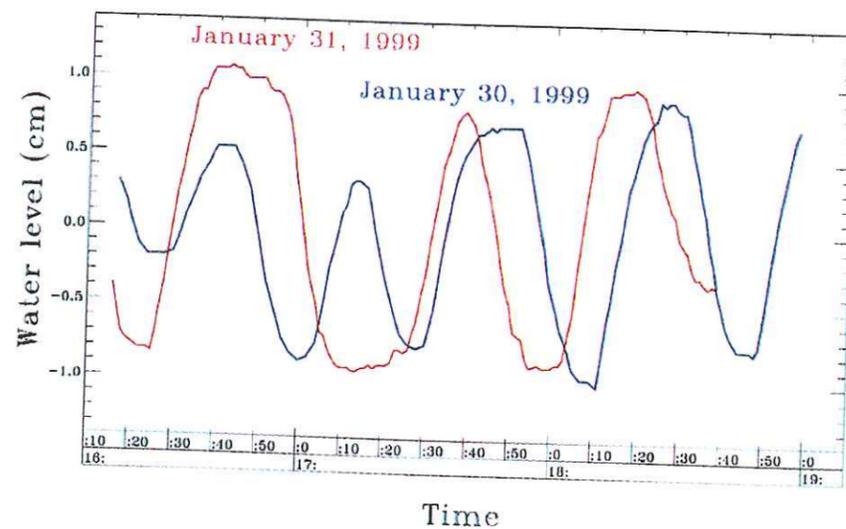


Figure 5.9: Variations de niveau du bassin principal mesurées en janvier 1999.

Le fonctionnement des sources intermittentes est dominé par la perméabilité du milieu et le débit de remplissage de réservoir situé en amont de la source, qui contraint le débit et la durée de l'intermittence de la source (Mangin, 1969; Mangin, 1973). Ainsi, des changements de l'amplitude et de la durée des variations de potentiel électrique mesurées au voisinage de la intermittente de Dhor Barahi pourraient mettre en évidence des variations de perméabilité du

milieu associées aux déformations présismiques de la croûte.

En janvier 1999, les périodes d'intermittence de la source de Dhor Barahi sont irrégulières et varient entre 25 min et 1h. Les variations de niveau sont faibles, avec une amplitude d'environ 2 cm (figure 5.9). Elles ont été mesurées au moyen d'un bâton gradué qui émerge de l'eau suivant une faible inclinaison (figure 5.6). Cette méthode permet de mesurer précisément une variation de niveau d'eau de faible amplitude. Il est raisonnable de penser que les apports d'eau dans le réservoir varient considérablement avec les saisons. Ainsi, les différences mesurées de période d'intermittence et de débit de la source de Dhor Barahi sont vraisemblablement produites par des variations saisonnières de la vitesse de recharge du réservoir en amont du siphon. La caractérisation de ce forçage saisonnier est donc nécessaire, pour tenter d'identifier des variations de régime de la source associées à des variations de perméabilité du milieu, qui pourraient être générées par la phase présismique d'un grand tremblement de terre dans la région. Puisque la vitesse de remplissage dans le réservoir en amont du siphon ne peut être contrôlée, les variations de régime de la source associées aux variations saisonnières ne peuvent complètement caractérisées. Il est donc difficilement envisageable de pouvoir détecter des variations de potentiel électrique associées à des variations de perméabilité du milieu qui pourraient survenir en phase présismique.

Chapitre 6

Signaux géophysiques transitoires associés à des circulations de fluide produits par l'augmentation du taux chargement

Dans ce chapitre, les mesures de potentiel électrique, de gaz radon et déformation sont analysées en relation avec les variations du taux de chargement du lac de Roselend. Ces mesures mettent en évidence un comportement transitoire du milieu où le rôle des fluides est majeur. L'implication des mesures de puits et des observations sismologiques dans la compréhension de ces phénomènes est également discutée.

477-481 (1998).
 Rösel, A. & Korte, E. H. Surface enhanced infrared absorption observed with attenuated total reflection (ATR-SEIRA): modeling the optical response. *Fresenius J. Anal. Chem.* 362, 51-57 (1998).
 Lewis, A., Isaacson, M., Harootunian, A. & Muray, A. Development of a 500 Å spatial resolution light microscope. *Ultramicroscopy* 13, 227-232 (1984).
 Pohl, D. W., Denk, W. & Lanz, M. Optical stethoscopy: Image recording with resolution $\lambda/20$. *Appl. Phys. Lett.* 44, 651-653 (1984).
 Piednoir, A., Licoppe, C. & Creuzet, F. Imaging and local infrared-spectroscopy with a near-field optical microscope. *Opt. Commun.* 129, 414-422 (1996).
 Knoll, B., Keilmann, F., Kramer, A. & Guckenberger, R. Contrast of microwave near-field microscopy. *Appl. Phys. Lett.* 70, 2667-2669 (1997).
 Bohren, C. F. & Huffman, D. R. Absorption and scattering of light by small particles. (Wiley & Sons, New York, 1983).
 Völcker, M., Krieger, W. & Walther, H. Detection of local conductivity by laser-frequency mixing in a scanning force microscope. *J. Appl. Phys.* 74, 5426-5431 (1993).
 Otto, A., Mrozek, I., Grabbhorn, H. & Akemann, W. Surface-enhanced Raman scattering. *J. Phys.: Condens. Matter* 4, 1143-1212 (1992).

Acknowledgements. We thank H. Sturm for supplying samples and A. Rösel for supplying spectral data. Discussions with R. Guckenberger, A. Kramer, and D.v.d. Weide are acknowledged.

Correspondence and requests for materials should be addressed to F.K. (e-mail: keilmann@hochchem.mpg.de)

Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes

M. Trique*, P. Richon†, F. Perrier*, J. P. Avouac* & J. C. Sabroux†

* Laboratoire de Détection et de Géophysique, DASE, Commissariat à l'Énergie Atomique, BP 12, F-91680 Bruyères-le-Châtel, France

† Institut de Protection et de Sécurité Nucléaire, 60-68, BP 6, F-92265 Fontenay aux Roses, France

Two of the most often cited earthquake precursors¹⁻⁶, but these few reported examples have generally been deemed questionable⁷⁻¹¹. If a mechanism relating crustal deformation to radon emanation or electrical signals does indeed exist, it is thought to involve fluids¹²⁻¹⁹. Some preliminary insight has been gained into these processes from the study of natural systems under controlled mechanical and hydrological conditions²⁰. Here we report electric potential variations, radon emanation and deformation measurements recorded since 1995 in the French Alps in the vicinity of two artificial lakes which have strong seasonal variations in water level of more than 50 metres. We observe that electric potential variations and radon emanations are repeatedly associated with transient deformation events induced by variations in lake levels. These events are characterized by a change in ground tilt which deviates from the expected elastic response, and are associated with periods of accelerating strain, which suggests that accelerated loading can enhance fluid transport properties. Qualitatively, this behaviour can be accounted for by a model in which straining induces fluid overpressure and dynamic flow in cracks. These observations may shed light on the sensitivity of rock transport properties to deformation.

The site that we studied is located in the French Alps, at the geological contact between the Belledonne crystalline basement to the west, and highly tectonized Permo-Triassic sedimentary units to the east (Fig. 1). The levels of the lakes vary on a yearly cycle by ~70 m for the Roselend lake and 50 m for Gittaz lake (see Supplementary Information). A dead-end tunnel located 600 m northeast of the Roselend dam (Fig. 1) is equipped with two long-period seismometers (to measure the tilts in the north-south and east-west directions), one microbarograph and three radon detectors. An array of electrodes, composed of 14 measurement points, and a

meteorological station were set across the Sur-Frêtes ridge which separates the two lakes (Fig. 1).

The experiment has been running since November 1995. The radon activity and the north-south tilt observed in the tunnel, the potential difference between the RH and EO points (see Fig. 1) and the Roselend lake level are shown as a function of time in Fig. 2. The radon activity in the inner room in the tunnel (see Methods) is characterized by a low background level of 650 Bq m^{-3} , and by a number of bursts with amplitudes ranging from 2,000 to over $18,000 \text{ Bq m}^{-3}$ and durations of one to nine weeks. The radon bursts with amplitudes greater than $4,000 \text{ Bq m}^{-3}$ (labelled 2, 3, 4, 6, 8, 10, 11 and 13 in Fig. 2) are observed to correlate systematically with decreases of the RH-EO potential difference.

The electric potential variations are occurring between four days before and one day after the radon bursts. Their amplitudes range from -6 to -20 mV for time durations varying between 5 and 33 d. They do not scale in magnitude and duration time with the radon bursts. As these potential variations are not observed on the other dipoles connected to the point EO, they must originate at the point RH. Given that the observed transient electric potential variations

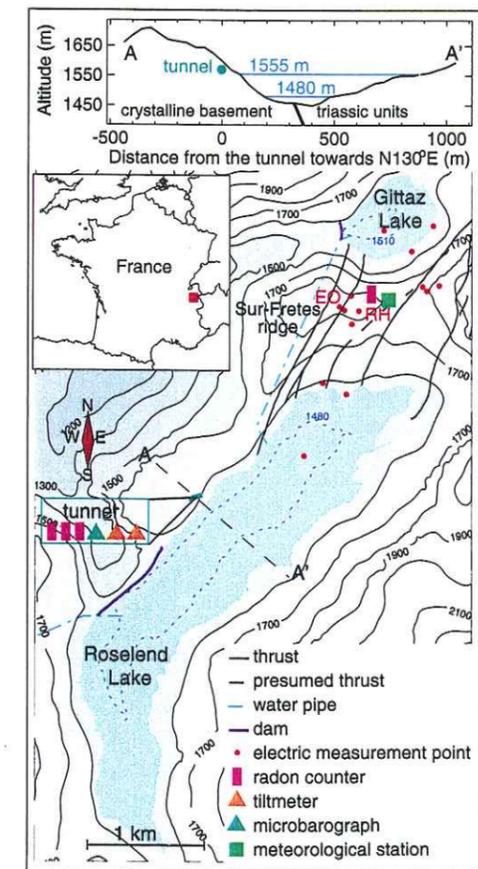


Figure 1 Layout of the Sur-Frêtes experiment. The general location of the experiment is indicated by the red square in the inset to the lower figure; in the lower figure, the blue dashed curve in each lake shows the extents of the lakes at their lowest level. The topographic profile along the segment A-A' is represented in the top figure. The Roselend lake has a capacity of $187 \times 10^6 \text{ m}^3$ of water. The smaller Gittaz lake has a capacity of $13 \times 10^6 \text{ m}^3$ and communicates with the Roselend lake through an underground water pipe (blue dashed curve). The lakes are enclosed by two dams set against the crystalline rocks (purple). The lake level cycle is strongly correlated to the yearly meteorological cycle only during the snow melting phase in spring and summer. The lakes are emptied according to the needs of electric power production by a pipe (blue dashed curve) linking the Roselend lake to a power station located 15 km west.

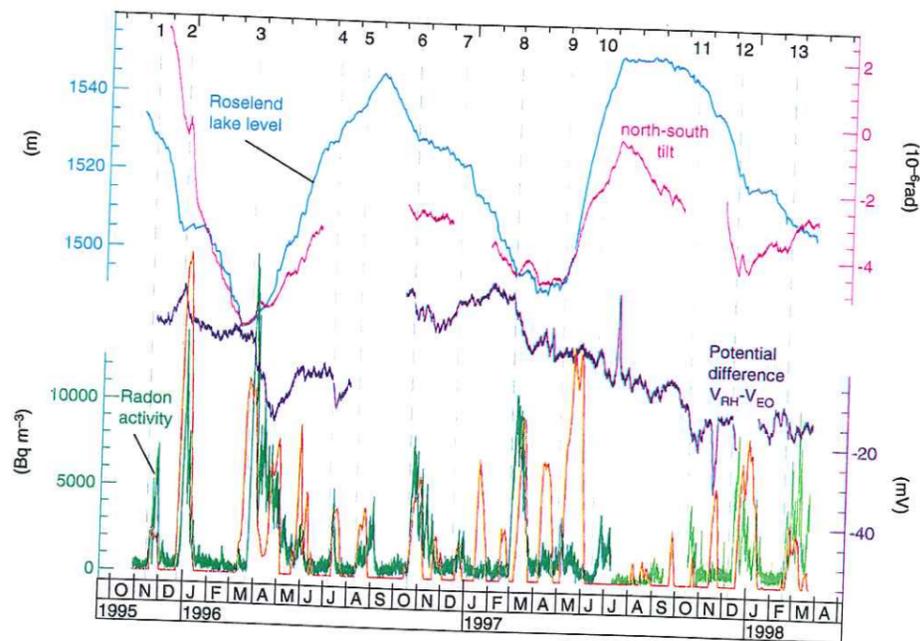


Figure 2 Temporal variations of Roselend lake level (blue), north-south tilt (red), electric potential (purple), and radon activity (green). The interruption in the series are due to storms and work on the power line. The radon activity was measured in the inner room (see Methods) from November 1995 to July 1997 (dark green), and in the corridor from July 1997 to April 1998 (light green). The north-south tilt and electric potential data segments are arbitrarily shifted from each other. The electrical data are low-pass-filtered to remove periods <2 d, and their average value is arbitrary. The orange curve is the positive part of the discrete second derivative applied on the lake level data and expressed in arbitrary units. The lake-level data are provided by Electricité De France.

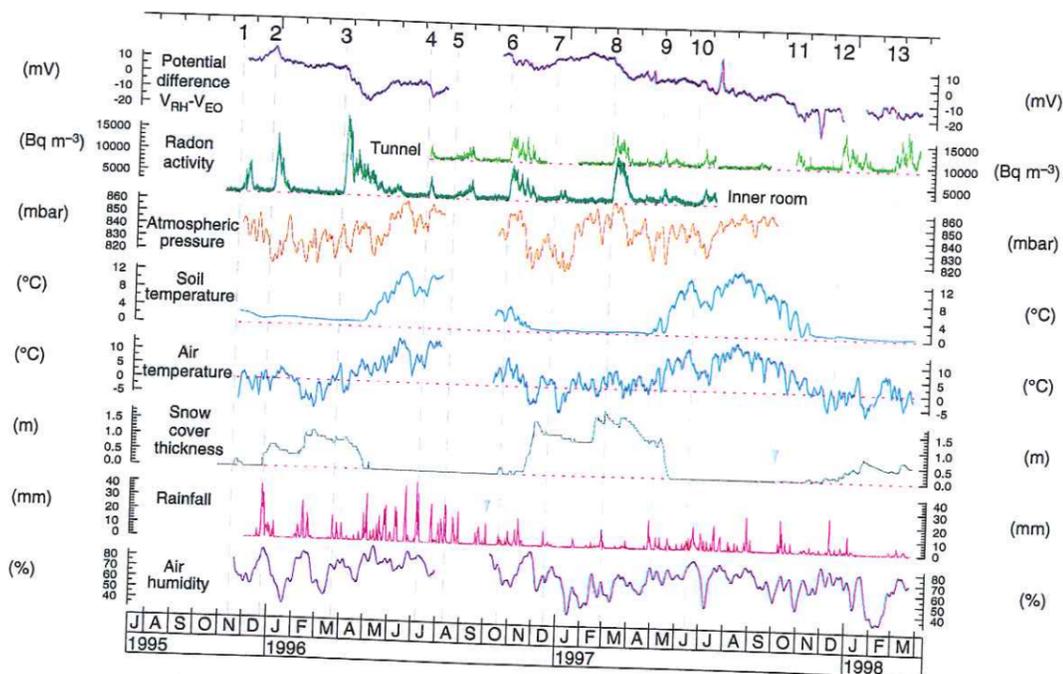


Figure 3 Potential difference of dipole RH-EO, radon activity measurements and meteorological parameters as a function of time. The meteorological parameters are recorded with a sampling interval of 5 min. The electric potential, soil temperature, atmospheric pressure, air humidity, and air temperature data are low-pass-filtered to remove the periods <2 d. The dark green curve corresponds to the autonomous radon probe located in the inner room of the tunnel, whereas the light green curve corresponds to one of the two radon probes located in the tunnel. The grey reversed triangles indicate when the data were first acquired by the local meteorological devices. From November 1995 to October 1997, the snow height data, provided by Electricité De France, were recorded by a snowmeter located 2 km away and 150 m higher from the Sur-Frètes ridge. From October 1995 to October 1996, the rainfall data given by Météo France were acquired at Luce station located 6 km away and 800 m below the site.

do not present any pattern similar to the soil temperature data, we can exclude an electrode response to soil temperature gradients or soil humidity changes²¹. Transient electric potential variations can also be generated by the shallow water circulation²¹ systematically induced by rainfall or snow melting. A direct systematic and trivial physical relation between the rain or snow melting events and the observed electric potential variations (see Methods and Supplementary Information), and more generally with any meteorological parameters, can be excluded (Fig. 3). Also, the radon bursts are not instrumental artefacts: they are recorded by independent sensors in the tunnel (Fig. 3). The radon bursts observed in the tunnel have no systematic correlation with any local meteorological parameters (Fig. 3) which could influence the radon activity in the air of the tunnel. In particular, neither the "pumping" effect²² due to decreasing barometric pressure, nor thermal circulation through the temperature gradient between the outside and the inside of the tunnel, can explain the bursts. Other effects, such as air humidity and high-speed winds, are known to affect radon emanation²², but these can be excluded in our case; we can also exclude the blocking of the tunnel entrance by snow (Fig. 3). Rainfall, snowfall and snow melting could also affect the radon activity in the tunnel because such processes could modify the water saturation around it: but because no systematic relation appears between the signals (see Methods and Supplementary Information), this hypothesis is excluded (Fig. 3). The radon probe located on the Sur-Frètes ridge did not record any similar radon bursts. The radon bursts measured in the tunnel are therefore not caused by meteorological effects.

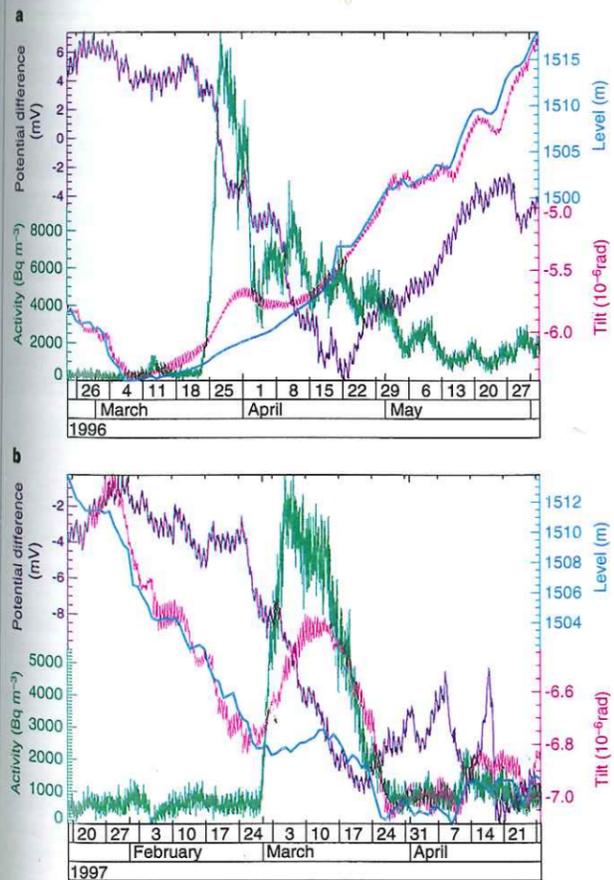


Figure 4 Roselend lake level (blue), north-south tilt (red), radon activity (green) and electric potential $V_{RH}-V_{EO}$ (purple). Data are shown for the time interval encompassing events 3 (a) and 8 (b).

Because the radon level in the tunnel is controlled by the radon emanation and the transport paths of the rock matrix, the variations of the radon level measured in the tunnel could be due to changes in the radon transport properties. The emanation of the rock matrix has been measured in the laboratory for dry gneiss samples, and amounts to $8.3 \text{ atoms m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. The background radon level is therefore consistent with radon drained at the tunnel walls from a 4-cm-thick zone of saturated rocks. The radon bursts would imply either a transient change of rock saturation, from saturated to dry, or an increase of the rock volume from which the radon is drained. In the latter case, an increase of the volume of drained zone by a factor of ~ 100 is necessary to account for the radon peak levels.

The radon bursts correlate with positive-slope kinks in the plot of lake level against time (Fig. 2). We treat these kinks as follows: from the lake-level data series $h(t)$, a discrete second derivative function is built as $f(t) = h(t) - 2h(t-T) + h(t-2T)$, where T is some fixed time delay. For a time delay of $T = 14 \text{ d}$, which was found to be most appropriate, and keeping only positive values of $f(t)$, the variations of $f(t)$ reproduce well the observed radon bursts (Fig. 2). Indeed, given a time delay between the signals ranging between -10 and 10 days, 63% of the positive variations of $f(t)$ (out of 16 events) correlate to the radon bursts (see Supplementary Information). The score is only 27% on average if the radon bursts are redistributed randomly. The proportion of the positive variations of $f(t)$ which could be related to the transient electrical variations, assuming the same time delay, amounts to 53% out of 15 events. A lesser value (30% with the same time delay) is obtained for a random time series of electrical variations. Thus, the electric and radon signals both tend to be produced by a mechanical effect, namely the accelerated straining of the medium.

This is further supported by the tilt-meter data. The tilt-meter recorded a yearly variation which amounts to several microradians and which is linearly correlated to the lake level (Fig. 2). The measured linear factor of $\sim 0.10 \mu\text{rad m}^{-1}$ is compatible with the elastic deformation due to the lake loading. Indeed, using the values of the Lamé parameters deduced from seismic sounding²³, the expected north-south tilt per metre of water amounts to $0.090 \mu\text{rad m}^{-1}$, in agreement with the observed value. The tilt-meter response is thus observed to depart from the average elastic response during the radon and electric potential anomalies. This can be clearly seen in Fig. 4, where expanded-scale views around two radon bursts (events 3 and 8) are presented. The tilt response is proportional to the lake level for constant loading velocity, but during the radon burst and coeval with the change in the potential difference, a response amplified by a factor of 3 to 5 is observed on the north-south tilt compared with the lake level.

In principle, transient tilt deformations could be generated by meteorological events; for example, by the cracks filling with water supplied by the rainfall or snow melting. However, such an artefact would appear systematically, and would also be observed with a larger amplitude at the snow-melting time. In addition, there would be no relationship between the time structure of the anomaly (basically dominated by the crack permeability) and the time structure of the lake level. We therefore consider that the tilt anomalies are not a meteorological artefact but are rather a consequence of a different mechanical response.

The time delay of 14 d required for the discrete second derivative to match the observed radon bursts (Fig. 2) suggests that the pore water may play a role. Indeed, according to the permeability (10^{-16} m^2) measured *in situ*²³, the diffusion time for a lake-level change to affect the tunnel is estimated²⁴ to range from 1 to 30 d. The different mechanical response observed for perturbations with a timescale smaller than 14 d suggests that the response then occurs in the undrained mode. However, the difference in the mechanical response between the drained and undrained conditions can at most amount to 30% (ref. 24). The observed amplification (of a factor 4 on average) must then result from another mechanism.

The observed response may be expected from the following model. We consider a medium consisting of a low-permeability matrix with fluid-filled cracks. This model is analogous to that used to calculate the groundwater outflow in response to coseismic deformation¹⁵. If a strain rate de/dt is applied to the medium (compressive strain is considered as positive), the variation of pore volume of the cracks induces a dynamic equilibrium, in which the pore-pressure variation is balanced by the fluid flow out of the rock matrix. A first-order approximation of the pore pressure p leads to the following relationship: $p = (\eta L^2/rk)(de/dt)$, where η is the fluid viscosity, L the characteristic length along percolation paths, k the permeability of the medium, and r the aspect ratio of the cracks. This relationship implies a pore-pressure increase (in response to accelerated lake loading) that could reach 0.1 to 1 bar, assuming a typical percolation length scale of 1 to 10 m, a permeability of crystalline rocks²³ of 10^{-16} m², an aspect ratio of 10^3 for the cracks, and a strain rate of 10^{-7} d⁻¹. Such overpressures may be sufficient to produce local microfracturing, and hence an increase of transport properties or the exposure of new fracture surfaces. The rapid transport to the tunnel atmosphere of the previously trapped radon gas could then account for the observed radon bursts.

The observed electric potential variations could also be produced through the electrokinetic effect by a similar enhancement of the rock transmissivity. The magnitude of the pore pressure of the fluids involved in the electrical effects can be estimated from the data of this experiment²⁵. Indeed, the variations of the potential of one point of the electrical array are linearly correlated to the Roselend lake level, with a correlation of 20 mV per 0.1 MPa (ref. 25). Using this value, the potential variations (of the order of 10 mV) observed on the RH-EO dipole could result from the connection of two systems with a 0.5-bar pore-pressure difference. This order of magnitude could be expected in the presence of an aquifer with a piezometric level higher than the mean level in the surrounding medium. Indeed, such a perched aquifer could be related to a 60-m-thick low-resistivity zone below point RH observed in a very-low-frequency electromagnetic survey performed on the Sur-Frères ridge in July 1995 (S. Hautot and P. Tarits, personal communication).

The present experiment is not the first observation of an anelastic response to small changes in loading rate in a natural system. For example, induced seismicity near the Nurek reservoir, Tadjikistan²⁶, and the Koyna reservoir, India²⁷, appears to be controlled by the rate of change in the water level. Moreover, transient permeability enhancements have also been proposed to explain the occurrence of hydrothermal precursors to large earthquakes in northern California²⁸ and changes in hydrology occurring after large earthquakes²⁹. The physical processes involved in the signals recorded at the Sur-Frères site may provide the basic understanding of the transport properties of kilometre-sized systems subject to stress variations: they may also be of interest for the monitoring of ground water or of waste-disposal sites. Although the applicability of our observations at the scale of active tectonic areas needs to be carefully considered, they provide an analogue to earthquake precursors, with the advantage that the mechanical forcing is known, as are the main characteristics of the medium. □

Methods

Tunnel characteristics. The nearly horizontal tunnel, drilled in gneiss, is 142 m long with a 2 m diameter, and contains an inner room of $4 \times 5 \times 2$ m, located 60 m from the entrance and 40 m below the surface. This inner room is separated from the corridor by a metal door and the tunnel is closed by a second metal door. The inner room is not significantly ventilated, as the pressure difference between the inner room and outside has been measured to be < 1 Pa. The radon background level recorded in the inner room does not show the typical seasonal variation due to air exchange driven by temperature difference between the inside and the outside, as is generally observed in caves²², attesting

again to a poor ventilation of the inner room. The tunnel closing was reinforced in October 1997 by two air-tight plastic doors to further reduce ventilation. The radon background level recorded in the tunnel rose from 250 to 650 Bq m⁻³, as measured in the inner room, suggesting an enhancement of the air confinement in the tunnel. The air relative humidity in the tunnel is close to 100%. The temperature is stable at 6.6 ± 0.2 °C over the whole year.

Tilt measurements. The tiltmeters have a resolution of 20×10^{-9} rad. They have a pressure sensitivity (determined in the laboratory) of 0.012 and 0.006 μ rad mbar⁻¹ for the north-south and east-west tilt-meters, respectively. The measurements are corrected for pressure variations using a microbarograph, having an accuracy of 5×10^{-2} mbar. The tilt data are filtered to remove frequencies higher than 1 Hz, and averaged at one point per minute. The east-west tiltmeter was affected by instrumental long-term drift and therefore is not used in the study.

Radon measurements. The radon probes are commercially available (as BARASOL). They consist of a cylindrical measurement chamber in equilibrium with the outside air through a diffusion filter. The decay of ²²²Rn is detected by a solid-state silicon detector. The counts are integrated over an hour. The sensitivity of the device is 50 Bq m⁻³ (1 count per hour). One autonomous probe was installed in the inner room in November 1995, and two other probes connected to a modem were added in the corridor in August 1996. One autonomous radon probe was also set in the soil at the Sur-Frères ridge (Fig. 1) in November 1995.

Electrical measurements. We used second generation Pb/PbCl₂/kaolinite Petiau³⁰ unpolarizable electrodes. These electrodes are installed in 1.2 to 1.5 m deep, 40 cm diameter holes in 30 l of salted clay. This set-up was tested during an international comparison experiment³⁰, and was demonstrated to provide a stability of the order of 1 mV per year with a drift noise between 0.4 and 0.8 mV per month. The electric potential array is composed of 14 measurement points. The electrodes are combined into 20 dipoles in order to provide as much redundancy as possible. They are connected to a measuring station located on the ridge, through buried or aerial cables. The potential differences are recorded with a sampling rate of one per minute.

Correlation tests. The proportion of the rainfall, snowfall and snow-melting events which could be related to the radon bursts, assuming a maximal time delay of 10 d, amounts to 12% (out of 65 events; see Supplementary Information). For comparison, a similar value of 14% is obtained on average if the radon bursts are redistributed randomly. Therefore, no systematic relationship appears between these meteorological events and the radon bursts. Similarly, the transient electric potential variations are not systematically related to rainfall or snow melting. The proportion of these meteorological events which could be related to the transient electrical variations, assuming a maximal time delay of 10 d, amounts to 20% out of 42 events. For comparison, a similar value of 15% is obtained on average, if the electric signals are redistributed randomly.

Radon emanation in the laboratory. The equilibrium radon activity measurement performed on dry gneiss samples of 6×10^{-5} m³, using a measuring chamber having a free volume of 9×10^{-4} m³, amounts to 155 Bq m⁻³. The radon emanation value of 8.3 atoms m⁻² s⁻¹ mentioned in the text was deduced without taking into account the internal porous surface of the sample.

Received 13 August 1998; accepted 4 March 1999.

- Wakita, H., Nakamura, Y. & Sano, Y. Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *Pure Appl. Geophys.* 126, 267–278 (1988).
- Igarashi, G. et al. Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science* 269, 60–61 (1995).
- Virk, H. S. & Singh, B. Radon recording of Uttarkashi earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 21, 737–740 (1994).
- Raleigh, B. et al. The prediction of the Haicheng earthquake. *Eos* 58, 236–272 (1977).
- Corwin, R. F. & Morrison, H. F. Self-potential variations preceding earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Lett.* 4, 171–174 (1977).
- Varotsos, P., Alexopoulos, K. & Lazaridou, M. Latest aspects of earthquake prediction in Greece by seismic electric signals. *II. Tectonophysics* 224, 1–37 (1993).
- Geller, R. J. (ed.) *Geophys. Res. Lett.* 23 (debate on "VAN" special issue) 1291–1452 (1996).
- Pham, V. N., Boyer, D., Chouliaras, G., Le Mouél, J. L. & Rossignol, J. C. Characteristics of electromagnetic noise in the Ioannina region (Greece): a possible origin for so called "Seismic Electric Signal" (SES). *Geophys. Res. Lett.* 25, 2229–2232 (1998).
- Morrison, H. F., Fernandez, R. & Corwin, R. F. Earth resistivity, self potential variations, and earthquakes: a negative result for $M = 4.0$. *Geophys. Res. Lett.* 6, 139–142 (1979).
- Geller, R. J. Earthquake prediction: a critical review. *Geophys. J. Int.* 131, 425–450 (1997).
- Wyss, M. Second round of evaluations of proposed earthquake precursors. *Pure Appl. Geophys.* 149, 3–16 (1997).

the uppermost Fleming Fjord Formation (Norian-Rhaetian) of Jameson Land, East Greenland¹². These strata consist of cyclically bedded fine-grained siliciclastic and carbonate-bearing units laid down as part of a large rift lake system¹³. Although the footprints are structurally diverse, almost all appear to be members of a gradational series (Fig. 1a–f). At one extreme are clearly preserved tridactyl tracks referable to the ichnogenus *Grallator* (*Anchisauripus*)^{1,14,15}. Such prints are commonly attributed to bipedal theropods¹⁶ and preserve impressions of digital pads, claws and, in some cases, skin (Fig. 1a). At the other extreme are tetradactyl, elongate prints in which the digital impressions are smooth channels constricting to narrow slits (Fig. 1f). The apparent impression of digit III is markedly longer than those of other digits; its distal end is elevated and expanded to resemble a fumarole-like crater. A posteromedially directed imprint of digit I is always present adjacent to an impression of the metatarsus. Most of the Ørsted Dal prints are intermediate in form between these two extremes (Fig. 1b–e).

The differences between tridactyl (Fig. 1a) and tetradactyl (Fig. 1f) tracks are comparable to those that have been used to distinguish faunal constituents and define ichnotaxa¹². However, two lines of evidence support the hypothesis that track variation is related to theropods traversing substrates of variable consistency, rather than to differences in foot morphology. First, some individual trackways exhibit more than one variant, although no single trackway preserves a complete gradational series. Second, guinea-fowl and turkeys walking on substrates of different consistencies closely duplicate the structural continuum of the Greenlandic prints (Fig. 1g–j). Whereas shallow prints on a relatively firm substrate accurately replicate the plantar form of these birds (Fig. 1g), successively deeper prints into increasingly wetter sediments record the entry of the initially splayed foot and the subsequent digital convergence as the foot is extracted (Figs 1h–j, 2a). Footprints in muds of intermediate consistency show separate entry and exit furrows for digits II and IV (Fig. 1h, i). In the deepest, wettest muds, the entire foot (with digits I–IV convergent) is extracted at the anterior end of the metatarsal-digit III furrow, raising a mound of sediment (Figs 1j, 2b). Thus, as mud hydration and penetration depth increase, bird tracks elongate because the substrate intercepts foot movements that normally occur above the surface. In the elongate Triassic footprints, the subsurface pathway of the toes disrupts sedimentary laminae, which can be seen in serial sections. These three-dimensional records confirm that, as in living birds, early Mesozoic theropods sank down and forward, and extracted the foot with convergent toes. Although evidence for slight digital approximation at the end of the stance phase has been reported from shallower tracks¹⁷, the elongate Greenlandic tracks document complete toe convergence, which is retained as a primitive feature among birds.

Although the general correspondence between extant avian and Greenlandic trackways reflects some pedal similarities, there are important functional differences between basal theropods and birds. The hallux (digit I) in ceratosaurs, such as *Coelophysis*, is sufficiently shorter than the other digits that on firm substrates it does not contact the ground (cf. Fig. 1a, b). The hallucal metatarsal, applied as a flattened splint to the midshaft of metatarsal II (Fig. 3), bears an asymmetrical condyle that permits a range of about 70° of flexion/extension and about 25° of ab/adduction of the metatarsophalangeal joint. The single interphalangeal joint, which is uniaxial, permits only flexion/extension. Fixation of metatarsal I and the configuration of the metatarsophalangeal and interphalangeal joints preclude retroversion. No known Late Triassic–Early Jurassic theropod shows evidence of an avian-like reversed hallux (*Eoraptor*, *Herrerasaurus*, *Coelophysis*, *Syntarsus*, *Procompsognathus*, *Segisaurus*, *Dilophosaurus*^{18–24}). Nonetheless, the posteromedially oriented hallucal print of some tracks, which appears superficially comparable to the impression of the posteriorly directed hallux of birds (compare

- Scholz, C. H., Sykes, L. R. & Aggarwal, Y. P. Earthquake prediction: a physical basis. *Science* 181, 803–810 (1973).
- Igarashi, G., Wakita, H. & Sato, T. Precursory and coseismic anomalies in well water levels observed for the February 2, 1992 Tokyo Bay earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 19, 1583–1586 (1992).
- Rodolfo, E. A. Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.* 126, 177–209 (1988).
- Muir-Wood, R. & King, G. C. P. Hydrological signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.* 98, 22035–22068 (1993).
- Mitsutani, H., Ishido, T., Yokotura, T. & Onishi, S. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 3, 365–368 (1976).
- Youniaux, L. & Pozzi, J. P. Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: consequences for electrokinetic anomalies prior to earthquakes. *J. Geophys. Res.* 100, 10197–10209 (1995).
- Bernard, P. Plausibility of long distance electrokinetic precursors to earthquakes. *J. Geophys. Res.* 97, 17531–17546 (1992).
- King, G. C. P. Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview. *J. Geophys. Res.* 91, 12269–12281 (1986).
- Morot, P. & Le Mouél, J. L. Electrical signals generated by the collapse of the pillars of a gypsum quarry. *C. R. Acad. Sci.* 308, 33–38 (1989).
- Perrier, F. et al. A one-year systematic study of electrodes for long period measurement of the electric field in geophysical environments. *J. Geomagn. Geoelectr.* 49, 1677–1696 (1997).
- Wilkening, M. H. & Watkins, D. E. Air exchange and ²²²Rn concentrations in the Carlsbad caverns. *Health Phys.* 31, 139–145 (1976).
- Direction de l'Équipement Électrique De France, Note de synthèse géologique et technique, *Barrage de Roselend, Fondation de l'Ouvrage 1–12*, (Électricité De France, Aix-en-Provence, 1952–1962). (In French.)
- Rodolfo, E. A. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geophys. Res.* 93, 2107–2124 (1988).
- Perrier, F., Trique, M., Hautot, S., Avouac, J. P. & Tarits, P. Electrical variations associated with yearly lake level variations. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1955–1958 (1998).
- Simpson, D. W. & Negmatullaev, S. K. Induced seismicity at Nurek Reservoir, Tadjikistan, USSR. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1561–1586 (1981).
- Gupta, H. K. Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: a suggestion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 679–682 (1983).
- Silver, P. G. & Valette-Silver, N. J. Detection of hydrothermal precursors to large Northern California earthquakes. *Science* 257, 1363–1367 (1992).
- Rojstaczer, S., Wolf, S. & Michel, R. Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological processes. *Nature* 373, 237–239 (1995).
- Petiau, G. In *Proc. of the Workshop "Electrodes"* (eds Clerc, G., Perrier, F., Petiau, G. & Menvielle, M.) (Report, Centre de Recherches Géophysiques de Garchy, 1996).

Supplementary information is available on Nature's World-Wide Web site (<http://www.nature.com>) or on paper copy from the London editorial office of Nature.

Acknowledgements. We thank Y. Caristan, A. Meesters and R. Pican for support, and EDF for its water level data and access to the lakes. We also thank the members of the technical team from the Département Analyse et Surveillance de l'Environnement, CEA, for their dedication in performing their work in often difficult weather conditions.

Correspondence and requests for materials should be addressed to M.T. (e-mail: trique@ldg.bruiyeres.cea.fr).

Three-dimensional preservation of foot movements in Triassic theropod dinosaurs

Stephen M. Gatesy*, Kevin M. Middleton*, Farish A. Jenkins Jr† & Neil H. Shubin‡

*Department of Ecology and Evolutionary Biology, Brown University, Providence, Rhode Island 02912, USA

†Department of Organismic and Evolutionary Biology, and Museum of Comparative Zoology, Harvard University, Cambridge, Massachusetts 02138, USA

‡Department of Biology, University of Pennsylvania, Philadelphia, Pennsylvania 19104, USA

Dinosaur footprints have been used extensively as biostratigraphic markers, environmental indicators, measures of faunal diversity and evidence of group behaviour^{1–5}. Trackways have also been used to estimate locomotor posture, gait and speed^{6–11}, but most prints, being shallow impressions of a foot's plantar surface, provide little evidence of the details of limb excursion. Here we describe Late Triassic trackways from East Greenland, made by theropods walking on substrates of different consistency and sinking to variable depths, that preserve three-dimensional records of foot movement. Triassic theropod prints share many features with those of ground-dwelling birds, but also demonstrate significant functional differences in position of the hallux (digit I), foot posture and hindlimb excursion.

Dinosaur trackways are common in the Ørsted Dal Member of

The Sur-Frêtes experiment, II. Transient geophysical signals associated with fluid flow and loading rate changes.

Michaël Trique, Frédéric Perrier, Jean-Philippe Avouac
Commissariat à l'Energie Atomique, Laboratoire de Détection et Géophysique
BP12, F- 91680 Bruyères-Le-Châtel

Patrick Richon
Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, 60-68, avenue du Général Leclerc
F-92265 Fontenay aux roses, France

Preliminary version to be submitted to *J. Geophys. Res.*

Abstract

Radon emanation, electric potential and tilt have been continuously measured from 1995 to 1999 in the vicinity of two reservoir lakes having yearly variations. In addition, since December 1998, the level, temperature and conductivity of the water contained in two boreholes is measured continuously, and a temporary seismic monitoring of the site has been performed from February to June 1999. We report electric potential variations, radon bursts, associated with transient events during which the tilt response deviates from the average elastic response. A statistical comparison of the geophysical signals with the meteorological parameters indicates that a meteorological origin can be excluded, but, instead the radon and electrical signals are associated with the accelerated loading of the largest reservoir. The amplitude of the radon bursts is correlated with the lake level. In addition, during all radon bursts, the activity is modulated by the barometric pressure and the amplitude of the radon bursts is proportional to the amplitude of the radon barometric pumping. The pressure modulation is observed during one electrical signal. Moreover, temperature, conductivity and level anomalies measured in the water of one borehole have been observed simultaneously with the major radon burst. However, no relation between the rate of local seismic events and the geophysical anomalies have been evidenced. Using an analytical model of the radon transport in a fractured medium, we suggest that the radon is transported during the burst through a diphasic medium containing a gas phase. The conductivity and temperature variations of the well water occurring during the radon bursts suggest a transient increase of

the connectivity of the rock matrix in response to the accelerated loading. We qualitatively explain the observations by a model in which increases of the local pore pressure gradient in response to the accelerated lake loading produces percolation transitions in the porous network, inducing transient fluid flow. These results suggest that variations of transport properties during the nucleation phase of earthquakes may lead to observable borehole anomalies, radon emanation and electrical signals. provides optimism about the possibility that the geophysical monitoring of seismic areas may succeed in measuring the variations of the fluid transport properties, which may be produced by an earthquake nucleation phase.

1. Introduction

Radon emanation, electric potential variations as well as water level variations in boreholes are among the most often mentioned earthquake precursors. For example, radon concentration changes in ground water were reported before the 1978 Izu-Oshima [Wakita *et al.*, 1988] and the 1995 Kobe earthquake [Igarashi *et al.*, 1995]. Radon activity anomalies were also reported simultaneously in the air and in the ground water before the 1991 Uttarkashi earthquake [Virk and Singh, 1994]. Moreover, variations of the electric field have been measured before earthquakes in China [Raleigh *et al.*, 1977] or California [Corwin and Morrison, 1977]. In Greece, the highly debated VAN method [Varotsos *et al.*, 1993; Geller, 1996; Pham *et al.*, 1998] is also based on transient electrical signals. Furthermore, variations of water level have been reported simultaneously in three different wells before the 1992 Tokyo Bay earthquake [Igarashi *et al.*, 1992], and before the 1985 Kettleman Hills earthquake [Roeloffs and Quilty, 1997]. However, the few examples of earthquake precursors reported in the scientific literature are generally questionable [Geller, 1997; Morrison *et al.*, 1979] because, most of the time, the experimental set-up is not sufficient to exclude artefacts or non tectonic origin. There is also no reproducible pattern of observations [Geller, 1997] that would provide the clue for the involved physical processes and, up to now, the claimed earthquake precursors have not been assessed using robust statistical analysis [Wyss, 1997].

Fluids are pervading the brittle crust, as attested by the large amounts of ground water released after earthquakes [Muir-Wood and King, 1993]. Pore pressure in the shallow crust is sensitive to the mechanical straining of rocks. Indeed, well level variations have been related to creep events [Roeloffs *et al.*, 1989] or coseismic stress release [Igarashi *et al.*, 1992]. Fluids can therefore be invoked to contribute to a physical mechanism, relating crustal deformation to radon emanation or electric potential variations. Moreover, there is a theoretical possibility that some rock properties may change before earthquakes, inducing fluid flow [Scholz, 1973]. This could produce water head variations in wells. Fluid flow can produce electric field variations through the electrokinetic effect [Mizutani *et al.*, 1976; Jouniaux and Pozzi, 1995; Lorne *et al.*, 1999], electric potential variations may reflect disturbances of fluid flow at depth

[Bernard, 1992]. Fluid flow may also transport radon from deforming regions to the surface [King, 1986].

Some insight may be gained on these processes from the study of geophysical systems under controlled mechanical and hydrological conditions. Such studies have been performed at the meter scale in a quarry [Morat and Le Mouél, 1989]. Along this line, we set up an experiment in 1995 to investigate the relationship between the radon emanation, the electric field, the hydrological circulations and the strain variations in the vicinity of two reservoir lakes having level variations of about 50 m on average.

In a previous paper [Trique *et al.*, 1999], we reported transient deformation related to radon emanation and electric potential variations during periods of accelerated lake loading. We suggested that pore pressure increases were involved in these transient phenomena in response to the accelerated straining of the medium.

In this paper, we describe these signals in detail and we discuss the correlation between the transient electrical and radon signals with the meteorological parameters. Since November 1998, temperature, conductivity and water level are measured in two boreholes. We also report that the radon bursts are one electrical signal are characterized by an increased sensitivity to atmospheric pressure variations. From December 1998 to mid-March 1999, the Roselend reservoir has been emptied entirely, providing the largest mechanical straining cycle since the beginning of the experiment. From November 1998 to June 1999, temperature, conductivity and water level were measured continuously in two boreholes. A seismological monitoring has also been performed on the site from late February 1999 to mid-June 1999. This new set of observations provide an insight on the processes involved in the observations of transient phenomena. We propose a global picture of the observed processes in terms of transient fluid flow triggered by strain rate changes.

2. Description of the experiment

2.1 General presentation

The geological context of the Sur-Frêtes experiment (Figure 1) is presented in the companion paper. The volume of the Roselend lake ($186 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) is ten times greater than the volume of the Gittaz lake ($13 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). In addition, the amplitude of the La Gittaz lake level variations are 28 % smaller than the amplitude of the Roselend lake level variations. Consequently, the most important straining source on the site is provided by the level variations of the Roselend lake.

In March 1999, the Roselend lake has been emptied in order to allow the security inspection of the bottom of the dam structure. Therefore, the level cycle of the Roselend lake reaches an amplitude of about 160 m in year 1999, which is the largest amplitude observed since the beginning of the experiment.

2.2 Tunnel

One horizontal 128 m long tunnel with a 2 m diameter is located in the crystalline rocks (Figure 1a), located 600 m Northeast of the Roselend lake. It contains one inner room of 4×5×2 m, 60 m from the entrance (Figure 2). The inner room is separated from the corridor by a metallic door and the tunnel is closed by a second metallic door. The tunnel is poorly ventilated. Indeed, the pressure difference recorded between the inside and the outside atmosphere has been measured to be lesser than 1 Pa. Since October 1997, two air-tight plastic doors were added in the tunnel. Furthermore, the temperature in the middle of the tunnel is stable and amounts to 6.8°C within ± 0.4 °C over one year.

The geology along the tunnel is presented in Figure 2. The foliation of the rocks is constant along the tunnel and amounts to N40 with a 80°NW dip. Two main schistosity axis are observed : N30 with a 75°E dip and N140 with an 70°NE dip. Several subvertical fault planes cut off the tunnel along the N40 direction. This direction is consistent with the orientation of the thrust, which marks off the easternmost limit of the crystalline unit of the site. Several quartz veins are crossing the tunnel along two different axis: N145 with an 80°SW dip and N80 with a 65°N dip. The crystalline rocks of the tunnel consist in dark grey micaschists except in two parts: between 117 and 128 m, the rocks contains light grey micaschists and one granite area is located between 96 and 104 m.

Geophysical investigations took place in the tunnel. One self-potential profile has been performed along the tunnel using two electrodes and one high impedance voltmeter. The measurements are referred to the potential of one electrodes located 10 m away from the entrance of the tunnel (Figure 2). The electric potential variations, which have an amplitude of about 100 mV, do not exhibit any pattern related to the geology. Three gamma-spectroscopy profiles were also performed using one gamma spectrometer (Figure 2). The gamma survey integrates all the gamma-activity emitted from the rock minerals. The gamma spectrometer was maintained at about one meter above the ground surface in center of the tunnel for the two longest profiles, whereas it was stucked on the tunnel wall for the shortest profile. The gamma activity, having a mean value of about 210 nSievert.h⁻¹, is stable from the entrance to 80 m. It increases from 80 m and reaches a maximum at 97 m, which amounts to 280 and 330 nSievert.h⁻¹ either the spectrometer is in the middle of the tunnel or close to the tunnel wall. After 97 m, the gamma activity is decreasing with increasing distance from the entrance. The maximal gamma activity correlates with the granite zone. This confirms that the mineral composition of the granite zone differs from the host rocks.

2.3 Continuous geophysical monitoring

In order to study the geophysical response of the rock medium to the lake level variations, different parameters are recorded continuously: the electric field, the radon activity

and the clinometric deformation since October 1995 up to June 1999 providing a 4 years long geophysical monitoring of the site.

The description of the electric potential array is described in the companion paper.

The radon concentration is measured using commercially available BARASOL radon probes (from *Algade, France*). They consist in a cylindrical measurement chamber in equilibrium with the outside air through a diffusion filter. The decay of radon-222 is detected by a solid-state silicon detector. The counts, which are integrated over one hour, are recorded in the energy region from 2 MeV to 5.6 MeV to be independent of the decay products of radon-222. The sensitivity of the device is 50 Bq.m⁻³ (1 cph). One autonomous radon probe, referred as the RC probe, was set in the soil at the Sur-Frêtes ridge (Figure 1a) since November 1995. One autonomous probe (RA) was also installed in the inner room of the tunnel since November 1995 and two other probes (RD1 and RD2) connected to a modem were added in the corridor in August 1996 (Figure 1b and 2). From November 1998 to June 1999, one autonomous radon probe (RG) has been installed at 97 m from the entrance of the tunnel, at the location of the maximal gamma-activity, and two others (RE1 and RE2) at the end of the tunnel (Figure 1b and 2). During this period, we also set one radon probe (RCA) in the soil of one stone career located 40 m above the tunnel, and one other (RF1) at 5 m depth in the F1 well located at about 35 m from the tunnel entrance (Figure 1b).

Two long period seismometers are used to measure the tilt of the ground in the North-South (NS) and East-West (EW) directions (Figure 1b and 2). They have been renewed in November 1997. The tiltmeters have a 20 10⁻⁹ rad sensitivity. Their continuous level is filtered at 1 Hz, and averaged at one point per minute. These sensors have a pressure sensibility determined in laboratory, which amounts to 0.012 µrad/mbar and 0.0006 µrad/mbar for the NS and EW tiltmeters respectively, which were in place from November 1995 to October 1997, and 0.010 µrad/mbar and 0.0002 µrad/mbar for the NS and EW tiltmeters respectively, which were in place from November 1997 to June 1999. The measurements are corrected for pressure variations using a microbarograph, having a 5.10⁻² mbar precision. South and West downwards displacement produced a positive tilt on the NS and EW tiltmeters respectively.

The EW tiltmeter installed from November 1995 to October 1997 was affected by instrumental long term drift, and the EW tiltmeter installed from November 1997 to June 1999 was affected by artefacts. The EW tilt data with period greater than one month are therefore not used in this study. The measurements performed in the tunnel and on the Sur-Frêtes ridge are transmitted to the laboratory through a phone-link.

Two 100 m deep boreholes have been drilled in October 1998 in the crystalline rocks between the tunnel and the lake (Figure 1b). They are aligned along the lake side, at a distance of about 40 m from the lake side at its highest level. The F1 well is located at 53 m Northeast of the F2 well, and at 35 m from the tunnel entrance. The elevation of the top of the F1 and F2

wells amounts to 1565 and 1566 m respectively. The two wells, having a diameter of 0.165 m, are cased between 0 and 80 m depth, and include a slotted screen between 80 and 100 m depth. The casing is not cemented to the rock. The two wells are crossing gravels from 0 to 5 m depth and gneiss rocks from 5 to 100 m depth.

One piezometer with a 0.25 m precision, one conductimeter with a 0.1 mS.cm^{-1} precision and one temperature sensor with a $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ precision are set in the water at the bottom of each well. The measurements are performed with one hour time sampling and are stored locally.

2.4 Seismic monitoring

Two three components short period seismological stations have been installed from late February to mid-June 1999. One station (SUGF) has been installed at 10 m from the entrance of the tunnel on a $2 \times 2 \times 0.3 \text{ m}$ concrete plate which has been casted on the gneiss rocks. The second station (SUBF) is set 100 m North of the Roselend dam. Each component of the SUBF station has been installed on a $30 \times 30 \times 4 \text{ cm}$ concrete plate laying on the ground surface. The displacement measurements of the SUGF and SUBF station are recorded with a 100 Hz and 50 Hz frequency sampling respectively, implying band width of 32 and 17 Hz respectively. The data recorded at the SUBF station are transmitted analogically to the tunnel where the temporal data storage is performed. The data are then transmitted to the laboratory through one satellite net.

The seismic station SUGF station has been demonstrated to be as good as the best stations of the French national seismological array. The station SUBF is affected by a noise level of large amplitude, which may originate from the installation conditions and the data acquired at this station are consequently of low quality. Moreover, the data transmission from the SUBF station to the storage device located in the tunnel is often defective, and results in the loss of data by about 30 % over the whole monitoring period.

3. Results

3.1 General overview of the results

The NS tilt, the electric potential $V_{RH}-V_{EO}$, the radon activity as well as the Roselend lake level variations are represented in Figure 3. The radon activity in the inner room of the tunnel is characterized by a low background which amounts to about 900 Bq.m^{-3} and a number of peaks ranging between 2000 and 39000 Bq.m^{-3} . The major radon burst occurred on 15/03/99 after the Roselend lake has been quite entirely emptied. 21 peaks have been observed during the observation period. Their duration is comprised between 10 days and 3 months.

Rainfall, snow fall and snow melting can systematically affect the radon activity in the tunnel [Trique *et al.*, 1999]. Indeed, such processes can modify the water saturation of the subsurface and produce a variation of the radon enhancement in the tunnel atmosphere. To test this hypothesis, correlation tests are performed between the radon bursts and these meteorological events. The time occurrence of the rainfall, snow fall and snow melting events is listed in table 1. Assuming a maximal time delay of 10 days between the meteorological events and the start of the radon burst, 18 % of the meteorological events (out of 99 events) are related to the radon bursts. If the radon signals are redistributed randomly over the observation time window, 12 % of the meteorological events appear to be related to the radon bursts. Therefore, the radon bursts do not appear to be produced by the rainfall, snow fall and snow melting events.

Moreover, the radon peaks with amplitude greater than 4000 Bq.m^{-3} occurring before December 1998 (namely the anomalies labeled 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 17) correlate systematically with decreases of the electric potential $V_{RH}-V_{EO}$. The zooms on the main anomalies, which are presented in the Figure 4, enlighten this relation. The electric potential decrease are occurring between 4 days before and 1 day after the radon bursts. Their amplitude range between 4 and 20 mV with duration comprised between 4 and 33 days. Transient electric potential variations can be produced by the shallow water circulation [Perrier *et al.*, 1997] systematically induced by rainfall or snow melting events. This hypothesis is tested through correlation tests between the electrical transient signals and these meteorological events (Table 1). 17 % of the meteorological events (out of 64 events) appear to be correlated to the electrical signals, assuming a maximal time delay of 10 days between the meteorological events and the start of the transient electrical signals. If the electrical signals are redistributed randomly over the observation time window, 12 % of the meteorological events appear to be related to the electrical signals. Therefore a direct relation between the observed transient electrical signals and the rainfall and snow melting events is excluded.

Moreover, we observed that the radon bursts and the transient electric potential decreases correlate with the accelerated loading of the Roselend lake. Indeed, we apply the discrete second derivative $f(t)$ on the Roselend lake level $h(t)$, defined as $f(t) = h(t) + h(t-2T) - 2h(t-T)$, where T is a fixed time delay. By taking $T = 14$ days, the positive part of the discrete second derivative reproduce well the radon bursts, attesting that the transient radon and electrical signals originate in a transient mechanical behavior of rocks during accelerated straining.

The correlation between the positive variations of $f(t)$ and the electrical and radon signals can also be estimated through correlation tests. The time occurrence of the positive variations of $f(t)$ is reported in Table 2. Assuming a maximal time delay between the signals, ranging between -10 and 10 days, 63 % of the periods of the positive variations of $f(t)$ (out of

19 events) correlate with the electrical signals, whereas only 32 % correlate with the electric signals redistributed randomly over the time window. 65 % of the periods of the positive variations of $f(t)$ (out of 25 events) correlate with the radon signals, whereas only 32 % correlate with the radon signals redistributed randomly over the time window. This suggests that the electric and radon signals tend both to be produced by the accelerated straining of the medium.

3.2 Clinometric response

The tilt recorded at a period lesser than 2 days is dominated by the tidal strain. The NS tilt, as well as the EW tilt are represented during one 3 days long period in Figure 5. The theoretical tilts calculated along both directions are also represented. The theoretical tidal potential at the Sur-Frêtes location has been calculated using the analytical method developed by *Roosbeek* (1996) using 2825 waves. The theoretical tilt is then obtained by multiplying the horizontal derivative of the theoretical tidal potential by a constant factor. This factor, which has been adjusted to fit the NS tilt, amounts to $2.24 \cdot 10^5 \text{ s}^{-2}$. The modulus of one 570 days long NS and EW tilt data segment shows the main components of the tidal tilt in the time period between 1 and 48 hours: Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 and K2 (Figure 6). The amplitude of the major M2 tidal tilt component during this period amounts to $4.8 \cdot 10^2$ and $9.2 \cdot 10^2 \text{ } \mu\text{rad}$ for the NS and EW components respectively. The modulus of the observed tidal tilt of both components is in agreement with the modulus of the theoretical tidal tilt for the main tidal components (Figure 6). This confirms the quality of the tilt data for time period smaller than two days. The long period seismometer are therefore suitable for the measurement of the ground tilt.

The straining of the rocks in response to the Roselend lake level variations is revealed by the long-term variations of the NS tilt (Figure 3). In a first approximation, the relation between the NS tilt and the Roselend lake level is linear (Figure 7). A negative NS tilt variation is observed for decreasing lake level. Indeed, the decreasing lake level produces the dilatation of the rocks below the lake, by reducing the stress applied on the bedrock. Since the gravity center of the lake is located Southeast of the tunnel, the up-going of the rocks below the lake results in a negative variation on the NS tilt. However, long-term drifts from a linear behavior are observed. From December 1995 to end-January 1996, and from December 1997 to end March 1998, the NS tilt was probably affected by instrumental drift, which took place after the installation of the tiltmeter.

The sensitivity of the NS tilt to the Roselend lake loading is estimated on a moving four days long data segment. The linear factor relating the NS tilt to the Roselend lake level amounts to about $0.073 \pm 0.006 \text{ } \mu\text{rad.m}^{-1}$ and $0.16 \pm 0.02 \text{ } \mu\text{rad.m}^{-1}$ during the periods from November 1995 to October 1997 and from November 1997 to June 1999 respectively (Figure 8). The sensitivity of the elastic NS tilt to the Roselend lake loading is estimated using the

analytical model presented in Appendix A. The calculated sensitivity, which amounts to $0.098 \pm 0.02 \text{ } \mu\text{rad.m}^{-1}$, is in agreement with the observed sensitivity (Figure 8). Therefore, the long term variations of the NS tilt are compatible with the elastic deformation of the medium.

We observed that the linear factor relating the NS tilt to the Roselend lake has been increased by a factor larger than 2 after October 1997. This variation can not be attributed to the variation of the loading velocity between the two periods (Figure 8). The amplitude of the clinometric M2 tidal strain measured on the NS tilt is in agreement with the theoretical component one over the whole observation period. The increase of the sensitivity of the NS tilt to the Roselend lake level observed after November 1997 tends to be explained by the difference of the long-term response between the NS tiltmeter installed from November 95 to October 97 and the NS tiltmeter installed from November 97 to June 99.

During the radon bursts, the NS tilt is observed to depart from the linear response. The transient deformations are clearly seen on the zooms performed on the major anomalies, namely the anomalies labeled 3, 6, 8, 12, 13, 17, 20, which have amplitude ranging between and 0.3 and $1 \text{ } \mu\text{rad}$ (Figure 4). The transient NS tilt deformations have always a positive sign.

The anomaly 8, which starts on 26/02/97, has also been observed on the EW tilt (Figure 9a). The tilt variations observed during the month before and after the anomaly do not exceed $0.3 \text{ } \mu\text{rad}$. During the same periods, the NS tilt display variations with an amplitude of $0.9 \text{ } \mu\text{rad}$. However, from 02/26/97 to 03/28/97, the variation of the EW tilt with an amplitude larger than $0.5 \text{ } \mu\text{rad}$ is similar to the transient NS tilt during anomaly 8 having an amplitude of $0.4 \text{ } \mu\text{rad}$. The polarization of the tilt signal during this period is presented in Figure 9b. The observed polarization of the transient deformation, which amounts to N35W, differs from the polarization of the deformation induced by the lake loading, which is estimated in this case to range between N10E and N10W.

3.3 Radon measurements

The amplitude of the radon activity recorded during the radon burst is controlled by the Roselend lake level (Figure 10). Indeed, the amplitude of the radon bursts, which amounts to 8000 Bq.m^{-3} for a Roselend lake elevation of 1550 m reaches 39000 Bq.m^{-3} for a Roselend lake elevation of 1460 m. The amplitude of the expected radon bursts is therefore decreasing with the Roselend lake level.

Figure 11 presents the temporal variations of the radon activity before and during each radon burst as well as the opposite of the barometric pressure measured either in the tunnel or on the Sur-Frêtes ridge. Before the radon bursts, the radon background measured in the inner room and the middle of the tunnel is stable and does not exhibit any variations related to the barometric pressure variations. However, during the radon bursts, the radon activity are related to the barometric pressure. The decreasing barometric pressure induces the

enhancement of the radon activity in the tunnel. The linear factor relating the radon activity variations during the bursts to the pressure variations ranges between 100 and 1700 Bq.m⁻³.mbar⁻¹. However, whereas the radon activity during the bursts is well correlated to the opposite of the barometric pressure correlation on several anomalies (1, 2, 3, 6, 7, 9, 10, 12, 13, 15, 17, 18, 19), the correlation is not clear on the anomaly 8 (Figure 11).

The temporal variation of the correlation factor between the radon activity in the tunnel and the opposite of the barometric pressure has been calculated on a moving 10 days data segment. The positive values of the correlation factor are presented in Figure 12. The correlation factor is observed to be lesser than 0.3 besides the radon bursts, whereas it becomes greater than 0.3 during the radon bursts. This confirms that the radon activity is modulated by the barometric pressure variations only during the radon bursts.

Moreover, the amplitude of the barometric pumping of the radon during the bursts appears to be proportional to the amplitude of the radon bursts (Figure 13). Indeed, we calculate the linear factor relating the radon activity to the barometric pressure over 10 days long data segments during the radon bursts. The amplitude of the barometric radon pumping is increasing with the observed amplitude of the radon burst (Figure 13). It ranges between 100 Bq.m⁻³.mbar⁻¹ and 1720 Bq.m⁻³.mbar⁻¹ for radon activity of 2000 to 39000 Bq.m⁻³ respectively. In a first approximation, the amplitude of the barometric pumping of radon during the burst is linearly related to the amplitude of the radon burst.

We now compare the radon activity measured on the various places of the site. The RC radon signal recorded in the soil of the Sur-Frêtes ridge has a mean level of about 1.5 10⁴ Bq.m⁻³ over one year. Although, no clear diurnal modulation of the radon activity is apparent, the radon activity for time period greater than one day appears to be dependent on the air temperature variations (Figure 14): the radon activity in the soil is increasing with decreasing temperature. The RC radon activity also display seasonal variations (Figure 15). From April to August, the RC radon activity amounts to about 10⁴ Bq.m⁻³, whereas it amounts to about 2.2 10⁴ Bq.m⁻³ from September to March. These variations appear to be controlled by the soil temperature variations measured on the Sur-Frêtes ridge (Figure 15). Indeed, the RC radon activity is decreasing with the soil temperature. Meteorological parameters, such as soil moisture, soil and air temperature and barometric pressure are known to affect the radon activity in the soil over a large period range [Toutain and Baubron, 1999]. Here, the convective flow of soil gases, which depends on the temperature gradient between the soil and the air temperature, seem govern the radon concentration in the soil. Indeed, the decreasing temperature of the air or the subsurface induces the convective flow of air from the ground to the atmosphere to be reduced, producing the enhancement of the radon confinement in the soil air.

The radon activity measured in the tunnel does not present seasonal variations. Moreover, no modulation of the RA radon activity appears at the diurnal frequency,

confirming the poor ventilation of the inner room (Figure 16). However, slight diurnal variations of the radon activity are measured in the corridor from August 1996 to October 1997. Their amplitude amounts to about 100 Bq.m⁻³ during this period. They disappear after the installation of the two air-tight plastic doors in October 1997 (Figure 16). At this time, the amplitude of the radon background rose from 300 to 500 Bq.m⁻³. The installation of the plastic doors therefore contributes to the enhancement of the air confinement in the corridor.

The radon activity has been recorded simultaneously at four different locations in the tunnel from December 1998 to June 1999 (Figure 17). No time delay greater than one day is observed between the radon signals recorded at the different places, which display similar patterns. However, the amplitude of the radon bursts, as well as the amplitude of the radon background depends on the measuring location. We calculate the mean ratio of the radon activity measured in the inner room (RA), the corridor (RD1) and the end of the tunnel (RD1) to the radon activity measured near the granite area (RG) during low radon activity and during the four bursts (18, 19, 20, 21). The results are reported in the Table 3. The largest amplitude of the radon activity is systematically measured in the inner room of the tunnel, whereas the lowest amplitude of the radon activity is measured in the middle of the tunnel.

Assuming that the diffusion in the tunnel atmosphere is the main source for the radon transport in the tunnel, the radon activity is proportional to the ratio of the emitting surface to the confinement volume. The confinement volume is then constrained by the length of the radon diffusive transport, which does not exceed 2 m in the air. The relative confinement of the locations of the radon probes are obtained by comparing the surface to volume ratio of the RA, RD1 and RE1 radon probes with the surface to volume ratio of the RG radon probe (Table 4). The relative confinements of the end and the middle of the tunnel are in agreement with the amplitude ratio during low radon activity as well as during the radon bursts. However, the amplitude ratio of the RA radon activity is slightly greater than the estimated relative confinement. This may result from an erroneous estimate of the surface to volume ratio in the inner room.

This indicates that the relative amplitude of the radon activity in the tunnel is locally dominated by the ratio of the emitting surface to the confinement volume. Firstly, this confirms the low ventilation in the tunnel which would provide an homogeneous radon activity in the tunnel through the air mixing. Secondly, the diffusion appears to be the main way for the radon transport measured inside the tunnel atmosphere. Since local sources for radon emission are therefore not to be invoked to explain the discrepancy of the radon amplitude in the tunnel, the radon emanation from rocks appears to be relatively homogeneous at the 10 meters scale during low radon activity as well as during the radon bursts.

The radon signal measured in the F1 borehole is not correlated to the radon activity in the tunnel (Figure 17). Indeed, the radon activity in the F1 in the F1 borehole displays a low level, which amounts to 100 Bq.m⁻³ from December 1998 to March 1999. The radon activity

increased drastically on 03/20/99, reaching an amplitude of about 36800 Bq.m⁻³ on 03/25/99. The radon activity recovered a low level of 2000 Bq.m⁻³ on 04/05/99. The mean radon activity is then slowly increasing from 7500 Bq.m⁻³ in the beginning of April 1999 to about 17000 Bq.m⁻³ at late June. The sudden radon activity increase on 03/20/99 could be related to the lowering of the snow cover under the top of the well. Indeed, the upper end of the well is at 1 m above the ground surface. If the snow thickness is sufficient to cover the upper end of the well, the radon is provided mainly by the water in the well. When the snow does not cover the top of the well, the radon is mainly provided by the atmosphere through advective and diffusive transport can entrance in the well, producing an increase of the radon activity in the borehole. However, the distance between the radon probe and the water level in the F1 well, which exceeds 30 m during this period, is greater than the radon diffusion length in air. Consequently, we suggest that the variations of the RF1 radon activity tend to be related to the meteorological cycle.

The RCA radon activity measured in the soil of the stone career located 40 m above the tunnel is not correlated to the radon activity in the tunnel as well. Its mean amplitude amounts to 5600 Bq.m⁻³ from December 1998 to March 1999, with peaks reaching an amplitude of 21400 Bq.m⁻³. From April to June 1999, the mean amplitude of the radon activity is increasing from 7000 to 13000 Bq.m⁻³. That a similar increase of the radon activity is observed in the F1 well during this period, suggests a common origin for both signals.

Consequently, the radon anomalies correlated to the mechanical forcing of the site have been observed only in the tunnel atmosphere, whereas the other radon signals, which have been measured in the air of the ground soil of the Sur-Frêtes ridge and the stone career or in the atmosphere of the F1 borehole, seem controlled by the meteorology.

3.4 Electrical signals

The RH point is only connected to the points EO (Figure 18). The electric potential of the RH point is displayed in Figure 19 with respect to the three measurement points EO, RB and EE (Figure 18). The potential $V_{RH}-V_{EO}$ is very similar to the potential $V_{RH}-V_{RB}$, demonstrating that the transient potential decreases originate at point RH. The potential $V_{RH}-V_{EE}$ present slightly different patterns during the electric anomaly 2, reflecting simultaneous electric variations of larger amplitude at the EE point.

During the anomaly 6, the electric potential variations are observed to be related to the variations of the barometric pressure by a factor of about -0.25 mV/mbar (Figure 20). The correlation stopped before and after the radon anomaly. In this case, the electric potential as well as the radon activity display a transient modulation by the barometric pressure.

3.5 Well level data

The variations of the level, as well as the conductivity and the temperature of the water in the F1 and F2 wells are now presented in relation with the Roselend lake level variations (Figure 21). The F1 well level is varying between 34.3 and 78.3 m, whereas the F2 well level ranges between 68.8 and 93.8m.

The pore pressure in the rock matrix depends on the crustal strain variations of the shallow crust [Roeloffs, 1988]. The water head variations in wells in response to the crustal strain depends on the properties of the aquifer system as well as the characteristics of the well [Cooper *et al.*, 1965]. As the earth tides provide a known mechanical forcing of the shallow crust, the transmissibility and the storage values of the aquifer crossed by the well can be deduced by analyzing the water level variations in wells induced by the tidal strain [Bredehoeft, 1967 ; Hsieh *et al.*, 1987]. The transmissibility, which is defined as the flow per unit width of aquifer per unit hydraulic gradient, is expressed as: $T = (\rho g / \eta) \sum_i k_i d_i$, where ρ is the water volumic mass, g the gravity, η the water viscosity, k_i the permeability of the i -th layer of the aquifer, which has a thickness d_i . The storage, which is defined as the volume of water released per unit surface area per unit change in head, is expressed as: $S = \rho g H (1 / K_s + \phi / K_r)$, where H the thickness of the aquifer, ϕ the water content of the rocks, K_s and K_r the bulk modulus of the solid matrix and the water respectively. Actually, the bulk modulus of the crystalline rocks, which has been measured in situ, ranges between 10^9 to $5.5 \cdot 10^{10}$ Pa [EDF, 1952]. According to the bulk modulus of water of $2.2 \cdot 10^9$ Pa, the influence of the porosity of the crystalline rocks, which is lesser than 10^{-2} , on the storage coefficient can be neglected.

Figure 22 presents the modulus of the F1 and F2 well level variations in the frequency band between $7 \cdot 10^{-6}$ et $2.6 \cdot 10^{-5}$ Hz, calculated on a 7 months long period. In order to perform the analysis of the well level response to the tidal strain, we use the two tidal components M2 and O1 which have a sufficient amplitude. Their period amounts to 12.42 and 25.82 hours respectively. The earth tide component at the diurnal and semi-diurnal component cannot be used, since the barometric variations are overlapping the earth tide signal at this frequency.

The earth tide analysis of the well level variations is performed using the method developed by Hsieh *et al.* (1987). The theoretical vertical tidal strain ϵ_{zz} is calculated using the vertical derivative of the tidal potential calculated by Roosbeeck (1995) multiplied by the factor relating the observed tilt to the theoretical tilt mentioned before. The theoretical fluid pressure variation p_t in response to the vertical strain, i. e. in the undrained mode, is then calculated for a confined aquifer assuming a vertical plane strain with a vertical stress component. It is expressed as : $p_t = - B \times G \times 2 (1+v_u) / (3 \times (1 - v_u)) \epsilon_{zz}$, where B is the Skempton coefficient, G the shear modulus, v_u the undrained Poisson's ratio and ϵ_{zz} the theoretical vertical deformation (expansion positive). The amplification factor and the phase

lag relating the well level variations to the theoretical pressure variations are then calculated through one Fourier analysis performed on a moving time window. The length of the time window is adjusted, so as to express the tidal frequency as an integer value of the frequency sampling. The sample number therefore amounts to 2484 and 3873 for the M2 and O1 tidal analysis respectively. The mean values of the amplification factor and phase lag are obtained by averaging the values obtained with a one-day time period between two calculations. The amplification factors of the wells F1 and F2 amount to 0.32 and 0.34 $\text{m}\cdot\mu\text{rad}^{-1}$ respectively, whereas the phase lag of the well F1 and F2 amount to 0.21° and 0.22° respectively (Figure 23).

Since the values of the amplification factor and the phase lag are similar for the two wells, we fit only one model on the observed data. The transmissibility and the storage values, which fit best the observed amplification and phase delay, amounts to $3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ and $1.5 \cdot 10^{-5}$ respectively. According to these values, the product $B \times G$ has been fixed and amounts to $1.6 \cdot 10^9 \text{ Pa}$, according to the Poisson's ratio of the crystalline rocks of 0.25 [EDF, 1952] and assuming an undrained Poisson's ratio of 0.35. The dependence of the phase delay, as well as the amplification factor, on the storage value is low. Indeed, variations of the storage value of one order of magnitude induce amplification and phase lag changes of the order of 15%. Consequently, the precision on the storage value amounts to only one order of magnitude using this method. In addition, the thickness of the aquifer is not constrained and may range between 1 and 100 m. Therefore, an estimate of the shear modulus from the storage value can not be performed. However, according to the Skempton coefficient, which is supposed to range between 0.5 and 1, the shear modulus is estimated from the product $B \times G$ to be comprised between 1 and $2 \cdot 10^9 \text{ Pa}$.

This range value is in agreement with the lower range of the shear values measured *in situ* [EDF, 1952] ranging between 10^9 and $5.5 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$. This indicates that the pore fluid flowing into the well in response to the earth tide, originates from zones having a low stiffness reflecting an important degree of fracturation. Furthermore, according to the low permeability of the rock matrix, which amounts to $3 \cdot 10^{-19} \text{ m}^2$, the transmissibility of the aquifer can be accounted for by fracture zones having a large permeability. Indeed, the permeability of fractured zones, which has been measured *in situ*, is of the order of 10^{-12} m^2 [EDF, 1952]. For example, the presence of fractured zones, having a total thickness of 3 m, could provide a transmissibility value of $3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, in agreement with the calculated value. Consequently, the fluid system contributing to the fluid flow in well consists preferentially in saturated fractured zones, rather than in an homogeneous aquifer zone.

We now focus our interest on the well level variations in relation with the Roselend lake level. Indeed, during this period, the normal behavior of the water level variations outside the transient periods can be studied, since no period of important increased loading rate evidenced by the radon burst is observed. We observed that the well level is well correlated

the lake level variations for decreasing Roselend lake level. That the absolute water level in the well F1 do not corresponds to the lake level, points out the lack of connectivity between the well location and the Roselend lake. Let us estimate the pressure sensitivity in the well to the strain induced by the Roselend lake level variations. In a first order, the relation between the well level and the Roselend lake level can be estimated by a linear factor of 0.48 ± 0.26 meter of water in the well per meter of water in the lake. If the spatial decrease of the stress field produced by the lake loading is neglected, the sensitivity of the volumetric strain $d\varepsilon$ to the lake level changes dh is expressed as $d\varepsilon/dh = \rho g (1-\nu_u) / 2G$. The sensitivity of the water level to the strain has been estimated from the earth tide analysis and amounts to $0.34 \text{ m}\cdot\mu\text{strain}^{-1}$. Therefore, according to the shear value deduced from the earth tide analysis, which ranges between 1 and $2 \cdot 10^9 \text{ Pa}$, the calculated sensitivity of the well level to the lake level ranges between 0.54 and 1.08. In the first order, these values are in agreement with the observations. The level variations of the F1 well measure the pore pressure variation due to the volumetric straining of the rock medium located between the lake and the well, and acts as a strain gauge of the bedrock.

However, the factor relating the well level to the Roselend lake level is slightly non linear and its amplitude increases with increasing Roselend lake level. Two reasons may contribute to this pattern. Firstly, due to the V-form geometry of the Roselend basin, the surface of the basin which is stressed by the water volume, is decreasing with decreasing lake level. Therefore, the deformation field produced by the lake level increase of one unit variations is greater at high lake level than it is at low lake level. Moreover, the deformation source is removing from the well location with decreasing lake level. These two factors are contributing to decrease the strain field and consequently the pore pressure field induced by the increase of one lake level unit while lake level is dropping. However, during the period of decreasing Roselend lake level, the pore pressure dependence on the lake level can be fitted by a parabolic function (Figure 24), which thus reflects the normal pore pressure response to the lake loading.

However, during the period of increasing lake level between 1460 and 1530 m, the F1 well level departs from the previous behavior, as seen in Figure 24. The abnormal well level variations is calculated by subtracting the estimated response of the well level to the lake loading. The obtained residual is presented in Figure 25. This residual, which ranges between -1 and 1 m from December to mid-March, is increasing from the 15/03/99 to late April with a rate of about $22 \text{ cm}\cdot\text{day}^{-1}$. The amplitude of the residual anomaly amounts to 10.5 m. The residual, which is then decreasing with a rate of about $0.26 \text{ cm}\cdot\text{day}^{-1}$, recovers the initial level on 07/06/99. The lake level increase starting on the 15/03/99 is due to the Gittaz lake drainage in the Roselend basin and does not correspond to the beginning of the snow melting period in February (Figure 25).

The stability of the conductivity and temperature measurements performed in the F1 well confirms that the water is not contaminated by the surface water. Indeed, the long-term temperature changes range between 7.075 and 7.196 °C during the observation period. Since the temperature in the middle of the tunnel amounts to 6.8 ± 0.4 °C, the water in the well appear in first order to be in thermal equilibrium with the rock temperature. The conductivity of the water is decreasing from 0.237 mS.cm^{-1} in late November 1998 to 0.225 mS.cm^{-1} in mid March 1999 and is then increasing until June 1999. Over the long-term changes, the water conductivity, as well as the water temperature, exhibit transient variations (Figure 26). Indeed, by keeping the variations having period lesser than 10 days, transient conductivity increases as well as temperature decreases are observed to occur on 15/03/99 and 22/04/99 and amount to 0.002 mS.cm^{-1} and 0.06°C respectively. The water level increase, the temperature decrease and the conductivity increase are starting simultaneously with the major radon burst on 15/03/99 (Figure 26). Consequently, the hydrological parameters in the F1 well seem reflect the hydrological variations of the water in the bedrock.

However, the hydrological parameters of the F2 well display very different patterns (Figure 21). Between 14/03/99 and 17/03/99, data are missing because of acquisition problems. The F2 well level is dropping from 93.8 m in late November to 68.8 m in late February. The F2 well level is then rising and reaches 94.6 m on 15/05/99. After this date, the F2 well level remains constant. Since the start of the increasing F2 well level precedes the Roselend lake level increase for 15 days, the lake loading does not mainly control the F2 well level variations.

The temperature measurements performed at the F2 well are of bad quality, since the temperature sensor was affected by numerous outliers as well as by data shifts. The temperature variations of the water in the F2 well are varying between 7.09 and 7.70 °C. A temperature decrease observed from 17th March to the end of April, having an amplitude of about 0.2°C is simultaneous with the water temperature decrease observed at the F1 well.

The conductivity measurements also display numerous outliers. However, the conductivity is stable from December 1998 to March 1999, having a mean value of 0.145 mS.cm^{-1} . The conductivity is then decreasing, and reaches 0.088 mS.cm^{-1} in later June 1999. This conductivity decrease occurs simultaneously with the water level rise. This confirms that the water income may be provided by the snow melting from the subsurface, having a lower conductivity than the water from the host rocks. Moreover, the snow melting period has been observed to start in the beginning of March in year 1996, 1997 and 1998. Therefore, the water provided in the subsurface by the snow melting could explain the well level increase as well as the conductivity decrease observed on 01/03/99. Consequently, the water flow from the subsurface seem control the hydrological variations observed at the F2 well.

3.6 Seismic data

Several local events have been recorded on the stations SUGF and SUBF located at the Sur-Frêtes site during the seismological monitoring. The two nearest vertical seismic stations ORIF and LPLF, which belongs to the national seismological array, were also used. They are located at 21 km N214° and 103 km N156° respectively from the SUGF station. The seismic events are considered to be local under the condition that they have not been recorded on the ORIF and LPLF stations. One example of a seismic local event is presented in Figure 27. However, the localization of the local events has not been achieved since the stations SUGF and SUBF are close from each other and the phases of the seismic signals cannot be easily identified. Polarization patterns calculated on the first arrivals of the seismic events recorded at the SUGF station were also not successful, since several phases were merging in the signal. This confirms the closeness of the seismic events.

In order to evaluate a possible relation between the transient phenomena and the local seismicity, we first analyze the temporal variations of the rate of local events recorded at the station SUGF (Figure 28). We only select the events recorded in the night between 1800 and 0500 LT, in order to discard the anthropic sources due to the human presence during the day.

The rate of events ranges between 1 and 146 per night during the four months long period of observation (Figure 28). The rate of events between 28/02/99 and 22/03/99, which amounts to 30 events/night in average, is higher than the rate of events from April to June, having a mean value of 15 events/night. Although the use of only one three components seismic station was not sufficient to identify the seismicity occurring in the area close to the Roselend lake, no major variation of the rate of events appear to be related to the period of the major radon burst, which reflects the period while transient deformation occurs.

4. Interpretation

The geophysical monitoring of the Sur-Frêtes site since November 1995 provides the evidence that electric potential variations as well as radon bursts are produced simultaneously with transient deformation. These observations appear to be produced by the accelerated loading of the Roselend lake. We first investigate the driving mechanisms, which are responsible for the radon transport into the tunnel atmosphere. We then discuss their implications in the observed fluid flow patterns and propose a qualitative scheme for the triggering of the transient fluid flow by the accelerated straining of the medium.

4.1 Implications of the radon bursts for the transient radon transport properties

In order to get insight on the physical mechanisms leading to the bursts of radon activity observed in the tunnel, the radon emanation of one dry gneiss sample originating from the tunnel wall has been measured in laboratory (see Appendix A). According to these measurements, the radon activity in the tunnel atmosphere can be estimated assuming the

diffusive transport of the radon in the porous network. For that purpose, we assume a one dimensional porous medium composed of fractures connected to the tunnel. The model is presented in Appendix A together with the calculation of the radon activity in the tunnel as a function of the porosity and the fracture width.

The geometry of the emitting surface and the confinement volume at the location of the RG probe near the granite area is one dimensional and is therefore consistent with the proposed model. The RG radon background amounts to 700 Bq.m^{-3} (Figure 17). We estimate the porosity to fracture width ratio, i.e. the aspect ratio, which is required to obtain this radon activity level, labeled A. Since the porosity of the rock medium of the gneiss rocks must be lesser than 10^{-2} , the aspect ratio ϕ/r can be expressed as:

$$\frac{\phi}{r} = \frac{2 A_m V_m - A R S_{\text{sample}}}{2 V_{\text{sample}} A R - 2 A_m V_m \sqrt{\frac{D}{\lambda}}} \quad (1),$$

where A_m is the radon activity measured in laboratory for a dry gneiss sample, having a surface S_{sample} and a volume V_{sample} , and placed in a closed volume V_m . A is the radon activity in the tunnel of radius R, D is the radon diffusion constant and λ the radon decay rate.

For fluid-saturated rocks, ϕ/r amounts to 3.5 m^{-1} for the low RG radon activity of 700 Bq.m^{-3} . This value is consistent with the low permeability of the porous network composed of narrow fractures. Indeed, assuming a porosity ranging between 10^{-3} and 10^{-2} , the fracture width is comprised between 0.3 and 3 mm [EDF]. The estimated emanation from the rock surface then amounts to $327 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Emanation rate of the same order of magnitude have been measured from granite samples [Andrews et al., 1986]. Therefore, the amplitude of the radon background is consistent with the radon diffusion through a fluid saturated porous network. According to the radon diffusion length in water, which amounts to 2.2 cm, the radon background is provided by the porous rock volume contained in the first 2.2 cm around the tunnel. However, the relative contribution of the wall surfaces of the tunnel to the radon background level amounts to 94 % for the aspect ratio of 3.5 m^{-1} . Therefore the contribution of the porous network in the radon activity measured in the tunnel appears to be minor for saturated porous medium.

However, the radon activity during the bursts is ranging between 4000 and 39000 Bq.m^{-3} . An increase of the drained rock volume by a factor 5 to 50 is required to produce such an increase of the radon activity. Three processes can be proposed to explain this phenomenon: the permeability or connectivity increase of the porous medium, through microfracturation, a saturated-unsaturated transition of the porous medium and a pore pressure increase relative to the pressure in the tunnel atmosphere. In the following, we evaluate the possibility of these three processes.

Permeability or connectivity increase of the medium can be considered by applying variations on the ratio ϕ/r . Indeed, we estimate the increase of the ϕ/r ratio required to produce an enhancement of the radon activity in the tunnel of one order of magnitude. As the radon background A_0 is mainly provided by the tunnel wall surfaces, it can be expressed as:

$$A_0 = \frac{2F_0}{R} \quad (2),$$

where F_0 is the emanation rate from the rock surface and R the radius of the tunnel. During transient radon bursts, the radon activity A_t depends on the transient porosity ϕ_t and fracture width r_t . It is expressed as:

$$A_t = \frac{2F_0}{R} \frac{1 + \frac{\phi_t}{r_t} \sqrt{\frac{D_w}{\lambda}}}{1 + \frac{2\phi_t}{R} \sqrt{\frac{D_w}{\lambda}}} \quad (3),$$

where D_w is the radon diffusion constant in water, which amount to $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, and λ is the radon decay rate, which amounts to $2.1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. According to a transient porosity value smaller than 10^{-2} , $1 + 2\phi_t/R (D_w/\lambda)^{0.5}$ can be approximated to 1. Therefore the ratio ϕ_t/r_t can be expressed as a function of the ratio A_t/A_0 :

$$\frac{\phi_t}{r_t} = \sqrt{\frac{\lambda}{D_w}} \frac{\frac{A_t}{A_0} - 1}{1 - 2 \frac{A_t}{A_0} \frac{r_t}{R}} \quad (4)$$

Assuming a saturated porous network, the minimum value of the ratio ϕ_t/r_t which is required for an enhancement of the radon activity by a factor 10 amounts to about 400 m^{-1} . Such a variation of the porous geometry is difficult to envisage. Therefore, the radon bursts are likely to be produced only by the microfracturing of the gneiss rocks.

An other solution is the variation of the water content of the porous medium. We assume that an air phase appears in the porous medium, which so becomes suddenly unsaturated. The radon diffusion length is then decreased by two order of magnitudes and the radon contained in the 2.2 m around the tunnel is drained through diffusion in the tunnel. The radon activity in the tunnel resulting from a wet to dry transition, which is estimated by changing the diffusion coefficient in equation (3), ranges between 5800 and 6000 Bq.m^{-3} for a aspect ratio of 3.5 m^{-1} and porosity values of 10^{-2} and 10^{-3} respectively. Therefore, a wet to dry transition of the porous network may account for the radon activity increase by a factor 8.

Moreover, the wet to dry transition could explain the transient modulation of the radon activity during the radon bursts by the barometric pressure. Assuming that the radon is also drained in the porous network through advective transport, the sensitivity of the radon activity in the tunnel to the barometric pressure variations is inversely proportional to the dynamic

viscosity of the transporting phase. The dynamic viscosity amounts to 10^{-3} and 10^{-5} Pa.s for water and air transporting phase. Therefore, a wet to dry transition would induce an increase of the sensitivity of the radon activity to the barometric pressure by two orders of magnitude. Assuming the existence of such a transition, the sensitivity, which amounts to about $200 \text{ Bq.m}^{-3}.\text{mbar}^{-1}$ during the radon bursts, would decrease to about $2 \text{ Bq.m}^{-3}.\text{mbar}^{-1}$ during low radon level. Therefore, pressure variations typically of the order of 20 mbar over several days, would produce radon activity variations of the order of 20 Bq.m^{-3} during normal periods, which are lower than the sensitivity of the radon probe used in the experiment.

That a continuous air phase suddenly appears in the porous medium could therefore explain an increase of the radon activity in the tunnel by a factor 8. It may also induce an increase of the sensitivity of the radon activity in the tunnel to the barometric pressure by two orders of magnitude.

The third phenomenon allowing an increase of the radon activity in the tunnel is the presence of pore pressure increase inside the porous network, with the respect to the pressure of the tunnel atmosphere. According to the pressure modulation of the radon activity during the radon burst, which amounts to about $200 \text{ Bq.m}^{-3}.\text{mbar}^{-1}$, a first order estimate of the pore pressure required to produce radon activity ranging between $4 \cdot 10^3$ and $4 \cdot 10^4 \text{ Bq.m}^{-3}$ magnitude ranges between 0.02 and 0.2 bar.

However, the hypothesis of pore pressure increase can not explain that the amplitude of the barometric pumping of the radon in fractures appears to be proportional to the amplitude of the radon bursts (Figure 13). Moreover, the variations of the amplitude of the radon bursts are controlled by the Roselend lake level (Figure 9). An increase of the aspect ratio can be proposed to explain an increase of the radon activity in the tunnel as well as an enhancement of the radon barometric pumping. Using equation (3), an increase of the aspect ratio by a factor 8 is required to produce an increase of the radon activity in the tunnel from $6 \cdot 10^3$ to about $4 \cdot 10^4 \text{ Bq.m}^{-3}$ in dry conditions in relation with the Roselend lake level. The variation of the radon background for a saturated porous medium induced by such an increase of the aspect ratio would amount to 100 Bq.m^{-3} . However, such an increase of the radon background can not be detected over the lake level cycle. The contribution of an increase of the aspect ratio on the permeability is also difficult to estimate, since the permeability is increasing with the porosity and the fracture width.

The porosity as well as the width of the fractures of the porous medium are proposed to decrease with the compressive strain induced by the increasing Roselend lake level. However, the stress variations applied on the porous network by the Roselend lake loading can not exceed 1.5 MPa over the level cycle of the largest amplitude. Assuming a Young's Modulus of 10^9 Pa and an initial aspect ratio of 3.5 m^{-1} , the expected variation of the aspect ratio is estimated to be of the order of 0.1 % [Gueguen and Palciauskas, 1992; Gueguen et al.,

1996]. Therefore, the closure of the fractures by the strain induced by the loading of the Roselend lake level can not account for the expected variations of the aspect ratio.

The expected increase of the aspect ratio with the Roselend lake level is interpreted as an enhancement of the connectivity of the porous medium during the radon bursts. The transient variations of the water conductivity and temperature measured in the F1 borehole simultaneously with the radon bursts 20 and 21 tend to confirm this hypothesis. Indeed, the conductivity decrease and the temperature increase of the water can be interpreted as the mixing of water with different geochemical properties.

Consequently, the transient increase of the radon activity appears to be mainly produced by the transition from a saturated to an unsaturated phase of the porous medium. The variations of the amplitude of the radon bursts with lake level as well as the amplitude of the barometric pumping are proposed to be related to changes of the connectivity of the medium, which are related to the Roselend lake level.

4.2 Mechanical behavior sensitive to the loading rate

We observe that the radon bursts [Trique et al., 1999] correlate well with the discrete second derivative applied on the Roselend lake level with time period of 14 days. The time period of 14 days was found to fit best the radon bursts. Moreover, it suggests that the observed transient phenomena are controlled by the frequency of the loading regime. Indeed, the M2 tidal strain, which exhibits an accelerated strain of the order of $10^{-9} \mu\text{rad.s}^{-2}$, is two orders of magnitude larger than the accelerated strain induced by the lake level variations recorded in the tunnel, which amounts to about $10^{-11} \mu\text{rad.s}^{-2}$. Therefore the triggering of the transient phenomena does not depend only on the amplitude of the accelerated loading, since no transient effect on the radon activity or the clinometric strain has been measured at the M2 tidal frequency. Therefore the role of the frequency of the accelerated straining appears to be relevant, and the transient phenomena appear to be highly sensitive to periods of the order of 14 days. The M2 tidal frequency thus appear to be an upper bound frequency for transient phenomena.

Since the transient phenomena are not produced by a threshold effect reached by the mechanical stress state, the mechanical stress state is not crucial for the triggering of the transient phenomena. Furthermore, the sensitivity of the phenomena to the period of the accelerated straining suggests that the pore fluids in the bedrock play a role. Furthermore, we proposed that the electrical signals were generated by pore fluid flow in the bedrock through the electrokinetic effect [Trique et al., 1999]. The conductivity, temperature and well level anomalies reported simultaneously to the major radon burst also suggests that transient fluid flow appears in the porous network in response to the accelerated loading rate.

In the next paragraph, we investigate the poroelastic behavior of rocks in order to explain the observations.

4.3 Pore pressure response of the medium

The poroelastic theory takes into account the role of pore fluids in the deformation regime of rocks [Rice and Cleary, 1976]. During constant loading rate, the bedrock reaches a dynamical equilibrium of pore fluid flow produced by the constant deformation rate. We may estimate the pore pressure increase in a porous medium in response to the application of plain strain rate $\dot{\epsilon}$. Therefore, the poroelastic diffusion equation relating strain to pore pressure can be expressed as :

$$D \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left[\epsilon + \frac{3}{2GB} \frac{(1-\nu_u)}{(1+\nu_u)} p \right] = \frac{\partial}{\partial t} \left[\epsilon + \frac{3}{2GB} \frac{(1-\nu_u)}{(1+\nu_u)} p \right] \quad (5),$$

where p is the pore pressure, G is the shear modulus, B is the Skempton coefficient, ν_u is the undrained Poisson ratio and D is the poroelastic diffusion constant, which is defined as:

$$D = \frac{k}{\eta} \left(\frac{2G(1-\nu)}{1-2\nu} \right) \left(\frac{B^2(1+\nu_u)^2(1-2\nu)}{3(1-\nu_u)(\nu_u-\nu)} \right) \quad (6),$$

where k is the permeability, ν the Poisson ratio and η is the viscosity of the transported phase. Once the dynamical equilibrium is reached, the pore pressure in the medium remains constant under constant strain rate. If we assume that the deformation rate $\dot{\epsilon}$ is constant over a limited area, Eq. (5) can be simplified as :

$$\frac{3D}{2GB} \frac{(1-\nu_u)}{(1+\nu_u)} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \dot{\epsilon} \quad (7),$$

We may assume that the pore fluids in the cracks are connected through percolation channels of length L to a large scale fluid reservoir. The variation Δp of the pore pressure difference between the pore pressure in cracks and the pore pressure in the fluid reservoir in response to an increase of the strain rate $\Delta \dot{\epsilon}$ can be estimated as:

$$\Delta p = \frac{2GBL^2(1+\nu_u)}{3D(1-\nu_u)} \Delta \dot{\epsilon} \quad (8)$$

According to the expression of the poroelastic diffusion constant (equation 6), the equation 8 becomes:

$$\Delta p = \frac{\eta L^2}{k} \frac{3(\nu_u - \nu)}{B(1-\nu)(1+\nu_u)} \Delta \dot{\epsilon} \quad (9)$$

A first order approximation of the pore pressure increase can be given, according to the physical parameters of the medium [EDF, 1952]. The Poisson ratio amounts to 0.25, the undrained Poisson ratio is supposed to amount to 0.35, the supposed Skempton coefficient amounts to 1, and the permeability of the rock matrix amounts to $3 \cdot 10^{-19}$ Pa. We estimate the resulting pore pressure gradient. For example, the strain rate increase, which has been estimated from the tilt signal of the anomaly 3, amounts to $0.1 \mu\text{rad}\cdot\text{day}^{-1}$. Therefore, the resulting increase of the pore pressure gradient ranges between $1.1 \cdot 10^3$ and $1.1 \cdot 10^5$ Pa for

range values of the percolation length of 1 and 10 m respectively. This upper range value is similar to the anomalous pore pressure increase recorded in the F1 well during the anomaly 20 and 21, which amounts to 10^5 Pa. This transient pore pressure increase is supposed to be produced by the poroelastic response of the medium. To first order, the pore pressure measured in the F1 well has been showed to be controlled by the strain response of the high permeability matrix to the Roselend lake loading. Local pore pressure gradients are then produced inside the low permeability matrix through a poroelastic response by the increase of the loading rate.

The poroelastic diffusion constant can be roughly expressed as the ratio of the square of the mean percolation channel length L to the time T required for the pore pressure to diffuse along the percolation channel:

$$D = \frac{L^2}{T} \quad (10)$$

The shear modulus of the low permeability rocks matrix is assumed to be of the order of $5 \cdot 10^{10}$ Pa, which is the high range value of the shear modulus measured *in situ*. In this case, the time T is estimated to range between 0.18 and 18 days for percolation length of 1 to 10 m respectively. This upper range value is similar to the time period of 14 days used in calculation of the discrete second derivative. This tends to attest that poroelastic diffusion processes tend to govern the time period of the radon bursts.

The M2 tidal strain exhibit periods of accelerated straining, which lasts over one half of the period, i.e. 6.21 hours. Transient effects on the radon activity have not been observed in relation to the tidal strain. Therefore half of the M2 period provides the lower bound of the period at which the accelerated straining trigger transient effects. The period of 14 days, which has been found to fit best the radon bursts, can be considered the time required for the percolation system to recover a dynamical equilibrium.

Therefore, variations of the pore fluid flow in the matrix can occur in response due the large pressure gradient produced by the accelerated strain rate. Indeed, the loading rate variations can produce local pore pressure gradient from the low permeability porous network to the high permeability rocks. The period of increasing pore pressure gradient marks the transition between two dynamical equilibrium regimes. Consequently, the influence of the accelerated loading on the fluid flow inside the low permeability matrix is minor for periods lesser than the characteristic diffusion time, since the rock matrix behaves as undrained.

4.4 Hypothesis of pressure induced permeability increase

The relation between the local pore pressure gradients and the connectivity increase of the medium can be explained assuming a rock permeability controlled by a pressure induced percolation threshold [Chelidze and Gueguen, 1998]. Indeed, the fractures inside the low permeability rock matrix may be supposed to be initially in a non percolating state near the

percolation transition. In this case, the application of a pore pressure gradient inside the fracture would achieve the percolation. The transient fluid flow may then occur along new percolation paths. The stress state of the porous medium is then supposed to control the geometry of the transient fluid flow. Indeed, the generation of the new percolation paths is more important at low stress state. As the increase of the straining rate of rocks will produce an excess of the pore pressure inside the low permeability matrix, the fluid percolation from the low to the high permeability matrix would be associated with the loading rate increase.

According to this qualitative scheme, the transient conductivity and temperature variations observed in the F1 well can be associated with the fluid flow from the low permeability matrix inside the high permeability rocks connected to the borehole. Moreover, the transient fluid flow inside the low permeability matrix may locally reduce the effective pressure along the new percolation paths. The resulting microfracturing could therefore account for the observed transient tilt deformation.

Since electrokinetic effects have been associated with fluid flow in the Sur-Frêtes experiment (companion paper), the transient fluid flow produced by the loading rate increase could generate electric potential variations. A shallow high conductivity zone with a thickness of 30 m has been evidenced through a very low frequency electromagnetic sounding and a deeper conductive medium has been imaged from an audio magnetotelluric sounding [Hautot, 1999]. The RH point is located at about 100 m eastwards from this zone, whereas the other electrical measurement points of the Sur-Frêtes ridge are located at a distance greater than 200 m. This zone may reflect the presence of a perched aquifer. The non percolating to percolating transition may then allow the fluid flow from the aquifer. According to the sensitivity of the electric potential to the pressure of the order of 10 mV/bar measured on the site (see companion paper), the piezometric difference of the order of 10 m can be estimated to be associated with the observed transient electric potential decrease of the order of 10 mV. This piezometric difference is compatible with the thickness of the shallow conductive zone.

Assuming that the new percolation paths contains an air phase, the fluid flow along these paths allow air bubbles to be transported to the high permeability matrix. Their displacement inside the high permeability matrix may account for the decreasing saturation of the porous network in the vicinity of the tunnel, producing the enhancement of the radon activity as well as the barometric pumping of the radon. The presented observations thus show that the percolation properties inside porous media are sensitive to the increase of the straining rate.

5. Discussion and conclusion

In this paper, it is shown that a rock mass submitted to changes of the loading rate produces transient deformations associated with clear radon emanation signals in a non ventilated tunnel and electric potential signals at one point of a large electrical array.

Hydrological measurements in boreholes indicate that the fluid play a major role in the generation of the observed transient processes. This set of results suggests a sensitivity of the large scale connectivity to strain rate changes.

The role of the loading rate on the rock fracturing patterns has also been evidenced in the case of a gas reservoir depletion [Lahaie and Grasso, 1999]. The variations of the induced seismicity have been related to the loading rate variations of reservoir lakes [Simpson and Negmatullaev, 1981; Gupta, 1983]. Therefore, the results reported in this paper may have a general application on geophysical systems submitted to strain rate changes.

In particular, these results are relevant for the study of earthquake precursors. Indeed, the reported geophysical signals have the same nature as the most often mentioned precursors. The observed precursory signals in general are non reproducible and may be due to the different patterns of preseismic strain changes. Furthermore, the reported electrical signals reveal an heterogeneous sensitivity of the electric potential to the strain rate changes. This suggests that the geophysical response of rocks to the strain rate is controlled by the local heterogeneous geological or hydrological structure. This fact could explain that the observations of earthquake precursors are unique. Moreover, assuming that strain rate changes may precede some earthquakes, the borehole, radon and electrical monitoring may provide the geophysical evidence of the preseismic phase. The enhanced pressure sensitivity observed during the radon bursts in the Sur-Frêtes experiment may be a signature of strain induced phenomena, that may help distinguish earthquake precursory phenomena from other sources.

- Andrews, J. N., Hussain, N., Batchelor, A. S. and K. Kwakwa, ^{222}Rn solution by the circulating fluids in a "hot dry rock" geothermal reservoir, *Applied geochemistry*, 1, 647-657, 1986.
- Bernard, P., Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 97, 17531-17546, 1992.
- Bak, P. and C. Tang, Earthquakes as a self-organized critical phenomenon, *J. Geophys. Res.*, 94, 15635-15637, 1994.
- Bredehoeft, J. D., Response of well-aquifer systems to earth-tides, *J. Geophys. Res.*, 72, 3075-3087, 1967.
- Corwin, R.F. and H. F. Morrison, Self-potential variations preceding earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 171-174, 1977.
- Cooper, L. H., Bredehoeft, J. D., Papadopulos, I. S. and R. R. Benett, The response of well-aquifer systems to seismic waves, *J. Geophys. Res.*, 70, 3915-3926, 1965.
- Electricité De France, Direction de l'Équipement, Note de synthèse géologique et technique, *Barrage de Roselend, Fondation de l'Ouvrage, 1-12*, 1952-1962. In French.
- Geller, R.J., Editor, Debate on «VAN» special issue, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1291-1452, 1996.
- Geller, R. J., Earthquake prediction: a critical review, *Geophys. J. Int.*, 131, 425-450, 1997.
- Gueguen, Y. and V. Palciauskas, Introduction à la physique des roches, *Hermann, éditeurs des sciences et des arts*, 1992.
- Gueguen, Y., P. Gavrilenko and M. Le Ravalec, Scales of rock permeability, *Surveys in Geophysics*, 17, 245-263, 1996.
- Gupta, H. K., Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: a suggestion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 679-682, 1983.
- Hautot, S. Three dimensional electric and electromagnetic modeling : characterization of the electrical structure of complex geological and hydrogeological structures, PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 1999.
- Hsieh, P. A., Bredehoeft, J. D. and J. M. Farr, Determination of Aquifer transmissivity from earth tide analysis, *Water Resour. Res.*, 23, 1824-1832, 1987.
- Igarashi, G., Wakita, H. and T. Sato, Precursory and coseismic anomalies in well water levels observed for the February 2, 1992 Tokyo Bay Earthquake. *Geoph. Res. Lett.*, 19, 1583-1586, 1992.
- Igarashi, G., Saeki, S., Takahata, K., Sumikawa, K., Tasaka, S., Sasaki, Y., Takahashi, M. and Y. Sano, Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science*, 269, 60-61, 1995.
- Janod, A., L'Aménagement de Roselend, *Constructions*, 12, 291-298, 1957
- Jouniaux, L and J. P. Pozzi, Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress : consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, 10197-10209, 1995.
- King, C. Y., Gas geochemistry applied to earthquake prediction : an overview, *J. Geophys. Res.*, 91, 12269-12281, 1986.
- Lahaie, F. and R. Grasso, Loading rate impact on fracturing pattern: Lessons from hydrocarbon recovery, Lacq gas field, France, *J. Geophys. Res.*, 104, 17941-17954, 1999.
- Lorne, B., F. Perrier and J.P. Avouac, Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *J. Geophys. Res.*, 104, 17857-17877, 1999.
- Mizutani, H., Ishido, T., Yokotura, T. and S. Onishi, Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 365-368, 1976.
- Morat, P. and J. L. Le Mouél, Electrical signals generated by the collapse of the pillars of a gypsum quarry, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 33-38, 1989.
- Morrison, H. F., Ricardo Fernandez and R. F. Corwin, Earth resistivity, self potential variations, and earthquakes : a negative result for M=4.0, *Geophys. Res. Lett.*, 6, 139-142, 1979.
- Muir-Wood, R. and G. C. P. King, Hydrological signatures of earthquake strain, *J. Geoph. Res.*, 98, 22035-22068, 1993.
- Petiau, G. Pb/PbCl₂ Electrodes : second generation. In *Proceedings of the Workshop "Electrodes", Garchy, April 24-29, 1995* (Edited by G. Clerc, F. Perrier, G. Petiau and M. Menvielle, 1996).
- Perrier, F., Trique, M., Hautot, S., Avouac, J.P., and P. Tarits, Electrical variations associated with yearly lake level variations. *Geoph. Res. Lett.*, 25, 1955-1958, 1998.
- Perrier, F., Petiau, G., Clerc, G., Bogorodsky, V., Erkul, E., Jouniaux, L., Lesmes, D., Macnae, J., Meunier, J., Morgan, D., Nascimento, D., Oettinger, G., Schwarz, G., Toh, H., Valiant, M., Vozoff, K. and O. Yazici-Çakin, A one-year systematic study of electrodes for long period measurement of the electric field in geophysical environments, *J. Geomag. Geoelec.*, 49, 1677-1696, 1997.
- Pham, V. N., Boyer, D., Chouliaras, G., Le Mouél, J. L. and J. C. Rossignol, Characteristics of electromagnetic noise in the Ioannina region (Greece); a possible origin for so called « Seismic Electric Signal » (SES), *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2229-2232, 1998.
- Raleigh, B., Molnar, P., Hanks, T., Nur, A., Savage, J., Craig, H., Turner, R. and G. Bennett, The prediction of the Haicheng earthquake, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 58, 236-272, 1977.
- Ray, S. K., Sarkar, M. and T. N. Singh, Effect of cyclic loading and strain rate on the mechanical behavior of sandstone, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 36, 543-549, 1999.
- Rice, J. R. and M. P. Cleary, Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents, *J. Geophys. Res.*, 14, 227-241, 1976.

Roeloffs, E. A., Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level, *J. Geoph. Res.*, 93, 2107-2124, 1988.

Roeloffs, E. A., Hydrologic precursors to earthquakes : a review, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 177-209, 1988.

Roeloffs, E. A., Burford, S. S., Riley, F. S. and A. W. Records, Hydrogeologic effects of water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, 94, 12387-12402, 1989.

Roeloffs, E. A. and Quilty, E., Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 149, 21-60, 1997.

Rojstaczer, S., Wolf, S. and R. Michel, Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological processes, *Nature*, 373, 237-239, 1995.

Roosbeek, F., RATGP95: a harmonic development of the tide-generating potential using an analytical method, *Geophys. J. Int.*, 126, 197-204, 1996.

Scholtz, C. H., Sykes, L. R. and Y. P. Aggarwal, Earthquake prediction: a physical basis, *Science*, 181, 803-810, 1973.

Silver, P. G. and N. J. Valette-Silver, Detection of hydrothermal precursors to large Northern California earthquakes, *Science*, 257, 1363-1367, 1992.

Simpson, D.W. and S. K. Negmatullaev, Induced seismicity at Nurek Reservoir, Tadjikistan, USSR, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1561-1586, 1981.

Toutain, J. P. and J. C. Baubron, Gas geochemistry and seismotectonics: a review, *Tectonophysics*, 304, 1-27, 1999.

Trique, M., Richon, P., Perrier, F., Avouac, J. P. and J. C. Sabroux, Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes, *Nature*, 399, 137-141, 1999.

Varotsos, P., Alexopoulos, K. and M. Lazaridou, Latest aspects of earthquake prediction in Greece by seismic electric signals, II, *Tectonophysics*, 224, 1-37, 1993.

Virk, H.S. and B. Singh, Radon recording of Uttarkashi earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 737-740, 1994.

Wakita, H., Nakamura, Y. and Y. Sano, Short-term and intermediate-term geochemical precursors, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 267, 1988.

Wakita, H., Geochemical challenge to earthquake prediction. In *Proc. Natl. Acad., Sci. USA*, 93, 3781-3786, 1996.

Wilkening, M. H. and D.E. Watkins, Air exchange and ²²²Rn concentrations in the Carlsbad caverns, *Health Physics*, 31, 139-145, 1976.

Wyss, M. Second round of evaluations of proposed earthquake precursors, *Pure Appl. geophys.*, 149, 3-16, 1997.

Table 1 : The following table is listing the lack of correlation or the correlation between the rainfall or snow melting periods and the negative electric transient signals (amplitude > 5mV) or between the rainfall and snow events and the radon anomalies (amplitude > 2000 Bq.m⁻³). If a correlation is observed, the time delay between the meteorological event and the geophysical anomaly is also indicated. We note that only the snow fall periods are not taken into account for electric potential variations, since they do not provide directly water in the subsurface.

Meteorological events			Electrical transient signals			Radon signals		
Date	Type	duration (day)	Time correlation	Time delay (day)	duration (day)	Time correlation	time delay (day)	Duration (day)
16/11/95	Snow fall	2	X	-	-	yes (1)	0	16
21/11/95	Snow melting	6	No	-	-	No	-	-
16/12/95	Rainfall	3	Yes (2)	11	8	No	-	-
22/12/95	Snow fall	10	No	-	-	yes (2)	4	22
09/01/96	Snow melting	15	No	-	-	No	-	-
06/02/96	Snow fall	8	No	-	-	No	-	-
21/02/96	Snow fall	1	No	-	-	No	-	-
25/02/96	Snow melting	22	Yes (3)	26	24	No	-	-
21/03/96	Snow fall	1	No	-	-	yes (3)	3	77
03/04/96	Snow fall	1	No	-	-	No	-	-
05/04/96	Snow melting	23	No	-	-	No	-	-
27/04/96	Rainfall	7	No	-	-	No	-	-
07/05/96	Rainfall	6	No	-	-	No	-	-
15/05/96	Rainfall	2	No	-	-	No	-	-
18/05/96	Rainfall	4	No	-	-	No	-	-
23/05/96	Rainfall	6	No	-	-	No	-	-
31/05/96	Rainfall	3	No	-	-	No	-	-
07/06/96	Rainfall	5	No	-	-	No	-	-
19/06/96	Rainfall	8	No	-	-	No	-	-
30/06/96	Rainfall	9	Yes (4)	6	5	yes (4)	6	12
22/07/96	Rainfall	3	No	-	-	No	-	-
26/07/96	Rainfall	5	No	-	-	No	-	-
31/07/96	Rainfall	3	X	-	-	No	-	-
04/08/96	Rainfall	4	X	-	-	yes (5)	2	30
09/08/96	Rainfall	5	X	-	-	No	-	-
18/08/96	Rainfall	10	X	-	-	No	-	-
17/09/96	Rainfall	7	X	-	-	No	-	-
30/09/96	Rainfall	2	Yes (6)	19	33	No	-	-
15/10/96	Snow fall	2	No	-	-	yes (6)	5	35
20/10/96	Snow melting	2	No	-	-	No	-	-

18/11/95	13	X	-	-	yes (1)	-2	16
22/12/95	24	Yes (2)	5	8	yes (2)	4	22
10/03/96	94	Yes (3)	10	23	Yes (3)	12	77
10/07/96	13	Yes (4)	-3	5	Yes (4)	-3	12
10/08/96	20	X	-	-	Yes (5)	1	30
13/10/96	51	Yes (6)	6	33	Yes (6)	7	35
19/12/96	10	No	-	-	Yes (7)	-1	15
13/01/97	16	No	-	-	No	-	-
15/02/97	13	No	-	-	No	-	-
04/03/97	18	Yes (8)	0	17	Yes (8)	-4	30
06/04/97	20	Yes	2	5	No	-	-
03/05/97	33	No	-	-	yes (9)	-1	9
22/09/97	9	No	-	-	No	-	-
21/10/97	5	Yes (11)	-8	13	Yes	X	at least 10
13/11/97	13	Yes	-1	5	No	-	-
18/12/97	30	Yes (12)	-8	X	yes (12)	-4	38
15/02/98	36	Yes (13)	0	14	yes (13)	5	44
27/04/98	29	Yes (14)	-4	30	Yes (14)	-2	30
10/06/98	10	Yes (15)	-4	17	Yes(15)	-4	15
04/07/98	13	X	-	-	Yes	1	16
24/08/98	29	Yes(16)	-2	9	Yes(16)	0	24
26/10/98	18	Yes (17)	-1	15	Yes (17)	-2	37
14/12/98	30	X	-	-	Yes (18)	2	7
26/02/99	12	X	-	-	Yes (19)	6	8
16/03/99	21	X	-	-	Yes (20)	-1	36
26/04/99	28	X	-	-	Yes (21)	-2	30

Table 3: estimation of the ratio of the radon activity measured in different locations of the tunnel to the radon activity measured near the granite area in the tunnel. The ratio of the emitting surface to the confinement volume has also been estimated.

Location	Period	[Rn]/[Rn _{granit}]	(Surf./Vol.)/(Surf./Vol.) _{granit}
End of the tunnel	Low activity	1.26 ± 0.60	1.25
	Burst 18	1.24 ± 0.33	
	Burst 19	1.24 ± 0.34	
	Burst 20	1.17 ± 0.13	
	Burst 21	1.21 ± 0.20	
Middle of the tunnel	Low activity	0.85 ± 0.50	0.90
	Burst 18	0.94 ± 0.29	
	Burst 19	0.98 ± 0.27	

Inner room	Burst 20	1.00 ± 0.10	1.15
	Burst 21	1.01 ± 0.15	
	Low activity	1.68 ± 0.90	
	Burst 18	1.56 ± 0.60	
	Burst 19	1.49 ± 0.49	
	Burst 20	1.39 ± 0.30	
	Burst 21	1.21 ± 0.24	

Table 4: The radon activity is proportional to the ratio of the emitting surface to the confinement volume. In the tunnel atmosphere, we make the assumption that the radon transport is diffusive. Therefore, the maximal length for the radon transport from the emitting surface to the measurement location can not exceeds the diffusive length of the radon in air, which is expressed as $L = (D / \lambda)^{0.5}$, amounts to about 2.18 m. Therefore, the ratio of the emitting surface to the confinement volume can be estimated for the locations of the radon probes in the tunnel. The estimations are summarized in the following table:

Location	emitting surface S (m ²)	confinement volume V (m ³)	S/V (m ⁻¹)
Granite area	4πRL= 25.1	2L π R ² = 12.6	2/R= 2
End of the tunnel	π R ² + 2πRL= 15.7	L π R ² = 6.3	1/L+2/R= 2.5
Middle of the tunnel	54	24	1.8
Inner room	42	18	2.3

APPENDIX A

We present an analytical model to estimate the NS elastic clinometric deformation induced the Roselend lake loading. For that purpose, we consider the water volume of the lake applied on the surface of an homogeneous semi-infinite elastic medium (Figure A1). The distribution $h(x, y)$ of the load applied on the medium is deduced from the topography of the Roselend lake basin (Figure A2), where the x -axis represents the west-east direction and the y -axis represents the south-north direction. The vertical displacement u on the surface at the position of the tunnel (x_t, y_t) can then be calculated using the relation given by *Jaeger & Cook* [1969]:

$$u(x_t, y_t) = (\lambda + 2G) / (4 \pi G (\lambda + G)) \iint \rho_w g h(x, y) / ((x-x_t)^2 + (y-y_t)^2)^{0.5} dx dy,$$

where λ and G are the Lamé parameters of the medium, ρ_w is the volumic mass of the water and g is the gravity. Seismic soundings performed by *EDF* [1952] on the western bank of the Roselend lake provides values of the compressive and shear wave velocities α and β , which amounts to about 5600 and 3700 m.s⁻¹ respectively. The Lamé parameters are related to α and β by the following relation [*Jaeger & Cook*, 1969]:

$$\lambda = \rho_c (\alpha^2 - 2 \beta^2)$$

$$G = \rho_c \beta^2,$$

where ρ_c is the volumic mass of the crystalline basement which amounts to 2700 kg.m⁻³. The values of the Lamé parameters λ and G are estimated to 3.7 10¹⁰ Pa and 1.1 10¹⁰ Pa.

The NS clinometric deformation is then deduced from the first derivative of the vertical displacement along the corresponding direction.

Figure A1: Semi-infinite half space. The shaded area represents the surface where the loading of the lake is applied. The point on the surface represents the location of the tunnel.

Figure A2: Distribution of the water height on the surface corresponding to the lake loading.

APPENDIX B

In this section, we give an analytical approach to estimate the radon activity in the tunnel atmosphere due to the radon diffusion in the porous medium. This method is based on the measurement in laboratory of the radon emanation of one dry gneiss sample originating from the wall of the tunnel. The gneiss sample, which has a volume V_{sample} of 6 10⁻⁵ m³ and an external surface S_{sample} of 6 10⁻⁶ m², was set inside a measuring chamber having a free volume V_m of 9 10⁻⁴ m³. The measured radon activity at the equilibrium (A_1) amounts to 155 Bq.m⁻³. The emanation rate from the rock surface, which depends on the internal ratio S_p of the porous surface per volume unit of rock, can be expressed as:

$$(1) \quad F_0 = \frac{A_m V_m}{S_{\text{sample}} + S_p V_{\text{sample}}},$$

Assuming a porous medium of the gneiss rocks composed of fractures, S_p is expressed as:

$$(2) \quad S_p = \frac{2\phi}{r},$$

where r is the fracture width.

The radon activity in the tunnel can then be estimated using the one dimensional model of the tunnel presented in Figure. We consider fractures with infinite length connected to the tunnel atmosphere.

At the equilibrium, the radon activity in on one fracture of the porous medium is constant. Therefore, the net flux of radon atoms inside an infinitesimal unit volume of one fracture equals zero. It is expressed as:

$$(3) \quad F_0 - \lambda n r + D \frac{\partial^2 n}{\partial x^2} = 0,$$

where F_0 is the radon emanation from the surface, λ the radon decay rate, which amounts to 2.1 10⁻⁶ s⁻¹, D the radon diffusion constant, and n is the radon concentration in the fracture. The first term of the equation refers to the radon production rate from the rock surface, the second term represents the radon decay and the third term represents the income of radon through the diffusion process.

One solution of the radon concentration in the fracture is given by:

$$(4) \quad n(x) = \frac{F_0}{r \lambda} + \left(\frac{A_0}{\lambda} - \frac{F_0}{r \lambda} \right) \exp\left(-\sqrt{\frac{\lambda}{D}} x\right),$$

where A_0 is the radon activity in the tunnel ($x=0$). The radon activity at infinite fracture length ($x=\infty$) is only provided by the emanation rate from the rock surface. The radon activity in the tunnel is controlled by the radon emanation rate from the walls of the tunnel surface as well as by the diffusion from the radon contained in the porous network. The net flux of radon at the equilibrium amounts to zero. It is expressed as:

$$(5) \quad -A_0 V_t + D \frac{\partial n}{\partial x} \Big|_{x=0} \phi S_t + F_0 S_t = 0,$$

where V_t is the confinement volume of one section unit of the tunnel, S_t is the surface of one section unit of the tunnel, and ϕ is the porosity. The product ϕS_t represents the apparent surface of the porous medium on the surface of the tunnel wall. Therefore, the radon activity in the tunnel atmosphere is expressed as:

$$(6) \quad A_0 = 2F_0 \frac{1 + \frac{\phi}{r} \sqrt{\frac{D}{\lambda}}}{R + 2\phi \sqrt{\frac{D}{\lambda}}}$$

where R is the radius of the tunnel. The radon activity in the tunnel atmosphere can then be calculated as a function of the porosity, the fracture width and the diffusion constant of the medium.

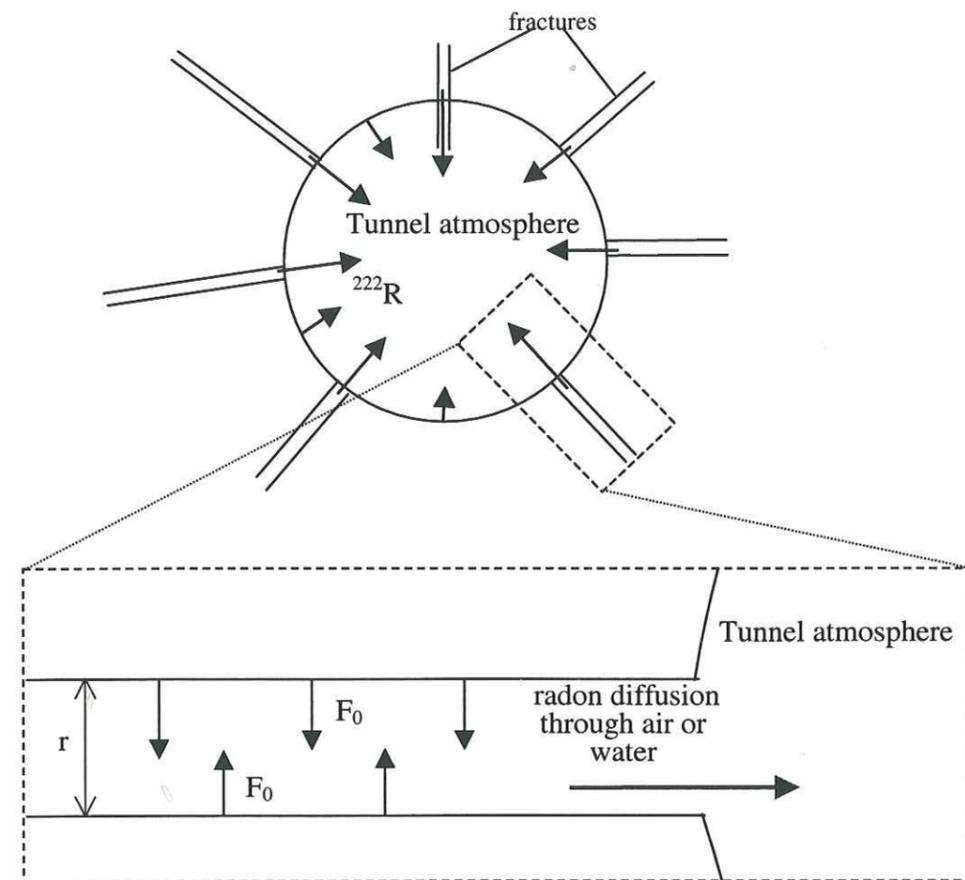


Figure : model of the porous network used for the estimation of the radon activity in the tunnel atmosphere

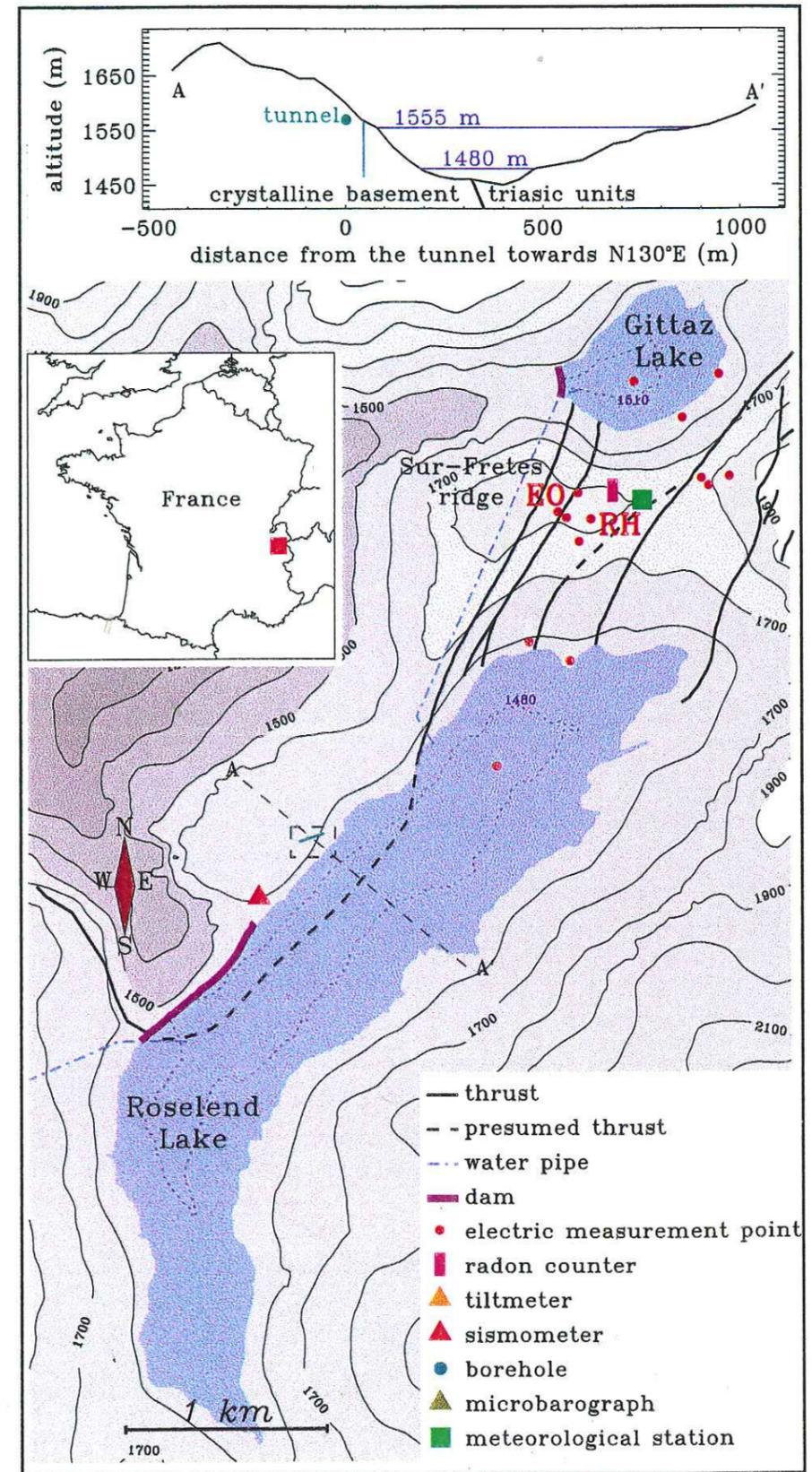


Figure 1a: Layout of the Sur-Frêtes experiment. The general location of the site is indicated by the red square in the inset of the lower figure. In the lower figure, the blue dashed curves show the extent of the lakes at their lowest level. The topographic profile along the segment A-A' is represented in the top figure. The green segment represents is indicated The zoom on the tunnel location is presented in Figure 1b.

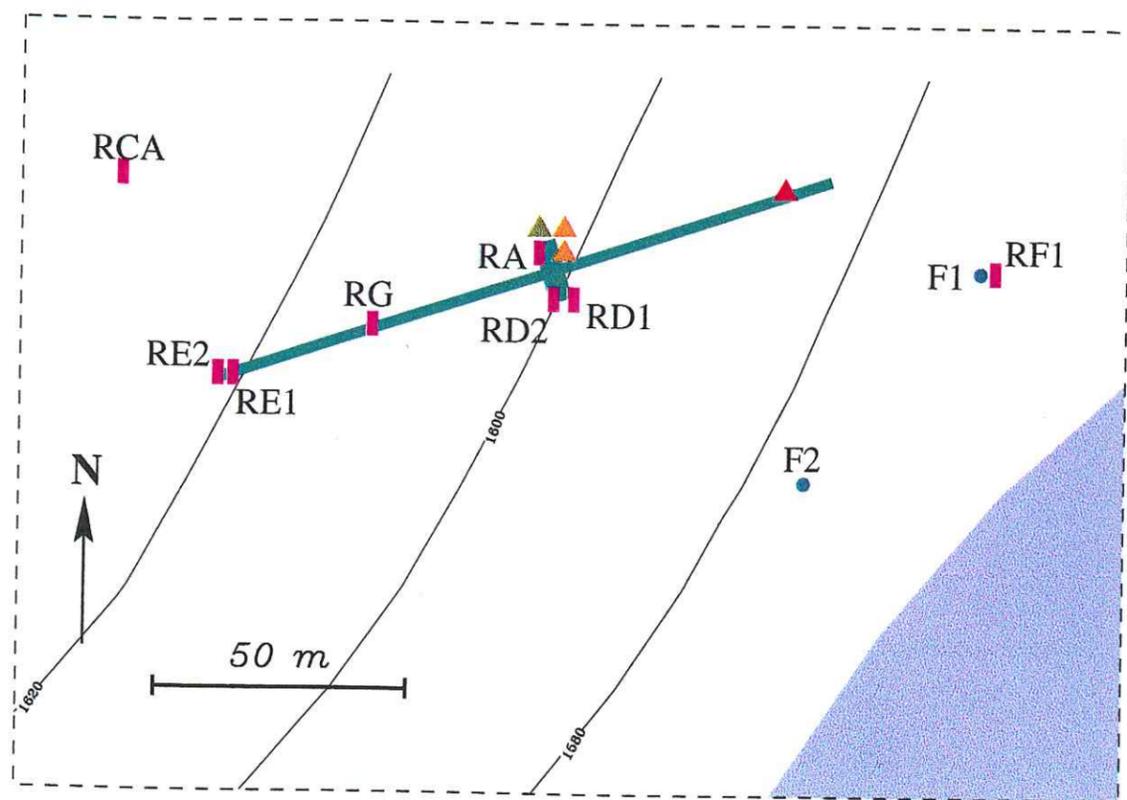


Figure 1b: Instrumentation inside the tunnel and in its vicinity.

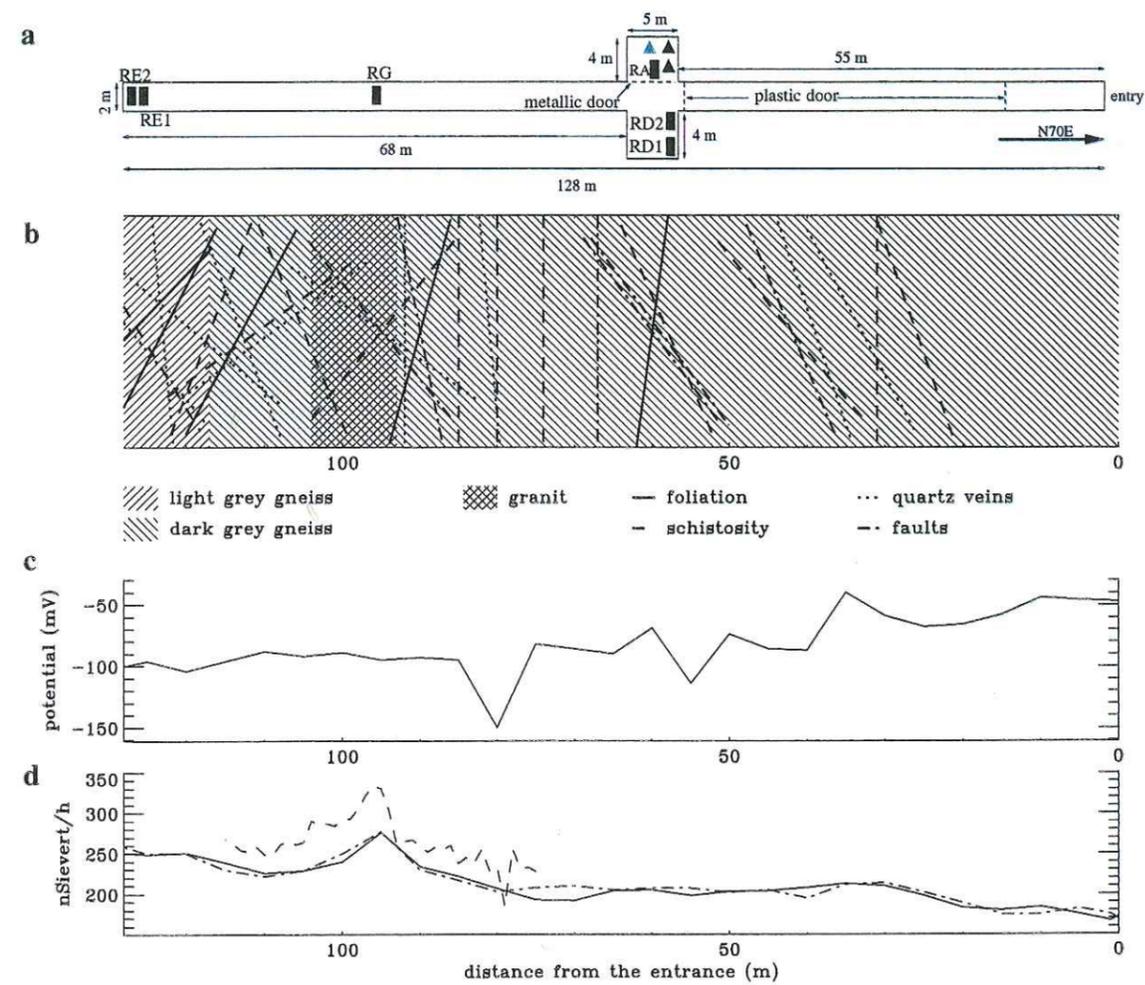


Figure 2: a) Map of the tunnel. The black rectangles represent the radon probes. The black triangles represent the tiltmeters and the grey triangle indicate the location of the microbarograph. b) Geological map of the tunnel. c) Self-potential profile. d) Gamma activity profiles.

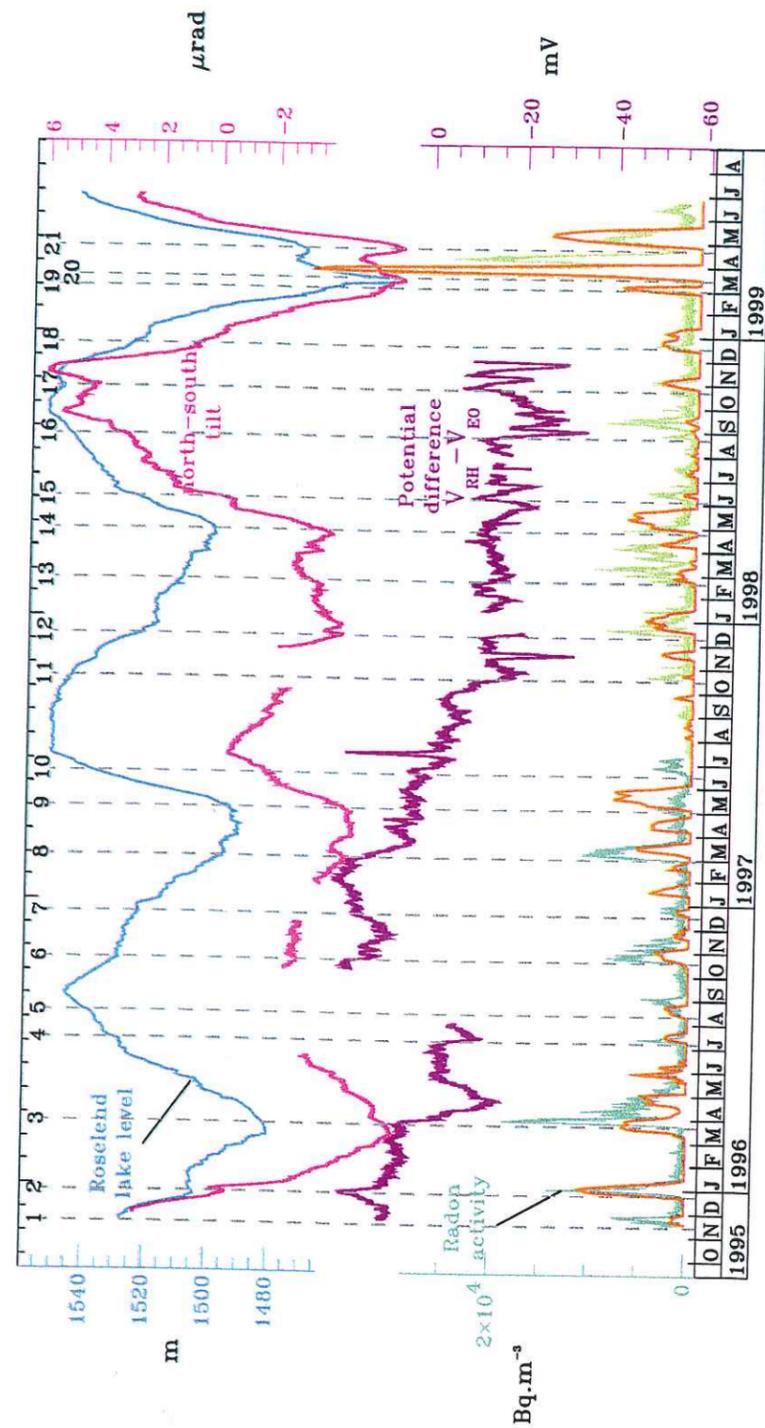


Figure 3: Temporal variations of the Roselend lake level (blue), north-south tilt (red), electric potential VRH-VEO (purple) and radon activity measured either in the inner room (dark green) or in the corridor (light green). The north-south tilt and the electric potential data segments are arbitrarily shifted from each other. The electric data are low pass-filtered above two days, and their average value is arbitrary. The orange curve represents the positive part of the discrete second derivative applied on the lake level and expressed in arbitrary units. The lake level data are provided by Electricité de France.

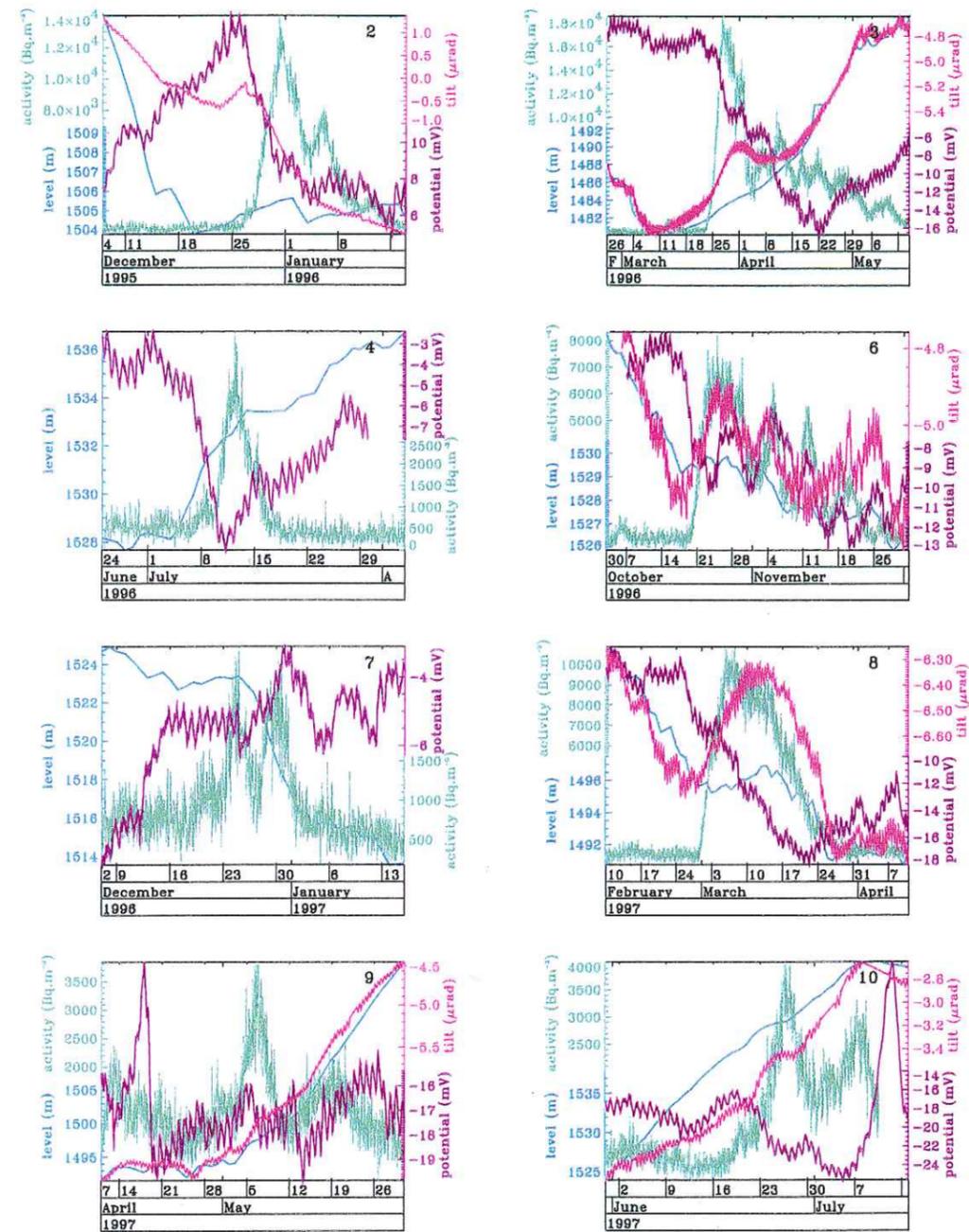


Figure 4a: Roselend lake level (blue), north-south tilt (red), radon activity (green) and electric potential V_{RH-VEO} for the time interval encompassing the events 2 to 10.

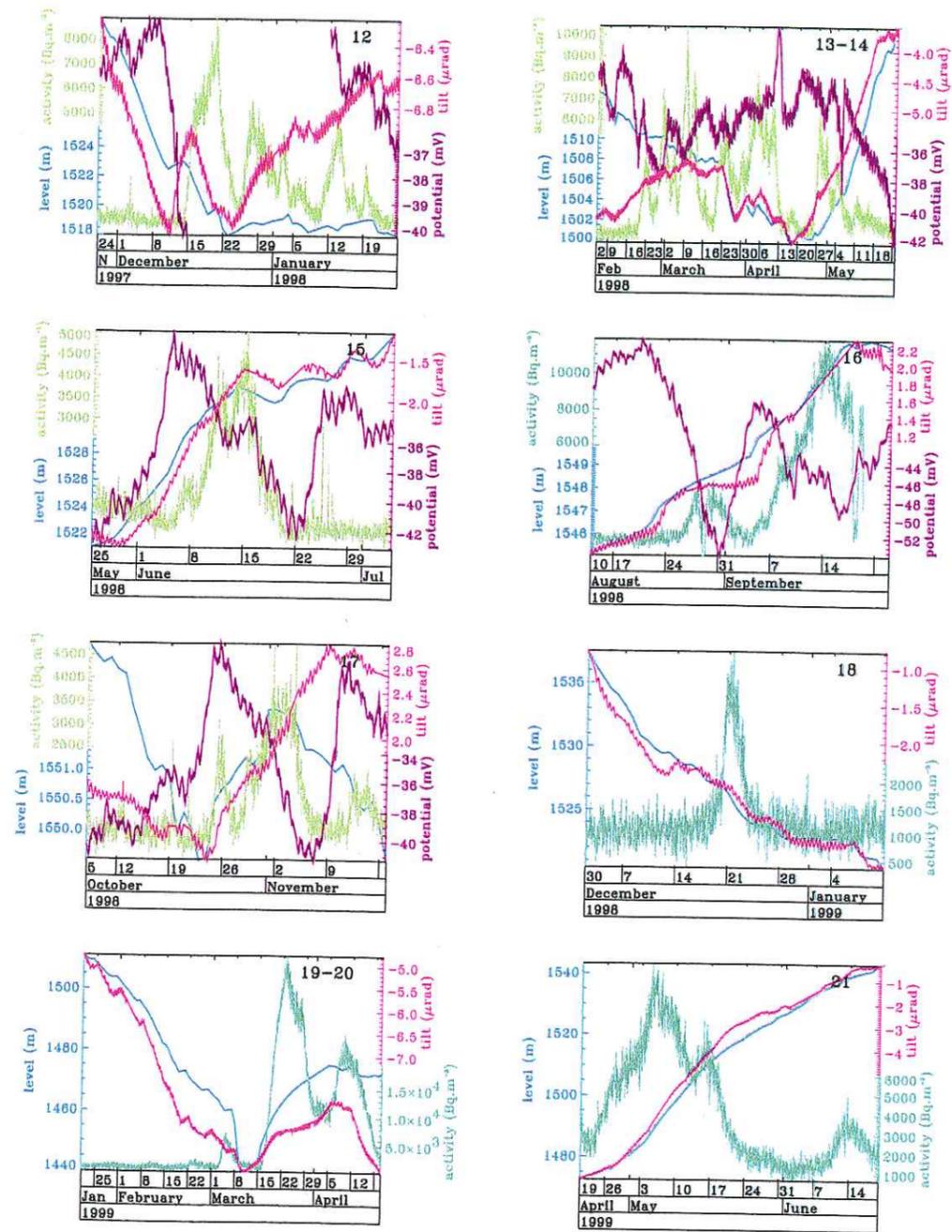


Figure 4b: Roselend lake level (blue), north-south tilt (red), radon activity (green) and electric potential $V_{RH}-V_{EO}$ for the time interval encompassing the events 12 to 21.

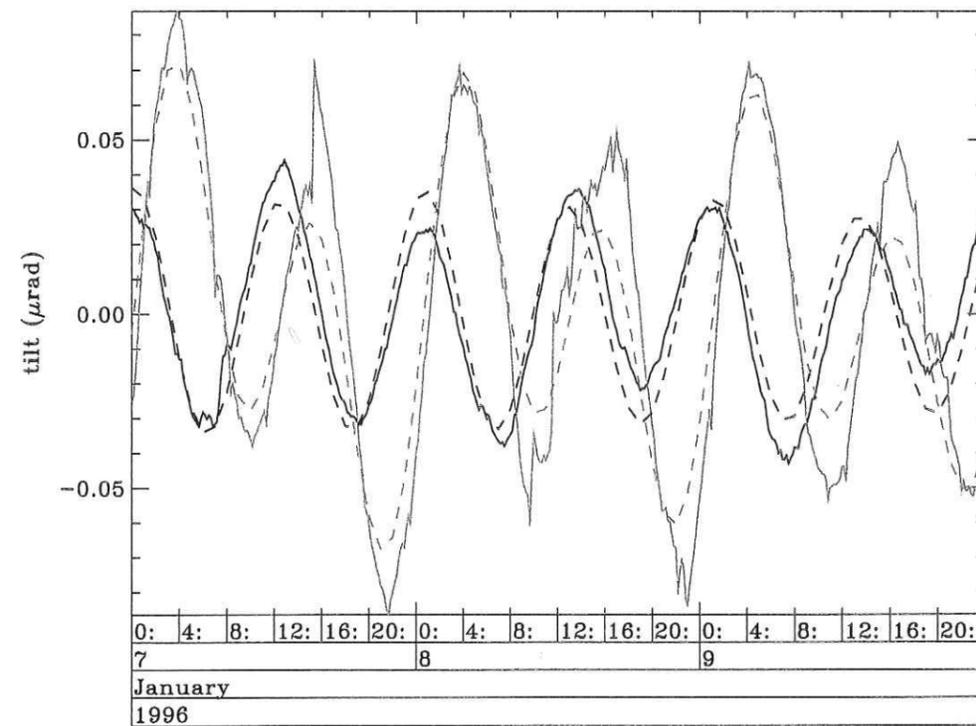


Figure 5: North-South (black line) and East-West (grey line) tilt data measured over a three days period and filtered below 3 days. The corresponding theoretical tilts are represented by dashed lines.

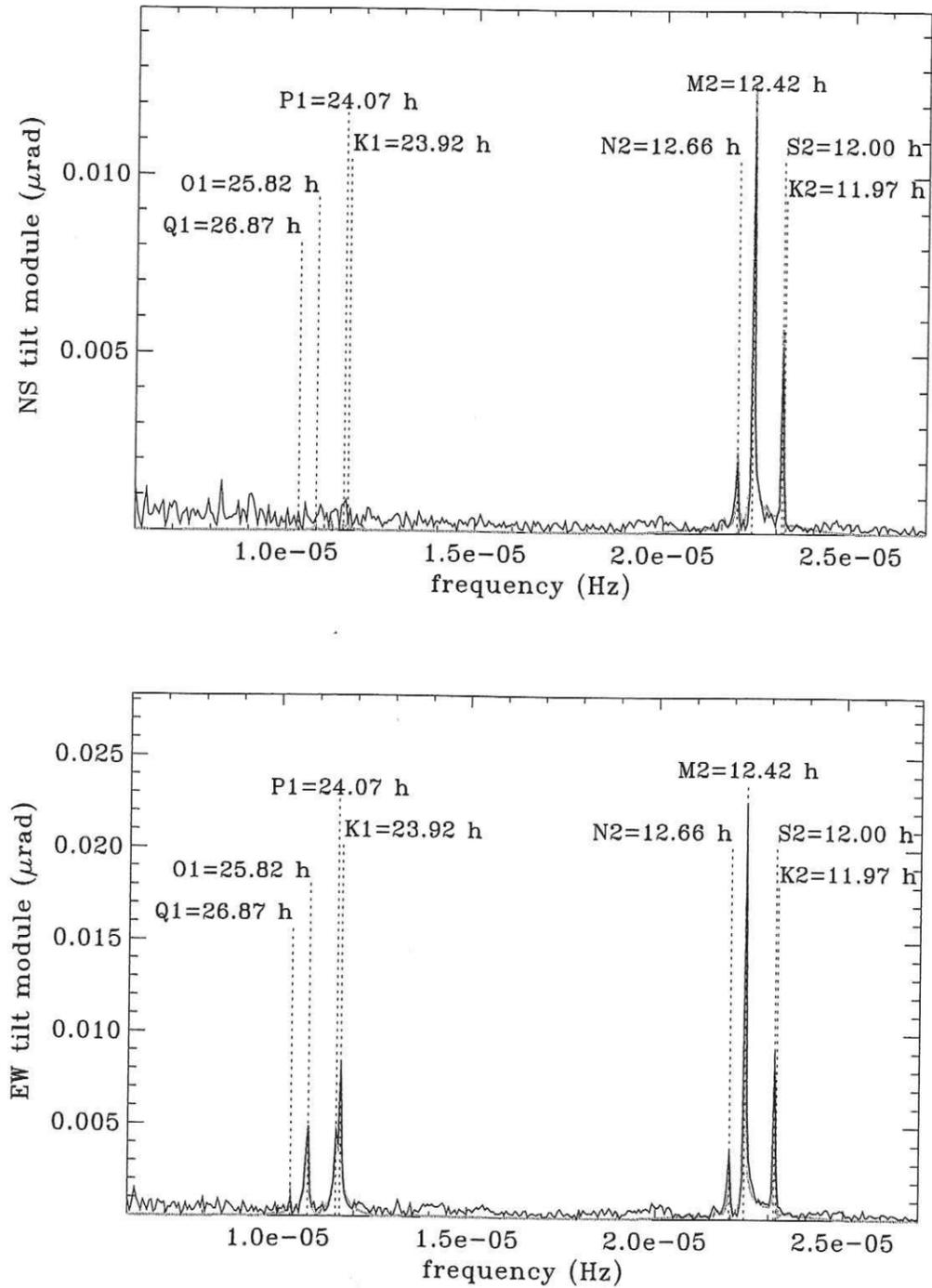


Figure 6: Density spectrum of the North-South (top) and East-West tilt data (bottom) measured from November 1995 to July 1996 in the frequency range from $5 \cdot 10^{-6}$ and $2.7 \cdot 10^{-6}$ Hz. The module of the corresponding theoretical tilts are represented by grey lines. The tidal components are indicated.

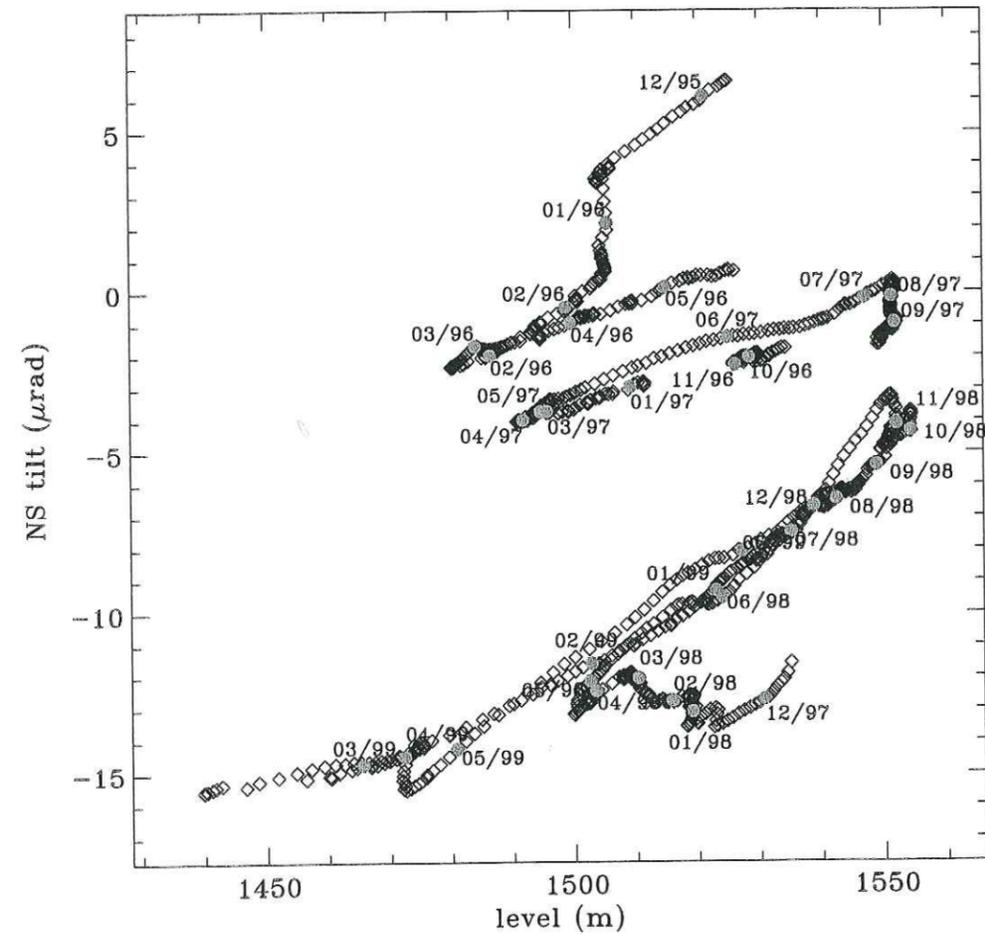


Figure 7: North-South tilt variations as a function of the Roselend lake level. The tilt segments are arbitrarily shifted from each others. The grey circles indicate the starts of each month.

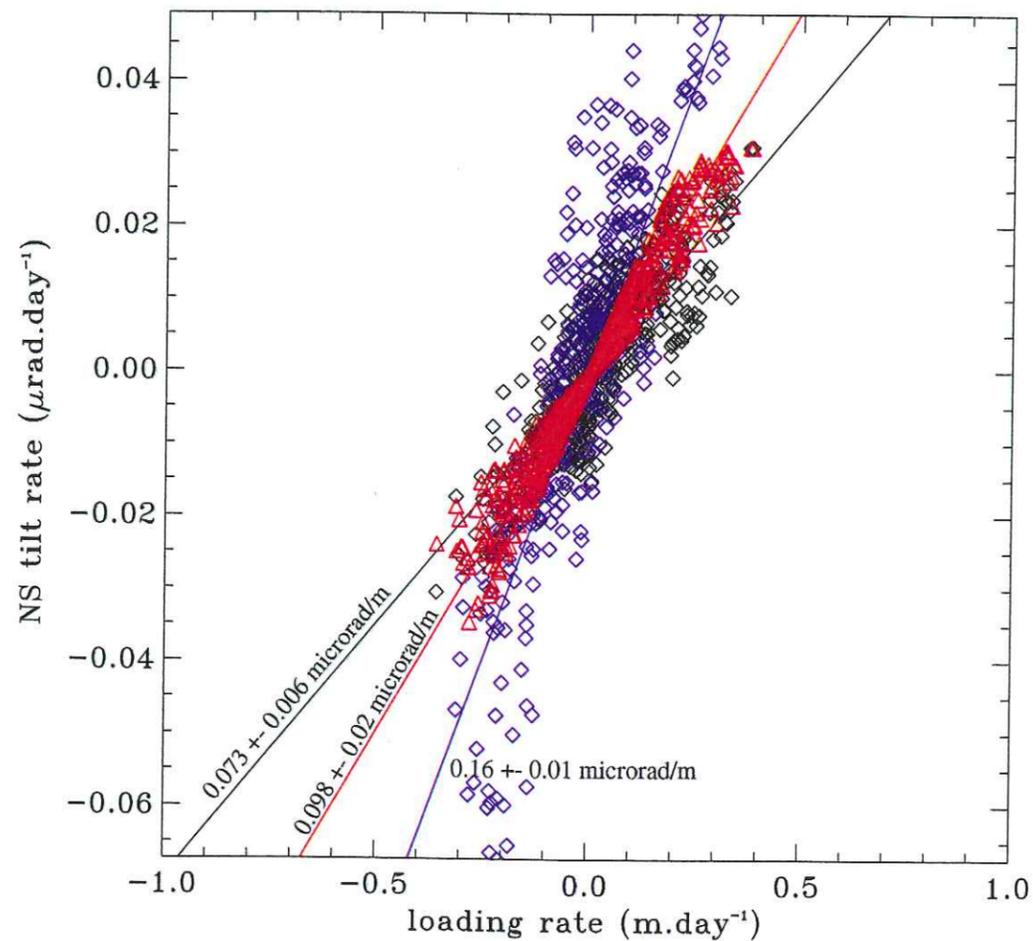


Figure 8: South tilt rate as a function of the loading rate of the Roselend lake calculated on four days data segment from November 1995 to October 1997 (blue diamonds) and from November 1997 to June 1999 (blue diamonds). The North-South tilt rate calculated using an analytical deformation model is represented by red triangles.

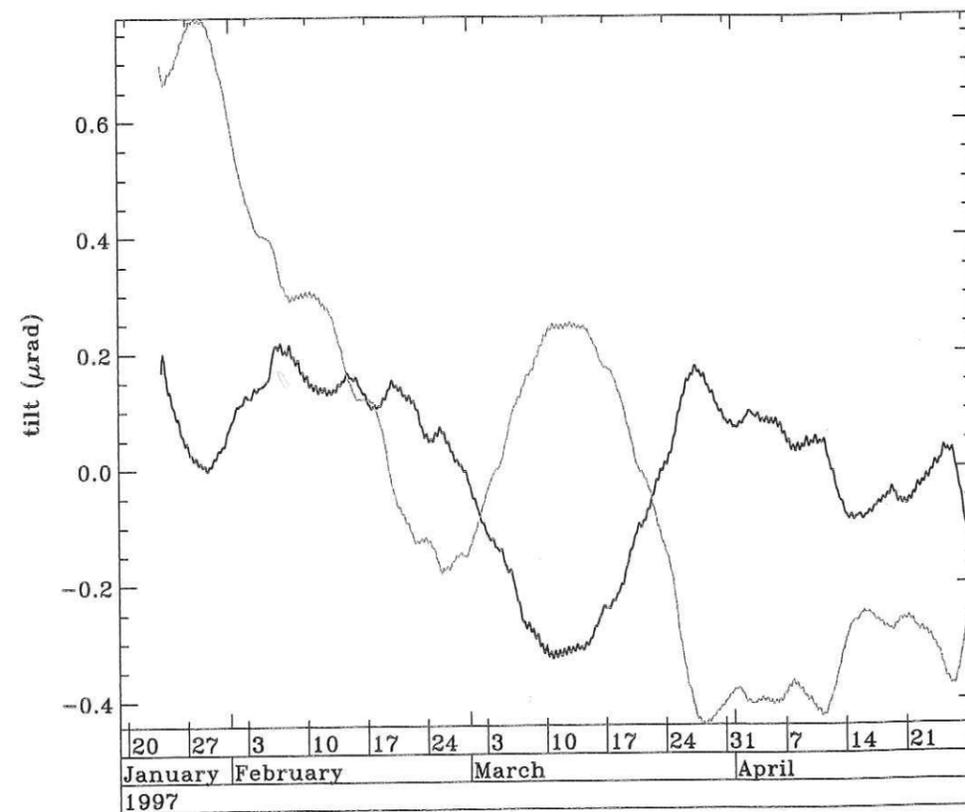


Figure 9a: North-South (grey) and East-West tilt data (black) over a three months time period encompassing the anomaly 8, which starts on 02/26/97. The tilt data are low-pass filtered to remote periods smaller than two days.

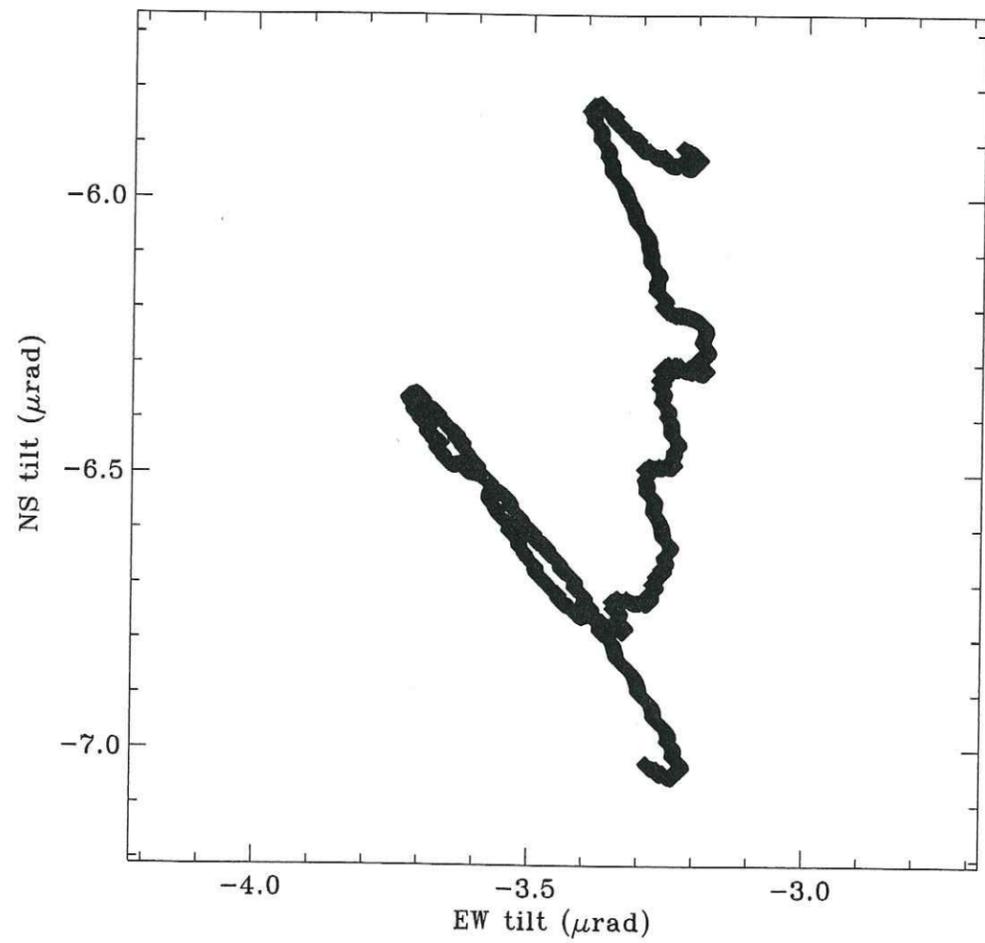


Figure 9b: North-South tilt as a function of the East-West tilt during the same time period.

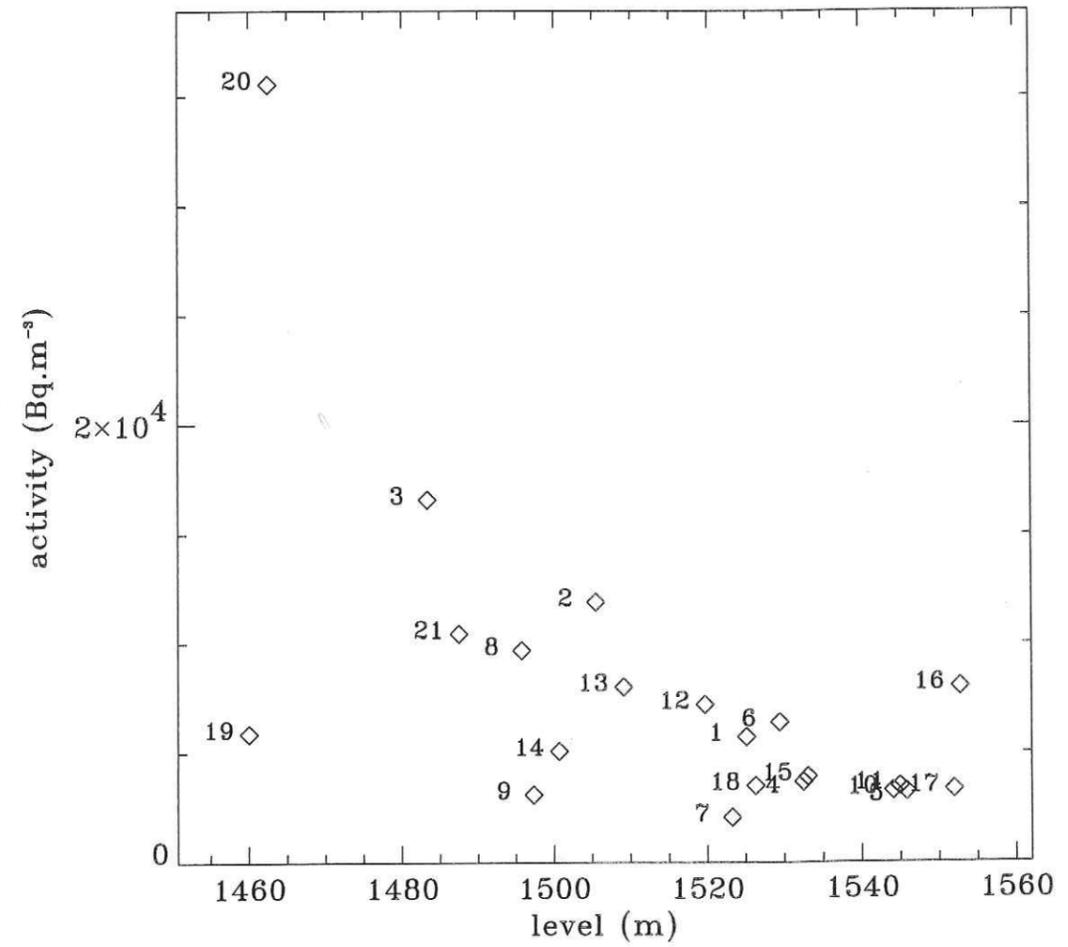


Figure 10: Amplitude of the radon bursts measured in the tunnel as a function of the Roselend lake level. The number of the anomalies are indicated.

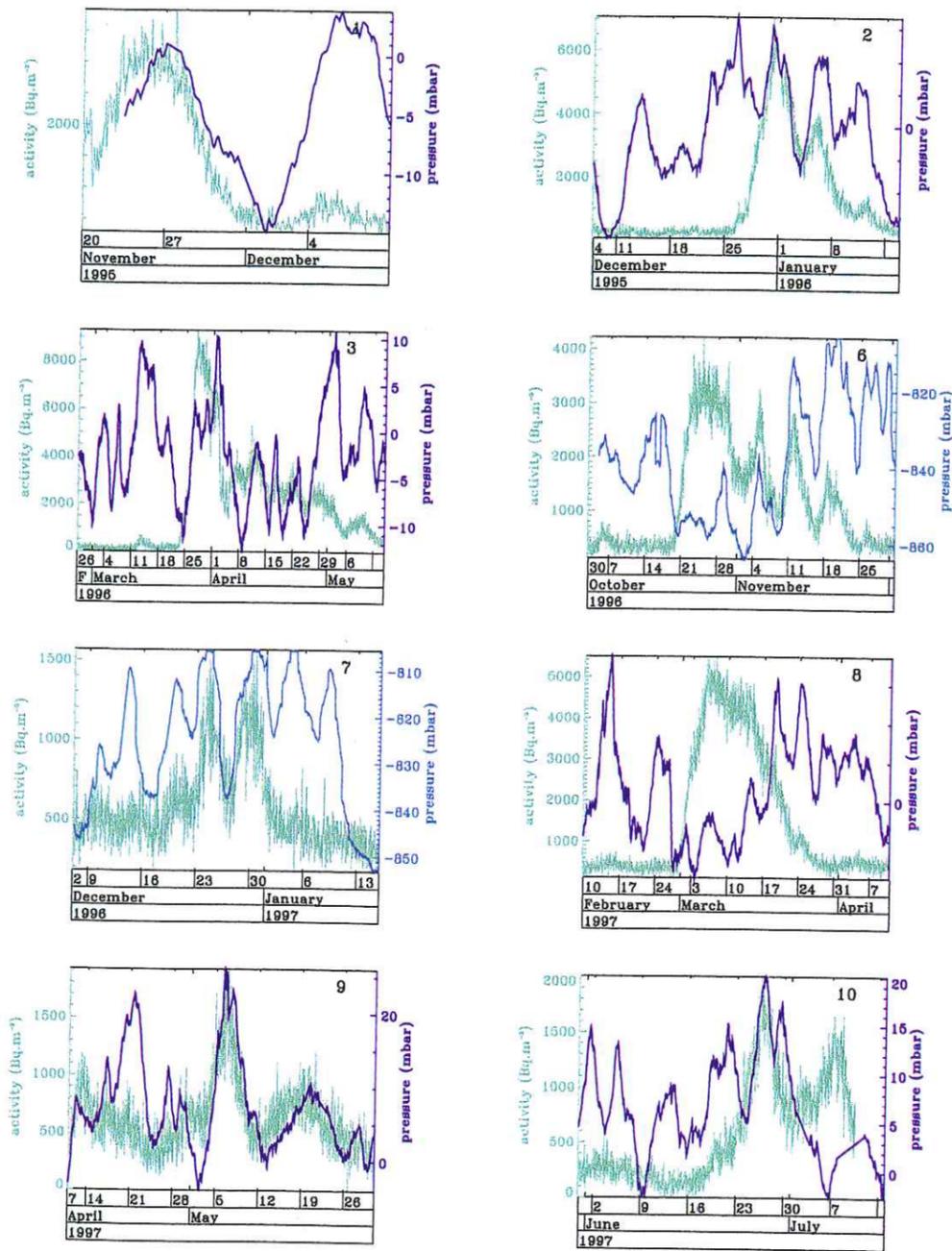


Figure 11a: Temporal variations of the RD1 (light green) or RA radon activity (dark green) and the barometric pressure measured either in the tunnel (dark blue) or on the Sur-Frètes ridge (light blue) for the time intervals encompassing the events 1 to 10.

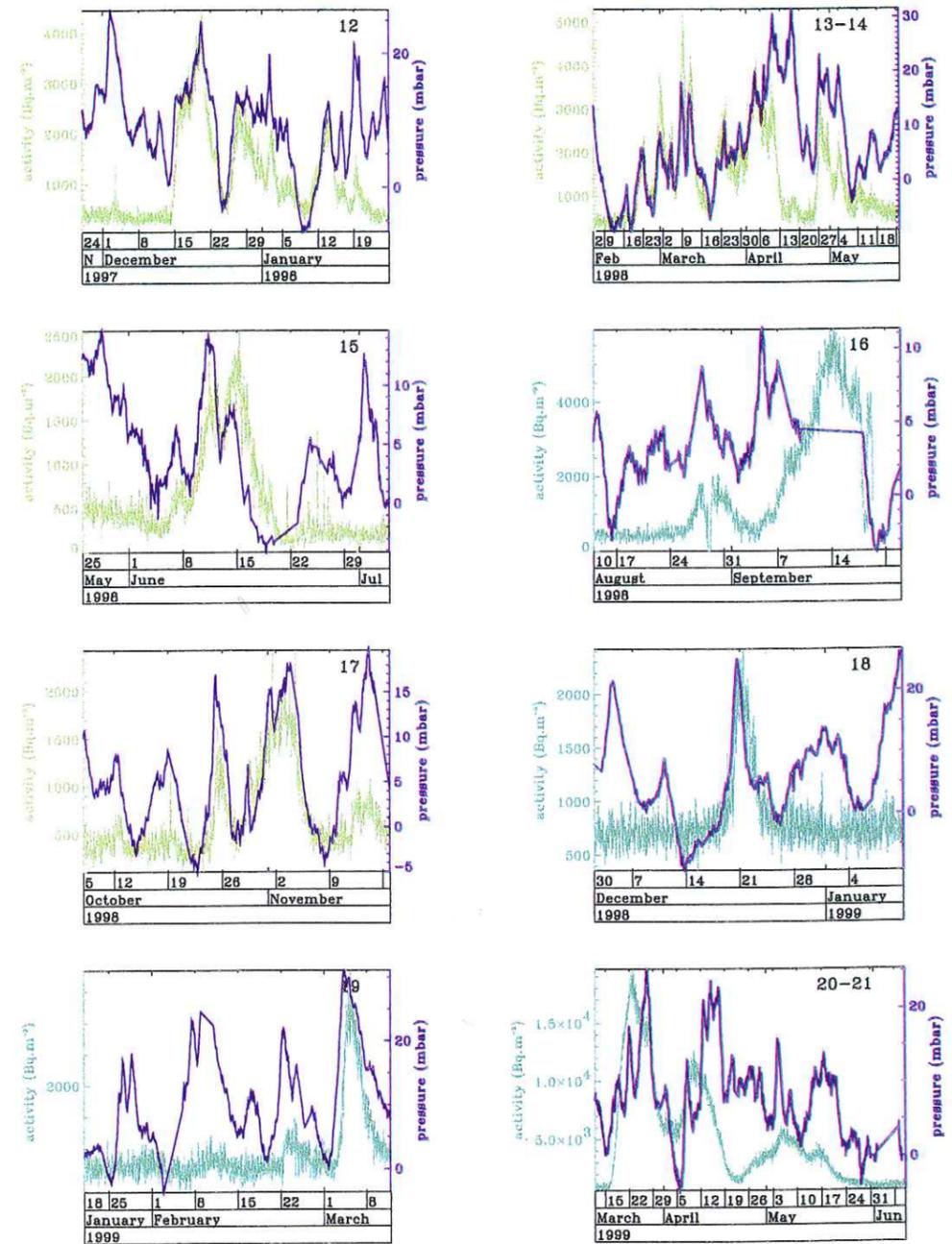


Figure 11b: Temporal variations of the RD1 (light green) or RA radon activity (dark green) and the barometric pressure measured either in the tunnel (dark blue) or on the Sur-Frètes ridge (light blue) for the time intervals encompassing the events 12 to 21.

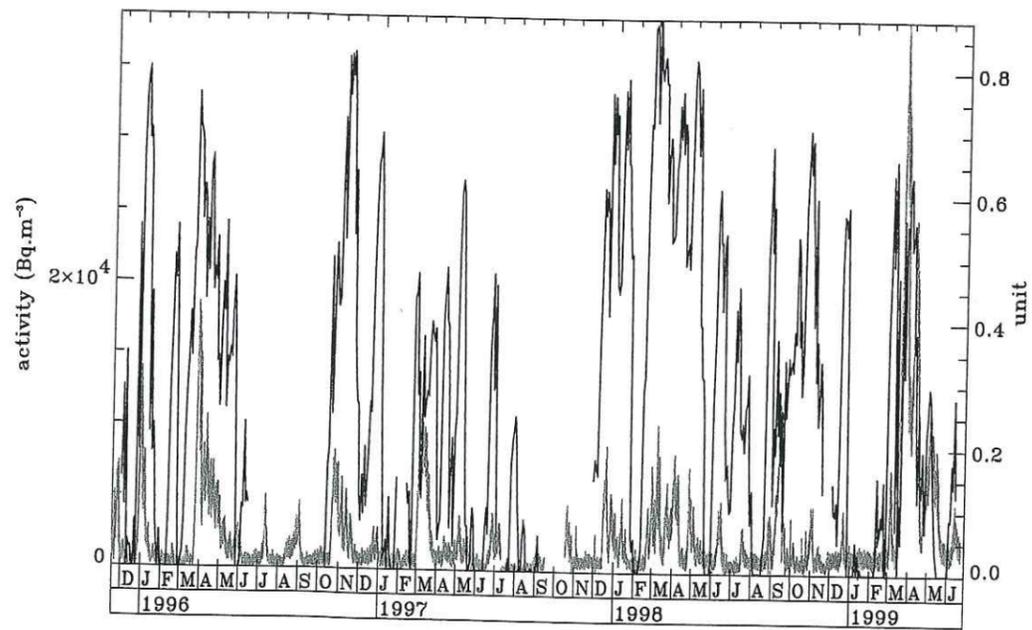


Figure 12: Temporal variations of the radon activity measured in the tunnel (grey) and the positive values of the correlation factor between the barometric pressure and the radon activity.

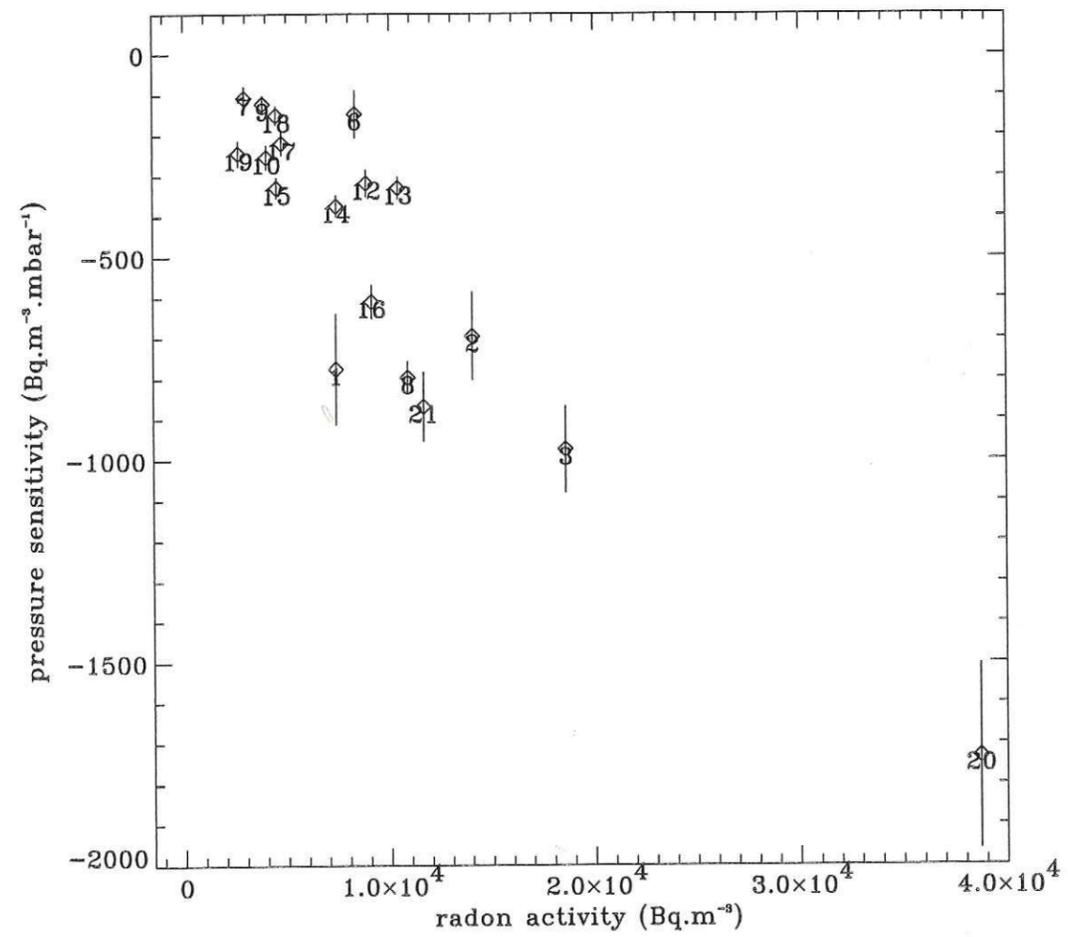


Figure 13: Barometric pressure sensitivity of the radon activity measured on 10 days data segments during the bursts as a function of the amplitude of the radon bursts.

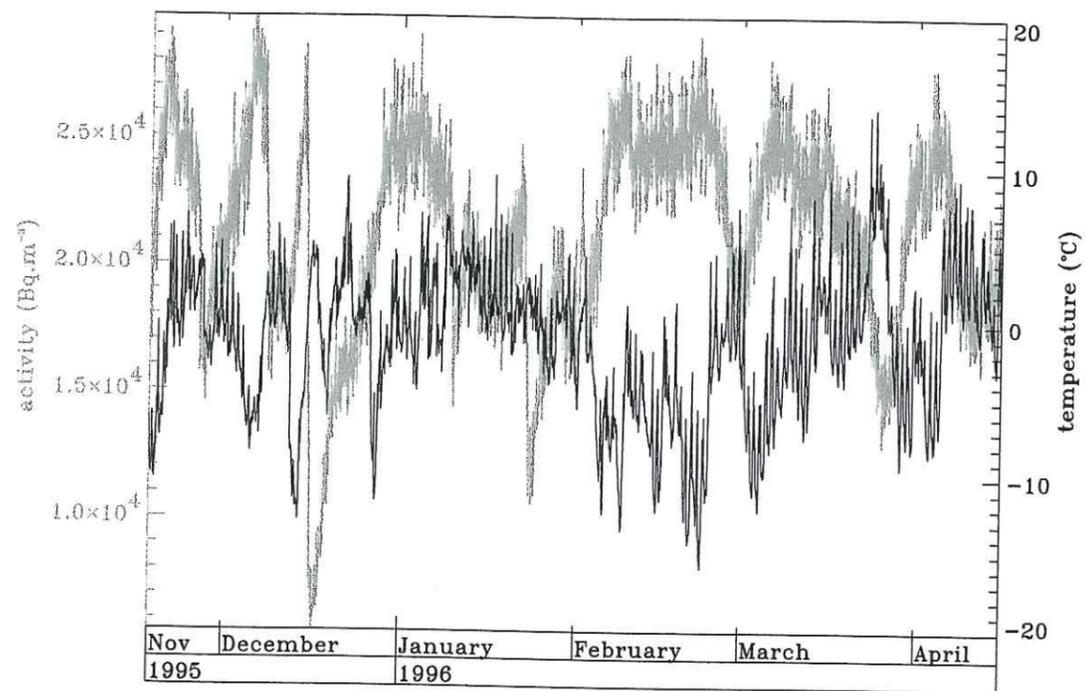


Figure 14: Temporal variations of the air temperature (black) and the radon activity (grey) in the air of the soil measured on the Sur-Frêtes ridge from November 1995 to April 1996.

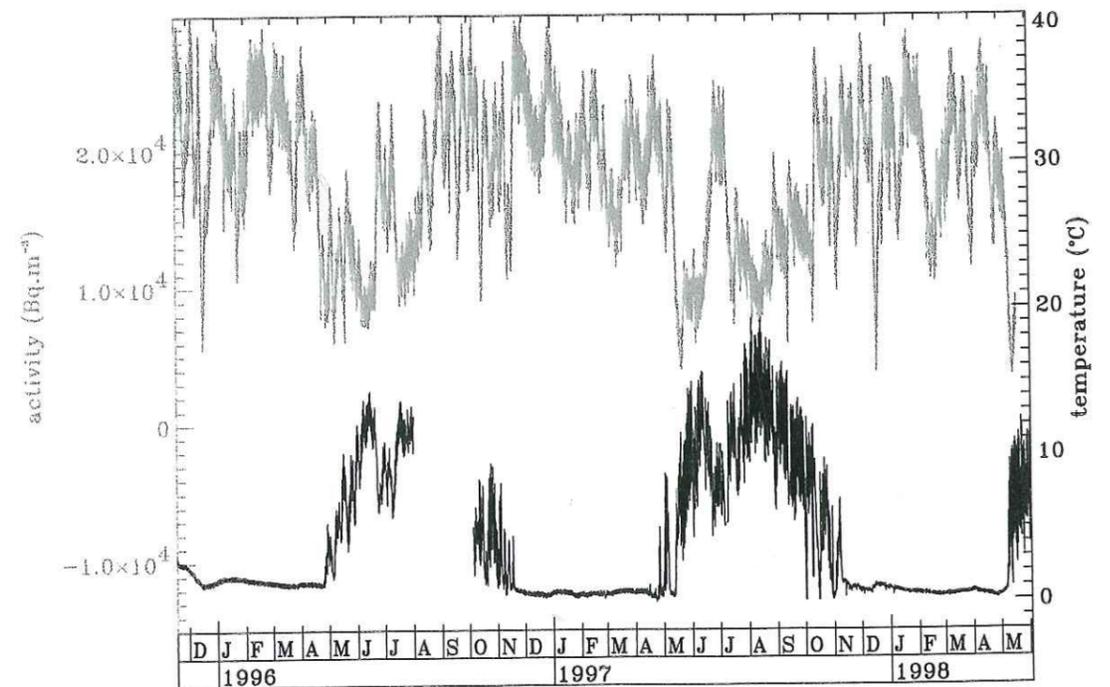


Figure 15: Temporal variations of the soil temperature (black) and the radon activity (grey) in the air of the soil of the Sur-Frêtes ridge from November 1995 to May 1998.

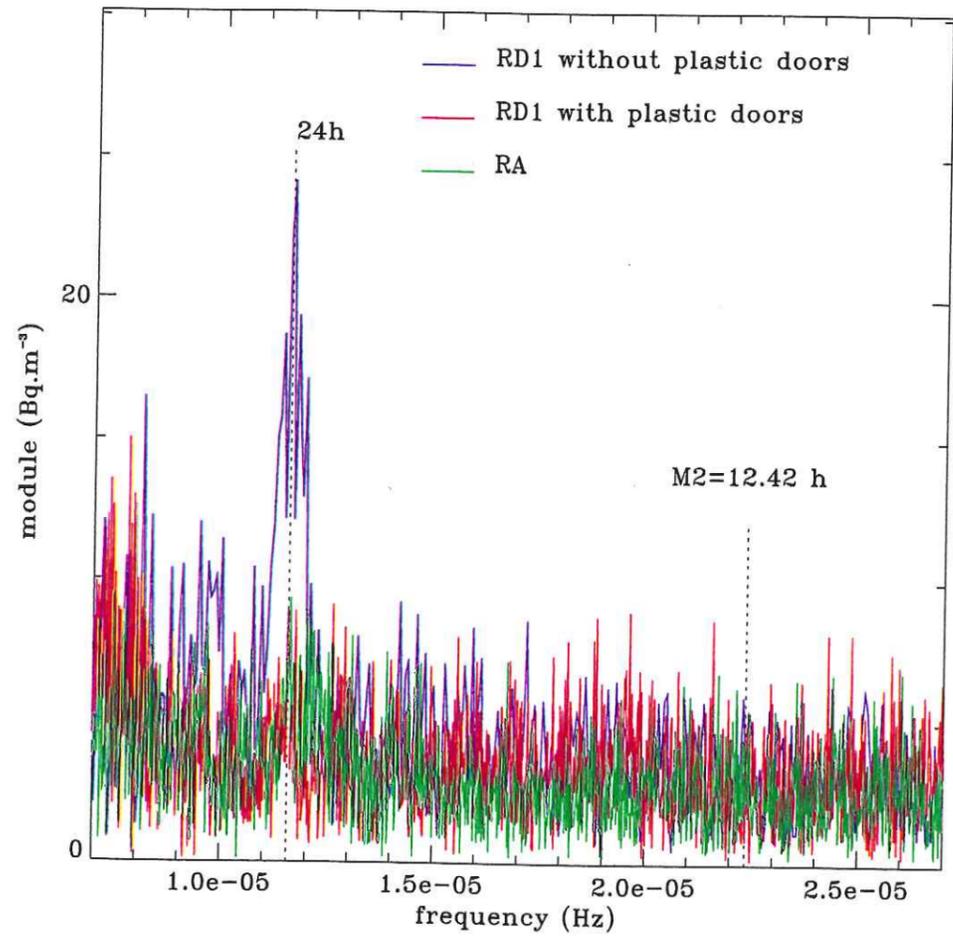


Figure 16: Density spectrum of the radon activity measured by the RA probe from 09/14/95 to 07/10/97 (green), the RD1 probe from 01/15/97 to 07/08/97 (blue), the RD1 probe from 10/18/97 to 05/07/99 (red) in the frequency range from $7 \cdot 10^{-6}$ to $2.7 \cdot 10^{-5}$ Hz.

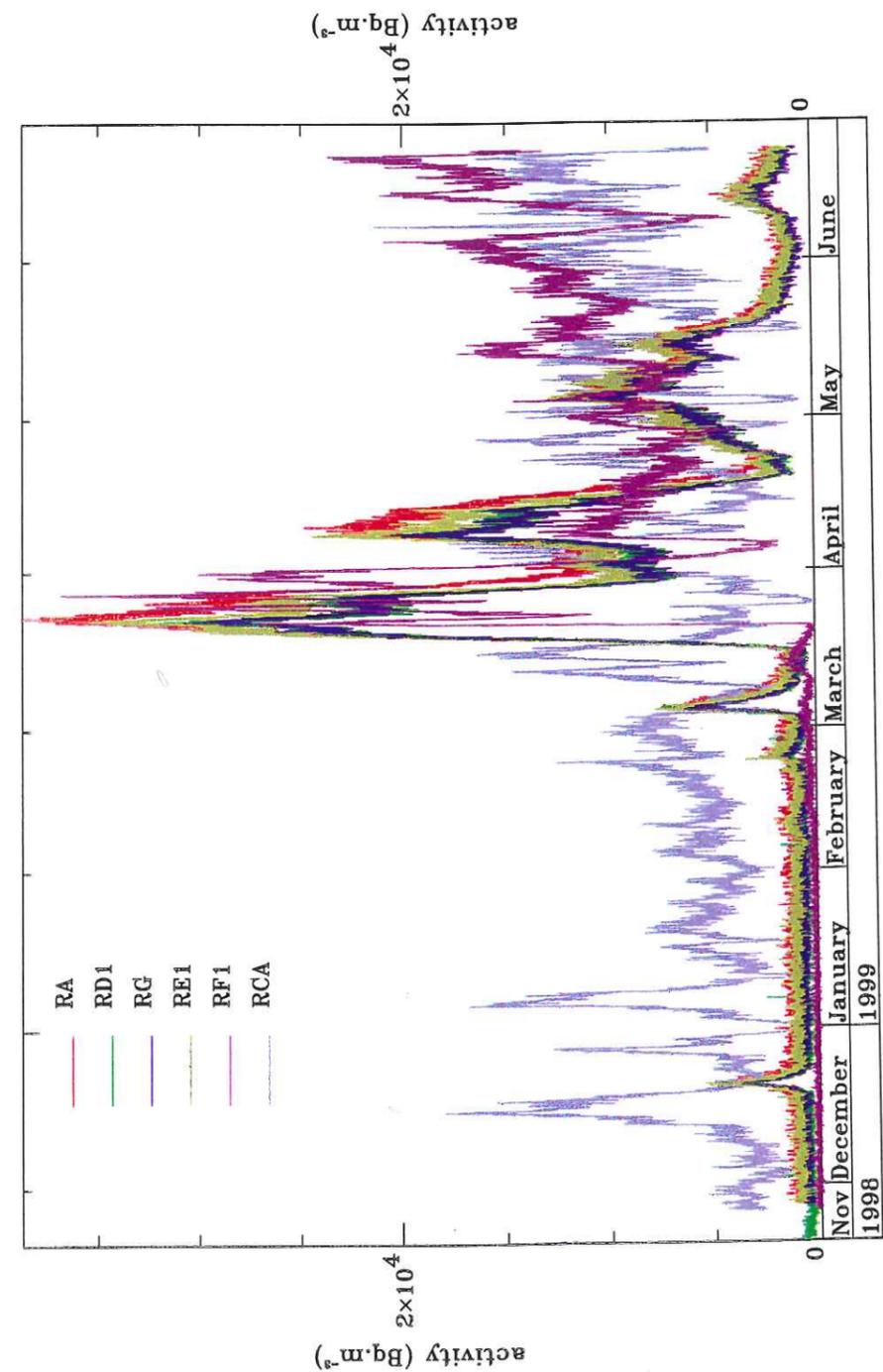


Figure 17: Temporal variations of the radon activity measured by the RA, RD1, RG, RE1, RF1 and RCA probes from November 1998 to June 1999.

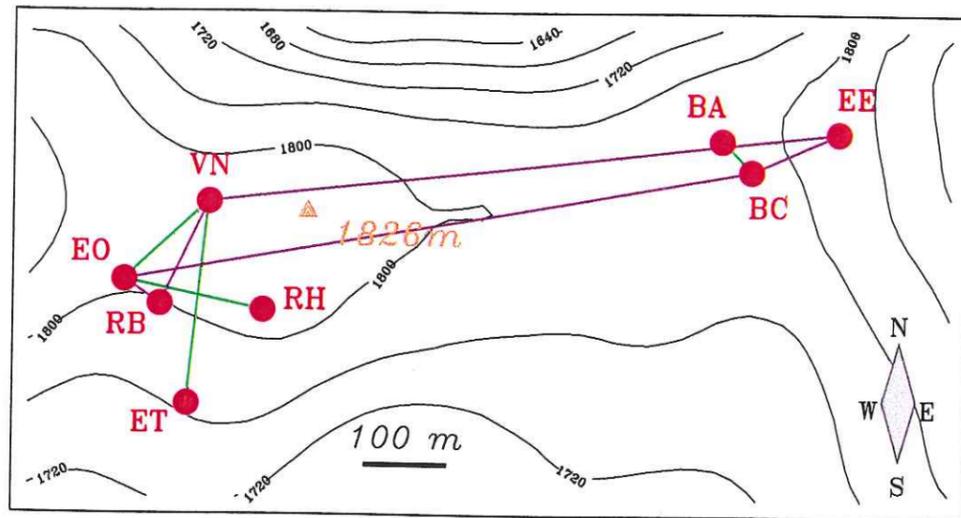


Figure 18: Map of the western part of the electric potential array of the Sur-Frêtes ridge. The electrical measurement points are indicated grey circles and the dipoles are represented by grey lines.

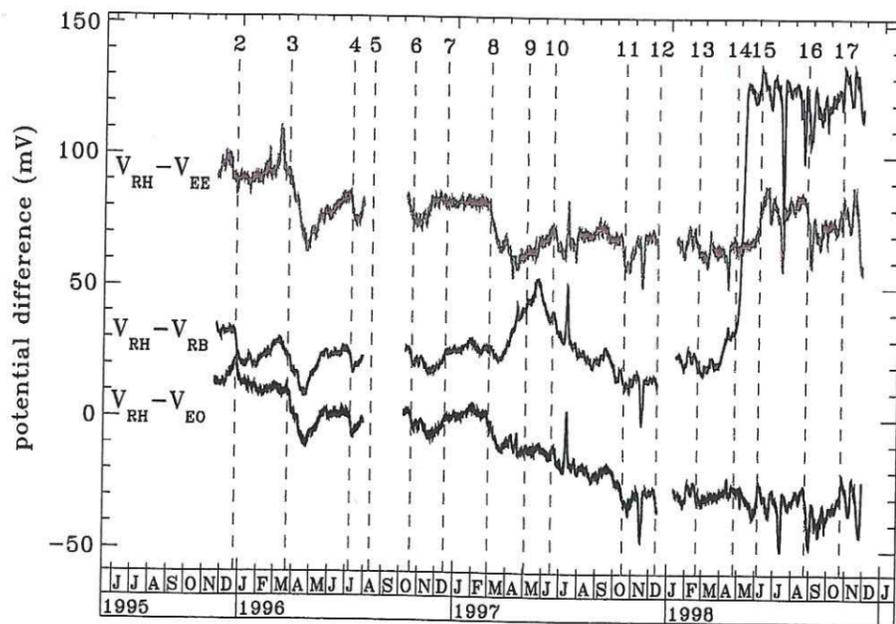


Figure 19: Temporal variations of the electric potential $V_{RH-V_{EO}}$, $V_{RH-V_{RB}}$ and $V_{RH-V_{EE}}$ from November 1995 to November 1998. The electric potential data are low pass filtered above two days. The shaded lines indicate the start of the anomalies.

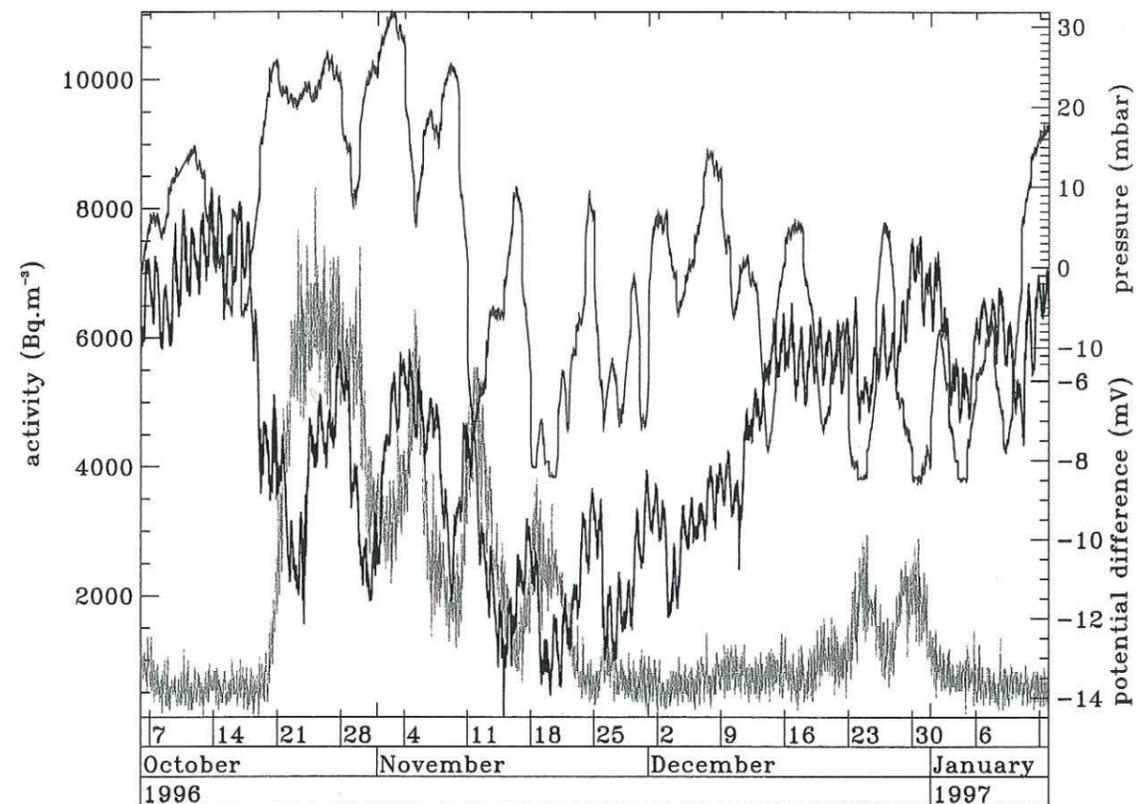


Figure 20: Temporal variations of the electric potential $V_{RH-V_{EO}}$ (black), the barometric pressure (dark grey) and the radon activity (light grey) measured in the tunnel during a four months period encompassing the anomaly 6.

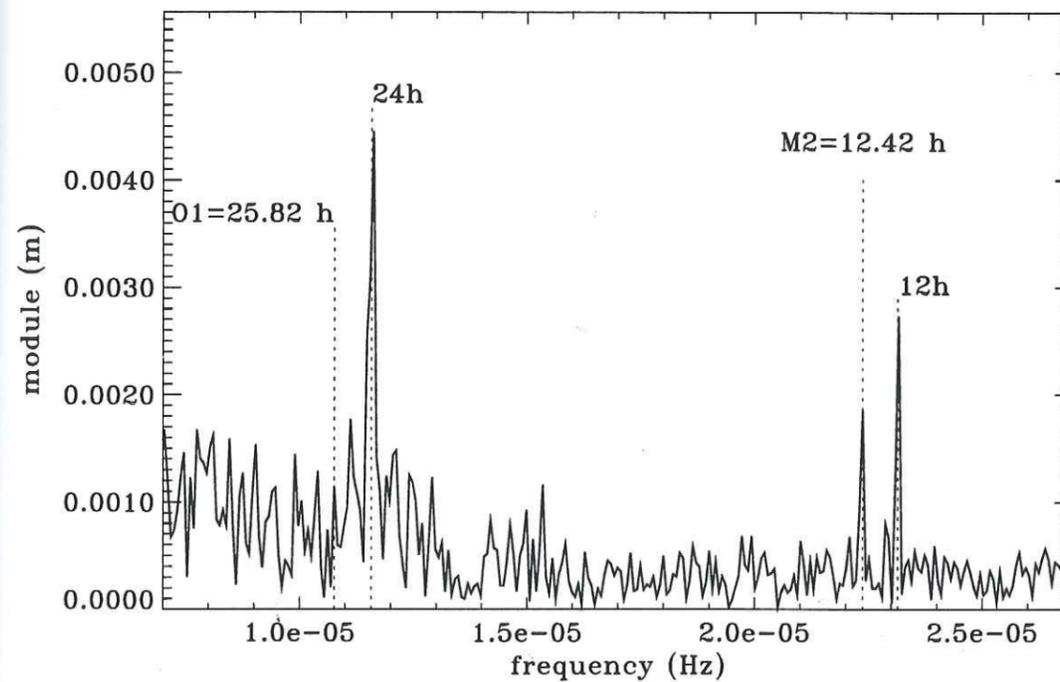
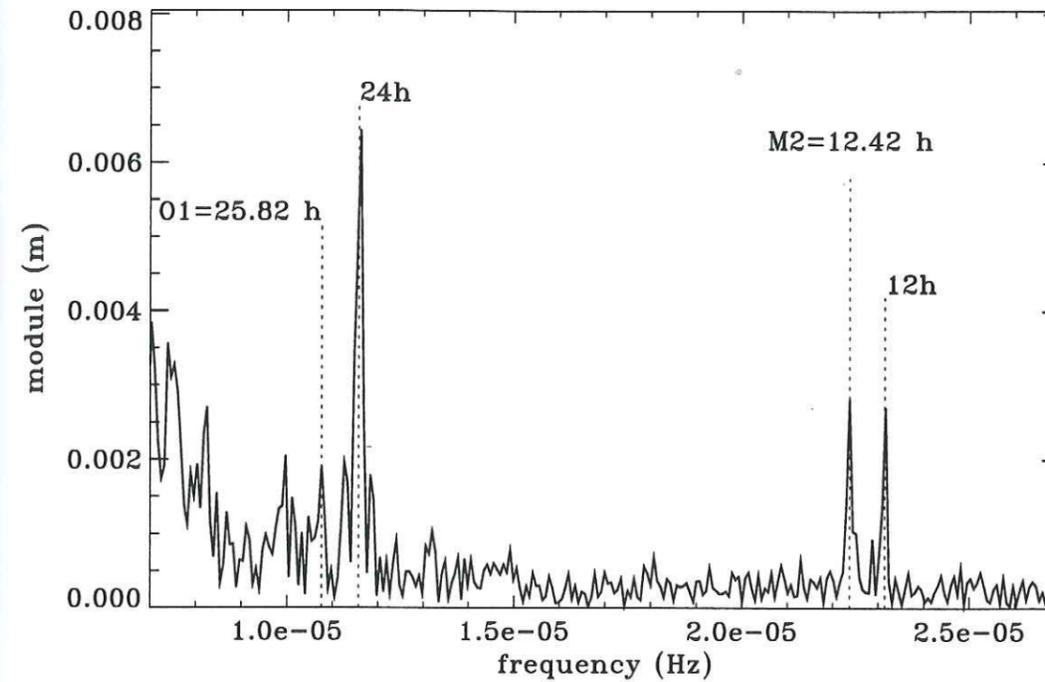
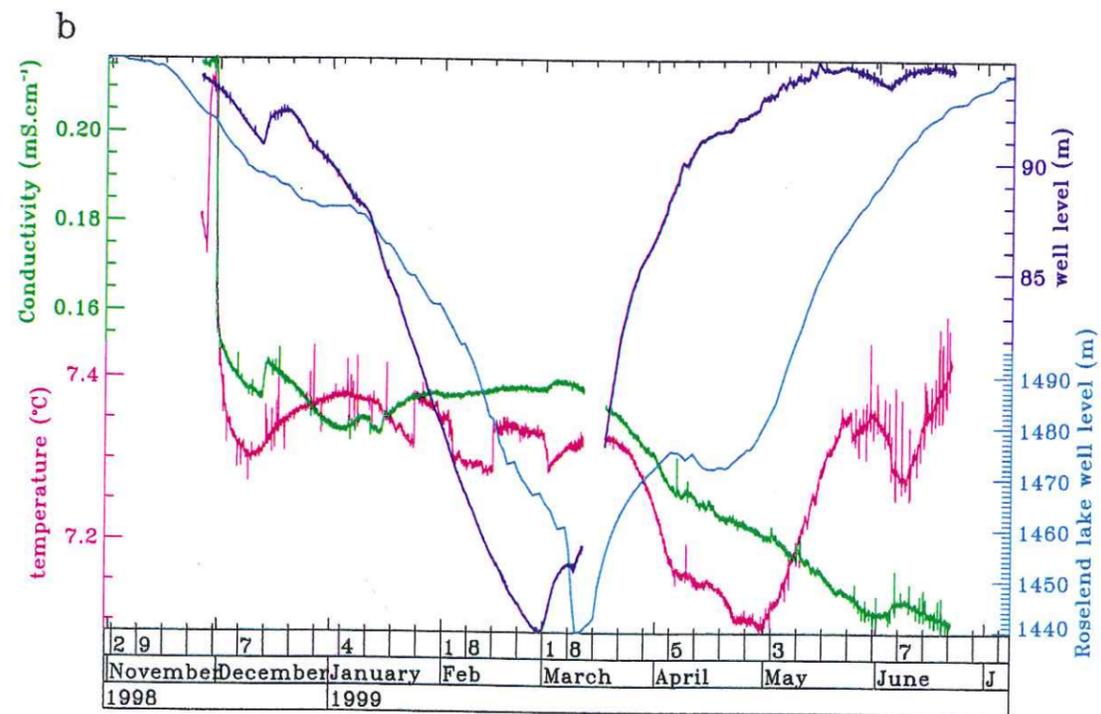
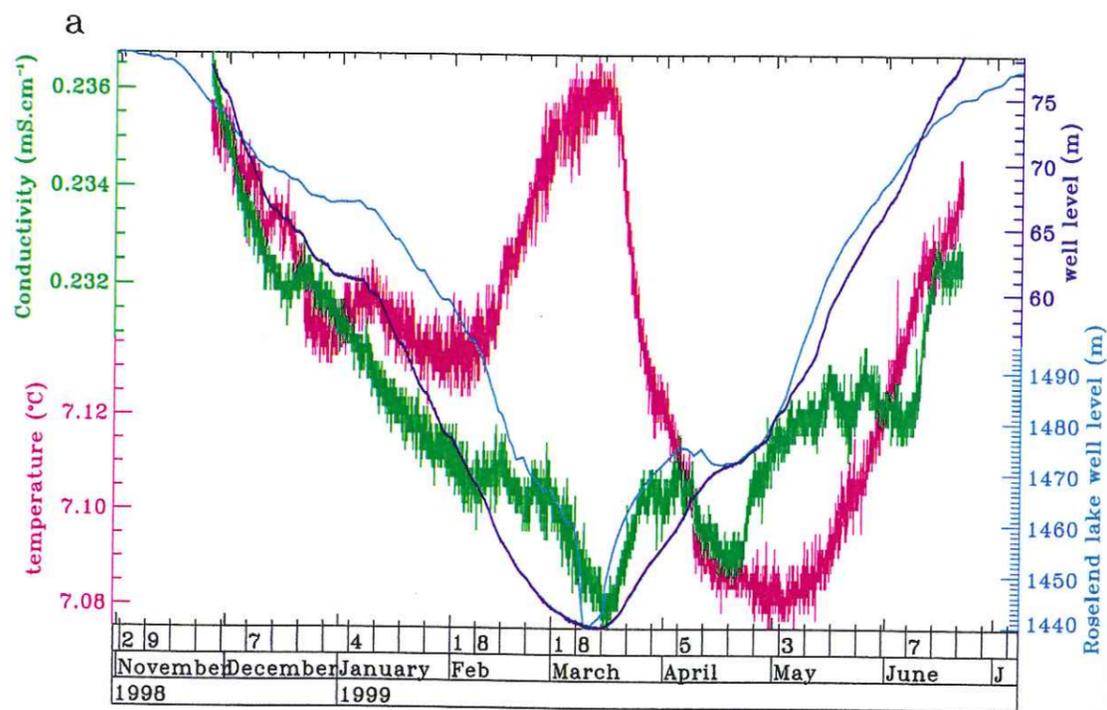


Figure 21: Temporal variations of the Roselend lake level (light blue), the level (dark blue), the temperature (red) and the conductivity (green) of the water in the well F1 (a) and F2 (b).

Figure 22: Density spectrum of the well level variations measured in the F1 (top) and F2 wells (bottom).

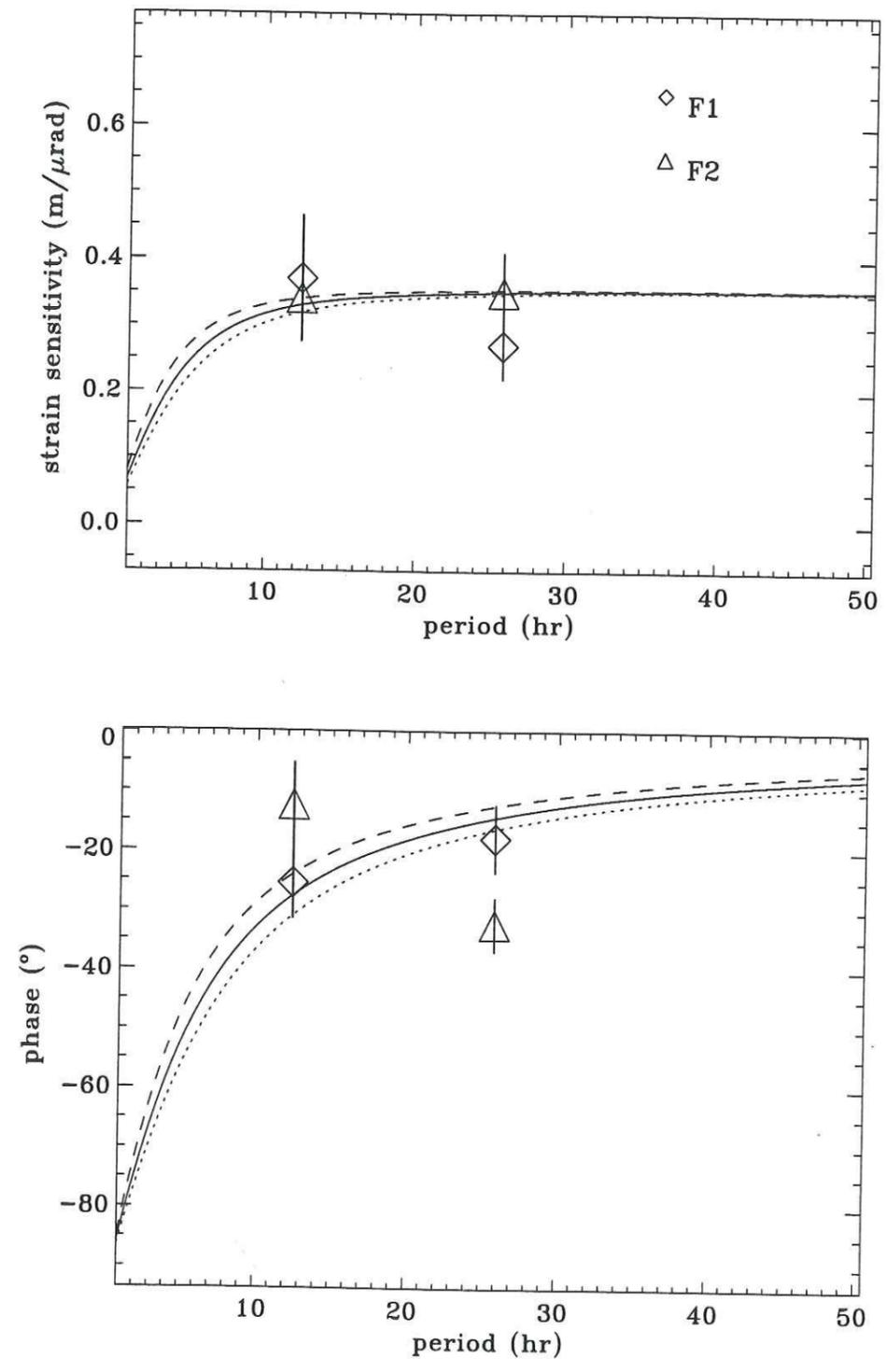


Figure 23: Strain sensitivity and phase delay of the F1 (diamond) and F2 (triangle) well levels at the M2 and O1 tidal periods. The lines represent the theoretical curves obtained assuming a confined aquifer defined by a transmissibility value of $3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2$ and storage values of $1.5 \cdot 10^{-6}$ (short dashes), $1.5 \cdot 10^{-5}$ (line) and $1.5 \cdot 10^{-4}$ (long dashes).

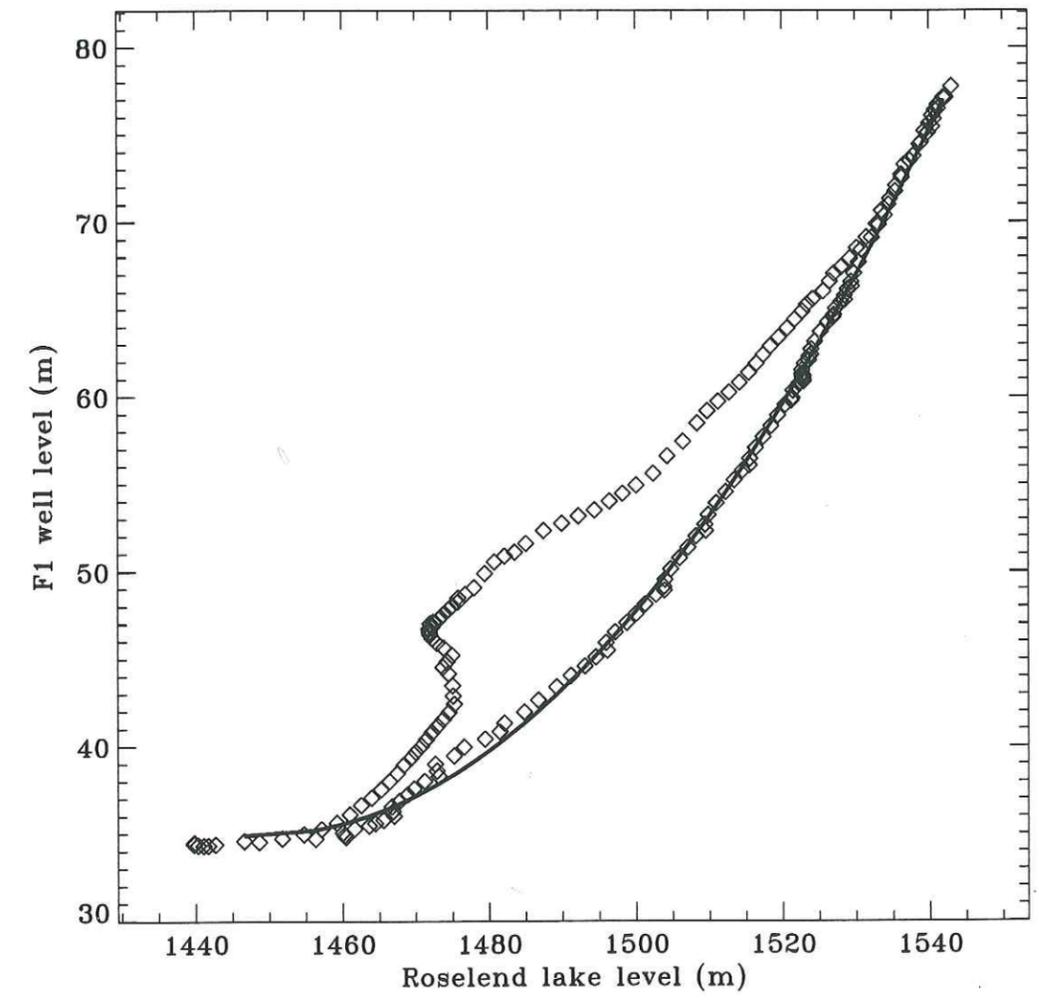


Figure 24: Water level variations in the F1 borehole (diamonds) as a function of the Roselend lake level from November 1998 to June 1999. The black curve represents the parabolic function which is found to fit best the observations in the period of decreasing lake level.

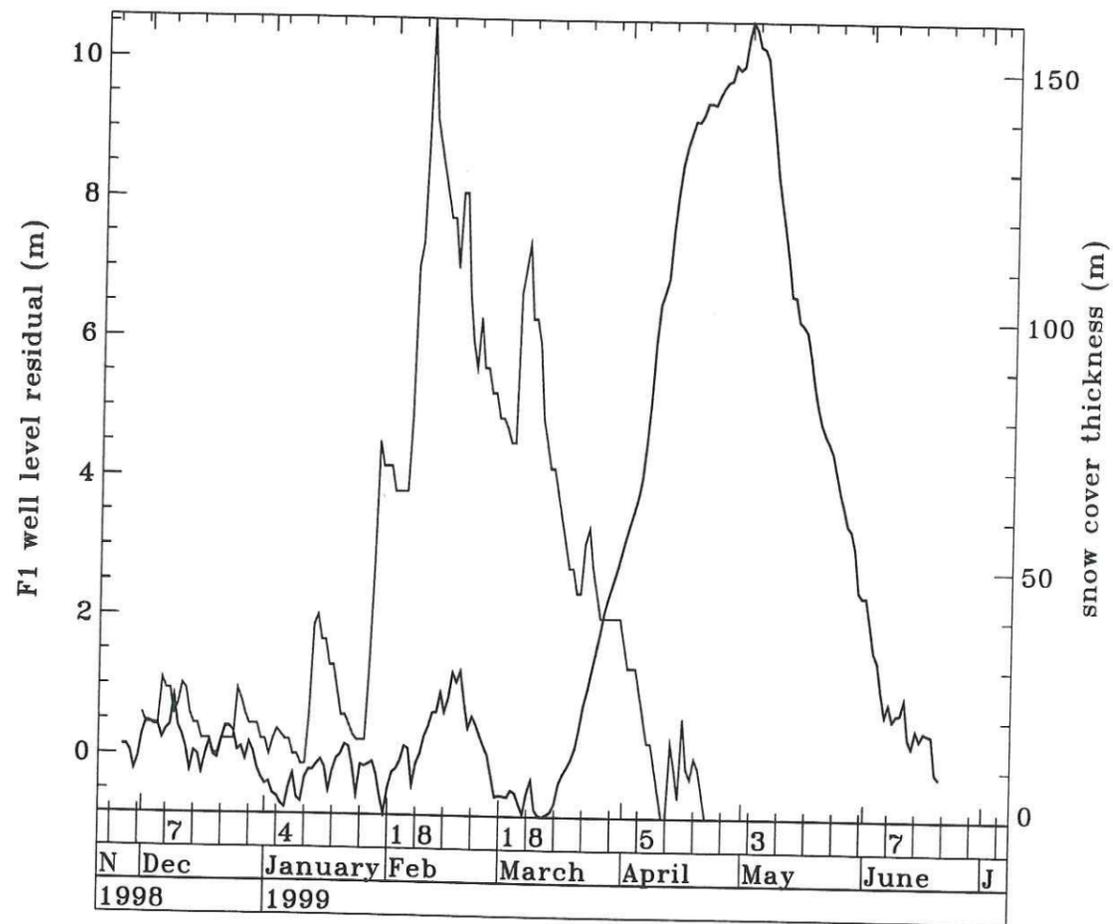


Figure 25: Temporal variations of the anomalous F1 well level (black) and the snow cover thickness measured at the Arêches meteorological station (Météo-France) located at about 20 km southwest of the Sur-Frêtes site at an elevation of 1200 m. The anomalous F1 well level is defined by the deviation of the well level from the parabolic sensitivity function to the Roselend lake level estimated for decreasing lake level (Figure 23).

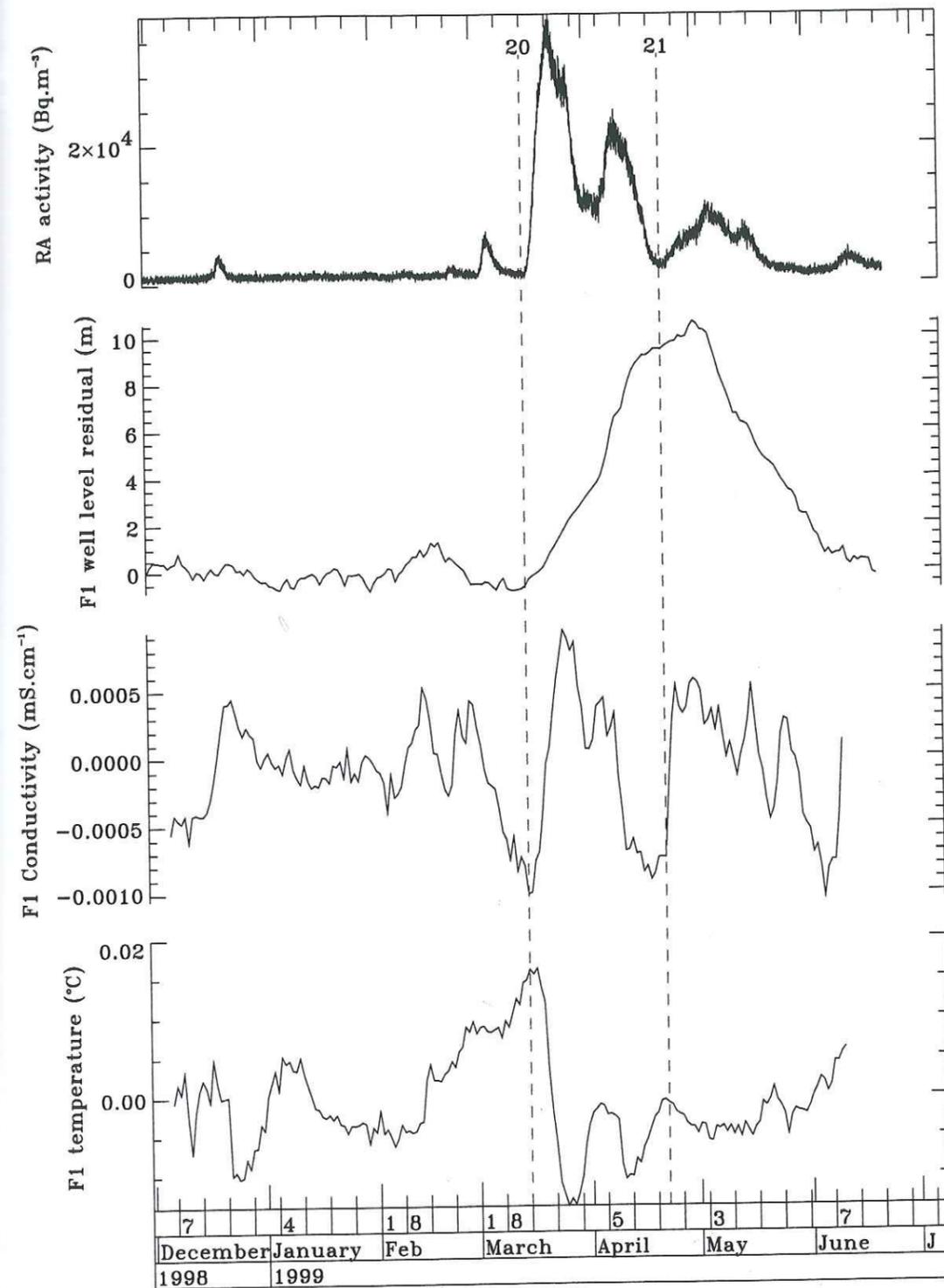


Figure 26: Temporal variations of the RA radon activity, anomalous level, conductivity and temperature of the water in the F1 well from December 1998 to June 1999. The conductivity and temperature variations high low pass filtered below 10 days. The dashed lines indicate the start of the anomalies 20 and 21.

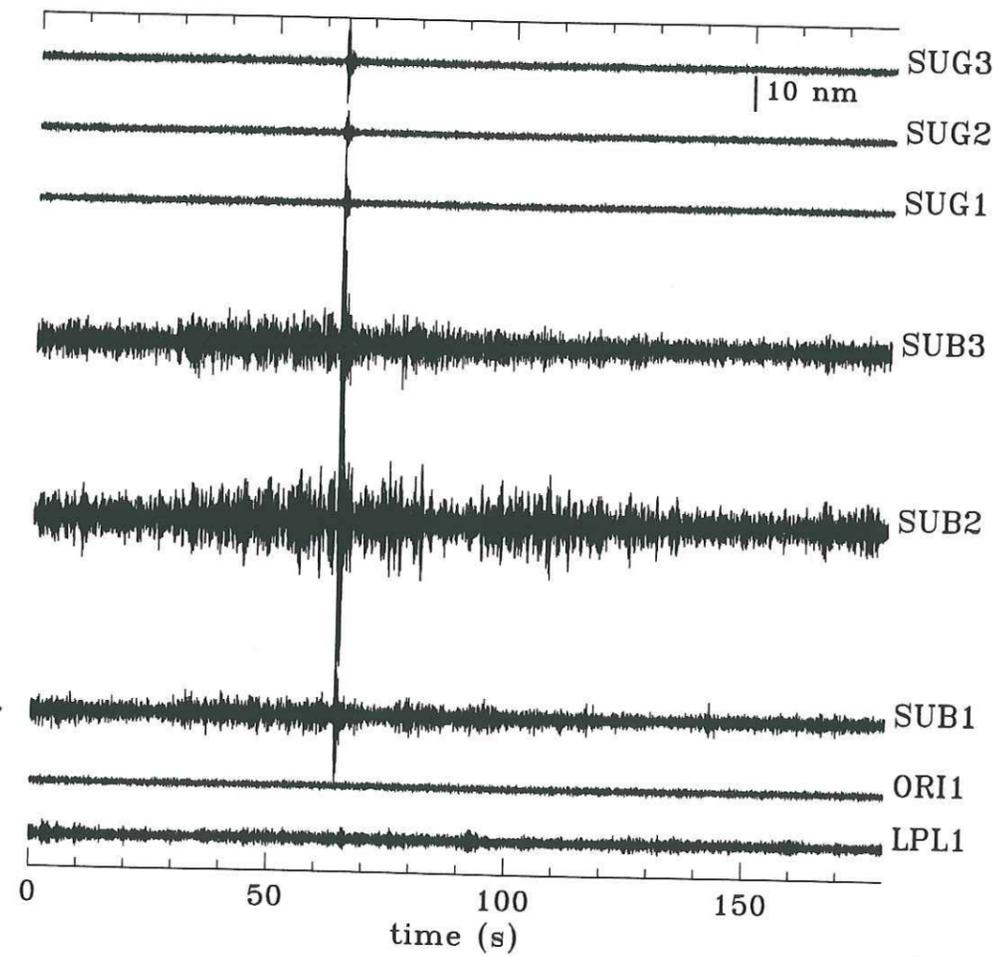


Figure 27: Example of a local event recorded on the three components of the SUGF and SUBF seismic stations. The vertical seismic station ORI1 and LPL1 did not record the event.

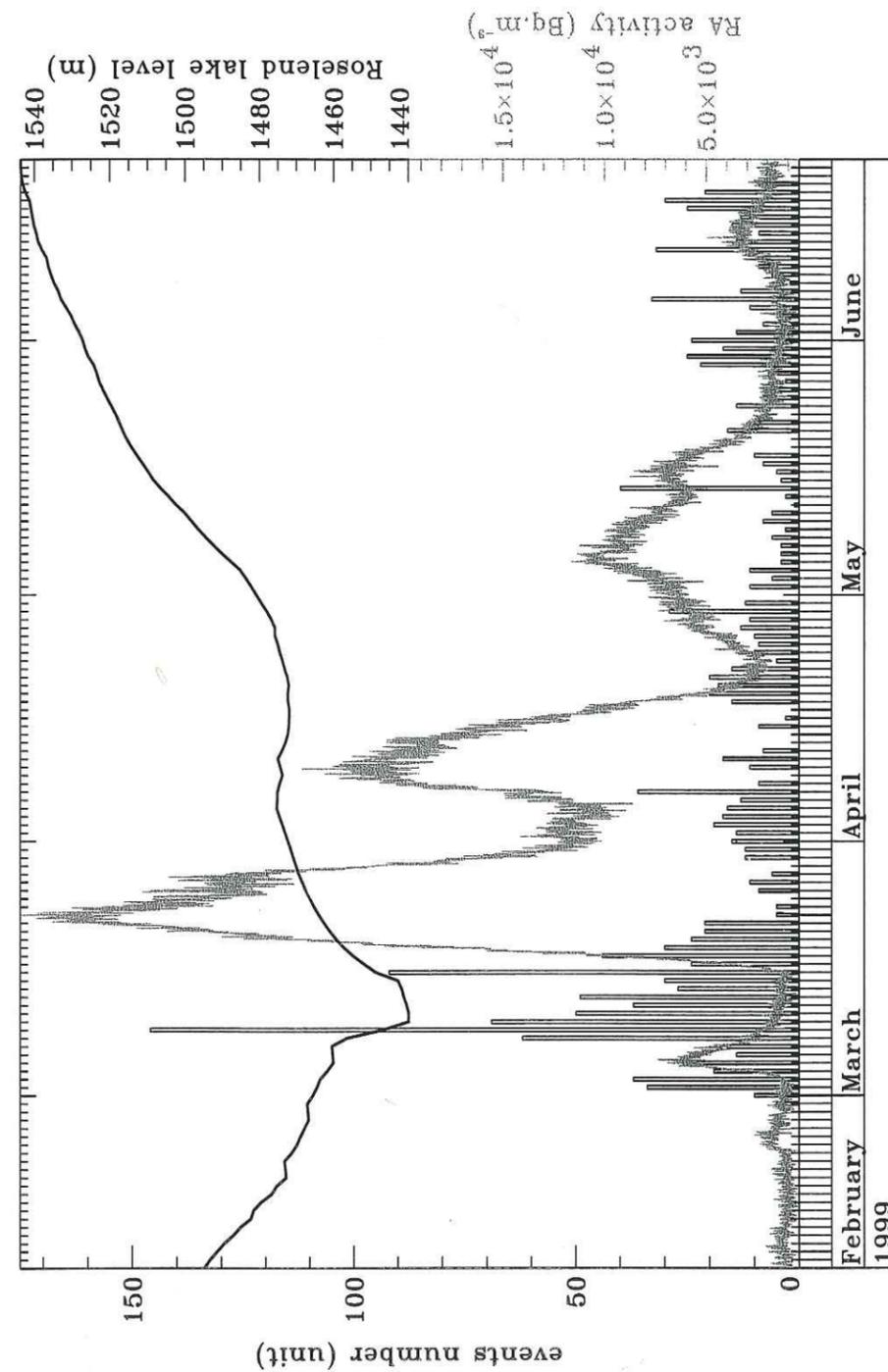


Figure 28: Temporal variations of the number of local events per night (histogram), the RA radon activity (grey line) and the Roselend lake level (black line). The events are counted only from 1800 and 0500 LT.

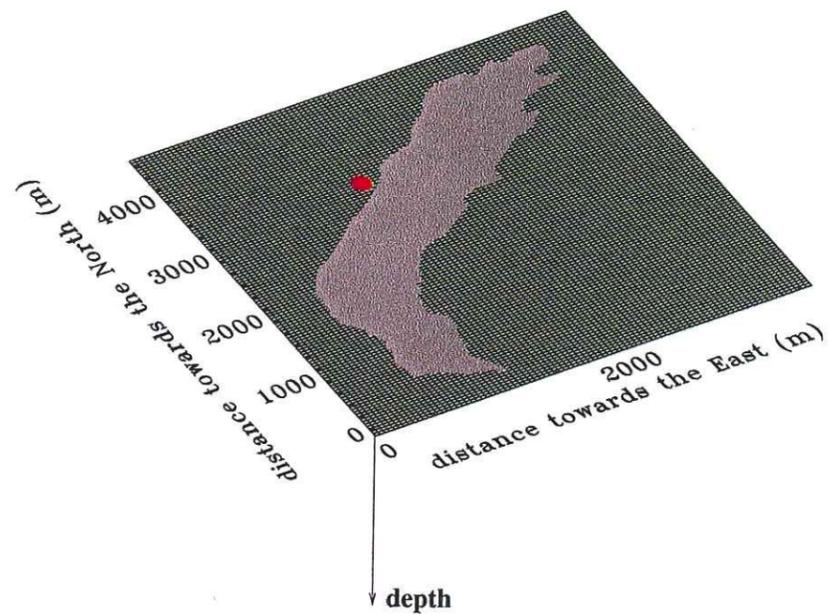


Figure A1: Semi-infinite half space. The shaded area represents the surface where the loading of the lake is applied. The point on the surface represents the location of the tunnel.

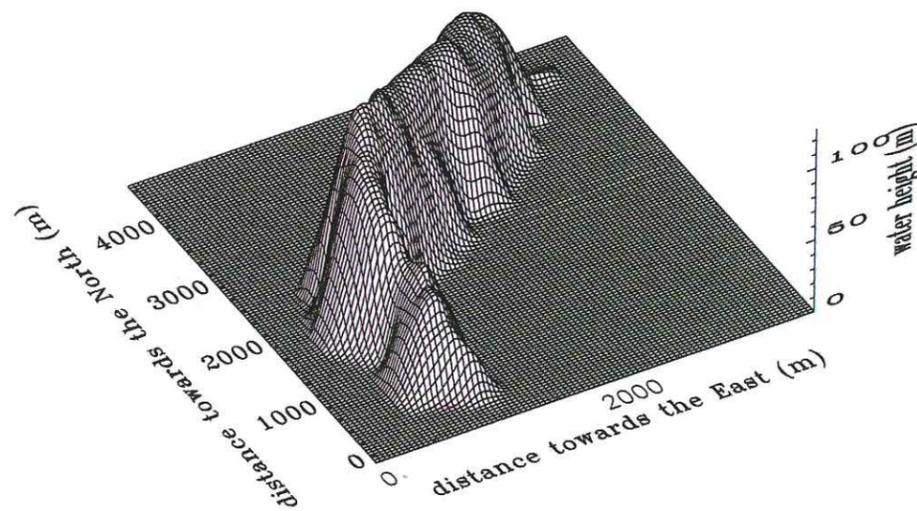


Figure A2: Distribution of the water height on the surface corresponding to the lake loading.

Complément : analyse du bruit de fond microsismique

Nous avons montré dans l'article précédent l'absence de relation directe entre les signaux géophysiques transitoires et le taux de sismicité local. Le bruit de fond microsismique a également été analysé dans la gamme de fréquence comprise entre 1 et 35 Hz.

Pour cela, des spectres de Fourier sont calculés sur chaque segment d'une durée de 5 s. Ensuite, la moyenne de 1200 spectres de Fourier correspondant à la période de nuit comprise entre 2300 et 0100 LT est réalisée. L'amplitude moyenne du bruit de fond microsismique pour chaque période de nuit est alors fournie par le module du spectre de Fourier moyen.

Les variations du bruit de fond microsismique des trois composantes de la station SUGF, ainsi que celles des stations LPGF et ORIF du réseau national LDG sont représentées sur la figure 6.1. Une augmentation brutale du bruit de fond microsismique dans la bande de fréquence comprise entre 2 et 25 Hz intervient le 16 mars 98 sur les trois composantes de la station SUGF. La station SUBF est trop bruitée et l'acquisition trop discontinue pour permettre la même analyse. L'augmentation du bruit de fond microsismique est locale puisqu'elle n'est pas observée aux stations LPLF et ORIF. Elle est simultanée avec la remise en charge du réservoir de Roselend. Le débit dans la canalisation La Gittaz-Roselend calculé (voir paragraphe 3.3.1) est corrélé aux variations du bruit de fond microsismique enregistrées dans le tunnel (figure 6.2). Celles-ci peuvent donc être produites par la vibration de la conduite en réponse à la circulation d'eau, ou bien directement par l'écoulement de l'eau sur la berge du lac. Ainsi, il n'apparaît pas de relation directe entre le bruit de fond microsismique, et plus généralement l'activité sismique locale, et la période transitoire correspondant à la recharge du réservoir de Roselend pendant la vidange décennale, qui est caractérisée par une anomalie radon d'amplitude exceptionnelle.

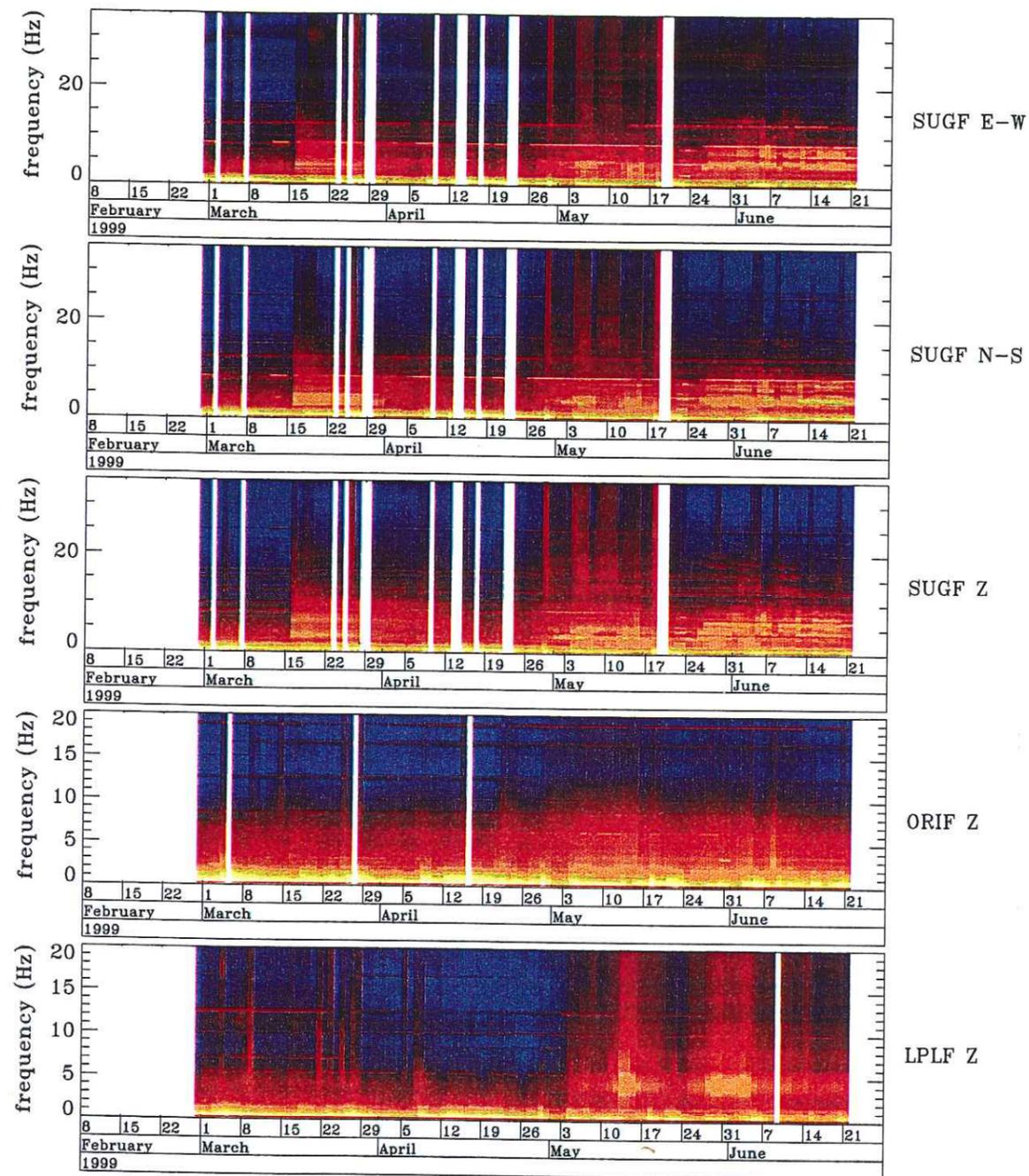


Figure 6.1 : Spectrogrammes journaliers moyennés sur la période comprise entre 2300 et 0100 LT des trois composantes de la station SUGF et des composantes verticales des stations LPLF et ORIF.

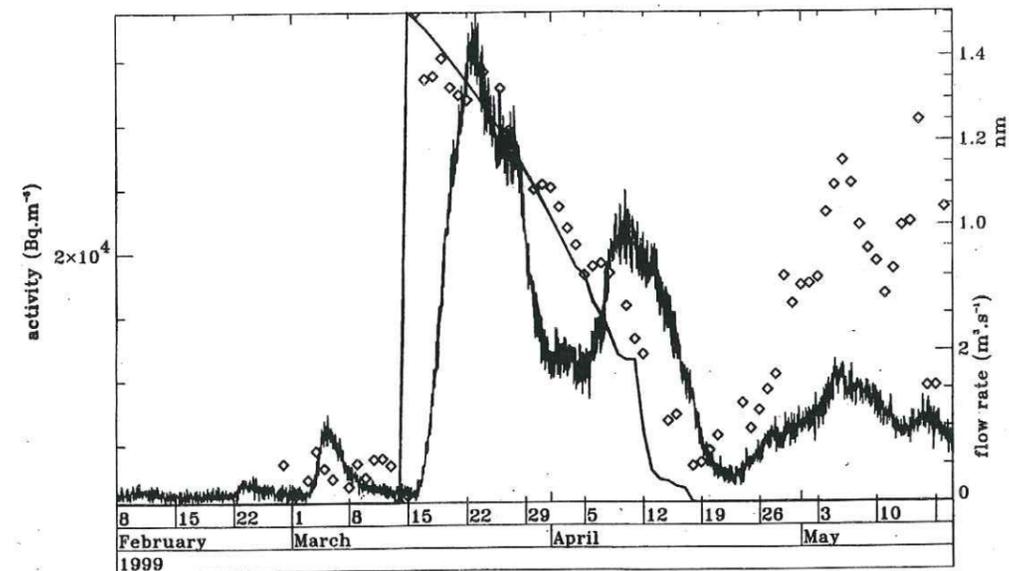


Figure 6.2 : Variations temporelles du bruit de fond microsismique de la composante verticale de la station SUGF, de l'activité radon mesurée dans la galerie (sonde RA) et du débit calculé de la conduite La Gittaz-Roselend.

Conclusions de l'expérience de Sur-Frêtes

L'expérience de Sur-Frêtes a montré deux résultats principaux. Tout d'abord, l'observation de variations temporelles de potentiel électrique associées aux variations annuelles de niveau des lacs de Roselend et La Gittaz ont montré la présence de phénomènes d'électrofiltration actifs à l'échelle naturelle. Ce résultat confirme le rôle des circulations de fluides dans la génération de potentiels électriques en milieu naturel. La mesure du potentiel électrique fournit donc un outil pour détecter les circulations de fluide actives dans les couches superficielles de la croûte. Ces travaux montrent l'importance des études menées pour tenter de contraindre la relation entre les phénomènes d'électrofiltration à l'échelle du laboratoire (Jouniaux & Pozzi, 1995a; Jouniaux & Pozzi, 1995b; Lorne *et al.*, 1999a; Lorne *et al.*, 1999b; Revil *et al.*, 1999) et les effets électrocinétiques en milieu naturel (Morat *et al.*, 1989; Morat & Le Mouél, 1992; Revil & Pezard, 1998; Morat *et al.*, 1999; Revil *et al.*, 1999).

Nous avons également montré qu'un milieu naturel soumis à un régime de contrainte variable montre un comportement géophysique transitoire lors d'augmentations du taux de chargement. Nous avons interprété ces observations par l'existence de gradients de pression produits par l'accélération du taux de chargement. Ces surpressions peuvent conduire à des augmentations de la connectivité du réseau poreux et produire des circulations de fluides transitoires. Ces résultats montrent la sensibilité des propriétés de circulation de fluide aux variations du taux de déformation.

Ces observations confirment que les paramètres hydrologiques, électriques et géochimiques utilisés dans la mesure des précurseurs de séismes peuvent mesurer un changement de régime dynamique de la croûte. Si la phase présismique se caractérise pas un changement du taux de déformation de la croûte, l'observation de signaux précurseurs est donc envisageable.

Chapitre 7

L'approche en site tectonique actif: exemple de l'Himalaya Central du Népal

Dans ce chapitre, nous étudions l'implication de ces résultats pour la mesure d'une éventuelle phase présismique d'un séisme important. Nous choisissons le site tectonique actif de l'Himalaya Central du Népal. Et ceci, pour deux raisons. Premièrement, le cycle sismique de cette zone de l'Himalaya a été caractérisé par de nombreuses études sismotectoniques, géomorphologiques et géophysiques. Deuxièmement, l'Himalaya Central du Népal présente une zone de lacune sismique, située à l'ouest de Kathmandu, où un séisme de magnitude supérieure à 8 est attendu dans les prochaines décennies. Ainsi, l'Himalaya Central du Népal est une région particulièrement favorable à l'étude des précurseurs de séismes. Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord le contexte géologique et tectonique de la région de l'Himalaya Central du Népal. Ensuite, nous estimons, à partir des résultats de l'expérience de Sur-Frêtes, les anomalies géophysiques que l'on peut attendre durant la phase présismique d'un séisme de forte magnitude dans cette région. Enfin, nous présentons des prospections de potentiel électrique, réalisées dans cette région, afin de caractériser la variabilité du potentiel électrique au voisinage de contacts tectoniques. L'ensemble de ces réflexions nous permettra de proposer un concept de station de mesure pour l'étude des précurseurs, et d'établir un bilan des problèmes qui restent à aborder.

7.1 Cycle sismique en Himalaya Central du Népal

7.1.1 Cadre géologique et tectonique

La chaîne de l'Himalaya résulte de la collision intercontinentale entre la plaque asiatique et la plaque indienne (Avouac & Tapponnier, 1993; Mattauer, 1998). Leur taux de convergence est estimé à 50 mm.an^{-1} (Molnar & Qidong, 1984), dont environ 2 cm.an^{-1} sont absorbés au niveau de la chaîne Himalayenne (Bilham *et al.*, 1997; Lavé & Avouac, 1999a; Lavé & Avouac,

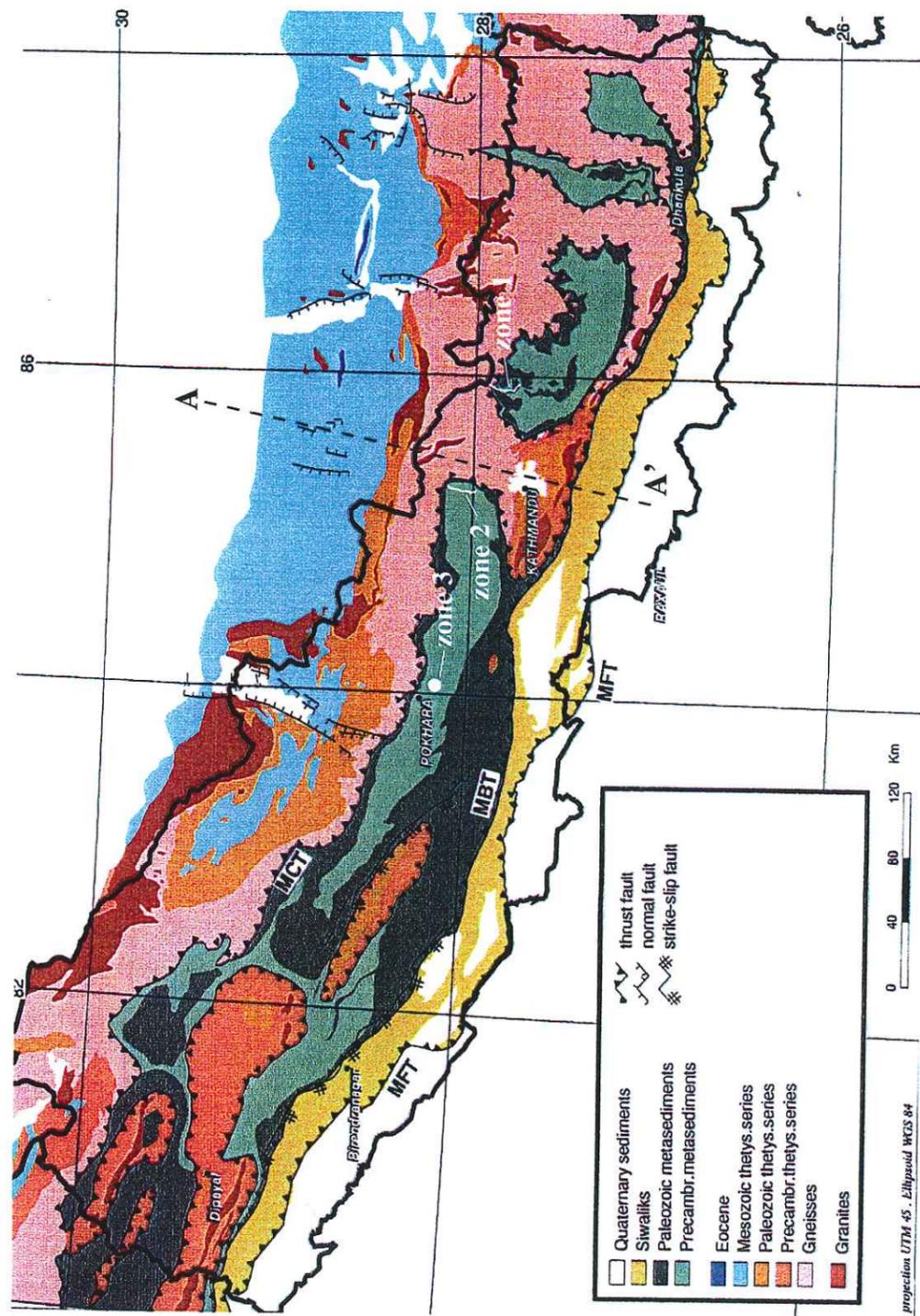


Figure 7.1: Carte géologique simplifiée du Népal avec les principales unités pétro-structurales. Le segment AA' indique la position de la coupe de la figure 7.2 (Vergne, 1998). Les trois zones de prospection de potentiel électrique, réalisées en mai 98, sont également indiquées.

1999b). La chaîne de l'Himalaya s'étend sur 2500 km d'est en ouest et se divise du nord au sud en cinq grands domaines géographiques et géologiques (figures 7.1 et 7.2) (Lavé, 1997):

- La zone de suture de l'Indus-Zangbo située entre 3000 et 5000 m d'altitude représente l'ancienne zone de contact entre les deux plaques à l'époque de la subduction primitive du début de la collision. Elle se compose de séries ophiolitiques et de molasses tertiaires issues de l'érosion des reliefs adjacents.
- La zone sud-tibétaine ou thétysienne est une zone de plateaux élevés d'altitude supérieure à 5000 m, qui s'étend jusqu'aux escarpements nord des hauts reliefs himalayens. Elle est caractérisée par de nombreuses séries sédimentaires pouvant dépasser 10 km d'épaisseur.
- La Haute Chaîne ou Haut Himalaya est constituée des hauts reliefs de la chaîne où culminent les hauts sommets (Everest, Annapurnas, ...). Elle est principalement constituée de séries d'orthogneiss intensément foliées et métamorphisées, contenant des intrusions de leucogranites.
- Le Moyen Pays ou Bas Himalaya se situe entre 2000 et 3000 m d'altitude. Ces reliefs plus atténués se composent de sédiments métamorphisés et de nappes de charriage de matériaux provenant du Haut Himalaya.
- Le Sub-Himalaya ou Chaîne des Siwaliks représente les plissements frontaux de la zone de déformation active. Ces plis, d'altitude comprise entre 0 et 1000 m, correspondent à la tectonique de couverture qui reprend les sédiments issus de l'érosion de la Haute Chaîne et déposés dans la plaine du Gange.

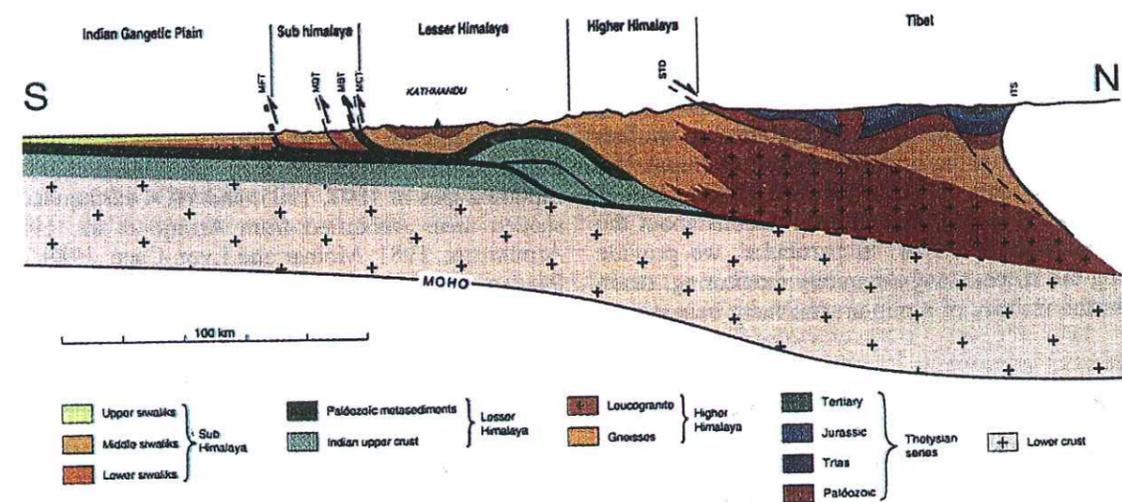


Figure 7.2: Coupe géologique de direction N10°E à travers l'Himalaya Central du Népal. La trace de la coupe est présentée sur la figure 7.1.

Ces grandes zones sont délimitées par des contacts tectoniques majeurs (figures 7.1 et 7.2), qui témoignent de la migration de la zone de déformation active du nord vers le sud. La première zone chevauchante correspond à la suture de l'Indus-Zangpo. Puis, la déformation s'est propagée vers le sud à travers le grand chevauchement central (MCT: Main Central Thrust), puis au niveau du chevauchement bordier (MBT: Main Boundary Thrust) pour se localiser actuellement au niveau du chevauchement frontal (MFT: Main Frontal Thrust). Le chevauchement frontal est le seul chevauchement actif actuellement. L'analyse des isoséistes de $M \geq 8$ indique une grande zone de décollement (MHT: Main Himalayan Thrust), qui s'étend du MFT jusque sous la Haute Chaîne et forme une rampe mi-crustale à l'aplomb de la Haute Chaîne (Lyon-Caen & Molnar, 1985; Pandey *et al.*, 1999).

7.1.2 Himalaya Central du Népal: une zone de lacune sismique

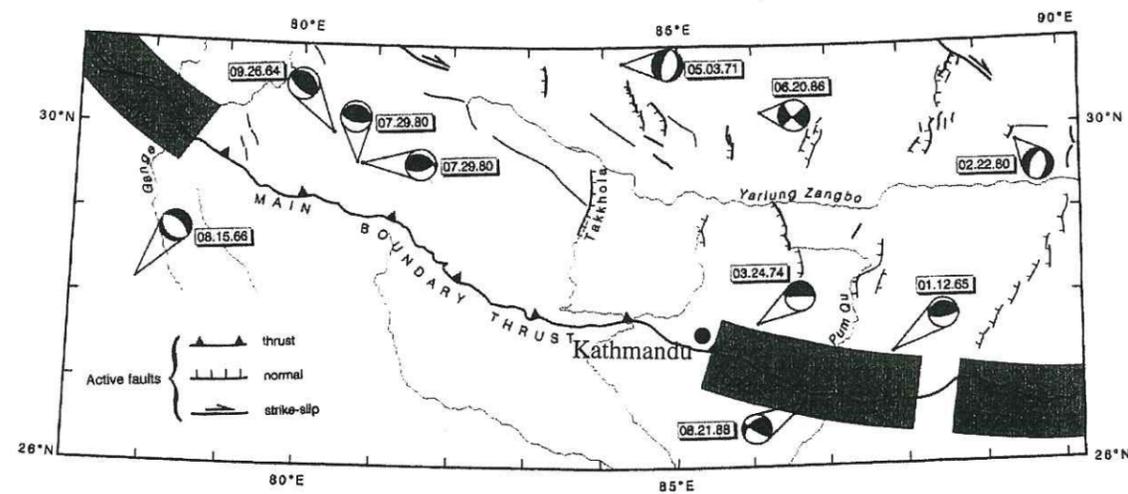


Figure 7.3: Carte sismotectonique de l'Himalaya Central. Les zones probables de rupture des séismes de 1897, 1905 et 1934 sont indiquées par des zones grisées. D'après Pandey *et al.* (1995).

Durant le dernier siècle, environ la moitié de l'arc Himalayen a rompu, produisant quatre séismes de magnitude voisine de 8.5 (figure 7.3). De plus, l'analyse des données historiques montre qu'aucun séisme majeur n'a activé la portion centrale de l'arc Himalayen depuis 1800 (Chitrakar & Pandey, 1986). Ainsi, l'Himalaya Central du Népal constitue une zone de lacune sismique, où un séisme de forte magnitude est attendu pour accommoder la déformation globale de l'arc himalayen.

Cette zone constitue donc un contexte favorable pour tenter de mesurer la phase présismique d'un grand tremblement de terre. Afin de caractériser le cycle sismique de cette zone, nous présentons maintenant le comportement cinématique du chevauchement himalayen et son comportement mécanique durant la phase intersismique.

7.1.3 Cinématique du chevauchement

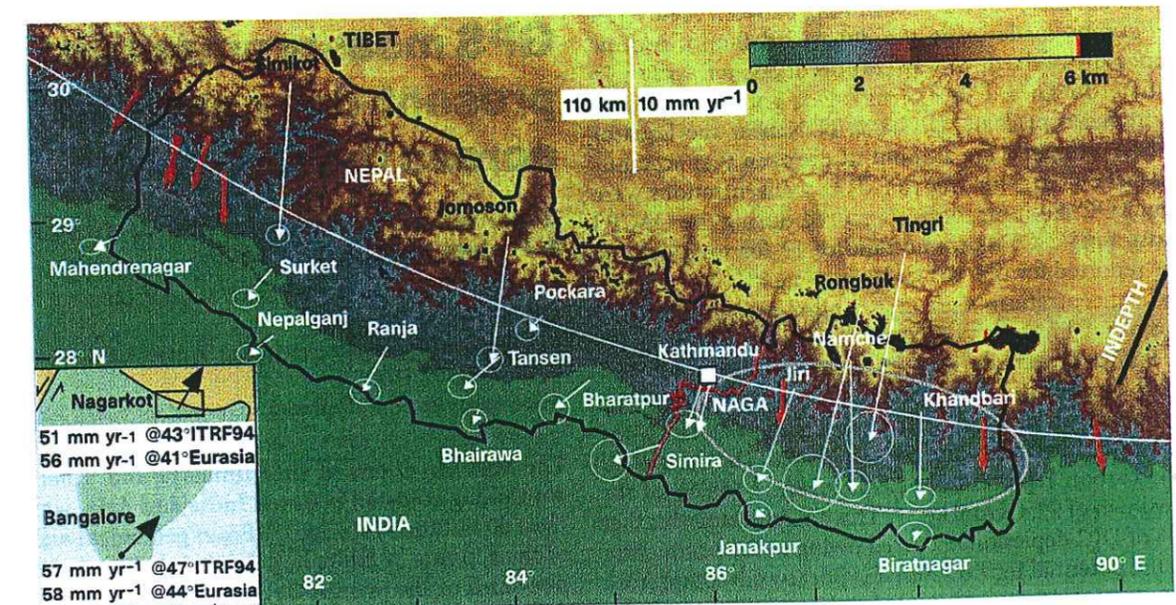


Figure 7.4: Vecteurs vitesse (flèches blanches) dans l'Himalaya par rapport à Bangalore, déduits des mesures GPS réalisées entre 1991 et 1995 par Bilham *et al.* (1997). Les flèches rouges montrent les directions de glissement des séismes de magnitude moyenne depuis 1960. Il apparaît clairement que la déformation horizontale s'accumule sur le front de la Haute Chaîne.

La vitesse de convergence de l'arc Himalayen a été estimée par différentes méthodes, qui couvrent des échelles de temps variées. Les résultats sont assez proches :

- L'étude de la migration des sédiments dans le bassin gangétique indique une vitesse de raccourcissement horizontal de 10 à 15 mm.an⁻¹ sur les derniers 10 à 20 Ma (Lyon-Caen & Molnar, 1985).
- Les déformations associées aux grands tremblements de terre survenus en Himalaya implique une vitesse de convergence supérieure à 10 mm.an⁻¹ (Molnar & Qidong, 1984).
- L'étude du soulèvement des terrasses d'abrasion fluviale de l'holocène au niveau du MFT montre que le MFT absorbe 21 ± 2 mm.an⁻¹ de raccourcissement horizontal (Lavé, 1997; Lavé & Avouac, 1999a; Lavé & Avouac, 1999b).
- Les mesures GPS durant la période intersismique montrent une déformation concentrée sous le front de la Haute Chaîne avec un taux de raccourcissement maximal de 17.7 ± 2 mm.an⁻¹ (figure 7.4) entre la Haute Chaîne et les Siwaliks (Bilham *et al.*, 1997).

Ainsi, la déformation de l'arc Himalayen apparaît constante dans le temps et absorbe environ 40 % de la convergence entre la plaque indienne et la plaque asiatique. De plus, la cohérence

entre les valeurs de vitesse de convergence mesurée sur le MFT (Lavé & Avouac, 1999a) et celles mesurées au niveau de la Haute Chaîne (Bilham *et al.*, 1997) indique que les déformations accumulées pendant le cycle intersismique au niveau de la rampe doivent être à long terme transférées vers la partie frontale du système himalayen (MFT). Ainsi, les grands séismes de magnitude $M \geq 8$, qui surviennent régulièrement le long de l'arc Himalayen, doivent permettre de conduire ce transfert (Lavé, 1997).

7.1.4 Déformation intersismique

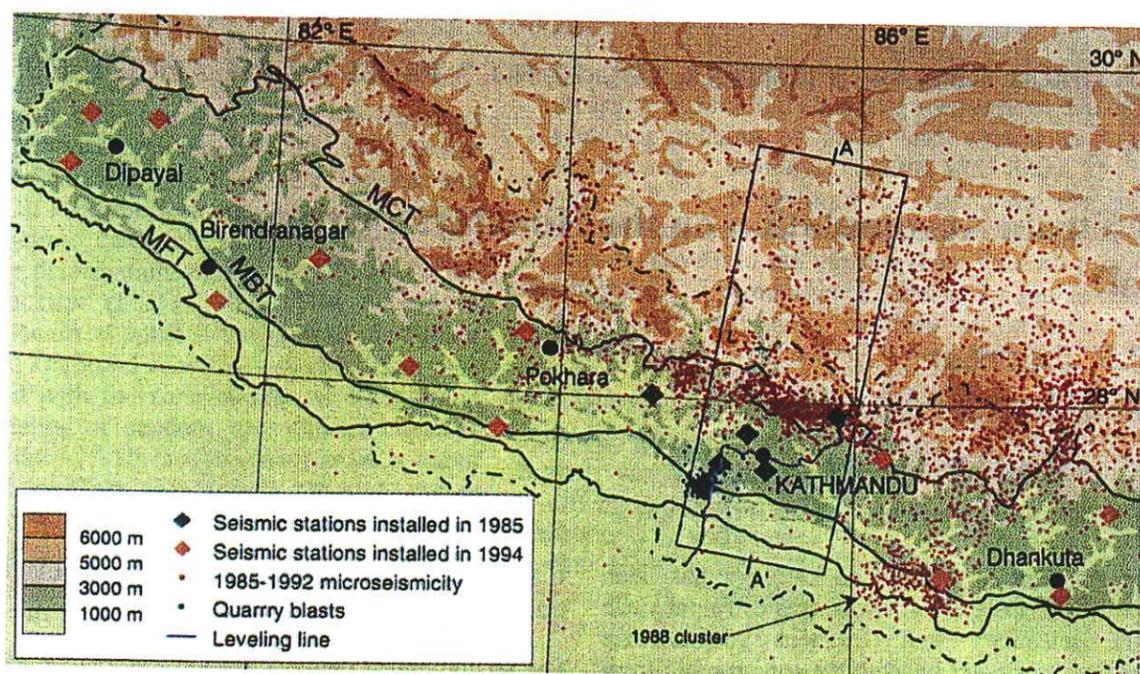


Figure 7.5: Carte de microsismicité de l'Himalaya Central du Népal entre 1985 et 1993. AA' indique la trace de la coupe présentée dans la figure 7.6. D'après Pandey *et al.* (1995).

L'activité microsismique dans l'Himalaya Central du Népal, mesurée depuis 1985, est présentée sur les figures 7.5 et 7.6. Les failles actives de la Chaîne des Siwaliks montrent une très faible activité microsismique. L'activité microsismique et les séismes de magnitude moyenne $m_L \leq 4$ se concentrent dans le Bas Himalaya (figure 7.5), sous le front topographique de la Haute Chaîne (figure 7.6) (Pandey *et al.*, 1995). De plus, le soulèvement localisé de cette zone a été mis en évidence par des mesures de nivellement (figure 7.6) (Jackson *et al.*, 1992; Jackson & Bilham, 1994). Ces deux observations indiquent que la déformation s'accumule en période intersismique sur une rampe mi-crustale, qui connecte le décollement de faible inclinaison présent sous le moyen pays et la Chaîne des Siwaliks avec un niveau de décollement situé sous le Haut Himalaya (Pandey *et al.*, 1995). Cette rampe mi-crustale agit ainsi comme une aspérité géométrique, qui accumule les déformations et les contraintes durant la période intersismique.

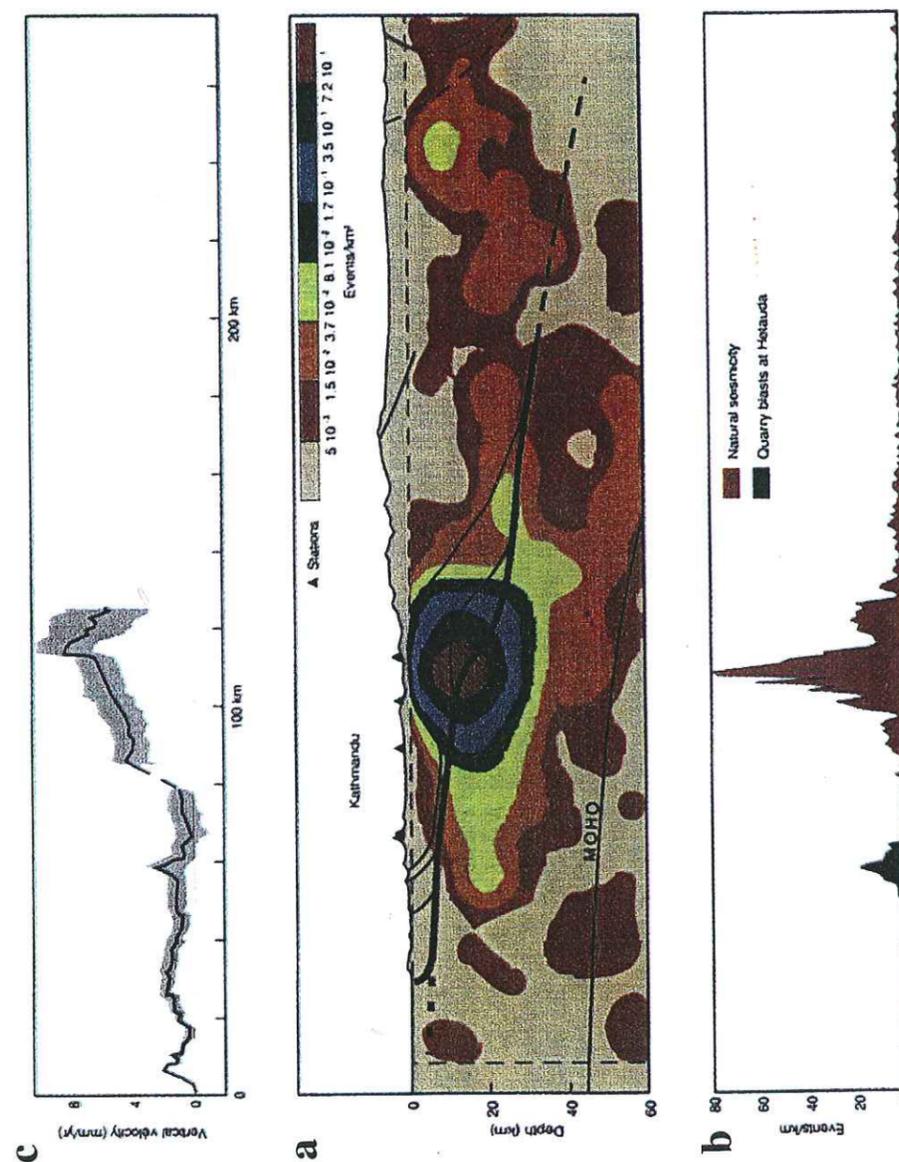


Figure 7.6: A Densité d'événements sismiques sur la coupe indiquée par le profil AA', comprenant tous les événements sismiques qui ont été localisé en profondeur, et qui sont situés à moins de 50 km du profil (cadre rectangulaire de la figure 7.5). La distribution des tremblements de terre a été filtrée par une gaussienne de $\sigma = 5$ km. B Densité des événements sismiques le long du profil AA'. C Vitesses verticales déduites des mesures géodésiques le long de la ligne de nivellement de la figure 7.5 (Jackson & Bilham, 1994). D'après Pandey *et al.* (1995).

Pandey *et al.* (1995) suggèrent que la rampe mi-crustale peut être la zone de nucléation des grands tremblements de terre qui transfèrent la déformation accumulée sous la Haute Chaîne vers la partie frontale du système Himalayen.

7.1.5 Présence de fluides au niveau de la rampe mi-crustale ?

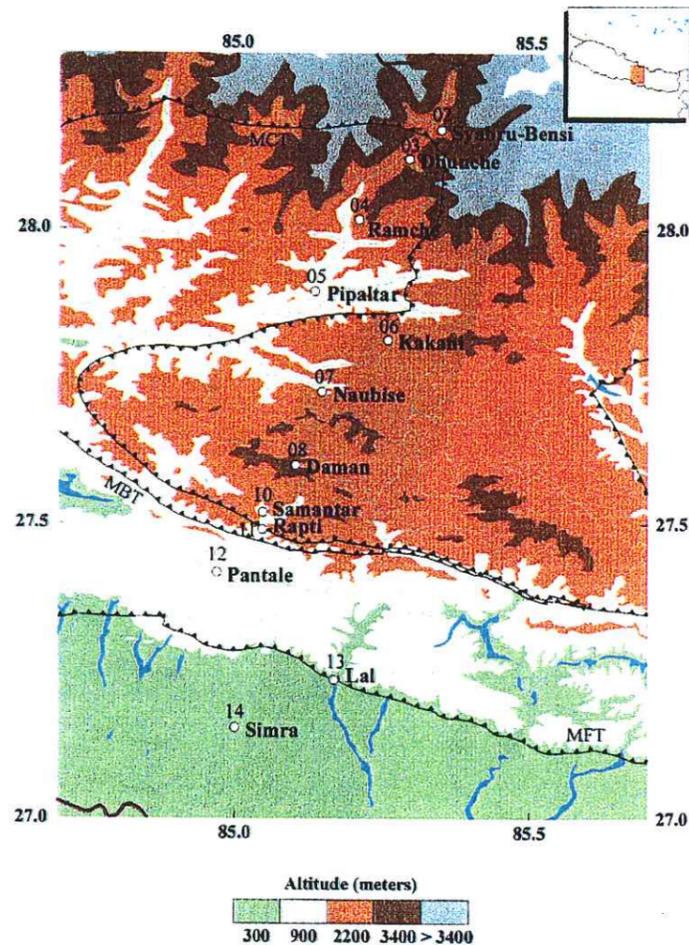


Figure 7.7: Localisation des stations de mesure magnétotelluriques en travers de la chaîne Himalayenne. D'après (Lemonnier *et al.*, 1999).

Un profil magnéto-tellurique large bande, constitué de 12 points de mesures, a été réalisé dans l'Himalaya Central perpendiculairement à la chaîne (figure 7.7) (Lemonnier *et al.*, 1999). Il met en évidence l'existence d'une zone de forte conductivité électrique située à 20 km de profondeur entre le Bas et le Haut Himalaya (figure 7.8). Cette zone conductrice coïncide avec la rampe mi-crustale et se situe à côté de l'essaim de sismicité observé sous le front topographique du Haut Himalaya (figure 7.8) (Pandey *et al.*, 1995). La présence de fluides contenus dans des pores connectés au niveau de la rampe mi-crustale est avancée pour expliquer l'existence de la

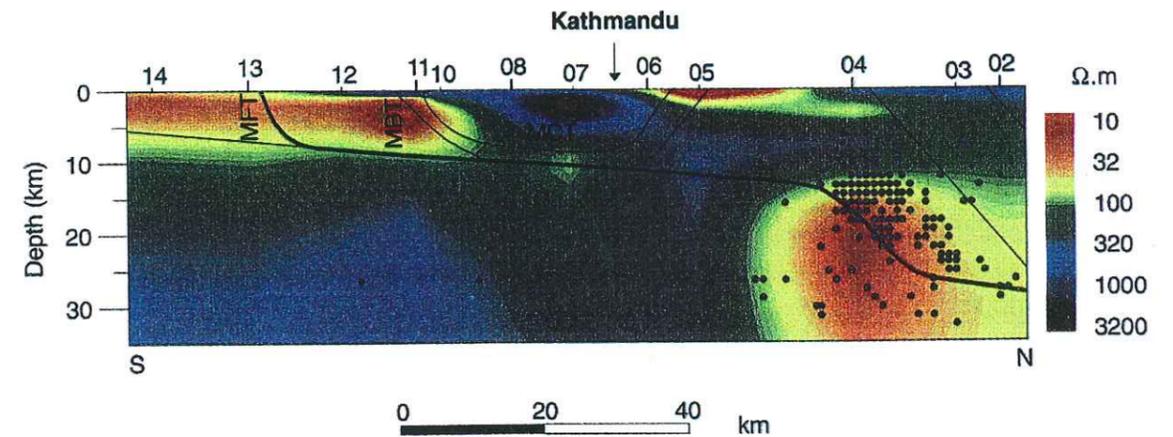


Figure 7.8: Profil de résistivité inversé à partir des mesures magnétotelluriques réalisées perpendiculairement à la chaîne (flèches). D'après Lemonnier *et al.* (1999).

zone conductrice. En effet, la rampe mi-crustale accumule les contraintes et les déformations, favorisant localement la microsismicité. La fracturation résultante de cette zone peut permettre une connexion importante des pores contenant des fluides métamorphiques, entraînant une augmentation de la conductivité du milieu.

Ainsi, les études géologiques, géomorphologiques et géophysiques suggèrent que le prochain grand tremblement de terre, de magnitude $M \geq 8$, va s'initier au niveau de la rampe mi-crustale et activer tout le niveau de décollement entre la rampe mi-crustale sous le front du Haut Himalaya et le front himalayen au niveau des Siwaliks. De plus, la présence de fluide au niveau de la rampe mi-crustale indique que les fluides peuvent jouer un rôle dans l'initiation de la rupture d'un tremblement de terre majeur dans cette zone.

Ce contexte tectonique semble donc particulièrement intéressant pour tenter de mesurer la phase présismique d'un grand tremblement de terre dans cette région. Nous présentons maintenant une estimation des anomalies géophysiques qui pourraient être associées à l'occurrence d'un séisme de forte magnitude dans cette zone.

7.2 Estimation des anomalies électriques et radon en phase présismique

Dans cette partie, nous estimons les déformations présismiques qui peuvent intervenir avant un séisme de forte magnitude en Himalaya Central. Nous estimons ensuite l'ordre de grandeur des anomalies géophysiques électriques ou radon qui peuvent être associées à ces déformations présismiques, en particulier en se basant sur les résultats de l'expérience de Sur-Frêtes. Nous évaluons également la possibilité de mesurer des anomalies de potentiel électrique, produites par des circulations de fluides ou des variations de résistivité au pied de la rampe mi-crustale.

7.2.1 Estimation de l'augmentation présismique du taux de déformation est des anomalies électrique et radon associées.

Nous avons vu dans l'expérience de Sur-Frêtes, que l'augmentation du taux de déformation est le facteur dominant dans la génération des phénomènes géophysiques transitoires (chapitre 6). La possibilité de mesurer la phase présismique d'un tremblement de terre repose donc sur l'hypothèse de l'existence d'un changement du régime dynamique de déformation de la croûte. Cette hypothèse est discutée par Dieterich (1978). Les déformations mesurées en phase présismique (paragraphe 1.3) fournissent un ordre de grandeur de l'augmentation présismique du taux de déformation de la croûte.

Ainsi, l'anomalie présismique rapportée par De Martini & Valensine (1999) est de l'ordre de 30 % de la déformation cosismique, et la durée relative de la phase présismique par rapport à la période du cycle sismique est comprise entre 0.6 et 6 %. Dans ce cas, la phase présismique présente une augmentation du taux de déformation d'un facteur 5 à 50.

Le signal géodésique discuté par Johnston *et al.* (1990) et Gladwin *et al.* (1991) présente une augmentation du taux de déformation d'un facteur 10 (de l'ordre de $5 \cdot 10^{-10}$ jour⁻¹) 8 mois avant le séisme de Loma Prieta (paragraphe 1.3).

Les anomalies de déformations rapportées par Raleigh *et al.* (1977) et Dal Moro & Zadro (1999) sont des déviations de la polarisation du signal inclinométrique. Dans les deux cas, on évalue la vitesse de déformation durant la phase présismique dans la direction perpendiculaire à la polarisation du cycle annuel et la vitesse maximale dans cette même direction durant le cycle annuel. Le rapport des deux vitesses fournit l'accélération relative durant la phase présismique perpendiculairement à la direction de polarisation du cycle annuel. L'augmentation relative du taux de déformation en phase présismique est de l'ordre de 3.5 avant l'anomalie reportée par Dal Moro & Zadro (1999) et de l'ordre de 15 avant le séisme de Haicheng (Raleigh *et al.*, 1977). Ainsi, ces exemples indiquent une augmentation du taux de déformation mesurée pendant la phase présismique d'un facteur 3.5 à 50.

Dans le cadre de l'Himalaya Central du Népal, le taux de déformation intersismique est fourni par les mesures GPS et les mesures de nivellement. Il peut être modélisé par le glissement asismique d'environ 20 mm.an⁻¹ sur un chevauchement d'une pente de 4°, dont le toit est localisé à 20 km sous le haut Himalaya (Vergne, 1998), au moyen de la méthode analytique de Okada (1985). Cette représentation est discutable, puisque la déformation en profondeur se fait par fluage plutôt que par un glissement effectif (Bollinger, 1999). La rampe mi-crustale (paragraphe 7.1.4), où s'accumulent les déformations et les contraintes, constitue la barrière à la propagation du glissement asismique. On peut donc supposer que le tremblement de terre, qui va permettre le transfert de la contrainte et de la déformation du bas de la rampe mi-crustale jusqu'au chevauchement frontal, va s'initier au niveau de la rampe mi-crustale. Nous allons donc estimer la variation du taux de déformation en surface associée au glissement asismique de la rampe mi-crustale, qui constitue la phase présismique de tremblement de terre.

La vitesse de glissement choisie est comprise entre 1 et 20 fois la vitesse de glissement

asismique sur le chevauchement principal, proposée pour expliquer le taux de déformation en surface mesuré pendant la phase intersismique (Vergne, 1998). Nous choisissons une rampe mi-crustale d'une pente de 20° et d'une longueur de 20 km. Le calcul des déplacements en surface à partir d'une dislocation en profondeur est réalisé à partir du modèle analytique de dislocation d'Okada (Okada, 1985).

La figure 7.9 montre les déplacements horizontaux et verticaux calculés en surface pour un taux de glissement de 20 mm.an⁻¹ du chevauchement principal et de la rampe mi-crustale. Les taux de déplacement vertical et horizontal associé au glissement principal sont cohérents avec ceux mesurés pendant la période intersismique par Jackson *et al.* (1992), Jackson & Bilham (1994) et Bilham *et al.* (1997), comme l'a montré Vergne (1998). Le taux de déplacement associé au glissement de la rampe mi-crustale fournit la variation du taux de déplacement attendue en phase présismique. Les variations présismiques du taux de déplacement vertical et horizontal sont maximum à l'aplomb du toit de la rampe mi-crustale. Pour une vitesse de glissement présismique sur la rampe mi-crustale comprise entre 20 et 400 mm.an⁻¹, l'amplitude maximale du taux de déplacement vertical est comprise entre 5.1 et 120 mm.an⁻¹ et celle du taux de déplacement horizontal entre 2.7 et 54 mm.an⁻¹. Le taux de déformation maximal associé est estimé à partir de la pente maximale des taux de déplacement vertical et horizontal. Le taux de déformation volumique maximal, qui se situe à la cote 135 km, est compris entre $1.4 \cdot 10^{-7}$ et $2.8 \cdot 10^{-6}$.an⁻¹ et le taux de déformation clinométrique maximal, qui se situe à la cote 105 km, entre $2.8 \cdot 10^{-7}$ et $5.6 \cdot 10^{-6}$.an⁻¹, pour une vitesse de glissement sur la rampe mi-crustale comprise entre 20 et 400 mm.an⁻¹.

En appliquant une échelle linéaire entre l'expérience de Sur-Frêtes et l'échelle active de l'Himalaya Central du Népal, on peut estimer l'amplitude des anomalies électriques et radon associées à l'accélération présismique de la déformation. Dans l'expérience de Sur-Frêtes, la variation du taux de déformation clinométrique mesurée en galerie, de l'ordre de $5 \cdot 10^{-8}$.jour⁻¹, est associée à une augmentation de l'activité radon de 20000 Bq.m⁻³ et des variations de potentiel électrique de l'ordre de 20 mV. Ainsi, l'augmentation du taux de déformation clinométrique associée au glissement présismique sur la rampe mi-crustale avec une vitesse de 20 à 400 mm.an⁻¹ correspond à une augmentation de la concentration de gaz radon d'amplitude comprise entre 300 et 6000 Bq.m⁻³, et une anomalie électrique d'amplitude comprise entre 0.3 et 6 mV. Les amplitudes maximales estimées de ces anomalies sont du même ordre que celles mesurées dans l'expérience de Sur-Frêtes. Dans le cas d'un glissement présismique sur la rampe mi-crustale à une vitesse de l'ordre de 400 mm.an⁻¹, des anomalies électriques et radon peuvent être identifiées en surface, à une distance d'environ 20 km au Nord de Kathmandu.

Dans l'expérience de Sur-Frêtes, les anomalies radon associées à la déformation transitoire du milieu ont été mesurées uniquement dans l'air de la galerie de Roselend, et non dans l'air du sol où les variations météorologiques contrôlent l'activité radon. Pour tenter de détecter des précurseurs sismiques, la mesure de l'activité radon doit donc être réalisée dans un environnement où les perturbations météorologiques ne contrôlent pas l'activité radon. Une galerie peu ventilée pourrait par exemple être instrumentée. On peut également envisager de creuser des forages

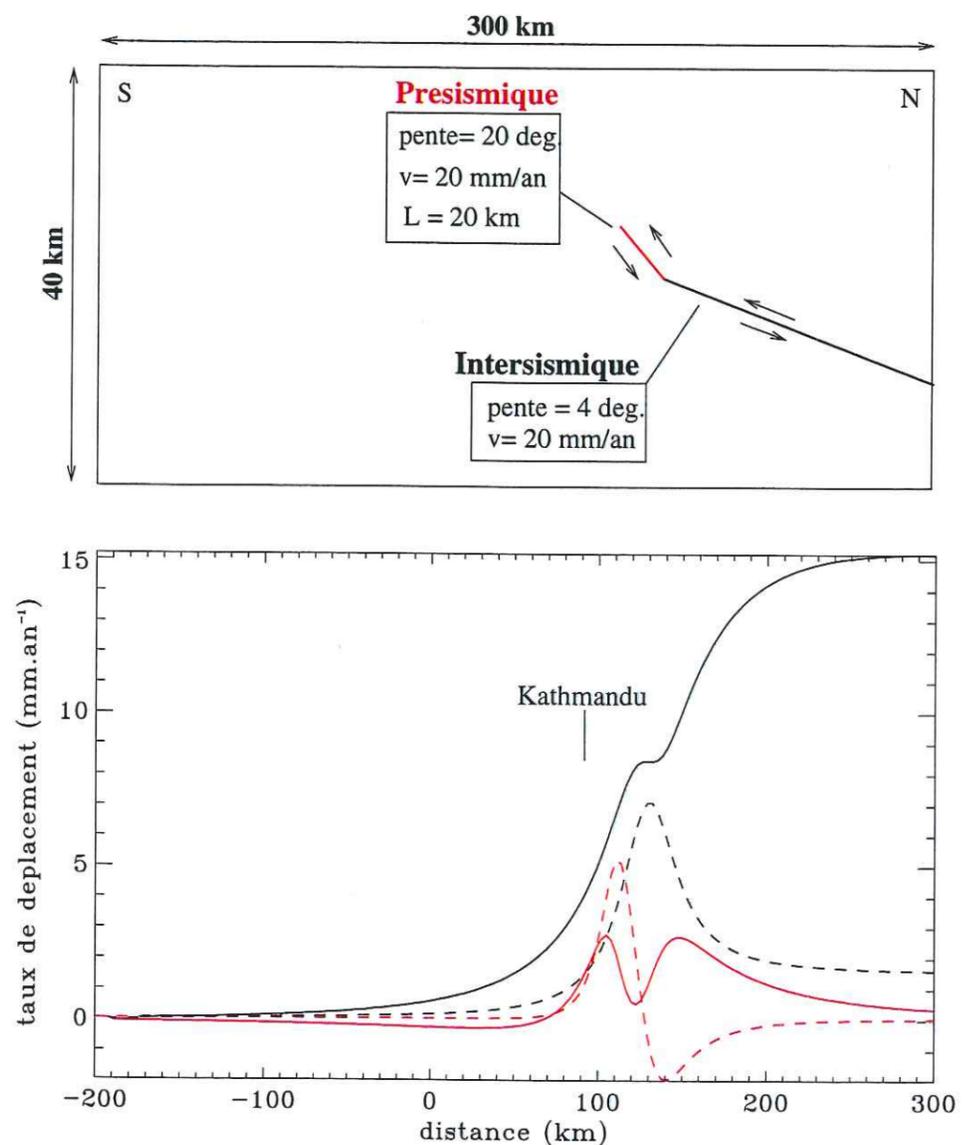


Figure 7.9: a) Modèle de dislocation. Le segment noir représente la zone de glissement intersismique du chevauchement principal, qui s'effectue à une vitesse de 20 mm.an⁻¹. Le segment rouge représente la dislocation présismique sur la rampe mi-crustale d'une longueur de 20 km. b) Déplacements horizontaux (courbe pleine) et verticaux (courbe pointillée) calculés en surface pour les deux dislocations à partir du modèle analytique de Okada (1985). Le calcul est réalisé pour une largeur de dislocation de 200 km et une longueur de dislocation du chevauchement principal de 10⁴ km.

dans la roche, d'une longueur d'environ 10 m, au fond de chacun desquels une sonde radon serait installée. En assurant l'étanchéité du haut du forage, la concentration de gaz radon ne serait pas directement contrôlée par la météorologie, et le signal radon de la matrice rocheuse pourrait alors être mesurée.

Les signaux électriques transitoires observés à Sur-Frêtes sont associés à des circulations de fluides. Aussi, la mesure du potentiel électrique en zone active doit être réalisée près de zones aquifères, où les fluides peuvent être mobilisés facilement dans le cas de circulations associées à des variations importantes de connectivité du réseau poreux. De plus, l'amplitude de l'anomalie électrique présismique estimée est faible et nécessite de réaliser des mesures de potentiel électrique stables avec un contrôle de la redondance des mesures pour pouvoir clairement détecter ces signaux électriques précurseurs.

Ainsi, dans l'hypothèse d'un glissement présismique de la rampe mi-crustale à une vitesse de l'ordre de 400 mm.an⁻¹, les anomalies électriques et radon générées en surface sont d'amplitude suffisante pour être mesurées. Ainsi, selon cette hypothèse, la phase présismique d'un tremblement de terre dans cette région de l'Himalaya est envisageable.

7.2.2 Hypothèse d'une variation de résistivité présismique

Nous avons vu dans le paragraphe 2.4.2 que la diminution de résistivité maximale mesurée en laboratoire avant la rupture d'un échantillon saturé de grès de Fontainebleau atteint 50 % (Jouniaux *et al.*, 1992). La présence de fluide supposée au niveau de la rampe mi-crustale permet d'envisager une telle variation de résistivité de cette zone en phase présismique. Pour ce faire, nous supposons l'existence d'une source dipolaire de courant d'amplitude constante et de nature électrocinétique, associée à des écoulements descendants d'eau météorique sous le front topographique du Haut Himalaya. L'intensité I de cette source peut être estimée d'après Bernard (1992) par l'expression suivante :

$$I = \sigma C_s |\nabla P| S, \quad (7.1)$$

où σ est la conductivité du milieu, C_s est le coefficient de couplage électrocinétique, ∇P est le gradient de pression dans le milieu et S est la surface de la section de la zone de percolation. Ainsi, on choisit $\sigma = 5 \cdot 10^{-3} \text{ S.m}^{-1}$ (d'après Lemonnier *et al.*, 1999), $S = 100 \text{ km}^2$, soit une dimension de la zone de percolation de $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$, et ∇P est le gradient hydrostatique. La valeur du C_s est fixée à 200 mV.bar^{-1} , soit quatre fois la valeur du C_s du gneiss de Sur-Frêtes extrapolé aux conditions du milieu naturel locales (paragraphe 4.2.1). L'intensité de la source de courant correspondante est estimée à 10^4 A . La source électrocinétique est modélisée par une source de courant dipolaire (figure 7.10), et la distribution de potentiel électrique en surface est calculée au moyen du code développé par Spitzer (1995). La variation de potentiel électrique est calculée en surface pour une variation de résistivité de 50 % de la zone de faible conductivité située au dessus de la rampe mi-crustale. La structure de résistivité utilisée est donnée par la coupe de résistivité obtenue par Lemonnier *et al.* (1999) (voir paragraphe 7.1.4). Elle est présentée sur la figure 7.10.

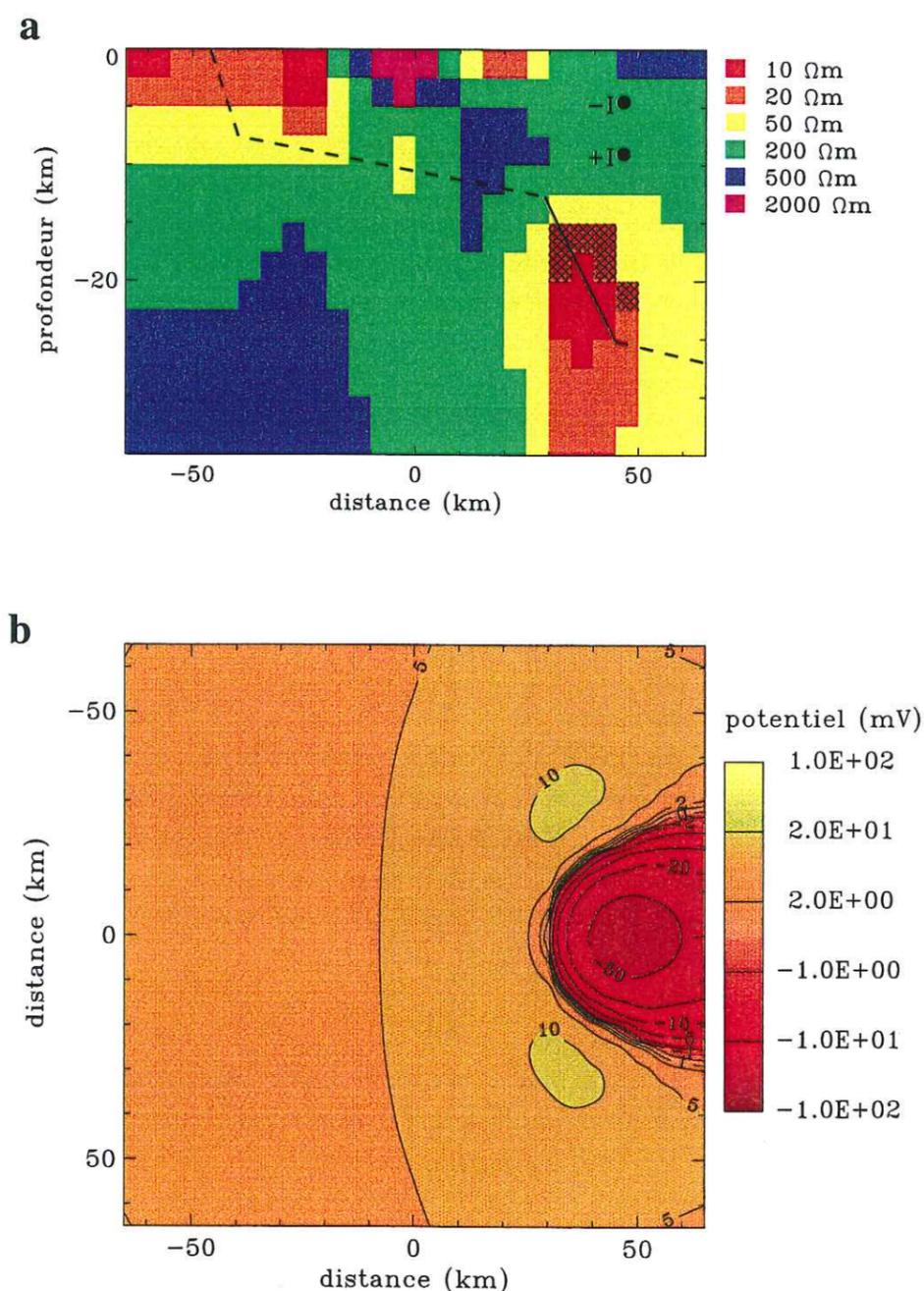


Figure 7.10: a) Modèle de résistivité perpendiculairement à la chaîne en Himalaya Central du Népal (d'après Lemonnier et al., 1999, figures 7.7 et 7.8). Le chevauchement himalayen est représenté en pointillé, et la rampe mi-crustale en trait plein. La localisation de la source dipolaire représentant une source électrocinétique associée à un écoulement descendant d'eau météorique est indiquée. L'intensité de la source est fixée à 10^4 A. La zone hachurée correspond à une diminution de 50 % de la résistivité, qui passe de 20 à 10 Ωm . b) Distribution en surface de la différence de potentiel électrique produite par la diminution de la résistivité électrique de la zone hachurée de 50 %.

La distribution de potentiel électrique calculée en surface est représentée sur la figure 7.10. Le gradient de potentiel électrique en surface peut atteindre 5 mV/km. En utilisant des dipôles de longueur kilométrique, l'amplitude de la différence de potentiel est de l'ordre des variations de potentiel électrique qui peuvent être associées à des phénomènes électriques localisés au voisinage des électrodes (Lachassagne & Aubert, 1989; Perrier *et al.*, 1997; Clerc *et al.*, 1998). De plus, elle est de l'ordre des instabilités électriques mesurées à Sur-Frètes sur quelques mois (paragraphe 5.3). Aussi, la mesure de la variation de résistivité de 50 % d'une zone située au niveau de la rampe mi-crustale apparaît difficile et nécessiterait des dipôles d'une longueur d'au moins une dizaine de km.

7.2.3 Hypothèse de circulations de fluides présismiques dans la zone hypocentrale

Si des déformations interviennent durant la phase présismique au niveau de la rampe mi-crustale, elles produiront des gradients locaux de pression de fluide. La variation de potentiel électrique générée en surface par une circulation de fluide au niveau de la rampe peut être estimée en utilisant la même méthode qu'au paragraphe précédent. Si la déformation présismique intervient sur la rampe mi-crustale avec une vitesse 10 fois supérieure à la vitesse sur le chevauchement principal en période intersismique, la déformation sur la rampe, d'une longueur d'environ 20 km est estimée à $2 \cdot 10^{-7}$ sur un mois, soit une augmentation de la pression en régime non-drainé de l'ordre de 10^5 Pa sur un mois. Une circulation de fluide pourrait alors s'effectuer à partir de la rampe mi-crustale vers des zones de plus faible pression. La surface de la zone de percolation peut être estimée à 100 km² pour une longueur de percolation de 7 km. La résistivité de la zone est de l'ordre de 20 Ωm (d'après Lemonnier *et al.*, 1999, figure 7.8). Dans ce cas, l'amplitude de la source de courant est estimée à 140 A.

La distribution de potentiel électrique en surface associée à cette source électrocinétique est présentée sur la figure 7.11. Le gradient de potentiel électrique associé à cette source n'excède pas 1 mV/km. Pour les mêmes raisons que celle exposées au paragraphe 7.2.2, la détection de variations de potentiel de cette amplitude ne peut être envisagée.

Ainsi, ces exemples illustrent que la mesure de la signature électrique en surface d'une phase présismique n'est pas envisageable dans l'hypothèse de phénomènes localisés exclusivement au niveau de la rampe mi-crustale. Ainsi, l'hypothèse d'une signature électrique présismique suppose un phénomène électrique local (paragraphe 7.2.1), comme l'activation de sources électriques, ou le changement de la fonction de transfert du milieu.

La caractérisation spatiale du potentiel électrique en Himalaya Central peut permettre d'identifier des anomalies électriques locales, révélant des sources électriques ou des fonctions de transfert particulières du milieu, qui pourraient être sensibles à des variations présismiques de déformation ou de perméabilité.

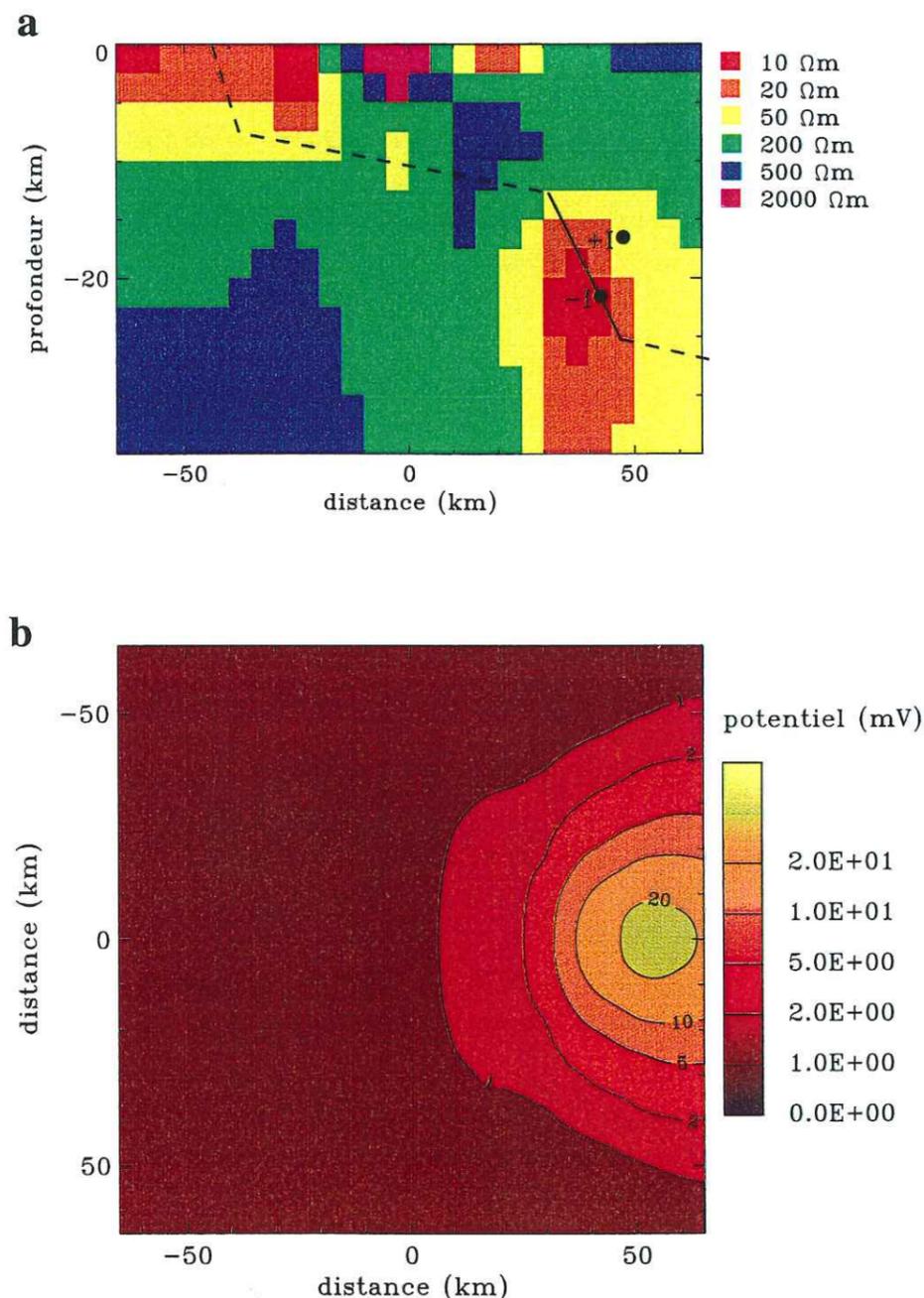


Figure 7.11: a) Modèle de résistivité perpendiculairement à la chaîne en Himalaya Central du Népal (d'après Lemonnier et al., 1999, figures 7.7 et 7.8). La source dipolaire représente une source électrocinétique associée à une expulsion de fluide de la rampe mi-crustale en déformation vers l'encaissant. L'intensité de la source est fixée à 140 A. b) Distribution de potentiel électrique en surface produite par la source dipolaire.

7.3 Prospections de potentiel électrique

Des prospection électriques ont été réalisées en trois zones en mai 1998. Ces zones sont présentées sur la figure 7.1. La zone 1 traverse le MCT. La zone 2 se situe à proximité du MCT, à environ 60 km à l'est de la zone 1. Enfin, les mesures électriques, réalisées au voisinage de la source intermittente de Dhor Barahi (zone 3) ont été présentées dans le paragraphe 5.4.

Pour réaliser les profils de potentiel électrique des zones 1 et 2, nous avons utilisé la technique du dipôle mobile d'une longueur de 50 m. La mesure du potentiel intrinsèque entre les électrodes est retranché des mesures. Nous avons estimé une erreur de l'ordre de 30 mV.km^{-1} avec cette technique.

7.3.1 Zone 1: profil de potentiel électrique de Kodari à Bahrabise

Des mesures de potentiel électrique ont été réalisées dans le village de Tato Pani à 3 km au sud de Kodari (figure 7.12), où se trouvent des sources chaudes (Tato Pani signifie sources chaudes en Népal). Aucune anomalie notable de potentiel électrique n'a été mesurée à proximité de ces sources.

Un profil de potentiel électrique de 25 km a été réalisé entre Kodari et Bahrabise (figure 7.12). Le profil traverse le MCT à environ 700 m au nord du village de Tato Pani. Les variations de potentiel électrique mesurées le long de ce profil sont présentées sur la figure 7.13. Le potentiel électrique diminue de 800 mV entre 0 et 10 km, et reste stable au-delà.

La trace en surface du MCT est située dans une zone d'anomalie négative de potentiel électrique d'environ 2.5 km de large. La zone du MCT peut constituer une zone de perméabilité plus forte que l'encaissant, et une circulation descendante d'eau météorique à travers la zone du MCT produirait dans ce cas une anomalie négative de potentiel électrique par effet électrocinétique. Selon cette hypothèse, la zone d'anomalie électrique au niveau du MCT peut constituer une zone électrique «sensible» à des variations de connectivité du milieu produite par des déformations présismiques.

Nous observons également, que le potentiel électrique augmente avec la topographie (figure 7.13), contrairement au potentiel électrique mesuré sur le site Sur-Frètes (paragraphe 4.2.1). Un mécanisme électrocinétique associé aux écoulements de pente ne peut être proposé ici. Les sources chaudes du village de Tato Pani révèlent peut-être des circulations hydrothermales ascendantes de large échelle. Leur signature électrocinétique positive permettrait alors d'expliquer le potentiel électrique plus élevé de cette zone, comme dans le cas des circulations hydrothermales en domaine volcanique (Malengreau *et al.*, 1994; Zlotnicki *et al.*, 1994; Lénat *et al.*, 1998; Michel & Zlotnicki, 1998). L'interprétation de ces données de potentiel spontané sur de grandes distances reste cependant difficile, car l'erreur sur un tel profil, de l'ordre de 300 mV pour 10 km, est comparable aux variations spatiales mesurées de potentiel électrique.



Figure 7.12: Localisation du profil de potentiel électrique réalisé entre Kodari et Bahrabise.

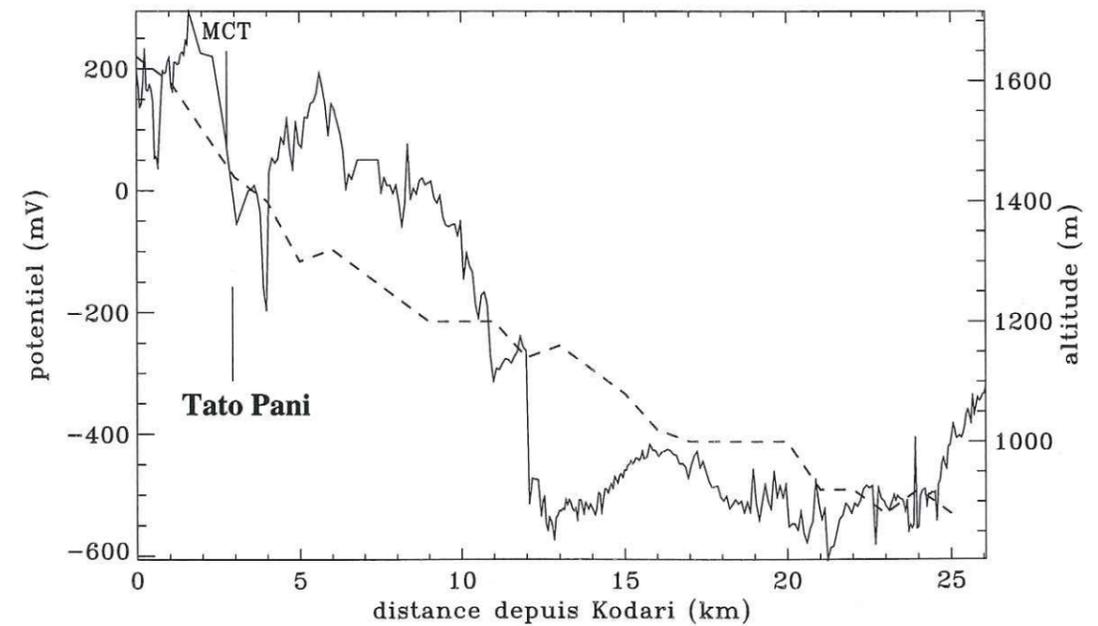


Figure 7.13: Profil de potentiel électrique entre Kodari et Bahrabise. Le point de référence électrique est choisi à Tato Pani. L'altitude est indiquée par la courbe pointillée.

7.3.2 Zone 2: profil de potentiel électrique Betrawati-Dhunche

Le profil de potentiel électrique de 35 km, réalisé entre Betrawati et Dhunche (figure 7.14) est présenté sur la figure 7.15. Il a été effectué par deux équipes en plusieurs étapes. Le sens d'avancement est indiqué pour chaque étape. Le potentiel diminue systématiquement avec l'avancement du profil, d'un facteur variant entre -80 et -160 mV/km.

Un même profil d'une longueur de 900 m a été mesuré dans deux sens. La différence de potentiel mesuré entre les deux profils est de 128 mV, soit une dérive de la mesure d'environ -70 mV/km. Cette valeur est cohérente avec les dérives mesurées sur les différents segments du profil.

Ce problème provient vraisemblablement de la forte résistivité du sol. En effet, le sol était très sec lors de la réalisation des profils, et l'impédance du voltmètre n'était alors peut-être pas suffisante, comparée à la résistance du sol, pour mesurer la différence de potentiel électrique du sol.

Cette expérience montre les difficultés qui peuvent être rencontrées lors de mesures de potentiel électrique sur des sols secs et résistants. Pour réaliser des mesures fiables, il faudrait creuser des trous dans le sol, afin de pouvoir mesurer une différence de potentiel électrique à quelques dizaines de centimètres de profondeur dans le sol, dans un milieu où la présence d'eau maintient une résistivité plus faible. La pratique de cette technique, qui augmenterait de façon considérable le temps de réalisation des mesures, est nécessaire pour assurer la fiabilité des mesures.

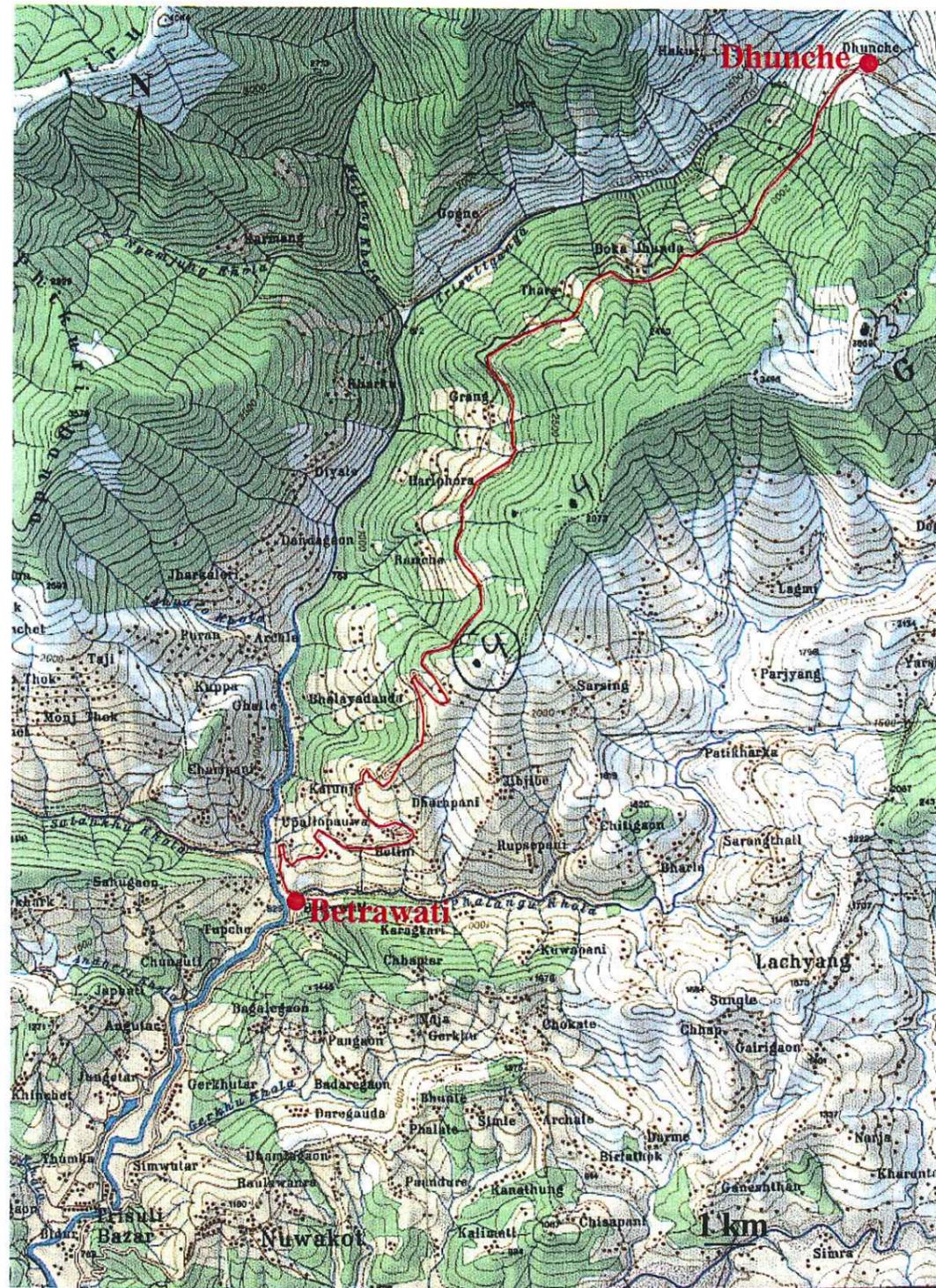


Figure 7.14: Localisation du profil de potentiel électrique réalisé entre Dhunche et Betrawati.

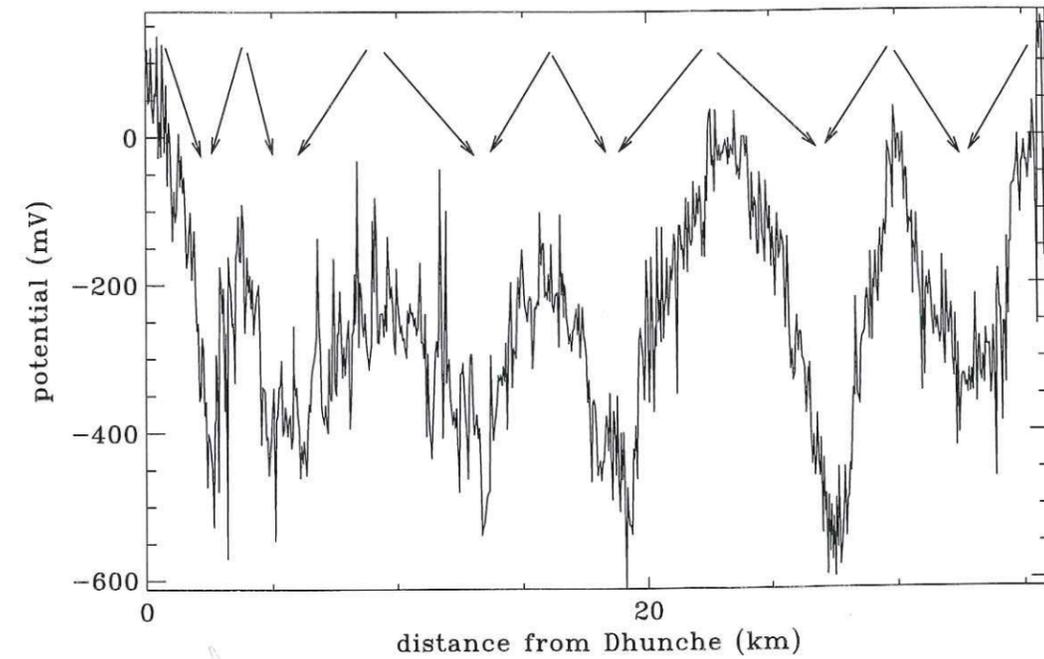


Figure 7.15: Profil de potentiel électrique réalisé entre Dhunche et Betrawati.

Ainsi, le contexte pédologique rencontré au Népal est très différent de celui du site de Sur-Frètes. Avant d'envisager de réaliser des mesures électriques dans le long-terme, il faut soit choisir des sols, qui présentent une saturation partielle importante au cours de l'année ou revoir la méthodologie des mesures électriques dans le sol sec.

7.4 Synthèse et conclusion

La région de l'Himalaya Central du Népal est une lacune sismique, où un tremblement de terre de magnitude supérieure à 8 est attendu dans les prochaines décennies. La connaissance actuelle du cycle sismique dans la zone de l'Himalaya Central du Népal, permet de contraindre spatialement une zone bloquée du chevauchement himalayen, où s'accumulent les contraintes et les déformations durant la période intersismique. Nous avons localisé et estimé à partir des résultats de l'expérience de Sur-Frêtes, les anomalies électriques et radon qui seraient associées au glissement présismique de la zone bloquée. Nous envisageons que la phase présismique du prochain grand tremblement de terre en Himalaya Central puisse être identifiée.

Nous proposons donc dans les paragraphes suivants un projet de station de mesure des précurseurs sismiques en Himalaya Central du Népal.

7.4.1 Localisation du projet Syaule de mesure des précurseurs de séisme en Himalaya Central.

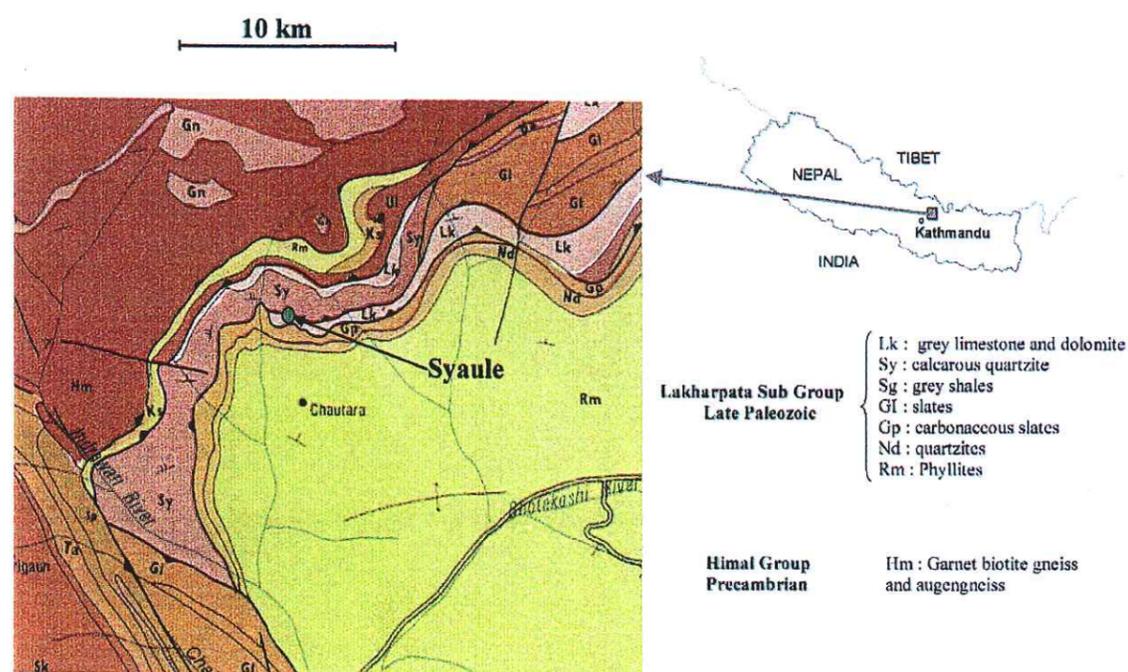


Figure 7.16: Localisation et contexte géologique régional du projet Syaule pour la mesure des précurseurs de séisme en Himalaya Central.

Nous avons estimé que la variation du taux de déformation présismique associée au glissement présismique de la rampe mi-crustale serait maximale à environ 20 km au nord de Kathmandu. Aussi, l'emplacement de la station de mesure des précurseurs de séisme est choisi à Syaule (figure 7.16). Cette zone facile d'accès se situe en effet à environ 20 km au nord est de Kathmandu. De

plus, elle est positionnée au niveau du MCT, à la transition entre des terrains calcaires et dolomitiques du Paléozoïque appartenant au sous groupe Lakharpata, et des gneiss du Précambrien appartenant au groupe Himal (figure 7.16). Ce contact tectonique favorise les hétérogénéités de perméabilité et de comportement mécanique des roches du milieu, qui sont susceptibles d'offrir une amplification des signaux géophysiques. De plus, la présence de gneiss offre un contexte géologique similaire à celui de Sur-Frêtes pour la mesure du radon et de la déformation.

7.4.2 Instrumentation du projet de Syaule

L'instrumentation envisagée pour la station de mesure des précurseurs de Syaule est semblable à celle de Sur-Frêtes. Elle comprend un réseau électrique et une cave instrumentée en radon et inclinométrie (figure 7.17).

7.4.3 Réseau électrique

Le réseau électrique du projet Syaule est composé de huit points de mesure (figures 7.17 et 7.18). Trois de ces points sont positionnés sur le MCT, qui peut canaliser en surface les circulations de fluide. La longueur maximale du réseau selon la direction nord-sud est d'environ 10 km, afin de pouvoir mesurer des gradients de potentiel faibles.

Dans l'expérience de Sur-Frêtes, l'absence de résidus de bouclage sur certains points, n'a pas permis de confirmer facilement les variations de potentiel observées. Pour éviter ce problème dans le projet de Syaule, chaque point du réseau électrique est connecté aux autres points. Ainsi, le réseau est composé de 28 dipôles (figure 7.18).

7.4.4 Instrumentation en cave

Pour la mesure de la déformation et de l'activité radon dans le projet Syaule, l'utilisation d'une cave (à trouver ou à excaver) dans le gneiss est retenue (figure 7.19). Elle est essentielle pour fournir un environnement stable en température et humidité pour réaliser des mesures inclinométriques et radon de qualité. En effet, nous avons vu à Sur-Frêtes, que seules les sondes radon placées dans la galerie de Roselend montraient des signaux associés aux variations du régime de déformation du milieu. Il faudra de plus s'assurer de la faible ventilation de la cave par l'installation de plusieurs portes intermédiaires étanches entre l'entrée et l'intérieur de la cave.

Les mesures inclinométriques devront être doublées pour assurer la redondance des mesures. Les sondes radon devront comporter au moins deux sondes autonomes et deux sondes télémétrées afin d'éviter l'absence de données lors de pannes du système. Le champ magnétique dans la cave sera mesuré par un magnétomètre Bartington. De plus, l'installation d'une station GPS continu permettra de mesurer le taux de raccourcissement entre Syaule et les autres points du réseau GPS népalais du LDG.

La station de Syaule sera alimentée par des panneaux solaires. L'acquisition des données sera réalisée dans une cabane, et les données seront transmises par liaison satellite jusqu'à

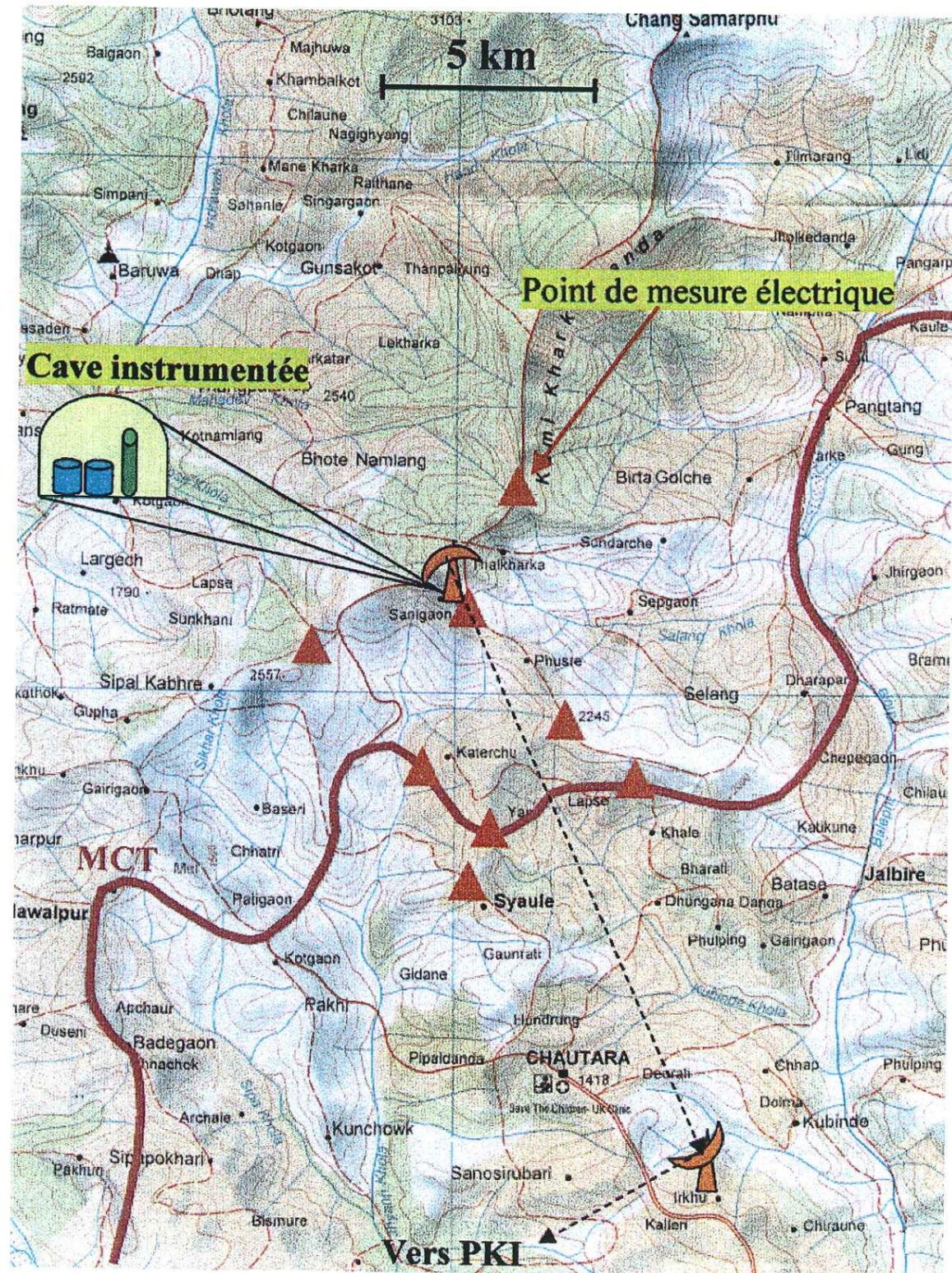


Figure 7.17: Instrumentation de la station de Syaule.

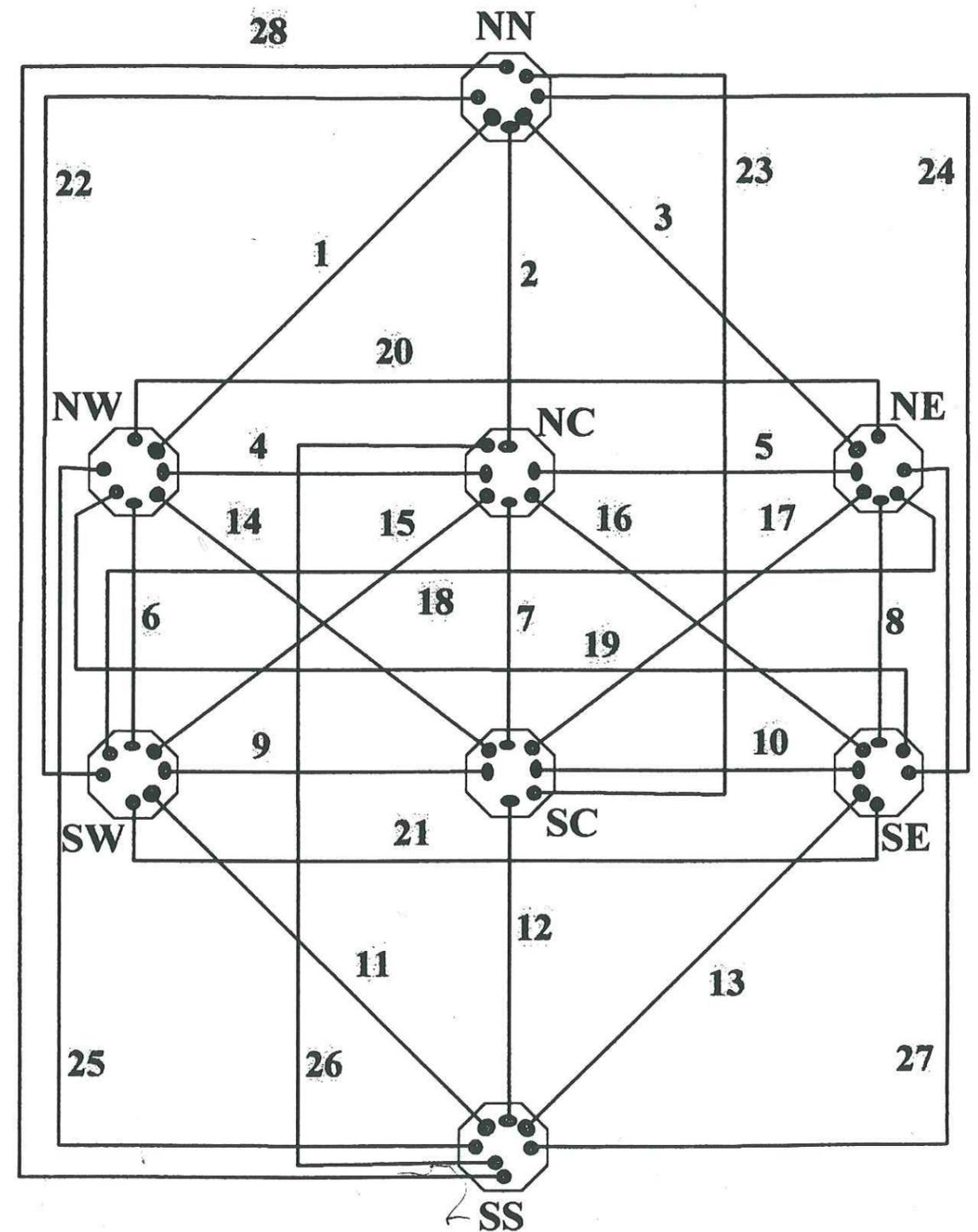


Figure 7.18: Schéma du réseau électrique du projet Syaule, qui comprend 8 points de mesure et 28 dipôles.

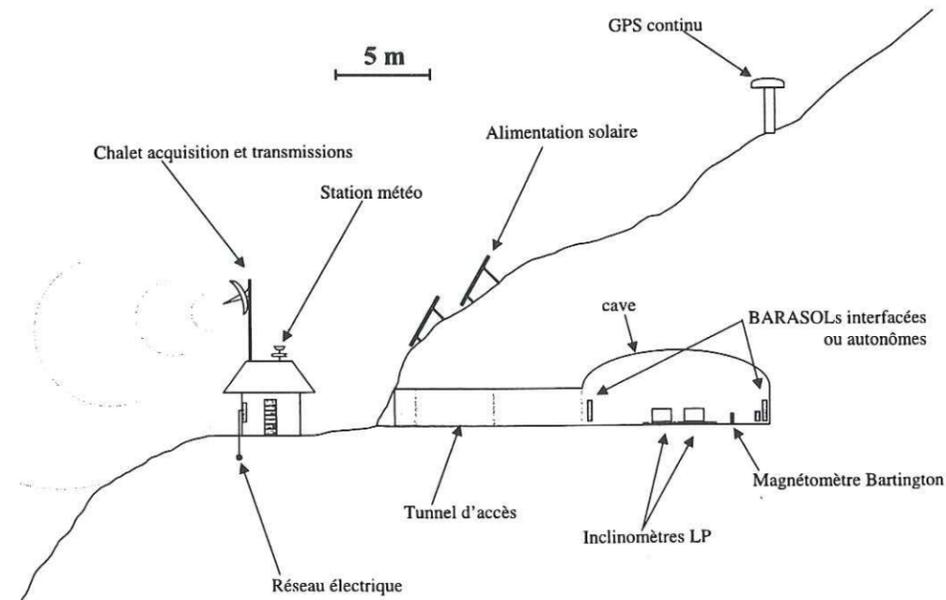


Figure 7.19: Cave instrumentée et centrale d'acquisition et de transmission des données.

Kathmandu.

Ainsi, les résultats de l'expérience de Sur-Frêtes ont permis d'envisager que la phase présismique d'un tremblement de terre puisse être détectée au moyens de mesures géophysiques. De plus, l'Himalaya Central du Népal, qui constitue une zone de lacune sismique, fournit un cadre tectonique bien contraint. Aussi, le projet Syaule de station de mesure des précurseurs sismiques réunit tous les éléments favorables à la surveillance géophysique de la phase présismique du prochain grand tremblement de terre en Himalaya Central. Le projet Syaule au Népal sera, nous le souhaitons, installé dans les prochaines années.

Conclusion Générale

De nombreuses observations de signaux géophysiques ont été reportées avant des tremblements de terre. Nous avons présenté dans le premier chapitre des exemples de ces signaux précurseurs: variations de la sismicité, déformations, anomalies de niveau de puits, variations du champ électrique et magnétique, changements de résistivité, anomalies de gaz radon et autres paramètres géochimiques.

Dans le deuxième chapitre, nous avons montré que la relation entre ces signaux géophysiques et la sismicité n'est pas systématique. De plus, une origine non tectonique de ces signaux, comme des artefacts instrumentaux, des signaux d'origine météorologique ou industrielle, ne peut être exclue. Nous avons également montré que les fluides présents dans la croûte peuvent jouer un rôle dans le cycle sismique et peuvent en particulier contribuer à la génération des tremblements de terre. Des expériences réalisées en laboratoire ont été présentées pour montrer à l'échelle d'un échantillon le comportement géophysique de la roche soumis à des déformations, ou des circulations de fluides.

L'application de ces résultats dans un contexte de zone active n'est pas évidente. Aussi avons nous étudié la relation entre circulations de fluide, déformations et signaux géophysiques à l'échelle naturelle du site de Sur-Frêtes, intermédiaire entre le laboratoire et l'échelle active. En effet, ce site, décrit dans le troisième chapitre, est soumis aux variations de contraintes appliquées par les variations annuelles de niveau des lacs artificiels de Roselend et La Gittaz. Il est de plus caractérisé par une forte hétérogénéité géologique et hydrologique. Nous avons également présenté l'instrumentation continue et temporaire du site utilisée pour étudier les relations entre déformations, circulations de fluides et signaux géophysiques.

Dans le quatrième chapitre, nous avons présenté la caractérisation géophysique du site. Les mesures d'électrofiltration réalisées en laboratoire sur les roches du site ont montré une variabilité des propriétés électrocinétiques des roches, d'un facteur 20 entre les différentes unités géologiques et d'un facteur 3 au sein d'une même unité géologique. Nous avons également présenté des sondages magnétotelluriques, qui mettent en évidence une anomalie de conductivité électrique suggérant la présence de fluide en profondeur. L'existence de circulations d'eau souterraines est confirmée par les analyses géochimiques.

Dans le cinquième chapitre, nous avons mis en évidence des variations de potentiel électrique associées aux variations annuelles de niveau des lac. La corrélation est positive pour les points de mesure électrique situés sur les berges des lacs et négative pour les points situés en fond de lac, avec un facteur linéaire compris entre 0.6 et 4.2 mV/m d'eau. Nous expliquons ces observations par la signature électrocinétique de circulations de fluide dans la partie superficielle des berges de

lacs dont le débit est contrôlé par la hauteur d'eau des retenues. Cette interprétation est compatible avec les mesures en laboratoire réalisées sur des échantillons de roche prélevés sur le site de Sur-Frêtes. Ces observations montrent clairement que l'électrofiltration est un phénomène actif à l'échelle naturelle. Des variations de potentiel électrique associées aux décharges d'une source intermittente viennent confirmer l'existence du phénomène d'électrofiltration à cette échelle.

Dans le sixième chapitre, nous avons montré que des variations transitoires de potentiel électrique de 20 mV d'amplitude sont associées à des pics de gaz radon d'une amplitude 5 à 40 fois supérieure au niveau du bruit de fond. Ces événements dont la durée est comprise entre 1 et 10 semaines sont corrélés à des déformations transitoires. Ces phénomènes sont produits par l'augmentation du taux de chargement du lac de Roselend. Pendant la vidange décennale en fin d'expérience, nous avons mis en évidence que l'augmentation de l'activité radon est accompagnée d'une augmentation transitoire du bruit de fond microsismique entre 3 et 25 Hz. De plus, les mesures en puits réalisées durant cette période ont montré que ces événements sont également associés à des surpressions de fluide de l'ordre de 1 bar et des variations transitoires de conductivité et température de l'eau d'environ $2 \cdot 10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$ et $6 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ respectivement. Les fluides jouent donc un rôle déterminant dans la génération des potentiels électriques et des pics de gaz radon. Nous interprétons ces observations par la présence de gradients de pression produits par l'accélération du niveau de lac. Ceux-ci peuvent localement conduire à une augmentation de la connectivité du réseau poreux et permettre des circulations de fluides transitoires dans la roche. Ces résultats montrent donc que la connectivité des roches est sensible aux variations du taux de déformation appliqué.

Dans le septième chapitre, nous avons discuté l'implication des résultats de Sur-Frêtes à l'échelle tectonique active, en prenant l'exemple du chevauchement actif en Himalaya Central du Népal. En effet, cette région est située sur une zone de lacune où un tremblement de terre de magnitude supérieure à 8 est attendu dans les prochaines décennies. De plus, le cycle sismique dans cette région est bien contraint. Dans ce cadre, nous avons évalué, à partir des résultats de l'expérience de Sur-Frêtes, les signaux géophysiques qui peuvent être associés à l'existence d'un glissement présismique à l'extrémité de la zone sismogénique bloquée, et dans ce cas nous avons localisé en surface la zone la plus favorable à l'observation de signaux précurseurs. Ainsi, nous proposons dans cette zone un projet de station de surveillance des précurseurs.

Nous avons donc montré dans ce travail qu'une relation existe à l'échelle naturelle entre la sollicitation mécanique et le potentiel électrique, l'activité du gaz radon, qui met en jeu des circulations de fluide transitoires. Ainsi, ces observables géophysiques, qui dans certains cas ont été interprétés comme des précurseurs sismiques, sont susceptibles de mesurer des changements du régime dynamique de déformation de la croûte. En faisant l'hypothèse que la phase présismique d'un tremblement de terre peut être caractérisée par une variation du taux de déformation, nous suggérons que des précurseurs peuvent être mesurés. Il reste maintenant à étudier dans quelle mesure la phase de sismogenèse peut être accompagnée d'une variation du taux de déformation de la croûte.

Annexes

Comparaison des mesures radon RC et RR

La mesure de l'activité de gaz radon réalisées dans l'air du sol sur la crête de Sur-Frêtes (sonde RC) montrent un cycle annuel marqué (figure .20). L'activité radon d'environ 10^4 Bq.m^{-3} pendant le printemps et le début de l'été, augmente à la fin de l'été pour atteindre en moyenne $2.2 \cdot 10^4 \text{ Bq.m}^{-3}$ durant l'automne et l'hiver. Les variations saisonnières de l'activité radon RC sont corrélées aux variations de la température mesurées dans le sol de la crête de Sur-Frêtes.

La mesure de l'activité du gaz radon réalisée sur la berge du lac de Roselend (sonde RR) montre un cycle annuel opposé (figure .20). L'activité radon RR mesurée est maximale au milieu de l'été, avec une activité moyenne d'environ $5 \cdot 10^4 \text{ Bq.m}^{-3}$. Elle diminue à la fin de l'été pour atteindre un niveau bas d'environ $1.5 \cdot 10^4 \text{ Bq.m}^{-3}$ pendant l'automne et l'hiver. La corrélation entre l'activité radon RR et la température du sol est marquée (figure .20).

L'opposition entre les cycles saisonniers de l'activité RR et RC peut être expliquée par la différence d'installation des deux sondes. En effet, la sonde RR est enfoncée directement dans le sol, et la tête de la sonde se situe à une profondeur supérieure à 1m. La sonde RR est installée dans l'enceinte d'un tube en PVC d'une quinzaine de cm de diamètre placé dans le sol. L'extrémité supérieure du tube PVC est en contact avec l'atmosphère. La température de l'air dans le tube PVC doit donc être intermédiaire entre la température atmosphérique et la température du sol.

La diminution de la température du sol implique une diminution du transport convectif de gaz radon depuis le sol vers l'atmosphère, conduisant à l'augmentation du confinement du radon dans le sol. Ceci implique une augmentation de l'activité radon RC. Le transport convectif depuis le sol dans l'enceinte PVC se trouve également ralenti, provoquant la diminution de l'activité radon RR. Ces mesures confirment le rôle majeur du mode d'installation de la sonde pour la mesure du gaz radon dans le sol (Toutain & Baubron, 1999). Il apparaît préférable d'installer la sonde directement dans le sol.

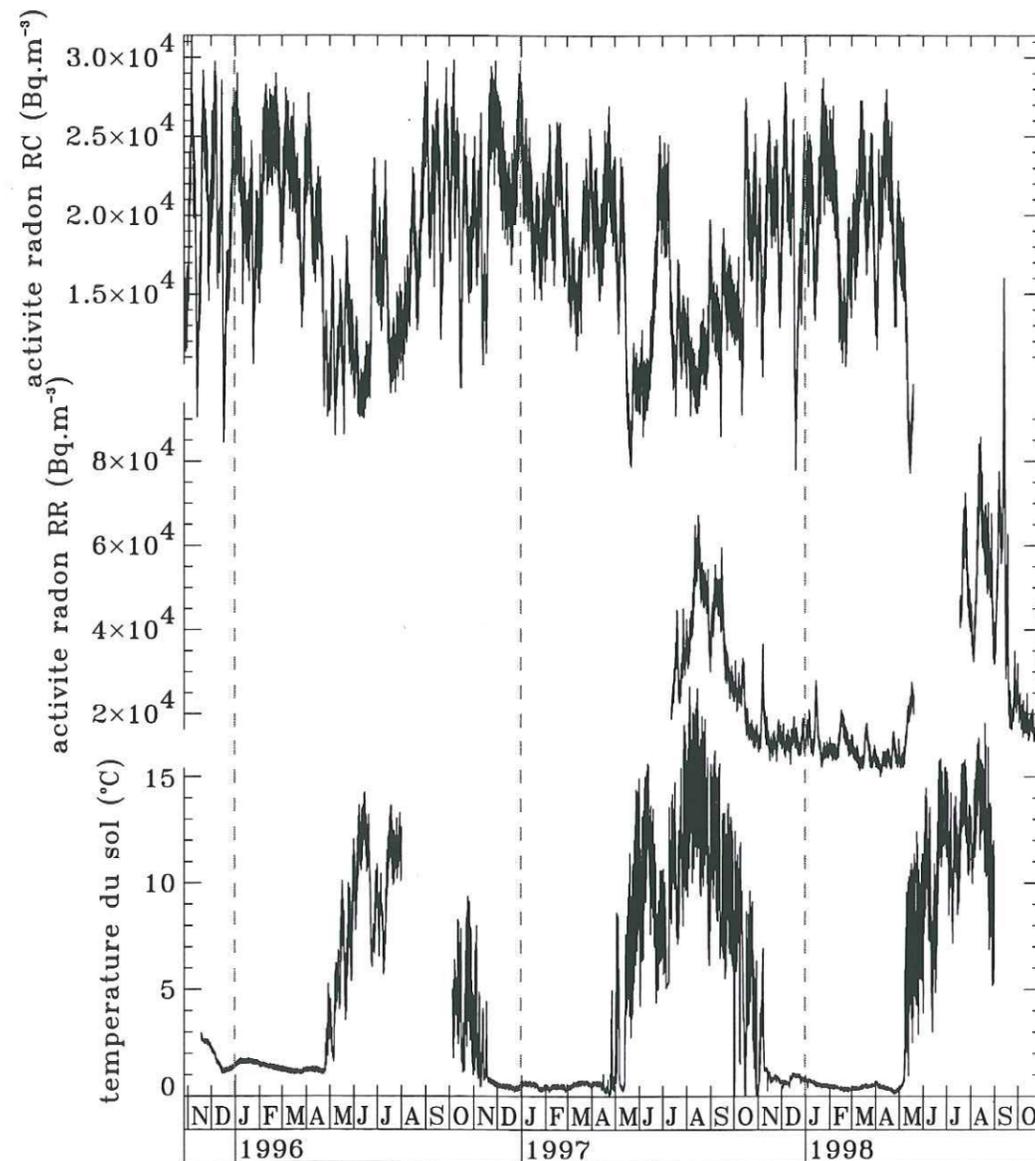


Figure .20: Mesure de l'activité radon dans l'air du sol sur la crête de Sur-Frêtes (haut), sur la berge du lac de Roselend (milieu). La courbe du bas présente les variations de température du sol mesurées sur la crête de Sur-Frêtes.

Mesures de la concentration de gaz méthane et hydrogène

Les variations de concentration en hydrogène mesurées dans l'atmosphère de la galerie de Roselend sont présentées sur la figure .21. La concentration d'hydrogène moyenne est assez stable. Les pics de concentration ne sont pas corrélés aux variations d'activité de gaz radon dans la galerie. Leur origine n'est pas connue, et la possibilité d'artefacts instrumentaux est vraisemblable.

La mesure de la concentration de gaz méthane dans l'atmosphère du tunnel (figure .21), présente de nombreux artefacts. De plus, aucune variation de concentration de gaz méthane n'a été associée aux bouffées de gaz radon d'amplitude inférieure à 12000 Bq.m^{-3} . La bouffée de gaz radon, qui a eu lieu pendant la vidange décennale du réservoir de Roselend, est de 32000 Bq.m^{-3} dans l'alcôve et présente un maximum secondaire de 20000 Bq.m^{-3} . Une augmentation de la concentration de gaz méthane a été mesurée simultanément avec le début des deux anomalies (figure .22).

Le méthane est une forme réduite de matières carbonées. Ainsi, du méthane, produit par les sources microbiologiques amenées depuis la surface dans le réseau poreux, peut être présent dans les pores de la roche. Dans ce cas, l'augmentation de la concentration de gaz méthane suggère une augmentation des flux de gaz de la matrice rocheuse vers l'atmosphère de la galerie, qui serait cohérente avec l'augmentation de la concentration de gaz radon. Mais la forte instabilité de la mesure ne permet pas de s'assurer d'une relation entre les concentrations de gaz radon et de méthane mesurées pendant la vidange décennale.

Ainsi, la mauvaise qualité des mesures de gaz hydrogène et méthane réalisées dans l'alcôve de la galerie ne permet pas d'étudier correctement leur relation avec les mesures de gaz radon.

Les variations du débit d'un goutte à goutte mesuré dans l'alcôve, de période supérieure à deux jours, sont présentées sur la figure .21. Des variations importantes sont mesurées pendant l'été 1998, et peuvent provenir du cycle saisonnier des circulations d'eau dans la matrice. Le débit moyen apparaît stable pendant le reste de l'année. Aucune relation n'apparaît entre le débit du goutte à goutte et les bouffées de gaz radon. Ainsi, l'absence de mesure de variations transitoires de débit montre seulement que celles-ci, si elles existent à cet endroit, sont trop faibles pour être observées par cette méthode. Une mesure isolée de goutte à goutte ne donne qu'un aperçu très partiel des flux hydriques dans la roche de la galerie de Roselend. La mesure des écoulements dans la galerie doit être réalisée en de multiples endroits, afin d'étudier systématiquement les variations de débit d'eau en relation avec le cycle saisonnier et les événements radon.

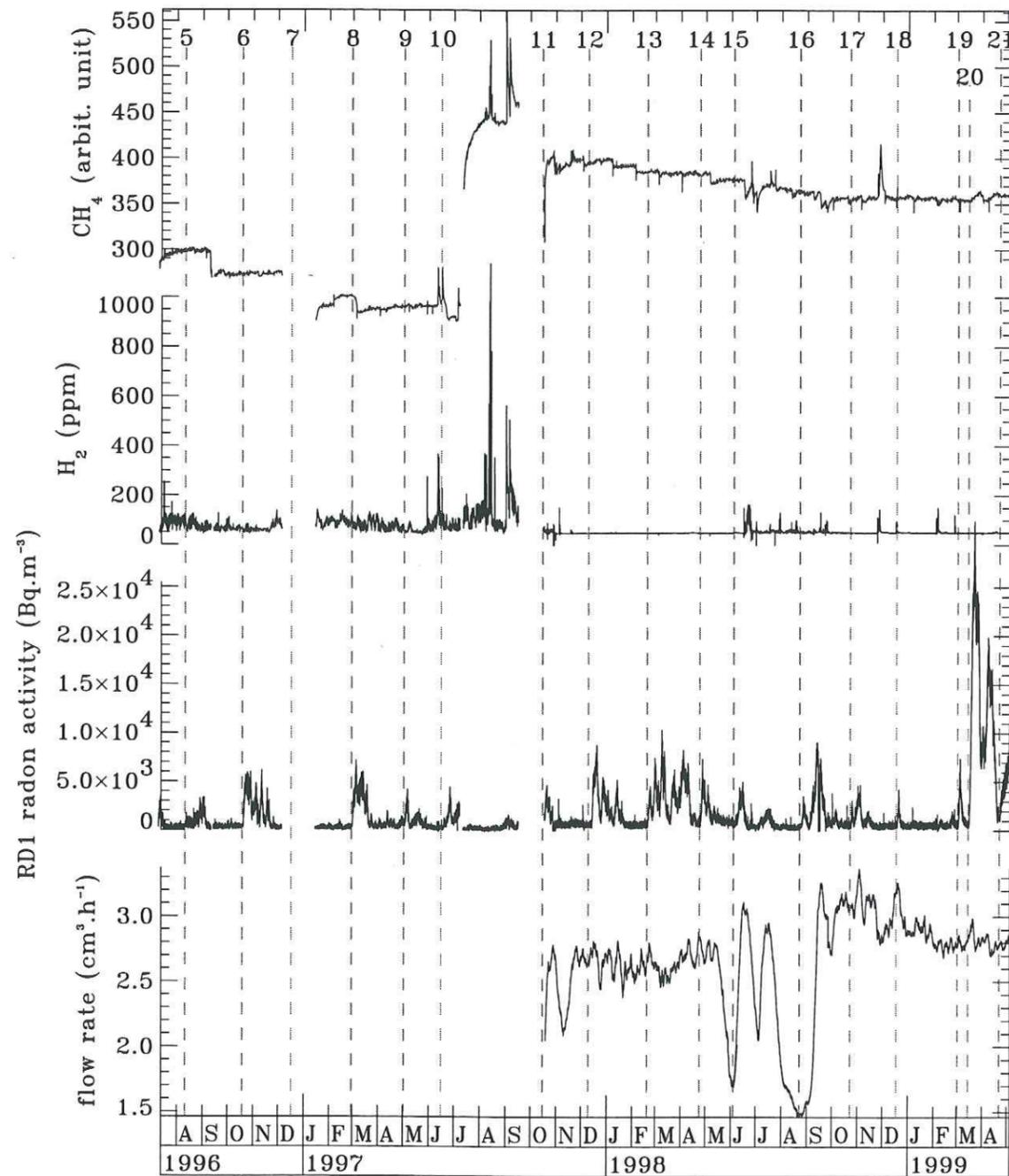


Figure .21: Variations temporelles de la concentration en méthane (unités arbitraires), hydrogène et radon. Le capteur de gaz méthane utilisé est un prototype, et les valeurs mesurées sont relatives. Les variations de débit du goutte à goutte de période supérieure à 2 jours sont également représentées. Elles sont exprimées en nombre de godets (d'environ 1 cm^3 de volume) du pluviomètre par heure.

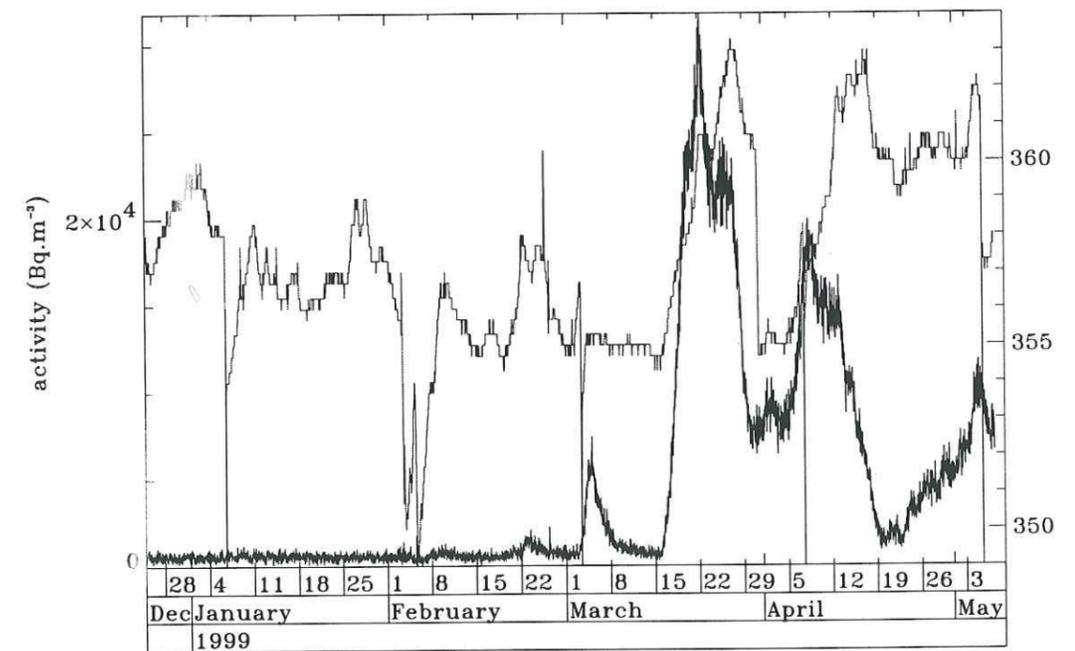


Figure .22: Concentration de gaz méthane (unités arbitraires) et radon de 25/12/98 au 9/05/99. Le minimum de la vidange décennale survient le 08/03/99.

Références

- Adams, R. D. (1976). The Haicheng, China, earthquake of 4 February 1975; the first successfully predicted major earthquake. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **4**, 423-437.
- Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Armbruster, J. & Sbar, M. L. (1973). Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. *Nature*, **241**, 101-104.
- Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Simpson, D. W. & Richards, P. G. (1975). Spatial and temporal variations in t_s/t_p and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **80**, 718-732.
- Andrews, J. N., Hussain, N., Batchelor, A. S. & Kwakwa, K. (1986). ^{222}Rn solution by the circulating fluids in a «hot dry rock» geothermal reservoir. *Appl. Geochem.*, **1**, 647-657.
- Aubert, M., Nurrahmat Dana, Y. & Dupuy, J. C. (1991). Application of the self-potential method to the detection of underground water courses in a volcanic area. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 325-330.
- Aubert, M., Nurrahmat Dana, Y. & Livet, M. (1990). Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by the self-potential method. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **311**, 999-1004.
- Aubert, M. & Yéné Atangana, Q. (1996). Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, **34**, 1010-1016.
- Avouac, J. P. & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 895-898.
- Bak, P. & Tang, C. (1989). Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, **94**, 15635-15637.
- Bernard, P. (1992). Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17531-17546.
- Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J. & members, P. I. (1997). GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, **386**, 61-64.
- Bollinger, L. (1999). Déformation du Népal, approche sismotectonique et géologique. Rapport de DEA.
- Bolt, B. A. (1992). *Earthquakes*. W. H. Freeman and Company - New York.

Références

- Adams, R. D. (1976). The Haicheng, China, earthquake of 4 February 1975; the first successfully predicted major earthquake. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **4**, 423-437.
- Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Armbruster, J. & Sbar, M. L. (1973). Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. *Nature*, **241**, 101-104.
- Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Simpson, D. W. & Richards, P. G. (1975). Spatial and temporal variations in t_s/t_p and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **80**, 718-732.
- Andrews, J. N., Hussain, N., Batchelor, A. S. & Kwakwa, K. (1986). ^{222}Rn solution by the circulating fluids in a «hot dry rock» geothermal reservoir. *Appl. Geochem.*, **1**, 647-657.
- Aubert, M., Nurrahmat Dana, Y. & Dupuy, J. C. (1991). Application of the self-potential method to the detection of underground water courses in a volcanic area. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 325-330.
- Aubert, M., Nurrahmat Dana, Y. & Livet, M. (1990). Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by the self-potential method. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **311**, 999-1004.
- Aubert, M. & Yéné Atangana, Q. (1996). Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, **34**, 1010-1016.
- Avouac, J. P. & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 895-898.
- Bak, P. & Tang, C. (1989). Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, **94**, 15635-15637.
- Bernard, P. (1992). Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17531-17546.
- Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J. & members, P. I. (1997). GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, **386**, 61-64.
- Bollinger, L. (1999). Déformation du Népal, approche sismotectonique et géologique. Rapport de DEA.
- Bolt, B. A. (1992). *Earthquakes*. W. H. Freeman and Company - New York.

- Carlson, S. R., Nishizawa, O., Satoh, T. & Kusunose, K. (1998). Pore pressure transients, strain, and acoustic emission activity during creep in Inada granite. *Int. J. Rock Mech. Mine Sci.*, **35**, 135–146.
- Chave, A. D., Thomson, D. J. & Ander, M. E. (1987). On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions. *J. Geophys. Res.*, **92**, 633–648.
- Chitrakar, G. R. & Pandey, M. R. (1986). Historical earthquakes of Nepal. *Bull. Geol. Soc. Nepal*, **4**, 7–8.
- Chu, J. J., Gui, X., Dai, J. & Marone, C. (1996). Geoelectric signals in China and the earthquake generation process. *J. Geophys. Res.*, **101**, 13869–13882.
- Clements, W. E. & Wilkening, M. H. (1974). Atmospheric pressure effect on ²²²Rn transport across the earth-air interface. *J. Geophys. Res.*, **33**, 5025–5029.
- Clerc, G., Petiau, G. & Perrier, F. (1998). The Garchy 1995-1996 electrode experiment technical report. Rapport technique, INSU-CNRS / CEA.
- Corwin, R. F. & Hoover, D. B. (1979). The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, **44**, 226–245.
- Corwin, R. F. & Morrison, H. F. (1977). Self-potential variations preceding earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 171–174.
- Dal Moro, G. & Zadro, M. (1999). Remarkable tilt-strain anomalies preceding two seismic events in Friuli (Italy): their interpretation as precursors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**, 119–129.
- De Martini, P. M. & Valensine, G. (1999). Pre-seismic slip in the 26 September 1997, Umbria-Marche earthquake fault? Unexpected clues from the analysis of 1951-1992 elevation changes. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1953–1956.
- Dea, J., Richman, C. & Boerner, W. (1991). Observations of seismo-electromagnetic earthquake precursor radiation signatures along Southern California fault zones: evidence of long-distance precursor ultra-low frequency signals observed before a moderate Southern California earthquake episode. *Can. J. Phys.*, **69**, 1138–1145.
- Demongeot, S. (1997). *Recherche des différents paramètres caractérisant le potentiel d'exhalation en radon des sols*. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté.
- Dieterich, J. H. (1978). Preseismic fault slip and earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3940–3948.
- Dodge, D. G., Beroza, G. C. & Ellsworth, W. L. (1996). Detailed observations of California foreshock sequences: implications for earthquake initiation process. *J. Geophys. Res.*, **101**, 22371–22392.
- Dumas, J. (1959). L'aménagement hydroélectrique de la chute de Roselend (Savoie). *Le Génie Civil*, **5**, 101–111.

- EDF, Direction de l'Équipement (1952). Note de synthèse géologique et technique, Barrage de Roselend, Fondation de l'Ouvrage. Rapport Technique 1-12, Electricité de France.
- Ellsworth, W. L. & Beroza, G. C. (1995). Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, **268**, 851–855.
- Ernstson, K. & Scherer, H. U. (1986). Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, **51**, 1967–1977.
- Fenoglio, M. A., Johnston, M. J. S. & Byerlee, J. D. (1995). Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zones: Application to the Loma Prieta ULF emissions. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12951–12958.
- Finkelstein, M., Brenner, S., Eppelbaum, L. & Ne'eman, E. (1998). Identification of anomalous radon concentrations due to geodynamic processes by elimination of Rn variations caused by other factors. *Geophys. J. Int.*, **133**, 407–412.
- Fleischer, R. L. (1981). Dislocation model for radon response to distant earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 477–480.
- Florkowski, T. (1992). Emanation of radon from solid samples. In *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*, pp. 289–294.
- Fong-liang, J. & Gui-ru, L. (1981). Experimental studies of the mechanisms of seismo-geochemical precursors. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 473–476.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A. & Villard, O. G. J. (1990). Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the M_s 7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1465–1468.
- Fraser-Smith, A. C., R., M. P., Helliwell, R. A. & Villard, O. G. J. (1994). Ultra-low frequency magnetic field measurements in southern California during the Northridge Earthquake of January 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2195–2198.
- Fujinawa, Y. & Kumagai, T. (1992). A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 9–12.
- Fujinawa, Y. & Takahashi, K. (1990). Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989. *Nature*, **347**, 376–378.
- Geller, R. J. (1996). Debate on «VAN» special issue. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1291–1452.
- Geller, R. J. (1997a). Earthquake prediction: a critical review. *Geophys. J. Int.*, **131**, 425–450.
- Geller, R. J. (1997b). Earthquakes cannot be predicted. *Science*, **275**, 1616–1617.
- Gex, P. (1980). Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **75**, 39–50.
- Gladwin, M. T., Gwyther, R. L., Higbie, J. W. & Hart, R. G. (1991). A medium term precursor to the Loma Prieta earthquake? *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1377–1380.

- Gokhberg, M., Morgounov, V., Yoshino, T. & Tomizawa, I. (1982). Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7824–7828.
- Gordon, F. R. (1970). Water level changes preceding the Meckering, Western Australia, earthquake of October 14, 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 1739–1740.
- Grasso, J. R. & Sornette, D. (1998). Testing self-organized criticality by induced seismicity. *J. Geophys. Res.*, **103**, 29965–29987.
- Gregson, P. J., Smith, R. S. & McCue, K. F. (1976). An explanation of water level changes preceding the Meckering earthquake of October 14, 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 631–632.
- Gruszow, S., Rossignol, J. C., Tzanis, A. & Le Mouél, J. L. (1996). Identification and analysis of electromagnetic signals in Greece: the case of the Kozani earthquake VAN prediction. *Geoph. Res. Lett.*, **23**, 2025–2028.
- Gupta, H. K., Sarma, S. V. S., Harinarayana, T. & Virupakshi, G. (1996). Fluids below the hypocentral region of Latur earthquake, India: geophysical indicators. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1569–1572.
- Hadjicontis, V. & Mavromatou, C. (1994). Transient electric signals prior to rock failure under uniaxial compression. *Geoph. Res. Lett.*, **21**, 1687–1690.
- Hauksson, E. (1981). Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9397–9410.
- Hautot, S. (1999). *Modélisation électrique et électromagnétique tri-dimensionnelle: caractérisation de la structure électrique de domaines géologiques et hydrogéologiques complexes*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Hoang-Trong, P. & Yin, J. (1995). Are difficulties of earthquake prediction due to absence of precursory signs, gaps in instrumentation cover or poor choice of observation site? *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, 85–94.
- Holub, R. F. & Brady, B. T. (1981). The effect of stress on radon emanation from rock. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1776–1784.
- Huang, Y., Saleur, H., Sammis, C. & Sornette, D. (1998). Precursors, aftershocks, criticality and self-organized criticality. *Europhys. Lett.*, **41**, 43–48.
- Igarashi, G., Saeki, S., Takahata, K., Sumikawa, K., Tasaka, S., Sasaki, Y., Takahashi, M. & Sano, Y. (1995). Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science*, **269**, 60–61.
- Igarashi, G., Wakita, H. & Sato, T. (1992). Precursory and coseismic anomalies in well water levels observed for the February 2, 1992 Tokyo Bay Earthquake. *Geoph. Res. Lett.*, **19**, 1583–1586.

- Ingebritsen, S. E. & Rojstaczer, S. A. (1993). Controls on geyser periodicity. *Science*, **262**, 889–892.
- Ishido, T. & Mizutani, H. (1981). Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763–1775.
- Ito, T., Nagamine, K., Yamamoto, K., Adachi, M. & Kawabe, I. (1999). Preseismic hydrogen gas anomalies caused by stress-corrosion process preceding earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2009–2012.
- Jackson, M., Barrientos, S., Bilham, R., Kyestha, D. & Shrestha, B. (1992). Uplift in the Nepal Himalaya revealed by spirit leveling. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1539–1542.
- Jackson, M. & Bilham, R. (1994). Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13897–13912.
- Janod, A. (1957). L'aménagement de Roselend. *Constructions*, **12**, 291–298.
- Jin, A. & Aki, K. (1986). Temporal changes in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and Haicheng earthquake of 1975. *J. Geophys. Res.*, **91**, 665–673.
- Johnson, P. A. & McEvilly, T. V. (1995). Parkfield seismicity: fluid-driven. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12937–12950.
- Johnston, M. J. S., Linde, A. T. & Galdwin, M. T. (1990). Near-field high resolution strain measurements prior to the October 18, 1989, Loma Prieta M_s 7.1 earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1777–1780.
- Jouniaux, L. & Pozzi, J. P. (1995a). Permeability dependence of streaming potential in rocks for various fluid conductivities. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 485–488.
- Jouniaux, L. & Pozzi, J. P. (1995b). Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10197–10209.
- Jouniaux, L., Pozzi, J. P., Brochot, M. & Philippe, C. (1992). Resistivity changes induced by triaxial compression in saturated sandstones from Fontainebleau (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 1493–1499.
- Katsumata, K. & Kasahara, M. (1999). Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile earthquake ($M_w=8.3$) revealed by three independent seismic catalogs. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 443–470.
- Keilis-Borok, V. I. (1990). The lithosphere of the earth as a non linear system with implications for earthquake prediction. *Rev. Geophys.*, **28**, 19–34.
- Keilis-Borok, V. I. & Kossobokov, V. G. (1990). Premonitory activation of earthquake flow: algorithm M8. *Phys. Earth Planet. Int.*, **61**, 73–83.

- Kennedy, B. M., Kharaka, Y. K., Evans, W. C., Ellwood, A., DePaolo, D. J., Thordsen, J., Ambats, G. & Mariner, R. H. (1997). Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, **278**, 1278–1281.
- King, C. Y. (1980). Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3065–3078.
- Kita, I. & Matsuo, S. (1982). H₂ generation by reaction between H₂O and crushed rock: an experimental study of H₂ degassing from the active fault zone. *J. Geophys. Res.*, **87**, 10789–10795.
- Kopytenko, Y., Matiashvili, T., Voronov, P., Kopytenko, E. & Molchanov, O. (1993). Detection of ultra-low-frequency emissions connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories. *Phys. Earth Planet. Int.*, **77**, 85–95.
- Kossobokov, V. G., Maeda, K. & Uyeda, S. (1999). Precursory activation of seismicity in advance of the Kobe, 1995, M=7.2 earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 409–423.
- Kumpel, H. J. (1992). About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. *Tectonophysics*, **211**, 317–336.
- Kumpel, H. J., Peters, J. A. & Bower, D. R. (1988). Nontidal tilt and water table variations in a seismically active region in Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **152**, 253–265.
- Lachassagne, P. & Aubert, M. (1989). Etude des phénomènes de polarisation spontanée (PS) enregistrés dans un sol lors de transferts hydriques verticaux. *Hydrogéologie*, **1**, 7–17.
- Lavé, J. (1997). *Tectonique et érosion: l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal Central*. Thèse de doctorat, Université de Paris VII.
- Lavé, J. & Avouac, J. P. (1999a). Abandoned fluvial terraces across the Siwalik Hills (Nepal): I, fluvial response to climatic and tectonic forcing. *Accepted in J. Geophys. Res.*
- Lavé, J. & Avouac, J. P. (1999b). Abandoned fluvial terraces across the Siwalik Hills (Nepal): II, active fault-bend-folding at the MFT and implications for Himalayan seismotectonics. *Accepted in J. Geophys. Res.*
- Le Ravalec, M., Gueguen, Y. & Chelidze, T. (1996). Magnitude of velocity anomalies prior to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **101**, 11217–11223.
- Lecomte-Tilouine, M. (1993). Les avatars de Varaha en Himalaya. *Bull. Ecole Fr. Extr. Orient*, **80**, 41–74.
- Lemonnier, C., Marquis, G., Perrier, F., Avouac, J. P., Chitrakar, M., Kafle, B., Sapkota, S., Gautam, U., Tiwari, D. & Bano, M. (1999). Electrical structure of the Himalaya of Central Nepal: high conductivity around the mid-crustal ramp along the MHT. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3261–3264.
- Lighthill, S. J. (Ed.) (1996). *A critical review of VAN*. World Scientific Publishing Co Pte Ltd.

- Lisowski, M., Prescott, W. H., Savage, J. C. & Svarc, J. L. (1990). A possible anomaly observed prior to the Loma Prieta, California, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1211–1214.
- Lénat, J. F., Robineau, B., Durand, S. & Bachèlery, P. (1998). A self-potential survey of the summit zone of Karthala volcano (Grande Comore). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **327**, 781–788.
- Lorne, B. (1997). *Etude expérimentale du mécanisme physique de l'électrofiltration en laboratoire et sur un site naturel*. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Lorne, B., Perrier, F. & Avouac, J. P. (1999a). Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *J. Geophys. Res.*, **104**, 17857–17877.
- Lorne, B., Perrier, F. & Avouac, J. P. (1999b). Streaming potential measurements 2. Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 17879–17896.
- Lyon-Caen, H. & Molnar, P. (1985). Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. *Tectonics*, **4**, 513–538.
- Mackie, R. L., Livelybrooks, D. W., Madden, T. R. & Larsen, J. C. (1997). A magnetotelluric investigation of the San Andreas fault at Carrizo Plain, California. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1847–1850.
- Madden, T. R. & Mackie, R. L. (1996). What electrical measurements can say about changes in fault systems? In *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, Volume 93, pp. 3776–3780.
- Main, I. (1996). Statistical physics, seismogenesis and seismic hazard. *Rev. Geophys.*, **34**, 433–462.
- Main, I. (1997). Long odds on prediction. *Nature*, **385**, 19–20.
- Malengreau, B., Lénat, J. F. & Bonneville, A. (1994). Cartography and temporal observations of self-potential (SP) anomalies at Piton de la Fournaise. *Bull. Soc. géol. France*, **165**, 221–232.
- Mangin, A. (1969). Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Belesta-Ariège). *Ann. Spéléol.*, **24**, 254–299.
- Mangin, A. (1973). Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur la source de Fontestorbes. *Ann. Spéléol.*, **28**, 21–40.
- Mattauer, M. (1998). *Ce que disent les pierres*. Bibliothèque Pour La Science.
- Michel, G. (1999). Etude de l'influence des paramètres physico-chimiques sur l'électrofiltration en laboratoire. Rapport de stage, IUT Orsay.
- Michel, S. & Zlotnicki, J. (1998). Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): correlations with faulting, fluid circulation and eruption. *J. Geophys. Res.*, **103**, 17845–17857.
- Mogi, K. (1985). *Earthquake prediction*. Tokyo Academic Press.

- Molnar, P. & Qidong, D. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6203–6227.
- Morat, P. & Le Mouél, J. L. (1992). Electrical signals generated by stress variations in porous non saturated rocks. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 955–963.
- Morat, P., Le Mouél, J. L., Poirier, J. P. & Kossobokov, V. (1999). Heat and water transport by oscillatory convection in an underground cavity. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 1–8.
- Morat, P., Le Mouél, J. L. & Zlotnicki, J. (1989). Electrical signals generated by the collapse of the pillars of a gypsum quarry. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 33–38.
- Morgan, F. D., Williams, E. R. & Madden, T. R. (1989). Streaming potential properties of westerly granite with applications. *J. Geophys. Res.*, **94**, 23449–23461.
- Morrison, H. F., Fernandez, R. & Corwin, R. F. (1979). Earth resistivity, self potential variations, and earthquakes: a negative result for M=4.0. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 139–142.
- Muir-Wood, R. & King, G. C. P. (1993). Hydrological signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22035–22068.
- Noir, J., Jacques, E., Adler, P. M., Tapponnier, P. & King, G. C. P. (1997). Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2335–2338.
- Nover, G., Heikamp, S., Meurer, H. J. & Freund, D. (1998). In-situ conductivity and permeability of mid-crustal rocks from the KTB drilling: consequences for high conductive layers in the earth crust. *Surveys in Geophysics*, **19**, 73–85.
- Nur, A. & Booker, J. R. (1972). Aftershocks caused by fluid flow. *Science*, **175**, 885–887.
- Ohno, M., Sato, T., Notsu, K., Wakita, H. & Ozawa, K. (1999). Groundwater-level changes in response to bursts of seismic activity off the Izu Peninsula, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2051–2504.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1018–1040.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Lavé, J. & Massot, J. P. (1995). Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 751–754.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Vergne, J. & Héritier, T. (1999). Seismotectonics of the Nepal Himalaya from a local seismic network. *To be published in Journal of Asian Tectonics*.
- Park, S. K. (1997). Monitoring resistivity change in Parkfield, California: 1988–1995. *J. Geophys. Res.*, **102**, 24545–24559.
- Park, S. K., Johnston, M. J. S., Madden, T. R., Morgan, F. D. & Morrisson, H. F. (1993). Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanisms. *Rev. Geophys.*, **31**, 117–132.

- Park, S. K. & Mackie, R. J. (1997). Crustal structure at Nanga Parbat, northern Pakistan, from magnetotelluric soundings. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2415–2418.
- Parnell, J. (Ed.) (1994). *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. The Geological Society of London.
- Parrot, M., Achache, J., Berthelier, J. J., Blanc, E., Deschamps, A., Lefeuvre, F., Menvielle, M., Plantet, J. L., Tarits, P. & Villain, J. P. (1993). High frequency seismo-electromagnetic effects. *Phys. Earth Planet. Int.*, **77**, 65–83.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. & Hudnut, K. (1996). Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow. *Science*, **273**, 1202–1204.
- Perrier, F., Petiau, G., Clerc, G., Bogorodsky, V., Erkul, E., Jouniaux, L., Lesmes, D., Macnae, J., Meunier, J., Morgan, D., Nascimento, D., Oettinger, G., Schwarz, G., Toh, H., Valiant, M., Vozoff, K. & Yazici-çakin, O. (1997). A one-year systematic study of electrodes for long period measurement of the electric field in geophysical environments. *J. Geomag. Geoelec.*, **49**, 1677–1696.
- Petiau, G. (1996). Pb/PbCl₂ Electrodes: second generation. In *Proceedings of the Workshop «Electrodes», Garchy, April 24-29 1995*.
- Pham, V. N., Boyer, D., Chouliaras, G. & Bernard, P. (1996). Electrical conductivity and structure of the crust around the Gulf of Corinth (Greece) from Magneto Telluric Sounding (MTS) results. *C. R. Acad. Sci.*, **323**, 651–656.
- Pham, V. N., Boyer, D., Chouliaras, G., Le Mouél, J. L. & Rossignol, J. C. (1998). Characteristics of electromagnetic noise in the Ioannina region (Greece); a possible origin for so called «Seismic Electric Signal»(SES). *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2229–2232.
- Pham, V. N., Boyer, D., Le Mouél, J. L., Chouliaras, G. & Stavrakakis, G. N. (1999). Electromagnetic signals generated in the solid Earth by digital transmission of radio-waves as a plausible source for some so-called «seismic electric signals». *Phys. Earth Planet. Int.*, **114**, 141–163.
- Pili, E., Kennedy, B. M. & Conrad, M. E. (1998). Isotope constraints on the involvement of fluids in the San Andreas fault system, California. In *Transactions, American Geophysical Union*, Volume 79.
- Portier, E. (1995). Le site de Sur-Frêtes: synthèse des données géologiques et analyse hydrogéologique préliminaire. Rapport technique, CEA.
- Qiu, Z., Zhang, B., Huang, X. & Ge, L. (1998). On the cause of ground stress tensile pulses observed before the 1976 Tangshan earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 989–994.
- Raleigh, B., Bennett, G., Craig, H., Hanks, T., Molnar, P., Nur, A., Savage, J., Scholtz, C. H., Turner, R. & Wu, F. (1977). Prediction of the Haicheng Earthquake. *Transactions, American Geophysical Union*, **58**, 236–274.

- Revil, A. & Pezard, P. A. (1998). Streaming electrical potential anomaly along faults in geothermal areas. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3197–3200.
- Revil, A., Pezard, P. A. & Glover, P. W. J. (1999). Streaming potential in porous media 1. Theory of the zeta potential. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20021–20031.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles III, L. M. & Manhardt, P. D. (1999). Streaming potential in porous media 2. Theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20033–20048.
- Roeloffs, E. A. (1988a). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geoph. Res.*, **93**, 2107–2124.
- Roeloffs, E. A. (1988b). Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 177–209.
- Roeloffs, E. A., Burford, S. S., Riley, F. S. & Records, A. W. (1989). Hydrogeologic effects of water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12387–12402.
- Roeloffs, E. A. & Quilty, E. (1997). Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **149**, 21–60.
- Rojstaczer, S., Wolf, S. & Michel, R. (1995). Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological processes. *Nature*, **373**, 237–239.
- Sammonds, P. R., Meredith, P. G. & Main, I. G. (1992). Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture. *Nature*, **359**, 228–230.
- Sasaoka, H., Yamanaka, C. & Ikeya, M. (1998). Measurements of electric potential variation by piezoelectricity in granite. *Geoph. Res. Lett.*, **25**, 2225–2228.
- Sato, M., Sutton, A. J., McGee, K. A. & Russel-Robinson, S. (1986). Monitoring of hydrogen along the San Andreas and Calaveras faults in Central California in 1980–1984. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12315–12326.
- Scholz, C. H. (1990). *The mechanics of earthquake and faulting*. Cambridge University Press.
- Scholz, C. H., Sykes, L. R. & Aggarwal, Y. P. (1973). Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**, 803–810.
- Silver, P. G. & Valette-Silver, N. J. (1992). Detection of hydrothermal precursors to large Northern California earthquakes. *Science*, **257**, 1363–1367.
- Silver, P. G. & Wakita, H. (1996). A search for earthquake precursors. *Science*, **273**, 77–78.
- Sleep, N. H. & Blanpied, M. L. (1992). Creep, compaction and the weak rheology of major faults. *Nature*, **359**, 687–692.
- Smith, W. D. (1981). The *b*-value as an earthquake precursor. *Nature*, **289**, 136–139.

- Sobolev, G. A. (1975). Application of electric method to the tentative short-term forecast of Kamchatka earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 229–235.
- Spitzer, K. (1995). A 3-D finite-difference algorithm for DC resistivity modeling using conjugate gradient methods. *Geophys. J. Int.*, **123**, 903–914.
- Sugisaki, R. (1978). Changing He/Ar and N₂/Ar ratios of fault air may be earthquake precursors. *Nature*, **275**, 209–211.
- Sugisaki, R. (1981). Deep-seated gas emission induced by the earth tide: a basic observation for geochemical earthquake prediction. *Science*, **212**, 1264–1266.
- Sugisaki, R. & Sugiura, T. (1986). Gas anomalies at three mineral springs and a fumarole before an inland earthquake, Central Japan. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12296–12304.
- Sykes, L. R., Shaw, B. R. & Scholz, C. H. (1999). Rethinking earthquake prediction. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 207–232.
- Toutain, J. P. & Baubron, J. C. (1999). Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics*, **304**, 1–27.
- Toutain, J. P., Munoz, M., Poitrasson, F. & Lienard, A. C. (1997). Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L = 5.2$ Pyrenean earthquake. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **149**, 113–119.
- Tsunogai, U. & Wakita, H. (1995). Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan. *Science*, **269**, 61–63.
- Turcotte, D. L. (1999). Seismicity and self-organized criticality. *Phys. Earth Planet. Int.*, **111**, 275–293.
- Uyeda, S., Al-Damegh, K. S., Dologlou, E. & Nagao, T. (1999). Some relationship between VAN seismic electric signals (SES) and earthquake parameters. *Tectonophysics*, **304**, 41–55.
- Uyeshima, M., Kanda, W., Nagao, T. & Kono, Y. (1998). Directional properties of VAN's SES and ULF MT signals at Ioannina, Greece. *Phys. Earth Planet. Int.*, **105**, 153–166.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K. (1984a). Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, I. *Tectonophysics*, **110**, 73–98.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K. (1984b). Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes. II. Determination of epicenter and magnitude. *Tectonophysics*, **110**, 98–125.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K. (1987). Physical properties of the variations in the electric field of the earth preceding earthquakes, III. *Tectonophysics*, **136**, 335–339.
- Varotsos, P. & Lazaridou, M. (1991). Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. *Tectonophysics*, **188**, 321–347.
- Varotsos, P., Sarlis, N. & Lazaridou, M. (1999). Interconnection of defect parameters and stress-induced electric signals in ionic crystals. *Phys. Rev. B*, **59**, 24–27.

- Varotsos, P., Sarlis, N., Lazaridou, M. & Kaporis, P. (1998). Transmission of stress induced electric signals in dielectric media. *J. Appl. Phys.*, **83**, 60–70.
- Vergne, J. (1998). Analyse et modélisation des déformations récentes. Application à l'Himalaya du Népal. Rapport de stage d'ingénieur.
- Virk, H. S. (1995). Radon monitoring of microseismicity in the Kangra and Chamba Valleys of Himachal Pradesh, India. *Nucl. Geophys.*, **9**, 141–146.
- Virk, H. S. & Singh, B. (1994). Radon recording of Uttarkashi earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 737–740.
- Wakita, H. (1996). Geochemical challenge to earthquake prediction. In *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, Volume 93, pp. 3781–3786.
- Wakita, H. & Nakamura, Y. (1980). Hydrogen release: new indicator of fault activity. *Science*, **210**, 188–189.
- Wakita, H., Nakamura, Y. & Sano, Y. (1988). Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 267–278.
- Warwick, J. W., Stoker, C. & Meyer, T. R. (1982). Radio emission associated with rock failure: possible application of the great Chilean earthquake of May 22, 1960. *J. Geophys. Res.*, **81**, 2851–2859.
- Whitcomb, J. H., Garmany, J. D. & Anderson, D. L. (1973). Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San [Fernando] earthquake. *Science*, **180**, 632–635.
- Wyss, M. (1997). Second round of evaluations of proposed earthquake precursors. *Pure Appl. Geophys.*, **149**, 3–16.
- Wyss, M. & Martirosyan, A. (1998). Seismic quiescence before the M7, 1988, Spitak earthquake, Armenia. *Geophys. J. Int.*, **134**, 329–340.
- Wyss, M., Westerhaus, M., Berckhemer, H. & Ates, R. (1995). Precursory seismic quiescence in the Mudurnu Valley, North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Geophys. J. Int.*, **123**, 3117–124.
- Yamaoka, K., Ooida, T. & Ueda, Y. (1999). Detailed distribution of accelerating foreshocks before a M5.1 earthquake in Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 335–353.
- Yoshida, S., Clint, O. & Sammonds, P. R. (1998). Electric potential changes prior to shear fracture in dry and saturated rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1577–1580.
- Yoshida, S., Uyeshima, M. & Nakatani, M. (1997). Electric potential changes associated with slip failure of granite: preseismic and coseismic signals. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14883–14897.
- Yoshino, T. & Tomizawa, I. (1989). Observation of low-frequency electromagnetic emissions as precursors to the volcanic eruption at Mt. Mihara during November, 1986. *Phys. Earth Planet. Int.*, **57**, 32–39.

- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H. & Wiens, D. (1996). Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: evidence for fluids at the hypocenter. *Science*, **274**, 1891–1893.
- Zhao, Y. & Qian, F. (1994). Geoelectric precursors to strong earthquake in China. *Tectonophysics*, **233**, 99–113.
- Zlotnicki, J. & Le Mouél, J. L. (1988). Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise Volcano (Réunion Island): 1985–1987. *J. Geophys. Res.*, **30**, 9157–9171.
- Zlotnicki, J. & Le Mouél, J. L. (1990). Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise Volcano. *Nature*, **343**, 644–646.
- Zlotnicki, J., Michel, S. & Annen, C. (1994). Self-potential anomalies and convective systems on la Fournaise volcano (Réunion Island, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, 1325–1331.
- Zongjin, M., Zhengxiang, F., Yingzhen, Z., Chengmin, W., Guomin, Z. & Defu, L. (1992). *Earthquake prediction - Nine major earthquakes in China*. Seismological Press, Springer Verlag.



Thèse de Doctorat de l'Université
Joseph Fourier - Grenoble I

Titre de l'ouvrage :

**Etude en site naturel des phénomènes physiques
associés au cycle sismique: l'expérience de
Sur-Frêtes**

Auteur :

MICHAËL TRIQUE

Résumé : Des anomalies géophysiques ont été observées avant des tremblements de terre. Ces signaux précurseurs ne sont pas systématiques et en général leur relation avec la sismicité ne peut pas être confirmée. Afin d'étudier si une relation existe entre ces signaux géophysiques et les contraintes tectoniques au cours du cycle sismique, nous allons étudier le comportement géophysique d'un milieu naturel en réponse à des sollicitations mécaniques connues. Le site choisi est le site de Sur-Frêtes en Savoie au voisinage des lacs artificiels de Roselend et La Gittaz. Les variations annuelles de niveau des lacs de plus de 50 m d'amplitude constituent le moteur de déformation cyclique sur le milieu. La réponse géophysique du site est étudiée principalement en termes de potentiel électrique, d'émanation de gaz radon, de niveau de puits et de déformation.

Des variations de potentiel électrique ont été associées aux variations de niveau des lacs, avec un coefficient de couplage compris entre 0.6 et 4.2 mV/m d'eau. Nous montrons qu'elles sont produites par un mécanisme d'électrofiltration compatible avec les mesures en laboratoire réalisées sur des échantillons du site. Cette observation démontre que le phénomène d'électrofiltration est actif à l'échelle naturelle.

De plus, cette expérience a mis en évidence des variations transitoires de potentiel électrique de l'ordre de 20 mV associées à des pics d'émanation de gaz radon d'amplitude 5 à 40 fois supérieure au bruit de fond. Ces événements, dont la durée est comprise entre 1 et 10 semaines, sont corrélés à des déformations transitoires mesurées par inclinométrie, qui interviennent lors d'augmentation du taux de chargement du milieu. Des mesures en puits réalisées en fin d'expérience lors de la vidange décennale du lac de Roselend montrent que ces événements sont aussi associés à des surpressions de fluide de l'ordre de 1 bar. Les fluides jouent donc un rôle déterminant dans la génération des potentiels électriques et des pics de gaz radon. Nous proposons que ces signaux sont liés aux surpressions de fluide qui produisent localement une augmentation de la connectivité du milieu entraînant des circulations de fluide transitoires. Ces observations montrent la sensibilité des propriétés de transport de la roche aux variations du taux de déformation.

Nous discutons sur la base de ces mécanismes la possibilité d'observer des précurseurs dans le cas du chevauchement actif Himalayen. Nos résultats suggèrent qu'une variation présismique du taux de déformation de la croûte pourrait produire des signaux géophysiques mesurables à l'aplomb de l'extrémité de la zone sismogénique bloquée.

Mots Clefs : Déformations, circulations de fluide, potentiel électrique, gaz radon, connectivité, précurseurs sismiques