



HAL
open science

Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin

Akram Belghoul

► **To cite this version:**

Akram Belghoul. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, 2007. Français. NNT: . tel-00444175

HAL Id: tel-00444175

<https://theses.hal.science/tel-00444175>

Submitted on 6 Jan 2010

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.

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Géosciences:

Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosiences,
Environnement

Présentée et soutenue publiquement

par

Akram Belghoul

Le 14 Décembre 2007

Titre :

**Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du
socle cristallin**

JURY

M. Goetz Bokelmann	, Président
M. Olivier Bour	, Rapporteur
Mme. Laurence Jouniaux	, Rapporteur
M. David Mainprice	, Examineur
M. Patrick Lachassagne	, Examineur
M. Philippe Pezard	, Directeur de Thèse

A la mémoire de mon père,
A ma mère et mes cousines pour leur soutien
qu'elles m'ont accordé au cours de mes années de recherche,
A tous ceux que j'aime, dans ce monde et dans les mondes lointains.

Remerciements

Ce mémoire de thèse est certes l'aboutissement d'un travail personnel, fruit de quatre années d'efforts, mais c'est surtout le résultat du travail d'un groupe. Ainsi, en espérant que je n'oublierais personne, je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin. Leur aide a pu être aussi bien scientifique, technique, morale ou amicale.

Au terme de ce travail, je tiens à remercier chaleureusement mon directeur de thèse Philippe Pezard pour la qualité de son encadrement, pour ses nombreux conseils. Je le remercie pour sa confiance et son soutien sans faille tout au long de cette thèse.

Je remercie particulièrement les membres de mon jury qui, en acceptant d'y participer, ont fait preuve d'intérêt à l'égard de mon travail:

Laurence Jouniaux et Olivier Bour, qui ont eu la gentillesse d'être les rapporteurs de ma thèse. Je souhaite leur exprimer toute ma gratitude pour leurs remarques constructives.

Je tiens à remercier Goetz Bokelmann d'avoir accepté d'être président de jury.

Je tiens à remercier, également les deux examinateurs David Mainprice et Patrick Lachassagne.

Un grand merci, bien sûr, à toute l'équipe du LGHF pour leurs accueil et leurs contributions, et particulièrement à : Gilles Henry, Yves Maria-Sube, Joëlle Gastambide, Denis Neyens, Didier Loggia, Marie Violay, Johanna Lofi, Simon Barry, Stéphanie Gautier, Eric Masquelier, Charlotte Garing et Vanessa Hebert, ceux, déjà cités ou non, qui ont contribué à rendre agréables ces cinq années passés au laboratoire. Sans oublier l'équipe du la MSE : Philippe Gouze, Gérard Iods, Bernard Célérier et Richard Leprovost.

Je remercie aussi Françoise Boudier, Benoit Ildefonse, Adolphe Nicolas, qui m'ont consacré un peu de leur temps précieux pour m'avoir fait partager leurs connaissances sur l'ophiolite d'Oman.

Une partie des travaux de cette thèse ont été effectuées dans le cadre du projet du forage océanique (IODP). L'expédition (309) a été une fabuleuse expérience pour moi. Je tiens à remercier tous les scientifiques, les techniciens et le staff du bateau. Un grand merci aussi à l'équipe du Lamont (LDEO) pour leur accueil, leur disponibilité, formations, informations et données, expertises et avis, qu'ils m'ont dispensées chez eux, avec une pensée particulière

à Gilles Guerin et Steve Williams.

C'est avec un grand plaisir que j'ai passé ces cinq ans d'étude à Montpellier. Je tiens donc à remercier tous les enseignants-chercheurs et chercheurs du laboratoire Géoscience Montpellier ; Louis Briqueu, Serge Lallemand, Jean-Louis Bodinier, Marc Daignieres, Pierre Camps...; ainsi que le personnel dédié : Christophe Névado, Thierry Poidras, Philippe Péchier, Eliane Nadal, Bernadette Marie, Marguerite N'guyen et Pierre Azais pour l'aide qu'il m'a apportée (avec une efficacité et un sourire permanents) lors de la conception de mes différents dispositifs expérimentaux....

Parmi les doctorants de Géosciences Montpellier, je tiens particulièrement à remercier Marie Violay, la nouvelle thésarde du LGHF, pour son aide précieuse, ses cours de géologie, ses corrections... je lui souhaite une bonne continuation. Mes amis doctorants Riccardo Vassallo (camarade de promo), Marion Drouin, Lydéric France, et Andy ... ainsi que les anciens post-docs du labo : Florence Einaudi et sans oublier notre Hollandais Hendrik Braaksma.

Enfin je tiens à remercier du fond du cœur mes amis Algériens et Libanais de Montpellier : Nabil (le génie) et sa famille, Mehdi et sa famille, Mouloud, Mohammed et sa famille, Rafik et sa maman, Alilou, Hicham, Halim, Mouh, Malek, Samer, Hassan, Ahmed, Maher et ma grande famille des Cévennes.

Merci à mes frères et ma nièce (Hicham, Achraf, Atef, Anouar et Houyam), ainsi qu'à mes oncles, Abdelkrim, pour ces coups de fils de samedi après-midi, et Mohamed de Londres. Merci à eux pour leurs encouragements et leur amour.

Table des matières

1. INTRODUCTION	6
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE	11
2.1. Site de Ploemeur	11
2.1.1. Géologie du Massif armoricain	11
2.1.2. Géologie du site de Ploemeur	12
2.1.3. Pourquoi le site de Ploemeur ?	12
2.1.4. Historique de l'aquifère de Ploemeur	13
2.1.5. Le site expérimental de Stang Er Brune (SEB)	14
2.1.6. Pourquoi le site SEB ?	17
2.1.7. Description minéralogique et pétrographique du Site expérimental (SEB)	18
2.2. Site de Poitou	22
2.2.1. Généralités	22
2.2.2. Localisation et géologie	23
2.3. Site de Ringelbach	24
2.3.1. Généralités	24
2.3.2. Localisation et géologie	24
2.4. Site ODP/IODP 1256 (Plaque Cocos, Pacifique Equatorial Oriental)	27
2.4.1. Généralités	
2.4.2. Localisation et géologie	28
3. METHODOLOGIE	32
3.1. Caractérisations pétrophysiques en laboratoire	32
3.1.1. Choix des échantillons et préparation des carottes	32
3.1.2. Porosité et masse volumique	33
3.1.3. Propriétés électriques des roches	39
3.1.4. Propriétés acoustiques	47
3.1.5. Susceptibilité magnétique	56

3.1.6. Perméabilité	59
3.1.7. Potentiel spontané	61
3.2. Caractérisation des propriétés pétrophysiques en forage	69
3.2.1. Acquisition des données	69
3.2.2. Mise en œuvre d'une mesure diagraphique	71
3.2.3. Présentation des sondes	71
3.2.4. Exploitation des données diagraphiques sur logiciel Wellcad	77
3.2.5. Modélisation numérique de la résistivité électrique	77
4. RESULTATS	81
Article n°1: "Petrophysical properties of a crystalline basement at Ploemeur, Brittany, France" (Belghoul et al., 2008)	80
Article n°2: "Characterization of fractured crystalline basement from downhole measurements and images; example from Stang Er Brune experimental site (Ploemeur, France)" (Belghoul et al., 2008)	124
Article n°3: "Spontaneous Potential responses in crystalline basement: field and laboratory results" (Belghoul et al., 2008)	158
Article n°4: "Porosity of the upper ocean crust at varying spreading rates" (Belghoul et al., 2008)	182
5 CONCLUSIONS	225
REFERENCES	227
ANNEXES	
Annexe 1 Mesures pétrophysiques sur échantillons	
Annexe 2 Tableau récapitulatif des outils de mesure en forage	
Annexe 3 Imagerie de paroi et analyse de la fracturation dans le puits B1	

Table des figures

Figure 1-1 Schéma des différentes méthodes et approche utilisées dans l'étude des réservoirs, en fonction des échelles d'investigation.

Figure 2-1 Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (Lardeux, 1996; Judenherc, 2000) et les principaux accidents tectoniques l'affectant.

Figure 2-2 Localisation des différents sites de l'aquifère de socle de Ploemeur.

Figure 2-3 A gauche localisation des 4 forages (B1, B2, B3 et F22) et des 3 piézomètres (P1, P2 et P3) sur le site expérimental de Stang Er Brune. A droite photo du puits B2.

Figure 2-4 A gauche localisation des trois forages (D1, D2 et D3) sur le site côtier de Courégant. A droite photo du puits D2.

Figure 2-5 Lithostratigraphie simplifiée de l'ensemble des puits (F22, B2, B1 et B3) du site expérimental de SEB, réalisée à partir des analyses des débris de carottes et de l'imagerie de paroi de forage.

Figure 2-6 Photos des lames minces du puits B1. A) schiste altéré à 19m. B) schiste sain à 27.50 m. C) granite altéré à 43.30. D) granite sain à 60 m. A-D microphotographie en microscopie optique (lumière polarisée, sauf A lumière naturelle).

Figure 2-7 Cartographie sous couverture des faciès géochimiques du socle et localisation des forages étudiés sur le site d'ANDRA (Vienne).

Figure 2-8 Bassin versant du Ringelbach: localisation des principaux sites de mesures et de prélèvements (Ambroise et al, 2004).

Figure 2-9 Les séquences lithologiques des trois puits HUR, HEI et HEI2 du site Ringelbach dans le massif des Vosges.

Figure 2-10 Age de la croûte océanique sur la carte de la plaque cocos et les régions correspondantes sur la plaque Pacifique. Les isochrones ont pour intervalles 5 Ma et ont été définies grâce aux anomalies magnétiques (Cande et Kent., 1995). La localisation de certains sites DSDP, ODP, IODP, en particulier le site 1256D est porté sur cette carte.

Figure 2-11 Colonne lithostratigraphique du puits ODP/IODP 1256D corrélée aux : aux e récupération, lithologie majeur, distribution des minéraux d'altérations (ligne épaisse : distribution abondante; ligne mince :distribution rare) et vitesses acoustique mesurées sur des carottes, par des mesures de diagraphie et de sismique réfraction, d'après Wilsons et al., 2006.

Figure 3-1 Sections de carottes issues du forage de SEB (B1). A gauche un schiste et à droite un granite.

Figure 3-2 Les appareils de mesures de la triple pesée.

Figure 3-3 Courbe de séchage, permettant la détermination de la masse saturée vraie (Melnyk et Skeet, 1986).

Figure 3-4 Schéma du dispositif expérimental des mesures électriques.

Figure 3-5 Figure schématique illustrant la signification du facteur de formation électrique (F) en termes de topologie et de tortuosité de l'espace poreux (Einaudi, 2002).

Figure 3-6 La double couche électrique, à la surface du minéral et en présence d'eau (Revil et al., 2002a; Naudet, 2004).

Figure 3-7 Figure schématique illustrant la direction et le sens de polarisation des ondes longitudinale (P).

Figure 3-8 Figure schématique illustrant la direction et le sens de polarisation des ondes transversale (S).

Figure 3-9 Dispositif expérimental de vitesse des ondes acoustiques (P et S).

Figure 3-10 Illustration de la forme des fissures en fonction de leur rapport axial (Wilkins et al., 1991).

Figure 3-11 L'appareil de mesure de la susceptibilité magnétique (Bartington).

Figure 3-12 Perméamètre et PC de mesure.

Figure 3-13 Cellule de mesure de potentiel spontané en configuration 2D.

Figure 3-14 Exemple des différentes tailles de grains pour le granite du puits B1.

Figure 3-15 Schéma de la cellule de mesure en configuration 1D.

Figure 3-16 A gauche schéma du dispositif d'acquisition. A droite photo du dispositif d'acquisition.

Figure 3-17 Sondes de mesures en forage, de la droite vers la gauche (ABI40, OBI40, IDRONAUT, ELXG, GLOG).

Figure 3-18 Complexité de l'environnement de mesures des sondes de résistivités (ATEMIS TECHNOLOGIE, 1998-2007).

Figure 3-19 Le « Forward Modeling » (ATEMIS TECHNOLOGIE, 1998-2007).

Liste des tableaux

Table 2-1 Résumé des informations sur le forage, azimuth et l'offset calculé à partir des données de l'imagerie optique

Table 3-1 Porosité et masse volumique de différentes roches.

Table 3-2 Gamme de résistivité et de conductivité des roches.

Table 3-3 Tableau des vitesses moyennes, des ondes P et S pour différents types de roches.

Table 3-4 La table ci dessus récapitule : le coefficient de Poisson, le module de Young, module de cisaillement, module d'incompressibilité, pour des granites de (Barrede), des basaltes de (Pigash), et des grés de (Cherokee). Les données ont été prises des différentes sources (Guéguen et Placiauskas, 1992 et Caramichael, 1982).

Table 3-5 La susceptibilité magnétique des minéraux et des roches.

Table 3-6 Porosité, et perméabilité des différentes roches.

1. Introduction

L'étude des propriétés pétrophysiques et des écoulements de fluides des roches nécessitent de connaître et de comprendre la nature de la microstructure et de la microgéométrie des ces dernières. Cette étude est fondamentale dans des domaines aussi variés que l'exploitation pétrolière, l'hydrologie, la géologie ou la sismogenèse (André, 2004). Elle est essentielle, en particulier, pour décrire un réservoir pétrolier, le fonctionnement d'un aquifère, ou prédire l'importance des mouvements de fluides dans un édifice volcanique ou autour d'un site de stockage de déchets. A l'aide de ces connaissances, nous pourrions nous orienter vers une meilleure gestion des ressources en eau, pétrole, gaz, ou énergie géothermique de notre planète. Nous pourrions également mieux garantir la sécurité à long terme autour des centres de stockage de déchets toxiques ou nucléaires et éviter la contamination du sous-sol et des nappes phréatiques permettant l'alimentation en eau potable.

Dans le cadre de ce travail, on s'intéresse plus particulièrement à décrire la matrice des roches constitutives des socles cristallins. Pour cela, on a cherché à déterminer à échelle centimétrique les paramètres liés à la structure des roches considérées (porosité, masses volumiques, résistivité, CEC). L'étude en laboratoire a été étendue en cours de ce travail de thèse aux mesures de vitesses acoustiques (P et S) et de susceptibilité magnétique des mini-carottes. Les microstructures et les propriétés transmissives des roches carottées ont été détaillées avec, en particulier, une étude du facteur de forme et des structures contrôlant la conduction électrique. Ces mesures sur carottes ont ensuite été appliquées à l'interprétation des diagraphies. Une évaluation quantitative des mesures enregistrées dans les forages est donc présentée.

Ce travail de thèse s'insère dans un programme scientifique à affinité environnementale. Le projet d'ALIANCE (Advanced Logging Investigations of Aquifers in Coastal Environments), a mobilisé plusieurs laboratoires en Europe (2002-2005). Il vise à développer de nouvelles méthodes d'investigation des aquifères grâce à 5 nouveaux outils de mesures géophysiques et hydrodynamiques en forage, ainsi que par un suivi à long terme des réservoirs, afin de permettre l'élaboration de modèles prédictifs de l'évolution spatio-temporelle des intrusions salines dans deux aquifères côtiers, différents du point de vue géologique et hydrodynamique. A côté de Ploemeur (France): un site expérimental de formation granitique permettant d'étudier la réponse d'un milieu fracturé de réactivité matricielle limitée. A Majorque

(Espagne), un site calcaire permettant d'étudier une intrusion saline documentée dans milieu de réactivité matricielle potentiellement importante.

Dans ce travail nous nous intéresserons aux aquifères de socle. Les aquifères de socle sont des roches cristallines, d'origine plutonique (granite), ou métamorphique (schistes et gneiss) qui présentent un comportement mécanique et des propriétés hydrauliques hétérogènes. En effet, lorsque ces formations servent de réservoir, l'eau n'est pas stockée dans des pores comme c'est le cas des roches sédimentaires, mais dans des fractures ou des fissures (zone de plus grande perméabilité de la roche) (Lachassagne et Wyns, 2006). L'étude des aquifères de socles nécessite en particulier une étude très détaillée de la porosité de la matrice et/ou de la fracturation afin de comprendre les écoulements des fluides, la nature de la formation, et de caractériser les propriétés physiques des formations.

Ce travail s'intègre dans la volonté de mieux comprendre le fonctionnement et la structure des aquifères de socle cristallin fracturés et hétérogènes à partir des mesures géophysiques en forage (échelle métrique) et des mesures sur des roches en laboratoires (échelle centimétrique) (Figure 1-1). La prise en compte de l'hétérogénéité du milieu dans les modèles d'écoulement et de transport est le problème majeur de l'hydrogéologie. Malgré un effort de recherche important durant les quinze dernières années, il existe actuellement peu de méthodes et de modèles qui permettent d'appréhender la circulation des fluides dans les milieux géologiques hétérogènes (Le borgne, 2004; Bonnet et al., 2001).

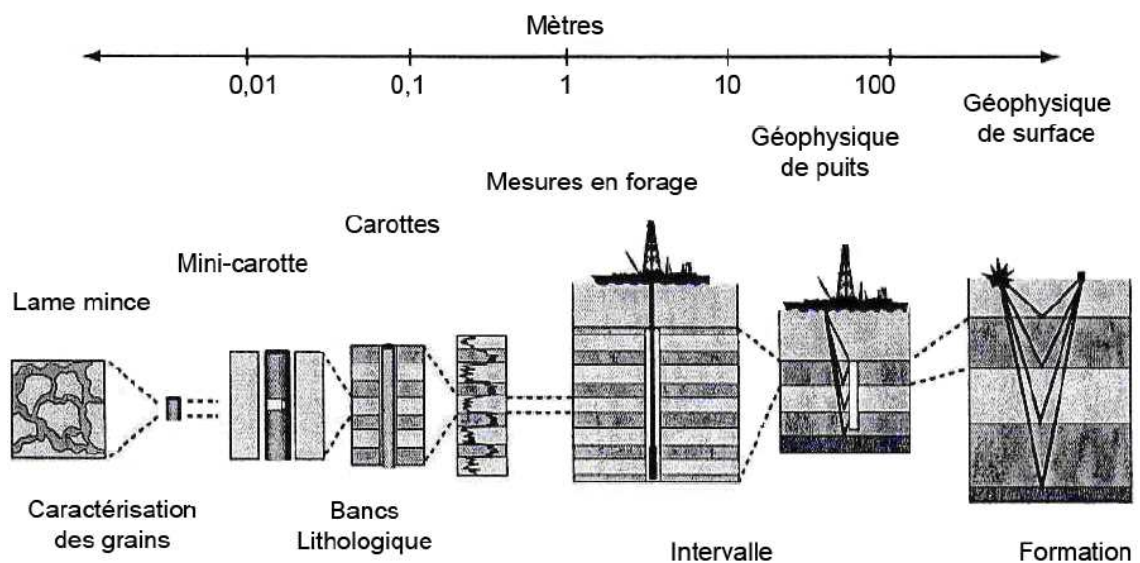


Figure 1-1: Schéma des différentes méthodes et approche utilisées dans l'étude des réservoirs, en fonction des échelles d'investigation.

Le site expérimental de Stang Er Brune (SEB) est localisé sur la commune de Ploemeur, Bretagne sud, est situé dans un socle cristallin, il a été choisi comme site hydrogéologique expérimental et se situe à quelques kilomètres de l'océan atlantique. Ce site, de part son contexte géologique, permet de caractériser la circulation des fluides peu profonds (~ 100 m) dans un socle cristallin de faible porosité mais de forte perméabilité. En effet la perméabilité de fractures est beaucoup plus élevée que celle de la matrice rocheuse. A ce jour peu de travaux, rendent compte du fonctionnement de ces aquifères de socle, d'une part à cause de leurs hétérogénéités et d'autre part de leurs diversités tant structurales que lithologiques.

Cette étude sera réalisée sur un site principal (socle cristallin de Ploemeur). Ce site est appuyé sur deux autres sites de nature granitique : les travaux de l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) et le projet ECCO (Ecosphère Continentale: Processus et Modélisation) qui a également permis la caractérisation par forages de plusieurs aquifères de socle granitique dans les Vosges. Afin de mener une étude comparative, un autre réservoir de socle basaltique a été sélectionné. Le forage ODP/IODP 1256D s'insère dans le programme international IODP (Integrated Ocean Drilling Program) qui a permis d'étudier les propriétés pétrophysiques et chimiques d'un aquifère fracturé basaltique.

Dans ce contexte, les principaux objectifs de ce travail de thèse sont :

- définir le rôle de la porosité et de l'altération sur les propriétés physiques des roches étudiées;
- localiser le réservoir et les zones des écoulements, définir leurs importances grâce aux mesures géophysiques et hydrologiques *in situ*;
- contraindre l'interprétation des données géologiques, géophysiques et géochimiques à l'échelle des sites;
- corréler les mesures géophysiques en forages aux mesures sur mini-carotte en laboratoire afin de les valider d'une part et d'autre part de caractériser les sites d'études à différentes échelles.

Pour répondre à ces questions, une approche comparative multi-sites et multi-échelles a été mise en place (Figure 1-1). Celles-ci ont été complétées par l'utilisation des sondes de mesure géophysique en forage et des expériences en laboratoire. De nouveaux outils ont également été utilisés afin de mesurer séparément et indépendamment les propriétés physiques et

hydrodynamiques des formations étudiées. Ils sont basés sur les mesures de potentiel spontané (sonde et cellule de mesure) rarement utilisées dans ce type d'environnement.

Ce mémoire se divise en trois grandes parties :

- Dans un premier temps afin de replacer l'ensemble des mesures dans leurs contextes géologiques, nous ferons un rapide état des lieux de la géologie régionale liée aux différents sites d'étude.

- Dans un deuxième temps, nous présenterons l'ensemble des méthodes utilisées pour répondre à nos problématiques.

- Enfin le troisième chapitre sera consacré à la présentation des résultats et à leurs discussions. Les résultats seront présentés sous forme d'articles qui constitueront prochainement des publications.

Le premier article traite l'influence de l'hétérogénéité des matrices granitiques et schisteuses du site expérimental de Stang Er Brune (SEB) et des autres sites granitiques sur les propriétés pétrophysiques. L'objectif de cette étude est de rechercher les relations entre pétrologie et propriétés physiques (porosité, conductivité électrique, perméabilité, vitesses acoustiques, susceptibilité magnétique). Nous présentons également les méthodes de mesures pétrophysiques sur des mini-carottes et en particulier les mesures des propriétés électriques et acoustiques.

Le second article est une présentation à la fois générale et détaillée des méthodes de caractérisation des fractures sur le socle cristallin de SEB. L'objectif de cette étude est de définir le réseau de fractures à partir des observations en forage telles que des images de parois de forage, des mesures géophysiques en forage (électriques et acoustiques), et des tests d'hydrologie (reconnaissance des zones transmissives).

Le troisième article caractérise les phénomènes de potentiel spontané (en forage et en laboratoire). Le champ électrique dans le sous sol a plusieurs origine; déséquilibre hydraulique (écoulement) ou chimique (diffusion) ou thermique (température). L'objectif était d'isoler les contributions individuelles de ces différents couplages et de comprendre l'origine du signal du potentiel spontané.

Le dernier article a pour but d'établir un profil de porosité de la croûte océanique supérieure grâce aux mesures géophysiques en forage et en laboratoire, afin de comprendre le fonctionnement de la circulation hydrothermale aux dorsales rapides, intermédiaires et lentes.

2. Contexte géologique

Ce chapitre resitue les différents sites étudiés dans leur contexte géologique et décrit la nature des formations granitiques, schisteuses et basaltiques qui y sont observées.

2.1. Site de Ploemeur

Cette partie présente brièvement l'histoire du Massif armoricain qui appartient à la chaîne hercynienne. Après un résumé de la localisation du site expérimental de Stang Er Brune (SEB) et de ses ressources en eau, les caractéristiques géologiques et structurales sont présentées, nous discuterons les motivations ayant conduit au choix de ce site expérimental et la composition minéralogique de ces roches.

2.1.1. Géologie du Massif armoricain

Le Massif armoricain est une chaîne de montagne ancienne, située à l'ouest de l'Europe. Il correspond principalement à la Bretagne et aux reliefs de la Mayenne et de l'Orne. Né à l'ère paléozoïque de l'orogénèse hercynienne, ce massif n'a que peu profité du plissement alpin, contrairement au Massif central et au Massif vosgien (Judenherc, 2000).

D'un point de vue géologique, deux grandes régions peuvent être distinguées : le domaine cadomien au nord et le domaine hercynien au sud (Le Corre et al., 1992). Les terrains sud-armoricains sont en grande partie constitués de granites d'origine hercynienne, injectés le long d'une série de failles allant de la pointe du Raz à la Loire et nommé "zone broyée sud armoricaine". Quelques zones sédimentaires plus anciennes (cambriennes, ordoviciennes ou siluriennes) ont été plissées ou métamorphisées pendant l'orogénèse hercynienne et forment les roches sédimentaires paléozoïques de la région (Figure 2-1). Le socle du massif était primitivement composé de roches métamorphiques datant de deux milliards d'années. Au Protérozoïque, la région est marquée par une activité volcanique et orogénique (orogénèse cadomienne) et par une accumulation massive de sédiments (au Briovérien). Le glissement vers le nord de la plaque Aquitaine induit d'importants plissements.

La phase hercynienne qui a débuté il y a 330 millions d'années est à l'origine des granites qui constituent l'ossature du massif et qui ont été forés sur le site de Ploemeur. Les grès ordoviciens et les schistes siluriens glissent alors vers les synclinaux.

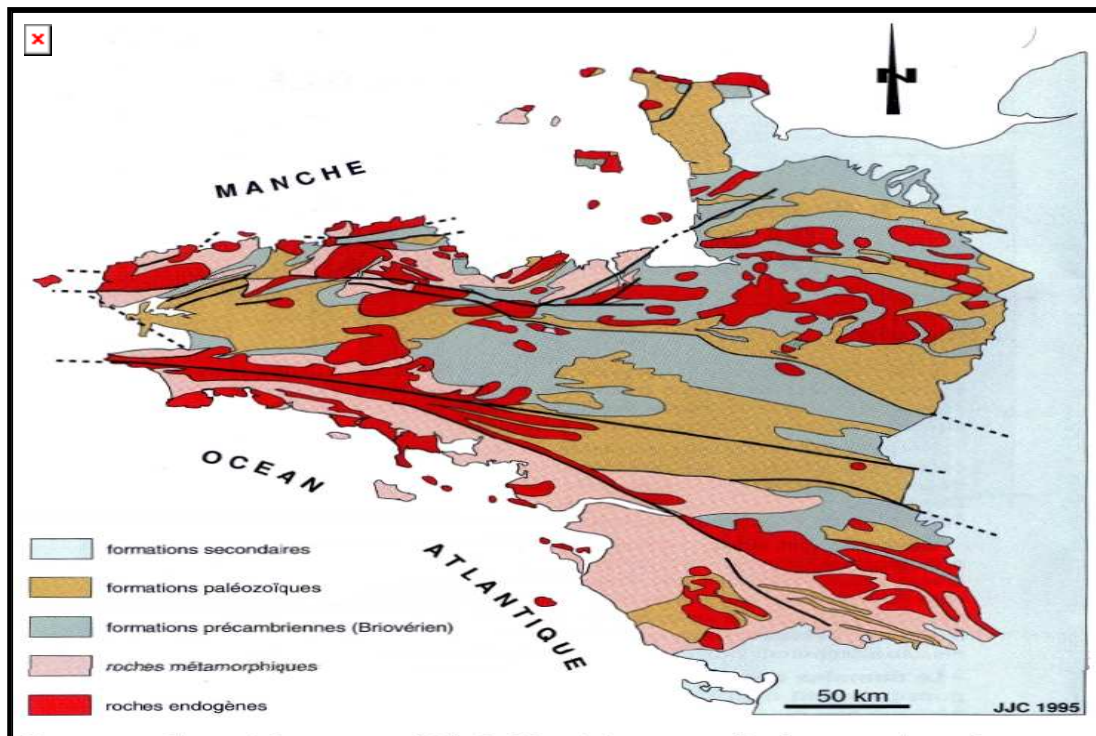


Figure 2-1 : Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (Lardeux, 1996; Judenherc, 2000) et les principaux accidents tectoniques l'affectant.

2.1.2. Géologie du site de Ploemeur

Le site de Ploemeur est localisé à proximité de la ville de Lorient, en Bretagne (France) (Figure 2-2). Le site correspond à un aquifère en milieu cristallin de porosité de fractures, situé au contact de deux lithologies : schistes et granites. Le site est bordé au sud et à l'ouest par l'Océan Atlantique. Il s'agit d'un complexe plutonique âgé de 304 ± 6 millions d'années (Bernard-Griffiths et al., 1985) et qui fournit depuis 1991 presque 1 million de m³ d'eau par an pour l'alimentation en eau potable d'une ville de 20,000 habitants (Touchard, 1999). Ce site fortement transmissif dispose d'une bonne couverture piézométrique avec une quarantaine de forages profonds d'environ 100 m et d'une dizaine de piézomètres de 10 m de profondeur. L'aquifère contient une eau de très bonne qualité dans la zone granitique avec une teneur en nitrates proche de zéro.

2.1.3. Pourquoi le site de Ploemeur ?

- un site exploité par la ville de Ploemeur pour son alimentation en eau potable;
- une possibilité d'expérimentation par pompage contrôlé;

- un site bien instrumenté par l'université de Rennes et de Birmingham et dans le cadre d'autres projets de recherche (ORE H⁺) (niveaux piézométriques, station météorologique, données géophysiques);
- site fermé;
- site peu affecté par les déformations tectoniques;

2.1.4. Historique de l'aquifère de Ploemeur

En Bretagne, plus de 70 % de l'eau exploitée provient de la surface. La région est dotée d'environ 30,000 km de ruisseaux, rivières et fleuves. Les besoins pour l'agriculture, l'industrie et l'alimentation en eau potable s'élèvent à plus de 500 m³/jour en moyenne. Ces besoins sont en grande partie assurés par les eaux de surface. Néanmoins, localement, l'eau souterraine peut devenir une ressource non négligeable malgré la faible perméabilité du sous-sol granitique et schisteux qui, à priori, limite l'infiltration de l'eau et son stockage en profondeur.

La recherche d'eaux souterraines a été initiée par la mairie de Ploemeur au début des années 1990 et a été menée par le bureau d'études GéoArmor suite à la dégradation progressive de la qualité des eaux pompées dans l'Etang de Lannenec, seule source en eau potable pour la commune de Ploemeur. Face à ce problème, la mairie de Ploemeur a décidé de rechercher d'autres ressources en eau : les eaux souterraines. Après la réalisation de plusieurs forages de reconnaissance par le bureau d'Etude «Géoarmor», un forage de 100 mètres de profondeur a mis en évidence une importante arrivée d'eau.

Dix ans plus tard, suite à une demande de la communauté européenne, deux autres sites comportant chacun plusieurs forages ont été développés sur la commune de Ploemeur : un site côtier localisé à Courégant et un site expérimental implanté plus à l'intérieur des terres, à Stang Er Brune. Ces deux sites ont fait l'objet d'une étude détaillée de plusieurs projets : ALIANCE, SALTRANS et le ORE H⁺. Le projet ALLIANCE (Advanced Logging Investigations of Aquifers in Coastal Environments), d'une durée de 4 ans (2001-2005), avait pour objectif de développer de nouvelles méthodes d'investigations géophysiques des aquifères grâce à de nouveaux outils de mesures géophysiques et hydrodynamiques. Cette approche a été complétée par un suivi des forages à long terme afin d'élaborer des modèles prédictifs de l'évolution spatio-temporelle des intrusions salines dans les aquifères côtiers. C'est dans le cadre de ce projet que j'ai effectué mes travaux de thèse, en collaboration avec les chercheurs des universités et laboratoires européens impliqués dans l'étude. Le projet

SALTRANS (Methods For Assessing Salt Intrusion and Transport In Heterogeneous And Fractured Aquifers), d'une durée de 3 ans, avait quant à lui pour objectif de développer et d'évaluer des méthodes permettant de caractériser l'intrusion saline et le transport de fluide dans les aquifères fracturés et hétérogènes. Enfin le projet ORE H⁺, qui permet à partir d'un réseau national de sites hydrogéologiques, de mesurer et modéliser le transfert et la réactivité des eaux dans les aquifères hétérogènes).

La commune de Ploemeur s'étend sur une vingtaine de kilomètres carrés. Les différents sites d'études (distants environ d'un kilomètre) sont présentés ci-dessous.

2.1.5. Le site expérimental de Stang Er Brune (SEB)

Le site de SEB est localisé sur la commune de Ploemeur, situé à 3 km à l'ouest du centre ville et à 2 km de la côte (47°44 N 03°28W, UTM (WGS84) 464410E 5287510N) (Figure 2-2). Au sud, on trouve à proximité une carrière de kaolinite et une carrière de granite abandonnée (60 m au sud). Le site expérimental SEB est également proche d'un forage préexistant (F22) long de 73 mètres (Figure 2-3). D'un point de vue géologique, le SEB est proche du contact granite-schiste qui pourrait faire partie du réservoir à partir duquel la ville de Ploemeur s'alimente en eau douce (Touchard, 1999). Le site de SEB couvre une surface de 10 par 40 mètres. L'accès au site se fait par l'intermédiaire d'une route non pavée entre Kervinio et Lannéec.

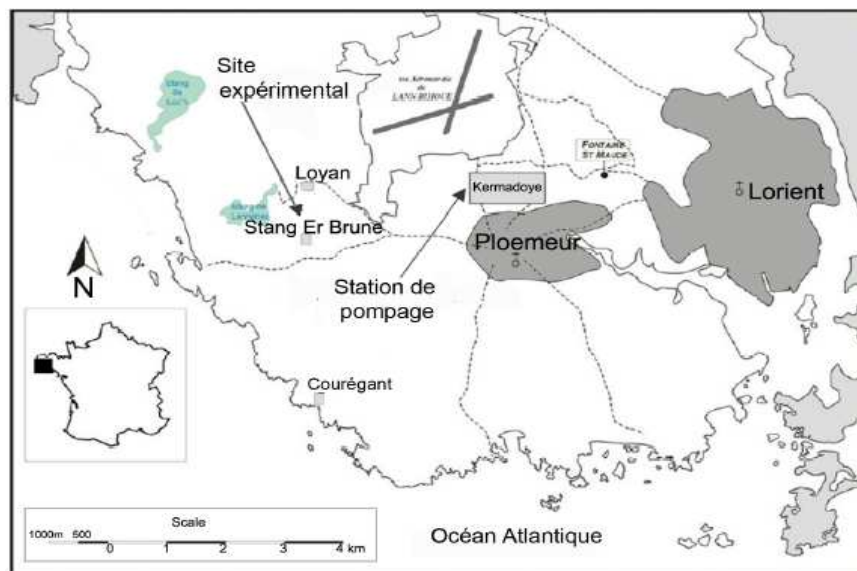


Figure 2-2: Localisation des différents sites de l'aquifère de socle de Ploemeur.

Le site expérimental est composé d'un forage principal carotté (B1) de 83,8 m, de deux forages (B2 et B3) d'une profondeur de 100 m, et de trois autres piézomètres (P1, P2 et P3) de 10 m de profondeur (Figure 2-3). Les piézomètres ont été cimentés avec un tube de PVC vers le bas, à ~3 m dans le sol et les régolithes. Les autres puits ont été cimentés un peu plus profondément, dans les schistes altérés vers les 25 m.

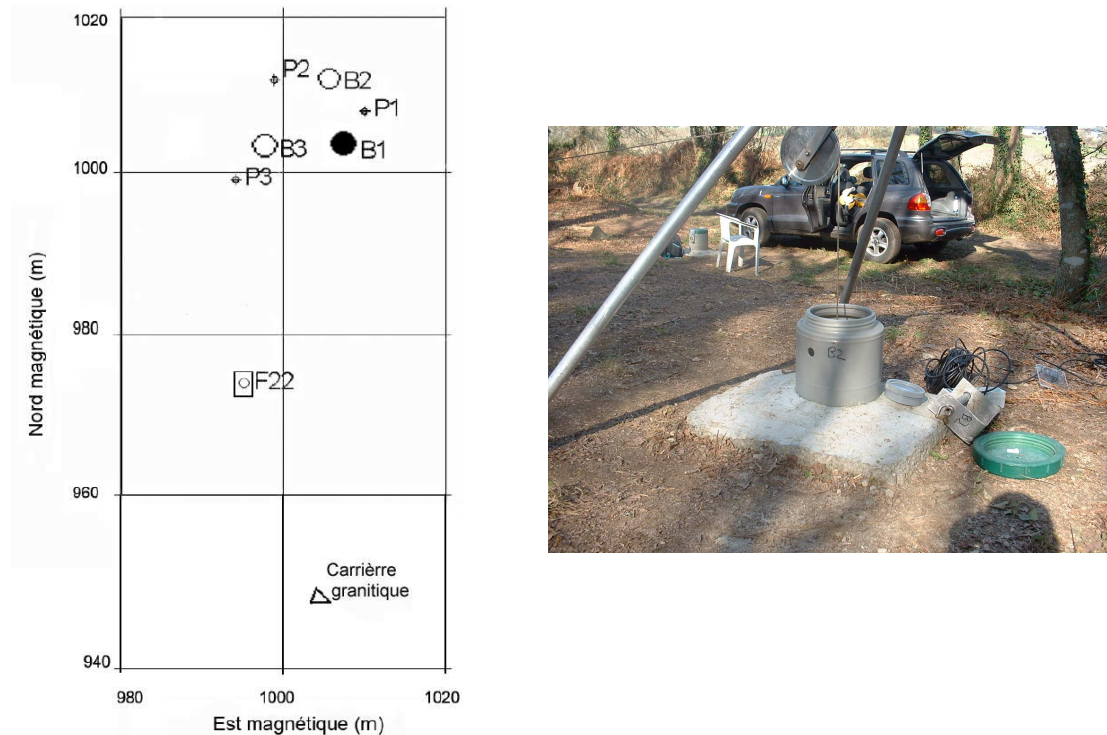


Figure 2-3: A gauche localisation des 4 forages (B1, B2, B3 et F22) et des 3 piézomètres (P1, P2 et P3) sur le site expérimental de Stang Er Brune. A droite photo du puits B2.

Un total de 387,3 m a été foré pendant les mois de Juin et Juillet 2003 par la société de forage "Euroforage Sarl". Aucun additif de boue n'a été injecté. La récupération moyenne des carottes est de 73 %, principalement en raison de la faible récupération dans la zone altérée. On note 28 % de récupération de 0 à 21,15 m et 94 % de 21,15 à 83,8 m.

Les forages B1, B2, et B3 traversent les mêmes formations: une couverture mince composée de 0,5 m de sols et environ 2 m de régolite, un schiste altéré jusqu'à une profondeur de 25 m, puis un schiste frais qui atteint les 40 mètres et une zone de contact sépare les deux formations. On note que le granite est parfois rubéfié et altéré. Il montre également des intrusions de veines de quartz et des filons de pegmatites. Les trois piézomètres peu profonds traversent quand à eux le sol et le régolite superficiels et pénètrent un peu dans le schiste altéré.

Forages	Profondeur (m)	Bas du tubage (mbgl)	Diamètre du puits ouvert (mm)	Off-set horizontal à la profondeur terminale (m)	Azimut à la profondeur terminale (magnetic °)	Profondeur verticale réel (m)
F22	73	7	159	-	-	-
B1	83.8	23.2	101.6	4.52	82	83.63
B2	100	25	105	18.72	116.7	98.05
B3	100	23	105	5.39	128.9	99.80
P1	10.5	3.75	105	-	-	-
P2	10	3.46	105	-	-	-
P3	10	3.16	105	-	-	-

Table 2-1: Résumé des informations sur les forages de Stang Er Brune. Les azimuts et les offsets ont été calculés à partir des données d'imagerie optique.

Le site de Courégant est un site côtier dédié à l'étude de l'intrusion d'eau salée dans un environnement granitique. Trois forages (D1, D2 et D3) ont été forés dans un rayon de 10 mètres, dans une carrière granitique abandonnée (Figure 2-4). Un des forages, D2, profond de 40 mètres est carotté jusqu'à 17 mètres. Le forage D3, profond de 60 m, a été foré en dernier à seulement 5 mètres de l'océan Atlantique (Figure 2-4) de manière à recouper le biseau salé. Malheureusement la profondeur du forage n'a pas suffi à recouper le biseau salé. Les forages se caractérisent par des faciès de granite sain et altéré.

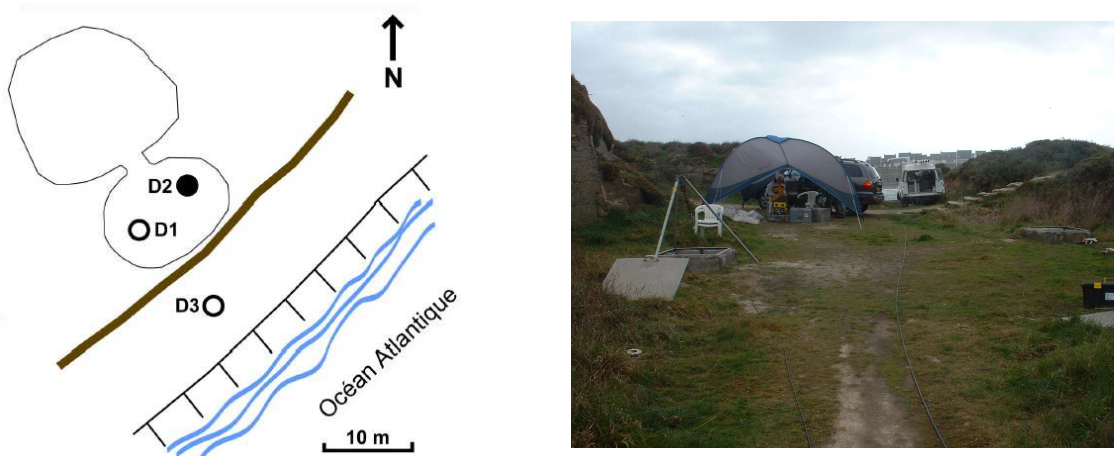


Figure 2-4: A gauche localisation des trois forages (D1, D2 et D3) sur le site côtier de Courégant. A droite photo du puits D2.

Le site de Kermadoye est un site de pompage localisé au nord de la ville de Ploemeur, à proximité de la base aéronavale de Lann Bihouée. Le site est composé d'une trentaine de puits réalisés dans les années 1990. Tous ces puits se situent dans un rayon de 1,5 km. Les cuttings issues du forage montrent des lithologies simples de type granite et schistes ou du mélange des deux. Les arrivées d'eau les plus importantes sont situées dans cette zone de pompage (Touchard, 1999).

Le site de Loyan est situé à 3 km à l'ouest de la zone de pompage et à 1 km du site expérimental de SEB. Il est composé de 4 forages de 73 m de profondeur qui se concentrent dans un rayon de 10 mètres. Les lithologies identifiées grâce aux déblais récupérés sont des schistes altérés dans les 30 premiers mètres suivis en profondeur par des zones de schistes complexes et des intrusions granitiques. Les arrivées d'eau pendant la réalisation du forage ont été importantes et localisées. Tous les forages de ces deux sites sont tubés.

Il est à noter qu'il existe d'autres forages dans la ville de Ploemeur: le Hanvot et le Divit constitués principalement de granite, de schiste et du mélange des deux. Cependant le manque de documentation et la difficulté pour accéder aux sites les rendent peu exploitables.

2.1.6. Pourquoi le site SEB ?

Le choix de ce site d'expérimentation avait plusieurs avantages. D'une part, l'absence de frais généraux et l'éloignement des habitations en rendaient l'instrumentation aisée. D'autre part, ce site était idéal pour :

- Mettre en place un site d'expérimentations à l'échelle nationale et internationale.
- Tester la pertinence de nouveaux matériels de mesure en forage.
- Mesurer les propriétés physiques et chimiques d'un aquifère peu profond localisé à proximité de la principale zone de pompage.
- Calibrer le matériel nouvellement acquis.

Le site a été choisi à partir de la base de données géologique disponible dans cette région (carte géologique et données des forages voisins). De plus le site SEB se trouve à une distance suffisante de la zone de pompage (approximativement 3,5 kilomètres) pour assurer un minimum d'interférence entre les deux sites. Des travaux réalisés près du site de Loyan ont par ailleurs mis en évidence des augmentations de la salinité de l'eau après une longue durée de pompage. La présence d'eau saline a été également notée dans la carrière voisine de

kaolinite, suggérant que cette zone pourrait, à terme, être soumise à une pollution de l'aquifère par intrusion d'eau de mer.

2.1.7. Description minéralogique et pétrographique du Site expérimental (SEB)

Le pluton granitique de Ploemeur s'étend sur une surface de 60 km² et affleure de manière étendue le long de la côte atlantique. Les mesures de gravimétrie indiquent qu'il se prolonge à une profondeur de 0,8 km au-dessous de la surface (Vignerresse, 1987). Les datations sur ce granite réalisées à partir des isotopes de Rb/Sr (Bernard-Griffiths et al., 1985) indique un âge de 304 ± 6 Ma et posent l'hypothèse que ce granite est peut être le résultat de la fusion partielle des roches sédimentaires et méta sédimentaires (Peucat et al., 1998).

Les carottes du puits B1 et les déblais des puits B2, B3 et les 3 piézomètres recueillis par l'université de Birmingham et les imageries de paroi en forage (imagerie optique haute résolution) ont fourni des informations géologiques du site SEB (Figure 2-5). Les analyses des lames minces réalisées à partir des mini-carottes échantillonnées pour des études pétrophysiques réalisées à l'université de Grenoble (en collaboration avec Anne-Marie Boullier) ont permis de distinguer les différents faciès lithologiques présentés ci-après (Figure 2-5), et de produire des informations supplémentaires sur la pétrologie et la structure de ces roches.

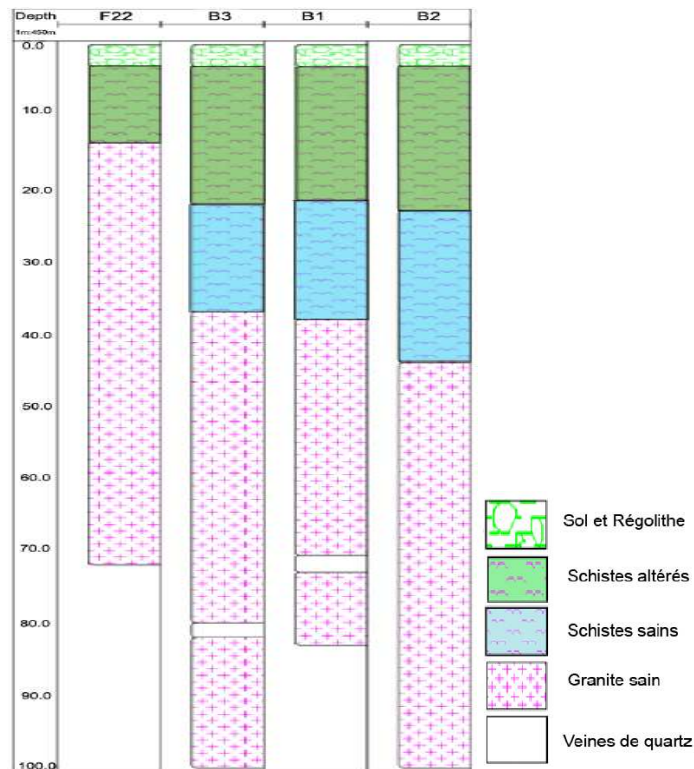


Figure 2-5: Lithostratigraphie simplifiée de l'ensemble des puits (F22, B2, B1 et B3) du site expérimental de SEB, réalisée à partir des analyses des débris

de carottes et de l'imagerie de paroi de forage.

Les résultats pétrographiques sont présentés par ordre d'apparition du sommet vers la base du forage:

Schistes altérés

Les schistes altérés sont de couleur brun pâle à gris rouge dans la zone rubéfiée (zone d'altération pervasive d'oxyde de fer). Ces zones rubéfiées sont visibles dans les carottes de B1 ainsi que sur les données d'imagerie optique. Les schistes sont friables, en particulier le long du plan de foliation. Ceci explique le faible pourcentage de récupération des carottes dans la partie supérieure du puits. Les schistes altérés présentent des veines de chlorite, probablement associées aux veines intrusives de quartz. Les schistes présentent un métamorphisme de haute température et d'épaisseur centimétrique qui se localise exclusivement au contact schiste/granite (Eliss et al., 2005).

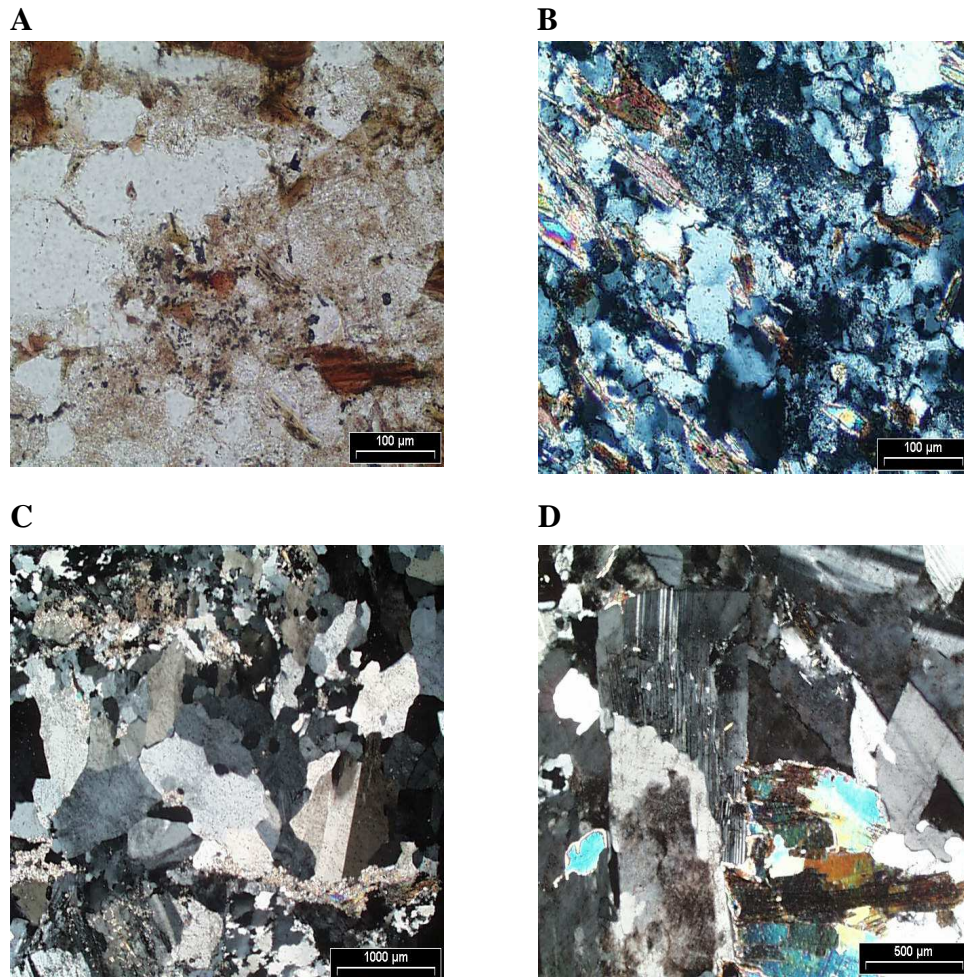


Figure 2-6: Photos des lames minces du puits B1. A) schiste altéré à 19m. B) schiste sain à 27.50 m. C) granite altéré à 43.30 m. D) granite sain à 60 m. A-B microphotographie en microscopie optique (lumière polarisée, sauf A lumière naturelle).

Le schiste intrudé par le granite a une épaisseur allant de 1 à 70 cm. Il présente des grains de dimensions variables allant de grains moyens souvent équigranulaires à des grains plus grossiers. La plus significative de ces intrusions granitiques a pu être observée vers 20 m dans les trois forages les plus profonds (B1, B2, et B3), correspondant à la base de la zone à schistes altérés.

Les minéraux secondaires observés dans les schistes altérés sont l'argile, le zircon, le sulfure et le titane. Dans plusieurs cas, l'altération est visible à l'œil nu.

Schistes sains

Sous la zone altérée apparaissent les schistes sains. Contrairement aux schistes altérés, ils ne sont pas friables et présentent localement des taches d'oxyde de fer liées à la circulation de fluides dans les fractures. Le schiste sain, de couleur vert-gris pâle à gris foncé, à grains fins à moyens (2-3 mm), est modérément folié. La composition minéralogique de ces schistes est: quartz, feldspath, $\approx 15\%$ de muscovite (taille $< 0,5$ mm) et $< 5\%$ de biotite. De légères laminations foncées sont occasionnellement visibles.

Les schistes du site SEB font partie de l'unité de métapélites décrite par Horrenberger (1969). Ils peuvent être le résultat d'une grande zone de faille ou être liés à la mise en place d'un pluton granitique.

On note également dans ces schistes la présence de nombreuses veines blanches de quartz ayant probablement une origine métamorphique. D'épaisseur millimétrique à centimétrique elles sont parallèles à la foliation.

Granite sain

Le granite sain a une couleur gris pâle à blanc et des grains de tailles variables (2 mm à ~ 12 mm, souvent équigranulaire). Il est composé principalement de feldspaths blancs ($< 50-55\%$), de quartz gris (30 à 35 %), de muscovite marron clair à blanche (moins de 10 %) et d'une biotite marron foncé à grains fins (moins de 5 %) et quelques traces de pyrite. Les minéraux principaux y sont visibles à l'œil nu. Les minéraux accessoires sont : le zircon, l'amphibole, la chlorite, le zircon, l'allanite et un peu d'argile. Le granite montre le développement d'une foliation faible à moyenne.

Dans le puits B1, de 74,88 à 76,95 m, le granite est présent sous forme de fines bandes à taille de grains très variable. Il est associé à de nombreuses intrusions de pegmatite.

Granite altéré

Les roches granitiques récupérées sont globalement saines. Néanmoins des signes d'altération apparaissent dans certaines zones. Une altération hydrothermale est présente entre 67.72 m et 68.26 m (B1) et entre 70,30 m et 71,710 m (B1). Elle est associée à des veines de quartz. La pyrite est présente à teneur d'environ 1 % dans l'intervalle 38-59 m dans le puits B1 elle est associée à des minéraux de chlorite. On note également une augmentation de l'intensité d'altération à proximité des fractures avec l'apparition de grains de pyrite en grand nombre.

Le granite est recoupé par de nombreuses petites veines d'aplite et de pegmatite résultant de la différenciation du magma lors de la cristallisation. On note également des veines de quartz de plusieurs générations (de pendage 20 à 40°) qui recoupent le granite. Elles témoignent de plusieurs périodes d'activité hydrothermale (Boulvais et al., 2000).

Dans le granite, d'autres roches ou minéraux sont observés localement :

Aplite

L'aplite est une roche à grains fins composée essentiellement de mica blanc et de quartz recristallisé, on la retrouve entre 67 m et 76 m dans le puits B1. L'aplite est recoupée par des veines de quartz automorphes, de chlorite, et de pyrite et des veines de minéraux fibreux. L'aplite est également traversée par des petites fractures ouvertes tapissées d'oxyde de fer et de quartz.

Leucogranite

C'est un granite blanc clair à muscovite, quartz, plagioclase, feldspath potassique et très peu de biotite. On le retrouve entre 76 m et 80 m dans le puits B1. L'observation de ce granite au microscope optique montre qu'il est parfois rubéfié et altéré développant ainsi une paragenèse secondaire à biotite plus ou moins chloritisée et à feldspath potassique altéré.

Veines de quartz

De nombreuses veines de quartz (non évoquées précédemment), d'origine hydrothermale et d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont présentes dans les granites mais aussi dans les schistes. Nous pouvons les diviser en deux groupes. 1) les veines massives, grises à blanches, souvent associées aux pegmatites, et 2) les veines remplies de quartz formant des cavités. Ces deux types de veine contiennent souvent de la pyrite.

La veine la plus épaisse de tous les forages a été observée dans le puits B1 entre 70.8 et 73 m. Cette veine est d'orientation sub-verticale. Elle est composée de grains de quartz blanc (< 4 mm) en périphérie et de quartz gris de plus petite taille (< 0,5 mm) au cœur. Elle s'est mise en place dans la partie du granite la moins foliée, ce qui peut être la conséquence de l'altération.

On note des traces d'oxyde de fer sur les fractures verticales et horizontales recoupant la veine.

Le site principal de Ploemeur est comparé aux trois autres sites d'études : le site granitique du Poitou situé dans le Charroux Civray (Vienne), le site granitique de Ringhelbach dans les Vosges (France) ? et le site basaltique situé sur la plaque de Cocos au Pacifique Equatorial Oriental.

Nous allons présenter dans cette partie leurs caractéristiques géologiques.

2.2. Site de Poitou

2.2.1. Généralités

Dans le cadre de la loi du 30 décembre 1991, l'ANDRA étudie la possibilité de stocker les déchets radioactifs de type HAVL (Haute Activité Vie Longue) dans deux types de milieux géologiques: les argilites et les granites. La barrière géologique est considérée comme le rempart ultime à la contamination de la biosphère par transport de radionucléides. Cependant, le milieu naturel contient des hétérogénéités qui peuvent amoindrir ses qualités de barrière. L'ANDRA avait sélectionné trois sites. Parmi eux, le site de Charroux Civray (Vienne), pour l'implantation d'un laboratoire souterrain en milieu granitique. Notre objectif ici est d'étudier l'influence de l'hétérogénéité des matrices granitiques sur leurs propriétés pétrophysiques. Pour cela un jeu de données cohérent a été assemblé pour plus de 100 échantillons issus des puits CHA-106, CHA108, CHA-109, CHA-112 et CHA-212 (Figure 2-7) du Site de la Vienne.

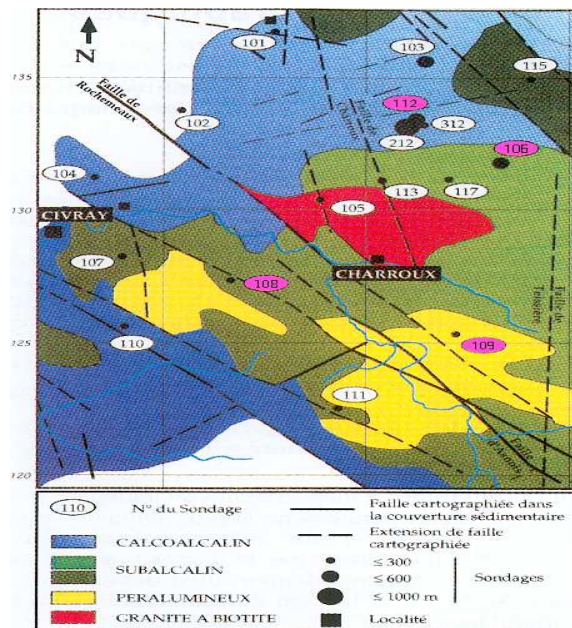


Figure 2-7 : Cartographie sous couverture des faciès géochimiques du socle, et localisation des forages étudiés sur le site d'ANDRA (Vienne).

La moitié des mesures sur carottes a été effectuée pendant ma thèse et l'autre moitié est issue de la bibliographie.

2.2.2. Localisation et géologie

Le complexe plutonique de Charroux-Civray se situe au sud de Poitiers dans le département de la Vienne (86) à la limite nord-ouest du Massif central et sud-est du Massif armoricain. Il s'agit d'un complexe plutonique âgé de 355 ± 5 Ma (Bertrand et al., 2001). Dix-sept forages carottés et orientés ont permis de reconnaître la géologie de 300 à 1000 m de profondeur (Andra, 1998). Jusqu'à 160 m, les terrains traversés sont des dépôts argileux et calcaires datés du Lias au Jurassique moyen. Au-delà, on atteint le complexe plutonique de Charroux-Civray (Cassiaux, 2004).

Ce site est situé à l'est de la Chapelle-Baton et traverse principalement des tonalites et des granodiorites. Le site était proposé pour l'implantation d'un laboratoire souterrain. Ce massif est constitué d'une matrice granitique recoupée de zones de failles décimétriques à métriques décrites comme fortement hydrothermalisées (Pezard et al., 1999). L'analyse de la fracturation sur carottes tend à confirmer l'orientation régionale des structures à tendance NW-SE.

La couverture sédimentaire mésozoïque (Lias à Jurassique moyen) du Seuil du Poitou, épaisse de 160 mètres environ, recouvre le socle granitique étudié. Ces granitoïdes appartiennent pour l'essentiel à une association plutonique connue sous le nom de « Ligne tonalite du Limousin » et qui s'est mise en place dans le massif central et armoricain au début de la période médio-varisque (-400 à 350 Ma). La reconstruction des conditions pression-température-chimie de cristallisation magmatique, de refroidissement ainsi que d'altération post-magmatique du complexe, ont été étudiées par Freiburger, (2000). Les roches ont été choisies de manière à donner un aperçu de la variabilité des granitoïdes. L'échantillonnage comprend des lithologies saines et des lithologies altérées choisies en fonction de leurs degrés d'altération. La désignation de ces roches plutoniques a été établie par l'ANDRA à partir des observations macroscopiques et microscopiques en lames minces mais aussi à partir de l'exploitation des données géochimiques.

Quatre types de granitoïdes ont été sélectionnés (ces échantillons sont représentatifs de la variété minéralogique rencontrée dans le massif) :

- Granite porphyroïde (CHA 106) : roche grenue porphyroïde de couleur rose, composée principalement de quartz, plagioclases, hornblende et de la biotite. La chlorite est le principal minéral d'altération et les plagioclases sont partiellement séricitisés.
- Tonalite (CHA 112) : roche grenue de teinte grise plus au moins sombre possédant des enclaves microgrenues. Elle est composée principalement de quartz, plagioclases, feldspaths alcalins, hornblende et de la biotite. Ce sont principalement les chlorites qui constituent les minéraux d'altérations. Les plagioclases sont partiellement séricitisés.
- Monzodiorite (CHA 108) : roche grenue homogène de couleur verte sombre, composée principalement de quartz, plagioclases, feldspaths alcalins, biotite et hornblende. Les minéraux d'altérations sont principalement les chlorites. Les albites et les séricites sont également présentes en minéraux d'altération des plagioclases. Il existe aussi des oxydes de fer ainsi que de la calcite en microfissure et en altération des hornblendes.
- Leucogranite (CHA 109) : correspond à un granite à deux micas (biotite et muscovite) de couleur rose pâle. Il est composé principalement de quartz, feldspaths alcalins, et muscovite. La chlorite est le principal minéral d'altération et les plagioclases sont partiellement séricitisés.

2.3. Site de Ringelbach

2.3.1. Généralités

Ce site est consacré à l'étude d'un aquifère dans le socle granitique vosgien recouvert de façon discordante par une formation gréseuse. Le petit bassin versant du Ringelbach (Haut-Rhin) a été choisi comme site hydrogéologique expérimental permettant de caractériser les circulations peu profondes dans un milieu poreux et fracturé. La perméabilité de fractures y est beaucoup plus élevée que celle de la matrice rocheuse, et constitue de ce fait des chemins privilégiés pour la circulation de fluides.

Toutefois, une meilleure exploitation de ces formations géologiques nécessite une bonne compréhension de leur structure interne, c'est à dire, de leurs propriétés intrinsèques (le mode d'écoulement des fluides, la densité et la distribution de fractures).

2.3.2. Localisation et géologique

Le site d'étude correspond au petit bassin versant de recherche du Ringelbach à Sultzeren (Haut Rhin), situé sur le versant alsacien du massif des Vosges qui s'allonge parallèlement au fossé rhénan. Ce bassin est formé par un socle granitique hercynien, porphyroïde

probablement d'âge -395 +/- 18 Ma. Il est fracturé et altéré, sous une couverture gréseuse héritée de l'érosion de l'actuel bassin parisien pendant l'ère secondaire vers -265 Ma (Fluck et al., 1976). Au-dessous, le socle a subi une série d'immersions et d'émersions par des mers plus ou moins chaudes, permettant le dépôt de sédiments chimiques, organiques et évaporitiques élaborant par la suite ce relief. A la fin du secondaire, vers -65 Ma, l'orogénèse alpine va imprimer des forces compressives NE-SW qui vont plisser et élever le socle granitique avant de s'effondrer au milieu de l'ère tertiaire sous l'activation de failles parallèles orientées NNE-SSW. Ces failles appartiennent au système tectonique du rift de l'Europe occidentale et donnent naissance à la remontée des Horsts vosgiens à l'Ouest et de la Forêt Noire à l'Est, séparés par le grabben du fossé rhénan. Le tertiaire (-65 à -1.8 Ma) a été le siège d'une phase destructive du massif vosgien, érodant le socle hercynien et permettant le dépôt des sédiments gréseux vers le nord au début de l'ère secondaire.

D'après les travaux récents de R. Wyns (BRGM) et (Baltassat et al., 2005), le bassin est probablement structuré selon une tectonique de grabben comportant trois compartiments séparés par deux failles, dont les altitudes relatives augmentent d'Ouest en Est.

Enfin, ces formations granitiques présentent une très grande variation pétrographique. La plus part d'entre elles sont fissurées et altérées surtout à proximité des zones de failles. Cette altération affecte soit la roche saine, soit une roche déjà altérée voir arénisée au Permien avant le dépôt des grès du Trias (Fluck et al., 1976). Ainsi, en fonction de leur degré de fissuration et d'altération, elles se prêtent plus ou moins à la propagation et l'accumulation d'eau dans les zones cataclasées de contact entre deux formations ou bien aux abords immédiats des accidents.

Le premier forage, HUR, est situé à 965 m sous le sommet de Hurlin, au SE de la commune d'Orbey (68). Le second site, HEI (sommet de Heidenkopf à 938 m), est situé sur le banc de la commune de Sultzzen. Le premier forage effectué sur le site HUR a été entièrement carotté jusqu'à une profondeur de 150 m. Sur l'autre site, le puits HEI long de 150 m, a été foré en destructif jusqu'à une profondeur de 100 m, puis carotté sur les derniers 50 m. Décalé de 6m vers l'Est par rapport au puits HEI, le troisième puits HEI2 a été foré entièrement en destructif jusqu'à 74 m (Figure 2-9).

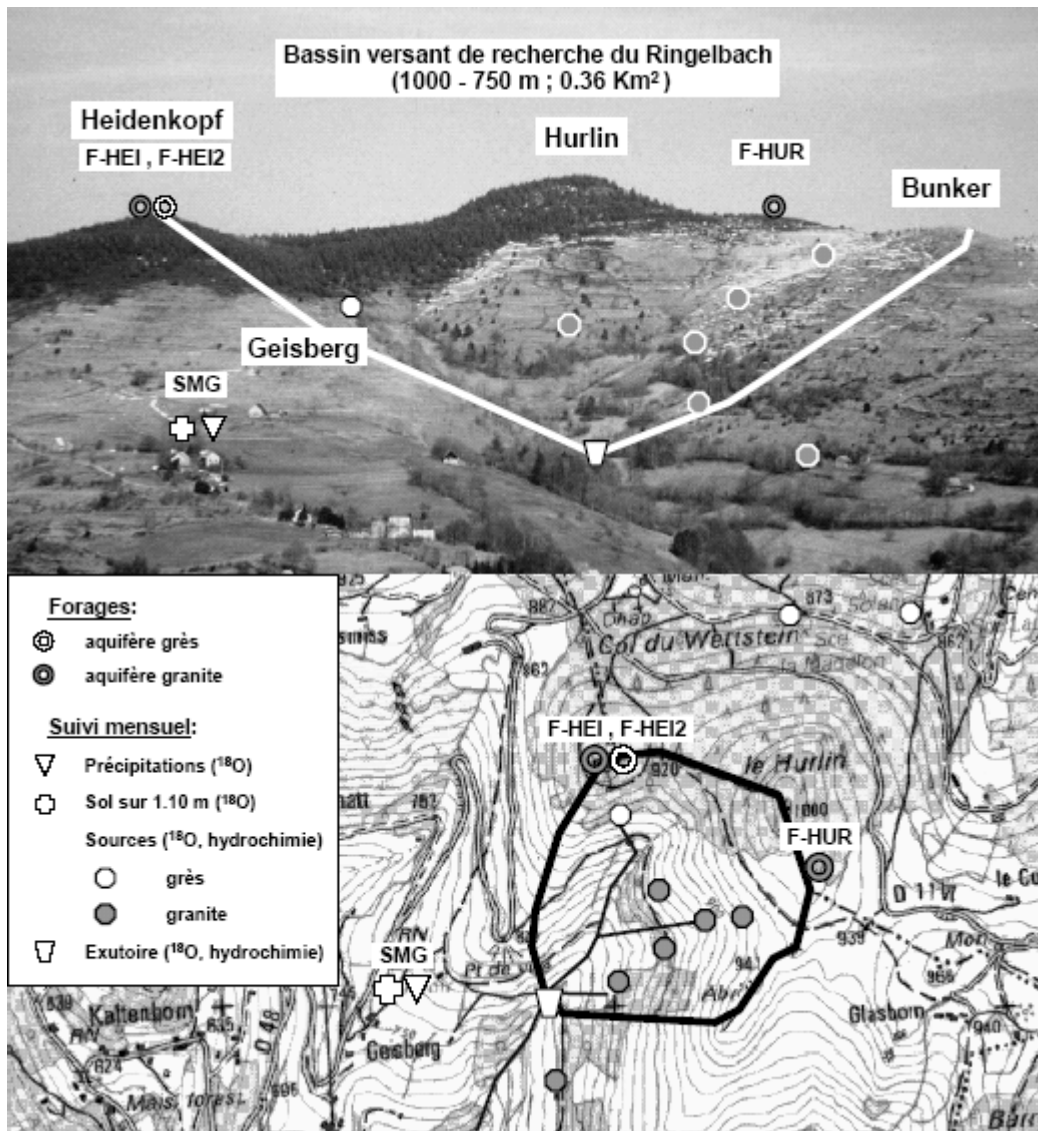
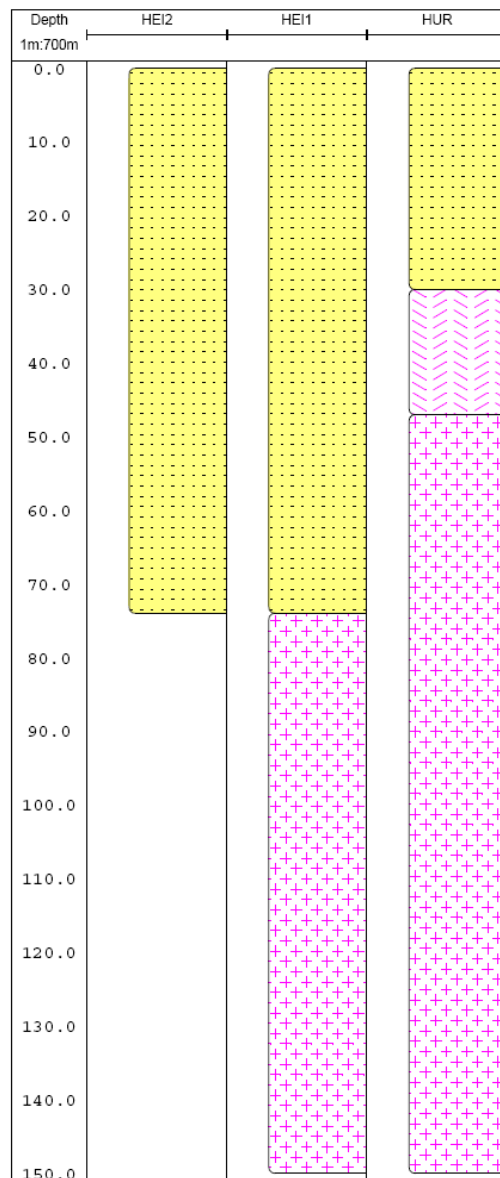


Figure 2-8: Bassin versant du Ringelbach: localisation des principaux sites de mesures et de prélèvements (Ambroise et al, 2004).

Le forage F-HUR traverse les formations suivantes: des grès triasiques jusqu'à 28 m, surmontant une arène granitique à forte cataclase jusqu'à 48 m de profondeur. Ces formations reposent sur un socle granitique porphyroïde foré jusqu'à 150 m de profondeur. Le forage HEI intercepte une couverture gréseuse de 74 m d'épaisseur, discordante sur le socle cristallin qui s'étend jusqu'à 150 m comme précédemment. Le dernier forage HEI2 ne traverse que les grès superficiels (Haceb, 2006).



Figures 2-9 : Les séquences lithologiques des trois puits HUR, HEI et HEI2 du site Ringelbach dans le massif des Vosges.

2.4. Site ODP/IODP 1256 (Plaque Cocos, Pacifique Equatorial Oriental)

2.4.1 Généralités

Le DSDP (Deep Sea Drilling Program) a été créé en 1968 par la fondation américaine « National Science » dans le but d'explorer l'océan mondial au moyen de puits de forages profonds. Ce programme s'est prolongé avec ODP (Ocean Drilling Program) puis, actuellement, avec IODP (Integrated Ocean Drilling Program) pour 2003-2013. A l'aide de 22 partenaires financiers (JOIDES), ce programme utilise 2 bateaux de forage, le *Joides Resolution* et le *Chikyu*, ainsi qu'une plateforme de mission, le *VespeI Viking*.

L'objectif initial du programme scientifique (IODP) est d'améliorer notre compréhension de la dynamique terrestre (histoire et structure), de l'évolution des marges continentales, du mouvement des fluides, des diagenèses, et de la décomposition des hydrates de gaz.

La compréhension de la formation de la croûte océanique s'inscrit dans la compréhension du phénomène global de la tectonique des plaques. Au cours des dernières décennies les dorsales ont fait l'objet de nombreuses études mais des zones d'ombre subsistent tant sur le fonctionnement géodynamique à grande échelle que sur les processus de production crustale à l'axe des dorsales. Le taux d'accrétion océanique varie d'une dorsale à une autre. En fonction de cette vitesse, trois types de dorsales ont été définis : les dorsales lentes (< 3 cm/an), les dorsales intermédiaires (3 à 7 cm/an), et enfin, les dorsales rapides (> 7 cm/an). Menard (1967) est le premier à relier le taux d'expansion à la morphologie axiale de dorsale. D'après McDonald (1982) et Gente (1987), la rugosité de la topographie du fond marin diminue quand la vitesse d'expansion augmente. Cette morphologie du domaine axial varie aussi dans le temps (Kappel et Ryan, 1986; Gente, 1987).

Plus de 2900 forages océaniques ont été réalisés dans le cadre de ces programmes. Le taux de récupération est généralement assez faible (moins de 40 %). A cette faible quantité de matériel disponible s'ajoute une grande incertitude sur la localisation précise des échantillons et les carottes récupérées pendant les forages ne représentent qu'une vision biaisée de la section forée. Cependant, une alternative existe : les mesures physiques en forage. Par leur caractère continu, in-situ, et haute résolution.

2.4.2 Localisation et géologie

Le forage IODP 1256D a permis d'échantillonner pour la première fois une portion complète de croûte océanique supérieure allant du complexe effusif jusqu'aux premiers gabbros supérieurs (Wilson et al., 2006). Sinton (1992) propose que ces gabbros soient cristallisés dans la lentille magmatique formée sous la ride medio océanique.

Le puits 1256D se situe dans l'Est du pacifique équatorial (6.736°N , 91.934°W) dans le bassin du Guatemala sur la plaque Cocos (Figure 2-9). Il a été foré dans une croûte océanique datée de 15 Ma formée à partir de la dorsale océanique Est pacifique durant une période d'accrétion super rapide (> 200 mm/an). Le site a été choisi pour avoir une croûte océanique supérieure fine, afin d'atteindre les gabbros rapidement. En effet, il existe une relation inverse entre le taux d'accrétion et la profondeur de la LVZ (low velocity zone) imputable à la présence la chambre magmatique sous la dorsale (Purdy et al., 1992).

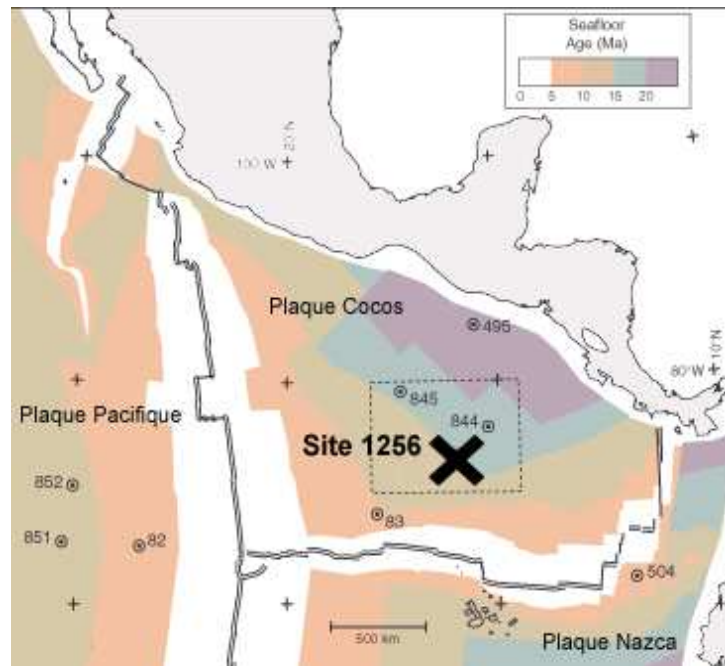


Figure 2-10 : Age de la croûte océanique sur la carte de la plaque cocos et les régions correspondantes sur la plaque Pacifique. Les isochrones ont pour intervalles 5 Ma et ont été définies grâce aux anomalies magnétiques (Cande et Kent, 1995). La localisation de certains sites IODP, DSDP, ODP et en particulier du site 1256 est portée sur cette carte.

Le puits 1256D est profond de 1507,1 mbsf (meters below sea floor) (Figure 2-10). Il traverse 252 m de sédiments argileux et carbonatés, puis une série effusive (de 250 à 1004 mbsf) alternant des coulées massives de laves et des basaltes en coussin. La zone de transition entre les laves et le complexe filonien se situe de 1004 et 1060 mbsf. A cette profondeur débute le complexe filonien pour s'enraciner à 1406 mbsf par une zone de filons à texture granoblastique d'une épaisseur d'environ 58 m. La section plutonique se décompose en une unité supérieure de 52 m (1406 à 1458 mbsf) et une unité inférieure d'une épaisseur de 24 m (1483 à 1507 mbsf) qui sont intrusives dans des filons de diabases métamorphisés. La dernière partie du puits consiste en une zone de filons de diabases sans évidence de texture granoblastique ou d'un métamorphisme de haute température (Teagle et al., 2006).

L'objectif de cette étude est de caractériser la croûte océanique supérieure au travers des propriétés pétrophysiques des carottes dans le puits 1256D et à partir des mesures de géophysiques en forage (Figure 2-11).

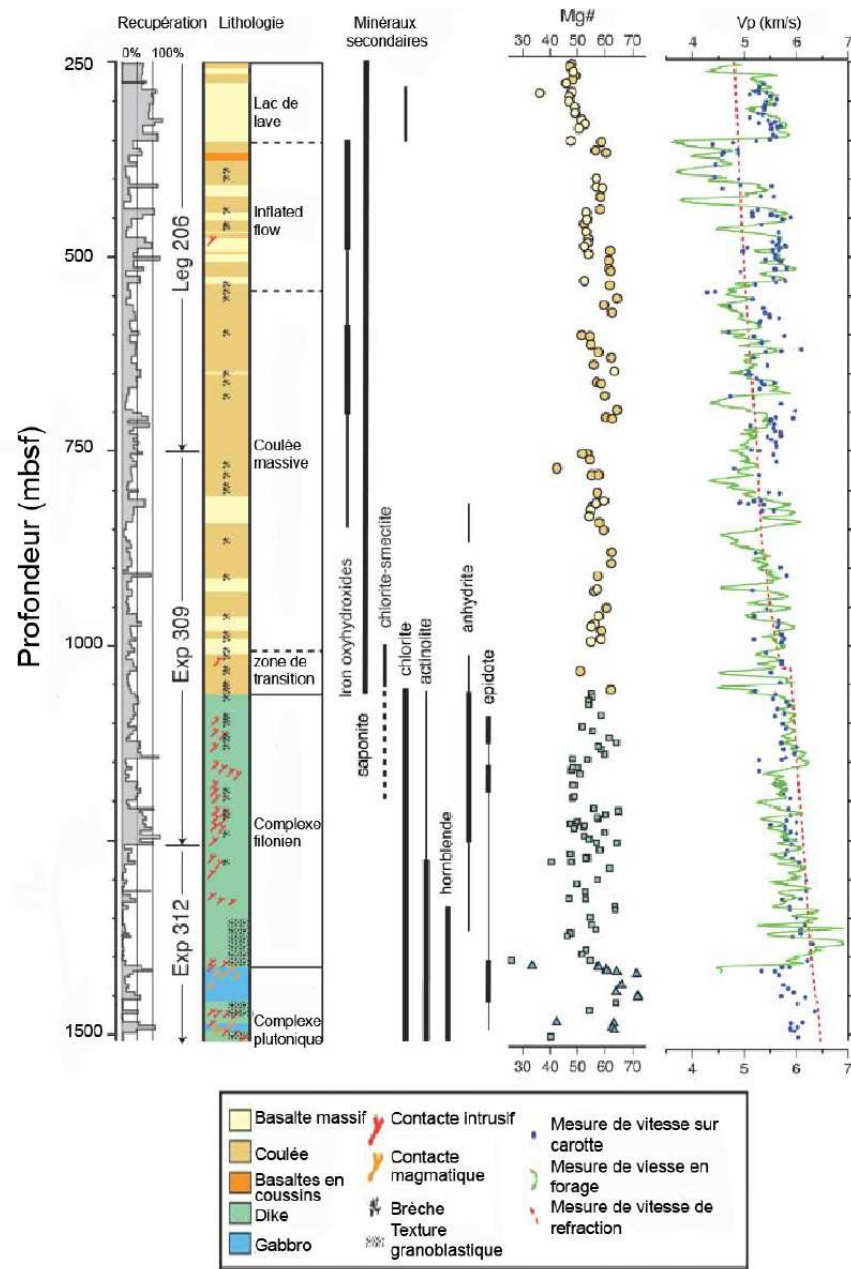


Figure 2-11 : Colonne lithostratigraphique du puits ODP/IODP 1256D corrélée aux : taux de récupération, lithologie majeur, distribution des minéraux d'altérations (ligne épaisse : distribution abondante; ligne mince : distribution rare) et vitesses acoustique mesurées sur des carottes, par des mesures de diagraphie et de sismique réfraction, d'après Wilsons et al., 2006.

L'étude couvre un intervalle de 250 mbsf à 1507 mbsf qui comprend une grande hauteur de basaltes, et du complexe filonien, zone témoin située au dessus de la zone de racine, les filons granoblastiques, deux horizons de gabbros et les filons du fond du puits.

3. Méthodologie

3.1. Caractérisations pétrophysiques en laboratoire

Dans le contexte géologique des différents sites d'étude, présenté ci-dessus, nous abordons dans ce chapitre les méthodes qui permettent la caractérisation des propriétés pétrophysiques et l'influence des matrices des formations géologiques peu perméables sur les propriétés pétrophysiques. L'étude des propriétés physiques d'une formation géologique revient à décrire un milieu composite en termes de mélange entre phases solides et liquides. Les matériaux terrestres sont constitués de structures complexes, et la représentativité des lois de comportement de ces assemblages est souvent limitée en fréquence ou à un type de roche spécifique. L'échelle à laquelle une mesure est effectuée est donc primordiale pour l'analyse d'un jeu de données. En effet, la connaissance du sous-sol passe par une bonne compréhension des macro et micro structures internes des roches, c'est à dire de leurs propriétés intrinsèques (systèmes hétérogènes et complexes). Pour cela, on cherche à déterminer, à l'échelle millimétrique à centimétrique, les paramètres pétrophysiques des roches : porosité, masse volumique, résistivité électrique, vitesses acoustiques, perméabilité, susceptibilité magnétique... Ces paramètres sont liés à la structure interne des roches qui dépend au premier ordre de la porosité et de l'altération des matrices.

A partir de ces premières mesures, des méthodes plus détaillées de perméabilité et de mesures acoustiques (facteur de forme) ont été utilisées pour déterminer la microstructure et les propriétés transmissives des roches (Pezard et al., 1999; Zamora et al., 1999).

3.1.1. Choix des échantillons et préparation des carottes

Avant de mesurer les propriétés pétrophysiques des échantillons, un travail d'observation puis de sélection des zones à étudier sur les carottes (Figure 3-1) a été réalisé à l'Université de Rennes. Cette sélection est basée sur les critères suivants:

- échantillon aussi homogène que possible en termes de lithologie.
- minéralogie ou lithologie représentative de la variabilité de faciès observée à l'échelle du puits: roche saine, altérée ou rubéfiée.
- densité des fractures.

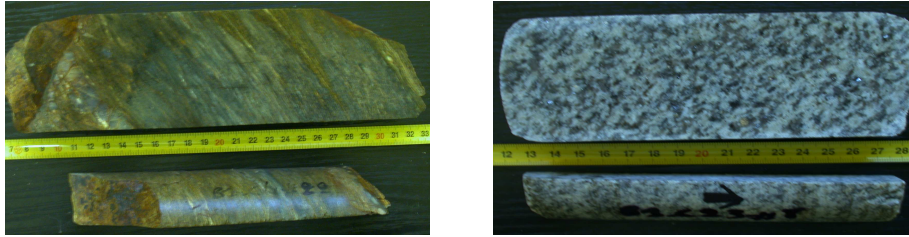


Figure 3-1 : *Sections de carottes issues du forage de SEB (B1). A gauche un schiste et à droite un granite.*

Tout d'abord, les carottes récupérées lors du forage sont coupées en deux longitudinalement (une partie est gardée pour archive et l'autre pour les différentes mesures). Les mesures pétrophysiques réalisées dans notre étude ont été effectuées sur des échantillons cylindriques (mini-carottes), de diamètre constant (25 mm) et de longueurs variables (10-35 mm). Les mini-carottes ont été prélevées perpendiculairement à l'axe de la demi-carotte. Les échantillons sont répertoriés et numérotés. L'étape suivante consiste à mesurer la longueur des mini-carottes à l'aide d'un pied à coulisse digital absolu de résolution 0.01 mm. Les mesures sont répétées aux moins 3 fois.

3.1.2. Porosité et masse volumique

Pratiquement toutes les propriétés macroscopiques des roches dépendent de la microstructure de porosité (Guéguen et Placiauskas, 1992). La porosité d'une roche est définie par la fraction de volume de roche qui n'est pas occupée par une phase solide (Bourbier et, 1986). Elle est généralement notée ϕ . Sa géométrie et son volume doivent être évalués à différentes échelles. Elle influence même en très petite quantité les autres paramètres pétrophysiques des roches, c'est par conséquent un paramètre essentiel à étudier.

D'après les différents travaux, la porosité peut recouvrir de multiples significations à différentes échelles comme: porosité spécifique, porosité connectée, porosité ouverte, porosité efficace. La porosité des roches est déterminée par différentes méthodes d'analyses est différenciées en deux parties: l'étude de la porosité apparente et l'étude de la porosité associée à la minéralogie (Cassiaux, 2004).

- La mesure de porosité apparente déterminée par des techniques d'immersion, par exemple les mesures de triple pesée (pesées de l'échantillon à sec, à saturation et immergé). Le fluide utilisé est généralement l'eau (ISRM, 1979; Sammartino, 1998) ou des résines comme le

méthylméthacrylate (MMA) (Hellmuth, 1994; Siitari-Kauppi, 2002). La triple pesée est souvent utilisée mais elle ne permet pas d'accéder à l'hétérogénéité de la porosité à l'échelle microscopique.

- La mesure de porosité tenant compte de l'hétérogénéité déterminée par des méthodes telles que: la porosimétrie par injection de mercure (porosimétrie Hg) fournissent des informations sur la distribution des pores et sur leurs tailles (Leca, 1990; Galle, 1991). Les mesures par imagerie microscopique (Microscopie Electronique à Balayage) donnent des informations supplémentaires sur leur distribution spatiale (Ruzyla, 1984; Suzuki et al., 1998).

La porosité ϕ est un paramètre macroscopique qui indique le pourcentage de volume poreux. Par définition la porosité est le rapport du volume de vides (V_{pores}) au volume total de la roche (V_{total}). Le terme volume de vides regroupe à la fois les pores, les fissures et les microfissures. On distinguera la porosité dite «non connectée» qui correspond aux pores ou fissures non reliés, au réseau de vides connectés (réseau permettant le transport des fluides).

$$\phi_{\text{total}} = \phi_{\text{connectée}} + \phi_{\text{nonconnectée}} \dots (1)$$

Dans le cas des roches intrusives, la porosité initiale est typiquement inférieure à 1 %. Elle est due à quelques rares petites cavités irrégulières associées au processus de cristallisation et aux joints de grains (André, 2004). Le tableau 3-1 montre les gammes de variations de la porosité de certaines roches, dont les roches ignées.

Roches	Porosité totale (%)	Masse volumique (g/cc)
Argilite	35	2.0-2.4
Craie	35	1.8-2.3
Marnes	27	2.1-2.6
Grès	3 à 35	2.1-2.4
Dolomite	1 à 12	2.5-2.9
Calcaires	3	2.4-2.7
Métaschistes	2.5	
Gneiss	1.5	
Quartz	<1	
Granite	1	2.5-3.7
Gabbro	1 à 3	
Basalte	1.5	2.7-3.1

Table 3-1 : Porosité et masse volumique de différentes roches (Chapellier et Mari).

La masse volumique ρ est le rapport masse/volume, elle est exprimée en kg/m^3 (SI) ou g/cm^3 . La masse volumique est la moyenne de la densité de vide et de la densité de matrice. Elle présente une gamme de variation relativement étroite (1-3.5 g/cm^3). La masse volumique d'une roche est une grandeur fonction des minéraux constitutifs de la roche et de la porosité de l'échantillon. Dans les roches ignées et métamorphiques elle dépend essentiellement de la densité du minérale (Table 3-1). Elle augmente d'une roche acide à une roche basique

La triple pesée

La porosité est généralement facile à définir et à mesurer. La détermination de la porosité est réalisée à l'aide de la triple pesée. Le protocole expérimental est largement décrit par (Mertz, 1991; Monicard, 1975; Pellerin, 1980).

Cette méthode consiste à mesurer la masse de :

- L'échantillon sec, (M_{sec}).
- L'échantillon (entouré de téflon ou non) saturé (M_{sat}).
- L'échantillon (entouré de téflon ou non) immergé (M_{im}).

Le téflon permet de canaliser le fluide qui sera injecté dans l'échantillon, et éviter l'évaporation de celui-ci.

Mesure de la masse sèche

Les échantillons sont placés dans une étuve à une température de 50 C° pendant 72 heures. La température ne doit pas être trop élevée pour ne pas provoquer des modifications de l'échantillon. Ils sont pesés régulièrement, toutes les 6 heures environ, à l'aide d'une balance de précision PRECISA 410 (poids maximal 100 g, précision jusqu'à quatre décimales après la virgule) (Figure 3-2). Une fois que la masse est stabilisée, on les pèse une dernière fois, ce qui nous donne la masse sèche de l'échantillon.

Mesure de la masse saturée

La méthode consiste à placer les échantillons dans une cloche à vide pour y être dégazés jusqu'à atteindre un vide primaire, maintenu pendant 72 heures. Parallèlement à cette opération, le fluide que l'on désire injecter dans l'échantillon est dégazé grâce à une pompe à eau permettant d'obtenir un vide primaire proche de la pression de vapeur saturante. Cette dernière opération dure environ 3 heures (Figure 3-2). Une fois que ces deux opérations sont achevées, on ouvre la vanne du conduit reliant le fluide dégazé à la cloche contenant les échantillons, et on laisse l'eau dégazée pénétrer dans les échantillons durant environ 24

heures. Les échantillons sont ensuite retirés de la cloche, puis mis dans un bac contenant toujours la même solution. Ils sont ensuite posés sur la balance pour obtenir la Masse saturée de l'échantillon.

Mesure de la masse immergée

La masse immergée est mesurée à l'aide d'une nacelle baignant dans la même solution que le fluide de saturation, et attachée au dessous de la balance de précision. Au départ, la tare est faite avec la nacelle et l'échantillon dans l'eau (l'échantillon n'est pas posé sur la nacelle). Il est ensuite placé dans la nacelle et la mesure est effectuée.

Pour les mesures des trois masses, on effectue 3 fois la pesée, en retenant la moyenne.



Balance Précisa



Conductimètre



Système de saturation

Figure 3-2 : *Les appareils de mesures de la triple pesée.*

Les pesées permettront de déduire la porosité, la densité de grains, sèche et la densité saturée.

Méthode de Melnyk et Skeet (1986)

Cette méthode est utilisée pour les roches ayant des valeurs de porosité inférieures à 3%. En effet, dans le cas des roches à faible porosité, la différence entre la masse sèche et la masse saturée est faible. Par conséquent, les erreurs de pesées (sèches et saturées) peuvent devenir importantes dans la détermination de la porosité (Alexander, et al., 1981). La masse saturée est déterminée à l'aide d'une courbe de séchage de l'échantillon (Figure 3-3), permettant ainsi une plus grande précision de la mesure. On note que la masse sèche et la masse immergée sont mesurées comme dans la méthode de triple pesée. La détermination de la masse saturée vraie est obtenue avec l'intersection (Figure 3-3) de la tangente qui représente le commencement de l'évaporation du fluide saturant du réseau poreux et l'axe Y (poids de l'échantillon).

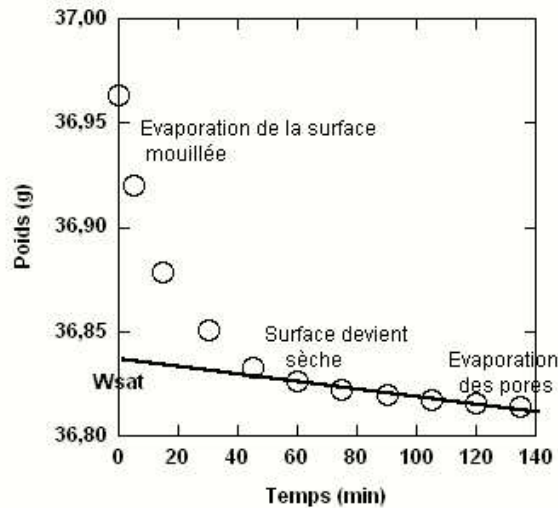


Figure 3-3 : Courbe de séchage, permettant la détermination de la masse saturée vraie (Melnyk et Skeet, 1986).

Calcul de la porosité et de la masse volumique

Deux types de calculs sont utilisés pour calculer la porosité et la masse volumique à partir des méthodes évoquées précédemment.

- La double pesée :

La définition de la masse volumique ρ d'un solide est :

$$\rho = \frac{M}{V} \dots (2)$$

avec :

M : masse du solide (g)

V : volume du solide (cm³)

La masse volumique d'un solide poreux ρ_b est :

$$\rho_b = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_{ma} \dots (3)$$

avec :

ϕ : porosité (%)

ρ_f : densité de l'eau ($\rho_f = 1,00 \text{ g/cm}^3$)

ρ_{ma} : densité de la matrice (g/cm³)

Le volume d'un cylindre de roche V_c est:

$$V_c = L_c \left(\frac{\pi d^2}{4} \right) \dots (4)$$

avec :

L_c : longueur du cylindre (cm)

d : diamètre du cylindre (cm)

Le volume sec ou volume de la matrice d'un solide poreux est:

$$V_{\text{sec}} = (1 - \phi) V_c \dots (5)$$

Ainsi la masse volumique de la matrice est à partir de (2) et (5):

$$\rho_{ma} = \frac{M_{\text{sec}}}{V_{\text{sec}}} = \frac{M_{\text{sec}}}{(1 - \phi) V_c} \dots (6)$$

On note également que la masse volumique moyenne ρ_b est :

$$\rho_b = \frac{M_{\text{sat}}}{V_c} = \frac{M_{\text{sat}}}{L_c \left(\frac{\pi d^2}{4} \right)} \dots (7)$$

D'après l'équation (2) la porosité ϕ est:

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \dots (8)$$

$$\Leftrightarrow 1 - \phi = \frac{\rho_b - \rho_f}{\rho_{ma} - \rho_f} \dots (9)$$

En reportant cette valeur de $1 - \phi$ dans la formule (6) on trouve :

$$\rho_{ma} = \frac{\rho_f}{\left[1 - (\rho_b - \rho_f) \frac{V_c}{M_{\text{sec}}} \right]} \dots (10)$$

- *La triple pesée:*

Dans cette méthode on ne néglige pas le poids du téflon immergé.

La poussée d'Archimède A vaut :

$$A = \rho_w (V_c + V_{\text{téfl}}) g \dots (11)$$

Avec g : Accélération de la pesanteur

$V_{\text{téfl}}$: Volume de téflon (cm³)

Le poids de l'échantillon P lorsque il est immergé dans l'eau est :

$$P = (M_{\text{sat}} + M_{\text{téfl}}) g \dots (12)$$

Avec $M_{téf}$: La masse de téflon (g)

$$D'où : \quad P - A = M_{im} g = [(M_{sat} + M_{téf})g - \rho_w (V_c + V_{téf})g] \dots (13)$$

$$\Leftrightarrow M_{im} = [(M_{sat} + M_{téf}) - \rho_w (V_c + V_{téf})] \dots (14)$$

La porosité ϕ est :

$$\phi = \frac{V_p}{V_c} \dots (15)$$

Comme le volume des pores V_p est :

$$V_p = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{\rho_w} \dots (16)$$

$$Donc : \quad V_c = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{\rho_w \phi} \dots (17)$$

En utilisant les formules (13) et (16), on obtient finalement :

$$\phi = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{M_{sat} - M_{im} + M_{téf} - \rho_w V_{téf}} \dots (18)$$

En remplaçant les formules (16) et (17) dans la formule (5) on obtient finalement:

$$\rho_{ma} = \frac{\rho_w M_{sec}}{(1 - \phi)(M_{sat} - M_{im} + M_{téf} - \rho_w V_{téf})} \dots (19)$$

3.1.3. Propriétés électriques des roches

Les propriétés transmissives des roches peu perméables sont encore largement méconnues aujourd'hui. Les propriétés électriques, en raison de leur extrême sensibilité et en dépit de leur complexité, sont parmi les techniques les plus précises pour l'analyse, tant à petite qu'à grande échelle, de la structure des formations traversées.

Les propriétés électriques des roches permettent d'accéder à la fois à la topologie tridimensionnelle de l'espace poreux, ainsi qu'aux propriétés électriques de surface que l'on peut relier, dans un tel milieu, au degré d'altération du massif rocheux. La conductivité électrique d'une roche poreuse est contrôlée par la salinité du fluide saturant, la topologie de son espace poreux et les processus d'échange à l'interface minéral/fluide ou sur les mouvements de fluides dans le milieu poreux. Les mesures des propriétés électriques permettent l'étude des variations de certains paramètres : facteur de formation (F),

Protocole expérimental

Les mesures électriques ont été faites en utilisant la méthode à deux électrodes à l'aide du conductimètre CDM 210, à une fréquence fixe (1000 Hz). La préférence pour cette méthode à celle à quatre électrodes est due à sa mise en œuvre simple et rapide, permettant de traiter un grand nombre d'échantillons. La figure (3-4) montre le schéma du dispositif expérimental. Ce dispositif est formé d'un impédancemètre, d'électrodes (deux pastilles métalliques en inox) et d'un système de serrage. L'échantillon de forme cylindrique est placé entre ces deux électrodes. Le système de serrage permet d'assurer un couplage de même qualité pour chaque échantillon et d'améliorer le contact échantillon-électrode. Pour éviter des pertes trop importantes du fluide saturant, dans les échantillons, leurs surfaces sont recouvertes de téflon. En effet, comme le courant électrique choisit le chemin de moindre résistance électrique (surface externe des carottes), il est indispensable de gainer les génératrices des carottes.

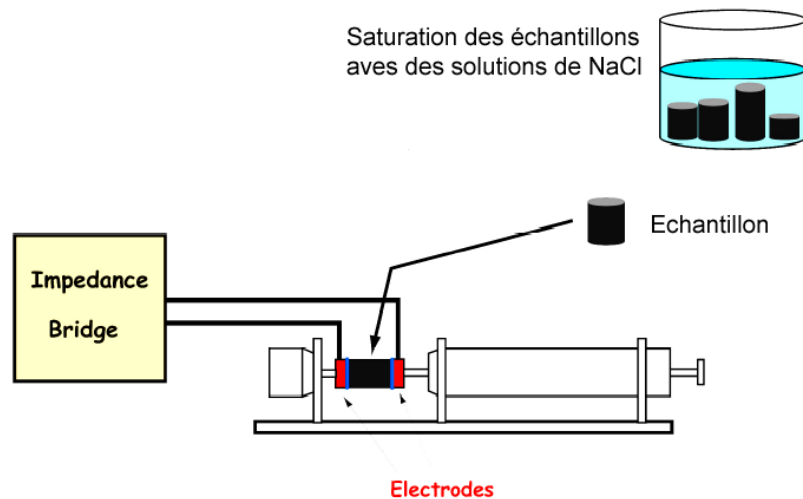


Figure 3-4: Schéma du dispositif expérimental des mesures électriques.

Les échantillons sont ensuite saturés successivement avec 7 solutions de chlorure de sodium (NaCl). Après chaque saturation, les mini-carottes restent pendant 20 jours dans des béciers, le temps que la solution saline pénètre bien dans les pores et que l'équilibre mesuré entre la solution et les minéraux s'établisse. Puis on entame les mesures pour chaque échantillon.

Dans le même temps, des mesures de capacité ionique d'échange des cations (*CEC*) ont été réalisées à partir de chutes de taille des mini-carottes. Après broyage puis un tamisage à 150 μm pour en extraire la fraction la plus fine (fraction altérée), les mesures de *CEC* ont été réalisées par le Laboratoire d'Analyse des Sols de l'INRA (Institut National de Recherche Agronomiques), à Arras. Les mesures ont été réalisées par fixation puis titration d'ion

cobalthexamine³⁺. La précision de ces mesures est de 0.1 meq/100 g (soit 0.1 cmol/kg). Ces mesures sont comparées à la conductivité électrique mesurée sur mini-carottes pour l'estimation massique de la fraction altérée.

Théorie

Dans un milieu poreux constitué d'une matrice ou d'une phase solide (assemblage de minéraux) considérée comme isolante et d'un volume poreux (assemblage de pores et de fissures), deux types de conduction électrique apparaissent : une conduction de type électrolytique dans le milieu poreux saturé et une conduction dite "surfactive" à l'interface entre minéraux et électrolyte. Ces deux processus conditionnent les propriétés électriques des roches et sont fonction de leurs microstructures. Le terme de microstructure est utilisé pour définir la géométrie complexe de la roche telle qu'elle résulte de la distribution et de l'arrangement des minéraux. La microstructure d'une roche présente toujours de nombreuses hétérogénéités dans les arrangements des minéraux ou des grains, dans la variabilité de la minéralogie, de la taille des grains, des propriétés géométriques de l'espace poreux, ou encore dans la variabilité du degré de fissuration des roches. De ces mesures, nous pouvons déterminer à partir des modèles théoriques deux paramètres: le facteur de formation (F) et la conductivité de surface (σ_s). Le premier F , permet de décrire la topologie du réseau poreux (Figure 3-5), tandis que le second σ_s caractérise l'état de surface des pores, autrement dit, l'état d'altération de la roche.

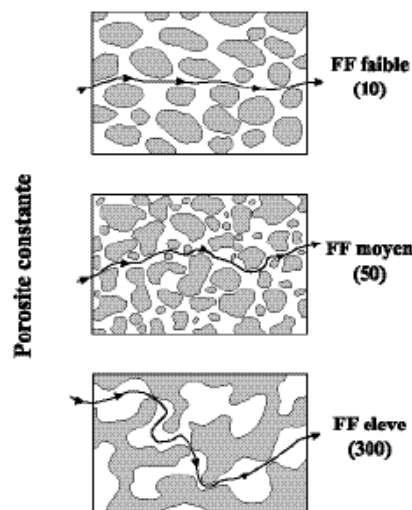


Figure 3-5 : Figure schématique illustrant la signification du facteur de formation électrique (F) en termes de topologie et de tortuosité de l'espace poreux (Einaudi, 2002).

De ces paramètres, on peut extraire la tortuosité électrique T (Walsh and Brace, 1984; Pape et al., 1985; Katsube et Hume, 1987; Pezard, 1990), ainsi que le facteur de cimentation m (Archie, 1942), qui vont nous apporter de nouvelles informations sur la géométrie et la structure du réseau poreux de la roche. Ces différents paramètres sont présentés ci-après :

$$F = \phi^{-m} \dots (22)$$

et

$$T = F \times \phi \dots (23)$$

Conductivité de surface des roches dans la limite des basses fréquences :

La conductivité des roches est due aux transports des ions uniformément distribués dans l'espace des pores. Cependant, au voisinage des interfaces liquides/solides, il peut exister des charges supplémentaires responsables d'une conduction de surface.

La conductivité d'une roche est décrite par un terme de conductivité de pore :

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} \dots (24)$$

Il traduit une relation linéaire entre la conductivité du fluide et la conductivité de la roche.

Un terme traduisant l'excès de conductivité de surface σ_s apparaît si la roche n'est pas fraîche (altérée), ou si σ_w est faible:

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} + \sigma_s \dots (25)$$

Intéressons nous au coefficient de surface σ_s , bien que cette conductivité soit facilement quantifiée, son origine reste incertaine. Plusieurs modèles tentent de l'expliquer. Ces derniers nous permettent d'étudier σ_s en fonction des minéraux mis en présence à l'interface liquide/solide. Avant cela, il est nécessaire de débiter ce paragraphe par un rappel de la théorie de la double couche électrique qui se forme à l'interface minéraux/solutés.

La double couche électrique

La conductivité surfacique est due à des réactions chimiques de surface qui provoquent l'apparition de sites chargés négativement. Cette distribution de charges impose un champ électrique qui tend à attirer ou à repousser les ions présents dans la solution, ce qui modifie la concentration ionique. Ces charges tendent à équilibrer la charge de surface des minéraux ayant pour conséquence la préservation de l'électroneutralité du milieu poreux. Les ions de

cette couche diffuse sont maintenus à distance de la surface minérale par une fine couche d'eau (couche de Stern), ces deux couches constituent la double couche électrique (Revil et al. (1999a)). Ce modèle possède en réalité trois couches (couche de Stern divisée en deux voir ci-dessous), on parle alors de la triple couche électrique (Figure 3-6).

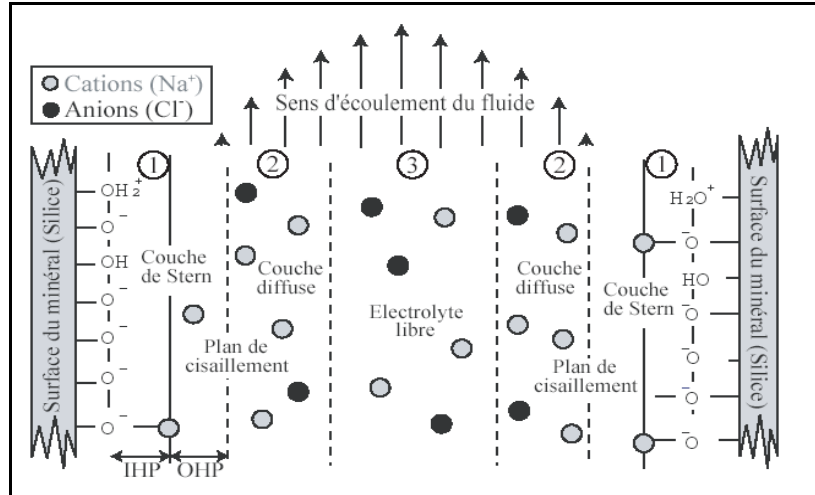


Figure 3-6 : Schéma de la triple couche électrique, à la surface du minéral et en présence d'eau. (Revil et al., 2002a; Naudet, 2004).

En effet *La couche compacte dite couche de Stern* correspond à la zone dans laquelle les ions sont très fortement liés au minéral et ne sont pas en mesure d'être déplacés, cette couche est découpée en deux : une partie interne, délimitée par le IHP (Inner Helmholtz Plane) et composée d'ions partiellement hydratés qui subissent des forces d'adsorption très fortes, et une partie externe, délimitée par le OHP (Outer Helmholtz Plane), peuplée d'ions complètement hydratés et soumis à des forces d'origine électrostatiques.

La couche diffuse dite couche de Gouy-Chapman contient des ions susceptibles d'entrer en mouvement, et potentiellement mobiles. Elle ne subit pas de force d'adsorption, les ions sont hydratés et en quantité suffisante pour équilibrer le déficit de charge de la surface du minéral. L'épaisseur de la couche diffuse est caractérisée par la longueur de Debye λ_d , qui varie de quelques angströms à quelques centaines d'angströms (Revil et Glover, 1997). Elle est fonction de la concentration de l'électrolyte, et diminue lorsque la concentration augmente (Pride et Morgan, 1991).

$$\lambda_d = \sqrt{\frac{\varepsilon_f k_b T}{2000 e^2 N_A \sum_i (Z_i^2 C_i^f)}} \dots (26)$$

avec :

ε_f : permittivité absolue basse fréquence de l'électrolyte [$\varepsilon_f = \varepsilon_0 \times 80$ et $\varepsilon_0 = 884$]

10^{-12} (F/m)]

k_b : constante de Boltzman ($1.380 \cdot 10^{-23}$ J/K)

T : température en (K)

e^2 : charge élémentaire ($1.602 \cdot 10^{-19}$ C)

N_A : Nombre d'Avogadro ($6.022 \cdot 10^{23}$ mol⁻¹)

Z_i : valence du cation

C_i : concentration des cations i dans l'électrolyte libre (mol/L)

Le plan qui sépare la couche de Stern (ions immobiles) et la couche diffuse (ions mobiles) est appelé plan de glissement. Lorsque l'électrolyte entre en mouvement, le déplacement relatif de la surface des minéraux par rapport à la solution crée une zone de cisaillement où la vitesse du fluide est nulle. On définit alors le potentiel zêta (ζ) comme le potentiel électrique de ce plan. Le potentiel ζ peut être considéré comme le potentiel électrique de la couche compacte de Stern (Revil et al., 1999a).

Nous allons maintenant présenter les deux principaux modèles utilisés pour calculer les paramètres pétrophysiques F et σ_s .

Modèle de Waxman et Smits (1968)

Waxman et Smits, (1968) ont proposé un modèle empirique, qui est couramment employé dans l'industrie pétrolière. Il tient compte de l'excès de conductivité de surface σ_s associé à un terme de conductivité de pore $\frac{\sigma_w}{F}$. Pour des hautes conductivités du fluide saturant (σ_w), la conductivité de l'échantillon est proportionnelle à σ_w , la constante de proportionnalité étant l'inverse du facteur de formation F de la roche. Ce dernier ne dépend que des propriétés micro structurales de la roche. A basse salinité, la conductivité de l'échantillon tend vers la conductivité de surface (σ_s).

L'excès de conductivité (σ_s) est attribué à la circulation de cations hydrolysés au sein de la couche diffuse et est lié à la capacité d'échange des cations (CEC) de la phase altérée ou/et argileuse du milieu. Le CEC représente le nombre de cations considérés comme mobiles par unité de masse, et s'exprime en meq/100 g (ou en cmole/kg). Par unité de volume, le CEC est noté Q_v (exprimé en meq/ml), avec:

$$Q_v = \frac{CEC\rho_m(1-\phi)}{\phi} \quad (27)$$

où ρ_m est la masse volumique de grain et ϕ la porosité.

La conductivité électrique du milieu s'écrit alors, toujours selon Waxman et Smits (1968):

$$\sigma_0 = \frac{(\sigma_w + \mu Q_v)}{F} \quad (28)$$

où μ représente la mobilité des cations dans la partie externe de la double couche, et F le facteur de formation global de l'échantillon. La capacité prédictive de ce modèle est considérée comme bonne à haute salinité, mais très insuffisante à basse salinité, avec une tendance à la surestimation de la conductivité de surface que les mesures en laboratoire mettent en évidence (Pezard et al., 1999). Le modèle de Waxman et Smits (1968) est basé sur un Q_v constant et un μ décroissant à basse salinité, alors que la mobilité des cations tend à augmenter quand la salinité décroît.

Modèle de Revil et Glover (1998)

Le modèle de (Revil et Glover, 1998) est une approche macroscopique basée sur la micro géométrie de l'espace poreux. Le modèle est basé sur une formule statistique de mélange qui fait intervenir la phase liquide en contact avec l'interface solide. La conductivité d'un échantillon poreux est donnée par la relation :

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} \left[1 - t_{(+)}^f + F\xi + \frac{1}{2}(t_{(+)}^f - \xi) \left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} + \sqrt{\left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} \right)^2 + \frac{4F\xi}{t_{(+)}^f}} \right) \right] \dots (29)$$

avec:

$t_{(+)}^f = \frac{\beta^+}{\beta^+ + \beta^-}$: nombre de transport d'Hittorf des cations dans l'électrolyte,

ξ : un paramètre qui fait intervenir le rapport entre la conductivité du fluide et celle de surface de la roche :

$$\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_w} \dots (30)$$

Si l'on considère que l'on peut associer une conductance de surface Σ_s au minéral (en Siemens ou Ω^{-1}), alors la conductivité de surface σ_s est reliée à la conductance par la relation :

$$\sigma_s = 2 \frac{\Sigma_s}{R} \dots (31)$$

Avec : R : le rayon moyen des grains constituant le milieu poreux.

On peut alors en déduire la relation suivante :

$$\xi = \left(\frac{2}{3}\right) \left[\frac{\phi}{(1-\phi)} \right] \beta_s \frac{Q_v}{\sigma_w} = \left(\frac{2}{3}\right) \beta_s \frac{\rho_m CEC}{\sigma_w} \dots (32)$$

Avec: β_s : la mobilité ionique de surface définie par (Revil et al., 1998)

CEC : la capacité d'échange cationique du minéral (en C/kg).

On peut trouver les expansions asymptotiques de la conductivité à haute et à basse salinité, qui sont les deux relations suivantes:

$$\sigma_0 = \left(\frac{\sigma_w}{F}\right) [1+2\xi(F-1)] \text{ (à haute salinité) } \dots (33)$$

$$\sigma_0 = \xi \sigma_w [1-(\xi-1)\xi\sqrt{F}] \text{ (à basse salinité) } \dots (34)$$

Ce modèle a permis de calculer la conductance de surface à partir de mesures sur 129 échantillons de grès argileux. Ce résultat a une implication directe pour l'interprétation de la conductivité de surface, qui doit d'après (Revil et al., 1998) se produire dans la couche de Stern. Ces résultats ont par ailleurs permis de calculer la conductance Σ_s des argiles, en effectuant une moyenne pour les 129 échantillons. Cela donne une valeur légèrement inférieure à celle du quartz, avec $\Sigma_s = 2.4 \cdot 10^{-9}$ S. Il faut noter que cette valeur de la conductance des argiles est 100 fois inférieure à l'ordre de grandeur trouvé par (Wildenschild et al., 2000), en utilisant le modèle de (Johnson et Sen, 1988) sur des sables argileux non consolidés.

Le modèle RG, plus précis, a été conservé pour le calcul du F et du σ_s , et la comparaison entre les mesures en forage (diagraphies) et les mesures en laboratoire.

3.1.4. Propriétés acoustiques

Les mesures de vitesses acoustiques sont fondées sur la propagation des vibrations acoustiques dans la formation. Les mesures acoustiques effectuées sur mini-carottes ont été réalisées dans le but de développer l'analyse de la porosité en relation avec les mesures *in situ*, et d'approfondir la caractérisation de l'altération et de la fissuration de la matrice.

Cette étude des ondes acoustiques (P et S) va nous permettre d'évaluer certaines propriétés élastiques telles que le module de cisaillement, le module d'incompressibilité, le coefficient de Poisson et le module de Young, et certaines propriétés anélastiques comme par

exemple l'atténuation et le facteur de qualité. Les aspects théoriques ont été abordés par de nombreux auteurs (Bourbié et al., 1986; Guéguen et Palciauskas, 1992; Mavko et al., 1998).

Dans cette partie, nous allons développer quelques notions élémentaires d'élasticité des roches, afin de décrire les facteurs qui gouvernent les propriétés sismiques des roches, puis nous verrons les relations qui existent entre les ondes (P et S) et le facteur de forme.

Théorie

a. Onde longitudinale (P)

Les ondes P sont des ondes de compression dont la direction de déplacement des particules est parallèle au déplacement de l'onde. La vitesse des ondes P est reliée aux modules d'incompressibilité et de cisaillement par la relation classique :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} \dots (35)$$

avec:

ρ : masse volumique de l'échantillon

K : module d'incompressibilité

μ : module de cisaillement

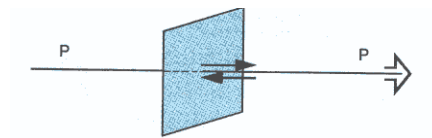


Figure 3-7: Figure schématique illustrant la direction et le sens de polarisation des ondes P.

b. Onde transversale (S)

Pour les ondes S, la direction de déplacement des particules est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. On relie la vitesse de ces ondes au module de cisaillement et à la masse volumique par la relation suivant :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \dots (36)$$

avec ρ : la masse volumique de l'échantillon

μ : le module de cisaillement

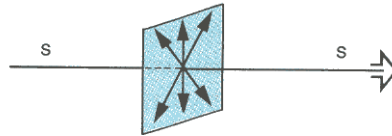


Figure 3-8 : Figure schématique illustrant la direction et le sens de polarisation des ondes S.

c. Ondes de surface

D'autres types d'ondes apparaissent et comme leurs noms l'indiquent elles se propagent le long des surfaces. Elles sont aussi appelées ondes guidées. On peut distinguer deux types d'ondes : les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.

- Les *ondes de Rayleigh* ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation.

- Les *ondes de Love* sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation.

Le tableau ci-dessous présente les vitesses acoustiques (P et S) pour les différents types de roches.

Nature des terrains	Vitesse des ondes P (m/s)	Vitesse des ondes S (m/s)
Eboulis, terre végétale	300-700	100-300
Sable sec	400-1200	100-500
Argiles	1100-2500	200-800
Marnes	2000-3000	750-1500
Grés	3000-4500	1200-2800
Calcaires	3500-6000	2000-3300
Craie	2300-2600	1100-1300
Sel	4500-5500	2500-3100
Anhydrite	4000-5500	2200-3100
Dolomie	3500-6500	1900-3600
Granite	4500-6000	2500-3300
Basalte	5000-6000	2800-3400
Eau	1450-1500	
Glace	3400-3800	1700-1900
Huile	1200-1250	

Table 3-3: Tableau des vitesses moyennes, des ondes P et S pour différents types de roches (Chapellier et Mari).

Protocole expérimental

Les vitesses d'ondes P et S des mini-carottes saturées et sèches ont été mesurées à la pression atmosphérique et à la température du laboratoire (~ 20 C°). La vitesse est calculée à partir de la formule suivante :

$$V = d/t \dots (38)$$

avec : d : la longueur de l'échantillon

t : le temps de parcours de l'onde

Le système de mesure se compose d'un générateur d'impulsion, de deux paires de transducteurs piézo-électriques de fréquence 1 MHz pour V_p et 500 kHz pour V_s (chacun pouvant se comporter comme un émetteur et un récepteur), d'un oscilloscope digital et d'une pince Wolfcraft (Figure 3-9). Une impulsion est envoyée par le connecteur électrique dans le transducteur.



Figure 3-9: *Dispositif expérimental de vitesse des ondes acoustiques (P et S).*

Le signal électrique est alors transformé en signal acoustique. Ce même signal acoustique, après avoir traversé l'échantillon est reçu par le transducteur récepteur qui le transforme en signal électrique mesurable sur un oscilloscope. La fréquence des capteurs acoustiques est de 1 MHz et la longueur d'onde λ de quelques millimètres. Le temps d'arrivée d'une onde P se repère sur l'oscilloscope en pointant le moment exact ou l'on estime que l'onde se forme. Dans le cas d'une onde S, l'arrivée est plus difficile à pointer car le signal est «noyé» dans les arrivées des ondes de réfraction et de réflexion des ondes P (Bourbier et al., 1986). Le temps

d'arrivée des ondes P ou S est situé sur l'oscilloscope en pointant le moment exact où l'onde se forme.

Elasticité

Tout corps soumis à des contraintes ou des forces répond à ces sollicitations par des déformations. On parlera de déformation (ou *rhéologie*) plastique, élastico-plastique, visqueuse ou élastique. On définit un corps élastique, lorsque sa réversibilité à déformation est totale.

On définit un tenseur de contrainte σ dans un repère ortho-normal Oxyz où chacune des contraintes peut se décomposer suivant les trois axes du repère. On obtient alors 3 contraintes normales diagonales $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$ et 6 contraintes tangentielles $\sigma_{xy}, \sigma_{yz}, \sigma_{xz}, \sigma_{yx}, \sigma_{zy}$ et σ_{zx} que l'on écrit sous une forme matricielle, et que l'on nomme tenseur des contraintes (exprimé en pascal). De la même façon on définit un tenseur des gradients de déplacement ε (sans unité).

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{pmatrix}$$

Dans le cas simple d'un milieu isotrope et élastique, les relations entre ces deux tenseurs sont définies par les équations suivantes :

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= 2\mu \varepsilon_{xx} + \lambda(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) & \sigma_{xy} &= 2\mu \varepsilon_{xy} \\ \sigma_{yy} &= 2\mu \varepsilon_{yy} + \lambda(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) & \sigma_{yz} &= 2\mu \varepsilon_{yz} \\ \sigma_{zz} &= 2\mu \varepsilon_{zz} + \lambda(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) & \sigma_{xz} &= 2\mu \varepsilon_{xz} \end{aligned}$$

Avec λ le coefficient de *Lamé* qui mesure la relation entre la compression longitudinale et l'expansion latérale et μ le module de cisaillement, coefficient de proportionnalité entre les contraintes et les déformations cisailantes.

Les coefficients élastiques

Dans l'hypothèse de l'élasticité, considérant que les déformations sont réversibles et proportionnelles aux contraintes (Guéguen et Placiauskas, 1992), on peut définir un certain nombre de paramètres d'élasticité, dont la loi de Hooke qui s'écrit :

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{M} \dots (39)$$

avec :

M : module élastique caractéristique du matériau (dimension d'une contrainte en Pa ou en bar)

Le module M sera égal à $3K$ dans le cas de la compression hydrostatique et à 2μ dans le cas du cisaillement. Les modules élastiques sont déterminés soit par des expériences de traction-compression, soit par la mesure des vitesses acoustiques (P et S). Le module d'incompressibilité K mesure la variation relative de volume en fonction de la pression P.

$$K = -v \frac{\delta P}{\delta V} \dots (40)$$

avec :

μ : le module de cisaillement exprimé pour un cisaillement et σ_{xy} est égal à :

$$\mu = \frac{\sigma_{xy}}{2\varepsilon_{xy}} \dots (41)$$

Tous les coefficients que nous venons de définir sont liés entre eux, et il est possible d'exprimer E (module de Young) et ν (coefficient de Poisson) en fonction de K et μ par les relations suivantes :

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \dots (42)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)} \dots (43)$$

$$E = \frac{9K\mu}{3K+\mu} \dots (44)$$

$$\nu = \frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)} \dots (45)$$

	ν	E (10^{10} Pa)	M (10^{10} Pa)	K (10^{10} Pa)
Granite	0.10	3.04	1.38	1.26
Basalte	0.19	6.24	2.38	3.35
Grès	0.10	3.99	1.81	1.66

Table 3-4 : La table ci-dessus récapitule, le coefficient de Poisson, le module de Young, le module de cisaillement, le module d'incompressibilité, pour des granites (Barrede), des basaltes (Pigash), et des grès (Cherokee). Les données ont été compilées à partir de plusieurs de sources (Guéguen et Placiauskas, 1992).

Facteur de Forme

L'utilisation des ondes acoustiques est une méthode applicable à l'exploration des aquifères fracturés : les ondes qui se propagent à travers des formations sont ralenties et atténuées par les fractures. Les faibles porosités correspondent souvent à la présence de pores très aplatis de type fractural ou fissural. L'effet de ces fissures sur les vitesses acoustiques a été observés à toutes les échelles laboratoire et *in situ* (Pyark-Nolte et al, 1990a, André, 2004), en effet elles influencent les modules élastiques ($K, \mu, \lambda \dots$), et donc les vitesses acoustiques (V_p et V_s).

Le facteur de forme moyen des ellipsoïdes (Figure 3-10) représente la forme de l'espace poreux qui vaut:

$$\alpha = \frac{a}{c} \dots (46)$$

avec : c : Le demi grand axe de l'ellipsoïde de révolution

a : Demi petit axe de l'ellipsoïde de révolution

On a donc $\alpha = 1$ pour les pores de forme sphérique, et α reste petit en présence de fissures.

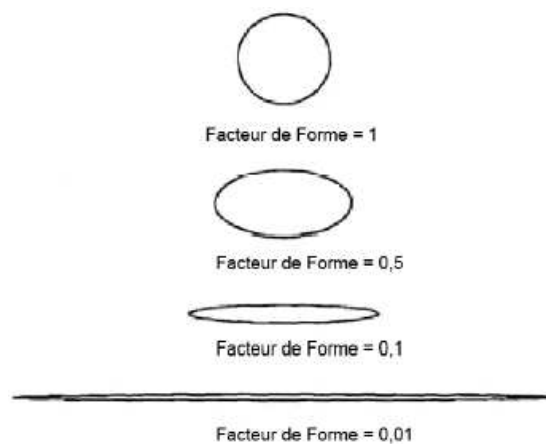


Figure 3-10: Illustration de la forme des fissures en fonction de leur rapport axial (Wilkins et al., 1991).

Modèle de Kuster et Toksoz (1974)

Dans cette partie nous allons présenter les deux modèles les plus utilisés : Kuster et Toksoz, (1974) et Hudson, (1981) pour le calcul de α en fonction des vitesses acoustiques (P et S). Ils reposent sur le calcul des modules élastiques effectifs pour obtenir la densité des fractures et le facteur de forme en utilisant les données de mesures sur carottes en laboratoires. Les hypothèses de bases de cette approche, sont, en général, que la longueur d'onde est grande devant la taille des fractures et qu'il n'y a pas d'interaction entre ces fractures.

Les équations de Kuster and Toksoz (KT) sont dérivées et basées sur la théorie de la dispersion. En supposons que les pores dans les roches peuvent être représentés par des sphères et des sphéroïdes aplaties, qui sont distribuées au hasard dans la phase solide de la roche (Toksoz et al., 1976).

Ces auteurs ont développé des expressions pour les modules effectifs de compressibilité K , et le module de cisaillement μ . Ces expressions sont:

$$\frac{K - K_s}{3K + 4\mu_s} = \frac{K_f - K_s}{3K_f + 4\mu_s} c_{(\alpha 1)} + \frac{K_f - K_s}{3K_s + 4\mu_s} \sum_{m=2}^M c_{(\alpha m)} \frac{1}{3} T_{ijj(\alpha m)} \quad (47)$$

$$\frac{\mu - \mu_s}{6\mu(K_s + 2\mu_s) + \mu_s(9K_s + 8\mu_s)} = \frac{\mu_f - \mu_s}{6\mu_f(K_s + \mu_s) + \mu_s(9K_s + 8\mu_s)} c_{(\alpha 1)} + \frac{\mu_f - \mu_s}{25\mu_s(3K_s + 4\mu_s)} \sum_{m=2}^M c_{(\alpha m)} \left[T_{ijj(\alpha m)} - \frac{1}{3} T_{ijj(\alpha m)} \right] \quad (48)$$

(K_s et μ_s) et (K_f et μ_f) sont les modules élastiques de la roche solide et du fluide de pore, α_m est le facteur de forme, et T_{ijj}, T_{ijj} sont des scalaires.

Le spectre du facteur de forme est le volume des distributions des concentrations du facteur de forme. La concentration du volume est le volume des pores du facteur de forme divisé par le total du volume de la roche.

Les conditions aux limites de ce modèle sont d'après Mavko et al., (1998):

- milieu isotrope, linéaire, et élastique.
- modèle est limité pour diluer et connaître les concentrations des inclusions
- inclusions ayant des formes ellipsoïdales.

Modèle de Hudson (1981)

Le modèle Hudson est basé sur l'analyse de la théorie de la dispersion. Le milieu initialement isotrope et des inclusions des fissures de formes de disque horizontales. La formulation de ce modèle a été basée sur l'analyse de la théorie de dispersion du champ moyen des ondes.

Les modules effectifs c_{ij}^{eff} sont donnés par :

$$c_{ij}^{eff} = c_{ij}^0 + c_{ij}^1 + c_{ij}^2 \dots (49)$$

avec c_{ij}^0 : module isotropique initiale

c_{ij}^1, c_{ij}^2 sont le premier et le second ordre de corrections.

Les corrections sont données par :

$$c_{11}^1 = -\frac{\lambda^2}{G} \varepsilon U_3 \dots (50)$$

$$c_{13}^1 = -\frac{\lambda(\lambda + 2G)}{G} \varepsilon U_3 \dots (51)$$

$$c_{33}^1 = -\frac{(\lambda + 2G)^2}{G} \varepsilon U_3 \dots (52)$$

$$c_{44}^1 = -G \varepsilon U_1 \dots (53)$$

$$c_{66}^1 = 0 \dots (54)$$

Le deuxième ordre de correction est donné par:

$$c_{11}^2 = \frac{q\lambda^2}{15(\lambda + 2G)} (\varepsilon U_3)^2 \dots (55)$$

$$c_{13}^2 = \frac{q\lambda}{15} (\varepsilon U_3)^2 \dots (56)$$

$$c_{33}^2 = \frac{q}{15} (\lambda + 2G) (\varepsilon U_3)^2 \dots (57)$$

$$c_{44}^2 = \frac{2G(3\lambda + 8G)}{15(\lambda + 2G)} (\varepsilon U_1)^2 \dots (58)$$

Où

$$U_1 = \frac{16(\lambda + 2G)}{3(3\lambda + 4G)} \dots (59)$$

$$U_3 = \frac{4(\lambda + 2G)}{3(\lambda + G)} \dots (60)$$

$$q = 15 \frac{\lambda^2}{G^2} + 28 \frac{\lambda}{G} + 28 \quad (61)$$

$$\lambda = K - \frac{2}{3} G \quad (62)$$

ε est la densité des cracks données par les formules suivantes :

$$\varepsilon = \frac{N}{V} a^3 \quad \text{pour des fissures circulaires}$$

$$\varepsilon = 3 \frac{\phi_c}{4\pi\alpha} \quad \text{pour des fissures en forme de disques}$$

avec :

N le nombre de fissures dans un volume V

a est le rayon de la fissure et α le facteur de forme,

ϕ_c est la porosité des fissures.

Les termes U_1 et U_3 dépendent des conditions de fissures. Ils sont valides pour les fissures sèches. Il existe d'autres expressions disponibles pour les fissures saturées (Mavko et al., 1998).

Parmi les limites de la formulation de Hudson on retient:

- fissures sont considérées comme isolées en tenant compte de l'écoulement du fluide
- modèle est valide dans un régime de densité de volume petit et un facteur de forme petit.
- modèle repose sur un ensemble simple pour représenter l'anisotropie induite par les fissures.

3.1.5. Susceptibilité magnétique

Les méthodes magnétiques sont parmi les plus anciennes méthodes employées dans la géophysique appliquée (l'exploration minérale, exploration pétrolière) ou dans les sciences fondamentales (tectonique des plaques, mesure du taux d'expansion océanique) (Guéguen et Placiauskas, 1992). Les méthodes magnétiques sont les moins coûteuses, les plus rapides les plus faciles à mettre en œuvre du point de vue instrumental.

Lorsque l'on applique un champ magnétique A ($A.m^{-1}$) sur un matériau, celui-ci acquiert une aimantation induite M ($A.m^{-1}$) proportionnelle au champ appliqué. Le facteur de proportionnalité K est appelé susceptibilité magnétique. Elle est exprimée en unité SI:

$$K = A/M \dots (63)$$

La susceptibilité magnétique d'une roche caractérise sa capacité à s'aimanter. Elle donne une mesure physique qui prend en compte l'ensemble des grains de la roche, non seulement la fraction ferromagnétique qui peut avoir une aimantation rémanente naturelle (Souque, 2002), mais aussi la matrice qui comprend des minéraux dia-para-magnétiques et anti-ferromagnétiques (Tarling and Hrouda, 1993; Ferré et al., 1999; Aydin et al., 2006).

La susceptibilité magnétique dépend de la taille des grains et de l'arrangement des minéraux constitutifs qui sont porteurs d'une aimantation. Les mesures de la susceptibilité magnétique peuvent donner une estimation rapide du caractère ferromagnétique de la roche. Ces mesures peuvent être interprétées comme étant des changements lithologiques, d'homogénéité de la roche ou encore comme une indication de la présence de zones d'altération dans le massif rocheux.

Les valeurs de susceptibilité des éléments diamagnétiques étant très faibles et négatives (Table 3-5), ce signal est très facilement masqué par les éléments ayant des susceptibilités

plus fortes et positives. Les minéraux diamagnétiques les plus représentés sont la calcite (CaCO_3), le quartz (SiO_2) et les feldspaths (Borradaile, 1988; Rochette, 1983).

Les minéraux paramagnétiques représentent moins de 10% de la roche totale (Souque, 2002). Les minéraux paramagnétiques sont principalement des phyllosilicates (micas, argiles, chlorite,...), des silicates ferromagnésiens (olivine, amphiboles, pyroxènes...) (Coey et al., 1982) (Table 3-5), mais aussi des sulfures tels que la pyrite et la chalcopirite. Les propriétés magnétiques principales des roches sont contrôlées par la présence des oxydes du système ternaire FeO- Fe_2O_3 (hématite, maghémite) et TiO_2 (rutile).

Les réactions magnétiques les plus fortes sont dues aux minéraux comme la magnétite (Fe_3O_4), la titanomagnetite et la maghémite ($\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$). Des réponses magnétiques plus faibles peuvent être attribuées à l'hématite α . Fe_2O_3 et aux titanohématites. Les sulfures de fer tels que la pyrrhotine et la greigite (Fe_3S_4) peuvent également contribuer à quelques anomalies magnétiques (Gangyan, 2005) (Table 3-5).

Protocole expérimental

Les mesures magnétiques ont été conduites au Laboratoire de Paléomagnétisme à l'université de Montpellier en utilisant un Bartington. Le Bartington (Figure 3-11) fournit des mesures non destructives à basse fréquence, les lectures sont prises au bout d'une seconde.



Figure 3-11 : *L'appareil de mesure de la susceptibilité magnétique (Bartington).*

Les échantillons sont placés à l'intérieur de ce dernier qui va transmettre la valeur de la susceptibilité de la roche en unité (SI). Chaque mesure a été normalisée pour un volume de 10 g/cm^3 . Le champ magnétique alternatif est généré par un courant de faible intensité alimentant un solénoïde. Ensuite le pont mesure le courant qui sera converti en susceptibilité magnétique. Il faut soustraire la valeur de la dérive de l'appareil avant et après la mesure de l'échantillon.

Minéraux	Masse spécifique Susceptibilité ($10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	Roches	Masse spécifique Susceptibilité ($10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Ferromagnétique		Igné	
Fer	276000	Gabbro	0.082
Cobalt	204000	Dolérite	14.738
Nikel	68850	Basalte	8.556
Ferrimagnétique		Quartz syenite	0.445
Magnétite	390-1116	Markfieldite	3.737
Maghémite	286-440	Nepheline-melanite syenite	0.238-0.265
Titanomagnétite	169-290	Hornblend diorite	7.175
Titanohaematite	281-315	Andésite	0.463
Pyrrhotite	50-53	Granite	0.026
Antiferromagnétique		Biotite granite	0.07
Haematite	1.19-1.69	Microgranite	0.93
Goethite	0.35-0.70	Phyolite	1.606
Paramagnétique		Aegirine-albite porhyry	0.469
Ilmenite	1.70	Felsite porphyry	0.298
Olivine	0.01-1.30	Pitchstone	0.117
Sidérite	1.0	Pegmatite	0.335
Biotite	0.05-0.95	Conglomeratic tuff	0.117
Pyroxène	0.04-0.94	Métamorphique	
Chamosite	0.9	Lewisian gneiss	6.491
Nontronite	0.863	Orthogneiss	0.144
Amphibole	0.16-0.69	Schist	0.165
Epidote	0.25-0.31	Slate	0.136
Pyrite	0.3	Dolomitised limestone	0.019
Lepidocrocite	0.5-0.75	Sédimentaire	
Prochlorite	0.157	Mudstone	0.108
Vermiculite	0.152	Shale	0.03
Illite	0.15	Siltstone	0.045
Bentonite	0.058	Red stone	0.009
Smectite	0.27-0.05	Arkose a gros grain	0.037
Chalcopyrite	0.03	Eriboll quartzite	0.007
Attapulgate	0.02	Brodick breccia	0.029
Dolomite	0.011	Autres	
Diamagnétique		Eau	-0.009
Calcite	-0.0048	Plastique	-0.005
Alkali-feldspath	-0.005	Halite	-0.009
Quartz	-0.0058	Kaolinite	-0.0019

Table 3-5 : La susceptibilité magnétique des minéraux et des roches.

3.1.6. Perméabilité

Le perméamètre de précision (un des seuls en France) à été réalisé par Elodie Larive lors de sa thèse en 2002, sous la direction de David Mainprice. Nous avons fait des mesures de perméabilité sur les carottes de l'aquifère de Ploemeur afin de voir l'effet de l'altération et les relations entre les paramètres hydrodynamiques et électriques.

La perméabilité d'un milieu est caractérisée par son aptitude à laisser circuler un fluide (liquide ou gaz) au sein de son espace poreux, sous l'effet d'un gradient de pression. Elle dépend de la structure interne de l'espace poreux et particulièrement de la connectivité de ces différents éléments. C'est une propriété de transport macroscopique exprimant le rapport entre une force (gradient de pression) imposée à un fluide pour traverser le milieu et le débit résultant. On peut mesurer la perméabilité d'un milieu avec un échantillon de laboratoire ou de terrain. La perméabilité d'un milieu étudié s'exprime en (m^2) en unité S.I. mais aussi en Darcy, unité couramment utilisée par les pétroliers. Un Darcy correspond à la perméabilité d'un milieu dans lequel un fluide d'une viscosité de 1 centipoise (eau à 20 C°) soumis à un gradient de pression de 1 atm.cm⁻¹, s'écoule à la vitesse de 1 cm s⁻¹, avec

$$1 \text{ Darcy} = 0,97 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2.$$

Le perméamètre permet de contrôler des débits très faibles sur une large gamme de pression de pore et de confinement. Il permet également de réguler la température car les variations thermiques doivent être minimisées compte tenu de leur influence sur les volumes mises en jeu dans les mesures.

L'objectif de ce perméamètre (Figure 3-12) est de réaliser des mesures de perméabilités faibles à très faibles (entre 10^{-18} et 10^{-24} m², ou du micro au picodarcy) (Table 3-6) sur des échantillons de roche cylindriques, de diamètre 2.54 cm et de longueur jusqu'à environ 4 cm, pour des pressions de confinement allant jusqu'à 1000 bars (soit 100 MPa).

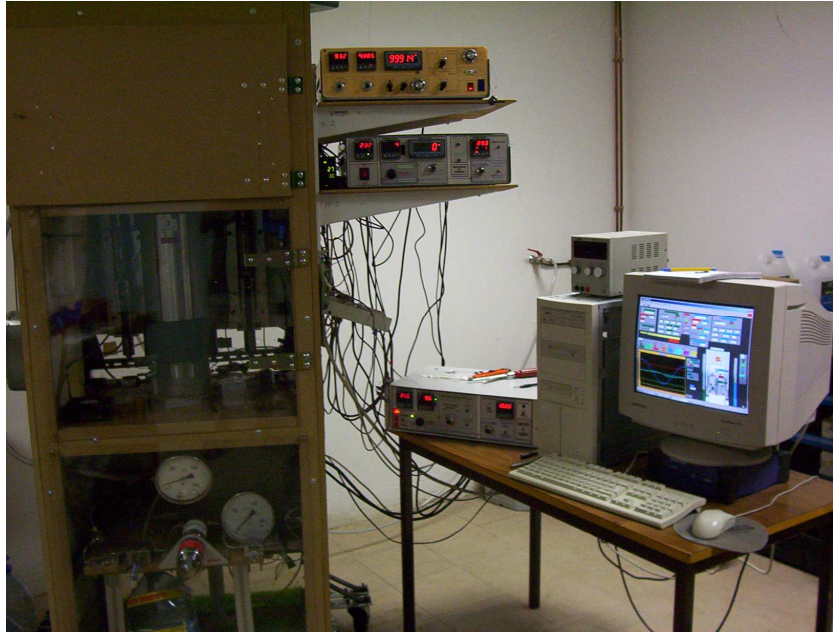


Figure 3-12 : *Perméamètre de précision et PC de mesure.*

Protocole expérimental

Il existe trois méthodes principales permettant de mesurer la perméabilité des roches avec le perméamètre de précision :

La méthode "stationnaire" (steady-flow method)

On impose un débit constant à travers l'échantillon et on mesure la différence de pression entre le réservoir supérieur et inférieur. On maintient une différence de pression constante entre les réservoirs supérieur et inférieur et on mesure le débit à travers l'échantillon. La validité de la loi de Darcy (1856) est vérifiée lorsque l'on obtient une relation linéaire entre le gradient de pression et le débit (Morrow and Byerlee, 1988; Larive, 2002)

La méthode "par impulsion" (pulse transient method)

L'échantillon est maintenu sous une pression de fluide constante. A un instant t , on impose une légère augmentation de la pression, dans le réservoir supérieur. Les caractéristiques de la décroissance de cette impulsion de pression, sont suivies dans le réservoir supérieur, le réservoir inférieur ou dans les deux. Elles sont utilisées pour obtenir la valeur de la perméabilité et de la capacité de stockage de la roche étudiée, toujours en utilisant la loi de Darcy (Trimmer, 1981; Brace et al., 1968; Bernabé, 1987; Larive, 2002).

La méthode "harmonique" (pore pressure oscillation method)

La mise en œuvre de la méthode harmonique repose sur la circulation d'une onde de pression dans le milieu poreux (Larive, 2002). Elle a été développée pour l'analyse de la perméabilité

dans les sondages (Jouanna and Fras, 1979; Jouanna, 1991, 1992). On crée une onde de pression sinusoïdale dont on contrôle l'amplitude et la période dans le réservoir supérieur de l'échantillon. Lors de sa propagation à travers l'échantillon, cette onde est atténuée et déphasée par rapport au signal initial. On mesure simultanément les pressions en fonction du temps dans les réservoirs inférieur et supérieur, en fonction du temps. La pression enregistrée dans le réservoir inférieur après l'échantillon à la forme d'une oscillation sinusoïdale. Le rapport des amplitudes et le déphasage des deux ondes permettent le calcul de la perméabilité et de la capacité de stockage de l'échantillon de la roche étudiée. Cette méthode a été retenue pour étudier nos échantillons venant de l'aquifère de Ploemeur (Kranz, et al., 1990; Fischer and Paterson, 1988; Larive, 2002).

Roches	Perméabilité (cm/s)	Porosité totale (%)
Argilite	10^{-8} - 10^{-9}	35
Craie	10^{-5}	35
Tuf volcanique	10^{-5}	32
Marnes	10^{-7} - 10^{-9}	27
Grès	10^{-3} - 10^{-6}	3 à 35
Dolomite	10^{-5} - 10^{-7}	1 à 12
Calcaires	10^{-10} - 10^{-12}	3
Métaschistes	10^{-4} - 10^{-9}	2.5
Gneiss	10^{-8}	1.5
Quartz	10^{-10}	<1
Granite	10^{-9} - 10^{-10}	1
Gabbro	10^{-4} - 10^{-9}	1 à 3
Basalte	10^{-6} - 10^{-8}	1.5

Table 3-6: Perméabilité et porosité des différentes roches

3.1.7. Potentiel spontané

Les méthodes de PS (Potentiel Spontané) ont été les premières à être utilisées dans l'industrie pétrolière. En 1938 Plodini, avait déjà observé que la circulation de l'eau dans le sous-sol engendrait une signature électrique (phénomène électrocinétique), mais ce n'est cependant que depuis une trentaine d'années que la communauté scientifique commence à s'intéresser au potentiel spontané. Cette méthode invasive s'avère être de faible coût, facile à mettre en œuvre, est fiable pour une caractérisation en espace et en temps, mais surtout elle représente un progrès technologique dans les mesures des signaux de faible amplitude. Diverses

applications *in situ* ont été réalisés: la caractérisation des ressources géothermales (Corwin et Hoover, 1979; Revil et Pezard, 1998), la prédiction des séismes (Byerlee, 1993; Murakami et al., 1984), l'étude des écoulements du fluide et la surveillance des nappes phréatiques (Brace et al., 1965; Ishido et Mizutani, 1980, Jouniaux et al., 2000), la surveillance des pollutions chimiques ou bactériennes (Naudet et al., 2003; Weigel, 1989), la prédiction de l'activité volcanique (Matsumoto et al., 2002; Revil et Saracco, 2003) et l'électroseismicité et seismomagnétisme (Bordes and al., 2006; Haartsen et al., 1998). Le champ d'application du potentiel spontané est donc très large et on peut citer d'autres applications telles que les études des écoulements dans la zone Vadose.

Le potentiel spontané est la mesure passive de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol sans injection du courant, il est associé à des mécanismes de polarisation de charges électriques dans le milieu poreux (Naudet, 2004). Les domaines d'application de la mesure de potentiel spontané en géophysique sont donc variés. Cependant, un des problèmes majeurs de cette mesure, reste l'occurrence simultanée de plusieurs sources de PS (notamment l'électrocinétique, l'électrothermique et l'oxydoréduction) dont les contributions respectives demeurent relativement difficiles à quantifier (Maineult, 2004).

Dans cette étude on s'intéresse plus particulièrement aux mesures réalisées sur des roches broyées en laboratoire afin d'étudier la nature de la roche (en terme de potentiel spontané) en fonction des paramètres physiques et chimiques de l'environnement et de la roche (salinité d'eau, perméabilité (taille de grain), pH, température...). Plusieurs expériences en laboratoire ont été menées afin de quantifier et de mesurer la valeur du coefficient de couplage électrocinétique et de déduire le potentiel zêta, ainsi que d'établir leurs dépendances respectives en fonction de ces paramètres physiques et chimiques: Il existe quatre types d'expériences possibles : les premières sont effectuées sur des matériaux granulaires synthétiques comme les billes de silice (Ahmed, 1964; Ogilvy et al., 1964; Koudina Quisly, 2001) ou des roches broyées (Lorne et al., 1999a; Ishido et Mizutani, 1981; Morgan et al., 1989). Les secondes sont menées sur des échantillons cylindriques (Jouniaux et al., 1994; Bernabé et al., 2003; Lorne et al., 1999b; Jouniaux et Pozzi, 1995ab). Les troisièmes sont effectuées sur des colonnes verticales métriques emplies de matériaux broyés; elles sont utilisées pour étudier les effets de la saturation partielle et la convection hydrothermale (Antraygues et Aubert, 1993; Guichet et al., 2003) et les quatrièmes sont menées sur des cuves décimétriques à métriques remplies de matériaux granulaires afin de simuler des

conditions naturelles idéalisées et de générer des écoulements à une, deux ou trois dimensions (Ahmed., 1964; Mainault et al., 2004; Suski et al., 2004).

Sources de potentiel spontané

Les potentiels électriques sont induits par des phénomènes électromagnétiques qui peuvent créer des différences de potentiel dans la terre. Les causes de ces potentiels peuvent être aussi bien externes (e.g. induction électromagnétique, activité humaine) qu'internes au système (e.g. électrocinétisme, oxydoréduction, électrodiffusion, couplage thermoélectrique, sismoélectrique, bioélectrique,...).

Les principaux phénomènes d'origine interne qui contribuent au potentiel spontané dans les milieux poreux sont les suivants :

- les phénomènes « électrocinétiques » ou « électrofiltration » liés à la percolation d'eau dans les roches. Ils dépendent de la nature de la roche du gradient de pression et de la conductivité du fluid.
- les sources associées à des gradients de potentiel chimique de porteurs d'ions (électrodiffusion). Ce potentiel que l'on appelle potentiel de membrane (ou un autre cas particulier, le potentiel de jonction) est utilisé dans le domaine pétrolier pour estimer le taux de saturation en hydrocarbures d'une roche réservoir et pour l'identification lithologique.
- les phénomènes électro-rédox associés à un gradient de potentiel chimique des électrons, qui permettent de délimiter de manière non intrusive l'extension des panaches de contamination riches en matières organiques dans le sous-sol (Naudet et al., 2003).
- les phénomènes thermoélectriques associés à un gradient de température.

Protocole expérimental

Cette partie décrit le dispositif expérimental utilisé pour les mesures électrocinétiques en laboratoire (Figure 3-13).

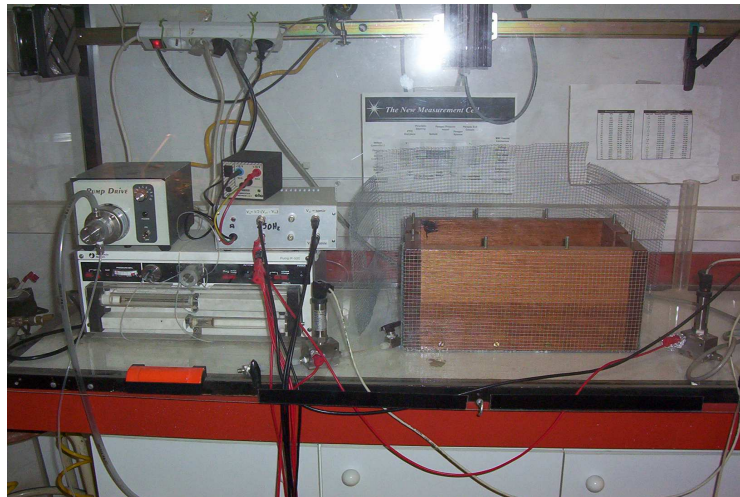


Figure 3-13 : Cellule de mesure de potentiel spontané en configuration 2D.

Nous rappelons (voir chapitre 1) que quatre lithologies différentes ont été identifiées dans le site de Ploemeur, nous avons donc sélectionné quatre carottes représentatives pour les mesures en laboratoire : Un échantillon de schiste frais et un altéré, et un échantillon de granite frais et un altéré. Comme la porosité et la perméabilité sont très faibles dans ce type de roche, il n'est pas possible de mesurer un potentiel électrique induit par l'écoulement de fluide. Une alternative possible pour étudier les propriétés électriques du granite consiste alors à employer des roches broyées permettant l'application d'un débit élevé et d'un gradient à haute pression. Ces méthodes ont été appliquées avec succès lors d'autres expériences (Lorne et al., 1999; Morgan et al., 1989). Trois différentes tailles de grain de la roche broyée ont été retenues. Les échantillons ont été écrasés et tamisés avec les intervalles granulométriques suivants : 100-150 μm , 150-250 μm , et 250-350 μm (Figure 3-14).



Figure 3-14 : Exemple des différentes tailles de grains pour le granite du puits B1.

Le système de mesure est divisé en trois parties: (1) une cellule contenant la roche broyée qui est connectée avec (2) le dispositif électrique et (3) hydrodynamique. Cette cellule est faite d'un matériel isolant (PVC), de forme cylindrique, avec les échantillons localisés dans une chambre cylindrique de diamètre 25.4 mm et de longueur de 28 mm. Deux filtres d'injection et deux électrodes sont placés à l'entrée et la sortie de la chambre. Le fluide est injecté par une pompe et circule dans un tube de téflon de 0.81 mm de diamètre interne. Différentes concentrations avec 3 solutions de chlorure de sodium (NaCl) ont été utilisées pour l'écoulement du fluide (de 2 mole.l^{-1} à $10^{-2} \text{ mol.l}^{-1}$). Le fluide est injecté à une vitesse d'écoulement constante et contrôlable (de $1 \text{ cm}^3.\text{h}^{-1}$ to $500 \text{ cm}^3.\text{h}^{-1}$). Deux indicateurs de pression donnent des valeurs de la pression du fluide à l'entrée et à la sortie de la cellule contenant les échantillons (Figure 3-15). La température de la chambre est maintenue à 20 C° . Le recyclage des fluides se fait jusqu'à atteindre un équilibre chimique entre la roche et le fluide (l'électrolyte sortant est réinjecté à l'entrée). L'équilibre est vérifié en collectant un échantillon de fluide et en mesurant son pH et sa conductivité.

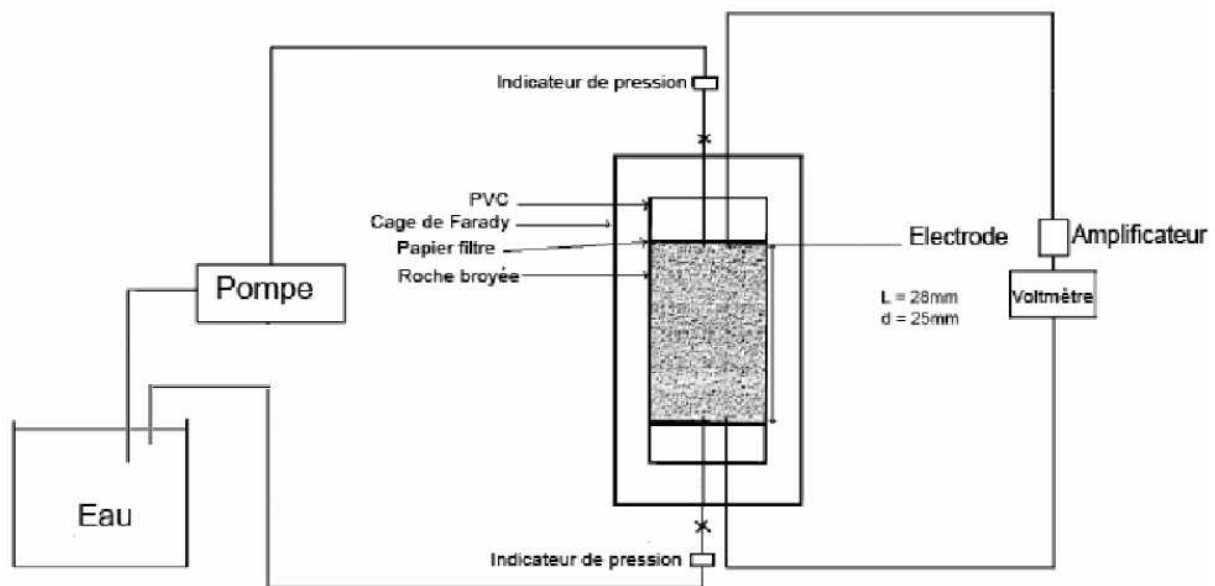


Figure 3-15: Schéma de la cellule de mesure en configuration 1D.

Deux catégories d'électrodes pour les mesures électriques peuvent être utilisées avec cette cellule : une électrode en platine de diamètre de 25.4 mm ayant la forme d'une grille circulaire a été utilisée pour les mesures d'impédance tandis qu'une fine électrode en Ag-AgCl est préférée pour mesurer le potentiel spontané. L'impédance a été mesurée avec un Solartran (1260 à 1000 Hz), et le potentiel spontané est mesuré avec un voltmètre et un

amplificateur différentiel à grande impédance (10^{12} Ohm). La cellule entière est électromagnétiquement protégée dans une cage de Faraday.

Plusieurs modèles ont été proposés dans la littérature pour le calcul du coefficient de couplage et du potentiel zêta. Parmi eux, deux modèles ont étudiés les roches granitiques broyées: Ishido et Mizutani, (1981) et Morgan et al., (1989).

Modèle d'Ishido et Mizutani (1981)

Ishido et Mizutani, en 1981, calculent le potentiel Zêta pour des roches broyées et des minéraux qui ont une perméabilité de l'ordre de 100 Darcy. Ils mesurent aussi les effets des paramètres chimiques et physiques sur le potentiel zêta. Le matériel testé inclut des roches et des minéraux tels que quartz, feldspaths, granite, granodiorite, andésite, gabbro et dunite. Les potentiels Zêta calculés sont toujours négatifs pour des pH supérieurs à 2 et augmentent en valeurs absolues quand la concentration des électrolytes diminue. Ils diminuent quand la température augmente. Ils ont également observé une décroissance du potentiel zêta avec l'augmentation de la concentration de l' $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$, et une inversion du signe du potentiel zêta liée à l'adsorption des ions Al^{3+} sur la surface du quartz (couche de Stern).

Mise en équations : la relation entre le flux de la densité de courant électrique I , et le volume du fluide de flux de densité J , les forces du gradient du potentiel électrique $\nabla\Phi$ et le gradient de la pression des pores ∇P sont de (De Groot et Mazur, 1962):

$$I = -L_{ee} \nabla\Phi - L_{ev} \nabla P \dots (64)$$

$$J = -L_{ve} \nabla\Phi - L_{vv} \nabla P \dots (65)$$

L_{ev} , L_{ve} , et L_{vv} se sont des coefficients électrocinétiques.

$$\phi = \frac{A_f L_f}{AL} \dots (66)$$

$$t = \frac{L_f}{L} \dots (67)$$

$$S = \frac{S_f}{AL} \dots (68)$$

$$m = \frac{A_f L_f}{S_f} = \phi S^{-1} \dots (69)$$

avec :

ϕ : porosité

t : tortuosité

S : superficie spécifique interne (m^{-1})

m : rayon hydraulique (m)

S_f : total de la superficie de pore interne (m^{-2})

La conductivité spécifique de l'échantillon est donnée par (Pfannkuch, 1972)

$$L_{ee} = \eta t^{-2} \sigma_w + t^{-2} S \sigma_s \dots (70)$$

Le coefficient L_{ev} ($= L_{ve}$) est donné par (De Groot et Mazur, 1962; Mizutani et al., 1976)

$$L_{ev} = L_{ve} = -\frac{\eta t^{-2} \epsilon \zeta}{\mu} \dots (71)$$

La forme de L_{vv} est donnée par la loi de Darcy (Scheidegger, 1974)

$$L_{vv} = \frac{K}{\mu} \dots (72)$$

En introduisant (71), (72), et (73) dans (65) et (66), nous obtenons:

$$I = -(\eta t^{-2} \sigma_w + t^{-2} S \sigma_s) \nabla \phi + \eta t^{-2} (\epsilon \zeta / \mu) \nabla P \dots (73)$$

$$J = \eta t^{-2} (\epsilon \zeta / \mu) \nabla \phi - (K / \mu) \nabla P \dots (74)$$

Les équations (10) et (11) constituent les équations fondamentales pour décrire les effets électrocinétiques dans les milieux poreux.

Dans l'état stationnaire en fixant le ∇P , le courant électrique s'annule (De Groot et Mazur, 1962), et à partir de (10) la relation suivante est obtenue :

$$(\eta t^{-2} \sigma_w + t^{-2} S \sigma_s) \Delta \phi / d = \eta t^{-2} (\epsilon \zeta / \mu) \Delta P / d \dots (75)$$

d : distance entre deux électrodes.

On obtient le potentiel Zêta par l'équation suivante:

$$\zeta = \frac{(\eta t^{-2} \sigma_w + t^{-2} S \sigma_s) \mu \Delta P}{\eta t^{-2} \epsilon \Delta P} \dots (76)$$

Le modèle de Morgan et al (1989)

Morgan et al, (1989), présentent les mesures du potentiel d'électrofiltration en laboratoire sur le granite broyé de Westerly, ainsi que la dépendance vis-à-vis de la solution des électrolytes,

le pH, et la température (5°-70°C). Morgan et al (1989), montrent que le potentiel zêta est indépendant de la température, et ont observé une décroissance du coefficient de couplage et du potentiel zêta avec la concentration quelque soit la solution utilisée. Par ailleurs, la réponse du potentiel avec le pH dépend de la nature de l'électrolyte.

Mise en équations: utilisant l'équation de Poisson, la couche diffuse de Gouy-Chapman, et le profil parabolique de vitesse qui caractérise l'écoulement de poiseuille, on obtient un courant de convection I_{CONV} donné par :

$$I_{CONV} = -\pi \varepsilon \frac{\zeta}{\eta} G \Delta P \dots (77)$$

avec:

ΔP : magnitude du gradient de pression, et G: facteur géométrique,

A l'équilibre en régime continu, I_{CONV} est équilibré par un courant de conduction I_{COND} et est donnée par:

$$I_{COND} = \pi \sigma_w G \Delta V \dots (78)$$

avec:

σ_w : conductivité du fluide

L'égalisation de ces courants mène à :

$$\Delta V = -\frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma} \Delta P \dots (79)$$

Si la conductivité de surface est présente l'équation (3) devient :

$$\Delta V = -\frac{\varepsilon \zeta}{\eta \left(\sigma_w + 2 \frac{\sigma_s}{a} \right)} \Delta P \dots (80)$$

avec:

a : rayon des pores et σ_s : conductivité du surface.

3.2. Caractérisation des propriétés pétrophysiques en forage

Le 07 Septembre 1927, la première mesure de la résistivité des parois de forage (diagraphie) a été effectuée à Pechelbronn, en Alsace, par les frères Schlumberger. Cet enregistrement informe sur la lithologie et le contenu du fluide dans les formations (porosité, saturation,...). Malgré le potentiel de ces méthodes diagraphiques, le monde pétrolier n'a commencé à s'intéresser à ces mesures que dans les années cinquante. Quelques décennies plus tard, le monde académique a réalisé que ces mesures pouvaient servir dans des domaines scientifiques bien différents : géothermie (HRD de Soultz-sous forêts), hydrogéologie, stockage des déchets (Aspo en Suède), ODP (Ocean Drilling Program), ou bien encore le KTB (Continental Drilling Program).

La diagraphie, qui apparaît sous le terme anglais de «logging», correspond à des techniques d'enregistrement de différents paramètres physiques ou chimiques dans les forages. Elle représente un enregistrement scalaire et continu des caractéristiques de la formation géologique traversée dans le forage. Les techniques de diagraphie permettent d'évaluer les caractéristiques de formation et le potentiel de production ou d'écoulement d'eau dans un aquifère.

Dans ce chapitre nous présenterons brièvement les diagraphies conventionnelles et non conventionnelles par rapport à leur réponse dans le réservoir fracturé de Ploemeur. Nous ne parlerons ici que des diagraphies les plus fréquemment utilisées dans le site de Ploemeur.

Dans un premier temps nous rappellerons quelques définitions fondamentales; les principes de base de mesure et de réalisation d'un enregistrement en forage.

3.2.1. Acquisition des données

Chaque sonde utilisée permet de mesurer une propriété physique, ou chimique, de la roche ou du fluide rencontré. Les sondes ont une longueur comprise entre 2 et 3 m, pour un diamètre compris entre 40 et 50 mm. La sonde est surmontée d'une cartouche électronique dont le rôle est divers:

- alimentation du système émetteur de la sonde.
- contrôle de son fonctionnement,
- alimentation du système récepteur,
- transmission en surface par le câble.

Le schéma fonctionnel d'une chaîne d'acquisition comporte classiquement (Figure 3-16):

- une sonde de mesure en forage,
- un treuil muni d'un câble électroporteur,
- une centrale d'acquisition,
- un système informatique muni d'un logiciel de commande,
- un système d'alimentation et de conversion électrique.

En accord avec cette description schématique, il faut noter qu'en fonction du fabricant du matériel de mesure en forage, certaines spécificités technologiques sont requises (topologie d'encodeur, standard de transmission de données...).

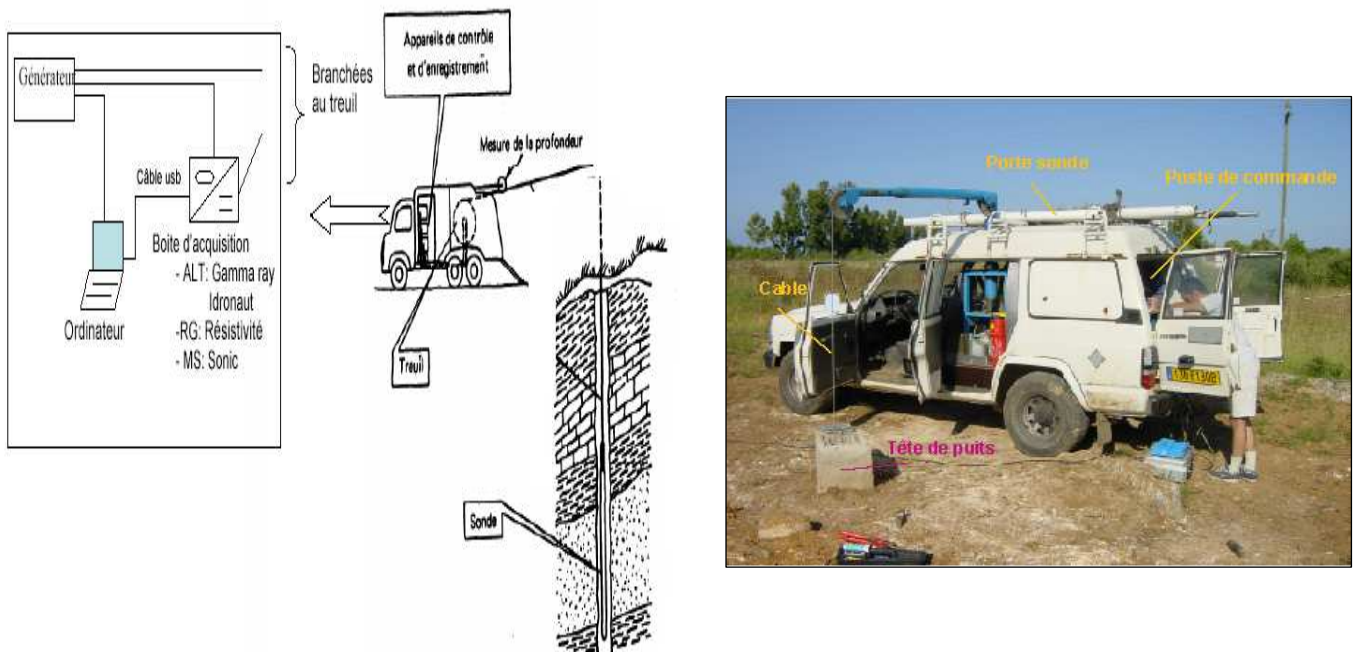


Figure 3-16 : *A gauche schéma du dispositif d'acquisition. A droite photo du dispositif d'acquisition.*

Le groupe électrogène et le transformateur permettent l'alimentation du système d'acquisition et du treuil. Le treuil est composé d'un tambour sur le quel sont enroulés plusieurs centaines de mètres de câble. Le câble est un dispositif essentiel dont le rôle est à la fois mécanique et électrique. Fixé à une extrémité du tambour, il se termine à l'autre extrémité par un raccord rapide qui permet la connexion mécanique et électrique avec l'outil descendu dans le trou de forage. Le câble assure la transmission, vers l'outil, de l'énergie électrique assurant son fonctionnement, et permet le retour en surface des signaux émis par l'outil.

Un ordinateur portable est relié à la boîte d'acquisition, elle-même connectée au câble, pour fonction d'enregistrer et contrôler le système d'acquisition à l'aide d'un logiciel.

3.2.2. Mise en œuvre d'une mesure diagraphique.

Avant toute mesure diagraphique il est nécessaire d'étalonner les sondes avant de les descendre dans le forage. Toutefois, pour effectuer une mesure diagraphique il est préférable de suivre un ordre logique et systématique dans les étapes de l'installation :

- Placer le treuil, soit monté sur le 4×4, soit le mini treuil et son trépied, directement au-dessus de l'ouverture du forage de sorte que lorsque la sonde sera connectée, elle ne touchera pas le tubage du puits.
- Installer et connecter toute la chaîne d'acquisition avec le groupe électrogène.
- Tirer le câble à partir du treuil en faisant attention à ce qu'il reste tendu à tout moment.
- Nettoyer le connecteur du câble et de la sonde, enduire les joints de graisse silicone, puis connecter la sonde. Faire attention à ce que la connexion soit bien faite, toutes les informations passant par cet unique câble et la perte de la sonde n'est pas envisageable.
- Une fois toutes les connections effectuées, placer la sonde dans le forage manuellement et faire le niveau zéro avant de lancer les mesures.
- Mettre en marche le treuil, ce qui lance l'acquisition des données. Les données sont enregistrées en temps réel sur le PC. Généralement, la mesure est réalisée lors de la remontée de l'outil pour s'affranchir des problèmes de pose de l'outil à la descente qui peuvent engendrer des erreurs de mesure de profondeur. Dans le cas où la mesure est compatible avec la vitesse de descente, un enregistrement est parfois réalisé. Il est nécessaire de rester attentif à tout moment de la mesure pour non seulement vérifier que l'acquisition des données est satisfaisante, mais surtout pour être prêts à arrêter le treuil si la sonde se coince (en descente et en montée).

3.2.3. Présentation des sondes

Pendant la thèse, j'ai eu l'occasion de contribuer à la mise en place d'une série de mesures en forage et appliqué ces méthodes au site de Ploemeur et à d'autres sites (Lavalette, Majorque,...) étudiés par le laboratoire de Subsurface de Montpellier.

Le laboratoire possède plusieurs types de sondes de faible diamètre, provenant de différents constructeurs :

ALT (Advanced Logic Technology),

RG (Robertson Geologging),

MS (Mountsopris).

La sonde d'imagerie optique (OBI40)

Le principe de fonctionnement de cette sonde est relativement simple puisqu'il s'agit de filmer la paroi du puits sur 360°: une caméra CCD (de fond de trou) est contenue dans la sonde (Figure 3-16). Un miroir rotatif placé juste au dessus de la caméra permet à celle-ci de filmer les parois du puits. L'image obtenue est une image numérique continue sur 360° en "vraies couleurs".

Deux centraliseurs placés sur l'outil permettent à celui-ci de bien rester dans l'axe du puits. Le magnétomètre permet d'orienter les images par rapport à une référence (nord géographiques). L'accéléromètre permet de faire des mesures précises de l'accélération de la sonde lorsque celle-ci descend dans le puits.

Les applications de l'OBI40 sont :

- la détection des structures sédimentaires et géologiques
- la détection, la localisation et l'orientation des fractures
- la caractérisation lithologique
- la détermination du pendage des couches et l'orientation des structures.

La sonde d'imagerie acoustique (ABI40)

Une céramique piézoélectrique émet un faisceau d'ondes ultrasoniques vers la paroi du puits avec une fréquence de l'ordre de 1.2 MHz (Figure 3-17). L'appareil mesure directement:

- le temps de transit de l'onde, mesuré entre l'émission et l'écho de retour de l'onde grâce à une fenêtre temporelle (zone dans laquelle l'écho de retour sera forcément présent) permettant de limiter les erreurs de mesures. Ce temps de transit sera directement proportionnel à la distance à laquelle se trouve la paroi.
- le ratio d'amplitude entre l'onde émise et l'onde réfléchi informe sur la capacité d'absorption de la roche. Plus l'amplitude retournée est faible et plus la capacité d'absorption de la roche est forte. Pour chaque distance de parois ainsi mesurée, une couleur est associée. Une fois l'enregistrement fini, on obtient une image virtuelle de la profondeur de paroi. Cette image est une image sur 360° «déroulée» sur le plan de la feuille. Ici nous avons deux images virtuelles : une pour le temps de transit de l'onde et une pour l'amplitude de celle-ci.

Les applications de l'ABI40 sont :

- la détection des structures géologiques et sédimentaires
- la détection, la localisation et l'orientation des fractures

- la détermination du pendage des couches
- la caractérisation lithologique
- la détermination de l'état des fractures.



Figure 3-17: Sondes de mesures en forage, de la droite vers la gauche (ABI40, OBI40, IDRONAUT, ELXG, GLOG).

La sonde électrique focalisée GLOG

Cette sonde permet de déterminer la résistivité des couches géologiques traversées (Figure 3-17). Elle comporte une petite électrode centrale d'envoi de courant A0 et deux longues électrodes de garde A1 et A1' court-circuitées entre elles. Pour pouvoir mesurer la résistivité avec une définition verticale de quelques centimètres, on focalise le courant dans un disque horizontal mince; il pénètre latéralement la formation au lieu de remonter le long des parois. La profondeur d'investigation, distance à laquelle le courant commence nettement à se défocaliser, est d'environ trois fois la longueur des électrodes de garde.

Les électrodes de garde établissent des surfaces équipotentielles coaxiales avec la sonde, forçant le courant émis par l'électrode de mesure à pénétrer radialement et perpendiculairement à l'axe de la sonde.

La sonde à induction DIL45

Cette sonde permet de déterminer la conductivité des couches. Lorsque le puits est rempli d'air ou que le tubage est en plastique plein (isolant), il faut utiliser des outils électromagnétiques. Car le courant électrique ne peut circuler et les outils électriques non utilisables. Ces outils mesurent la conductivité (inverse de la résistivité). Ces sondes ne donnent pas de bons résultats lorsque la résistivité est trop élevée ou trop faible.

On envoie dans une bobine émettrice un courant alternatif issu d'un oscillateur. Le champ électromagnétique alternatif qui en résulte induit dans la formation des courants qui circulent en anneaux coaxiaux à la sonde (courants de Foucault). Ces courants engendrent à leur tour leur propre champ électromagnétique qui, en traversant un solénoïde (bobine réceptrice coaxiale), y induit une force électromotrice proportionnelle au flux traversant la bobine.

Le courant alternatif émis étant d'amplitude et de fréquence constante, l'intensité des courants de Foucault est proportionnelle à la conductivité du sol, et de même à la f.e.m. induite dans la bobine réceptrice.

Le champ électromagnétique dû à la bobine émettrice engendre également un courant alternatif en traversant la bobine réceptrice. Ce courant réactif est déphasé de 90° . Le champ créé par les courants de Foucault en traversant la bobine réceptrice y engendre un courant alternatif, mais en opposition de phase avec le courant émetteur, les courants de Foucault étant eux-mêmes déphasés de 90° par rapport au courant émetteur.

Un détecteur de phase permet d'éliminer le signal "réactif" et de ne conserver que celui engendré par le champ lié aux courants de Foucault. En plus des bobines émettrices et réceptrices principales, les sondes d'induction comprennent d'autres bobines, soit émettrices, soit réceptrices, dont les caractéristiques et les positions, variables d'une sonde à l'autre, sont choisies de manière à minimiser l'influence, sur la mesure, de la colonne de boue et des formations situées au dessus et au dessous de la sonde. Ce sont des solénoïdes de focalisation.

La sonde normale non focalisée ELXG

Un courant électrique alternatif constant "i" est envoyé dans la formation par une électrode centrale située au même niveau que celui du lieu d'enregistrement SPR (Single Point Resistivity). L'électrode SPR enregistre le voltage en ce point. Les électrodes 16" et 64" enregistrent les voltages circulant dans une sphère de rayon 16" ou 64" via une autre électrode placée en surface. L'intensité et le potentiel électrique étant connus, on en déduit, grâce au facteur de forme de la sonde, la résistivité du milieu entre l'électrode SP et les électrodes 16" et 64". Le point de mesure de la résistivité est le milieu de la longueur entre SP et 16" (ou

64"). Le SPR est une mesure de la résistance en ohms entre une électrode descendue dans le forage et une électrode de référence en surface.

Les mesures de résistivité nous renseignent sur :

- la localisation de zones perméables et poreuses
- la qualité de l'eau
- la corrélation des strates en forage
- la présence de fissures

La sonde Gamma Ray spectral SGR

Cette sonde permet de déterminer la radioactivité naturelle des formations géologiques traversées. Les diagraphies font un usage intensif de la mesure de la radioactivité dans les forages. Les logs nucléaires ont en effet un grand avantage : ils peuvent être enregistrés en puits ouverts ou tubés, vides ou remplis de n'importe quel type de fluide.

De très nombreux isotopes naturels sont radioactifs. Seuls trois d'entre eux jouent un rôle notable dans la radioactivité naturelle des minéraux ou des roches. Les autres sont extrêmement peu stables ou extrêmement rares. Les trois isotopes qui nous intéressent sont l'uranium, le thorium et le potassium.

La mesure des rayons gamma permet de détecter les variations de la radioactivité naturelle qui sont attribuables aux changements dans la teneur en uranium (U) thorium (Th) (éléments en traces dans les matériaux géologiques) et en potassium (K) (élément majeur des roches).

Le principe de cette mesure est le suivant : un détecteur scintillation comprend un cristal sensible aux radiations ionisantes. En pénétrant dans ce cristal, les électrons ionisent celui-ci. Il y a ainsi création d'électrons secondaires. Ces électrons secondaires sont annihilés par les atomes ionisés, phénomène qui se traduit par un petit éclair lumineux. Ces flashes lumineux sont immédiatement détectés grâce à une photocathode (placée dans le tube photomultiplicateur). Le passage des électrons entre le cristal scintillant et le tube photomultiplicateur se fait via un couplage optique liant les deux parties. Le rôle de la photocathode est de « transformer » les flashes lumineux en impulsions électriques (par effet photoélectrique). Les impulsions électriques résultantes ayant une intensité trop faible pour être détectées, il est nécessaire d'accélérer ces électrons afin d'amplifier le signal (rôle du tube photomultiplicateur).

La SGR permet de différencier les rayonnements émis. En effet, chaque élément radioactif naturel (K, U, Th étant les éléments radioactifs ayant un temps de demi-vie important, donc les éléments les plus faciles à détecter par cette méthode) émet des rayons gamma avec une

énergie caractéristique, et on peut estimer la teneur des trois radioéléments naturels. Les quatre nombres obtenus représentent les rayons gamma issus du K, du U, du Th et de la somme de ces trois éléments (Total count = TC) détectés par la sonde.

Les mesures de la radioactivité nous permettent à la fois d'apporter des informations lithologiques, de mettre en évidence les alternances entre les différentes lithologies, identifier les différents types d'argiles ou des granites.

La sonde des ondes soniques

Cette sonde est utilisée pour mesurer la propagation des ondes de surface et de volume dans une formation géologique. Elle contient un émetteur à sa base et deux récepteurs distants de 30.5 cm sont placés au dessus de l'émetteur. Ces derniers enregistrent le temps de propagation des ondes acoustiques entre les récepteurs et les émetteurs qui fonctionnent soit en mode dipôle ou monopole

Les mesures soniques renseignent sur :

- la détection des fractures ainsi que la mesure de la perméabilité due à des fractures
- la détermination de la porosité
- la corrélation lithologique
- le calcul des paramètres élastiques de la formation rocheuse, comme le coefficient de Poisson, de compressibilité, de cisaillement...

La sonde hydrogéochimique (Idronaut)

Cette sonde a pour but de faire des mesures de qualité d'eau dans le puits (Figure 3-17). Elle n'est autre qu'un assemblage de plusieurs capteurs permettant de faire des mesures de conductivité, de potentiel redox, de pH, de la température et des concentrations en oxygène.

Les capteurs sont des éléments bien séparés ce qui permet en cas de problème, de n'intervenir que sur la partie défailante. De plus cela facilite le nettoyage de chaque élément.

Des variations de la conductivité du fluide, et du PH ou de la température du fluide peuvent indiquer des zones de fracturations car le fluide avant d'arriver dans le puits traverse différents types de roches.

La sonde du potentiel spontané (Muset)

Le Muset est composé de deux sondes : une sonde de mesures hydrogéochimiques (Idronaut) et une sonde qui mesure le potentiel spontané (SP). Le SP est la différence entre le potentiel

fixe d'une électrode de surface et le potentiel variable, d'une électrode se déplaçant dans le trou de forage. La polarisation spontanée se mesure en millivolts.

Cette sonde nous renseigne sur les connaissances hydrogéologiques générales : fracturation, porosité, qualité des eaux, circulation d'eaux.

3.2.4. Exploitation des données diagraphiques sur logiciel Wellcad

L'interprétation des données diagraphiques a été réalisée à l'aide du logiciel Wellcad (ALT). Les données brutes enregistrées lors de l'acquisition sont des fichiers sous format brutes (rd). Afin de les importer et les visualiser sur le logiciel Wellcad, il est nécessaire tout d'abord de préciser l'orientation de l'image vers le nord magnétique, l'ajustement des échelles et des palettes de couleurs. Tous les profils enregistrés sont recalés par rapport à l'imagerie optique. Certains profils présentent des variations statiques (valeurs négatives) qui nécessitent un filtrage avant interprétation (cas du SGR par exemple).

3.2.5. Modélisation numérique de la résistivité électrique

L'objectif principal de ce travail de modélisation est la détermination de la résistivité électrique effective de la matrice granitique et de certaines fractures choisies dans le site expérimental de SEB. La méthode numérique de calcul du champ de potentiels électriques induits par les électrodes dans la formation est basée sur la Méthode des Eléments Finis. C'est un outil général de résolution d'équations aux dérivées partielles (Dhatt et Touzot, 1984).

Ce travail de modélisation a été réalisé en 1998 par la société Gaïa à l'aide du logiciel "ResMod" de modélisation numérique directe des outils électriques en forage. Ce logiciel a été réalisé entre 1993 et 1996 dans le cadre d'un programme de recherche financé par Gaïa, Elf et Total. Son caractère générique permet la modélisation de n'importe quelle sonde diagraphique de mesure électrique, dans la mesure où sa géométrie et son fonctionnement interne sont connus. Ce logiciel est maintenant principalement opéré par la société Atemis et utilisé quasi-exclusivement dans le contexte de l'exploration pétrolière.

La construction d'un modèle de terrain est réalisée en corrigeant de façon analytique les effets de puits. Une simulation 3D de réponses de l'outil (LL3) en face de zones généralement altérées, et donc fortement conductrices, choisies dans le Site de SEB. Cette étude se termine par une comparaison entre épaisseur électrique des fractures conductrices

simulées et épaisseur acoustique mesurée à partir de l'imagerie acoustiques de la paroi de forage.

Approche et but de la simulation numérique

L'approche analytique traditionnelle d'interprétation des diagraphies électriques est basée sur la détermination d'une grandeur scalaire, à partir de plusieurs enregistrements de sondes également scalaires.

La simulation directe de la réponse de la sonde de résistivité est le seul moyen qui permette de prendre en compte la complexité de la formation en la décrivant de façon tensorielle (Touren, 1996). Elle permet de prendre en considération un grand nombre de zones homogènes, toute la géométrie du forage, et l'anisotropie de résistivité éventuelle de chaque couche. La simulation directe s'appuie donc sur des mesures de résistivités de la formation. La simulation de la réponse d'une sonde va donc consister en un calcul analytique ou numérique de la résistivité apparente que pourrait donner *in situ* la sonde placée dans les mêmes conditions de formation, que celles qu'on se donne dans un modèle analytique du milieu de mesure.

La simulation numérique repose sur la démarche suivante : pour une sonde de résistivité donnée telles que le GLOG ou le ELXG, il s'agit de restituer un modèle de résistivité de terrain (succession de couches géologiques d'épaisseur et de résistivité données) collant au mieux à la réalité géologique. Cette restitution se fait par « Forward Modeling » (Figure 3-19). La résistivité apparente R_a théorique de la formation géologique est calculée sur la base du modèle de terrain qui est imprécis dans un premier temps. La courbe de résistivité apparente théorique obtenue est alors comparée à la courbe de résistivité apparente mesurée dans le puits. Si les courbes concordent, le modèle de terrain testé est bon. Si elles divergent, le modèle doit être modifié. Il est alors affiné (modification de l'épaisseur et/ou de la résistivité des couches), jusqu'à ce que la courbe de résistivité apparente simulée colle au mieux avec celle mesurée dans le puits.

En définitif la simulation de la réponse de la sonde de résistivité, face à une formation, dont toutes les caractéristiques pétrophysiques et géométriques sont connues et fixées au préalable dans un modèle, apporte des informations importantes sur le comportement de la sonde. Comme nous le verrons dans notre première modélisation en faisant varier l'épaisseur de la fracture (ou la résistivité du fluide de forage) et en fixant la résistivité du fluide de forage (ou l'épaisseur de la fracture), il sera possible d'obtenir l'influence de ce ou ces paramètres sur la réponse de la sonde. Cela permettra ainsi de réaliser une véritable étude de sensibilité de la réponse aux différents paramètres du milieu de mesure

La modélisation de la résistivité permettra donc :

- l'étude des fractures de faibles épaisseurs
- l'analyse et l'extension des différents abaques de correction
- l'étude de la sensibilité des différentes sondes diagraphiques
- la compréhension des anomalies et artefacts des données diagraphiques
- la validation des modèles de résistivité de terrain Rt.

Environnement du logiciel RtEvrest

L'approche analytique traditionnelle d'interprétation des diagraphies électriques est basée sur la détermination d'une grandeur scalaire, à partir de plusieurs enregistrements de sondes également scalaires. La société ATEMIS conçoit et développe des logiciels pour simuler des outils de mesure de résistivité.

RtEvrest® est un logiciel de modélisation précis et rapide des outils diagraphiques de résistivité pour des puits de forage verticaux et sub-verticaux. Le logiciel calcule la résistivité synthétique simulée des outils Laterolog et des outils d'induction.

Après l'obtention des distributions non uniformes de densités de courant sur les électrodes et le calcul des intensités, la résistivité apparente à un niveau donné est calculée en tenant compte du schéma électrique et électronique de la sonde. Par conséquent le logiciel permet la validation efficace de toutes les réponses de sondes de résistivité.

Effets sur l'environnement et limites des outils.

Les anomalies dans la mesure des diagraphies de résistivité ont diverses sources (puits de forage, boue de forage, influence des épontes, invasion, anisotropie, pendage des formations, et sont intrinsèques à l'outil (résolution verticale, profondeur d'investigation radiale, non linéarité). Ces interprétations et évaluations de la résistivité des formations imposent un travail complexe, même pour les diagraphistes (Figure 3-18).

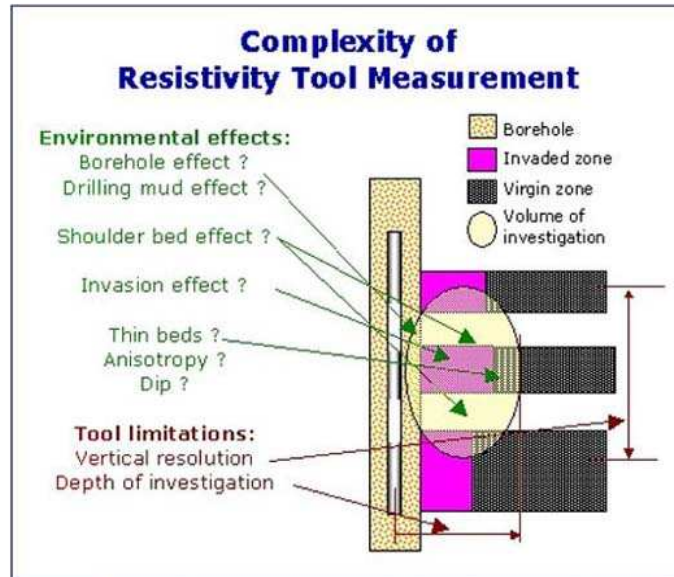


Figure 3-18 : Complexité de l’environnement de mesures des sondes de résistivités (ATEMIS TECHNOLOGIE, 1998-2007).

Le meilleur moyen pour obtenir la vraie résistivité (R_t)

La manière la plus efficace de surmonter simultanément tous les artéfacts est le processus d’inversion de résistivité impliquant l’interactivité « Forward Modeling » (Figure 3-19). Le « Forward Modeling » exécuté par le logiciel, consiste à calculer la courbe synthétique théorique de résistivité mesurée par la sonde à partir des données de résistivité de la formation (modèle de terrain ou Earth Model). Cette technologie de modélisation de la résistivité est devenue une étape cruciale dans l’interprétation pétrophysique des diagraphies puisqu’elle permet l’évaluation quantitative efficace des propriétés dans les formations et les environnements de forage les plus complexes.

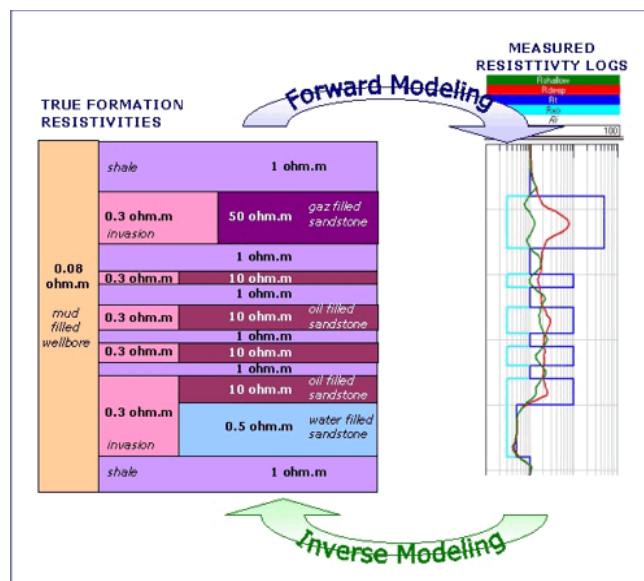


Figure 3-19: Le « Forward Modeling » (ATEMIS TECHNOLOGIE, 1998-2007)

4. Résultats

Petrophysical properties of a crystalline basement at Ploemeur, Brittany, France.

Abstract

A set of 50 representative samples were selected, from the cored B1 hole at the Stang Er Brune experimental site, Ploemeur, and have been intensively studied. It consisted mainly in making thin sections and geochemical analyses, developing more precise measurements of porosity and permeability, achieving electrical measurements with the determination of a formation factor, surface conductivity, index cementation and electrical tortuosity, as well as measuring V_p and V_s in saturated and dry conditions, and thus the magnetic susceptibility. The results have been combined to a variety of laboratory measurements done on granitic rocks from Poitou and Ringelbach sites, in order to provide a range of alteration and porosity effect on the rocks petrophysical parameters.

The electrical formation factor, surface conductivity, tortuosity and cementation index were derived from Revil and Glover model (1998), and the pore-space topology was found to be porosity-dependent. The present study introduces a new formula of electrical resistivity measurements: $\sigma_s = a\phi^p$. In addition, the laboratory measurements on Ploemeur samples revealed that seismic wave velocity was a function not only of porosity, but also of the predominant pore type. In general, there is an inverse porosity-velocity correlation. The pore aspect ratio inverted from velocity measurements (Hudson's model, 1981) in the Ploemeur samples were classified roughly into crack shape with an aspect ratio inferior to 0.1, and appeared to be a function of tortuosity. Fresh samples were found to present low values of porosity, surface conductivity, and *CEC*, and high values of P and S velocities, electrical formation factor, and cementation index, whereas altered samples showed the opposite trend. Moreover, the grain density was very homogenous in the fresh samples, whereas it was slightly variable in the altered samples. The magnetic susceptibility, cation exchange capacity and altered fraction showed a clear difference between fresh and altered samples. The changes of mineral composition in the three types of granite highly reflected the variability of magnetic susceptibility values.

The results reveal that the value of permeability is extremely low of the order of 10^{-21} m² in Ploemeur samples and that the electrical properties and permeability seem not to correlate.

Key words: physical properties, porosity, Ploemeur, granite, alteration, aspect ratio.

1. Introduction

The basement aquifers are constituted of crystalline rocks, plutonic origin (granite), and metamorphic (schist, gneiss, etc...). Hydrogeologically, they act as hard rock which presents a mechanical behaviour and has hydraulic properties that are overall relatively heterogeneous and which is characterised mainly by a permeability of fractures (Lachassagne and Wyns, 2005). The knowledge of the relationship between the petrophysical properties of the reservoir rocks and the alteration effects that can be observed in the laboratory or *In Situ* has increased during the last decades, but still the knowledge of the relationship between electrical properties and porosity of crystalline rocks remains limited, although many works have been done.

This study is involved in the European Union program research ALIANCE (Advanced Logging Investigations of Aquifers in Coastal Environments) whose aim was to develop and test new geophysical, hydrological tools, methods and scientific approaches in order to improve the description of the shallow subsurface as well as the fluid parameters.

One of the experimental sites developed in ALIANCE is located in Ploemeur, North-West of France, where three holes (B1, B2 and B3) penetrate successively the three different following lithologies: regolith and soils, schist and granite. At least one borehole has been continuously cored, and the core has been fully characterized in petrological, petrophysical, hydrological and geochemical terms.

In addition to 50 samples selected in Ploemeur, more than 150 mini-cores were investigated from the Poitou and Ringelbach sites (Fig. 1a) to study in more details the variations in reservoir characteristics with the porosity and alteration. The Poitou samples were taken from several boreholes in the Charroux-Civray, North-West of France (Pezard et al., 1999; Cassiaux, 2004), and the Ringelbach samples were taken from two 150-m deep cored boreholes through the alteration profile within the small Ringelbach research catchement in the granitic Vosges massif (Ambroise et al., 1995; Baltassat et al., 2005). Even if there are located in the same lithotype (granite), the samples come from different sites or well depths, thus representing reasonably variations of composition and texture.

The following petrophysical parameters have been determined: porosity, matrix density, electrical resistivity (formation factor, surface conductivity, cementation index, and tortuosity), cation exchange capacity, altered fraction, permeability, magnetic susceptibility, and seismic wave velocities (P and S). These petrophysical measurements lead to some additional information about the systems structure allowing to describe the physical heterogeneity of the reservoir system and to determine lithological and hydrothermal zones,

as well as zones of prospective water flow. All the measurements were done out in the laboratory of Geosciences at the University of Montpellier, except for some Poitou samples which were studied in the CEREGE laboratory, University of Aix en Provence. The measurements were carried at laboratory pressure and temperature and only the cationic capacity exchange measurement was realized at the Laboratoire d'Analyse des Sols d'Arras.

The electrical properties of the rocks are of great interest when it comes to exploration of the deep ground and the surface crust. The electrical methods have been proved to be very useful in the control of oil reservoirs (Archie, 1942), waste disposal and storage of waste (Pezard et al., 1999), prediction of earthquakes (Wang et al., 1975) or the monitoring of fluid movements in hydrothermal zones. Many studies have been undertaken on the evolution of the electrical properties with different parameters (temperature, nature and amount of pore fluid, chemistry of the pore fluid, electrochemical interactions between water ions and the negatively charged surface of minerals, and the mineralogical content), such as Waxman and Smits in 1968, Johnson and Sen in 1988; Revil and Glover in 1998. They reviewed ideal models and applied it to experimental laboratory studies on porous media. The models allow an estimation of electrical properties of rocks.

Many theoretical studies of seismic properties of porous media or effective media have been proposed in an attempt to establish a relation between crack density, aspect ratio (the ratio of short to the long axis) and compressional-shear velocities in field data and laboratory measurements (e.g., Kuster and Toksoz, 1974; O'Connell and Budiansky 1974; Berryman, 1980; Cheng and Toksoz, 1979; Hudson; 1981). Effective medium theory indicates that porosity is the dominating parameter controlling the elastic properties of porous media.

Earlier studies have shown that the complex pore structure of granite produced poorly defined porosity-velocity relationships. The elastic properties of cracked rocks depends much more on the density, aspect ratio, and spatial distribution of cracks, and also on whether they are dry or saturated, than on the elastic moduli of the constituent mineral (Kuster and Toksoz, 1974; Zamora et al., 1999). The aim of acoustic method is firstly to obtain an independent estimation of the aspect ratios from the acoustic velocity, and then to obtain the relationship between the aspect ratio and other reservoir parameters such as electrical parameters or permeability.

One part of this study consists in relating the petrophysical measurements to the hydrogeological flow (Permeability). The permeability is linked to different properties of the pore space (porosity and fractures) or to the other factors such as pressure, stress and temperature (Brace, 1984; Zoback and Byerlee., 1975; Morrow et al., 2001). Also it is very

sensitive to the alteration. The transmissive properties of the low permeable rocks, in particular, are still largely unknown today. The permeability values may vary from several orders of magnitude.

In granitic rocks the hydrothermal alteration is a complex interaction between thermal fluids and rocks. The magnetic susceptibility of granitic rocks has been used by many researchers as a good petrographic index to distinguish between diamagnetic- paramagnetic- ferromagnetic rocks and between magnetite series and ilmenite series (Tarling and Hrouda, 1993; Ishira, 1977; Ferré et al., 1999, Aydin et al., submitted). The magnetic susceptibility indicates the volumetric content and type of magnetic minerals in a rock (Matasson et al, 2003). Tarling and Hrouda (1993) showed that the susceptibility of magnetic granites were between 10^{-3} and 10^{-2} (SI), reflecting the presence of magnetite or magnetite with ilmenite and that non-magnetic granite rocks had a susceptibility of about 10^{-5} and 10^{-4} (SI). This paper presents the origin and the change of magnetic behaviour in the three sites.

The approach used for this experimental study can be subdivided into three main areas, 1) influence from alteration and porosity, 2) electrical behaviour and 3) seismic modelling.

2. Geological settings

The Stang Er Brun (SEB) experimental site is located in the southern section of the Armorican Massif of France, which is mainly composed of metamorphic rocks (schists and gneiss) and granitoids (Fig. 1c). The SEB is situated in the town of Ploemeur (Morbihan), a few kilometers to the West of the port town of Lorient ($47^{\circ}44'N$ $03^{\circ}28'W$, UTM (WGS84) 464410E 5287510N), and is about 1.5 km from the coast. A total of six new boreholes separated by only a short distance (< 10 m) from one to another other were drilled. Just one wire-line borehole (B1) was cored down to 84 m, and two others 100 m were destructive boreholes. For the three other holes, the depth was just 100 m, and shallow piezometers (P1, P2, and P3) were cased with PVC tubing and cemented down to ~ 3 m through the soil and regolith zone (Fig. 1b). The 100 meter deep holes were cased and cemented to the base of the weathered zone until ~ 25 m. The site was chosen based on the available geological data from surface outcrop and the nearby borehole (F22).

Gravity measurements of the Ploemeur granite indicate that it extends to a depth of 0.8 km below the surface (Vignerresse, 1987). Dating using Rb/Sr isotopes gives an age of 304 ± 6 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985), and the source of the granite may be thought to be from the partial melting of mixed sedimentary and meta-sedimentary rocks (Peucat et al., 1988).

The micaschists are metapelites and may be subdivided into several types corresponding to variations in their sedimentary origin.

3. Mineralogy of SEB experimental site

The lithological profile was constructed from the high quality of the coring in B1, with a recovery close to 90%. This lithological column was completed and improved by cuttings analysed versus depths (drill chips were analysed by P. Eliss, 2004), fourteen thin sections made with the recovered core in B1 (Fig. 2a), and borehole wall geophysical images (Fig. 2b). The profiles showed that the site had a thin cover of soil (< 0.5m) and regolith (< 2m) that covers the altered schist (< 22m) and fresh schist (< 38m), which overlies the Ploemeur granite at a depth of 38 meters (Fig. 2c).

The granite is pale grey, equigranular and comprises 50-55 % white feldspar, 30-35 % grey quartz, < 10 % white-pale brown muscovite, 5 < dark brown, fine grained biotite plus traces of pyrite, chlorite after biotite and a black mafic mineral possibly amphibole, with accessory minerals comprising: garnet, tourmaline, and apatite with rare fluorite, rutile and zircon. The grain size shows some gradual variations between a minimum of 2 mm and a maximum of 12 mm, with an average of 6 mm (Eliss et al., 2004). The granite is intruded by numerous veins of aplite and pegmatite resulting from fractional crystallisation and magma differentiation. The granite is generally fresh but shows signs of bleaching and possible hydrothermal alteration associated with a large hydrothermal quartz vein. Pervasive orange/brown iron oxide staining of the granite also occurs and is associated with fractures and the flow of oxygenated water along them.

The schist is fine to medium grained, moderately well foliated rocks, pale brown to grey in the altered zone and grey-green to dark grey when fresh. The composition is a fine groundmass of quartz and feldspar with fine (< 0.5 mm) muscovite (< 15%) and fine dark brown/black biotite (< 5%). Occasional light and dark laminations (< 5mm) are visible. Larger < 2mm sub rounded phenocrysts of white feldspar make up < 5 % of the composition. Accessory minerals comprise zircon, titanite, clay, rutile and opaque minerals (Eliss et al., 2004).

4. Experimental methods

4.1 Sample preparation

This study comprises a serie of more than 150 samples selected to represent the geological variability crossed in the three sites. All mini-cores were drilled vertically into the core after

splitting it into working and archive halves, (cylindrical samples of 25 mm diameter and length varying from 20 to 35 mm, with parallel faces). Mini-core sampling, averaging 1 sample per 2 metres was selected. Then, thin section from each mini-core was made. The thin section study can be used to distinguish between altered samples and fresh samples. Primary and secondary minerals and the type of fractures filled were determined. When the samples were friable (weakness) or contained some fractures, the length had to be reduced to less than 20 cm.

4.2. Porosity and Matrix density

The triple weighing method was realized for each sample with an OHAUS balance, specify with 10^{-3} (mg) accuracy. After drying in an oven at 50 C° and until constant weight is reached, the dry weighing was followed by saturated weighing in the air, and finally a weighing in water (Archimedes push method).

The schist porosity was obtained by the standard immersion method corresponding to triple weighing with dry, saturated and immersed weight samples. The modified method proposed by Melnyk and Skeet (1986) was used for granite; it consists of the determination of water saturated weighing with the surface dry weight from the drying curve (Fig. 3a). Indeed, in low-porosity rocks the difference between the weight of dry samples and the weight of saturated samples is small. Hence the effects of any errors in these weights are magnified (Alexander et al. 1981). The Teflon jacket used for the electrical measurements was kept in place, in order to reduce the influence of desaturation during the measurements.

The triple weighing method allows direct computation of porosity and grain density by the following formula:

$$\phi = \frac{M_{sat} - M_{dry}}{M_{sat} - M_{im} + M_{tef} - \rho_w V_{tef}} \quad (1)$$

where M_{dry} is dry weight, M_{sat} is the saturated weight, M_{im} is the immersed weight, M_{tef} is the Teflon weight, ρ_w is the fluid density (assumed 1.024 g/m³), V_{tef} is the Teflon volume, and ϕ the porosity.

The matrix density (ρ_m) is computed as following:

$$\rho_m = \frac{\rho_w M_{dry}}{(1 - \phi)(M_{sat} - M_{im} + M_{tef} - \rho_w V_{tef})} \quad (2)$$

4.3. Electrical conductivity

In order to determine the electrical characteristics of each sample, the surface conduction (σ_s), mainly related to the presence of altered phases or clays (Pezard, 1990), and electrolytic conduction starting from the formation factor (F), mainly related to matrix porosity or the presence of micro-fractures have been determined from a series of electrical conductivity measurements. Seven measurements were conducted with variable NaCl saturating fluid salinity (from 0.008 S/m to 8 S/m). The resistivity impedance of the cylindrical sample held between two stainless electrodes was measured using a conductmeter (CDM 230). Measurements were made at 1 kHz.

Theory: the method used was initially derived for porous media such as sandstones and clays (Waxman and Smits, 1968; Revil and Glover, 1998). Nevertheless it has been used successfully in various low porosity/permeability rocks, such as basalts, dacite (Pezard, 1990; Jarrad et al., 1991; Einaudi et al., 2000; Bartetzko et al., 2006), gabbros (Pezard et al., 1991; Ildefonse et al., 1999), peridotites (Ildefonse et al., 1999; Ildefonse et al., 2000) and granites (Pape et al., 1985; Pezard et al., 1999; Pezard et al., 2000).

In a porous media, which is constituted of a matrix, considered as insulating and porous volume inter-connected and saturated by a conducting electrolyte, two types of electrical conduction appear: a conduction of an electrolytic type in the porous environment and conduction known as “surface conduction” with the interface between minerals and the electrolyte (Pezard et al., 1990).

When the surface conduction component is negligible in comparison with the electrolytic component, the total conductivity of the porous media (σ_0) can be regarded as proportional with the conductivity of the saturating fluid (σ_w). Sunderberg (1932) proposed the model below, in which the total resistivity of the porous medium (inverse of the conductivity) is directly proportional to the resistivity of the saturating fluid.

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} \quad (3)$$

F the electrical formation factor is an intrinsic quantity, which characterizes the 3D topology of the pore space and describes the contribution of the pore space topology in the matrix to the electrical resistivity of the fluid saturated media. It is a purely geometric parameter, describing how the porous medium can obstruct transport processes (Pape et al., 1999).

Surface conductivity: the presence of altered phases or clays in the rock can modified and changed the expression of the total electrical conductivity. Waxman and Smits (1968) proposed an empirical model allowing to take into account the excess conductivity (σ_s) due to the surface process with:

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} + \sigma_s \quad (4)$$

This excess of conductivity (σ_s) is allotted to the cation hydrolyzed circulation within the diffuse layer and is dependent on the cation exchange capacity (CEC) of the altered phase of the medium. The CEC represents the number of cations considered as mobile per unit weight, and is expressed in meq/100 g (or in cmol/kg). Normalised per unit volume, the CEC is often noted Q_v , and expressed in meq/ml, with:

$$Q_v = CEC \times \rho_m \times \frac{(1-\phi)}{\phi} \quad (5)$$

The electrical conductivity of the pore space may then be written (Waxman and Smits, 1968):

$$\sigma_0 = \frac{(\sigma_w + \mu Q_v)}{F} \quad (6)$$

where μ represents the cation mobility of the external part of the double layer.

This model is still considered as satisfactory at high fluid salinity, but poor at low fluid salinity (Pezard et al., 1999), with a tendency for an overestimated surface conductivity. Indeed it is based on a constant Q_v value with fluid salinity. β_s (in $m^2 s^{-1} V^{-1}$) is the surface mobility of the counterions responsible for surface conduction and is considered to decrease while, in fact, the cation mobility tends to increase at low fluid salinity due to a decrease of the ionic strength of the solution (Ildefonse and Pezard, 2001). A new and non empirical approach based on the pore space microgeometry has been proposed by Revil and Glover (1998), where the formation factor (F) and the surface conductivity (σ_s) were determined by the nonlinear inversion of the experimental data.

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} \left[1 - t_{(+)}^f + F \xi + \frac{1}{2} (t_{(+)}^f - \xi) \left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} + \sqrt{\left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} \right)^2 + \frac{4F\xi}{t_{(+)}^f}} \right) \right] \quad (7)$$

where $t_{(+)}^f$ is the Hittorf number of the cation in the electrolyte equal to 0.38 for NaCl, and ξ is a dimensionless parameter defined by the following relation (Kan and Sen, 1987):

$$\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_w} = \frac{2}{3} \left(\frac{\phi}{1-\phi} \right) \frac{\beta_s Q_v}{\sigma_w} \quad (8)$$

β_s being the mobility of the ions in the diffuse layer.

Formation Factor, Cementation index and Tortuosity: electrical formation factor ratios were determined from the equation (3) as described below. Individual cementation exponents were determined directly from an empirical equation, the Archie law's (1942). Archie proposed to link the F with the rock porosity using the following formula:

$$F = \phi^{-m} \quad (9)$$

where a is a parameter (close to unity) and m is called the cementation exponent. In the petroleum industry, m is termed cementation factor, but in crystalline rocks m has no relation to the cementation (Pezard, 1990; Jarrard and Schaar, 1991). The values of m quoted in the literature are 1.4 for fractures, 2 for intergranular/intercrystalline, 2.3 for vugs, and 3 for moldic (Revil and Cathles, 1999), and are determined for each sample from $\frac{\log F}{\log \phi}$. The

exponent m indicates how well the pores of a rock are connected, and describes the non uniformity of the section of conductive channels.

In crystalline rocks, however, a different relation can be used. It has been obtained in laboratory by many authors (Walsh and Brace, 1984; Pape et al., 1985; Katsube and Hume, 1987; Pezard, 1990; David, 1993) and can be expressed by the following formula:

$$\tau = F \times \phi \quad (10)$$

where τ is the electrical tortuosity and relates to the complexity of the path followed by the electrical current (Guéguen and Palciauskas, 1992) or, in a more general sense, to the efficiency of electrical flow processes.

CEC measurements and altered fraction: the measurements of the cation exchange capacity CEC are usually used in the oil industry and for sedimentary formations to indicate the potential of shale effects on downhole measurement responses. This electrochemical analysis is utilized to count the number of free cations that might contribute to the conduction of current during electrical measurements (Jarrard and Schaar, 1991) and then to estimate the altered weight fraction (ϕ_w). The measurements were made at the laboratoire d'Analyse des Sols de l'INRA in Arras (France). The choice of small rocks pieces was made as nearest as possible to the mini-core. After crushing then sifting with 150 μm to extract the finest fraction, a fixing and titration of ion cobaltihexamine³⁺ was done. The measurements were made with a precision of 0.1 meq/100 g (either 0.1 cmol/kg).

The altered weight fraction (φ_w) of the matrix has been derived from the surface electrical properties. For the clay-sand mixtures, Revil and Glover (1998) proposed to relate the effective *CEC* of the porous media to the clay weight-fraction (φ_w) defined by:

$$CEC = \varphi_w \sum \chi_i CEC_i \quad (11)$$

where CEC_i is the respective values of *CEC* for the different clay fractions, and χ_i are the relative fractions for each clay component.

In the following, the notion of alteration is related to the surface electrical properties of the alteration phases of our samples, but also to the small size of clay particles with respect to that primary phase such as quartz. We only kept in our model, one alteration phase per sample. Equation (11) consequently becomes:

$$CEC = \varphi_w CEC_{alt} \quad (12)$$

The correlation between the *CEC* obtained from cobalt hexamine measurements and surface conductivity is given by (Revil et al., 2002), and then φ_w is computed for each sample by:

$$\sigma_s = \varphi_w \sigma_{s-alt} = \frac{2}{3} \varphi_w \beta_s \rho_{ma} CEC_{alt} \quad (13)$$

4.4. Acoustic velocities

The study of the propagation of the *P-S* waves will enable us to evaluate certain elastic properties (shear modulus, bulk modulus, and Poisson's ratio) and anelastic (attenuation and the factor of quality). The theoretical aspect was approached by many authors (Bourbié et al., 1986; Guéguen and Palciauskas, 1992; Mavko et al., 1998). The effects of attenuation of the *P-S* waves were not analyzed in this study.

The measured acoustic velocity represents the time taken by the wave *P* or *S* to cross the sample. Acoustic velocity measurements were obtained on both dry and saturated samples at 1 MHz for V_p and 500 kHz for V_s , using the digital oscilloscope, pulse generator and coupled piezoelectric transducers. The frequency of the acoustic transducers emitted at f and was thus about 1 MHz, and the wavelength λ was of a few mm. The arrival time of a *P* wave was located on the oscilloscope by pointing the exact moment when it was estimated that the wave was formed. In the case of an *S* wave, the arrival was more difficult to point because the signal “was drowned” in the arrivals of the refracted and reflected *P* waves (because a transducer with *S* wave generates at the same time *S* waves and *P* waves).

Estimation of the aspect ratio parameters from velocity data: in order to estimate the pore aspect ratios from the acoustic wave velocities in Ploemeur basement aquifer, and to understand how the rock properties affect velocity, various theoretical models, and numerical modelling have been proposed (Eshelby, 1957; Kuster and Toksoz, 1974; Cheng and Toksoz, 1979; Hudson et al., 1981; Wilkens et al., 1991). They assumed that pores could be represented by spheres and oblates spheroids and defined aspect ratio as the ratio of short axis to long axis on pore cross section. A ratio of 1 represents a sphere and of 0.1 to 0.001 a flattened sphere or very thin cracks. Thus, by using appropriate crack theories, void types and distributions could be modelled for different lithologies recovered from the SEB. In order to achieve it, Hudson's theory (1981) was first used to calculate the crack density and the aspect ratio from the seismic velocities, the Hudson's model being combined and compared to the Kuster and Toksoz model (1974).

Hudson's model (1981): Hudson's model is based on a scattering theory analysis of the mean wave field in an elastic solid with thin, penny-shaped ellipsoidal cracks or inclusions (Mavko, et al., 1998). Based on the paper of David (1999), the Hudson's model has been adapted to calculate the aspect ratio, assuming the wavelength of the acoustic wave to be much larger than the size of the inclusions. The crack density ε parameter is defined as: $\varepsilon = Na^3$ (O'Connell and Budiansky, 1974), where N is the density of cracks, and a is the mean radius of the cracks. The model allows to calculate the crack density parameter from the acoustic velocities (V_p and V_s), density of the rocks, and from Lamé (λ) shear (μ) elastic constants of the solid.

$$\varepsilon = [\lambda_s + 2\mu_s - \rho V^2] / \Gamma \quad (14)$$

$$\Gamma = \frac{4}{27} \frac{(3\lambda_s + 2\mu_s)^2 (\lambda_s + 2\mu_s)}{(\lambda_s + \mu_s)\mu_s} + \frac{64}{135} \frac{\mu_s (\lambda_s + 2\mu_s)(9\lambda_s + 10\mu_s)}{(3\lambda_s + 4\mu_s)(\lambda_s + \mu_s)} \quad (15)$$

Following O'Connell and Budiansky, the expression of the crack density ε can be calculated for oblate ellipsoids by:

$$\varepsilon = \frac{3}{4\pi} \frac{\phi}{\alpha} \quad (16)$$

Kuster and Toksoz model (KT): the KT model, which is derived and based on scattering theory, is used very often in the geophysical community. It assumes to have a homogenous background medium with randomly oriented inclusions that can be spheres, disks or penny

cracks, the spheres representing relatively round pores, and the spheroids of very low aspect ratios being similar to cracks and grain contacts. The KT equation relates the pore aspect ratio spectrum to the elastic moduli as following:

$$\frac{K - K_s}{3K + 4\mu_s} = \frac{K_f - K_s}{3K_f + 4\mu_s} c_{(\alpha)} + \frac{K_f - K_s}{3K_s + 4\mu_s} \sum_{m=2}^M c_{(\alpha_m)} \frac{1}{3} T_{ijj}(\alpha_m) \quad (17)$$

$$\frac{\mu - \mu_s}{6\mu(K_s + 2\mu_s) + \mu_s(9K_s + 8\mu_s)} = \frac{\mu_f - \mu_s}{6\mu_f(K_s + \mu_s) + \mu_s(9K_s + 8\mu_s)} c_{(\alpha)} + \frac{\mu_f - \mu_s}{25\mu_s(3K_s + 4\mu_s)} \sum_{m=2}^M c_{(\alpha_m)} \left[T_{ijj}(\alpha_m) - \frac{1}{3} T_{ijj}(\alpha_m) \right] \quad (18)$$

K and μ are the effective moduli, (K_s and μ_s) and (K_f and μ_f) are the elastic moduli of rock solid, the pore fluid, α_m is the pore aspect ratio, and T_{ijj}, T_{ijj} are scalars.

4.5. Magnetic susceptibility

The Barrington device (MS2B dual frequency) of the paleomagnetic laboratory at Montpellier University has been used under a scalar mode to measure the bulk magnetic susceptibility. Each measurement has been normalized for a volume of 10 g/cc, to fit with the initial calibration of the instrument. The magnetic susceptibility is an intrinsic material property related to the induced magnetization intensity that may be measured in a sample. The value of the magnetic susceptibility depends on the nature, concentration and grain size of magnetic minerals within the samples. The magnetic susceptibility is defined as the ratio of the induced magnetization to the applied field. Magnetizations and magnetic fields are both measured in A/M and magnetic susceptibility is given in SI units. The main source of the magnetic susceptibility is respectively in titanomagnetite in magnetite series, and in ferromagnesian silicates plus ilmenite in ilmenite series (Aydin et al., submitted). Granitic rocks can be divided into three species: diamagnetic, paramagnetic or ferromagnetic. The magnetic susceptibility of diamagnetic minerals is negative and around -10^{-6} (SI): typical diamagnetic minerals are quartz and feldspar. The magnetic susceptibility of paramagnetic minerals is between 10^{-4} and 10^{-3} (SI), mainly reflecting the presence of amphibole and biotite. The susceptibility of ferromagnetic minerals is much higher than the others and depends on the arrangement of the magnetic sublattices. The principal ferromagnetic and antiferromagnetic (Aydin et al., submitted) minerals are magnetite, pyrrhotite and hematite, and the values of susceptibility in the ferromagnetic minerals range from 10^{-1} to 10^{-2} (SI) (Mattsson et al., 2003).

4.6. Permeability

Contrary to all the other methods which were realized at room conditions, the permeability was measured as a function of the applied effective pressure, using the precision permeameter. The precision permeameter was conceived and produced by Larive et al, 2001 for rocks having low porosity and very low permeability. Our objective was to make measurements of permeability and understand the relationship between physical properties of crystalline rocks granites and the effect of the alteration on the permeability.

Pore pressure oscillation method: in our case we used the pore pressure oscillation, which consists in creating a wave pressure sinusoidal in the higher tank of the sample. During its propagation through the sample, this wave is attenuated and out of phase relative to the initial signal. The pressures in the inferior and superior tanks were measured simultaneously, according to time. The ratio of the amplitudes and the dephasing of the two waves allow the calculation of the permeability and storage capacity b_c of the sample (Fig. 3d). The usual analysis of the results rises from a stationary regime (Kranz, et al., 1990; Fischer and Paterson, 1988; Larive, 2002), a direct application of the law of Darcy.

5. Experimental Results

A list of sample labels, rock types and average petrophysical measurements are summarized in tables 1. The data covers 2 different groups of rocks (fresh and altered samples). The approach used to define the relationships between porosity, alteration and the petrophysical parameters for the three sites is via cross-plots.

5.1. Porosity and Grain density

The results show, among other things, a little difference between Melnyk and Skeet (MS) porosity and Standard triple weighing (TP) porosity. The values of porosity determined with the MS method are generally lower than that measured with the standard triple weighing (Fig. 3b). The difference between the two methods increases greatly in altered samples. The schematic diagram presented in Fig. 4a is based on the MS and TP methods for Ploemur samples displaying the variation of porosity with depth. Porosity is very homogenous in fresh lithology. The porosity values in the schist are in the range of 2 to 6 %, and granitic porosities values are in the range of 0.5 to 2%. The porosity is large in the schists, eventually as high as 6 % for more altered samples. However, the values of porosity in the granite were generally low in most samples. The highest values were found in the granite samples corresponding to

the altered and rubified samples (respectively 1.50 % and 2 % on average). The grain density (Fig. 4b) in the schists appeared to be affected. The values in both altered lithologies vary from 2.62 to 2.70 g/cc. The values of grain density are ranging from 2.65 to 2.70 g/cc in the fresh schists, with a median of 2.68 g/cc, and from 2.63 to 2.67 in the fresh granitic samples, with a median of 2.65 g/cc.

The porosity of the Poitou samples is quite variable, with a median of 0.25 % for almost all fresh samples. Porosities in altered samples are clearly higher, varying usually between 0.3 to 6 % (median of 3.1 %). The average density value for the more altered Poitou granite is low (about 2.66 g/cc) compared to that of the group of the fresh granite (2.70 g/cc). The results from Ringelbach indicate that the values of porosity for fresh or altered samples are in general higher than in Ploemur and Poitou (median of 1.63 % for fresh, and 6 % for altered samples). The grain density in Ringelbach does not show a very high difference between fresh and altered granite (median of 2.67g/cc for fresh and altered samples). MS method was used in Poitou only for the samples with a low porosity (< 2 %), and the TP method was used for Ringelbach because of the higher obtained porosity values.

5.2 Electrical resistivity

For these electrical measurements we applied the detailed relationship of Revil and Glover (1998) to compute the electrical formation factor (F) and surface conductivity (σ_s) for each samples. Figure (3c) shows the results of electrical conductivity measurements with saturations of different fluid salinity. The fourth examples from Ploemur with the fresh and altered samples demonstrate the same behaviour: rock conductivity increases with fluid conductivity at high salinity and the schist is more conductive than the granite. At low salinity (< 0.16 S/m), the measured conductivity is nearly constant, and the surface conductivity dominates. The similar behaviour was found in both lithologies of Poitou and Ringelbach samples. The difference between the altered and the fresh sample in the schists is generally larger than in the granite.

The data from the three sites (Fig. 5a, 5b and 5c) show the typical decrease in F with increasing porosity, and strong dependence on porosity. An inverse correlation between F and porosity is observed for all samples and all sites (Fig. 5d). The fresh samples from Ploemur tend to have a higher F (median of 310 for schist and 1060 for granite) than the altered samples (median of 168 and 626 for schist and granite respectively). The Poitou samples show the same trend with high values in the fresh granite (2630) and low values in

the altered (341). Ringelbach samples show also the same behaviour with a median of 1824 for the fresh granite and 474 for altered granite.

The cementation index (m) ranges between 1 to 2.2. The lowest values of m are reached in the fresh Poitou samples, whereas the highest values are found for the altered Ringelbach samples. In the m -porosity cross-plot (Fig. 6a, 6b, 6c, and 6d), the different experimental data sets satisfy the relationship between m and the porosity, which it wasn't the case for sedimentary rocks (Archie, 1942). It can be noted that m increases significantly with the porosity. The presence of alteration seems to speed up the increase of m , with a median of 1.73, 1.38, 1.67, and 1.91 for the altered schist and altered granite of Ploemeur and the altered granite of Poitou and Ringelbach respectively. The fresh and altered granite from Ploemeur show the same median (1.38), while all the fresh samples have low values of m , with a median of 1.55 for the fresh schist of Ploemeur, 1.29 for the fresh samples of Poitou and 1.81 for the fresh samples of Ringelbach.

The electrical tortuosity (τ) computed from equation (10) presents a more complex behaviour. While all the fresh samples from the three sites show an increase of τ with the porosity, the most altered samples follow an inverse relationship, τ decreasing with the porosity (Fig. 7a, 7b, and 7c). In general it can be observed that there is no obvious correlation between τ and porosity. The relation proposed by Pezard et al (1991) for crystalline rock is still valid. The authors suggest an average of 10 for τ . The two sites of Ploemeur and Poitou present similar median values of τ , with average values for fresh and altered samples ranging between 5 and 10. The impact of the porosity on " τ " in Ringelbach seems extremely variable, with values greater than 10: the median values are 28 for fresh samples and 23 for altered samples. While porosity appears to have a significant influence on the electrical properties, there is no clear correlation between τ and porosity (Fig. 7d).

Electric surface conductivities deduced from the experiment of multiple saturations are generally low in the fresh samples (Table1), and much more important in the altered samples, especially in Poitou and Ringelbach (Fig. 8b and 8c) with a median of 5.71 mS/m and 13.65 mS/m for altered Poitou and Ringelbach, and 0.047 mS/m and 1.97 mS/m for the fresh Poitou and Ringelbach. The average values obtained in the altered schist and granite Ploemeur samples (Fig. 8a) are 1.37 mS/m and 0.3 mS/m respectively, which are slightly lower than the ones obtained in the fresh samples (0.91 mS/m and 0.13 mS/m for schist and granite respectively). A linear relationship can be observed for the three sites and a new formula will

be proposed in this paper: $\sigma_s = a\phi^p$, as it is shown on the Fig. 8d. This linear regression estimates a between 0.4 and 0.8 and p between 1.2 and 1.8.

The cation exchange capacity (CEC) of the fine fraction of the porous rock is commonly used to compute surface conductivity. The CEC measurements of Ploemeur samples exhibit a good correlation to porosity (linear relationships), and a weak correlation to porosity is found for the Poitou samples (Fig. 9a and 9b). The two lithologies (fresh and altered) of Poitou and Ploemeur are clearly distinguished, especially for Poitou and for ploemeur schist. At both sites, the CEC is higher in the altered formation than in the fresh formation. Typical median values are 5.96 and 1.06 cmol/kg for the altered Ploemeur schist and granite and 8.3 cmol/kg for the altered Poitou. CEC is more variable and low in the fresh Ploemeur schist and granite and in the fresh Poitou, with a median of 2.26, 0.46, and 1.8 cmol/kg respectively. Contrary to CEC , the altered fraction ϕ_w calculated from equation (12) shows a good correlation to porosity for Poitou and a weak correlation for Ploemeur (Fig. 10a and 10b). But the fresh and altered samples are also clearly distinguished in Poitou and in the Ploemeur schists, whereas Ploemeur granite shows no particular lithological distinction. The highest values are observed on the altered Poitou granite with a median of 31 %, and the fresh Poitou samples exhibit very low values (median 0.23 %). Ploemeur results show a median of 5.5 % and 4.35 % for the fresh and the altered schist respectively, 3.70 % for fresh granite and 3.65 % for the altered granite.

5.3. Magnetic susceptibility

The magnetic susceptibility measurements presented here shows that the different rock sites exhibit a wide range of susceptibility values within the same lithology. These measurements confirm that stronger values are obtained in fresh Poitou (Fig. 11b). The Poitou altered samples are characterized by a considerable reduction in magnetic susceptibility compared to the fresh samples, whereas Ploemeur and Ringelbach do not show any differences between altered and fresh samples (median value of 130×10^{-6} SI) (Fig. 11c). The values of susceptibility for the fresh Poitou samples range from 500×10^{-6} to $10^5 \times 10^{-6}$ SI and are very low in the altered samples, with a median of 355×10^{-6} SI. In Ploemeur (Fig. 11a) the highest median values correspond to the fresh schist (1143×10^{-6} SI), and low values are found in the altered schists (678×10^{-6} SI). As for the Ringelbach samples, the median values in Ploemeur granite are almost the same in the fresh and altered samples (median of 350×10^{-6} SI). No correlation between porosity and magnetic susceptibility has been observed (Fig. 11d).

5.4. Acoustic velocity

The measured P -wave velocities range between 4 to 6 km/s and S-wave velocities range between 2 to 3.5 km/s, typically corresponding to the values of intact rocks and slightly fractured intrusive rocks. It is obvious that with the increase of porosity in those samples there is a reduction of seismic (P - S) wave velocities, as depicted by Fig.12d and Fig. 13d. Negative correlations between porosity and P - S wave velocities were found: P - S velocities decrease when porosity increases. The highest velocity values are related to the fresh Poitou samples (Fig. 12b) with a median of 6.1 km/s. The fresh granite from Ploemeur (Fig. 12a) has a higher median value (5.72 km/s) than the fresh schist (5.32 km/s) and than the fresh granite from Ringelbach (5.69 km/s) (Fig. 12c). No large difference between fresh and altered granite of Ploemeur (median 5.58 km/s) has been observed. The altered V_p values were estimated at 4.86 Km/s for Ringelbach samples and at 4.23 km/s for Poitou samples, and almost equal to the altered Ploemeur schist (4.82 km/s).

No V_s data were measured on the Poitou samples. The effect of porosity and alteration on V_s variations is almost the same than on V_p . The median maximum of V_s is 3.20 km/s in the fresh granite of Ploemeur 2.85 km/s in the fresh schist of Ploemeur (Fig. 13a), and 2.96 km/s in the Ringelbach fresh samples (Fig. 13b). The median values of V_s recorded for altered samples were sometimes weak (3.03 km/s, 2.61 km/s, and 2.31 km/s for the altered samples of Ploemeur granite and schist and for Ringelbach respectively) but also very variable.

Concerning the Poisson's ratio which are determined from the ratio of the acoustic velocities V_p and V_s , our values remained coherent for the granite and the schist: it varied between 0.20 and 0.40, but we observed no obvious correlation between porosity or alteration and the Poisson ratio, as it is expressed in Fig. 14a and 14b. We can not distinguish between altered and fresh samples, except for the Ringelbach granite. The highest median values were measured in the altered Ringelbach (0.35). The values for fresh Ringelbach samples were slightly weaker (0.32), and the values of fresh and altered Ploemeur granite were almost the same (0.27, and 0.28). However, the samples of altered Ploemeur schist are characterized by a weaker median (0.27) than the one of the fresh samples (0.30).

The P wave velocity of the dry rock is in general lower than the saturated P wave, while the reverse is true for most S wave velocities (Fig. 15a and 15b). For the saturated Poisson ratio lower velocities for dry samples than for saturated samples could be observed (Fig. 15c).

Aspect ration obtained in the Ploemeur samples decrease with depth. The aspect ratio of the Ploemeur altered schist is significantly lower than for the Ploemeur fresh schist, and there is no significant difference between altered and fresh Ploemeur granite (Fig. 16a). The aspect ratio for this crystalline rocks ratio is lower than 1, then the porosity of the granite is mainly

associated with cracks (Wilkens, 1991; Guéguen and Placiauskas, 1992). To test the validity of this result, our V_p data (wet and dry) were plotted against porosity within the Kuster and Toksoz model (1974) (Fig. 16b). As predicted, the saturated and dry V_p data are almost perfectly correlated with aspect ratio 10^{-1} and 10^{-2} , each line represents the effect of a different aspect ratio, this represents a good agreement between theoretical prediction and laboratory studies.

5.5. Permeability

Measurements of extremely low permeabilities (Fig. 17a, 17b, 17c and 17d), about 10^{-21} m², have been obtained in the Ploemeur samples. The results of the permeability of low porosity rocks show that the altered schist is less permeable than the fresh one (327×10^{-21} m² for fresh schist and 20×10^{-21} m² for altered schist). In this case, permeability decreased by 1 order of magnitude. Almost the same values were found for the granite, with a variation between 10×10^{-21} to 30×10^{-21} m².

6 Discussion

Porosity may have an effect on several petrophysical parameters as described in previous chapters. The porosity is very low in crystalline rocks, especially for fresh samples, and covers the range between 0.2 and 2 %. Most of the porosity is found as crack porosity and the porosity of altered rocks is quite variable. The explanation of the large difference in the porosity between fresh and altered samples is that the intercrystalline porosity may increase with a rise in alteration, especially at a high degree of alteration. This phenomena has been well observed in the Ringelbach granite, where porosity is especially high in the fractured and strongly altered and rubefied zones. The alteration on Ringelbach samples corresponds to the beginning with the primary altered minerals like biotite (transformation into chlorite, while released from potassium and magnesium which crystallize in the form of dolomite, and feldspars potassic in clay) (Ambroise et al.; 2005; Baltassat et al., 2005). The second phase of alteration is associated to the network of fractures in which we find the precipitation of quartz, clay, carbonates and the iron hydroxide (Wyns et al, 2005).

The alteration found in the Poitou samples is caused by the presence of smectite, illite and argillaceous minerals abundant (Pezard et al., 1999). Chlorite is the principal mineral of alteration. Among the different secondary minerals presented in the core of B1, chlorite is also the principal mineral of alteration for the Ploemeur samples.

All of the Ploemeur samples include a matrix density, with an order of magnitude of 2.66 g/cc. These measurements are coherent for they are nearly identical to the expected value of 2.65 for pure quartz. The altered Ringelbach and Poitou samples which contain a significant fraction of feldspar/amphibole appeared to have a slightly higher average matrix density. The values of density recorded for the altered group were sometimes high ($\cong 2.70 \text{ g/cm}^3$), but also very variable, which shows the petrophysical variability of the alteration phenomena of the samples coming from alteration zones. Variation in density in crystalline rocks is mainly dominated by their mineralogical composition; however porosity may also have a slight effect on density.

In very uniform and electrical resistive settings in terms of lithology, changes in the electrical signal may originate from three different interconnected sources: either changes in the degree of rock alteration, or changes in the pore type and pore fluid, or changes in the degree of fracturing of the rock. So, depending on the degree of rocks alteration and fracturation different behaviors could be observed.

The electrical formation factor (F) increases when porosity decreases. All the data follow the same trend. In this case, multiple linear regressions were used to determine the dependence of petrophysical measurements on porosity and alteration. As shown in Fig. 5d, the F from Poitou samples shows similar properties as the combined Ploemeur samples, although they don't have the similar geochemical and petrological characteristics. For the Ringelbach samples, a different evolution is obtained because of the recrystallization process in the primary minerals (Ambroise, 2005).

The electrical tortuosity obtained in the three sites does not have a simple behaviour, and it's not easy to understand even if the concept is simple. While the altered samples show a trend with a decreasing tortuosity at high porosity, the fresh samples follow an opposite relationship. The decrease in tortuosity with an increase in porosity in the altered samples except for Ploemeur granite suggests significant changes in the pore space structure. A possible explanation may be that the different pore space morphology and the likelihood of connections between pores rises at higher porosity (Bartetzko et al., 2005). It means that the pore throats or the flow paths connecting pores control the flow of currents in the rocks.

Archie's law has been proved to work well for high-porosity sedimentary rocks and show that the electrical cementation index (m) independent from the porosity. In this paper, we show that m is a function of porosity (Fig. 6d). For identical porosities, the electrical cementation index is slightly higher for the Ringelbach samples than for the Ploemeur and Poitou ones.

This result may be due to textural differences between Ringelbach and the other sites and in the degree of alteration. The best-fit method is applied for each textural class in order to obtain m (Fig. 6d). This high Archie cementation index of altered Ringelbach samples is due to its high recrystallisation degree. Our estimate of the measured m in the Ploemur granites samples show that the values of m is not much larger than unity, indicating that a microcrack porosity is present. When the interconnected pore space consists entirely of interconnected open cracks and fractures, most of the porosity conducts electrical current, (Revil and Cathles, 1999). In opposite, a high cementation exponent ($m = 2.5$) results when large pores are connected by narrow throats. A higher m suggests that the rock is more altered.

Our results for the correlation between electrical parameters and porosity are consistent with the previous studies (Einaudi et al., 2000; Ildefonse and Pezard, 2001) and provide better correlations that include more parameters such as the surface conductivity (σ_s) versus porosity, as depicted in Fig. 8d. The abundance of secondary/alteration minerals (chloritization of biotite or amphibole, clay, sericite) increases σ_s . For each site and for different lithologies, a strong correlation between σ_s and porosity has been found (Fig. 8d). An unexpected relation between σ_s and porosity could be observed in our results for the three sites, and thus we propose a new formula which can be used in crystalline rocks field to relate σ_s and porosity:

$$\sigma_s = 0.7 \Phi^{1.5} \cdot (0.7 \pm 0.2 \text{ and } 1.5 \pm 0.3)$$

The strong value of σ_s is due to the concentration of complementary charges in the vicinity of the interface pore fluid within the rock surface, as well as to the precipitation of argillaceous minerals and altered minerals. The altered samples from Poitou and Ringelbach are characterized by a large variety of secondary minerals, and higher clay content. This high effect of alteration could be observed in the altered fraction ϕ_w in the Poitou samples which is almost 90 %. The Ploemur granite showed a moderate value of σ_s , CEC and ϕ_w . The values of those three alteration proxies in the Ploemur schist were found a little higher, especially in the σ_s and CEC , which means that there is a higher content of alteration minerals.

The Ploemur and Ringelbach samples appeared to have a significantly lower magnetic susceptibility than the Poitou ones. The effect of the non presence of ferromagnetic minerals was observed in the geological reports and in the thin section analysis. The magnetic

susceptibility data obtained at Poitou are heterogeneous, reflecting the variations in mineralogy and lithology. The distribution of magnetic susceptibility in the Poitou granite can be divided into three groups: the first group where the susceptibility is between $10^{+4} \times 10^{-6}$ and $10^{+5} \times 10^{-6}$ (SI) which indicate that induced magnetization of a majority of the samples is dominated by ferromagnetic minerals, most likely magnetite mineral. In the second group, where the susceptibility is between $10^{+3} \times 10^{-6}$ and $10^{+4} \times 10^{-6}$ (SI), the low magnetic values can be attributed to the hematite or by iron-bearing silicates (biotite and hornblende). Investigation shows that the parameter responsible for the strongly decrease in the susceptibility values can be the decomposition of ferrimagnetic magnetite to antiferromagnetic hematite. The third group which corresponds to the altered granite (hydrothermalism) has very low values of susceptibility which vary between $10^{+2} \times 10^{-6}$ and $10^{+3} \times 10^{-6}$ (SI). We observed one to two orders of magnitude lower in the altered samples than in the fresh samples. Ferré et al., 1999 explained this decrease of the susceptibility values by the replacement of magnetite by haematite during hydrothermal alteration. The second interpretation of this low magnetic susceptibility suggests maybe the dominance of paramagnetic susceptibility. The paramagnetic contribution to the magnetic susceptibility originates mainly from iron and magnesium Mg^{2+} in mafic silicates (biotite and amphibole). In the case of Ploemur samples, the susceptibility of the schist has almost one order of magnitude higher than the granite. This is due to the small amount of biotite mineral found in the granite. We noted that there were no amphiboles in the Ploemur samples. In general, fresh and altered granite can not be distinguished easily by magnetic susceptibility values which mean that the hydrothermal alteration in the granite has no great effect. The contribution of diamagnetic minerals to the susceptibility is generally low because their intrinsic magnetic susceptibility is small compared to the other minerals. This result has been proved by several authors. The altered schist has a lower content of opaques minerals and therefore showed a lower magnetic susceptibility. The magnetic susceptibility of Ringelbach granites showed relatively homogeneous paramagnetic values between 10×10^{-6} and 400×10^{-6} (SI) that correlate well with the content of biotite and of some opaque minerals. In summary, the average variations in magnetic susceptibility of the different rock types suggest that the rocks vary in mineralogy.

The difference between $V_{p_{wet}} - V_{p_{dry}}$ and $V_{s_{wet}} - V_{s_{dry}}$ remained weak. The bulk moduli K are higher for saturated samples than for dry samples, whereas the shear module μ is generally regarded as unchanged (Gassmann, 1951, Bourbier and al., 1986; Guéguen and Placiauskas,

1991). If the porosity is important or higher, the effect of density can play a dominant role but the structure of porosity is major in the case of low porosities and often corresponds to very flattened pores and thus very small aspect ratios α . (Guéguen and Placiauskas, 1991).

Xu and White (1995) explain that the porosity is not the only parameters affecting velocities; other factors may also have a contribution, such as the aspect ratio which can explain most of the scatter between porosity and velocity. A similar observation has been reported by Zamora et al., 1999. These results of acoustic velocities are in good agreement with the previous studies (Guéguen and Placiauskas, 1992; Leca, 1990; Touloukian et al., 1981). The four groups of Ploemeur samples showed a larger decrease of velocities with a porosity increase (Fig. 12d and 13d). The aspect ratio was not the same in the different samples from the Ploemeur basement. The aspect ratio results show that fresh and altered schist samples behave differently, which support the electrical results (F , m , τ , and σ_s). In reality, the pore aspect ratios in the real rock are not evenly distributed, and their values change with lithology, fluid and pressure (Yan et al., 2002; Sun and Goldberg, 1997), especially when porosity is low.

The aspect ratio results have been completed by a comparison between the electrical measurements (controlled by liquid phase) and the acoustic velocity (controlled by solid phase) (Fig. 18). The low aspect ratio means that the porosity is a crack form, and the low electrical tortuosity means the electrical current passes easily through the rocks (case of crack porosity). These two different methods are well correlated and are complementary, and the aspect ratio is a function of the tortuosity.

These results of Permeability are consistent with the other published data about the permeability of granitic rocks (Brace, 1980; 1984; Bernabé, 1986a; Larive 2002). One of the objectives of this study is the determination of the relationship between permeability and porosity and the other petrophysical parameters. The relation between electrical parameters such as F , σ_s , or τ and permeability (Fig. 17b, 17c and 17d) do not conclusively demonstrate that the good relationship. The high porosity usually corresponds to higher permeability, but this is not always the case. In particular the permeability versus porosity (Fig. 17a) trends appears to be almost flat. Our estimates are based only from six samples, which suggest that more measurements should be made for a better resolution. The cracks are perhaps the most important factor to control the fluid permeability. Another explanation for the non relationship between porosity and permeability is possibly due to crack sealing (redeposition of minerals in the cracks). The fractured basement shows complex hydraulic characteristics.

7 Conclusions

The study of the rocks petrophysical properties at Ploemeur, Poitou and Ringelbach sites lead to the following conclusions:

- Hydrothermal alteration and rocks properties of each site have both common and particular features.
- The petrophysical characteristics of rocks from various granitic crystalline basements differed significantly because of their various structural-mineralogical particularities. The different lithologies: fresh schist, altered schist, fresh granite and altered granite, are clearly distinguished from most petrophysical properties measurements.
- The electrical behaviour of different igneous rocks has been investigated. The electrical formation factor, electrical cementation index, electrical surface conductivity, cation exchange capacity, and altered fraction depend strongly on porosity and the alteration minerals. A good correlation between electrical surface conductivity and porosity is observed in the three sites and a new formula between the two parameters can be proposed: $\sigma_s = a\phi^p$.
- The aspect ratio calculated from the Hudson's model in the granite is lower than those calculated in the schist and the values are lower than 1, corresponding to porosity of crack. There is a good agreement between the predicted pore aspect ratio (acoustic method) and the electrical tortuosity (electrical method).

Acknowledgement

This work was partly funded by the European projects "ALIANCE" (contract EVK1-CT-2001-00091), and by the city of Plœmeur. Olivier Bour and the Geosciences Group at the University of Rennes gave considerable assistance in the site selection process and have provided storage facilities for the drill core.

References

- Alexander, J., Hall, D. H., and Storey, B. C., 1981. Porosity measurements of crystalline rocks by laboratory and geophysical methods. U.K. Institute of Geological Sciences, National Environment Research Council, Report, No. ENPU 81-10.
- Ambroise B., Auzet A.V., Humbert J., Mercier J.L., Najjar G., Paul P., Viville D., 1995. Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée: apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *Annales de Géographie*, 581/582, 64-87.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Journal of Petroleum. Technic.*, 5, 1-8.
- Aydin, A., Ferré, E.C. and Aslan, Z. (submitted). The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical differentiation: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*.
- Baltassat J.M., Legchenko A., Ambroise B., Mathieu F., Lachassagne P., Wyns R., Mercier J.L., Schott J.J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach catchment, Vosges massif, France. *Near Surface Geophysics*, 3(4):267-274.
- Bartetzko, A. 2005. The effect of hydrothermal ridge flank alteration on the in situ physical properties of oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* Vol. 110, B06203, doi: 10.1029/2004JB003223.
- Bartetzko, A., Klitzsch, N., Iturrino, G.J., Kaufhold, S., and Arnold, J. 2006. Electrical properties of hydrothermally altered dacite from the PACMANUS hydrothermal field (ODP Leg 193). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152 (1-2): 109-120.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., and Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic Sr, Nd, Pb and O geochemical data to the study of source rocks characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett* 74, 235–250.
- Bernabe, Y. 1986. The effective pressure law for permeability in Chelmsford granite and Barre granite. *Int. J. Rock. Mec. Min. Sci. and Geomech. Abst.* 23, 3, 267-275.
- Berryman, J. G., 1980, Long-wavelength propagation in composite elastic media-II. Ellipsoidal Inclusions: *Journal of the Acoustical Society of America*, 68, 1820-1830.
- Brace, W.F., 1980; Permeability of crystalline and argillaceous rocks, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts* 17, pp. 221–251.
- Brace, W.F., 1984. Permeability of Crystalline Rock: New in situ Measurements, *Journal of Geophysical Research* 89, 4327–4330.
- Boulvais, P., Vallet, J.M., Estéoule-Choux, J., Fourcade, S., and Martineau, F., 2000. Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology* 168: 211-223.
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., 1986. Acoustics of porous media. Technip, Paris, pp. 334.
- O'connell, R., Budiansky, B.; 1974. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J.Geophys.Res* 79, 5412-5426.
- Cassiaux, M, 2004. Pétrographie et pétrophysique des matrices granitiques: relation entre porosité et

- propriétés de transport, thèse de doctorat, Université de Poitiers.
- Cheng, C.H., Toksoz, M.N., 1979. Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock
Journal of Geophysical Research 84, 7533-7543.
- David, C. 1993. Geometry of flow paths for fluid transport in rocks. Journal of Geophysical Research
vol. 98, n°B7, pp. 12267-12278
- David, C., Menendez, B., Darot, M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical
Properties and microstructure of Peyratte Granite. Int. J. Rock Mech. Min.Sci Vol. 36, n°4, pp. 433-448
- Eshelby, J.D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc.
R. Soc. London, A241, 376–396.
- Ellis P.A., Riley M.S., Greswell R.B. and Isakov E.B. 2004. Report on the Ploemeur site construction, geology
and structure. University of Birmingham, U.K. February 2004.
- Einaudi, F., Pezard, P.A., Cocheme', J.J., Coulon, C., Laverne, C., Godard, M., 2000. Petrography,
geochemistry, and physical properties of a continuous extrusive section from the Hilti massif, Semail
ophiolite. Marine Geophysical Researches 21: 387-407.
- Gassmann, F., 1951. Über die Elastizität poröser Medien: Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft
in Zürich, 96, 1.
- Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris (299pp).
- Ishihara, S. 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. Mineralium Geology 27 (1977), pp
293–305.
- Ferré, E.C., Wilson, J., and Gleizes, G., 1999. Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld alkaline
granites, South Africa. Tectonophysics 307: 113-133.
- Fischer, G.J., and Paterson, M.S. 1988. Permeability and storage capacity during deformation at elevated
temperatures (abstract), EOS, Trans, Am. Geophys. Union 69, 484.
- Hudson, J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophys. J. R.
Astron. Soc. 64.
- Ildefonse, B., Pezard, P., Wilcock, W.S.D., Toomey, D.R., Constable, S., Mainprice, D., 2000. Seismic
anisotropy of peridotites and gabbros from the Oman ophiolite (GEOman Experiment), Nice, EGS 2000.
- Ildefonse, B., Valsardieu, B., Pezard, P., Mainprice, D., Garrido, C.J., 1999. Petrophysics and anisotropy of
gabbros and peridotites from the Oman ophiolite. In: Leiss, B., Ullemeyer, K., Weber, K. (Eds.), Textures and
Physical Properties of Rocks. Go'ttinger Arbeiten zur Geologie und palaontologie Geologische Institute,
Universita't Go'ttingen, pp. 73–74.
- Ildefonse, B., Pezard, P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODPSite 735,
Southwest Indian Ridge. Tectonophysics 330, 69–92.
- Lachassagne, P., Wyns, R., 2005. Aquifère de socle: nouveaux concepts applications à la prospection et la
gestion de la ressource en eau. n°2. Septembre. BRGM.
- Larive, E., 2002. Etude expérimentale des roches à très faible perméabilité par la mise en œuvre d'un
perméamètre de précision. Phd thesis. University of Montpellier, France.
- Leca, D. 1990. Caractérisation des alterations du granite d'Auriat (Creuse) étude de son espace poreux. PhD
thesis. Ecole National des Ponts et des Chaussés. France.
- Mattsson, H., Thunehed, H., and Triumf, C.A., 2003. Compilation of petrophysical parameters from rock
samples and in situ gamma-ray spectrometry measurements. SKB P-03-97, Svensk Kärnbränslehantering AB.

- Mavko, G., mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press.
- Melnik, T.W., Skeet, A.M.M., 1986. An improved technique for the determination of rock porosity. *Canadian Journal of Earth Science* 23, 1068-1074.
- Morrow, C. and Byerlee, J. 1988. Permeability of rock samples from Cajon Pass, California. *Geophysical Research Letters* 15(9): doi: 10.1029/88GL00206. issn: 0094-8276.
- Morrow, C. A., Moore, D. E., Lockner, D. A. 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue B12, p. 30551-30560.
- Katsube, T.J., Hume, J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs. *Geophysics* 52, 342–352.
- Kranz, R.L., Saltzman, J. S and Blacic, J.D. 1990. Hydraulic diffusivity measurements on laboratory rock samples using an oscillating pore pressure method, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci and Geomech. Abstr.* 27 (5), p. 345-352.
- Kuster, G. T., Toksöz, M. N., 1974. Velocity and attenuation of seismic waves in two phase media: Part 1: Theoretical formulation, *Geophysics* 39, 587-606.
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Jarrard, R.D., and Schaar, R., 1991. Electrical properties of basalts from sites 768 and 770¹. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results Vol.124*.
- Johnson D.L and Sen P.N. 1988. Dependence of the conductivity of a porous medium on electrolyte conductivity, *Phys. Rev. B*, 37, n° 7, 3502-3510.
- Pape, H., Riepe, L., Schopper, J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA, 26th Ann. Log. Symp., Paper P*.
- Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., 1999. Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. *Geophysics Vol64, No5; P: 1447-1460*.
- Peucat, J.J., Jegouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett* 88, 60–68.
- Pezard, P.A., 1990. Electrical properties of MORB, with implications for the structure of the upper oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* 95, 9237-9264.
- Pezard, P.A., Howard, J.J., Goldberg, D., 1991. Electrical conduction in oceanic gabbros, Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In: Von Herzen, R., Robinson, P.T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results. Vol. 118, College Station; TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 323–331.
- Pezard P, Hermitte D, 1999. Analyse des diagraphies de porosité et de résistivité électriques des formations granitiques de la vienne, *DPRO-CER 99-02/A*.
- Pezard, P.A., Ito, H., Hermitte, D., Revil, A., 2000. Electrical properties and alteration of granodiorites from the Hirabayashi hole, Japan. *USGS open file report 00-129, Proc. Int. Workshop on the Nojima Fault core and borehole data analysis*. H. Iko, K. Fujimoto, HTanaka, D. Lockner (Eds), pp. 255–262.
- Revil, A., Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophys. Resarch . Letters* 25: 691-694.
- Revil, A., Cathles, L.M. III, Losh, S., and Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with

- geophysical applications. *J. Geophys. Res* 103, B10, 23925-23936.
- Revil, A., Cathles, L.M. III, 1999. Permeability of shaly sands. *Water resources research*. Vol. 35. No. 3. Pages 651-662.
- Revil, A., Hermitte, D., Spangenberg, E., Cochemé, J.J., 2002. Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, N° B8, 10.1029/2001JB000599.
- Sun, Y.F., Goldberg, D., 1997. Estimation of aspect-ratio changes with pressure from seismic velocities. *Geological Society Special No. 122*, pp. 131-139.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, 217.
- Touchard, F. 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: Site de Ploemeur (Morbihan). Phd thesis, Geosciences Rennes.
- Touloukian, Y. S., Judd, W.R., and Roy, R. F. 1981. *Physical Properties of Rocks and Minerals vol 2* (New York: McGraw-Hill).
- Vignerresse, J. L., 1987. La zone cisailée sud armoricaine est elle une structure en fleur, *C. R. Acad. Sci. Paris* 304, 754-749.
- Walsh, J.B., Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *J. Geophys. Res* 89, 9425-9431.
- Waxman, M.H., Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Pet. Eng. J.*, 8, 107-122.
- Wilkens, R., Fryer, G., Karsten, J. 1991. Evolution of porosity and seismic structure of the upper oceanic crust: importance of aspect ratios. *Journal of Geophysical Research* 96:17981-17995.
- Wang, C., Sundaram, P., and Goodman, R., 1975. Electrical resistivity of granite in frictional sliding: application to earthquake prediction, *Pure App. Geophys. Res. Lett.*, Vol. 2, No. 12, 525-528.
- Xu, S., White, R.E., 1995. A new velocity model for clay-sand mixtures. *Geophysical Prospecting* 43, 91-118.
- Yan, J., Li, X.Y., Liu, E., 2002. Effects of pore aspect ratios on velocity prediction from well-log data. *Geophysical Prospecting* 50, 289-300.
- Zamora, M., Pezard, P.A., Ito, H., 1999. Acoustic properties of granitic rocks from the GSJ Hirabayashi hole, Nojima Fault, Japan. *Trans. GSJ meeting on Hirabayashi drilling*, Tsukuba, Japan. Nov. 22-23, 1999.
- Zoback, M.D., Byerlee, J.D., 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite, *Journal of Geophysical Research* 80, 752-755.

	Ploemeur Fresh Schist	Ploemeur Altered Schist	Ploemeur Fresh Granite	Ploemeur Altered Granite	Poitou Fresh Granite	Poitou Altered Granite	Ringelbach Fresh Granite	Ringelbach Altered Granite
ϕ (%)	2.60	5.34	0.67	0.86	0.2	3.1	1.63	5.97
ρ_m (g/cc)	2.68	2.67	2.65	2.66	2.7	2.66	2.68	2.67
F	310	168	1060	626	2630	341	1824	474
σ_s (mS/m)	0.91	1.37	0.13	0.3	0.047	5.71	1.97	13.65
M	1.55	1.73	1.38	1.38	1.29	1.67	1.81	1.91
τ	7.50	9.32	7.06	5.54	5.87	9.31	28.22	22.66
CEC (cmol/kg)	2.26	5.96	0.46	1.06	1.8	8.3		
ϕ_w	5.5	4.35	3.70	3.65	0.23	31.2		
χ (10^{-6} SI)	1443	678	350	315	9190	355	132	129
V_p (Km/s)	5.32	4.82	5.72	5.58	6.08	4.23	5.69	4.86
V_s (Km/s)	2.85	2.61	3.20	3.03			2.96	2.31
Poisson ratio	0.30	0.27	0.27	0.28			0.32	0.35
α	0.11	0.18	0.07	0.07				

Table 1: Median values presented by lithological family for the Ploemeur, Poitou and Ringelbach samples deduced from the analysis of petrophysical parameters (ϕ = porosity, ρ_m = grain density, F = electrical formation factor, σ_s = electrical surface conductivity, m = electrical cementation index, τ = electrical tortuosity, CEC = cation exchange capacity, ϕ_w = altered weight fraction, χ = magnetic susceptibility, V_p = P-wave velocity, V_s = S-wave velocity, α = aspect ratio).

List of figures:

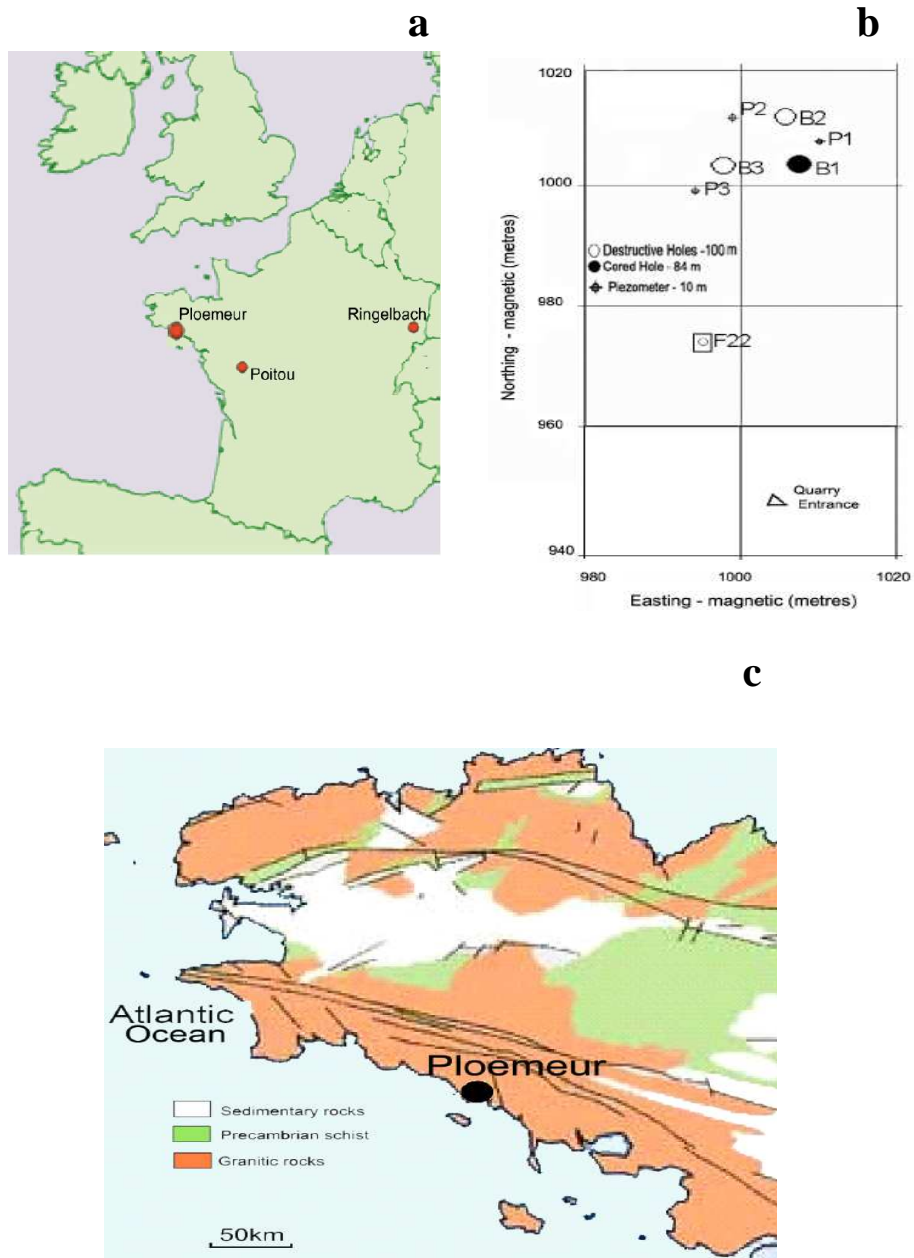


Figure 1: (a) Location of the three experimental sites. (b) Experimental site lay-out at the Stang Er Brun. (c) Schematic map of the Armorican massif.

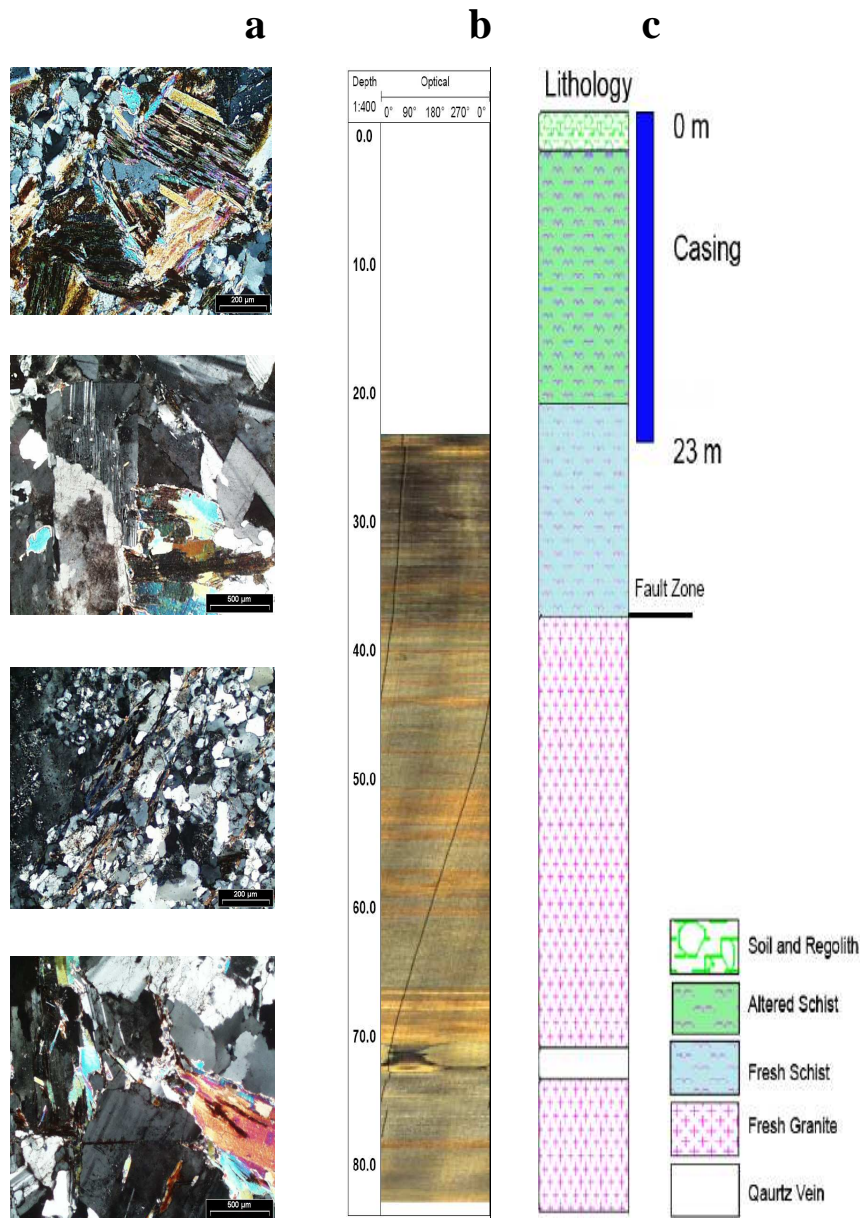


Figure 2: a) Representative thin section photographs of the B1 cores using optical microscope, from top to bottom; altered schist (B1-4.60 m), fresh schist (B1-34.30 m), fresh granite (B1-60.0 m), and altered granite (B1-52.60 m) showing textural and mineralogical differences primarily related to various degrees of alteration. b) Optical images log of B1 hole. c) Lithologic column of the B1 hole describing the different lithology.

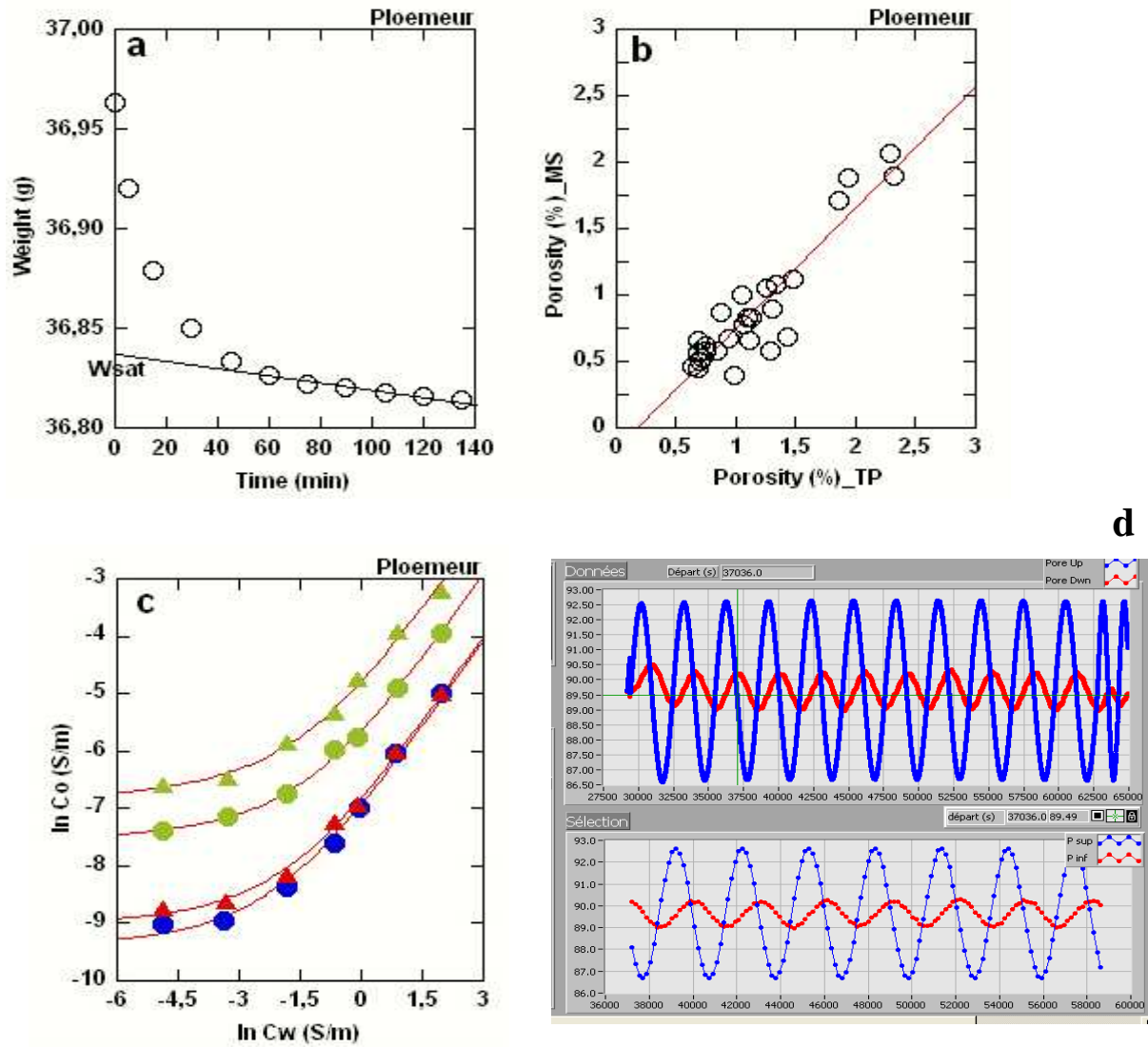


Figure 3: Sample drying curve method of B1 at (65.67 m) following Melnyk and Skeet (1986) and Cassiaux (2004), W_{sat} represent the water saturated measurements calculated from the intersection of the tangent the beginning of the porous network evaporation. b) Comparison between Melnyk and Skeet method and standard triple weighing method. c) Neperien logarithm of fluid and core conductivities for different lithologies of Ploemeur (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), and fresh granite (\bullet)). Best fit curves are calculated using Revil and Glover model (1998) d) Front face of the Harmonic LabView^R program for the data processing for permeability measurements. The top diagram represents the raw data, that, that of bottom, the selection data after treatment.

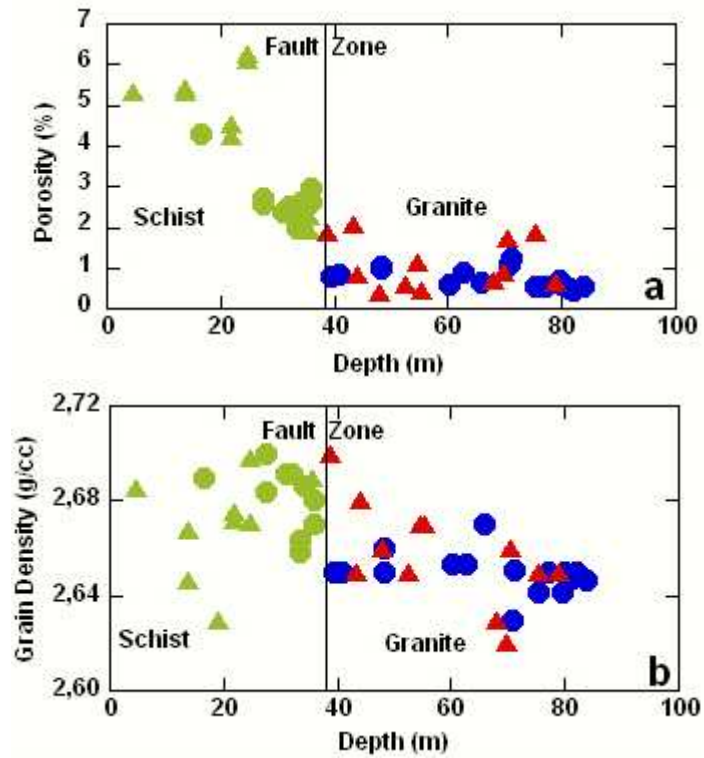


Figure 4: a) Porosity from TP used for schist and MS for the granite as function of depth in the Ploemur site for (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)). b) Matrix density as function of depth in the Ploemur site for (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), and fresh granite (\bullet)). Note that the sample with porosity higher than 10 % is not shown in these plots.

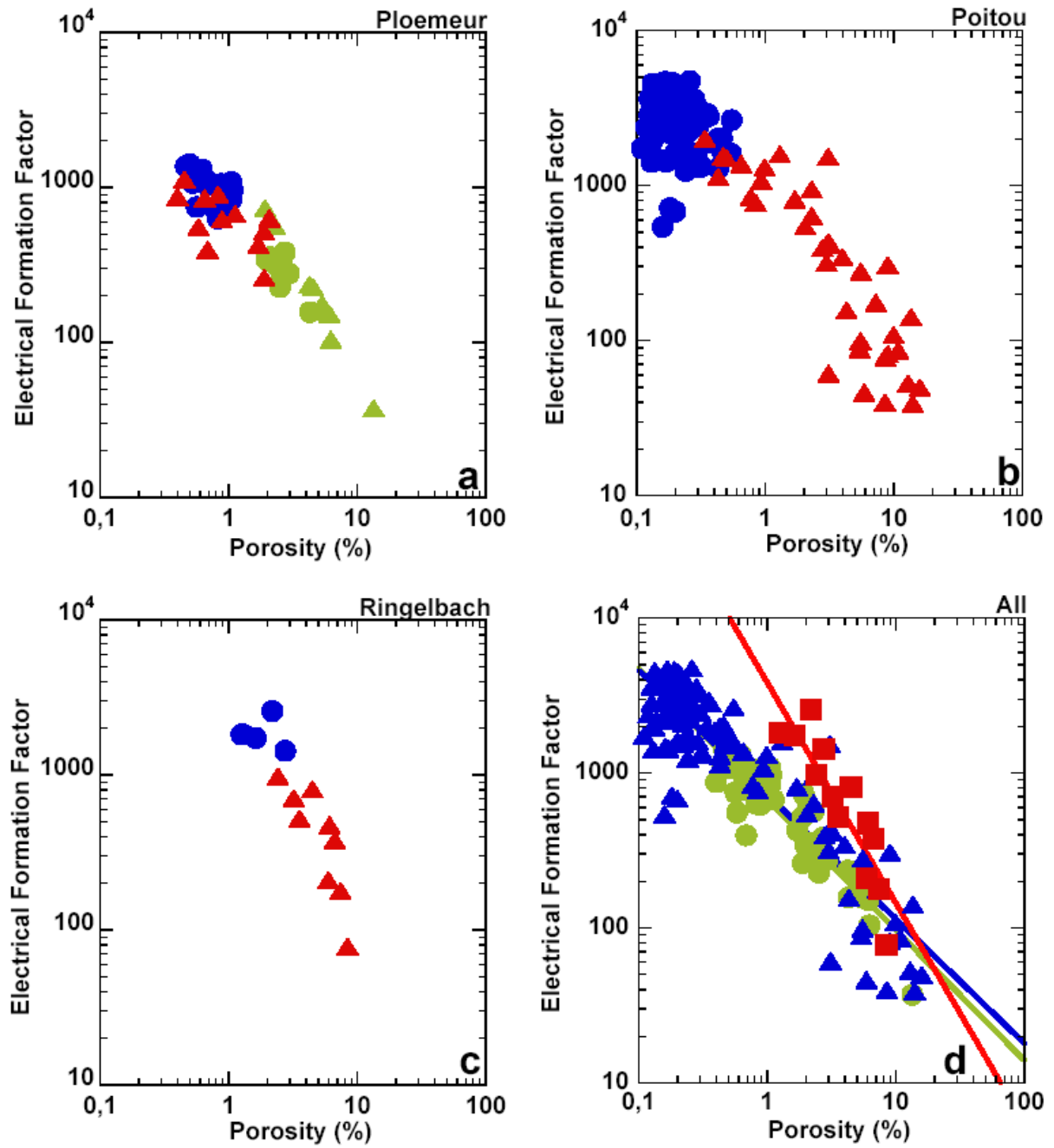


Figure 5: Electrical formation factor as function of Porosity : a) Ploemeur samples (altered schist (▲), fresh schist (●), altered granite (▲), fresh granite (●)); b) Poitou samples (altered granite (▲), fresh granite (●)); c) Ringelbach samples (altered granite (▲), fresh granite (●)); (d) all data (Ploemeur (●), Poitou (▲), Ringelbach (■)).

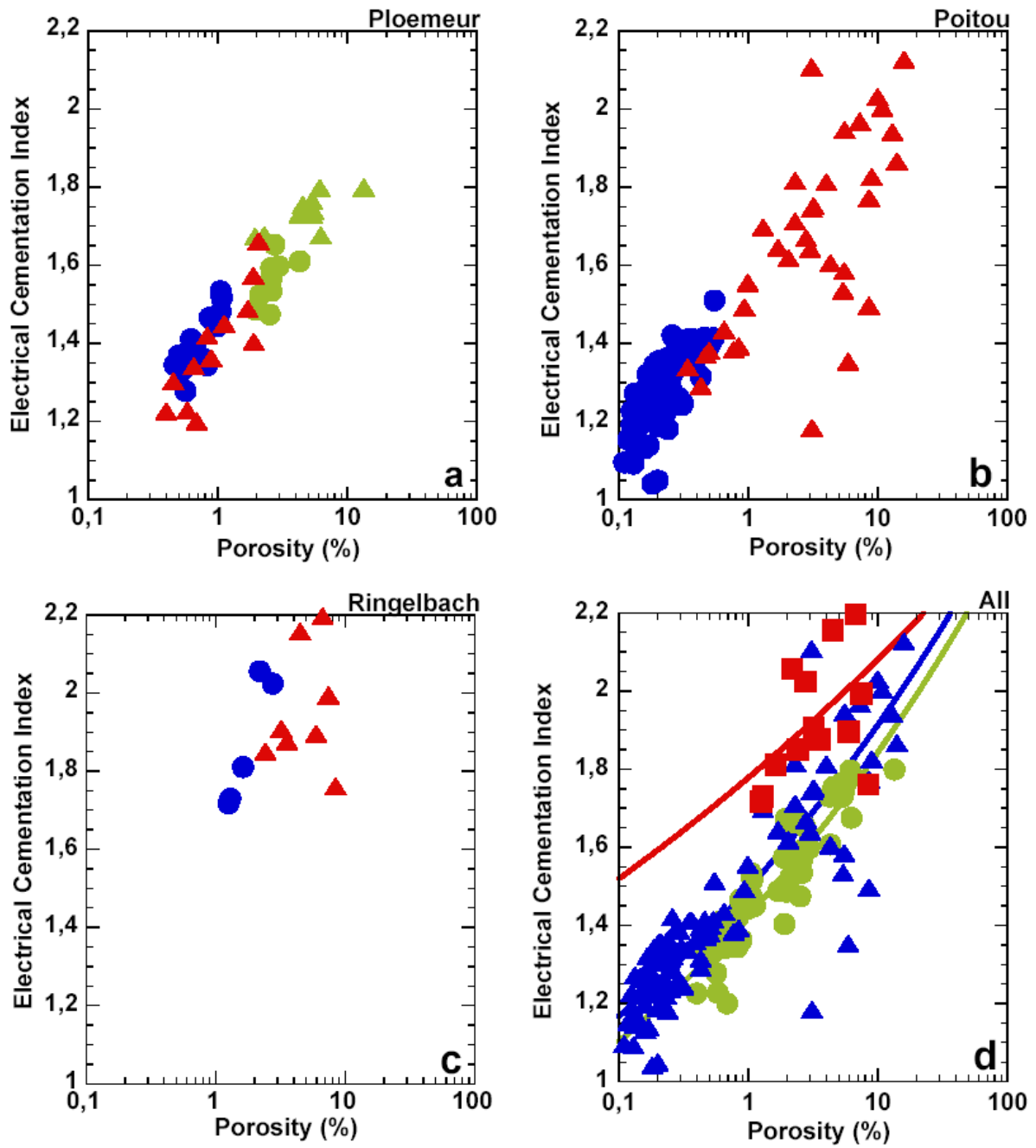


Figure 6: Electrical cementation index as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle), Ringelbach (\blacksquare)).

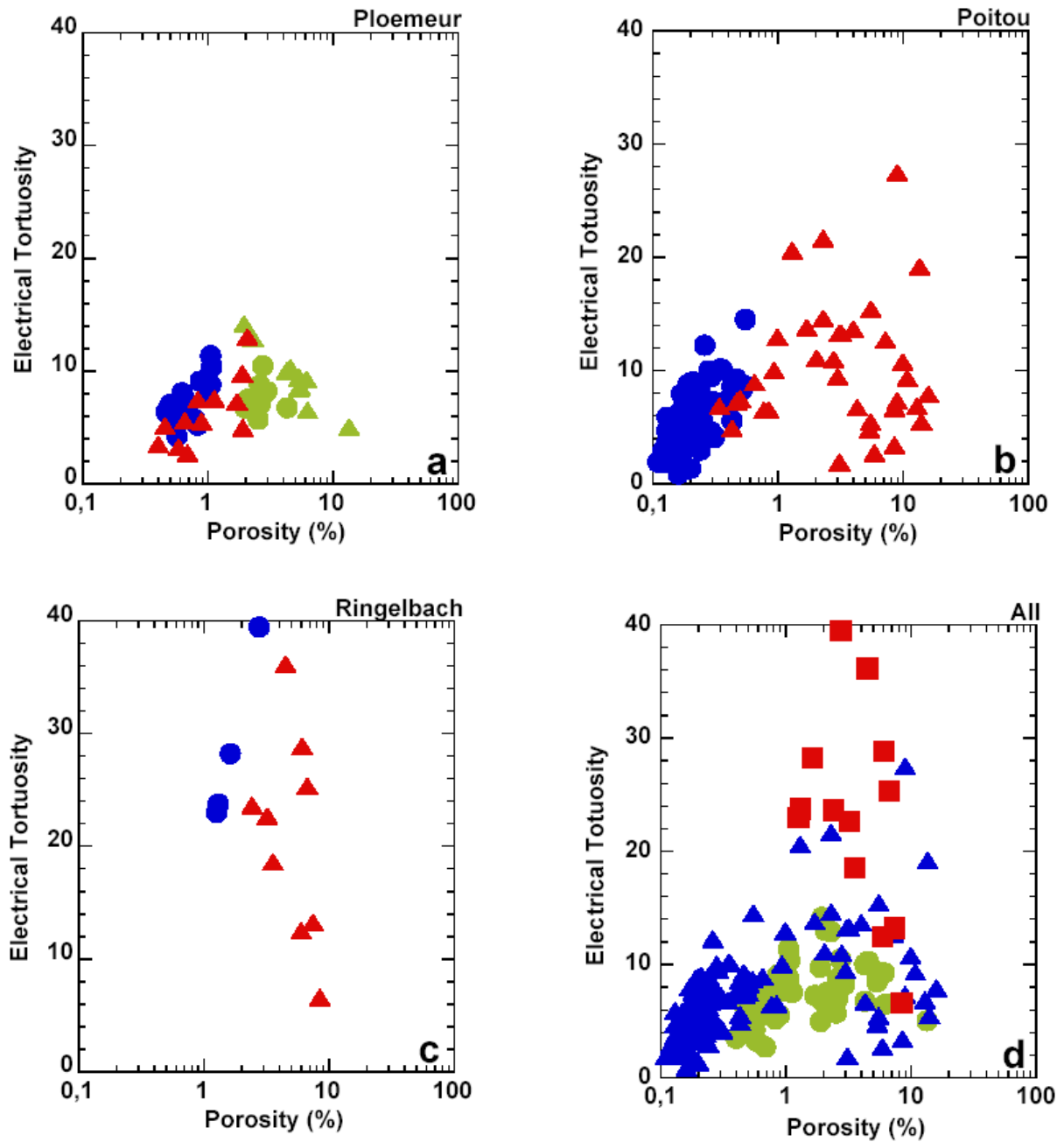


Figure 7. Electrical tortuosity as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle), Ringelbach (\blacksquare)).

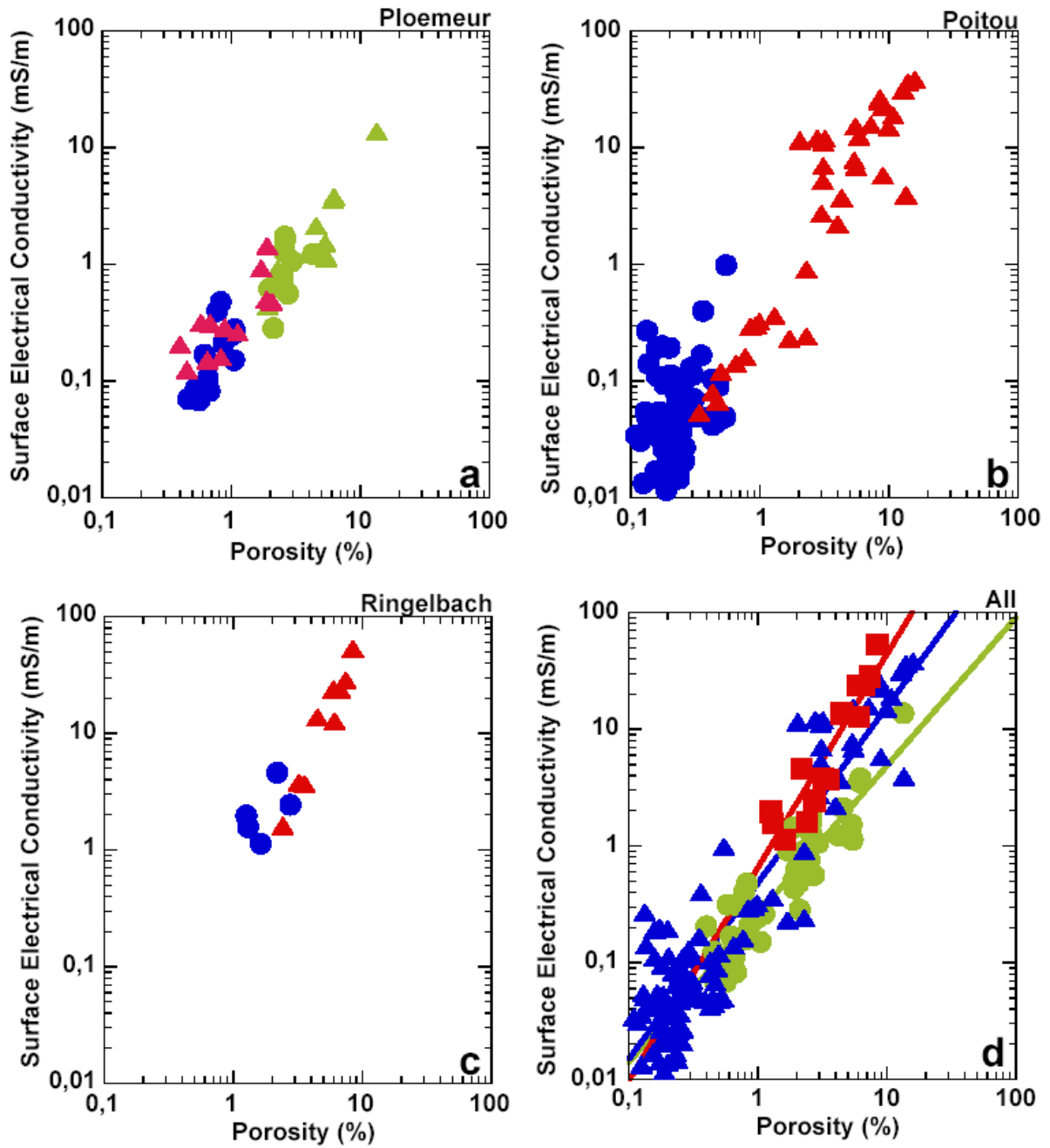


Figure 8: Electrical surface conductivity as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); (b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle), Ringelbach (\blacksquare)).

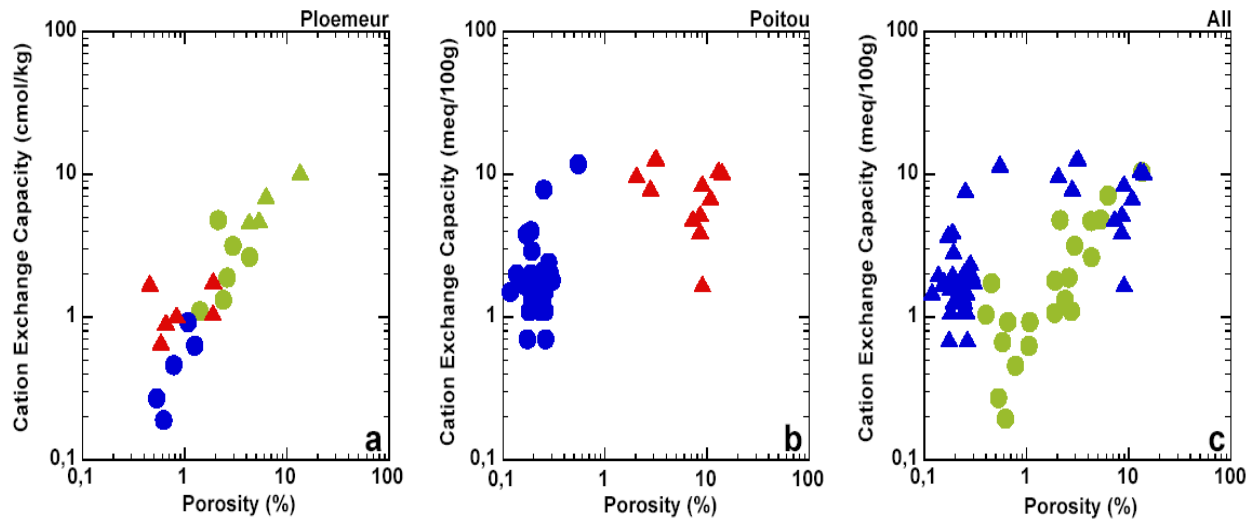


Figure 9: Cation exchange capacity as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle)).

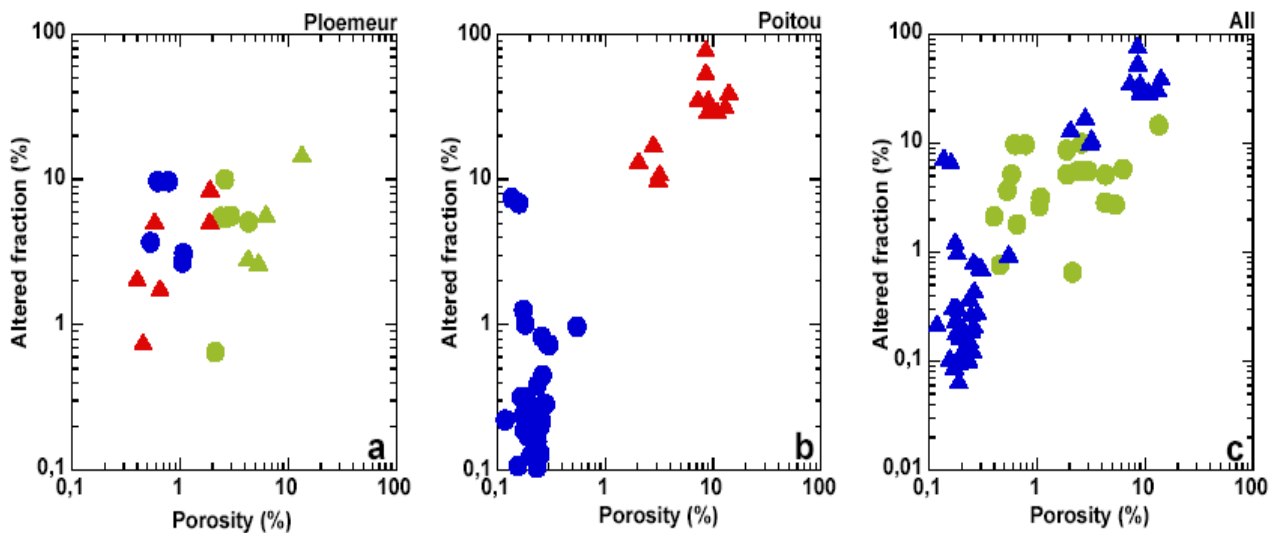


Figure 10: Altered fraction as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle)).

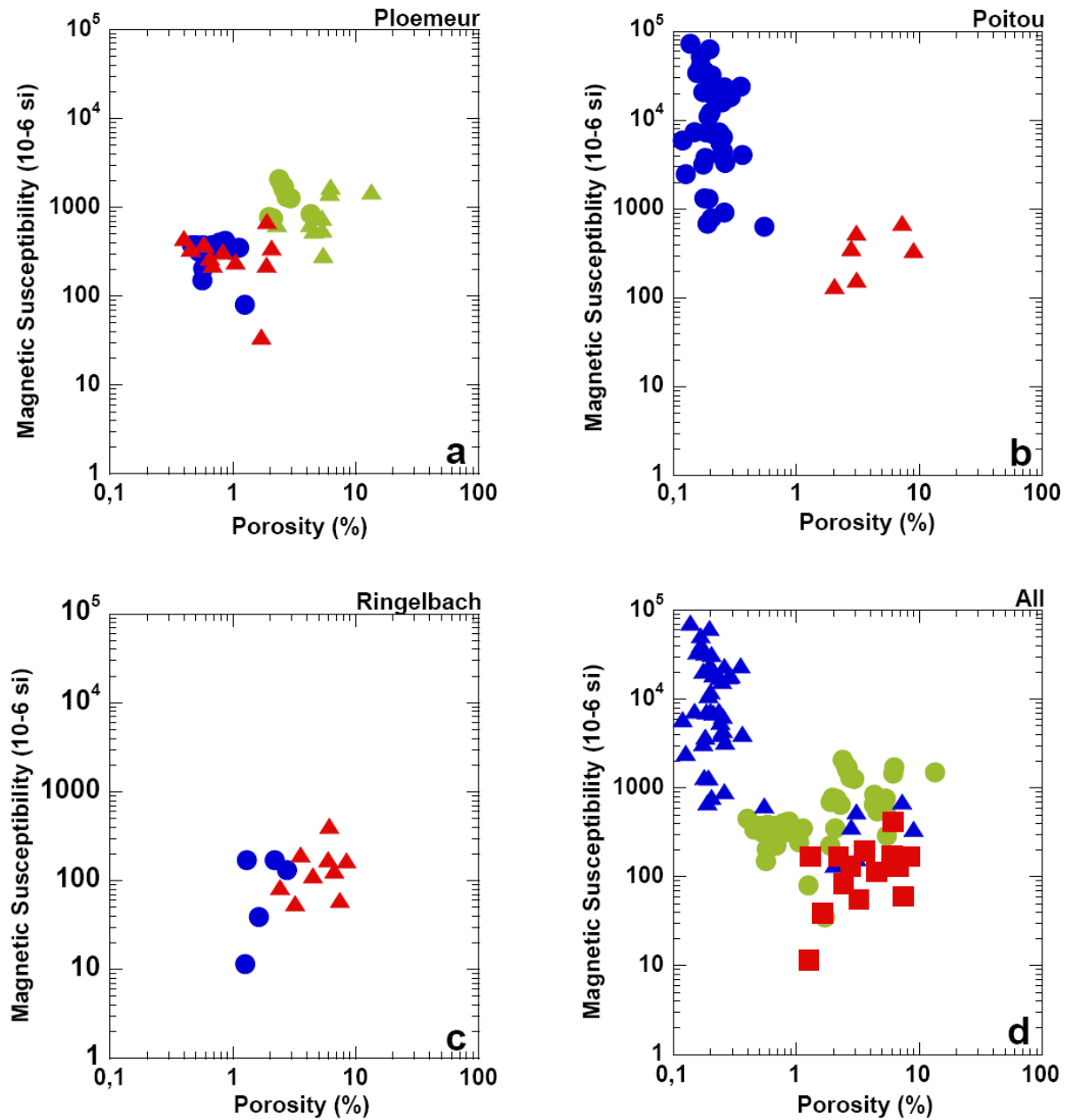


Figure 11: Magnetic susceptibility as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle), Ringelbach (\blacksquare)).

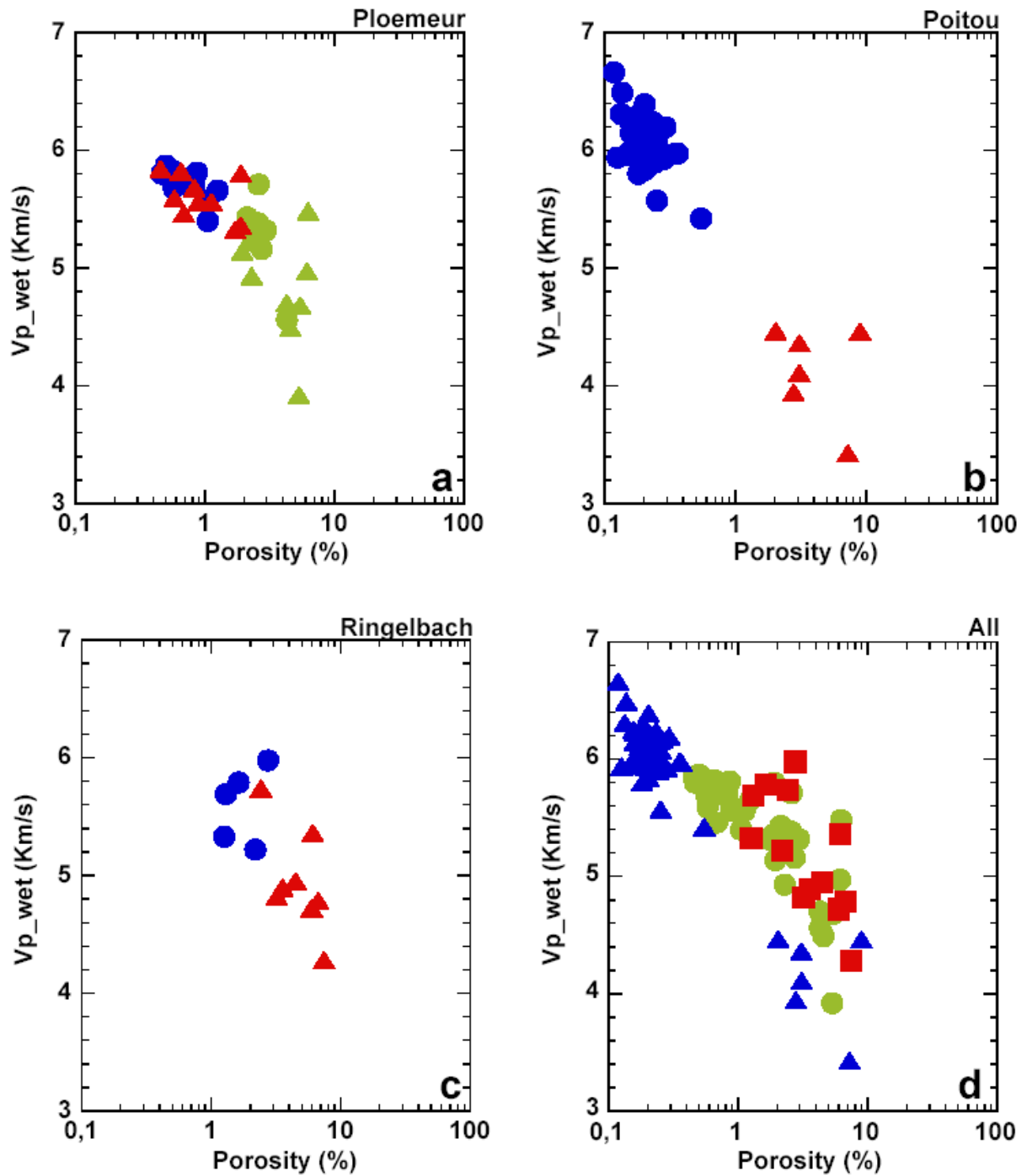


Figure 12: Saturated acoustic P wave velocity as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Poitou samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); d) all data (Ploemeur (\bullet), Poitou (\blacktriangle), Ringelbach (\blacksquare)).

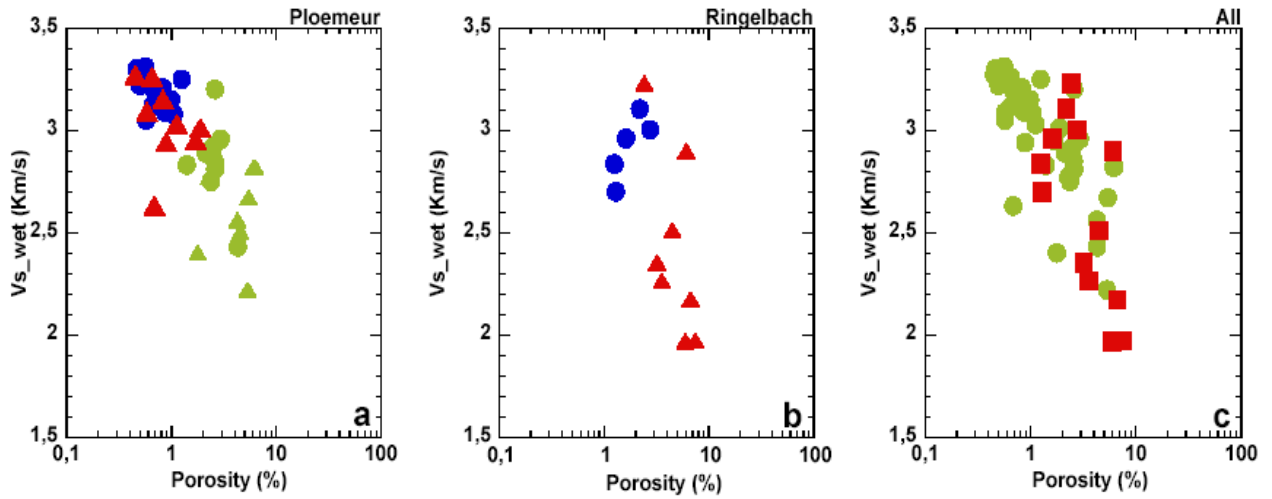


Figure 13: Saturated acoustic *S* wave velocity (wet) as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) all data (Ploemeur (\bullet), Ringelbach (\blacksquare)).

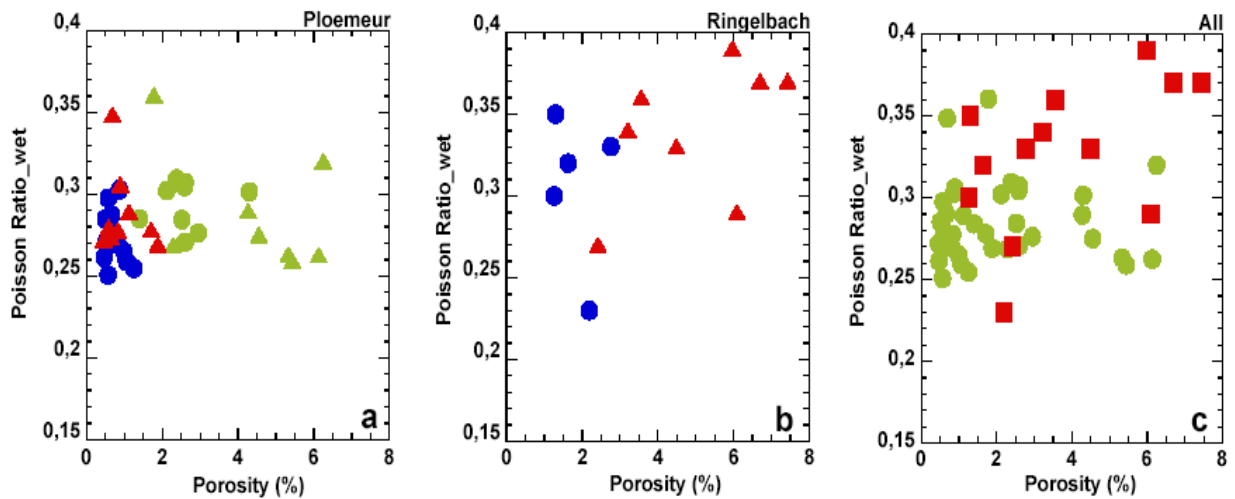


Figure 14: Saturated Poisson ratio as function of Porosity: a) Ploemeur samples (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); b) Ringelbach samples (altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)); c) all data (Ploemeur (\bullet), Ringelbach (\blacksquare)).

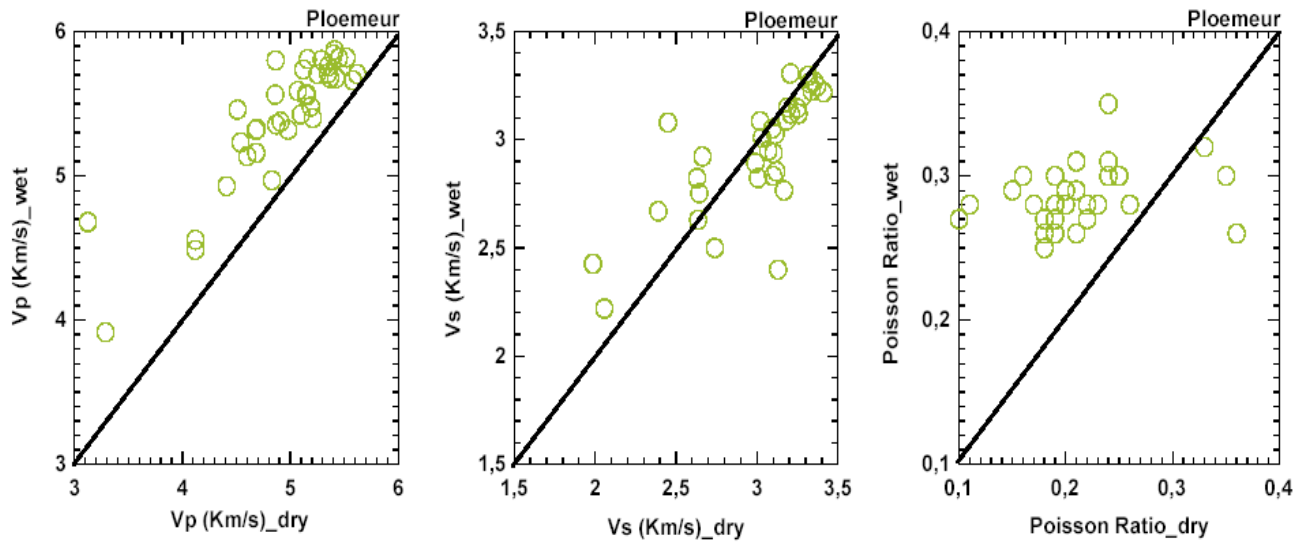


Figure 15: a) *P* wave velocities for saturated versus dry samples. b) *S* wave velocities for saturated versus dry samples. d) Poisson ratios of saturated samples versus Poisson ratio of dry samples. From Ploemeur

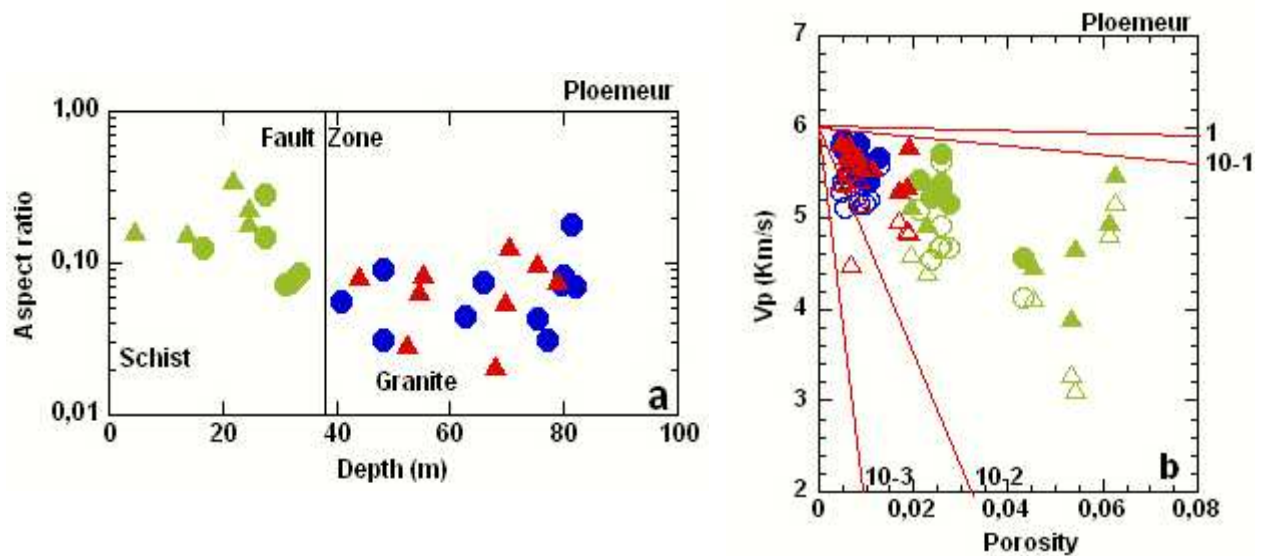


Figure 16: a) Aspect ratio as function of depth in the Ploemeur site (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)). b) Saturated P wave velocity (altered schist (\blacktriangle), fresh schist (\bullet), altered granite (\blacktriangle), fresh granite (\bullet)) and dry P wave velocity (altered schist (\triangle), fresh schist (\circ), altered granite (\triangle), fresh granite (\circ)) as function of porosity in the Ploemeur site. The lines were predicted from the Kuster and Toksoz model (1974) for different values of aspect ratio.

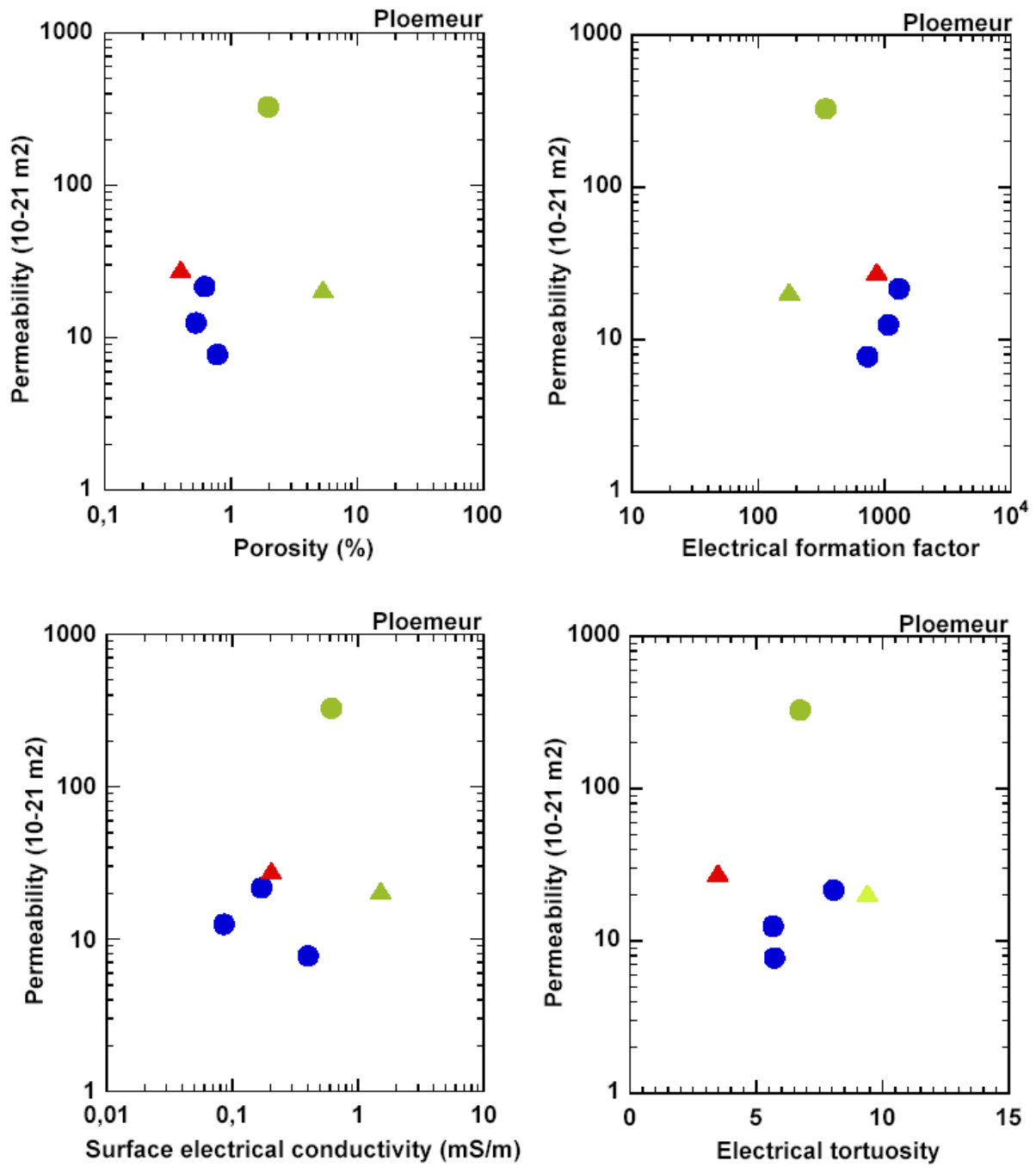


Figure 17: Permeability as function of :a) Porosity. b) Electrical formation factor, c) Electrical surface conductivity d) Electrical tortuosity. From Ploemeur. (altered schist (▲), fresh schist (●), altered granite (▲), fresh granite (●)).

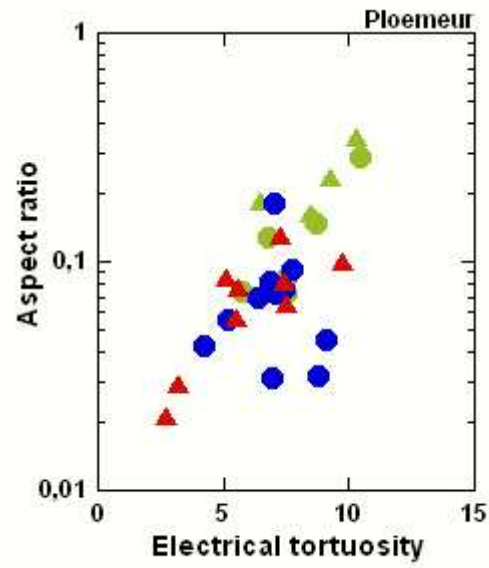


Figure 18: Aspect ratio calculated from velocity measurements is function of tortuosity calculated from electrical measurements. (altered schist (▲), fresh schist (●), altered granite (▲), fresh granite (●)).

Characterization of fractured crystalline basement from downhole measurements and images; example from Stang Er Brune experimental site (Ploemeur, France)

Abstract

This paper presents a multidisciplinary approach in order to know the structure and system of the Stang Er Brun experimental Site. The downhole measurements and images, cores, and thin section analysis lead to a detailed characterization of fractures in terms of typology, geometry and origin. The major fractures detected by borehole imaging tools (acoustic and optic) in the fractured crystalline basement were compared with the other hydrogeophysical methods: electrical modeling, acoustic characterization, and flowmeter test. These comparisons help to determine how these methods can be used most effectively, separately or in combination, to maximize information about lithology and fractures or fault zones distribution in a fractured crystalline basement. It was shown that a few number of open fractures detected from the acoustic and optical imagery tools supply to flow. The flowmeter test defines the transmissive fractures among those identified on the downhole images. The thickness of transmissive fractures were estimated by the electrical modelling and were three times thinner than those measured directly from the imagery tools.

The downhole geophysical measurements were used to identify the changes in physical and chemical properties in the borehole fluid and the bedrock surrounding the boreholes (schist and granite), and to give a way to determine the *in situ* porosity. A good agreement between petrophysical measurements and laboratory measurements was observed in the site.

Key words: crystalline basement, transmissive fractures, granite, petrophysical properties.

1. Introduction

Crystalline bedrocks are characterized by the heterogeneity of the pore space with fractures and faults controlling most of the storage capacity, porosity and permeability in basement. The description of a fractured-bedrock aquifer consequently benefits from *in situ* characterization techniques such as borehole wall images (with the borehole acoustic televiewer, for example), or downhole measurements recorded with the sonic, resistivity or natural gamma ray sensors, in particular. A combination of these downhole techniques leads to a composite representation of the basement versus depth, focussing on fractures, faults and alteration as main vectors of present or past fluid circulation in basement. Crystalline basement have been the subject of various works in the hydrogeophysics community (Hardin et al., 1987; Tsang et al., 1990; Walker, 1997; Stober, 1995; Aquilina et al., 2004; Le Borgne et al., 2007). Many *in situ* and numerical studies highlight that the hydrogeology of a fractured-rock aquifer is dependent on the bedrock heterogeneity (Le Borgne et al., 2006). In particular, the porosity and the permeability are strongly related to the presence of interconnected natural fractures (Stober and Bucher, 2006). Open fractures act as pathways for the reservoir production whereas closed fractures operate as barriers, inducing heterogeneous hydraulic properties. The understanding of flow field in such media first requires an accurate characterization of the structural heterogeneity of the site, in particular the identification of permeable fractures and the specification of their hydraulic properties.

The characterization of fractured-rock crystalline basement would benefit from successful *in situ* techniques. Borehole experiments have been recently proposed in hydrogeology studies as an efficient approach to characterize the heterogeneity of an aquifer. Borehole televiewer (Zemanek et al., 1969) or electrical borehole scans (Luthi and Souhaite, 1990) can be used to identify and describe the different populations of fractures, which typically control the fluid flow in crystalline basement. Moreover, borehole images can provide useful information about lithological variations and can also favour the detection of heterogeneities as cavities for example. The borehole sonic measurements (sonic log), which is based on the propagation of both volume and surface waves, can be used to define the geometry of fractures (Paillet and White, 1982; Hsu et al., 1985). In particular, several authors (Hornby et al., 1989; Tang et al., 1991; Tang and Sheng, 1996; Henry, 2005) indicate that the Stoneley wave measurement is an efficient tool for evaluating the shape and the size of a single fracture. The sonic data allow an estimation of fracture permeability. Other geophysical downhole surveys, as electrical resistivity sensors or gamma ray sensors, allow a geological characterization by measuring the

physical properties of the surrounding medium. These tools can be used, for example, to investigate lithological variations or to detect the presence of clay. Electrical measurements are also used in fractures characterization. Petrophysical properties studies can also be performed on cores in laboratory in order to determine the chemical and mineral composition which is related to the rock type classification (Mattasson, 2003; Berckhemer et al., 1997). These data can also be used to assess the quality of the downhole geophysical measurements. Finally, the fracture characterization can be improved by performing borehole flow tests in order to identify transmissive fractures and estimate their hydraulic properties (Van Meir et al., 2006, Paillet and Reese, 2000, Le Borgne et al., 2006).

In this paper we focus on a field example in the fractured crystalline basement of Stang Er Brun (SEB), located in the southern Brittany (France). This experimental site has been developed and surveyed in the framework of two projects: (1) the European project ALIANCE dedicated to the characterization and the monitoring of coastal aquifers for vulnerability assessment (development of both new hydrogeophysical tools and scientific approach), (2) the Environmental Research Observatory (H⁺ ORE) devoted to the characterization and the modelling of fluid flow and solute transfer in heterogeneous aquifers. Here we investigate the characterization of the SEB experimental site by both multiprobe borehole *in situ* experiments and petrophysical measurements in laboratory. In order to achieve this objective, we propose a methodological approach based on the comparison of downhole geophysical measurements and borehole images. We combine analytical and numerical modelling in order to identify and localize permeable structures in the crystalline basement. Moreover, the efficiency of each method is evaluated to detect and characterize fractures. The paper is organized as follows. We first briefly introduce the SEB site. We then present the different techniques used. In section “Geological and petrophysical characterisation”, we synthesize the results obtained on the characterization of fractures from different method.

2. Site locations

The SEB experimental site is located (Fig. 1a) in the city of Ploemeur (Morbihan), a few kilometers to the West of the port town of Lorient (47°44'N 03°28'W, UTM (WGS84) 464410E 5287510N), and is about 1.5 km from the coast. The SEB sits on a geological contact between granite and schist dipping about 30° towards the North (Touchard, 1999) (Fig. 1c). Gravity measurements performed on the Ploemeur region indicated that granite

extends down to 800 m below the surface (Vignerresse, 1987). The Rb/Sr dating gave a Hercynian age of 304 ± 6 Ma for the granite (Bernard-Griffiths et al., 1985) and Peucat et al. (1988) proposed that its origin corresponds to a partial melting of mixed sedimentary and meta-sedimentary rocks.

A total of six boreholes separated by short distances (≤ 10 m) were drilled (Fig. 1b). Just one wire-line called B1 was cored down to 84 m borehole. The two others (B2 and B3) were destructives boreholes with a depth of 100 m. Three others holes (P1, P2 and P3) were drilled down to a depth of 10 m enabling piezometric monitoring. The 100-meter deep holes were cased and cemented down to ~ 25 m, i.e. the base of the weathered zone. F22 is an older hole with a depth of 72 m and located southern that the studied at around 40 m.

3. Materials and Methods

We first present methods used in this study for both *in situ* and laboratory measurements. We only give a succinct description and full detailed of the presentation methods can be found in: Serra (2003), ALT web site (www.alt.lu), Ildefonse et al., (2001); Revil and Glover, (1998).

Field measurements

The probes used for measurements in aquifer are tools known as “small diameter”, which can operate in wells of diameter generally higher than 75 mm and lower than 150 mm. They are deployed by ALT, Robertson, and Mount Sopris Instruments. A short description of the principal downhole geophysical tools used in this study is given below.

The optical tool (OBI 40) generates a continuous oriented 360° image of the borehole wall using a CCD camera which records the image of the borehole wall in a prism. This tool provides a true color image of borehole wall. The acoustic borehole imager tool (ABI 40) also generates an image of the borehole wall by transmitting ultrasound pulses from a rotating sensor. The same device records both the amplitude and the transit travel-time for the reflected signal. The focused electrical sensor (LL3) is a very precise slimline sensor which records the resistivity with an excellent vertical resolution and a reasonable depth of investigation. The second electrical toll used here (ELOG) is the classical probe combining shallow, medium and deep penetrating resistivity measurements. The natural gamma ray spectroscopy tool (NGRS) provides passive measurements of the natural gamma-ray radiation of the formation by using 2 bismuth germanate (BGO) scintillation detectors with five spectral windows in order to obtain measurements of the natural concentrations of three elements (^{232}Th , ^{238}U , ^{40}K) and also the total gamma ray emission. A sonic device was also

used in different configurations to measure both body and surface waves which propagate respectively in the formation and along the borehole wall like the Stoneley wave. The sonic log we used works in a frequency range of 1-30 kHz providing a better resolution than seismic waves. The caliper tool measures the internal diameter of hole, allowing a control of both the size and the shape of borehole. A single-borehole flowmeter was deployed at different depths to identify flow zones (Le Borgne et al., 2007). The heat pulse flowmeter used in B1 hole was equipped with a 10 cm diameter flow concentrator focusing the main part of the flow in the measuring zone. A second borehole flow profile was obtained while pumping at rates ranging between 3 L/min and 20 L/min. More details may be found in the paper of (Le Borgne et al., 2007). Borehole fluid geochemical recordings were obtained by using the Idronaut tool.

All the data were processed using the Well Cad soft by ALT, it is PC based composite log package which combines comprehensive graphic editing mechanisms and data processing tools. In particular Well Cad allows us to display, to process and to interpret borehole image data.

Laboratory measurements

Petrophysical properties were estimated for the hole B1 which was cored down to 84 m depth. We performed measurements for 50 samples characterized by a diameter of 25 mm and a length which ranges from 15 to 25 mm. Porosity was estimated following the triple weighting method. Dried, saturated and immersed weights were measured with a digital balance. Both P and S waves velocities were measured on water saturated cores using 500 kHz transducers.

28 unpolished thin sections and several powders were sampled from B1 cores. We analyzed the thin sections in order to identify both principal and altered minerals and filled minerals in fractures by using the microscope. The analysis of geochemical elements (U, Th, and K) was performed in two laboratories Geoscience of Rennes (France) and GeoLabs (Canada) on crushed rocks which were split into chemistry and mineralogy fractions by using X-Ray fluorescence method.

4. Geological and petrophysical characterization

4.1. Petrological profile of SEB site

Here we propose a lithological profile of the studied area built thanks to different data: core analysis for B1, cuttings analysed versus depths for B2 and B3 (Eliss et al., 2004), fourteen thin sections coming from the core of B1 (Fig. 2a) and, borehole wall geophysical images (Fig. 2b). The profiles show a thin cover of soil (< 0.5m) and regolith (< 2m). We also

observed the presence of micaschist which is composed of about 22-m-thick of altered schist and 18-m-thick fresh schist which overthrusts the Ploemeur granite at a depth of about 40 m (Fig. 2d).

The granite consists of white feldspar, grey quartz, and few muscovite minerals, fine grained biotite plus traces of pyrite, chlorite after biotite and black mafic mineral possibly amphibole, zircon, and clay as secondary minerals. The granite is generally fresh but shows signs of bleaching and possible hydrothermal alteration associated with a large hydrothermal quartz vein. Pervasive orange/brown iron oxide staining of the granite also occurs and is associated with the presence of fractures and flow of oxygenated water along these fractures. The micaschists are metapelites that may be subdivided into several types corresponding to various sedimentary origins. The formation is polymetamorphic and polystructural representing the superposition of several phases of Hercynian and pre-Hercynian recrystallisation and deformation. The composition is a fine groundmass of quartz and feldspar with fine muscovite, and fine dark brown/black biotite, with zircon, titanite, clay and rutile as secondary minerals. Numerous white quartz veins, with a metamorphic origin and a thickness of 1-10 mm are observed.

The natural gamma ray logs (Fig. 2c) may be used to detect anomalous fault zones. Changes in gamma ray properties may also be related to changes in lithology through the basements aquifer. In order to achieve this, field measurements of gamma ray have been performed on the four deep holes of the studied area. Figure 2c presents a cross section through the SEB site. This figure shows that in general the schist is characterized by lower values of gamma ray than the granite, except for the F22 hole. The high values of gamma ray observed in the upper part of the F22 hole may be related to mixture lithology between schist and the soil. We also observe a rapid increase and remarkable peak of the gamma ray response close to the contact between the schist and granite. This contact is clearly viewed in the optical imagery and core recovered from hole B1. The optic imagery at large scales shows clearly the transition between schist and granite. Already in a geometric contact between granite and schist encountered in 4 boreholes, as well as the outcrop of the quarry (Fig. 1b), it's assumed that the structure of this contact is similar to the fault zone found by Touchard (1999) even if it is located 1 km from the main fault of Touchard.

From all of these arguments, we propose then a 3D geological model for the SEB experimental site based on elements exposed just before (Fig. 3).

Petrophysical analysis of the cored B1 hole

In this part, the cored B1 hole is taken as a reference to illustrate the geophysical structure of the site (schist at the top and granite at the bottom) as viewed from borehole geophysical experiments. The caliper profile displayed in Figure 5 shows that even if this B1 hole is in a fractured formation, the hole does not present any enlargement in the zone between 23 and 83 m, except between 70 and 73 m. The good borehole condition makes the downhole measurements very reliable.

The altered schist (1-23 m) is dominated by uranium and is remarkably poor in potassium (Fig.4). The altered and fresh schist can be distinguished easily from the potassium and thorium logs. Mean values of 600 cps for gamma ray, 9 ppm for thorium, and 3% for potassium are recorded in the altered schist. Whereas, the fresh schist are characterised by a mean values of 750 cps for gamma ray, 14 ppm for thorium, and 5 % for potassium. In the fresh schist zone (below 38 m) low values of V_p and V_s are found. The average velocity observed in the fresh schist is 4.6 km/s for V_p and 2.5 km/s for V_s (Fig. 5). There is also a trend of lower resistivity within the schist zone, which are probably caused by increasing amounts of cracks and fractures. Low resistivity (100-3000 Ω .m) is measured in the schist zone (Fig. 5).

The contact zone (near 38 m) corresponds to the low angle normal fault separating schist and granite. This contact zone appears to be enriched in uranium, but not in thorium and potassium. The presence of the fault zone is in fact clearly identified by the electrical resistivity method: the separation of the short normal (SN) and long normal (LN) curves illustrate the transmissive character of this reservoir (Fig.5). A more conductive regime develops in this hanging wall in the fault zone (probably more porous).

A significant change in uranium and thorium is obtained and thus allow to differentiate fresh schist (23-38 m) and fresh granite (40-83 m). The content of uranium, as expressed in Figure. 4, showed large variation interval in the granite zone. The granite was also distinguished by slightly higher values of gamma ray (850 cps) and uranium (12 ppm), whereas the thorium was low (5 ppm) in this zone. The potassium was almost in the same range in the granite (5 %) than in the fresh schist. The granite can be classified as moderately uranium rich. The granite zone is marked by significant uranium loss recorded in fracture zones, while thorium and potassium appeared to be less reactive to fracturing, expected in the quartz vein zones at the base of the hole (70-73 m). This quartz vein presented in the granite interval was identified by low gamma ray values (Fig. 4). The electrical measurements with SN and LN were generally identical and higher in the granite, except in the quartz vein (70-73 m), where

SN < LN, with values lower than 2000 Ω .m. This zone appeared less conductive and corresponded to a set of steeply dipping quartz veins (as viewed from cores recovery and images logs), certainly less porous than the fault zone above. This interval appeared to be very transmissive during drilling and initial testing.

High resistivity was also recorded in the granite with the LL3 (3000-10000 Ω .m). In the granite zone, the ELXG (unfocussed electrical sensor) was limited to reading values up to about 5000 Ω .m. We observed a difference of more than one order of magnitude between normal measurements (SN and LN) and LL3 measurements. What can be observed is that a greater number of horizons with low resistivity, where the values drop by almost three order of magnitude (150-200 Ω .m) at 44 m, 51 m, 78 m, seemed to be present in the B1. Those low resistivity zones were consequently identified as hydrothermalized and fractured zones.

In the granite zone, higher values of V_p and V_s were measured, showing a median of 5.5 km/s and 3 km/s respectively, the highest velocity found in this zone coincides with the high resistivity band high gamma ray. The very low values of V_p observed in the granite, could be attributed to fractured zones (secondary porosity) or may be related to the change of mineral composition (alteration or hydrothermalized effect).

These results from downhole geophysical measurements was calibrated and compared with laboratory measurements on series of cores from the B1 hole. The geochemical measurements (Fig. 4) showed a good correlation between *in situ* measurements (solid lines) and laboratory measurements (circles). The P and S velocities from downhole measurements (solid lines) are also compared to laboratory measurements (circles) in B1 (Fig. 5). The downhole measurements of V_p and V_s seemed very coherent with respect to the whole measurements on cores. It is clear that the correlation between the mini-cores data and the downhole measurements data is better in the granite than in the schist for both velocities. In the schist formation, the P and S velocities of core samples were slightly higher than the downhole velocities measurements. A few measurements on cores, especially in the schist zones, showed faster velocities than the downhole measurements. This may be due to the presence of schistosity or to a scale difference (500 kHz in laboratory and 20 to 5 kHz in the borehole) (Zamora et al., 1999).

The analysis of the matrix chemical characteristics with the spectral gamma tool showed that the total gamma signal was dominated by uranium in the schist and granite. The granite and the schist and their respective alteration phases could be identified solely on the basis of these four spectral gamma records (GR, U, Th, and K), acoustic velocity and electrical resistivity.

Porosity analysis

The porosity plays an important role in the fluid transport process. Estimation of porosity in the granitic formation cannot be measured directly (Pezard et al., 1999). However, an estimation of porosity can, in theory, be realized starting from various measurements such as downhole logging data using mini-core measurements and the standard logging methods: compressional wave velocity and resistivity data. As already discussed, the resistivity measurements commonly used to calculate porosity are inadequate (focused or neutron), and can overestimate porosity when hydrous minerals are presents (Pezard et al., 1999; Helm-Clark, et al., 2004). Lastly, it was seen that the laws of slownesses mixture type “Wyllie” could be applied to a crystalline medium. The results of porosity calculation from acoustic velocities are displayed in Figure 5. *In situ* porosity profile indicated also two zones: the schist zone or fresh schist (23-38 m) where porosity ranges from 1 to 3 %, and a second zone (38-83 m) where the values range from 0.5 up to 1%. The high porosity zone constituted by the fault zone might be recharged by surface water to the south of the site, where it cuts altered schist and soils in the shallow subsurface. Formation porosity in the B1 hole is due to a crack or micro-fissures (Belghoul et al., 2008 in press). The fractures and fissures are basically caused by tectonic forces such as changes of the stress field, and temperature, or excessive pressure (Peching et al., 1997; Serra, 2003). As seen in figure 5, the correlation between porosity calculated from downhole measurements (solid lines) and petrophysical laboratory data (circles) was excellent, even though there were some scatters in the *in situ* data. The two data sets were also in the same range.

5. Fractures characterization

In most of case, fractures can be directly detected on downhole geophysical images (Serra, 2003). Nevertheless, the ABI and OBI tools require expensive acquisition time to provide spatial resolution at scale of individual fractures. Moreover these methods do not manage to image fractures in some common conditions as cloudy water, tilt or borehole washout. Some others downhole measurements may investigate the characteristics of fractures (Henry; 2005; Ayadi et al., 1997; Paillet and Resse, 2000; Goldberg and Burgdorff, 2005). In this part, we will display a multi-disciplinary approach in order to examine the effects of fractures on the sonic, electrical and hydrological tools. We first present results obtained with the downhole geophysical scans.

Downhole geophysical images

A composite image of basement structures including both borehole acoustic and optical scans was assembled (Fig. 6). In map view, fractures intercepting the borehole are represented by sinus curves, either complete or partial, on map (Lutti, 2000; Pezard et al., 1988). Fractures were picked manually on both the optical and acoustic images providing an estimation of azimuth and dip value (Fig. 6b and 6c). A mean of 200 fractures per borehole were found at depth ranging from 25 m to 100 m. Picks were qualified into two categories: open or closed fracture.

Fractures Density

Figure 7 presents the fractures density data obtained for each borehole in the SEB experimental site. The fractures were picked manually on the ABI and OBI image side by side at the same scale using the Well Cad soft by ALT. The site is marked by a decrease of the density of fractures with depth underlying that the granite is less fractured than the schist. We obtain a mean of four fractures per meter in schist zone against a mean of two fractures per meter in the granite zone. This observation confirms caliper data which highlight a small amount of anomalies in the granite domain than in the schist domain (Fig 5). Finally we observe no remarkable change in the fractures density around the fault zone. The results of fracture density are summarised in table 1.

Dip and azimuth of fractures

Azimuth and dip values for picked fractures are displayed respectively on rose diagrams and histograms (Fig. 8a) in order to determine the dominant orientation of the deformation. The azimuth indicates two different principal orientations with a trend NE-SW on average in the schist and a trend N-S on average in the granite. Moreover we observe narrower variations of the azimuth values in the granite domain than in the schist domain. Histograms show strong variation of the fracture dip angles. The dip usually ranges from 30° to 60° although some of the fractures in B3 dip to 80°. These results underline that the studied area is characterized by only a few sub-horizontal or sub-vertical fractures.

Fractures topology

In order to identify open fractures, we analyzed borehole acoustic images. For open fractures we can observe a sinus curve on both the amplitude and travel-times pictures while closed fractures can only be detected on the amplitude images. Moreover, in crystalline bedrock such as granite, open fractures can be related to a dark sinusoid on the optical image (Genter et al, 1997). In order to make easier detection of open fractures, we also extracted statistic

parameters from acoustic data, in particular the median trace of the acoustic travel-time. Open fractures are associated with a strong peak along the median trace (Fig. 6b and 6c).

The results of this structural analysis point an average of 8 open fractures (Fig. 9a) in each borehole of the studied area characterized by a dip at around 40-50° (Fig. 9b). A common orientation of these structures can not be clearly determined. The structural analysis also allows us to identify both partial open fractures and sealed fractures. These structures are related to deposition and dissolution processes. In particular we observed fractures which are almost filled by mineral material and also hydrothermal quartz veins. These results indicate that fluid flow including both hydrothermal and weathering processes may have substantially reduced the initial permeability of the fractures. Filled fractures have also been observed on cores and thin section analysis performed show that the mineral material in filled fractured include mostly chlorite, quartz, iron oxide and clay.

Hydrogeological interpretation

The analysis of flowmeter measurements indicates that, at the SEB experimental site, flow is very heterogeneous and localized in few major flow paths (Le Borgne et al., 2007). In general, the results derived from the downhole imagery (optic and acoustic images) show that the schist is more fractured than granite, whereas the flowmeter test show that the granite are more permeable than the schist. Four Hydraulically active zones were identified by analyzing the ambient and pumping modes within B1 (Fig. 11). These inflow zones are located at 78 m, 61 m, 51 m, and 24.50 m depth. Furthermore, we notice that the flow path detected at 61 m depth corresponds to a partial open fracture if we refer to the analyze of the borehole images. Fluid electrical conductivity and temperature (Fig. 11) obtained at 3 months intervals show no change in gradient in the fluid conductivity data suggesting no trace of saline water. The vertical temperature gradient, which helps identifying water bearing fractures, shows no major anomaly. The borehole fluid ph-meter data show a similar pattern for the whole depth of B1 (Fig. 11).

Sonic data

The sonic tool allows us to record logging waveforms corresponding to the propagation of different acoustic waves, such as compressional, shear and Stoneley waves. This borehole method has shown potential to provide information on fracture parameters (Paillet, 1980). In particular the Stoneley waves are sensitive to open fractures that can contribute to fluid flow in the reservoir (Paillet and White, 1982; Hsu et al., 1985; Saito et al., 2004).

First the analysis of sonic signals provides a very accurate measure of the vertical transit-time, which is the reciprocal of the vertical velocity of the formation immediately adjacent to the borehole. This approach enables us to record continuously *in situ* velocities versus depth. Velocity profiles represent an efficient way of mapping lithological variations. Moreover velocity perturbations can also be related to structural features like the presence of open or closed fractures. In particular, an open fracture in a crystalline basement causes a decrease of the acoustic velocity.

In order to study the response of a fracture to acoustic waves, the amplitude of the sonic waveforms is also analyzed. Here we focus on two parameters which are the mean amplitude and the attenuation. The mean amplitude computed at each depth for one receiver is given by:

$$A_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^n |A_i|}{n}$$

where n is the number of points which defines the waveform and A_i the amplitude at each point i . The attenuation α is obtained from the classical formulation:

$$A_2 = A_1 e^{-\alpha \Delta d}$$

with A_1 and A_2 the mean amplitude as defined previously and Δd the distance between the two transducers which is fixed in our case. The energy of acoustic waves may be trapped into an open fracture because of multiple reflections. Consequently an open fracture may induce a decrease of the acoustic amplitude and an increase of the attenuation.

Velocity, amplitude and attenuation profiles obtained for B1 are presented on Figure 10. The velocity profiles exhibit a transition at around 38 m depth. This points out that the schist domain is characterized by lower acoustic velocities than the granite domain. The same trend is observed for the amplitude with higher values in the granite part. Moreover, we observe a strong decrease of the amplitude and the attenuation of the three waves (P, S, and Stoneley) at depths corresponding to the contact zone, which appears showed a rock mechanical damage at the hanging wall of schist and granite contact, this observation brings us one more argument to say that such contact is in fact a branch of the regional fault between schist and granite found by Touchard (1999). The attenuation profiles also present a low velocity perturbation at 23 m depth which may be related to the presence of an open fracture in the schist domain. We notice a low velocity perturbation at 71 m depth on the three profiles. As evocated previously,

this depth corresponds to the hydrothermal quartz vein. Other low velocity anomalies are detected both on V_p and V_s profiles at 45-55 m depth and 78 m depth. We also notice a perturbation at 60.5 m depth for V_p and at 41-43 m depth for V_s . A comparison with borehole images indicates that these velocity perturbations correspond to open fractures. The attenuation of Stoneley wave is more sensitive to permeable fractures, we observe clearly perturbations along the Stoneley attenuation profile at 24, 51, 60, and 78 m) which can correlate with open fractures, as viewed in the borehole images.

Numerical modelling of the electrical resistivity

In order to characterize the pore space due to fractures that largely controls the storage capacity of the crystalline basement at SEB, the identification of fractures and faults is necessary. This task must be completed from the analysis of downhole data such as optical image or acoustic impedance of the surface hole (Fig.10). This observation allows one to detect the presence of fractures. But in order to determine the nature of fractures and its role in the hydrological process, this study is not sufficient. Numerical electrical modelling provides additional information. Due to the electrical potential field, electrical log are sensitive to the volume of the encounter formation (Walsh and Brace, 1984; Katsube and Hume, 1987; Pezard et al., 1988) whereas other log such as optical log or acoustic log are only sensitive to the surface of the borehole. In this case, electrical log enable to provide information on the geometry of fractures and on the fractures network. Through these elements, we get an appraisal of the pore space.

Forward modelling of electrical logs recorded in Hole B1 was performed using the dedicated numerical code (RtEvrest). The iterative process of numerical forward modelling allows one to obtain an accurate resistivity profile for the SEB site. The synthetic (or simulated) log (Figure 11) computed with RtEvrest based on the “earth model” (Fig. 11) matches the field data recorded in B1 (Figure 11).

This “earth model” provides us with a more precise determination of electrical resistivity for the formation, and assesses the presence of fractured zones. Correcting for tool non-linearities, the modelling provides with the Earth model lower resistivity values than that measured *in situ*. Open or mineralized fractures (identified at 23, 51, 60 and 78 m; Figure 11) correspond to minima in the resistivity profile. Other factors may induce decreases of the resistivity as hole and as lithological variations or minerals. In particular, the low resistivity perturbation detected respectively at 44, 66.5 and 68 m depth are related to the quartz veins and pegmatite bands as also viewed in the images log (Fig. 11b).

In order to simulate fractures, thick beds of few millimeters are included in the earth model at depth where resistivity measurements shut down (i.e low raw value of resistivity data). RtEvrest simulation computed synthetic log based on the earth model of these thick beds that represent fractures. The comparison of the synthetic log and the measurement log allows us to provide an accurate thickness for the fractures assuming that the fluid inside the fracture is characterized by the same resistivity as the fluid inside the borehole. The borehole fluid resistivity is equal to 16 ohm.m as measured by the idronaut tool. When the simulated resistivity log computed by RtEvrest based on an earth model matches the measured resistivity log, accurate resistivity profile and the thickness of the fractures done by the earth model are reached. This iterative process allows us to estimate the thickness of open fractures (Fig. 12).

We compared thicknesses estimated from electrical modelling with thicknesses evaluated from borehole acoustic images (see figure 10) taking into account a dip correction. Note that the acoustic thickness estimated on the imagery of wall corresponds to the apparent thickness. To find the real thickness of the fracture, it is necessary to apply a dip correction (Fig. 13 a) using the following formula:

$$d_c = d_a \cos(dip)$$

where d_a and d_c are respectively the apparent thickness and the corrected thickness.

Linear relationship is obtained between acoustic thickness and electrical thickness for several fractures in hole B1 (Fig. 13b):

$$d_a \approx 3d_e$$

From this relation, we can conclude that the acoustic thickness is overestimated of ratio of a 3. This overestimation may be due to the vertical resolution of the acoustic televiewer ($\approx 3\text{mm}$). A high value of dip may also contribute to errors in the estimation of the thickness from acoustic images. Finally we may mention that acoustic and electrical methods provide different information due to different depths of investigation of such methods: the acoustic televiewer only scans the surface dimension of the fracture along the wall of the borehole whereas the electrical tool investigates its volume.

6. Discussion

One of the objectives of this study is to be able to represent the geological complexity of a site in two manners qualitative and quantitative, this starting from a set of downhole measurements. The downhole geophysical tools have been deployed in fourth boreholes at the Stang Er Brun experimental site and allowed to delineate the distinct lithologies, but also to identify the fault zone and transmissive fractures. The sources of information for a complete characterization of naturally fractured crystalline basement include core analysis, geophysical measurements and imagery data, outcrops, and well flowmeter test data. Each one of these sources provides information about the basement at different scales.

Comparing the results of the pseudogeology classification to the geophysical downhole images shows a fair agreement regarding lithological boundaries and rock types. However, the petrophysical (*in situ* and laboratory) study shows that the altered schist zones and the fresh schist zones behave differently and the altered and fresh granite have almost identical physical properties. These two main lithologies (schist and granite) can also therefore be distinguished clearly by their petrophysical properties classification. Petrophysical properties of rocks, like electrical resistivity and acoustic waves velocities, are mainly affected by their mineral composition. Furthermore, porosity and alteration have their own influence on petrophysical parameters (Belghoul et al., 2008, in prep).

The fractures detected using the previous methods and models are summarized in Figure 14. The ABI and OBI tools record the trace of every fracture. Open fractures are more clearly defined on acoustic images (the optical allow for the direct viewing of the lithology and structure such as fractures, foliation and alteration), and the ABI tool indicates several fractures below this depth that may be permeable, besides an interval of significant borehole enlargement and low acoustic reflectivity (70.4 m to 72.4 m from B1 hole). The fractures that appear as open in B1 hole are not necessarily transmissive since they may be closed or filled in the vicinity of the borehole. Few fractures interpreted as open from geophysical measurements contribute significantly to flow. The similar results were also obtained in the other sites (Paillet, 1993; Native et al., 2003; Hardin et al, 1987). Another possible reason for not detecting all open fracture observed in the imagery logs that the transmissive fractures in the heat pulse flowmeter tool it could be that the thin fractures are below the size flowmeter resolutions and the others will be beyond the limit of detection. From the analysis of optical and acoustic high resolution images in B1 hole, a total of 7 open fractures could be identified as open fractures, where 11 and 9 open fractures have been identified from electrical and acoustic data modelling (Fig. 14). The majority of them are localized in the granite and, fault zone, consequently the fracture density in the schist zone are much higher, where only one

open fracture is present. In general, there is however, high consistency in results between the images, acoustic and electrical modelling, except where the alteration of minerals are present, and then using electrical or velocity need to be interpreted in tandem with the others imagery tools.

The electrical method shows three more fractures than the other methods at 44, 66.5, 68 m, which can be interpreted at the first time as the decrease of electrical resistivity across an open fractured zones, but after corroboration with the optical images, the decrease of electrical resistivity are not caused by fluid flow but from the crystallisation and lithology change or mineral alteration changes (vein and pegmatite band). The electrical resistivity, sonic and imagery show a high number of open fractures in the fault zone, and also characterize well the sealed fractures and the type of minerals filled, the imaging tools are the only which can clearly identified the fractures features (dip, azimuth, etc.) intercepted within the borehole. From the optical and acoustic images, open fractures in the vicinity of the borehole surface may be identified and differentiated from fractures filled either with clays, quartz or chlorite. The local aperture of fractures may be characterized from a local increase in acoustic transit time data along the trace. Whereas the flowmeter test can be only used for the estimation of fluid flow in the open fractures. A common method consisted of evaluating the fracture in the basement aquifer is by combining imaging tools with the others results such as borehole geophysical and hydrogeological tools

7. Conclusion

In this paper, geophysical methods used in the crystalline basement at the Stang Er Brune experimental site have been presented. The four boreholes crossed the same lithology: schist at the top and granite bellow, separated clearly by a normal fault zone. The measurements of borehole imagery showed that the fractures sets were more organized in azimuth in the granites than in the schists.

The comparison of manual picking of fractures from imagery measurements with electrical and acoustic modelling showed that these different methods could be used to distinguish which fractures are opened and which are closed, and that each method gave complementary results. In some case the low resistivity and P wave velocity are also associated to the fractures enriched with fluids and altered minerals. We found that the P wave, Stoneley wave attenuation and electrical resistivity increased in the granite zone while the number of fractures decreased and all signals were found to decrease in front of permeable fractures. The

open fractures were highly developed in the SEB site, especially in granite zones and some of them seemed to have strongly controlled the creation of the reservoir at the SEB site. The borehole geophysical measurements and imagery were sensitive to fractures which are opened near the borehole. In the contrary, the flowmeter tests, which can not react to all open fractures, confirmed the presence of few individual fractures which are associated to major inflow zones.

The effective integration of the different geophysical methods, hydrogeological tests and geological description was the best way to characterize the fractures in the crystalline basement at the Stang Er Brune.

Acknowledgement

This work was partly funded by the European projects “ALIANCE” (contract EVK1-CT-2001-00091), and by the city of Plœmeur. Olivier Bour and the Geosciences Group at the University of Rennes gave considerable assistance in the site selection process and have provided storage facilities for the drill core. We also wish to thank the CNRS for their financial support, through the INSUE project “ORE H+”.

References

- Aquilina, L., de Dreuzy, J.R., Bour, O., Davy, P. 2004. Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forets geothermal site. *Geochim Cosmochim Acta* 68:2405-2415.
- Ayadi, M.; Pezard, P. A., Laverne, C. and Bronner, G., 1997, Multi-scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, I: stratigraphy of eruptive products and accretion processes. In : Harvey, P.K.. and Lovell, M.A. (eds) *Core-Log integration*, Geological Society, London, Special Publications, 136: 297-310
- Berckhemer, H., Rauen, A., Winter, H., kern, H., Kontny, A., Lienert, M., Nover, G., Pohl, J., Popp, T., Schult, A., Zinke, J., and Soffel, C. 1997. Petrophysical properties of the 9-km-deep crustal section at KTB. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 102, NO. B8, Pages 18,337-18,361, August 10.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., and Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic Sr, Nd, Pb and O geochemical data to the study of source rocks characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett* 74, 235–250.
- Boulvais, P., Vallet, J.M., Estéoule-Choux, J., Fourcade, S., and Martineau, F., 2000. Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology* 168: 211-223.
- Ellis P.A., Riley M.S., Greswell R.B. and Isakov E.B. 2004. Report on the Plœmeur site

- construction, geology and structure. University of Birmingham, U.K. February 2004.
- Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H., Villemin, T. 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *Journal of geophysical Research*, VOL. 102, NO. B7 Pages 15,419-15,431, July 10, 1997.
- Goldberg, D., Burgdorff, H. 2005. Natural fracturing and petrophysical properties of the Palisades dolerite sill. Geological society, London, Special Publications, 240, 25-36.
- Hardin, E.L., Cheng, C.H., Paillet, F.L., Mendelson, J.D. 1987. Fracture characterization by means of attenuation and generation of tube waves in fractured crystalline rock at Mirror Lake, New Hampshire, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 92, NO. B8 PAGES 7989-8006, JULY 10.
- Helm-Clark, C.M., Rodgers, D.W., Smith, R.P. 2004. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalts. *Journal of Applied Geophysics*, 55 3-38.
- Henry, F. 2005. Characterization of borehole fractures by the body and interface waves.). PhD thesis, Delft University of Technology. The Netherlands.
- Hornby, B. E., Johnson, D.L., Winkler, K. W. and Plumb, R. A. 1989. Fracture evaluation using reflected Stoneley wave arrivals, *Geophysics*, vol.54, p1274-1288.
- Hsu, K., Brie, A. and Plumb, R. 1985, A new method for fracture identification using array sonic tools, *SPE* 14397.
- Ildefonse, B., Pezard, P., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODPSite 735, Southwest Indian Ridge. *Tectonophysics* 330, 69–92.
- Le Borgne, T; Paillet, F; Bour, O; Caudal, J-P. 2006. Cross-Borehole Flowmeter Tests for Transient Heads in Heterogeneous Aquifers. *Ground Water*, Volume 44, Number 3, May-June 2006 , pp. 444-452(9).
- Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M. Gouze, P., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, P., Ellis, P., Isakov, E., Last, B. J., and Pezard, P., 2007. Multi-method investigation of fracture connectivity in crystalline rock. *Journal of Hydrology*...
- Luthi, S. M., and Souhaité P., 1990. Fracture apertures from electrical borehole scans, *Geophysics*, Volume 55, Issue 7, pp. 821-833 July.
- Luthi, S. M., 2001. *Geological Well Logs*. Springer-Verlag New York, Inc; 1 edition.
- Luthi, S. M. 2005. Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques: application to basement reservoirs in Vietnam. Geological society, London, Special Publications, 240, 95-106.
- Katsube T. J., and Hume J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs, *Geophysics*, 52, 342-352.
- Lauer-Leredde, C., Pezard, P., Touron, F., and Dekeyser, I. 1998. Forward modelling of the physical properties of ocean sediment: constraints from core and logs, with palaeoclimatic implications.
- Mattsson, H., Thunehed, H., and Triumf, C.A., 2003. Compilation of petrophysical parameters from rock samples and in situ gamma-ray spectrometry measurements. SKB P-03-97, Svensk

Kärnbränslehantering AB.

- Van Meir, N., Jaeggi, D., Martin; Loew, S., Pezard, P., Lods, G., 2007. Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data. *Hydrogeology Journal*, Volume 15, Number 2, March, pp. 225-240(16).
- Nativ, R, Adar, E., Assaf, L. and Nygaard, E. (2003) Characterization of the hydraulic properties of fractures in chalk. *Groundwater*, 41, 532-543. 571.
- Paillet, F.L. 1980. Acoustic propagation in the vicinity of fractures which intersect a fluid-filled borehole, *Trans, Soc. Prof. Well Log Analysts*, 21 th Ann. Symp., Paper DD.
- Paillet, F.L., White, J.E. 1982. Acoustic modes of propagation in the borehole and their relationship to rock properties, *Geophysics*, 47, 1215-1228.
- Paillet, F.L. 1993. Using borehole geophysics and cross-borehole flow testing to define hydraulic connections between fracture zones in bedrock aquifers. *Journal of Applied Geophysics*, 578, Volume 30, Issue 4, Pages 61-279. 579.
- Paillet, F.L., and Reese, R.S. 2000. Integrating borehole logs and aquifer tests in aquifer characterization: *Ground Water*, v. 38, no. 5, p. 713-725.
- Peching, R., Haverkamp, S., Wohlenberg, J. 1997. Integrated log interpretation in the German Continental Deep Drilling Program: Lithology, porosity, and fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 102, NO. B8 PAGES 18,363-18,390, AUGUST 10, 1997.
- Pezard P.A., and Luthi S.M., 1988. Borehole Electrical Images in the Basement of the Cajon Pass Scientific Drillhole, California; Fractures Identification and Tectonic Implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1017-1020.
- Pezard, P.A. et al., 1999. Physical properties of granite, with application to nuclear waste storage in subsurface.
- Peucat, J. J., Jegouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett* 88, 60–68.
- Revil, A., Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophys. Research. Letters* 25: 691-694.
- Saito, H., Hayashi, K., and Likura, Y. 2004. Detection of formation boundaries and permeable fractures based on frequency-domain Stoneley wave logs. *Exploration Geophysics*, 35, 45-50.e
- Serra, O., and Serra, L. 2003. *Diagraphies. Acquisition et applications. Serralog. Technip, Total Fina Elf*
- Stober, I., Bucher, K. 2006. Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal*, 15: 213-224.
- Stober, I. 1996. Researchers study conductivity of crystalline rock in proposed radioactive waste site. *EOS Trans Am Geophys Union* 77:93-94.
- Tang, X. M. and Cheng, C.H. 1996. Fast inversion of formation permeability from Stoneley wave logs

- using a simplified Biot-Rosenbaum model. *Geophysics*, 61, 639-645.
- Tang, X. M., Cheng, C. H., and Toksoz, M. N. 1991. Dynamic permeability and borehole Stoneley waves: A simplified Biot-Rosenbaum model. *J. Acoust. Soc. Am.*, 90, 1632-1646.
- Touchard, F. 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: Site de Ploemeur (Morbihan). PhD thesis, Geosciences Rennes.
- Tsang, C.F., Hufschmied, P., Hale, F.V. 1990. Determination of fracture inflow parameters with a borehole fluid conductivity logging method. *Water Resour Res* 26(4):561-578.
- Zamora, M., Pezard, P.A., Ito, H., 1999. Acoustic properties of granitic rocks from the GSJ Hirabayashi hole, Nojima Fault, Japan. Trans. GSJ meeting on Hirabayashi drilling, Tsukuba, Japan. Nov. 22-23, 1999.
- Walker, D., Rhén., Gurban, I. 1997. Summary of hydrogeological conditions at Aberg, Beberg and Ceberg. SKB Technical Report, TR 97-23, SKB, Stockholm, Sweden.
- Vignerresse, J. L., 1987. La zone cisailée sud armoricaine est elle une structure en fleur, *C. R. Acad. Sci. Paris* 304, 754-749.
- Walsh, J.B., and Brace W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks, *J. Geophys. Res.*, 89, 9425-9431.
- Zemanek, J. and Caldwell, R. L. 1969. The borehole televiwer – a new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection, *J. Petr. Technol.*, V 25, pp 762-764, June .

Wells/ Fracture topology	B1	B2	B3	F22
Open fractures	7	9	8	7
Sealed fractures	129	125	107	60
Partial open fractures	25	42	32	

Table 1: Summary of fractures density in the 4 holes at the SEB site.

Holes	Depth (m)	Acoustic thickness (mm)	Dip (°)	Corrected acoustic thickness (mm)	Electrical thickness (mm)
B1	40.8	6.0	10.1	4.8	0.5
	50.9	9.3	37.0	7.4	2.7
	60.4	3.2	31.1	2.7	1.5
	78.3	6.0	38.4	4.7	2.1
B2	78.7	5.0	15	4.8	1.2
	55	11.6	32.9	9.7	3.5
	58	17.3	31.4	14.8	3.5
	97.5	4	52.7	2.4	0.4
B3	98.5	3	59.2	1.5	0.4
	36.5	28	83.88	2.9	1.5
	80.4	40	84.55	3.8	1.3

Table 2: Summary table of the results between acoustic and electrical thickness.

List of Figures:

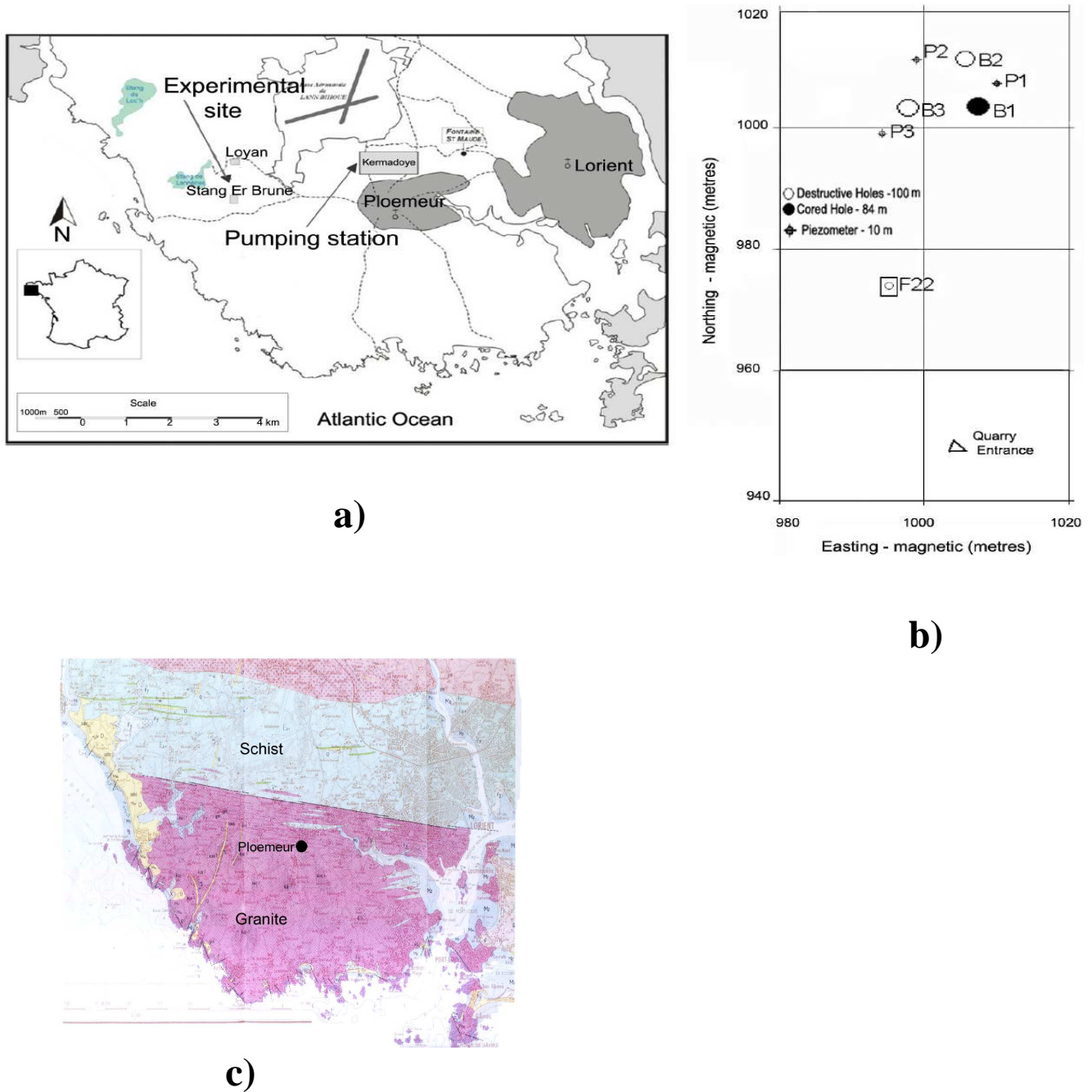


Figure 1: a) Location of Ploemeur, near Lorient, on the south coast of Brittany (France), with that of the Stang Er Brune experimental site. b) Experimental site layout in relation to borehole F22 and the stone quarry. c) The local geological setting after Horrenberger, 1969, Lorient 383, 1:50,000.

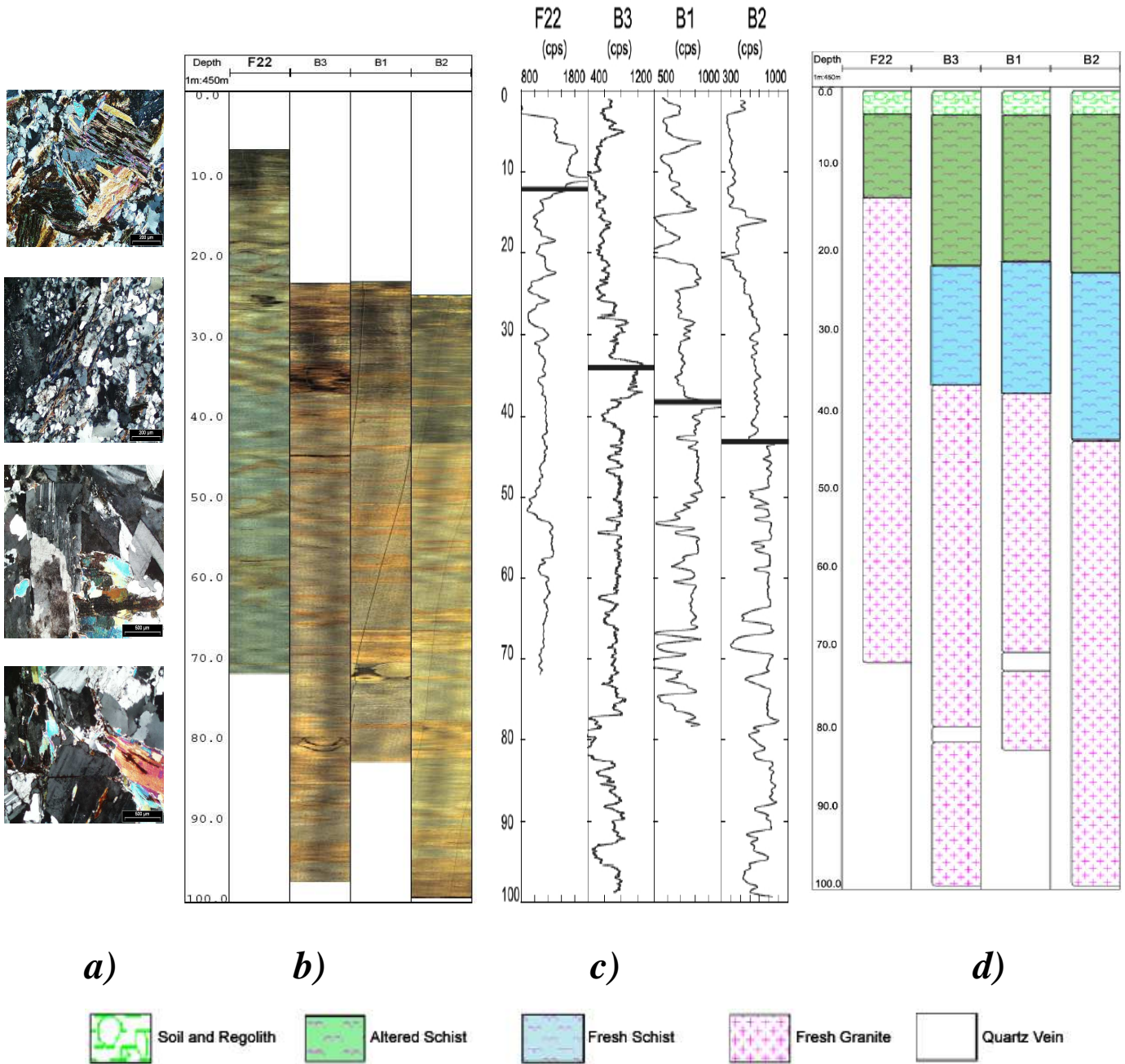


Figure 2: a) Representative thin section photographs of B1 from top to the bottom: altered schist at 4.60 m, fresh schist at 34.30 m, altered granite at 52.60 m, and fresh granite at 60 m, showing textural and mineralogical differences primarily related to various degrees of alteration. b) Downhole images records from F22, B2, B1 and B3 holes. c) Downhole spectral gamma records from F22, B2, B1, and B3 holes. d) Lithological profile of: F22, B2, B1 and B3.

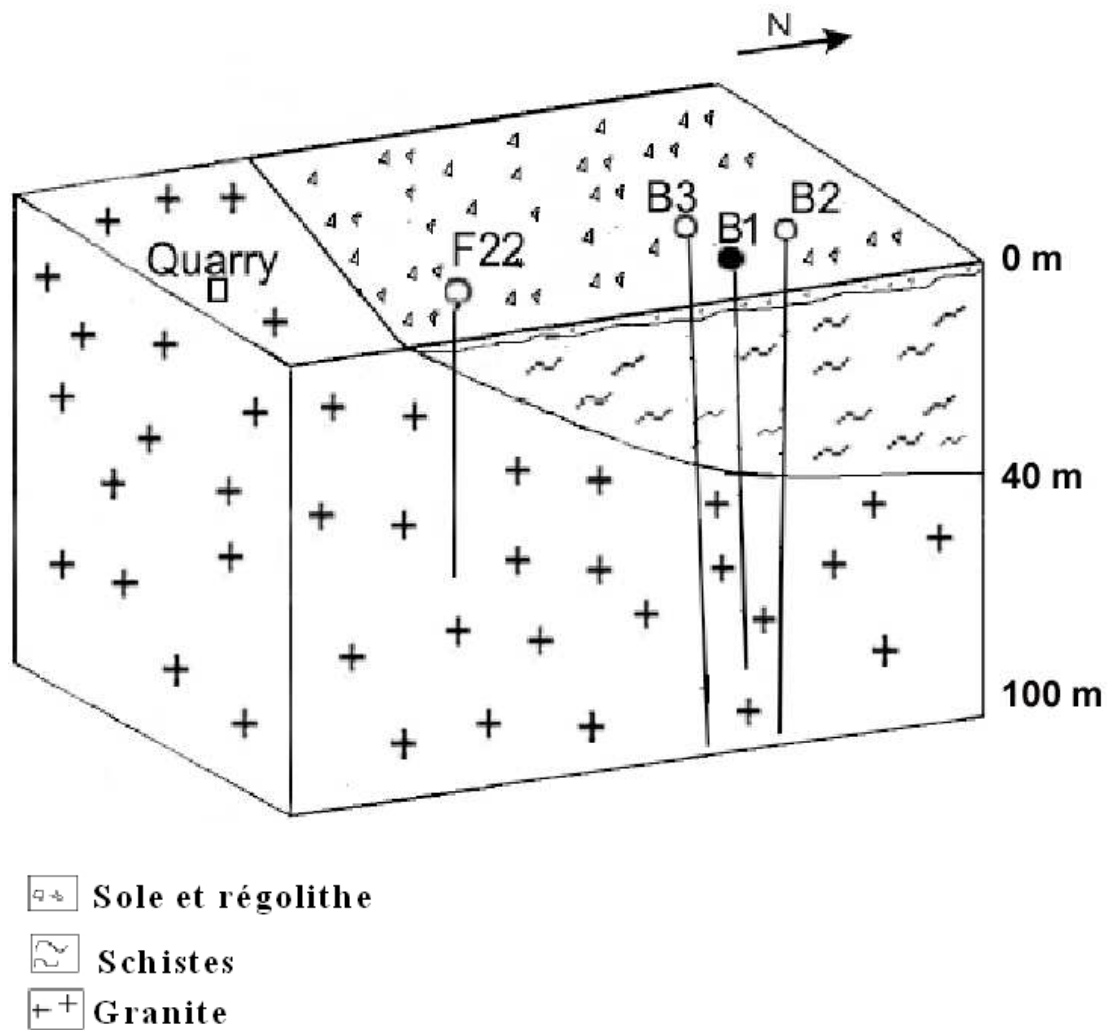


Figure 3: 3D geological model of the SEB experimental site, showing the granite schist contact and low angle normal fault.

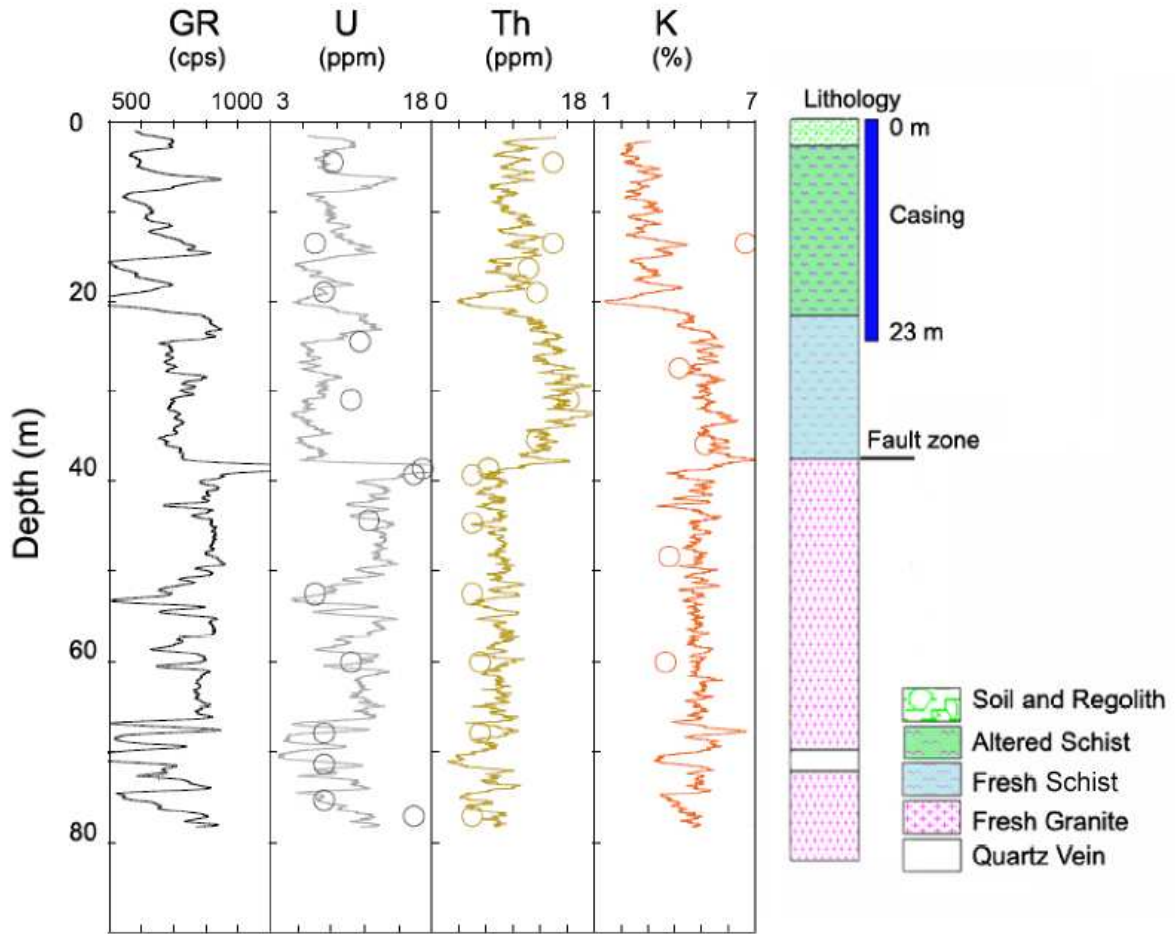


Figure 4: Downhole measurement of petrophysical properties in B1, showing the impact of the fault zone above 40 m. From left to right: total natural gamma radioactivity (cps, black trace), uranium concentration (ppm, grey trace), Th concentration (ppm, brown trace), potassium concentration (% , orange trace). And first order lithologic description. The plastic tubing protecting the top of the hole extends down to 23 m. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

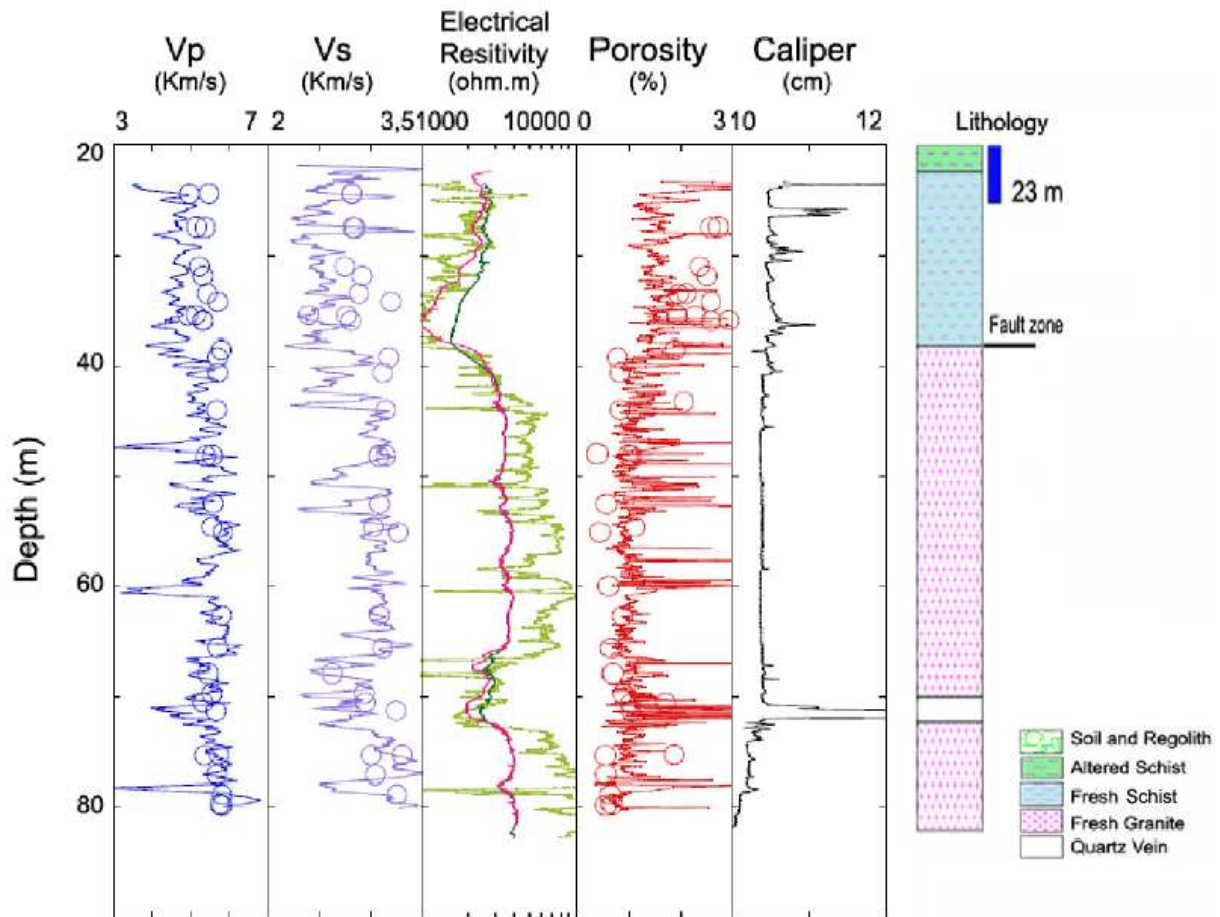
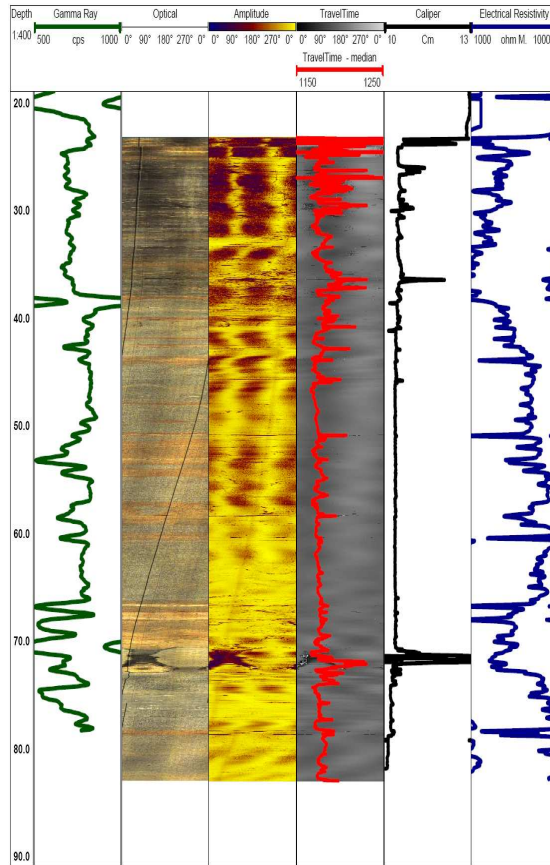
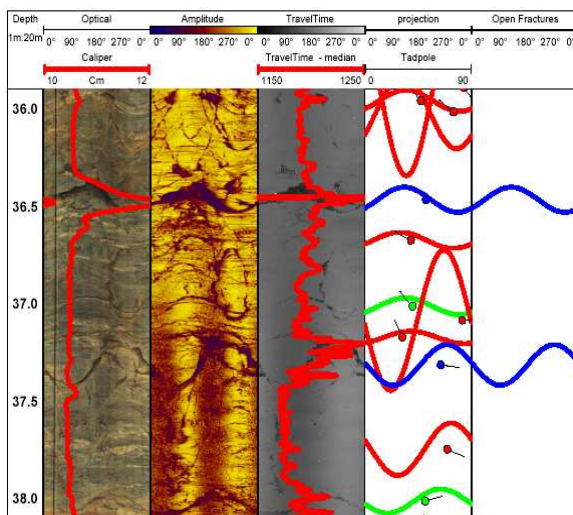


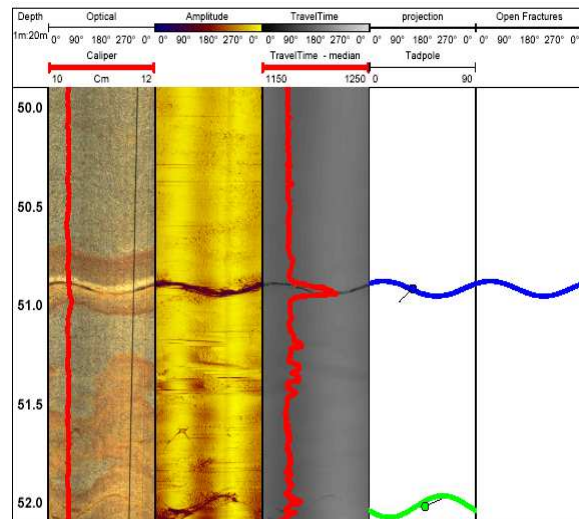
Figure 5: Downhole measurement of petrophysical properties in B1, showing the impact of the fault zone above 40 m, and large near vertical open fractures near the base of the hole. From left to right: compressional wave velocity (km/s, blue trace), shear wave velocity (km/s, blue trace), electrical resistivities ($\Omega.m$, green for LL3, pink for SN traces and pale green for LN), computed porosity (% , red trace), borehole diameter or “caliper” (cm, black trace) and first order lithologic description. The plastic tubing protecting the top of the hole extends down to 23 m. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles



a)



b)



c)

Figure 6: a) From high resolution borehole wall images. Optical (left), acoustic-amplitude (center) and acoustic transit-time (right) images were analyzed, the compressed scales such as 1/400 are used for a quick overview and lithological interpretations, b) Downhole fractures mapped in the schists in B1 . c) Downhole fractures mapped and in the granite in B1, with identification of open features at the borehole wall from transit-time acoustic images (left). More expanded scales such as 1/20 or 1/10 are used for more detailed fractures interpretations.

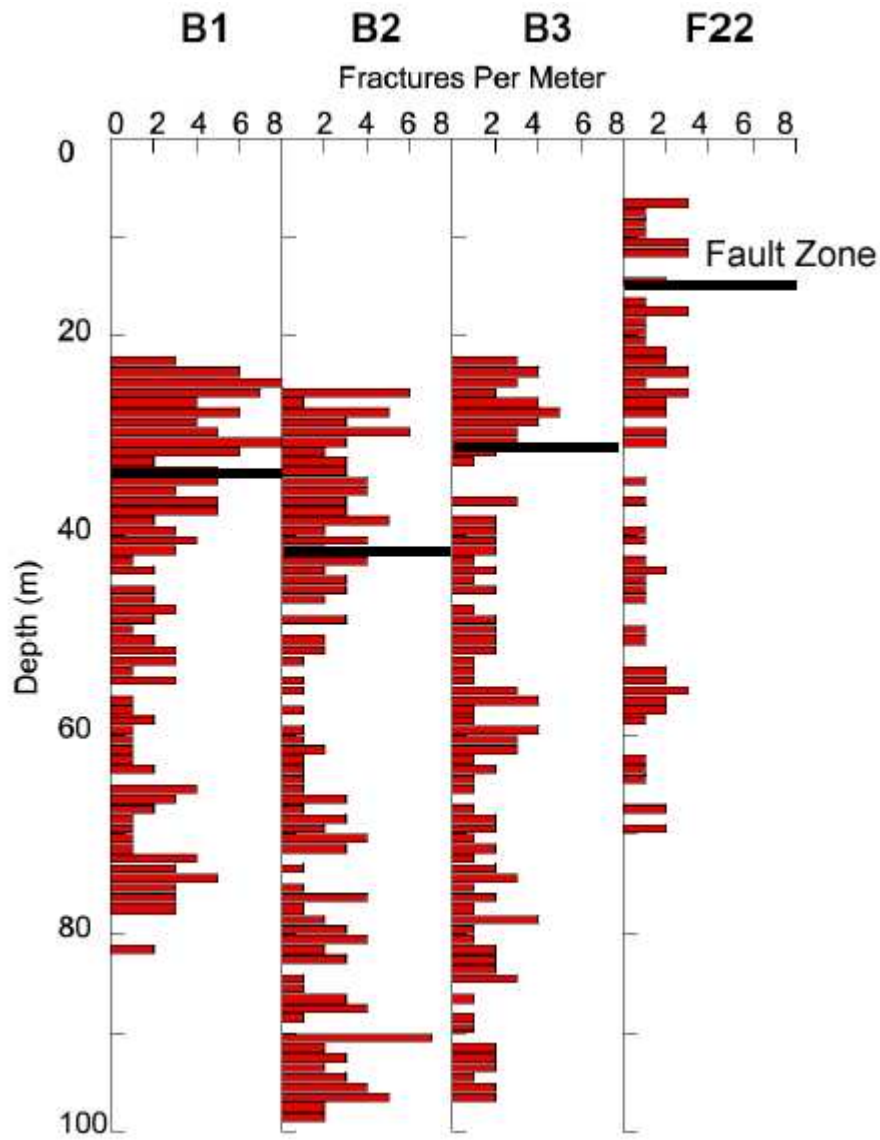
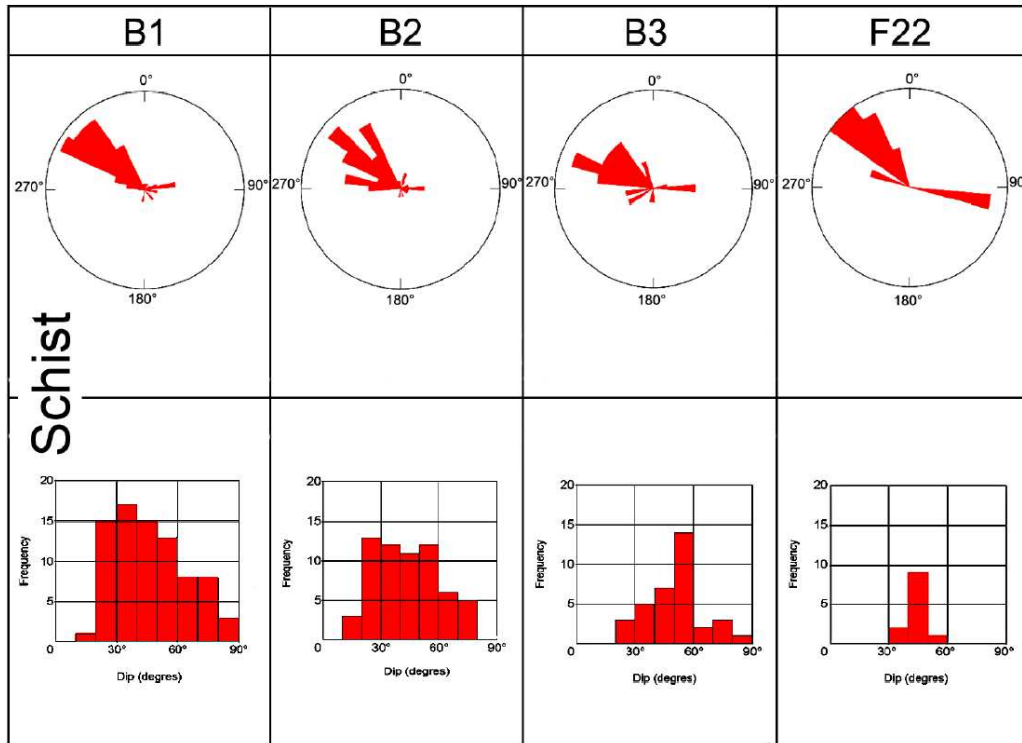
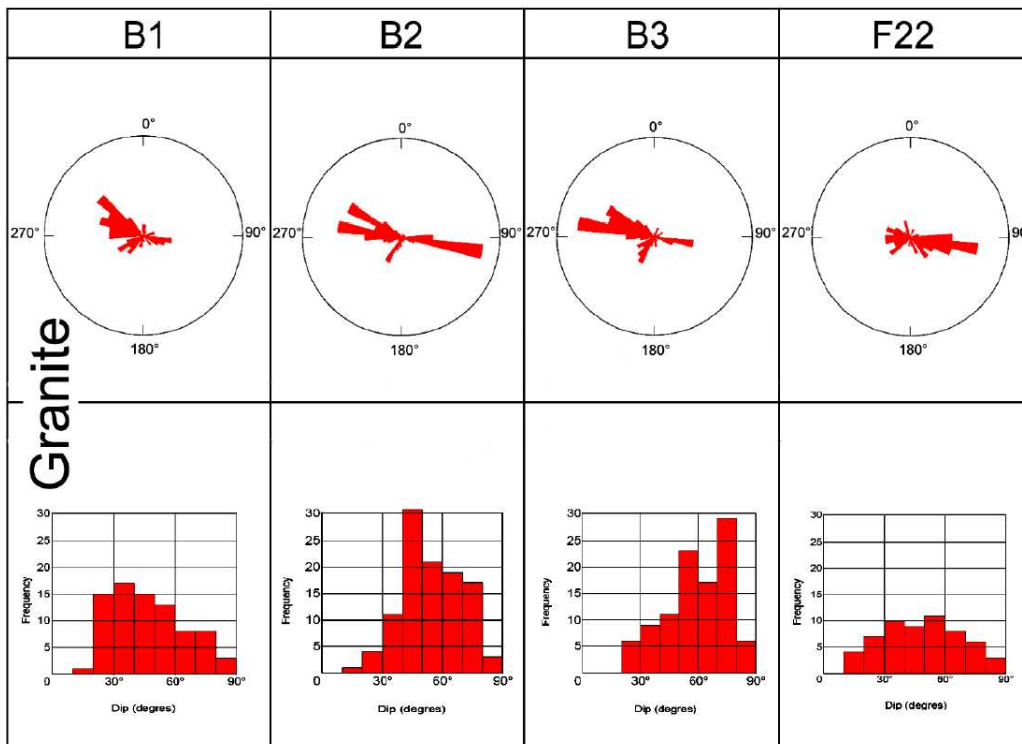


Figure 7: Downhole fracture density from B1, B2, B3, and F2, mostly from image analysis.



a)



b)

Figure 8: Downhole fractures orientation and dip angle distribution in the 4 holes of the Stang-Er-Brun site for: a) the schist b) the granite.

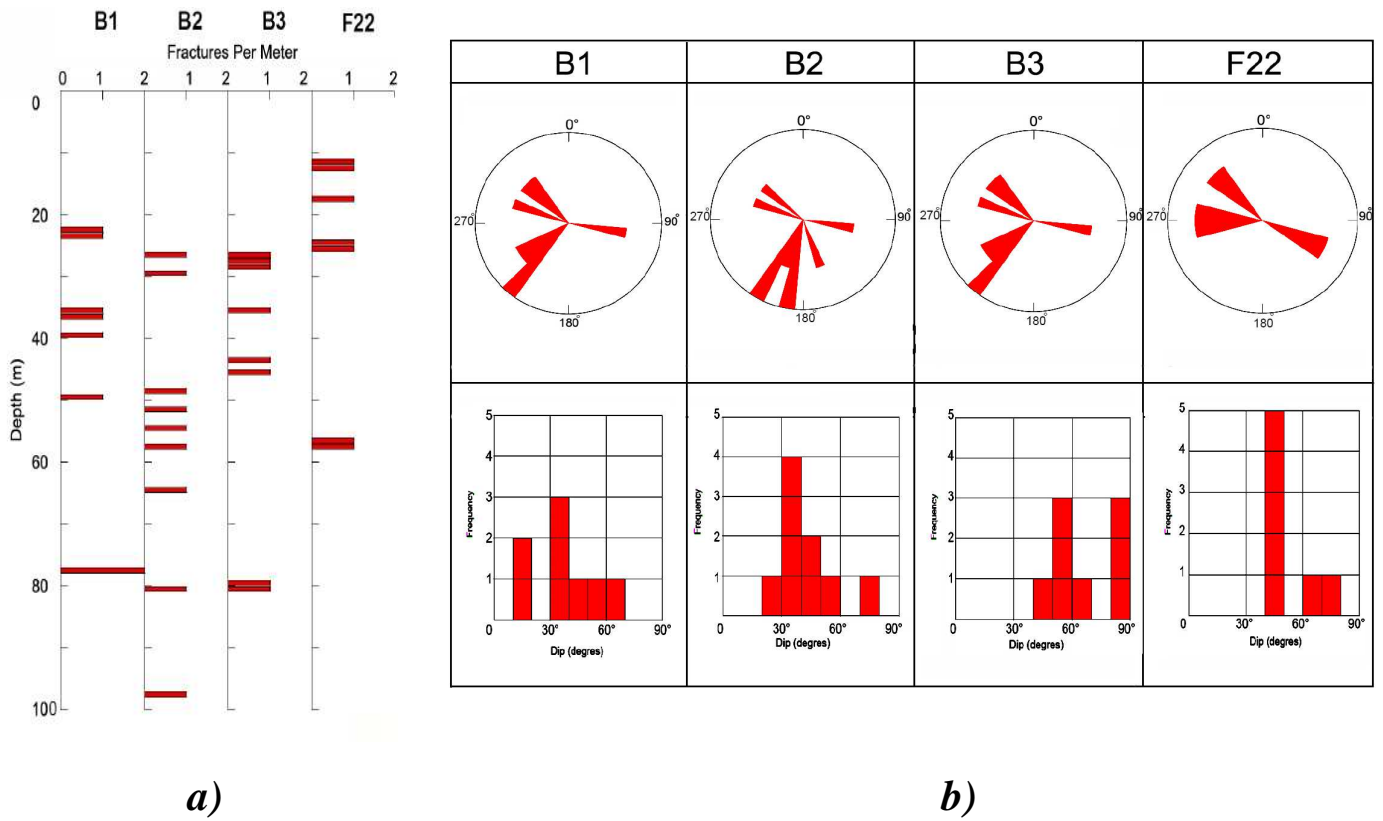


Figure 9: a) Downhole fracture density for open fractures (classification from downhole images measurements), in the 4 holes of the Stang Er Brune. b) Downhole fractures orientation and dip angle distribution of open fractures (classification from downhole images measurements), in the 4 holes of the Stang Er Brun site for the open fractures.

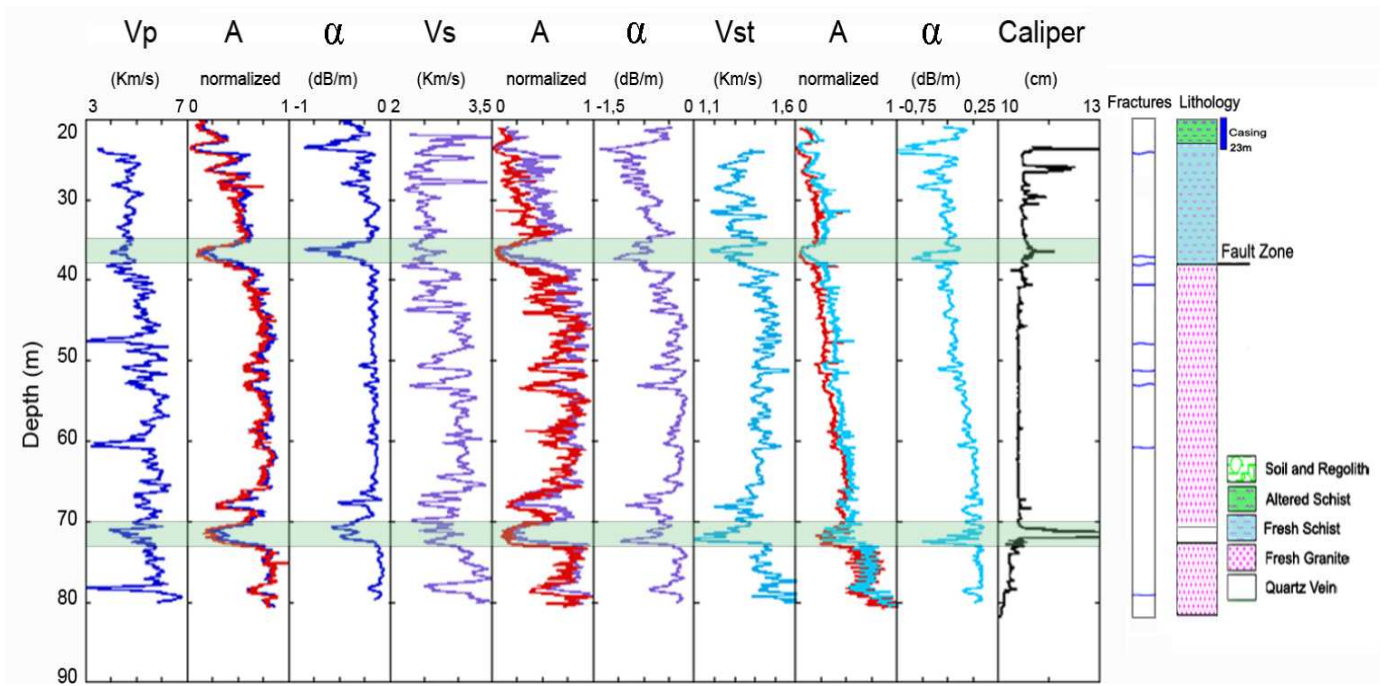


Figure 10: Downhole measurement of acoustic properties in B1, showing the impact of the fault zone above 40 m, and large near vertical open fractures of the hole. From left to right: compressional wave velocity (km/s, blue trace) amplitude (red and blue traces) and attenuation (dB/m, blue trace), shear wave velocity (Km/s, purple trace), shear amplitude (red and purple traces) and shear attenuation (dB/m, purple trace), Stoneley wave velocity (Km/s, cyan trace), shear amplitude (red and cyan traces), shear attenuation (Db/m, cyan trace) and borehole diameter or “caliper” (cm, black trace) in open hole. And first order lithologic description. The plastic tubing protecting the top of the hole extends down to 23 m.

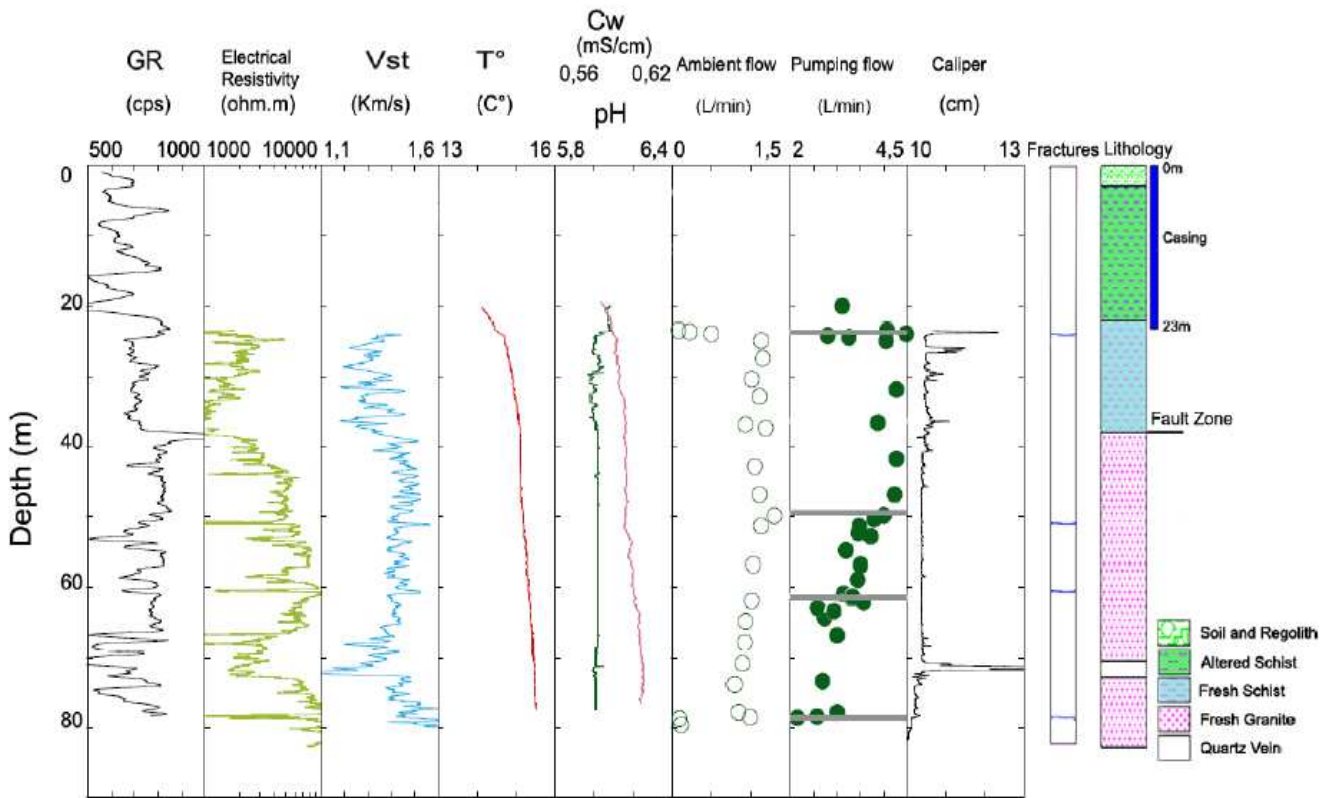
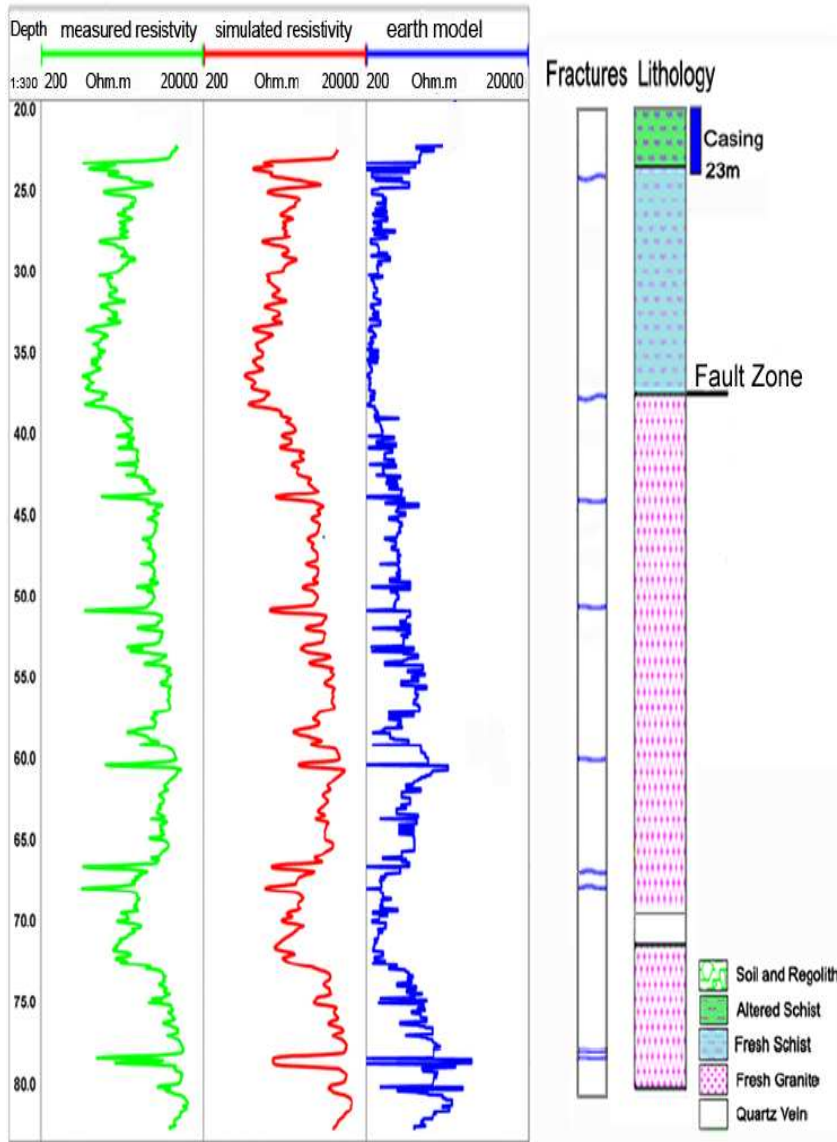
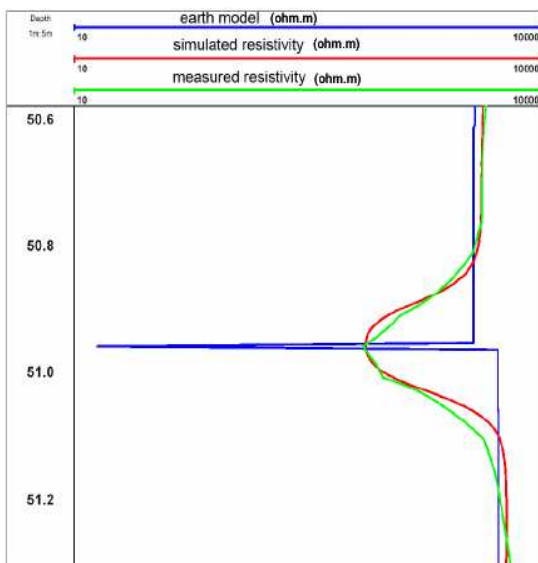


Figure 11: Downhole measurement of the fluid borehole, the mean fluid temperature is 15°C, electrical conductivity is 0.6 mS/cm, and the pH is 6. Typical fluid electrical conductivity measurement for vertical fluid velocity (flow rate in $l.min^{-1}$) from a heat pulse single borehole flowmeter in ambient condition, vertical flow rate during a pumping test at $3 l.min^{-1}$. And first order lithologic description.

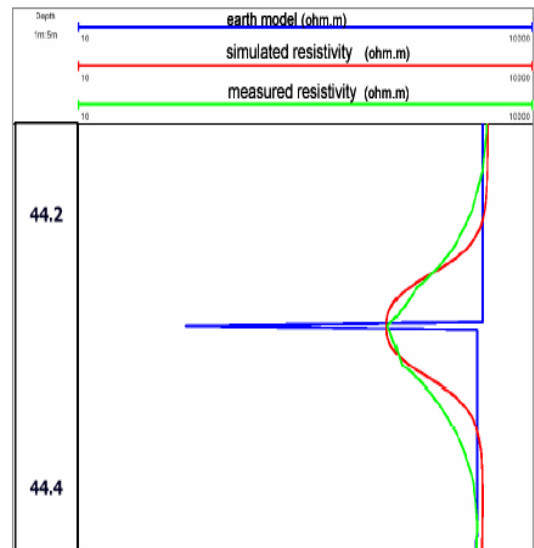
The plastic tubing protecting the top of the hole extends down to 24 m.



a)



b)



c)

Figure 12: a) Forward numerical modelling of LL3 electrical resistivity data in hole B1 with Earth model (blue), computed LL3 (red) and measured LL3 (green). The electrical resistivity of the rock drops in front of fracture zones (i.e. 24.5, 44.5, 51edf, 61, and 78 m) and pegmatite body veins horizons (i.e. near 66, and 67m). b) Example from zonation of open fracture at (51 m). c). Example from zonation of sealed fracture at (44 m).

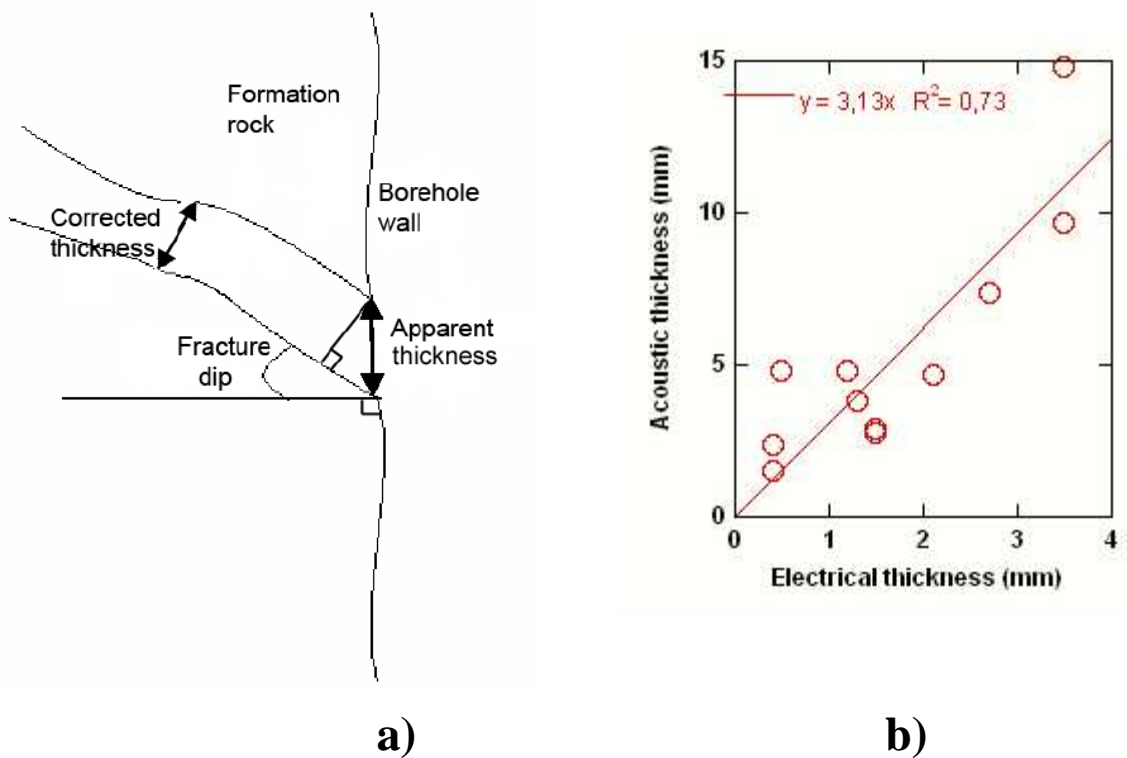


Figure 13: a) Apparent acoustic thickness and the corrected acoustic thickness. a) Comparison between electrical thickness measured from electrical modelling simulation and acoustic thickness measured from the travel time image.

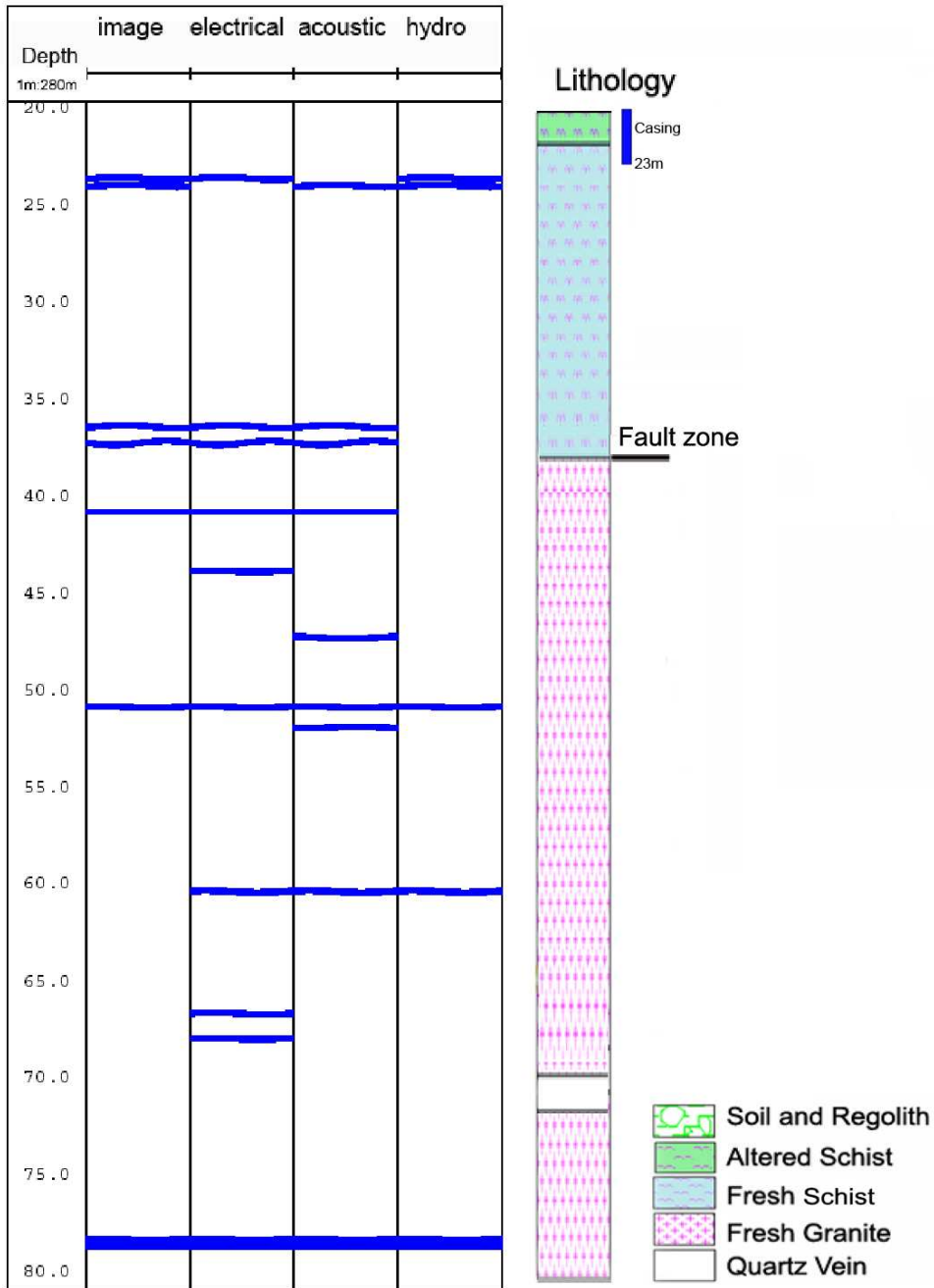


Figure 14: Open fractures synthesis from borehole images, electrical and acoustic measurement, and heat pulse flowmeter.

Spontaneous potential responses in crystalline basement: field and laboratory results

Abstract

The self potential (SP) has been recorded *in situ* in a cored borehole (B1) located in the crystalline basement of Ploemeur. Additional laboratory measurements have been made on crushed rocks samples coming for B1 in order to understand the origin of the signal. The results have shown that the SP generated during ambient and pumping mode did not have any electrokinetic origin, even if there are transmissive fractures. The essential features observed of the SP anomalies in the borehole were commonly due to the chemical origin: change of the lithology and presence of the pegmatite and quartz veins. These types of vein act as clay membranes, allowing only the cations to move from the more concentrated permeable formation to the borehole. The zeta potential was then deduced from the streaming potential on the crushed rocks samples in laboratory. The samples represented four different types of lithology: altered and fresh schist and granite. All the studied samples exhibited the same linear behaviour: The absolute value of the streaming potential coupling coefficient and of the zeta potential decreased with a decrease of grain size and fluid conductivity. The zeta potential was affected by the alteration, and varied with the different mineralogy of samples, with absolute values ranging from 0 to 60 (mV).

Key words: spontaneous potential, streaming potential, electrochemical potential, granite, schist, crystalline basement.

1 Introduction

The geophysical method spontaneous potential (SP) has been used in the oil industry since 1927, when the Schlumberger brothers adapted and applied the method of SP for the hydrocarbons and metalliferous layers research. This method measures the natural *in situ* electrical potential of the rock formation. The electrical potential ranging usually from a few millivolts to a few tens of millivolts; SP more rarely can reach values of a few hundreds millivolts and much more (Mainali, 2006). The SP can be generated principally by any variation of flow rate (streaming potential), concentration gradient of ionic charges (electrochemical potential), and temperature gradient (electrothermal potential). For this reason, various field applications of SP were undertaken: the characterization of geothermal resources (Anderson and Johnson, 1976; Corwin and Hoover, 1979; Revil and Pezard, 1998), the prediction of earthquake and volcanic activity (Wang et al., 1975; Byerlee and Maurice, 1993; Revil and Saracco, 2003), the chemical or bacterial pollution monitoring (Naudet et al., 2003), but also the electroseismicity and seismomagnetic survey (Martner and Sparks, 1959; Haartsen et al., 1998; Bordes et al., 2006) and hydrological applications (Sailhac et al., 2004). In recent years, the method has enjoyed a renewed interest for the hydrogeophysics. The advantages of the SP are the low cost of the instrument, and it offers a fine characterization in space and time (thanks to the recent technological progress in measurements of the low amplitude signals) (Maineult, 2004). However, disadvantages can arise from small signal/noise ratios, and a change of SP can correspond to various physical-chemical-thermal origins. The multiplicities of phenomena causing the SP introduce difficulties in the signal interpretation. Then, it is important to understand the causes of the signal and to separate them. If the SP method can be applied successfully for multiple cases, however, the disadvantages cited above make necessary more investigations. The SP signal interpretation obtained in the field can be improved with the help of a better geological characterization of the medium, and with petrophysics laboratory measurements.

Many works have performed recently in laboratory on elektrokinetic measurement: The majority of the studies focus on the streaming potential, and the influence of the physical and chemical parameters such as the water salinity, the permeability (or/and the grain size), the pH, the temperature, and the water-gas saturation (Ishido and Mizutani, 1981; Morgan et al., 1989; Guichet et al., 2003, 2006; Lorne et al., 1999a; Bernabé et al., 2003; Jouniaux et al., 2000). Others laboratory results concerning the electrochemical effect can be found in (Maineult et al., 2004).

The main objective of this paper is to study the SP in crystalline basement, and try to find the origin of the SP which can come from multiple causes. This objective requires using different specialities: geology, hydrogeology, geophysics, geochemistry, etc... To gather this aim, we chose a site located in Ploemeur (Brittany) in a crystalline basement with a very low permeability matrix. A circulation of fluid was observed in multiples fractures (Le Borgne et al., 2007).

This experimental site has been developed and surveyed in the framework of two projects: (1) the European project ALIANCE (Advanced Logging Investigations of Aquifers in Coastal Environments) which was created with an aim of developing and testing new geophysical tools, hydrological tools, methods and scientific approaches to obtain an improved description of the subsurface and fluid properties. Thanks to this support, a new high precision toll was developed for the measurement of the spontaneous potential (SP) in boreholes and depth of 100 meters, and a new laboratory cell for the electrokinetical measurements was developed. (2) the Environmental Research Observatory (H⁺ ORE) devoted to the characterization and to the modelling of fluid flow and solute transfer in heterogeneous aquifers.

In the following sections, we present the geological site of Ploemeur focusing on the lithology and the fracturation, and then we present the theoretical background of the electrokinetic and electrochemical effects. In the last sections, the downhole geophysical measurements are analysed, and also laboratory results are presented in relationship with the SP measured in the field.

2 Geological settings

The Stang Er Brun (SEB) experimental site is located in the southern section of the Armorican Massif of France, which is composed principally of metamorphic rocks and granitoides. The SEB is situated (Fig. 1a) in the city of Ploemeur (Morbihan), a few kilometers to the West of the port town of Lorient (47°44'N 03°28'W, UTM (WGS84) 464410E 5287510N), and is about 1.5 km from the coast. A total of six new boreholes were drilled, separated by only a short distance from one to each other (Fig. 1b). Just one wire-line was cored down to 84 m borehole (B1), and two others 100 m were destructives boreholes (B2, B3). For the three other holes, the depth was just 10 m (P1, P2, and P3), and shallow piezometers were cased with PVC tube and cemented down to ~3m through the soil and regolith zone. The 100 meter deep holes were cased and cemented to the base of the

weathered zone until ~25 m. The site was chosen based on the available geological data from surface outcrop and the nearby borehole (F22).

Gravity measurements of the Ploemeur granite indicate that it extends to a depth of 0.8 km below the surface (Vignerresse, 1987). Dating using Rb/Sr isotopes gives an age of 304 ± 6 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985), and the source of the granite is thought to be from the partial melting of mixed sedimentary and meta-sedimentary rocks (Peucat et al., 1988). The lithology profile was constructed from the high quality of the coring in B1, with recovery close to 90 %. This lithologic column was completed and improved with cuttings analysed versus depths (drill chips were analysed by P. Eliss, 2004) with fourteen thin sections made with the core recovered in the B1 (Fig. 2) and with borehole wall geophysical images (Fig. 4). The profiles show that the site has a thin cover of soil (< 0.5 m) and regolith (< 2 m) that cover the altered schist (< 22 m) and fresh schist (< 38 m), which overlies the Ploemeur granite at a depth of 38 meters (Fig. 4).

The granite is pale grey, equigranular (~ 6 mm) and comprises 50-55 % white feldspar, 30-35 % grey quartz, less than 10 % white/pale brown muscovite, fine grained biotite plus traces of pyrite, chlorite after biotite and a black mafic mineral possibly amphibole, zircon, and clay as secondary minerals. The mica schists are metapelites, the formation is polymetamorphic and polystructural. The composition is a fine groundmass of quartz and feldspar with fine (~ 0.5 mm) muscovite (15 %) and fine dark brown/black biotite (5 %), with zircon, titane, clay and rutile as the secondary minerals.

3 Petrophysical characterization

Petrophysical measurements were made on cylindrical mini-cores in the laboratory. The results show the typical decrease of the formation factor (F) with the porosity. The Archie law ($F \propto \phi^{-m}$) gives a cementation factor $m = 1.5 \pm 0.3$, indicating the presence of a micro crack porosity. The fresh samples from Ploemeur tend to have a higher F , than those of altered samples (Fig. 3a). Electric surface conductivities (σ_s) are generally low in the fresh samples, and much more important in the altered samples (Fig. 3b). The surface conductivity is a signature of the alteration of minerals, and it is interesting to note the linear relationship between σ_s and the porosity (Belghoul et al.; 2008, in prep). The porosity is then correlated with the alteration and this effect is enlighten by the electrical surface conductivity. No relationship was observed between the acoustic velocity and matrix density (Fig. 3c).

4 Theoretical backgrounds

4.1 Spontaneous potential sources

The electric potentials in the Earth are induced by electromagnetic phenomena, with two principal causes: external causes (e.g. electromagnetic induction, human activity) and internal causes (e.g. electrokinetic, electrochemical, oxydoreduction, thermoelectric, sismoelectric, and piezoelectric). Among the internal phenomena which can be at the origin of SP anomalies present in the basement, the streaming potential (electrokinetic) has the most interest for hydrogeophysical, because it allows the characterization of the underground flows. But the membrane potential has also an important role, because it permits to characterize lithology changes and salinity changes. The thermoelectrical effect is not involved in this study, there is no geothermal gradient measured in the borehole. In this paragraph, the two main mechanisms involved in SP are briefly described below, and we try to consider their relative importance to the signal response in the basement.

4.2 Electrokinetic potential

The streaming potential phenomenon is a mechanism responsible for the self potentials generated by groundwater flows, and it is a useful geophysical tool directly related to the transport of subsurface water. The excess of charges at the surface of minerals, generally negative, combined with their high specific surfaces generates a coupling between the transport (of water and charges) and the macroscopic forces (pressure gradient and potential gradient). The laws describing the electrokinetic effect in rock–water systems are:

$$J = -L_{11}\nabla p - L_{12}\nabla\varphi \quad (1)$$

$$I = -L_{21}\nabla p - L_{22}\nabla\varphi \quad (2)$$

where J is the fluid flow ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), I is the electric current density ($\text{A}\cdot\text{m}^{-2}$), P is the fluid pressure (Pa), and φ is the electric potential (V). The equations suppose that the double layer thickness is much smaller than a typical grain size. The first term of equation (1) is given by Darcy's Law:

$$L_{11} = \frac{k}{\eta} \quad (3)$$

The electrokinetic coefficient relates the fluid flow and the surface charges displacement:

$$L_{12} = L_{21} = -\frac{\varepsilon\zeta}{\eta F} \quad (4)$$

The second term of Equation (2) is given by Ohm's law:

$$L_{22} = \sigma_b \quad (5)$$

k is the hydraulic permeability (m^2), η is the dynamic fluid viscosity ($\text{Pa}\cdot\text{s}$), ε is the dielectric constant of the fluid, σ_b is the bulk sample conductivity ($\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$), F is the electrical formation factor and ζ is the zeta potential. ζ is a fundamental physical property of the double layer, and is defined as the electric potential at the shear plane or slipping plane in the electrolyte-rock interface. The Equations 1 and 2 describe the streaming potential which is interrelated to hydrodynamics flow forcing charges displacement in the electrical double layer.

Following the pioneering work of Helmholtz (1879), Smoluchowski (1903) described that the unidimensional laminar flow in a homogeneous capillary porous with saturated fluid of a negligible surface conductivity (at very high salinities), creates an electric differential potential ΔV at the boundaries of the capillary which is proportional to the pore pressure gradient ΔP :

$$\frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\eta \sigma_f} = C_{HS} \quad (6).$$

where ΔV is the generated potential and ΔP is the applied pore pressure difference, ε_0 is the vacuum permittivity ($8.84 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$), ε_r is the dimensionless water relative permittivity ($\varepsilon_r = 80$), and C_{HS} is the electrokinetic coupling coefficient (in $\text{V}\cdot\text{Pa}^{-1}$). Several models take into account the effect of surface electrical conductivity when it is not negligible (See for example, the works done by Ishido and Mizutani, 1981; Morgan and al, 1989; Pride 1994; Lorne et al, 1999a; Revil et al., 1999). The surface conductivity defined by σ_s is involved in the coupling coefficient such as:

$$C = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_f \zeta}{\eta_f (\sigma_f + \sigma_s F)} \quad (7)$$

4.3 Electrochemical potential

The electrochemical potential is associated to the gradient of the chemical potential of the ionic charges carriers. This subject was historically introduced in the petroleum industry for a better characterisation of the oil-water saturation or/and the detection of bed alternation in sand-clay formation. There are mainly two types of electrochemical potential: the fluid junction potential and the membrane potential.

The membrane potential is defined as the electric potential gradient induced by a gradient of concentration through a semi permeable (like a clay or shale) membrane in contact with a solution (Serra, 2003). This membrane generally collects anions while cations are allowed to migrate at the interface membrane-solution. This SP is often observed in borehole with argillaceous formation which collects the chlorites ions and forces out the sodium ions. This effect is well enlightened when there is a difference of salinity between the borehole fluid and the rock formation fluid. However, it also appears when the fluid of the rock formation is in equilibrium with the borehole fluid, notably if there is alternating rock formation : The lithology changes can cause ionic concentration gradient due to the different capacity of rocks to adsorbate positive or negative charges on the grain surfaces (Serra, 2003; Darnet, 2003).

The junction potential is also due to ionic concentration gradient, but appears for example when a high salinity solution (as NaCl) is in contact with a porous membrane (like a sandstone or clean sand formation) saturated with a solution of lower salinity. The concentration difference generates fluid flux. As the mobility is not the same for the cations and the anions, a charge difference appears between the high salinity fluid and the membrane, which generates the junction potential.

These two types of electrochemical potential are often at the origin of the anomalies of electric potential observed in the sedimentary formations. However, a similar SP anomaly can also be observed with igneous rock. SP anomalies around +20 to +40 mV were observed (Parasnis, 1997 and Mainali, 2006) in quartz and pegmatite granite bodies. Such self-potentials have been attributed to the adsorption of positive and negative ions on the surface of these veins as explained in this section.

5 Field results

5.1 Downhole geophysical measurements and images

The downhole geophysical tools deployed in the borehole (Fig. 4) allowed to delineate four distinct lithologies (Belghoul et al, 2008 in prep), but also to identify four zones with transmissive fractures. The caliper measurement in the B1 hole does not demonstrate enlargement of the wall between 23 and 83 m, except between 70 and 73 m. The good borehole condition makes the downhole measurements very reliable. Both granite and schist (and their respective alteration phases) can be identified solely on the basis of the spectral gamma ray records: mean values of 600 cps in the altered schist, 750 cps for the fresh schist, and 850 cps in the granite zone. The focussed electrical tool identifies individual fractures with very low electrical resistivity values (150-200 Ω .m). Also, low resistivity (100-3000

$\Omega \cdot m$) are measured in the schist, and high resistivity are recorded in the granite (3000-10000 $\Omega \cdot m$). The P-wave velocity V_p is in general within the range 4–6 $Km \cdot s^{-1}$. Low values of V_p are however found below 38 m in the schist zones, and the higher values of V_p were found in the Granite. There are velocity drop in the fractures and altered zones. Thanks to hydraulic tests, 4 of these fractures were found transmissive and are indicated in the fracture log (Fig. 4). A high precision heat pulse flowmeter allowed to measure the vertical flow rate in B1; measurements in ambient non perturbed conditions are displayed in the Fig. 5. An ambient upward flow was measured in the borehole B1. It is nearly constant from 80 m to 24 m, with a value of 1 $l \cdot min^{-1}$. The Reynolds number (Re) associated to such flow was evaluated: a constant flow rate $Q = 1 l \cdot min^{-1}$ along $L = 56$ m and with a circular cross section of diameter $D = 10.5$ cm, gives $Re \approx (4QL\rho / \pi D^2 \mu) \approx 10$. This corresponds to a laminar flow regime, and it is possible to show that the head loss along the 56 m is negligible (evaluated as less than 1 cm of water). A more detailed study was performed for the hydrogeological characterization of the site (Le Borgne et al., 2007): it was shown that the flow connects fractures of intersecting boreholes, with borehole in charge or in discharge (with upward or downward fluid displacement of the fluid in the borehole). The head loss was found negligible in the boreholes; the head loss is produced by fluid flow in the connecting fractures. Inflow zones were found from the measurement of the vertical flow rate during a pumping test. The vertical flow is presented on the Figure 5 for the ambient flow and during a pumping test at 3 $l \cdot min^{-1}$. The four hydraulically active zones are identified by a considerable increase of flow rate in the pumping mode (Le Borgne et al., 2007).

5. 2 Potential spontaneous variation in the well

The downhole geophysical tools recently developed was deployed in the borehole (B1), the tool is called MuSET (Multi-Sensors Electrical Toll). It is composed of two probes; the upper probe measures simultaneously the fluid pressure, the pH, the temperature, the fluid conductivity; the lower probe with an Pb-PbCl₂ non polarisable Petiau electrode measures the SP with a absolute precision of 1 μV . The SP (difference of voltage between the surface electrode and the electrode within the borehole) versus depth was studied in the hole B1 and B3, similar results were found, showing reproducible results. The SP curve is plotted in the (Fig. 5) for the borehole B1. In the (Fig. 5) are also plotted the temperature T, the pH, and the borehole fluid conductivity (σ_w). It is interesting to note that these parameters remain nearly

constant versus depth, with neglecting variations (we measure respectively $T \approx 15^\circ\text{C}$, $\text{pH} \approx 6.2$, $\sigma_w \approx 0.6 \text{ mS.cm}^{-1}$). It implies that these parameters do not affect the SP signal, allowing to focus our study on the streaming potential or/and electrochemical potential. From the Fig. 5, we can differentiate two zones, one in the fresh schist where the SP is nearly decreasing with a mean value of -45 mV , and a second in the granite where the SP is nearly constant ($\sim -0.1 \text{ V}$) but with numerous peaks and high fluctuations. SP measurements were done with a probe in displacement at a low velocity (3 m.min^{-1}), and SP results for opposite displacement (from the top to the bottom of the hole and vice versa) do not show any significant difference. We can deduce that the movement of the probe has no influence on the SP response.

In a first approach, it is interesting to note that the SP values are lower in the schist than in the granite, this effect is probably due to the different chemical composition of the rocks. The origin of the higher fluctuations of the SP in the granite is probably associated to heterogeneities which are more abundant in the granite than in the schist, as it was observed with the core and the logging image tools.

This confirms that the streaming potential is not the first order parameter; the pressure in the borehole is purely hydrostatic in ambient condition. In others studies, SP peaks observed in boreholes were associated to a streaming potential response. Effectively, it was reported that transmissive fracture generates an electrical response (Fagerlund and Heinson, 2003). However, it was shown in the previous section that the hydraulic head loss is negligible in the borehole. To confirm this finding, a pumping test was performed at 3 l.min^{-1} , with the pump located at 3 m bellow the ground level. The steady state drawdown observed was only 6 cm, and the SP measured before and during the pumping is presented in the plot of the Figure 5. The results do not show important differences; especially in the zone where we know there are transmissive fractures. Effectively, as the medium is very transmissive, the pressure perturbation during pumping is very low (just 6 cm of water), and can not be the source of the SP.

For a better understanding of the SP signals, we propose to analyze in details the peaks of the SP curve in the granite, in relation with the borehole wall images and the core analysis. The first peak of the SP at a depth of 51 m is detailed in the (Fig. 6a); we identify in the optical wall image and the flowmeter test an opened and transmissive fracture. The apertures of the fractures are in the order of few millimeters, and is located in an altered zone with a first face made of altered granite (granite with pervasive oxide of iron staining), and a second face made of quartz/pegmatite vein. There is no evidence of clay minerals in the fracture, but a strong resistivity decrease is observed.

We analyse in the (Fig. 6b) another peak of the SP response at a depth of 66 m. This fracture is not transmissive, and is located in the granite. It is closed with a vein of altered pegmatite and quartz. Evidence of a small amount of clays minerals in the fracture was found. The resistivity also decreases around 66 m.

It is important to note that for two others transmissive fractures (at 24.5 m and 60.5 m), the SP signal does not show any peak. Another peak not yet understood was observed at 46.3 m, this peak had a weak positive increment (from -115 to 95 mV), and a hydrothermal vein was observed at this location.

To conclude, there are only two fractures for which important peaks were detected in the SP signal (at 51 m at 66.5 m), only one of the two fractures was transmissive. Two transmissive fractures were found and no peak was detected at their location for the SP signal (at 24 m and 60.5 m). The peaks were observed only in the presence of alteration or/and the presence of quartz-pegmatite veins, in zone of high resistivity decrease. These results were also confirmed with similar measurements in another nearby borehole. This phenomenon was also observed in others studies (Parasnis, 1997 and Mainali, 2006), and was interpreted as a potential associated to pegmanite-quartz vein adsorption. From these results, it is few probable that the SP fluctuations observed derives from a streaming potential. The results show strong evidence that the SP derives from electrochemical effects.

6 Laboratory measurements

In this section, we present complementary laboratory results, in order to validate the preceding finding, showing that the SP signal observed in the field can be associated to the so called electrochemical effect. Laboratory measurements using core samples can help to a better characterisation of chemical surfaces properties of the rock. This was partially done in the “petrophysical characterization” section, where the surface conductivity (σ_s) was found correlated with the alteration and the porosity. Here, we try to improve the surface chemical knowledge of the rock by measuring the coupling coefficient and deduced the zeta potential.

6.1 Sample preparation

As four different lithologies were encountered in the borehole, we use in the laboratory four representative cores from the altered and fresh schist, and the altered and fresh granite. As the porosity and the permeability are very low (less than 3% for the porosity and less than 10^{-20} m² for the permeability) (Belghoul et al., 2008), it is not possible to measure an electrical

potential induced by the fluid flow. An alternative to study the electrical properties of the granite consists in using crushed cores, permitting application of high flow rate and high pressure gradient. These methods was applied successfully by co workers (Morgan et al., 1989; Lorne et al., 1999), showing a strong dependence of the streaming potential on the grain size. This effect does not permit to study the electrical properties of the rock, but is useful to study the electrical properties of the minerals. For this reason, 3 different grain sizes interval of the rock were selected. The samples were crushed and were meshed with the following grain size intervals: between 100 and 150 μm , and 150-250 μm , and 250-350 μm .

6.2 Experimental set up

The experiment is presented in (Fig. 7). The system is divided in three parts: a cell containing the crushed grains is connected with electrical and hydrodynamical device. The cell is made of a PVC insulating material, it is cylindrical and the grains are located in a cylindrical chamber of diameter 25.4 mm and length 28 mm. Two injections filters and 2 electrodes are located at the inlet and outlet of the chamber. The fluid is injected using a double syringe pump and a Teflon tube with an inner diameter of 0.81mm; we use NaCl solution with different concentration from 2 mole.l⁻¹ to 10⁻² mole.l⁻¹ (0.005 S/m, 0.05 S/m, and 0.5 S/m). These salinities provide fluid conductivity with almost similar order of magnitude than in the borehole fluid (ie, 0.06 S.m⁻¹). The room temperature was controlled at 20°C. The fluid is injected at a constant flow rate (controllable from 1 cm³.h⁻¹ to 500 cm³.h⁻¹), and two pressure gauges give the fluid pressure at the inlet and the outlet of the sample. As shown in the (Fig. 7), the incoming electrolyte at the outlet is re-injected at the inlet. The recirculation of the fluids is done until to reach a chemical equilibrium between the rock and the electrolyte. This equilibrium is verified collecting fluid sample, and measuring the pH and the conductivity. The equilibrium is obtained when the electrolyte pH and the fluid conductivity reach a constant value.

Two categories of electrical measurement can be done with the cell. Circular meshed grid Platinum electrodes (diameter 25.4 mm) are used for impedance measurement, while thin wire Ag-AgCl electrodes are preferred for the streaming potential. The impedance is measured with a solatron (1260) at 1000 Hz, while the streaming potential is measured with a voltmeter and a high impedance (10¹² Ohm) differential amplifcator. The entire cell is electromagnetically protected in a Faraday cage.

6.3 Electrokinetical coupling coefficients

To obtain the zeta potential, it is necessary to measure first the electrokinetic coupling coefficient. Measurements were done for each crushed sample saturated with 3 fluids of different conductivity, and for 5 flow rates. For a given grain size diameter, a given electrolyte, and a given flow rate Q , we obtain a pressure difference ΔP and a voltage difference ΔV . The advantage of using crushed sample is that there is non transient fluid flow, the high permeability allows a very fast stabilization of the pressure, and then the electrical voltage response varies instantaneously with the pressure signal. A very small drift potential was observed with the electrode (about 1 mV per hour), and this effect was corrected before each flow rate increment: the fluid flow was stopped, and the offset potential was recorded. A typical differential pressure and differential potential is given in the (Fig. 8), where the results are presented versus time. From the slope of ΔV versus ΔP as in the (Fig. 8c), we obtain the coupling coefficient, $C = \Delta V/\Delta P$, in mV/bars.

Results of the coupling coefficient are displayed in the (Fig. 9a, 9b, and 9c). C is plotted versus the fluid conductivity for the three different mean grain size diameter, 100, 250, and 350 μm . The results are not significantly different for granite and schist sample (fresh and altered), but C shows a strong dependence with the fluid salinity and the mean grain size diameter. As expected, the coupling coefficient in absolute value decreases with increasing the fluid conductivity, because the electrical surface properties are more important with low salinity solutions. Also, we see clearly in the (Fig. 9) that C in absolute value decreases with the mean grain size diameter. From 350 μm to 100 μm , the coupling coefficient in absolute value decreases about two orders of magnitude. A dependence of the coupling coefficient with the mean grain size diameter (or the sample permeability) was also observed in previous studies; a decrease in absolute value of the streaming potential for large grain size was also observed by (Ahmad, 1964; Ogilvy et al., 1969; Lorne et al., 1999). At the highest fluid salinity tested (with $\sigma_f = 0.5 \text{ S.m}^{-1}$), the streaming potential is very low, sometimes less than 1 mV.bar^{-1} , with a noisy signal. For this reasons, the zeta potential calculated in the next section will be presented for the two lower fluid salinity at 0.005 and 0.05 S.m^{-1} .

6.4 The zeta potential

The zeta potential calculated using equation 7 is plotted versus the fluid conductivity in the (Fig. 10a, 10b, and 10c); this is an analogous parameter than the coupling coefficient, but taking into account the effect of surface conductivity using the Equation 7. Results are also

presented for the 3 mean grain size diameter. As expected, the observation is similar with the previous Figure 9 giving the coupling coefficient. The absolute value of zeta potential decreases with the fluid salinity and with the mean grain size diameter. These results are in agreement with earlier experimental and theoretical results such as: Morgan et al., 1989, on crushed Westerly granites; Lorne et al., 1999a, on crushed Fontainebleau sandstone. With these new results of the Fig. 9, the absolute values of the zeta potential can now be distinguished for the four samples. The altered schist in absolute value gives the highest zeta potential values, while the fresh granite exhibits the lowest zeta potential. The difference between the altered schist and the fresh schist is important, but this is not the case between the altered granite and fresh granite. The interpretation of these results is difficult because measurements were done with crushed samples containing several minerals. However, it permits to compare values of the zeta potential, which show that the alteration has a significant effect on the surface chemistry. This gives new elements for the electrochemical interpretation of the SP signal observed in the borehole.

7 Conclusion

The main aim of the study was to understand the origin of the SP signal in a crystalline rock system, measured in a well geologically and geophysically characterised borehole. The site presented contains many boreholes and was extensively studied from a hydrodynamic point of view, showing a high transmissive formation made of connected fractures between the boreholes. The borehole of this study shows a very slow and laminar upward ambient flow, with neglecting head loss. It gives the advantage to measure the SP in the absence of electrokinetic effect; this was confirmed by SP measurement during pumping tests. Generally, most of the studies concerning the SP signal are associated to streaming potential; the electrochemical effect was principally studied in the petroleum industry (Serra, 2000). As the temperature is constant and as head loss are negligible, we find a fractured crystalline formation which allows analysing in details the SP signal related to the electrochemical effect. The measured SP values are clearly different in the schist than in the granite formation. The fluctuations of the SP signal are more important in the granite than in the schist zone, in accord with the highest degree of heterogeneity observed with geology, the downhole geophysical measurements, and the core petrophysics analysis. Several closed and opened transmissive fractures are not the cause of fluctuations of the SP signal. Pegmatite veins and quartz veins are systematically responsible of decreasing peaks in the SP signal. The

difference of the SP values in the schist and in the granite is also interpreted with the electrochemical effect. The surface electrical properties of the schist and granite minerals were specified in the laboratory, showing a high degree of correlation between the alteration, the porosity, the zeta potential, and the surface electrical conductivity.

Acknowledgments

This work was partly funded by the European projects “ALIANCE” (contract EVK1-CT-2001-00091) and by the city of Plœmeur. Doctor Olivier Bour and the Geosciences Group at the University of Rennes gave considerable assistance in the site selection process and have provided storage facilities for the drill core. We also wish to thank the CNRS for their financial support, through the INSUE project “ORE H+”

Bibliography

- Ahmad, M. U., 1964. A laboratory study of streaming potentials, *Geophys. Prospect.*, 12, 49–64,
- Anderson, L. A., and G. R. Johnson., 1976. Application of the self potential method to geothermal exploration in Long Valley, California, *J. Geophys Res.*, 81. 1527-1532.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, P. P., Sheppard, J., and Vidal, S., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic Sr, Nd, Pb and Ogeochemical data to the study of source rocks characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250.
- Bordes, C., Jouniaux, L., Deitrich, M., Pozzi, J. P., and Garambois, S., 2006. First laboratory measurements of seismo-magnetic conversion in fluid-filled Fontainebleu sand, *Geophys. Res. Lett.*, Vol 33, L01302, doi :10.1029/2005GL024582.
- Bernabé, Y., Mok, U., Mainault, A., and Evans, B., 2003. Laboratory measurements of electrical potential in rock during high-temperature water flow and chemical reactions, *Geothermics*, vol. 32, n°3, pp. 297-310.
- Byerlee, J., 1993. Model for episodic flow of high pressure water in fault zones before earthquake, *Geology*, Vol. 21, 303-306.
- Corwin, R. F., and Hoover, D. B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44, 226–245.
- Darnet, M., 2003. Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de Potentiels Spontanés (PS). Phd thesis. Université Louis Pasteur Strasbourg I.
- Ellis, P.A., Riley, M.S., Greswell, R.B. and Isakov, E.B., 2004. Report on the Ploemeur site construction, geology and structure. University of Birmingham, U.K. February 2004.
- Fagerlund, F., and Heinson, G., 2003. Detecting subsurface groundwater flow in fractured rock using self-potential (SP) methods. *Environmental Geology*, 43:782-764, doi 10.1007/s00254-002-0693-x.

- Guichet, X., Jouniaux, L. and Pozzi, J. P. 2003. Streaming Potential of a sand column in partial saturation conditions, *J. Geophys. Res.*, 108, B3, 2141, doi:10.1029/2001JB001517.
- Guichet, X., Jouniaux, L. and Catel, N., 2006. Modification of streaming potential by precipitation of calcite in a sand-water system: laboratory measurements in the pH range from 4 to 12, *Geophysical Journal International*, 166, 445-, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02922.x.
- Haartsen, M., Dong, W., and Toksoz, M., 1998. Dynamic streaming currents from seismic point sources in homogeneous poroelastic media, *Geophys. Journ. Int.* Vol. 132, 256-274.
- Jouniaux, L., Bernard, M. L., Zamora, M., and Pozzi, J. P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée, *J. Geophys Res*, VOL. 105, NO. B4, PAGES 8391–8401, APRIL 10.
- Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M., Gouze, P., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, P., Ellis, P., Isakov, E., Last, B. J., and Pezard, P., 2007. Multi-method investigation of fracture connectivity in crystalline rock. *Journal of Hydrology...*
- Lorne, B., Perrier, F., and Avouac, J. P., 1999. Streaming potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *J. Geophys Res*, VOL. 104, NO. B8, Pages 17,857–17,877, AUGUST 10.
- Ishido, T., and 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.
- Mainali, G., 2006. Monitoring of Tailings Dams with Geophysical Methods. thesis Luleå University of Technology. Sweden
- Maineult, A., 2004. Application de la méthode de potentiel spontané à l'hydrogéologie: expérimentation sur modèle réduit d'aquifère. PhD thesis, Université Louis Pasteur Strasbourg I.
- Maineult, A., Bernabé, Y., and Ackerer, P., 2004. Electrical Response of Flow, Diffusion, and Advection in a Laboratory Sand Box *Vadose Zone Journal*. 3: 1180-1192.
- Martner, S., and Sparks, N., 1959. The electroseismic effect, *Geophysics*, Vol. 24, No. 2, 297-308.
- Morgan, F. D., Williams, E. R., and Madden, T. R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with application, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. B9, 12,449-12,461.
- Naudet, V., Revil, A., Bottero, J. Y., and Begassat, P., 2003. Relationship between self-potential (SP) signals and redox conditions in contaminated groundwater. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 21, 2091, doi:10.1029/2003GL018096, 30 (21).
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A., and Bogoslovsky, V.A., 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs: *Geophysical Prospecting*, 27, p. 36-72.
- Parasnis, D.S., 1997. Principles of Applied Geophysics. 5th ed. London: Chapman and Hall.
- Pride, S. R., 1994. Governing equations for the coupled electro-magnetics and acoustics of porous media, *Phys. Rev. B, Condens. Matter.*, 50, 15,678-15,696.
- Peucat, J.J., Jegouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 60–68.

- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L. M., and Manhardt, P. D., 1999b. Streaming potential in porous media, 2, Theory and application to geothermal systems, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,033– 20,048.
- Revil, L. and Pezard, P. A., 1998. Streaming potential anomalies along faults in geothermal areas, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3197–3200.
- Revil, L. and G. Saracco, 2003. The volcano-electric effect, *Journ. J. Geophys. Res.*, Vol 108, No. B5.
- Serra, O., and Serra, L. 2003. Diagraphies. Acquisition et applications. Serralog. Technip, Total Fina Elf
- Sailhac, P., Darnet, M., and G. Marquis, G. 2004. Electrical streaming potential measured at the ground surface: Forward modeling and inversion issues for monitoring infiltration and characterizing the vadose zone. *Vadose Zone Journal* 3, 1200-1206.
- Suski, B., Rizzo, E., and Revil, A., 2004. A Sandbox Experiment of Self-Potential Signals Associated with a Pumping Test, *Vadose Zone Journal* 3:1193-1199.
- Touchard, F. 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: Site de Ploemeur (Morbihan). Phd. thesis. Mémoire 87, Geosciences Rennes.
- Vignerresse, J. L., 1987. La zone cisailée sud armoricaine est elle une structure en fleur, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 754-749.
- Wang, C., Sundaram, P., and Goodman, R., 1975. Electrical resistivity of granite in frictional sliding: application to earthquake prediction, *Pure App. Geophys. Res. Lett.*, Vol. 2, No. 12, 525-528.

List of Figures:

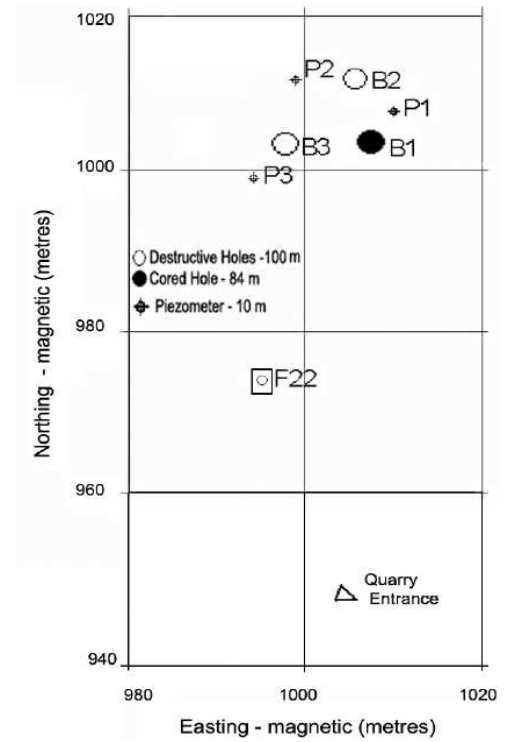
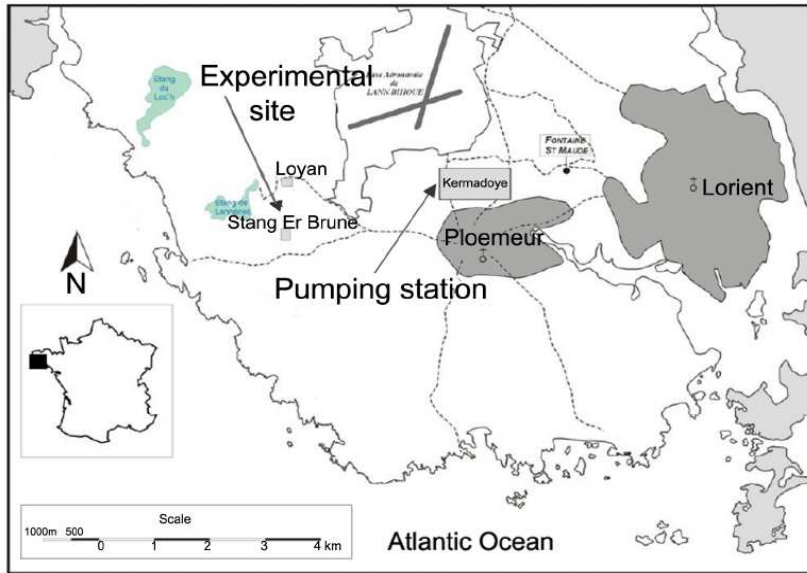


Figure 1: on the left, localisation of the experimental site in Brittany. On the right, zoom of the localisation with the 6 boreholes. The cored borehole studied in this paper is the borehole B1.

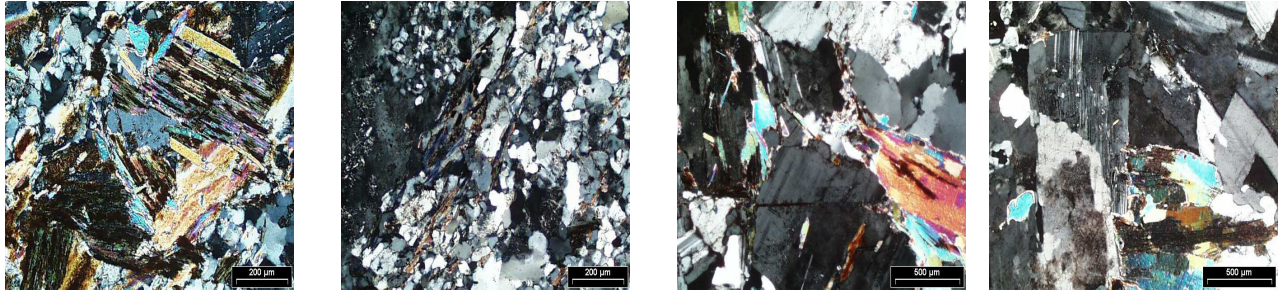


Figure 2: Thin section of the four different lithologies (altered schist at 4.60 m, fresh schist at 34.30 m, altered granite at 52.60 m, and fresh granite at 60 m,).

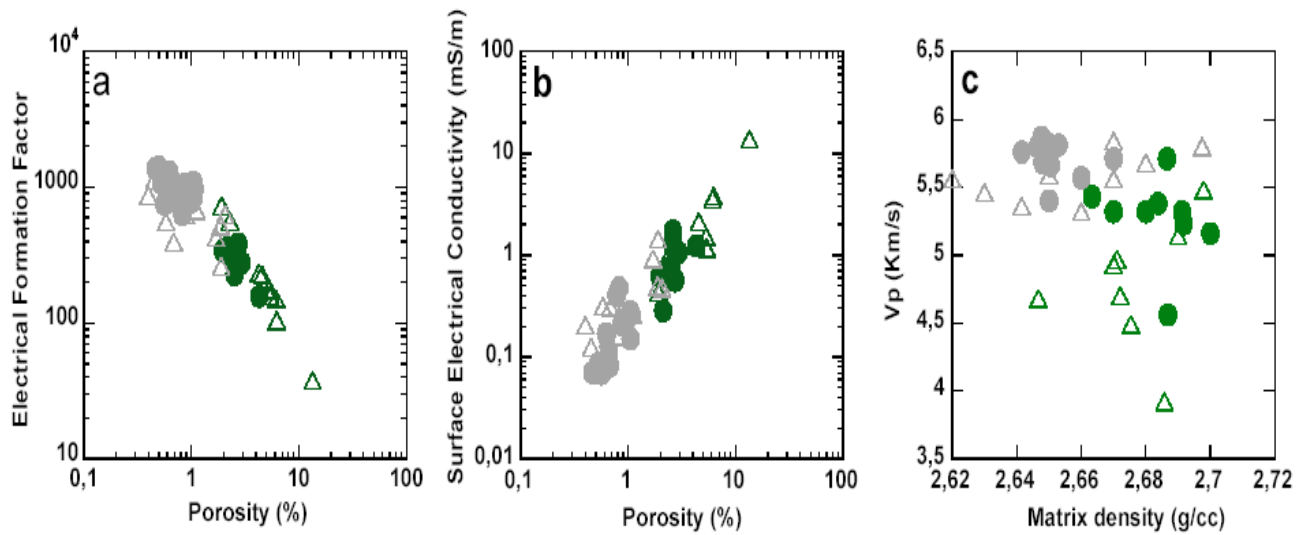


Figure 3: a) Electrical formation factor versus porosity, giving a cementation factor from 1.3 to 1.6. b) Electrical surface conductivity versus porosity, showing a high correlation. c) P wave velocity versus matrix density. (altered schist (Δ), fresh schist (\bullet), altered granite (Δ), fresh granite (\bullet)).

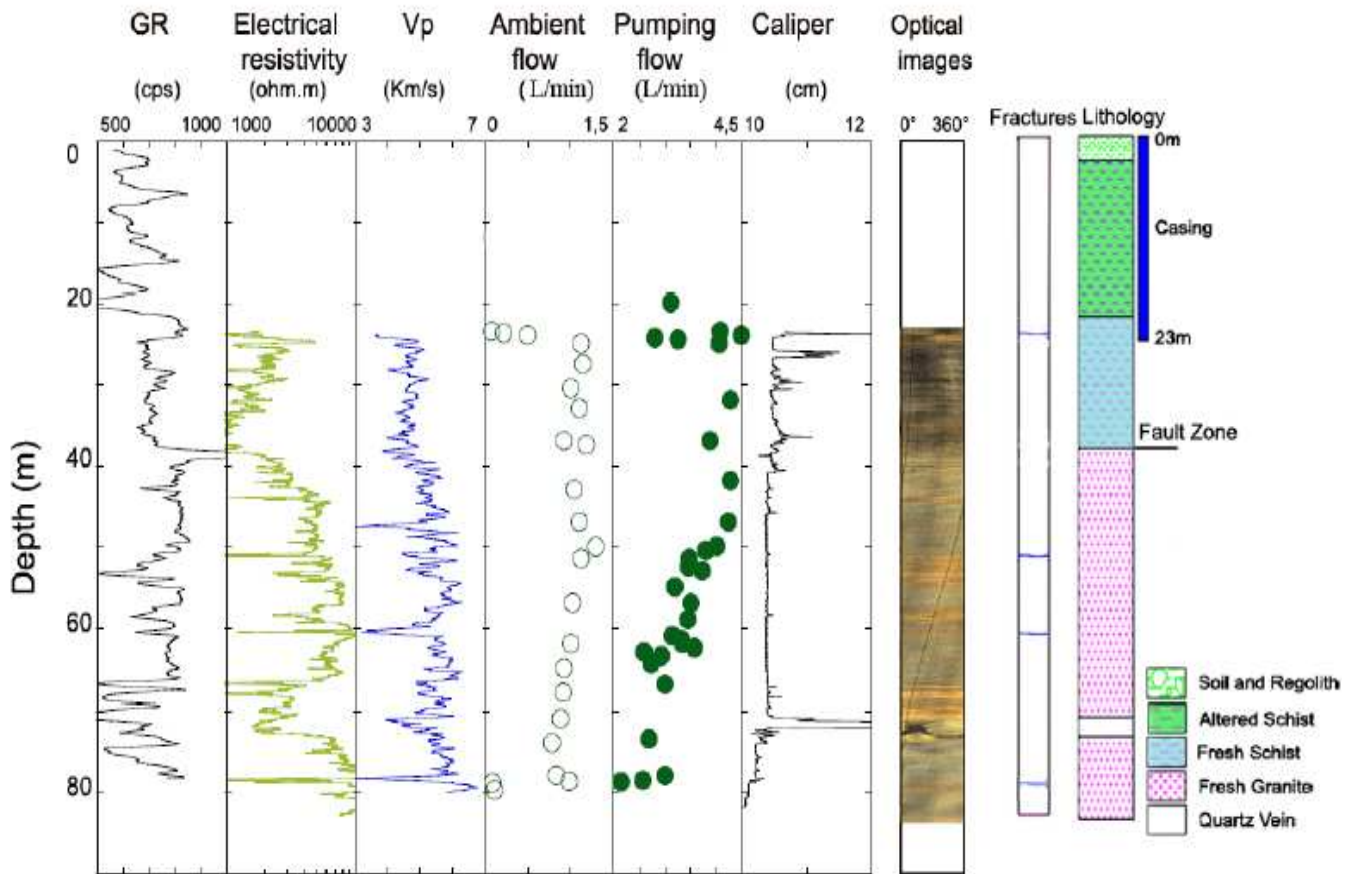


Figure 4 : Log composite of the downhole geophysical measurements in B1 from 0 m to 90 m - Gamma ray in cps (count per sec) - electrical resistivity of the rock measured with a focussed electrical tool in Ohm.m - P wave velocity in km.s^{-1} measured with a monopole sonic wireline tool - vertical fluid velocity (flow rate in l.min^{-1}) from a heat pulse single borehole flowmeter in ambient condition - vertical flow rate during a pumping test at 3 l.min^{-1} - caliper measuring the mean diameter of the hole in cm and giving a regular value of 10.5 cm - projected optical images of the wall measured with a rotating ccd camera between 0° and 360° - lithologic column describing different rocks, the 23 m casing, with the location of 4 transmissive fractures.

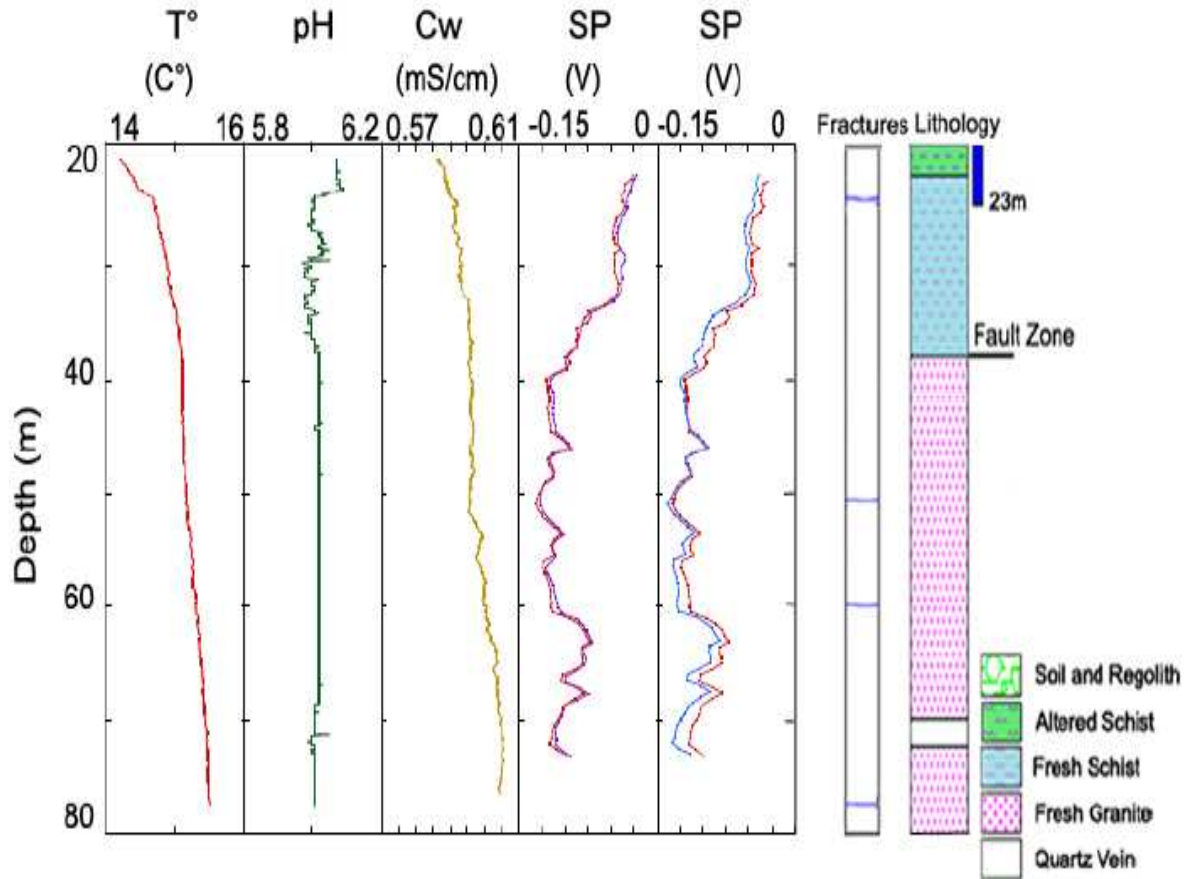


Figure 5: Downhole measurements of fluid borehole and SP (difference between an electrode on the surface and an electrode within the borehole) measurements in B1 hole. From left to right SP measured versus depth with a probe in an upper (blue) and downer (red) mode.) SP measurement before (red) and during a pumping test (blue), the mean fluid temperature is 15 C°, pH is 6, and the electrical conductivity is 0.6 mS/cm. The same lithologic column of the Figure 3.

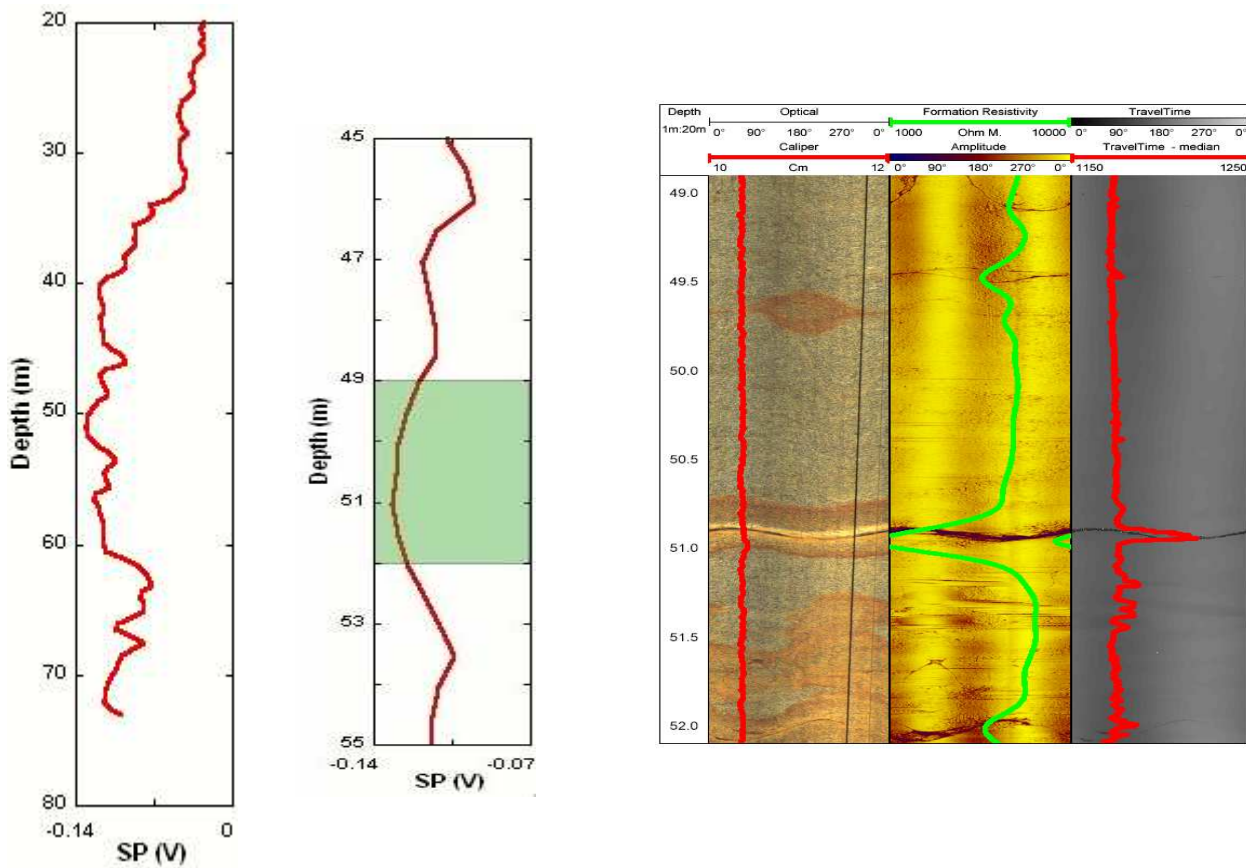


Figure 6: a) Detailed analysis of the SP signals in B1 hole, where two peaks were identified:
 a) At a depth of 51 m, the SP decreases of 25 mV. The optical image shows a fracture nearly sub horizontal. The white mark around the fracture indicates the presence of a vein, identified as a quartz pegmatite vein thanks to the cores, and the thin section analysis. The acoustic travel time and impedance image shows that the aperture is nearly 1 cm. Very low values of the electrical resistivity are measured around this fracture.

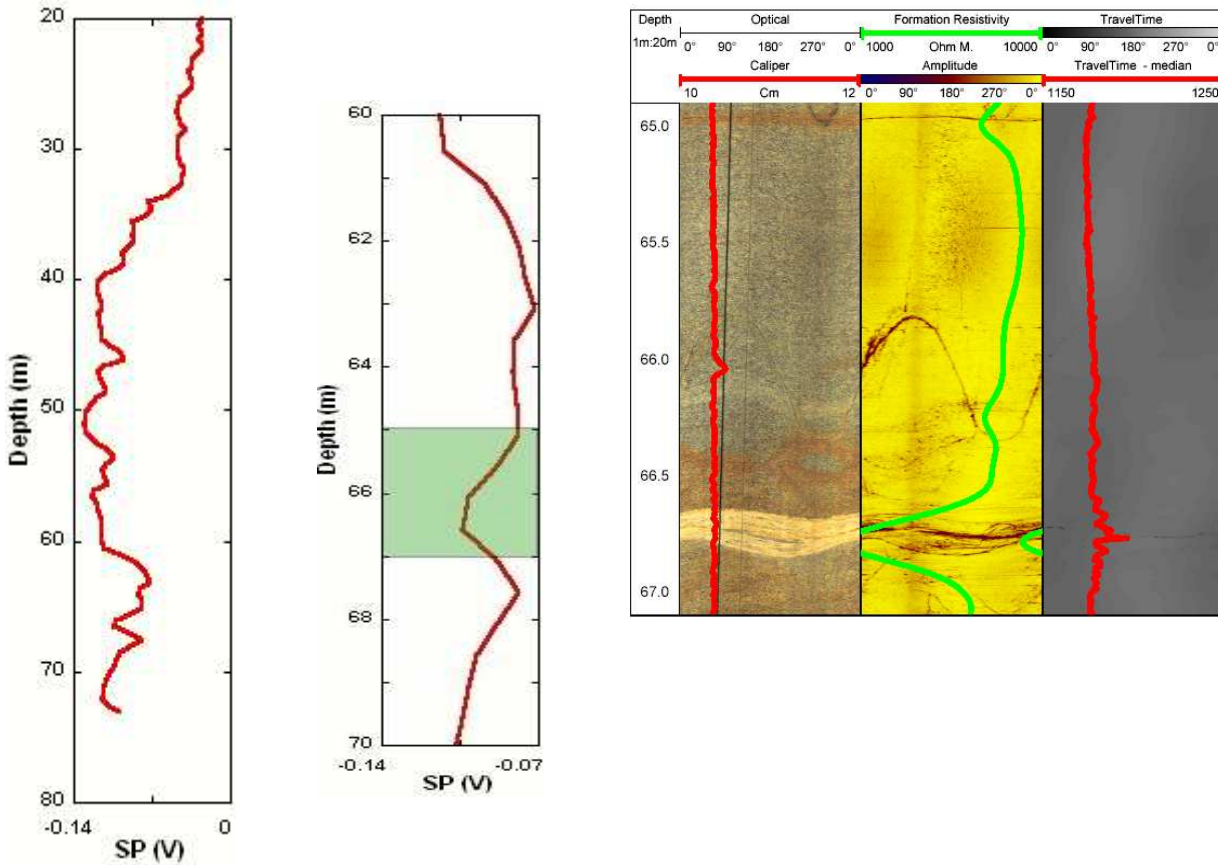


Figure 6: *b) Detailed analysis of the SP signals in B2 hole, where two peaks were identified: b). At a depth of 66.3 m, the SP decrease is also 25 mV. The fracture is also sub horizontal, there is no signature of fracture in the travel time image, and then it can be considered closed. The optical image also shows a white mark around the fracture, this fracture is filled with a clay material identified through the cores and the thin section analysis, and with very low values of the electrical resistivity.*

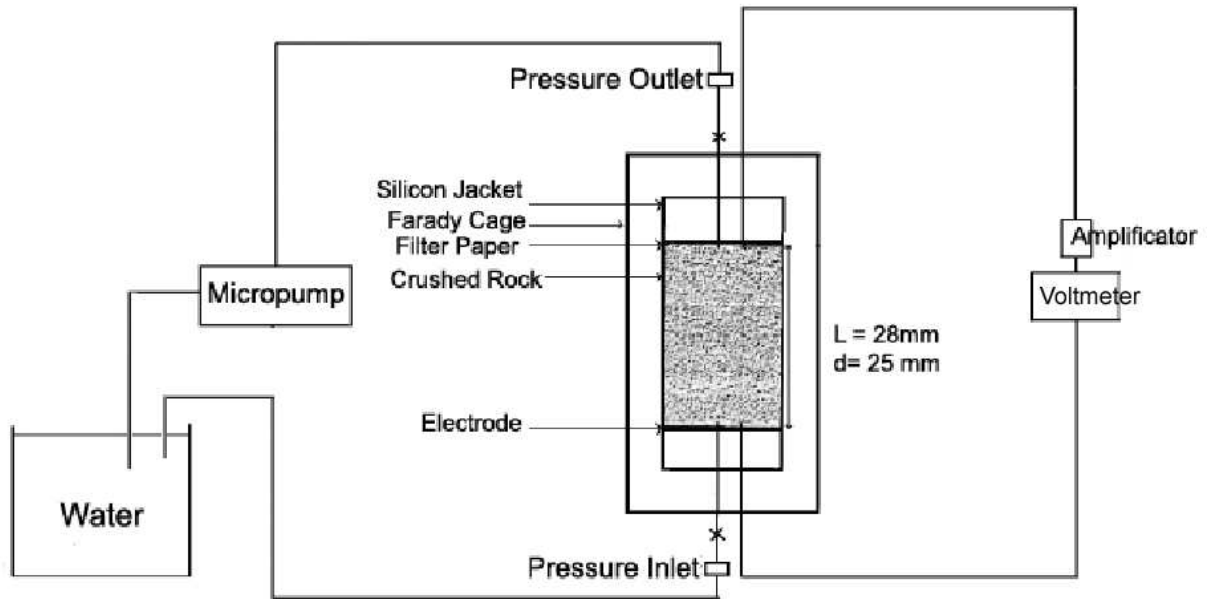


Figure 7: *Experimental laboratory set up for measurement of the streaming potential with crushed samples. The cell containing the crush sample is connected to a pump and pressure sensor, and a high impedance differential voltmeter.*

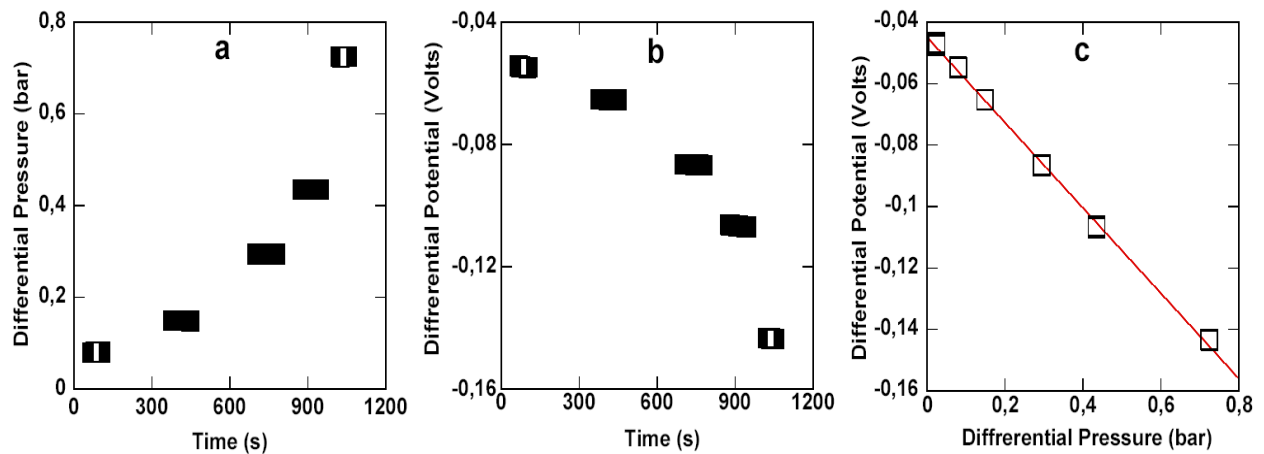


Figure 8: *a) Differential pore pressure between the inlet and outlet of the cell is measured and plotted versus time at 0.005 S/m. b) Differential potential voltage between the inlet and outlet of the cell is measured and plotted versus time. c) When we plot the differential potential voltage versus the differential pore pressure, the points merge on a linear curve, the slope of the straight line gives the coupling coefficient.*

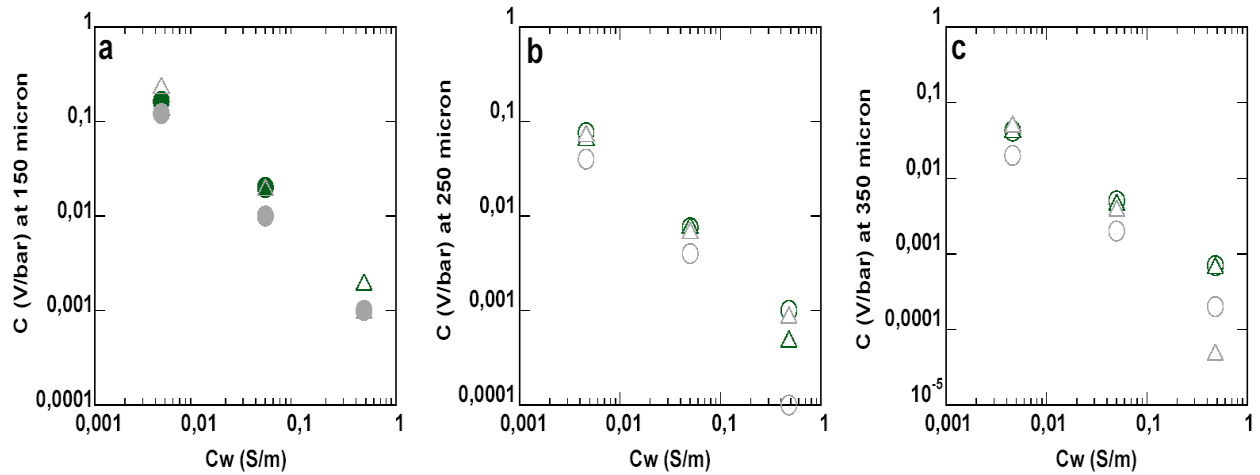


Figure 9: The absolute value coupling coefficient is plotted versus the fluid conductivity for altered schist (Δ), fresh schist (\bullet), altered granite (Δ), fresh granite (\bullet). Samples mean grain size is: a) 150 μm , b) 250 μm , c) 350 μm .

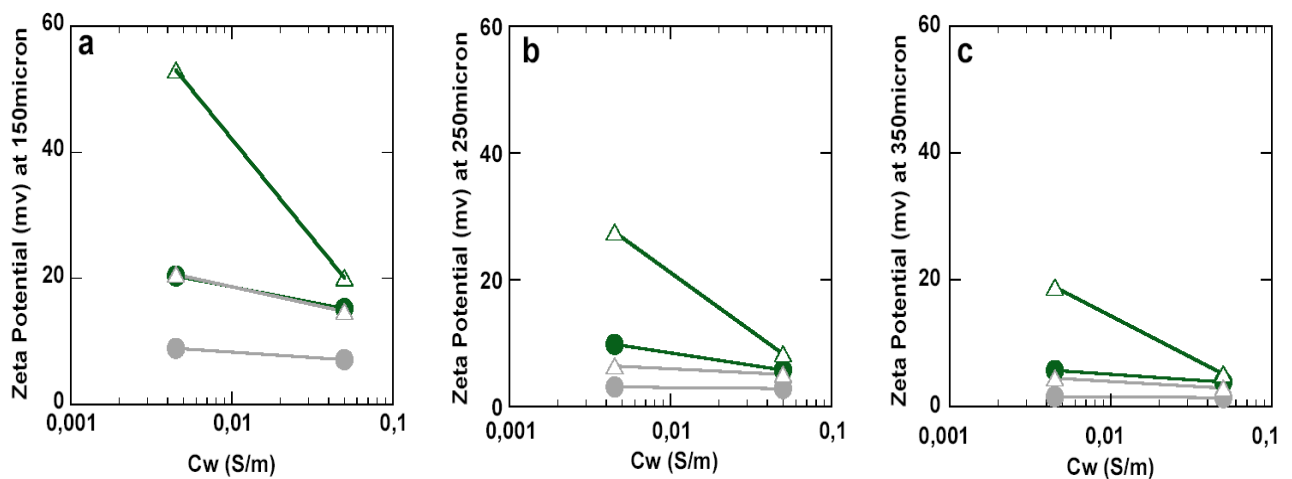


Figure 10: The absolute value zeta potential is plotted versus the fluid conductivity for altered schist (Δ), fresh schist (\bullet), altered granite (Δ), fresh granite (\bullet). Samples mean grain size is: a) 150 μm , b) 250 μm , c) 350 μm .

Porosity of the upper ocean crust at varying spreading rates

Abstract

In this paper, a database derived from the integration of core material and downhole geophysical measurements of ODP/IODP Hole 1256D, ODP Hole 504B and Hole 395A is presented. This database is used to investigate the relation between basalt petrophysical properties and ridge spreading rate of the oceanic upper crust. The physical properties of a set of 150 samples have been measured in the laboratory, with a particular emphasis on the analysis of electrical properties. The pore-space topology is found to be porosity-dependent. The petrophysical data are consistent with the prominent alteration observed in the lavas. In addition, the laboratory measurements samples reveal that seismic wave velocity is a function not only of porosity but also of the predominant pore type. In general, there is an inverse porosity-velocity correlation. The pore shape derived from velocity measurements of Hole 1256D samples is that of cracks with an aspect ratio less than 0.1 and is function of electrical tortuosity. In contrast to most lava samples, dike samples have low porosity, surface conductivity, cementation index, tortuosity index and high P wave velocity and electrical formation factor. In our study, we have found that the breccias petrophysical properties are different from those of lavas and dike.

In addition, physical properties of recovered samples at low and intermediate spreading ridges are well correlated, and differ slightly from those of fast spreading ridge samples.

Based on these results, a new equation is proposed that allows estimation of the porosity from electrical measurements in the three Holes. It is compared to the porosity computed from acoustic and bulk density measurements. These results allow us to propose a good estimate of porosity from the different downhole measurements.

Key words: ODP, IODP, Porosity, Upper oceanic crust, Mid-Ocean Ridge, Spreading rate, Electrical properties, acoustic velocities.

1. Introduction

Drilling a complete crustal section has always been a major aim of scientific ocean community since the beginning of scientific ocean drilling (Bascom, 1961; Shor, 1985; Christie et al., 2006; Ildefonse et al., 2007).

Hole 1256D, drilled during the Ocean Drilling Program (ODP-leg 206; Wilson et al., 2003), and Integrated ocean Drilling Program (IODP-Exp 309-312; Teagle et al., 2006), is the only scientific borehole that penetrates a complete section of the upper oceanic crust and reaches to the upper portion of gabbros. The site is located in the Eastern Equatorial Pacific Ocean at 6° 44.2' N, 91° 56.1' W, approximately 800 km to the West of Costa Rica (Fig. 1), in 15 Ma old crust from the Cocos plate, which was accreted at a super fast spreading rate > 200 mm/yr (Wilson, 1996). This crust lies about 1150 km east of the present crest of the EPR and about 530 km north of Cocos Ridge. The site formed on a ridge segment at least 400 km in length about 100 km north of the ridge-ridge-ridge triple junction between the Cocos, Pacific, and Nazca plates. This site was chosen based on geophysical models and seismic observations, and exploits the inverse relationship between spreading rate and the depth of axial low-velocity zones (Purdy et al., 1992; Wilson et al., 2003). Hole 1256D becomes one of the references for the structure and petrology of the upper oceanic crust section and one of the greatest models for the similarity with the Ophiolite model (Ildefonse et al., 2007).

In addition to Hole 1256D, we focus on two other well known boreholes in the basaltic crust. The deepest ocean scientific borehole so far, Hole DSDP/ODP 504B was drilled in the upper crust (6.9 Ma) formed at intermediate spreading rate (> 34.5 mm/yr) (Fig. 1). Hole 504B has penetrated the transition from lava to dikes, and reached a total depth of 2111 meters below sea floor (mbsf) after 7 Legs of coring and downhole measurements (Alt et al., 1993). It comprises a 600 m long volcanic section of mainly pillow and subordinate sheet lava, breccias, and more than 1 km of hydrothermally altered diabase-dikes (Alt et al., 1996). DSDP Hole 395A also drilled and cored the upper basaltic crust, into mid Atlantic ridge young oceanic crust (7.3 M.a) (Fig. 1), formed at slow spreading rate (20 mm/yr). The Hole penetrated 93 m of sediments and 571 m of oceanic crust, with three types of lava morphologies (massive basalts, altered lava flows, and pillow basalts, Melson et al., 1979).

Several authors have underlined that the internal architecture of extrusive section is mostly a function of the ridge spreading rate (Macdonald, 1983; Bonatti and Harisson, 1988; Brewer et al., 1998). They have found that the proportion of flows increases with increasing spreading rates while the proportion of pillow lavas decreases with increasing spreading rates

The physical properties of the lava make it possible to highlight variations of the volcanic activity at the axis of the ridge (Einaudi et al., 2000). Thus, for a total comprehension of the phenomenon of the ridge operation, a joint study of the physical properties in the laboratory and *in situ* seems to be judicious. Holes 1256D, 504B and 395A provide an exceptional opportunity to compare the laboratory and *in situ* properties of upper oceanic crust at variable spreading rate.

Downhole geophysical measurements are used to orient faults, fractures, deformation features and any obvious petrologic boundaries using borehole imaging techniques. The wireline logging provides a continuous geophysical characterization of the penetrated formation and gives a good indicator of the lithology distribution. The petrophysical properties measured in laboratory at atmospheric pressure and room temperature on mini-core samples are used to complete quality controls of the downhole geophysical measurements and provide information about degree of alteration and the structure of the rock.

Although the porosity plays an important role in the fluid transport process in the upper oceanic crust, it cannot be measured directly *in situ* in crystalline, resistive rock (Pezard et al., 1999). As already discussed in literature, downhole measurements commonly used to calculate porosity (neutron porosity tool) are inappropriate in crystalline, silicate-bearing rocks, and can dramatically overestimate porosity when hydrous minerals are presents (Harvey et al., 1996; Pezard et al., 1999; Helm-Clark, et al., 2004). Determining porosity is considered as the most problematic subject in borehole geophysics, for these three methods of downhole geophysical measurements are proposed in this paper to calculate porosity and to identify lithology variations.

The main purpose of this paper is to understand fluid circulation in the upper oceanic crust and to determine porosity profiles based on the integration of laboratory measurements on mini-cores (triple weighing method, centimetres scales) and borehole measurements (acoustic, density and electrical methods, meters scales) by taking account of the pressure, temperature and salinity influence. We investigate in details the relationship between porosity and the measured physical properties in a series of lava and dike samples from the three boreholes, in particular electrical parameters such as formation factor and electrical tortuosity and seismic properties.

2. Lithological and petrophysical measurements

Based on the core recovery and geological-geophysical-geochemical studies, the upper ocean crust formed at fast-spreading ridges or at neovolcanic centers of slow-spreading ridges is

subdivided in three parts: extrusive Lava, sheeted dike complex and gabbros. First, we present the lithological logs defined in the three studied boreholes, then the method and results of laboratory measurements on cores. The gabbro samples from Hole 1256D are the topic of another, companion paper (Violay et al., in prep).

Hole 1256D: This Hole penetrates 1507.1 mbsf, including 250 m of sediment on top of the section. The uppermost basement in the hole consists of lava flow alternating (Expedition 309 and 312 Scientists, 2006) with massive sheet and pillow flows (250-1004 mbsf) (Fig. 2). The lithologic transition zone (1004-1061 mbsf) with the sheeted dike complex underneath is marked by the presence of cataclastic features and common breccias of various styles. Dike chilled margins become common at this depth. There is a stepwise increase in alteration grade downward from lava into dike with low temperature phases ($< 150\text{ C}^\circ$) into lavas giving way to dikes partially altered to chlorite and with hornblende present below 1350 mbsf (400 C°). Below 60 m of the sheeted dikes (1348-1407 mbsf), basalts are completely recrystallized to distinctive granoblastic textures resulting from gabbroic intrusion. Gabbro intrudes sheeted dikes at 1407 mbsf. The lowermost rock recovered in the Hole is basalt dike lacks granoblastic textures (Wilson et al., 2003; Wilson et al., 2006).

Hole 504B: The upper crust of Hole 504B is capped by a 274.5 m thick sedimentary layer (Adamson 1985; Cann et al., 1983), followed by 571.5 m thick section, which is composed of intercalated pillow lavas, pillow breccias and hyaloclastites, massive units (flow or sills), thin flow, breccias and minor dykes (Fig. 2) (Adamson, 1985). Based on electrical measurements, an estimate of the pillow basalt plus breccias percentage as high as 70 % was found by several authors such as (Pezard et al., 1992; Ayadi, 1997). The transition to sheeted dikes extends in this Hole over a 200-m thick zone and is marked by a gradual increase in dike content as well as a change in alteration mechanisms (Adamson, 1985). It is mainly composed of pillow lavas and dikes that are commonly fractured and brecciated. The complex intrusive zone (1055-2111 mbsf) is composed of dikes and massive units (Cann et al., 1983; Anderson et al., 1985). The recovered rocks are aphyric to highly aphyric tholeiitic basalts. They are divided into four main types: aphyric basalts are the most abundant followed by olivine-plagioclase-clinopyroxene aphyric basalts, olivine-plagioclase-phyric rocks and olivine-plagioclase-clinopyroxene-spinel-bearing basalts.

In the upper pillow lava alteration zone (up to 546.5 mbsf) the basalts react with sea water at low temperature ($< 60\text{ C}^\circ$) in oxidative medium. These reactions water-rock gave rise to iron hydroxides, celadonite-nontronite, and saponite. The alteration rock-water, at higher temperature ($< 150\text{ C}^\circ$) in the lower pillow lava at 821 mbsf products saponite and pyrite. The

lower half of the transition zone and the dike zone contain parageneses of greenschist facies on which superimposed the parageneses of zeolite facies. It is the field of hydrothermal alteration ($> 250\text{ C}^\circ$) (Emmermann, 1985; Laverne et al., 1995; Alt et al., 1996).

Hole 395A: The lithostratigraphic sequence in Hole 395A reveals that the basalts are typical Mid-Ocean Ridge Tholeiites and vary slightly in petrology and chemical composition. The rocks underwent a low temperature oxidative alteration (Lawrence et al. 1979; Bartektzo et al., 2005). The lithology identified by petrographical and geochemical characters is dominated by aphyric and phyric pillow basalts. The massive basalts identified from the cores are relatively fresh and only moderately altered in patches; pillow basalts consist of fine to very fine grained, glassy rocks with varying degrees of alteration, but are moderately altered (Melson et al., 1979).

Laboratory measurements

The porosity, density, electrical resistivity and P-S wave velocities are measured on the 150 samples taken from the 1256D, 504B, and 395A Holes. Mini-core samples are 25 mm in diameter and vary in length from 15 to 25 mm.

The porosity (ϕ) and matrix density (ρ_m) are calculated using the triple weighing method.

The sample weight (dry, saturated and immersed) was measured with a digital balance.

$$\phi = \frac{M_{sat} - M_{dry}}{M_{sat} - M_{im}} \times 100 \quad (1)$$

$$\rho_m = \frac{M_{dry}}{(M_{dry} - M_{im})} \times \rho_w \quad (2)$$

ρ_w is the fluid conductivity

In order to determine the electric properties of each sample, a series of electrical conductivity measurements were carried out after drying (vacuum setting during 48 hours) and resaturating the sample by NaCl solution. Seven measurements were realized at room pressure and temperature with variable saturating fluid salinity (from 0.008 S/m to 8 S/m). The analysis of these data is done using the non-empirical approach based on the pore space microgeometry that has been proposed by Revil and Glover (1998). The formation factor F (mainly related to matrix porosity or the presence of micro-fractures) and the surface conductivity σ_s (mainly related to the presence of altered phases or clays) are determined by the nonlinear inversion of the experimental data (Fig. 3).

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} \left[1 - t_{(+)}^f + F \xi + \frac{1}{2} (t_{(+)}^f - \xi) \left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} + \sqrt{\left(1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} \right)^2 + \frac{4F\xi}{t_{(+)}^f}} \right) \right] \quad (3)$$

where $t_{(+)}^f$ is the Hittorf number of the cation in the electrolyte equal to 0.38 for NaCl, and

ξ is a dimensionless parameter, $\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_w}$.

Using Archie's law F is linked to the rock porosity :

$$F = \phi^{-m} \quad (4)$$

where a is a parameter (close to unity) and m is the cementation exponent. In the petroleum industry m is called the cementation factor. In crystalline rocks m has no relation to the cementation (Pezard, 1990; Jarrard and Schaar, 1991). It indicates how the pores of a rock are connected, and describes the non uniformity of the section of the conductive channels.

The electrical formation factor is an intrinsic quantity, which characterize the 3D topology of the pore space and describes the contribution of pore space topology in the matrix to the electrical resistivity of fluid saturated media. It is a purely geometric parameter that describes how the porous medium obstructs transport processes (Pape et al., 1999)

In crystalline rocks, however, a different relation is obtained in laboratory by many authors (Walsh and Brace, 1984; Pape et al., 1985; Katsube and Hume, 1987; Pezard, 1990; Ildefonse and Pezard, 2001) with:

$$\tau = F \times \phi \quad (5)$$

where τ is the electrical tortuosity, τ relates to the complexity of the path followed by the electrical current (Guéguen and Palciauskas, 1992) or in a more general sense, the efficiency of electrical flow processes (Clenell, 1997).

Acoustic velocities have been measured under atmospheric conditions on water saturated cores using contact between transducers. Using a digital oscilloscope, a pulse generator and coupled piezoelectric transducers, transit times have been picked manually. The frequency of the acoustic transducers emit is about 1 MHz.

In the present paper, we use Hudson's model (1981) to determine the pore aspect ratio (pore geometry) from acoustic velocity measurements for the different lithologies sampled in Hole 1256D. This model is based on a scattering theory analysis of the mean wave field in an elastic solid with thin penny-shaped ellipsoidal cracks or inclusion (Mavko, et al., 1998). The assumption that the wavelength of the acoustic wave is much larger than the size of the inclusions is used in this present paper. The model allows us to calculate the crack density

parameter (ε) from the acoustic velocities (V_p and V_s) and density of the rocks, and from Lamé (λ) and shear (μ) elastic constants of the solid (David et al., 1999)

$$\varepsilon = [\lambda_s + 2\mu_s - \rho V^2] / \Gamma \quad (6)$$

With

$$\Gamma = \frac{4}{27} \frac{(3\lambda_s + 2\mu_s)^2 (\lambda_s + 2\mu_s)}{(\lambda_s + \mu_s) \mu_s} + \frac{64}{135} \frac{\mu_s (\lambda_s + 2\mu_s) (9\lambda_s + 10\mu_s)}{(3\lambda_s + 4\mu_s) (\lambda_s + \mu_s)} \quad (7)$$

Following O'Connell and Budiansky (1974), the crack density α can be obtained for oblate ellipsoids from:

$$\alpha = \frac{3}{4\pi} \frac{\phi}{\varepsilon} \quad (8)$$

Average values of porosity, grain density, electrical properties, V_p and V_s in the three Holes are given in Table 1.

The calculated grain density of lava from Hole 1256D is quite variable (Fig. 4 a, 4b, 4c, and 4d), and comprised between 2.9 to 3.1 g/cc (2.97 g/cc on average). Density is relatively homogenous in Hole 1256D sheeted dikes with an average of 2.96 g/cc. The grain density in the dikes of 504B is more variable with values ranging from 2.80 to 3.0 g/cc and average of 2.93 g/cc. The average value of the density recorded for Hole 395A lava is low compared to that of Hole 1256D and it is 2.90 g/cc on average. The density of breccias in both Holes 1256D and 395A is generally low in most samples, with similar average of 2.85 and 2.82 g/cc, respectively.

For these electrical measurements we applied the detailed relationship of Revil and Glover (1998), to compute the electrical formation factor (F) and surface conductivity (σ_s) for each sample. Figure (3) shows the results of electrical conductivity measurements with different fluid salinity in the case of Hole 1256D. The three examples from Hole 1256D with the lava, breccias and dikes demonstrate the same behaviour: an increase in rock conductivity with an increase in fluid conductivity at high salinity, the lava is more resistive than the breccias and dikes. At low salinity less than 0.12 S/m, the measured conductivity is nearly constant, and the surface conductivity dominates. The difference between samples in the lava and dike is generally larger than between breccias. Figure 5a, 5b, 5c, and 5d shows the cross-plots of electrical formation factor (F) as a function of porosity for Hole 1256D, 504B and 395A. As observed in other basaltic section (Ucok, 1979; Becker, 1985; Pezard, 1990; Einaudi, 2000),

an inverse correlation between F and porosity is obtained. The data show a decrease in F with increasing porosity, a stronger dependence on porosity for Hole 395A compared to the other Holes. The lava samples from Hole 1256D tend to have a higher F with average of 2149, than those of 504B and 395A with average of 905 and 1190, respectively. Similarly, dikes in Hole 1256D have higher F (2365 on average) than those of Hole 504B (1447). On the contrary, breccias are characterized by significantly lower F compared to others lithologies. The surface conductivity σ_s presents a strong decoupling from the sample of 1256D, 504B, and 395A samples. σ_s is generally very low in the dikes samples, and much higher in the lava and breccias samples (Fig. 6a, 6b, 6c, and 6d). These σ_s values for Hole 1256D show that σ_s in breccias samples reaches 22.58 mS/m in average, 4.63 mS/m in lavas samples and 0.45 mS/m in dike samples. In the Hole 504B, the σ_s is generally found to decrease with mean value of 4.80, 0.60 and 4.23 mS/m in lavas, dike and breccias samples respectively. High values of σ_s is obtained in the Hole 395A breccias samples (average of 7.5 mS/m) and low values in lavas samples (average of 2.20 mS/m). A linear relationship is observed between σ_s and porosity in the three Holes, and is given by (Belghoul et al., 2008, in prep):

$$\sigma_s = a \times \phi^p,$$

With: $(0.4 < a < 0.8)$ and $(1.2 < p < 1.7)$.

The cementation index m ranges between 1 to 3 in all samples. The lowest values of m is measured in the dikes samples from Hole 504B. In contrast, the highest values are recorded in the Hole 1256D lava samples. In the m -porosity cross-plots (Fig. 7 a, 7b, 7c, and 7d) the different experimental data sets satisfy the relationship between m and porosity (equation 4). The lava from 504B and 395A show the same average (1.70) where the lava of 1256D has high values of m with an average of 2.29. Dikes are characterized by lower m , with 1.75, 1.47 on average for Holes 1256D, 504B, respectively. The breccias values of m in the three Holes are higher than the lavas and dikes, average of 2.71, 2.14 and 1.80 are obtained in 1256D, 504B and 395A Holes, respectively.

The electrical tortuosity (τ) computed from equation (5) has a more complex behaviour (Fig; 8 a, 8b, 8c, and 8d). While the lavas samples from the three sites exhibit a linear relationship (an increase of τ with increasing porosity) the lowest τ which correspond in some case to the breccias samples follow a different relationship with the porosity; in general there is no obvious correlation between τ and porosity in the dike and breccias samples. The relation proposed by (Pezard et al, 1991) for crystalline rock is still valid in the case of samples from

Holes 504B and 395A and they have proposed an average of 10 for the τ . 504B and 395A Holes present similar values of τ in the lava with average values of 17. The average values of dikes 504B are low 12.70. The breccias are a little higher (20.53) than those of 395A (13). The impact of porosity on τ in Hole 1256D seems variable and τ is generally higher than in Holes 504B and 395A with an average of 93 in lavas and of 32.74 in dikes and 37.50 for breccias.

The measured *P*-wave velocities range between 5 to 7 km/s and few values are lower than 5 km/s, typically corresponding to the values of intact rocks and slightly fractured basaltic rocks. These values are consistent with previously published works (Pezard et al., Moss et al., 1990; Einaudi et al., 2000). The *P*-wave velocity decreases with porosity increasing. Similar average values are obtained in lava (5.78 and 5.82 km/s) and dikes (6.10 and 6 km/s) for Holes 504B and 1256D, respectively. Holes 1256D breccias lavas lower have an average velocity (4.67 km/s) than that of Hole 504B (5.16 km/s).

The average values of V_s recorded for dikes amples in Hole 1256D (Fig. 9 d) are higher (3.26 km/s) than in lavas samples (3.11 km/s). Values of breccias are low and also very variable with an average of 2.51 km/s. S wave data are used in this paper to calculate the elastic parameters.

We use our acoustic velocity and density data from 1256D samples to calculate the mean crack aspect ratio (Fig. 10). The crack aspect ratio in dike is significantly lower (0.07) than in lavas (0.12) and breccias (0.50). The sample porosity is mainly associated with cracks (Wilkins, 1991). This work was completed for a comparison between the electrical measurements (controlled by liquid phase) and the acoustic velocity (controlled by solid phase), these two different methods, are correlated well and complementary (Fig. 10). Indeed, aspect ratio is a function of tortuosity.

3 Downhole measurements

The scientific ocean drilling programs (DSDP/ODP/IODP) have drilled and cored the ocean crust for more than three decades (Dick et al., 2006; Ildefonse et al., 2007). In basaltic rocks, the core recovery is classically low in the order of 30%. Downhole measurements provide then a continuous representation of the drilled structures and lithologies (Lovell et al., 1998). In this section, the results of laboratory measurements are compared with the downhole measurements obtained in the three boreholes and provide a way to estimate in situ porosity values and downhole variations. A full set of downhole geophysical measurements were

recorded within the upper oceanic crust in the three Holes (1256D, 504B, and 395A). The tools that used for this study and their application are briefly described below. More detailed information about downhole logging tools used in IODP and their geological applications can be found in Goldberg (1997), Serra (2003) and on the IODP website (iodp.ldeo.columbia.edu/TOOLS_LABS).

The Hostile Natural Gamma Spectroscopy (HNGS) tool measures the natural gamma radiation from isotopes of potassium, thorium and uranium using five-window spectroscopy to determine concentrations of radioactive potassium (in %), thorium (in parts per million), uranium (in parts per million), and the total gamma ray emission (gAPI). The bulk density was measured with the Hostile Litho Density Sonde (HLDS) which consists of a radioactive cesium gamma ray source and far and near gamma ray detectors. Electrical resistivity was measured with different depths of investigation: deep and shallow. In both devices, a 61-cm thick current beam is forced horizontally into the formation by using focusing currents. Another electrical tool, the shallow spherically focused resistivities tool (SFLU) measures the current necessary to maintain a constant voltage drop across a fixed interval which is a direct measurement of resistivity. The Dipole Shear Sonic tool (DSI) measures transit times of P, S and Stoneley waves between sonic transmitters and an array of eight receivers. It uses a combination of monopole and dipole transducers. The Temperature Acceleration Pressure (TAP) tool was deployed for temperature measurements of the borehole fluid.

Continuous downhole measurements reveal changes in magmatic processes at the ridges axis in Hole 1256D (Figure 11). The lavas (base of casing to 346 mbsf) is characterized by low resistivity (commonly between 10 and 100 Ω .m), low P-wave velocity (< 5.5 km/s), low and perturbed values of bulk density (Teagle et al., 2006). The gamma ray is higher (> 3 gAPI). The transition zone is marked by large amplitude variations in: electrical resistivity, P wave velocity, and bulk density measurements, with a sharp decrease in bulk density measurements and very low values of electrical resistivity and acoustic P-wave velocity. Opposite trend recorded with gamma ray in this zone with almost constant values (2.50 gAPI) and higher in some zone

The interval 1028–1032 mbsf is associated with an increase in the natural radioactivity and can confidently be correlated with the mineralized volcanic breccias (Teagle et al., 2006). In general, below 1061 mbsf to the bottom of the Hole (dike zone), all petrophysical data increase downhole (Expedition 309 and 312 Scientists, 2006). The dike zone is characterized by high resistivity (generally >100 Ω .m), as high as 2500 Ω .m at 1161 mbsf; high P-wave

velocities become common. In the dike units, bulk density is constant and high, in the range 2.8–2.9 g/cm³. The gamma ray decreases stepwise downward from the lava into lowermost dikes (< 3 gAPI).

Hole 504B is characterized by relatively low resistivity (5 to 15 Ω .m) through the volcanic sequence, rising at discrete intervals to values of more than 30 Ω .m that mark the position of a set of massive lavas (Pezard, 1990). The average resistivity value measured with the DLL in the upper section (volcanic section) is about 10 Ω .m (Fig. 12), which corresponds to the pillow basalts, whereas intervals with higher resistivities (> 10 Ω .m) are associated to massive flow (Ayadi et al., 1997). Most of the gamma ray maxima are found to be correlated with celadonite-bearing alteration halos (Tartarotti et al., 1997). The highest gamma ray values (5 gAPI) occur within the upper pillow alteration zone of Hole 504B. Bulk density is increases gradually but irregularly. Across the transition zone between 800 and 1020 mbsf, all physical properties change. Sharp increase of P wave velocity and bulk density is observed, an overall decrease of gamma ray signal is also observed in this zone (Detrick et al., 1994). The dikes are characterized by P-wave velocities greater than 5 km/s and occasionally larger than 6.50 km/s below 1500 mbsf. The natural radioactivity gamma ray values obtained in the dikes are in general lower than in the extrusive, especially the altered ones. The electrical resistivity increases by nearly two orders of magnitude from the volcanic section (Becker, 1985; Pezard, 1990) to the resistive dikes (Fig. 12). It increases continuously down to 1400 mbsf, and more irregularly underneath, with several measurements under 100 Ω .m at the bottom of the Hole. These low values are due either to an increase of fracture intensity or to a change in clay mineralogy (Pezard et al., 1997). Bulk density values obtained in the dike are higher overall, and display a regular pattern compared to the volcanic section, with average of 2.98 g/cc.

The resistivity from the shallow and deep penetrating sensors separate downhole near the base of Holes 1256D and 504B, likely in relation to an increased density of vertical fractures that generates a significant anisotropy of porosity (Pezard and Anderson, 1989).

The electrical resistivity measurements of Hole 395A reveal a succession of volcanic cycles (Fig. 13). Each cycle starts with high resistivity values, which gradually evolve upward towards lower values. Each cycle was postulated to start with the eruption of flows or resistive pillows (corresponding to high resistivity values), followed by more conductive pillows. The end of each cycle corresponds to the occurrence of breccias. The massive basalts are characterized by high electrical resistivity ranging from 50 to 500 Ω .m, high density with average values of 2.80 g/cc, and high P wave velocity (on average 6.1 km/s). Total gamma

ray values are low with an average value of 8 gAPI. Pillow basalts of Hole 395A are characterized by a decrease of the electrical resistivity values. Typical values range between 15 and 200 Ω .m, with the higher values occurring towards the bottom of Hole 395A. Low density values of 2.60 g/cc, on average, low average P-wave velocities of 4.90 km/s, and high values of total gamma ray (mean values 6.20 gAPI) in altered zones are related to an increase of potassium due to seafloor weathering.

Downhole geophysical measurements are compared to our laboratory measurements on mini-cores. The bulk density in-situ (solid lines) measurements (Fig.11, 12, and 13) are well correlated with laboratory measurements (circles). P wave velocity from downhole measurements (solid lines) also compare well with laboratory measurements (circles) of mini-cores from Holes 1256D and 504B (Fig. 11 and 12). The correlation between mini-core data and downhole measurements appears to be better in the dikes than in the extrusive lavas for the three Holes. This is likely due to borehole shape condition, more irregular in lavas, which influence the downhole measurement quality. The best correlation between downhole electrical resistivity (solid lines) and laboratory core measurements (circles) is obtained in Hole 1256D. The correlation is poorer in Holes 504B and 395A.

In the three holes the downhole porosity measurements are inadequate (neutron porosity tools, see above), and largely overestimate true porosity when hydrous minerals are presents. Therefore, porosity was calculated from downhole logging data using mini-core measurements and the standard logging methods: bulk density, compressional wave velocity and resistivity data.

Porosity computation from downhole measurements

The downhole measurement lead to the bulk density measurement, which is the sum of densities of the component parts of the formation expressed by Serra (1984):

$$\rho_{bulk} = \phi \times \rho_{fluid} + (1 - \phi) \times \rho_{grain} \quad (9)$$

Laboratory experiments gave a relation between the bulk density ρ_{bulk} and the grain density ρ_{grain} measured on cores, which could then be used to calculate *in situ* ρ_{grain} from the downhole measurements of ρ_{bulk} .

The fluid density (ρ_{fluid}) was computed from the equation of state for sea water, taking into account the effect of borehole temperature and pressure measured by the TAP downhole tool.

The porosity could then be calculated as follows:

$$\phi = \frac{\rho_{grain} - \rho_{bulk}}{\rho_{grain} - \rho_{fluid}} \quad (10)$$

Porosity can also be derived from Vp downhole measurements (Wyllie et al. 1956). The relationship between compressional wave velocity and porosity is:

$$\frac{1}{V_{bulk}} = \frac{\phi}{V_{fluid}} + \frac{1-\phi}{V_{grain}} \quad (12)$$

Grain velocity (V_{grain}) was not directly measured on core samples, but computed for each rock sample using Wyllie's equation (core V_{bulk} and ϕ measured in laboratory), using the same method as for ρ_{grain} . The bulk velocity (V_{bulk}) calculated from cores were plotted versus core grain velocity (V_{grain}) in order to obtain a relation between V_{bulk} and V_{grain} . From this relation *in situ* V_{grain} measurements was obtained from downhole measurements of V_{bulk} .

The fluid velocity (V_{fluid}) was calculated as for ρ_{fluid} , taking into account the effect of borehole temperature and pressure measured by the TAP downhole tool.

The porosity is then calculated by:

$$\phi = \left(\frac{V_{grain} - V_{bulk}}{V_{bulk} - V_{grain}} \right) \left(\frac{V_{grain} - V_{fluid}}{V_{fluid} - V_{grain}} \right) \quad (13)$$

In addition to the porosity determined from bulk density and acoustic velocity measurements, a new porosity estimate has been proposed computed from electrical data. The determination of porosity from resistivity logs is also based on core measurements and follows the Waxman and smits model (1968). As detailed above, the electrical conductivity in the studied basaltic rocks is a combination of two mechanisms: electrolytic conduction within the pore space and surface conduction at the pore/matrix interface (Waxman and Smits, 1968; Revil and Glover, 1998). In a simpler, empirical way and following the Waxman and Smits model (1968), the measured electrical conductivity σ_0 is related to the pore fluid conductivity σ_w and the surface conductivity σ_s :

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} + \sigma_s \quad (14)$$

Injecting in (14) Archie law (1942) $F = \phi^{-m}$ and Belghoul law (2007) $\sigma_s = \phi^p$ in (14), and using Matlab soft, the *in situ* porosity could be obtained (σ_0 is the inverse of the resistivity measured by the DLL, σ_w measured by the TAP toll, the coefficients m and p were determined with core laboratory measurements where the average values are used in the calculation.

Results of porosity calculation from downhole measurements are depicted in Figure 14, 15, and 16. The calculated porosity curves all indicate the same trends, consistent with the three main individual lithological units, i.e., lavas, sheeted dikes, and transition zone.

As shown in figure 14, 15, and 16, porosities derived from compressional wave velocity and electrical resistivity range from 2 % to 10 % within the lava zone in Holes 1256D and 504B. Density-derived porosities are similar in Hole 504B lavas, but vary less than in the lava zone of Hole 1256D.

The transition zone is characterized out by high porosity values (> 8%) in all three curves and in both Holes 1256D and 504B. Low porosity data are obtained within the dike zone for all computation methods, and porosity decreases downward in the sheeted dike complex.

In the lower lava zone of Hole 1256D, smaller differences of 1 % is observed between porosity from bulk density log and porosity from electrical log. This difference may be due to quality log of the bulk density within lava zone. The bulk density log is more disturbed as consequence of the change of borehole shape (faults, fractures, etc). Resistivity-derived porosities in Hole 504B agree with density, velocity, and electrical resistivity logs. In both Holes, the amplitude of fluctuation is very high in the transition section due to the occurrence of brecciated rocks.

Only one porosity log was obtained in Hole 395A from electrical resistivity. It shows values in the lava zone (2 % derive a correct porosity log).

Porosities measured on mini-cores are well correlated with the porosities derived from downhole petrophysical measurements (fig. 14, 15, and 16).

4. Discussion

Multi-disciplinary studies are necessary at each of these sites to investigate low frequency accretion process. Porosity is first-order petrophysical parameter that controls the electrical and acoustic signature of crystalline rocks. It is very low in oceanic basalts, especially in dike samples, typically in the range between 1% and 2 %. Most of the porosity is found as crack porosity, and the porosity of brecciated rocks is variable. The large difference in porosity between dike and lava samples can be explained by an increasing intercrystalline porosity with alteration, stronger in lavas, especially at a high degree of alteration which was confirmed by the cross-plot of porosity and σ_s (Fig. 6d).

Documenting the volcanic stratigraphy at mid-ocean ridges is of primary importance in understanding magma transport and the processes of igneous crustal accretion. The lavas from the low and intermediate spreading ridges (Holes 395A and 504B) exhibit similar electrical properties (i.e., electrical formation factor, electrical surface conductivity, electrical cementation and tortuosity index) and differ from the lavas of fast spreading ridges (Hole 1256D) even when they are in the same range of porosity (Fig. 5 to 8). The behaviour of breccias samples at the three sites exhibits a different tendency which means that the breccias have a different minerals composition and different pore space structure.

Electrical resistivity records from the upper oceanic crust have been used in the past to describe the construction of extrusive piles created at mid-ocean ridges (e.g., Hyndman and Salisbury, 1983, Pezard, 1990). The electrical properties of rocks depend strongly on microstructural (pore type) and thermodynamical (pore fluid) parameters, and on the degree of alteration of the rock. The electrical resistivity measurements allow the discrimination of massive units from pillows in the three Holes and that lava from dike and breccias. The electrical formation factor has been reported to be dependent upon rock texture, distribution of pores and pore throat size, connectivity between pores, flow-path tortuosity, all of which illustrate the internal structure.

Archie's law has been shown to work well for high-porosity sedimentary rocks. In this paper we show that the electrical cementation index (m) is also applicable in the crystalline rocks. In the case of crystalline rocks, m is function and depend to the porosity. The electrical cementation index is slightly higher for samples from Hole 1256D than from Holes 504B and 395A for identical porosities. This difference may be due to rocks textural differences, degree of alterations or minerals recrystallisation. The estimate of m in the dike samples show that the values of m is not much larger than unity (1) indicating presence of a microcrack porosity. As

shown in (Pezard, 1990; Pezard et al., 1989; Towle, 1962; Brace and Orange, 1968; Pape et al., 1985; Aguilera, 1974; Johnson and Schwartz, 1989; Revil and Cathles, 1999) m varies between 1.1 and 1.3 and the interconnected pore space consists entirely of interconnected open cracks and fractures. Such low m values have often been recognized by microcrack conduction. By contrast, a high cementation exponent ($m = 2.5$) results from large pores being connected by narrow throats. A higher m also means the rock is altered (Revil and Cathles, 1999).

Our results for the correlation between petrophysical parameters and porosity are consistent with those of previously studied (Ildefonse and Pezard, 2001, Einaudi et al., 2000), and provide better correlations that include more parameters such as the surface conductivity (σ_s) versus porosity. For each site and for different lithologies, a strong, unexpected positive correlation between σ_s and porosity is found (Fig. 6d), and is described by

$$\sigma_s = 0,7\phi^{1,5}$$

This relationship allows to estimate porosity from downhole electrical resistivity. On the other hand, abundance of secondary/alteration minerals (saponite, clay, sericite) as seen in the thin section analysis (Alt et al, 1996; Laverne et al; 1995, Initial report of Leg 206, and IODP Exp 309-312) increases σ_s . The σ_s of lava samples are higher, which means that the low temperature alteration strongly affects the electrical conductivity whereas the processes of high temperature alteration do not seem to have a strong influence on σ_s . This strong value of σ_s is due to the concentration of complementary charges in the vicinity of the interface pore fluid within the rocks, as well as to the precipitation of argillaceous minerals and other altered minerals. The surface conductivity is associated to changes in the nature of alteration. The variability of gamma ray is always high in the lava and almost constant and lower in dike, and correlate well with the variability of σ_s .

The results show that the downhole measurements of density, electrical resistivity, and P wave velocity in Holes 1256D and 504B vary inversely with the porosity. The porosity is high in the lavas zone. All different computed porosities indicate lateral variations in type of flow over the borehole. The variation of porosity in the lava zone appears to correlate well with vertical changes in petrophysical measurements. Although petrophysical parameters are influenced by lithology and larger scale structures, the results indicate that the petrophysical property variation in the borehole wall can be attributed to vertical changes in porosity. Porosity derived from compressional wave velocity, density and cores represent the recent

porosity, while porosity derived from downhole electrical resistivity logs reflects initial porosity according to Linek (2003). The amount of fracturing and hydrothermal alteration in several zones also may have contributed to the porosity and other petrophysical properties. The rocks in the lava/dike transition zone are mainly highly fractured, hydrothermal altered and brecciated (Alt et al., 1986a, 1989b, IODP proceeding of Hole1256D) which results in a very distinct and variable signal of porosity

The concept of mean crack aspect ratios was used to investigate the dependence of porosity and seismic velocity on the porous network geometry. The computed mean crack aspect ratio is not the same in the different samples from the Hole 1256D, although, hypothesis substantiated by the previous theoretical and numerical modelling shows that the aspect ratio is fixed. In reality, the pore aspect ratios in the real rock are not evenly distributed, and their value changes with lithology, fluid and pressure (Yan et al., 2002; Sun and Goldberg, 1997).

Downhole measurements of Hole 504B show a similar variation with depth lithology as in Hole 1256D. Differences between dike and lava and between slow, intermediate, and fast ridges are probably due to different primary texture of minerals, or to different intensity of alteration (lava are more altered than dikes) or to the shape of porosity and internal structure of pores.

The three porosity log obtained with different methods generally shows a bimodal distribution, with similar variation along the Hole, expect when borehole enlargements are present. The bulk density-derived porosity log is the most sensitive to borehole local enlargements.

5 Conclusion

We analysed the structure of the upper oceanic crust through a set of petrophysical laboratory measurements and downhole measurements (density, electrical resistivity, P-wave velocity, gamma ray, and derived porosity) carried out in DSDP/ODP/IODP Holes 1256D, 504B, and 395A. Our result yields a precise petrophysical description of the upper crust and has been compared with spreading rates. This multi-scalar study allows us to underline the following points:

- Laboratory measurements and calculations suggest that the various rocks composing the upper oceanic crust, especially the lavas and breccias with various degree of alteration, show characteristic and distinct petrophysical signature. The physical properties of samples recovered at low and intermediate spreading ridges are well correlated and differ slightly from

those of fast spreading ridge samples. The petrophysical analyses show that the breccias are highly different from the lavas and dikes samples in the three Holes.

Porosity of basaltic crust is not measurable by conventional logging tools. We propose a new porosity log derived from electrical downhole measurement. The latter correlate well with downhole porosity computed from density, and compressional wave velocity (core and borehole measurements).

- The sample porosity is mainly associated with cracks especially with low values of aspect. -
- The aspect ratio is strongly correlated to the electrical parameters (cementation index and electrical tortuosity).
- All rocks petrophysical parameters are respond to porosity, alteration and fracturation.

Acknowledgements

This research used samples and data provided by the DSDP/ODP/IODP. ODP was sponsored by the NSF and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. IODP is supported by NSF; Japan's Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology; the European Consortium for Ocean Research Drilling; and the People's Republic of China, Ministry of Science and Technology. For Leg 206, D.S.W. and D.A.H.T. were co-chief scientists, and G.D.A. was the staff scientist. For Expedition 309, D.A.H.T. and S.U. were co-chief scientists, and N.R.B. was the staff scientist. For Expedition 312, J.C.A. and S.M. were co-chief scientists, and N.R.B. was the staff scientist. We thank JOIDES Resolution Captains P. Mowat and A. Simpson, Drilling Superintendents Tim McCown and Wayne Malone, Operations Superintendents R. Grout and K. Grigar, the entire transocean crew, and the Texas A&M University technical staff from ODP Leg 206 and IODP Expeditions 309 and 312 for successful operations.

References

- Adamson, A. C., 1985, Basement lithostratigraphy, DSDP Hole 504B, Leg 83, Init. Repts. DSDP 83: 121-127.
- Aguilera, R. 1974. Analysis of naturally fractured reservoirs from sonic and resistivity logs, *J. Pet. Technol.*, 26, 1233-1238.
- Alt, J.C., Honnorez, J., Laverne, C. and Emmerman, R. 1986. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B, mineralogy, chemistry, and evolution of sea-basalts interactions, *J. Geophys. Res* 91: 13009-10335.
- Alt, J. C., Anderson, T. F., and Bonnell, L., 1989. The geochemistry of sulfur in 1,3 km section of hydrothermally altered oceanic crust, DSDP Hole 504B. *Geochim. Acta.* 47, 1011-1023.
- Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L.B., et al., 1993. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 148: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.148.1993
- Alt, J.C., Laverne, C., Vanko, D.A., Tartarotti, P., Teagle, D.A.H., Bach, W., Zuleger, E., Erzinger, J.,

- Honnorez, J., Pezard, P.A., Becker, K., Salisbury, M.H., and Wilkens, R.H., 1996. Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: a synthesis of results from Site 504 (DSDP Legs 69, 70, and 83, and ODP Legs 111, 137, 140, and 148.) In Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L.B., and Michael, P.J. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 148: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 417–434. doi:10.2973/odp.proc.sr.148.159.1996
- Anderson, R, N., Honnorez, J., Becker, K. et al. 1985. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 83: Washington (U.S.Govt. Printing. Office).
- Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristic. *Pet. Tech*, 8:1–8.
- Ayadi , M.; Pezard, P. A., Laverne, C. and Bronner, G., 1997, Multi-scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, I: stratigraphy of eruptive products and accretion processes. In : Harvey, P.K.. and Lovell, M.A. (eds) Core-Log integration, Geological Society, London, Special Publications, 136: 297-310
- Bascom, W.N. 1961. A hole in the bottom of the sea; the story of the Mohole project. Garden City, New York, Doubleday and Company, Inc, 352 p.
- Bartetzko, A., Pezard, P., Goldberg, D., Sun, Y.-F., and Becker, K. 2005. Volcanic stratigraphy of DSDP/ODP Hole 395A: An interpretation using well-logging data. *Mar. Geophys. Res.* 22: 111-127.
- Becker, K., Large-scale electrical resistivity and bulck density of the ocean crust, DSDP Hole 504B, costa Rica Rift. In Anderson R.N. Honnorez J. Becker K., et al., Init. Rep. DSDP, 83, Washington (US Govt. Printing Office): 419-427.
- Bonatti, E., and Harrison, C.G.A., 1988. Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity, *J. Geophys. Res.*, 93, 2967-2980.
- Brace W.F., Orange A.S., and Madden T.R., 1965. The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks, *J. Geophys. Res.*, 70, 5669-5678.
- Brace, W. F. & Orange, A. S. 1968. Further studies of effects of pressure on electrical resistivity of rocks. *J. geophys. Res.* **73**, 5407–5420.
- Brewer , T.S., Harvey, P.K., Lovell, M.A., Haggas, S., Pezard, P.A., and Goldberg, D., 1999. Borehole images of the ocean crust : case histories from the Ocean Drilling Program, in Borehole images: application and case histories, edited by Lovell, M.A., Williamson, B.J., and Harvey, P.K., Geological Society, London Publications, 159, 283-294.
- Harevy, P. K., Lovell, M. A., Brewer, T. S., Locke, J., and Mansley, E. 1996. Measurement of thermal neutron absorption cross section in selected geochemical reference materials. *Geostandards Newsletter*, 20, 79-85.
- Cann, J.R., Langseth, M.G., Honnorez, J. et al. 1983. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 69, US government printing office, Washington.
- Clennell, M.B., 1997. Tortuosity: a guide through the maze. In: M.A. Lovell and P.K. Harvey (Editors), *Developments in petrophysics*. Geological Society Special Publication, London, pp 299-344.
- Christie, D.M., Ildefonse, B., Abe, N., Arai, S., Bach, W., Blackman, D.K., Duncan, R., Hooft, E.,

- Humphris, S.E., and Miller, D.J., 2006. Meeting report. Mission Moho: Formation and Evolution of Oceanic Lithosphere. *Eos, Trans., AGU*, 87 (48), 539.
- David, C., Menendez, B., Darot, M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical Properties and microstructure of Peyratte Granite. *Int. J. Rock Mech. Min.Sci* Vol. 36, n°4, pp. 433-448
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. and Brocher, T., 1987. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, 326: 35-41.
- Detrick, R., Collins, J., Stephen, R., and Swift, S., 1994. In situ evidence for the nature of the seismic Layer 2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, 370:288-290.
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., and Ildefonse, 2006. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Ocean Crust and Mantle: An Evolving Order Out of New Complexity. *Oceanography*, 19 (4): 72-80.
- Einaudi, F., Pezard, P.A., Cochemé, J.J., Coulon, C., Laverne, C. and Godard, M., 2000. Petrography, geochemistry, and physical properties of a continuous extrusive section from the Hilti massif, Semail ophiolite. *Mar. Geoph. Res.*, 21(3/4): 387-407.
- Emmermann, R., 1985. Basement geochemistry, hole 504B. In Anderson R.N., Honnorez, J., Becker, K., et al. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 83- Washington (US. Govt. Printing Office), 183-200.
- Expedition 309 and 312 Scientists, 2006. Superfast spreading rate crust 3: a complete in situ section of upper oceanic crust formed at a superfast spreading rate. IODP Prel. Rept., 312. doi: 10:2204/iodp.pr.312
- Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris (299pp).
- Goldberg, D. 1997. The role of downhole measurements in marine geology and geophysics. *Reviews of Geophysics*, 35, 315-342.
- Hudson, J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 64.
- Helm-Clark, C.M., Rodgers, D.W., Smith, R.P. 2004. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalts. *Journal of Applied Geophysics*, 55 3-38.
- Hyndman, R.D., and Salisbury, M.H. 1983. The physical nature of the oceanic crust on the Mid-Atlantic Ridge, DSDP hole 395A, Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj., 78B, 839-848.
- Ildefonse, B., Christie, D.M., and Mission Moho Workshop Steering Committee, 2007. Mission Moho workshop : drilling through the oceanic crust to the Mantle. *Scientific Drilling*, 4:11-18. doi:10.2204/iodp.sd.4.02.2007.
- Ildefonse, B. and Pezard, P.A., 2001. Electrical properties of slow-spreading ridge gabbros from ODP site 735, Southwest Indian Ridge. *Tectonophysics*. 330: 69-92.
- Ildefonse, B., Rona, P.A., and Blackman, D.K., 2007. Deep Sampling of the Crust formed at Mid-Ocean Ridges : Scientific Ocean Drilling provides perspective 'in-depth'. *Oceanography*, 20(1): 22-33.
- Jarrard, R.D., and Schaar, R., 1991. Electrical properties of basalts from sites 768 and 770¹. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results Vol.124*.

- Katsube, T.J., Hume, J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs. *Geophysics* 52, 342–352.
- Laverne, C., Vanko, D.a., Tartarotti, P. and Alt, J.C. 1995. Chemistry and geothermometry of secondary minerals from the deep sheeted dike complex, Hole 504B. In Erzinger, J., Becker, K., Dick, H.J.B and Stokking, L.B. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 137/140: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 167-189.*
- Lawrence, J.R., Drever, J.J., and Kastner, M., 1979. Low temperature alteration of basalts predominates at DSDP Site 395, in Melson, W. G., Rabinowitz, P.D. et al. (eds), *Init. Repts. DSDP, vol. 45, U.S. Govt, Printing Office, Washington, pp. 609-612.*
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media.* Cambridge University Press.
- Lovell, M., Harvey, P., Brewer, T., Williams, C., Jackson, P., and Williamson, G. (1998). Application of FMS images in the Ocean Drilling Program: an overview. In Cramp, A., MacLeod, C., Lee, S., and Jones, E., editors, *Geological Evolution of Ocean Basins: Results from the Ocean Drilling Program, volume 131 of Special Publications, pages 287–303.* Geological Society, London.
- McDonald, K.C., 1983, Crustal processes at spreading centres, *Rev. of Geophys.* 21: 1441-1454.
- Melson, W. G., Rabinowitz, P. D., et al., 1979. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 45: Washington (U.S. Government Printing Office).*
- O'Connell R. Budiansky B; 1974. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J.Geophys.Res* 79, 5412-5426.
- Moss, D., Pezard, P.A., and Lovell, M. 1990. Elastic wave velocity within oceanic layer 2 from sonic full waveform logs in deep sea drilling project holes 395A, 418A, and 504B. *Journal of Geophysical Research, Vol 95, NO. B6, Pages 9189-9207, June 10, 1990.*
- Pape, H., Riepe, L., Schopper, J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA, 26th Ann. Log. Symp.,*
- Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., 1999. Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. *Geophysics* Vol64, No5; P: 1447-1460.
- Pezard, P.A., and Anderson, R.N. 1989. Morphology and alteration of the upper oceanic crust from in-situ electrical experiments in DSDP/ODP Hole 504B, *Proc. ODP, Sci. Results., 111, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 133-146.*
- Pezard, P.A., 1990. Electrical properties of mid-Ocean Ridge Basalt and applications for the structure of the upper oceanic crust in Hole 504 B, *J;Geophys.Res.,14,93-123.*
- Pezard, P.A., and Anderson, R.N., 1990. Electrical resistivity, anisotropy, and tectonic context. *Trans. SPWLA, Paper M, 31st annu. Log. Symp., Lafayette, La. USA..*
- Pezard, P. A., Anderson, R.N., Ryan, W.B.F., Becker, K., Alt, J.C. and Gente, P. 1992. Accretion, structure and hydrogeology of intermediate-spreading-rate oceanic crust from drillhole experiments and seafloor observation, *Mar. Geophys. Res., 14, 93-123.*
- Pezard, P.A., Ayadi, M., Revil, A., Bronner, G., Wilkens, R. 1997. Detailed structure of an ocean normal fault: A multiscale approach at DSDP/ODP site 504. *Geophysical Research Letters, Vol,*

- 24, No. 3, Pages 337-340, February 1.
- Pezard P, Hermitte D, 1999. Analyse des diagraphies de porosité et de résistivité électriques des formations granitiques de la Vienne, DPRO-CER 99-02/A.
- Purdy, G.M., Kong, L.S.L., Christeson, G.L., and Solomon, S.C., 1992. Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges. *Nature* (London, U. K.), 355:815-872. doi:10.1038/355815a.
- Revil A. and Glover P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 691-694.
- Revil, A., Cathles, L.M. III, Losh, S., and Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *J. Geophys. Res* 103, B10, 23925-23936.
- Revil, A., Cathles, L.M. III, 1999. Permeability of shaly sands. *Water resources research*. Vol. 35. No. 3. Pages 651-662.
- Shor, E.N. 1985. A chronology from Mohole to JOIDES. Pp. 391-399 in *Geologists and Ideas; A History of North American Geology*. E.T. Drake and W.M. Jordan, eds. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 4.
- Sun, Y.F., Goldberg, D., 1997. Estimation of aspect-ratio changes with pressure from seismic velocities. *Geological Society Special No. 122*, pp. 131-139.
- Tartarotti P, Pezard P., Laverne C., Larouziere F.D., 1998. Multi scalar structure at DSDP/ODP site 504, Costa Rica Rift, II: Fracturing and alteration, an integrated study from core, downhole, measurement and borehole wall images. *Geologica Society, Special publication 136*, 296-301.
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S., and the Expedition 309/312 Scientists, 2006. *Proc. IODP, 309/312: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.309312.2006
- Towle, G. 1962. An analysis of the formation resistivity factor-porosity relationship of some assumed pore geometries, *trans. SPWLA, Annu. Log. Symposium*, 3rd, paper, 3.
- Ucok, 1979. Temperature dependence of the electrical resistivity of aqueous salt solution-saturated porous, *Ph.D Thesis, Univ. Southern Calif.*
- Walsh, J.B., Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *J. Geophys. Res* 89, 9425-9431.
- Waxman M.H., and Smits L.J.M., Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Pet. Eng. J.*, 8, 107-122. 1968
- Wilson, D.S., 1996. Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. *Geophys. Res. Lett.*, 23:3003-3006. doi:10.1029/96GL02893
- Wilson, D.S., Teagle, D.A.H., Acton, G.D., et al., 2003. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 206: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.206.
- Wilson, D.S., D.A.H. Teagle, J.C. Alt, N.R. Banerjee, S. Umino, S. Miyashita, G.D. Acton, R. Anma, S.R. Barr, A. Belghoul, J. Carlut, D.M. Christie, R.M. Coggon, K.M. Cooper, C. Cordier, L. Crispini, S.R. Durand, F. Einaudi, L. Galli, Y.J. Gao, J. Geldmacher, L.A. Gilbert, N.W. Hayman, E. Herrero-Bervera, N. Hirano, S. Holter, S. Ingle, S.J. Jiang, U. Kalberkamp, M. Kerneklian, J. Koepke, C. Laverne, H.L.L. Vasquez, J. MacLennan, S. Morgan, N. Neo, H.J. Nichols, S.H. Park,

M.K. Reichow, T. Sakuyama, T. Sano, R. Sandwell, B. Scheibner, C.E. Smith-Duque, S.A. Swift, P. Tartarotti, A.A. Tikku, M. Tominaga, E.A. Veloso, T. Yamasaki, S. Yamazaki, and C. Ziegler.

2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science* 312:1016-1020.

Wilkens, R., Fryer, G., Karsten, J. 1991. Evolution of porosity and seismic structure of the upper oceanic crust: importance of aspect ratios. *Journal of Geophysical Research* 96:17981–17995.

Wyllie, M., Gregory, A., and Gardner, G. 1956. Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. *Geophysics*, 21:41–70.

Xu, S., White, R.E., 1995. A new velocity model for clay-sand mixtures. *Geophysical Prospecting* 43, 91-118.

Yan, J., Li, X.Y., Liu, E., 2002. Effects of pore aspect ratios on velocity prediction from well-log data. *Geophysical Prospecting* 50, 289-300.

Zamora, M., Pezard, P.A., Ito, H., 1999. Acoustic properties of granitic rocks from the GSJ Hirabayashi hole, Nojima Fault, Japan. *Trans. GSJ meeting on Hirabayashi drilling, Tsukuba, Japan. Nov. 22-23, 1999*

Related Web Links

<http://iodp.tamu.edu/publications/PR/312PR/312PR.html>

http://www-odp.tamu.edu/publications/206_IR/206ir.

Petrophysical properties	Hole 1256D			Hole 504B			Hole 395A	
	Lavas	Dike	Breccias	Lavas	Dike	Breccias	Lavas	Breccias
ϕ (%)	4.32	1.80	14	2	0.95	7.20	1.86	4.70
ρ_{grain} (g/cc)	2.97	2.96	2.85		2.93		2.90	2.82
F	2149	2365	311	905	1447	351	1190	370
σ_s (mS/m)	4.63	0.45	22.58	4.80	0.60	4.23	2.20	7.5
m	2.29	1.75	2.71	1.70	1.47	2.14	1.70	1.80
T	93	32.74	37.50	16.71	12.70	20.53	18	13
V_p (km/s)	5.82	6	4.67	5.78	6.10	5.16		
V_s (km/s)	3.11	3.26	2.51					
α	0.12	0.07	0.50					

Table 1: Average physical properties from the the 1256D, 504B, and 395A Holes.
(ϕ = porosity, ρ_{ma} = grain density, F = electrical formation factor, σ_s = electrical surface conductivity, m = electrical cementation index, T = electrical tortuosity, V_p = P -wave velocity, V_s = S-wave velocity, α = aspect ratio).

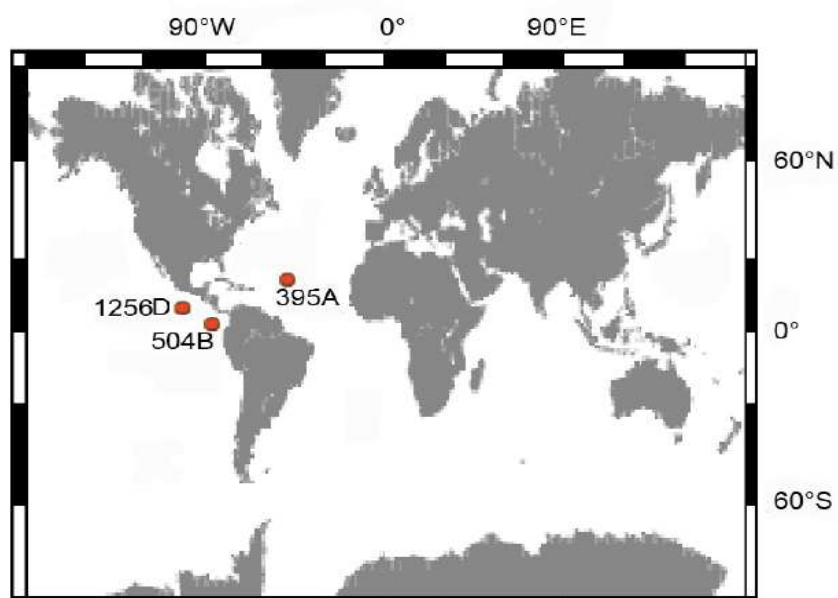
List of figures :

Figure1: *Location of the three different Holes: Holes 1256D and 504B are located in the Ocean pacific, and Hole 395Ais located in the Atlantic pacific.*

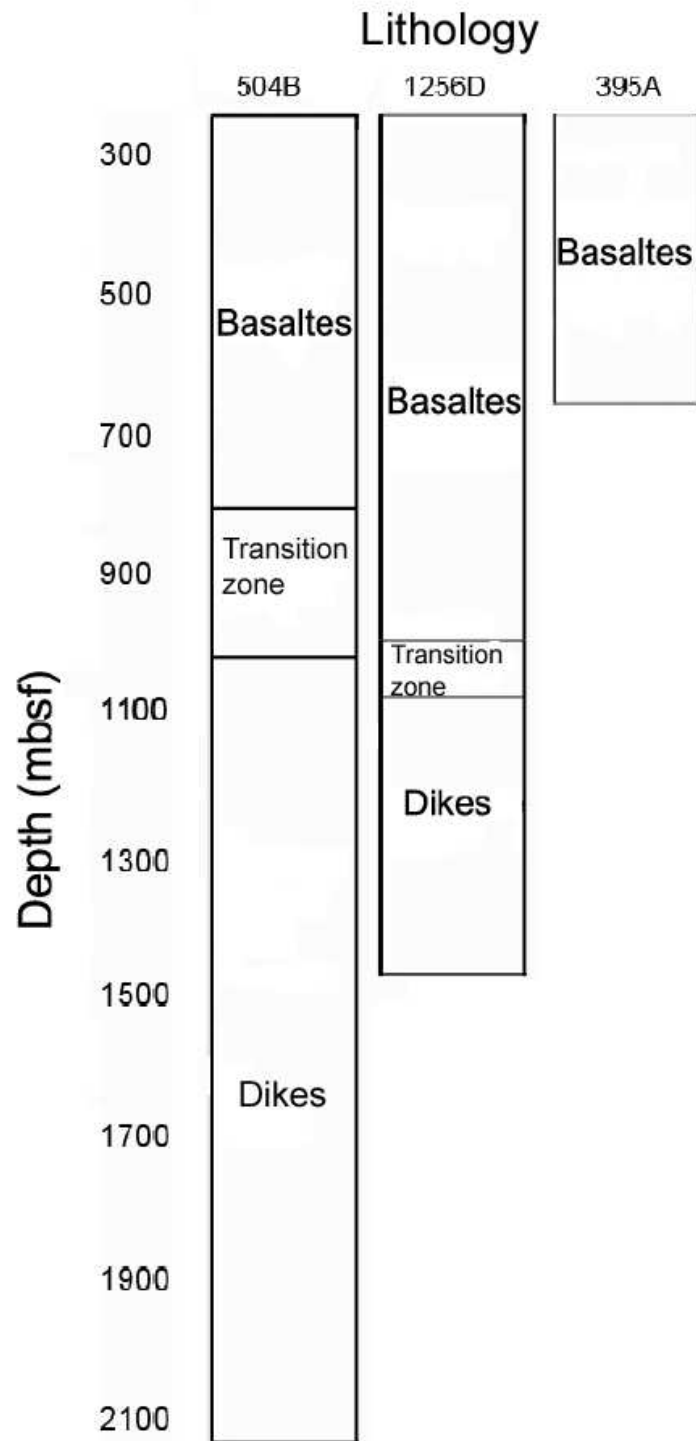


Figure 2: Lithostratigraphy of Holes 1256D, 504B, and 395A.

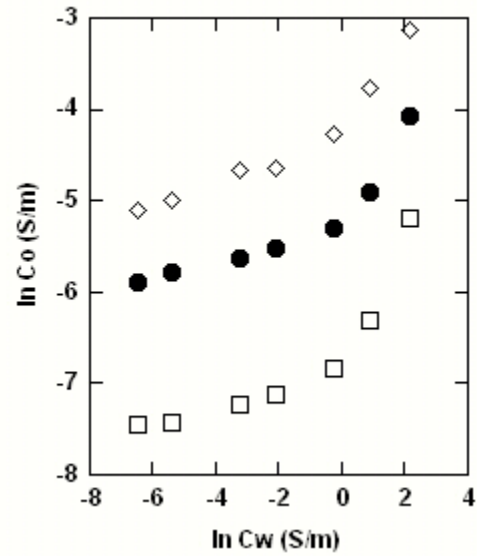


Figure 3: Neperien logarithm of fluid and core conductivities for three different lithologies of Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)). Best fit curves are calculated using Revil and Glover model (1998).

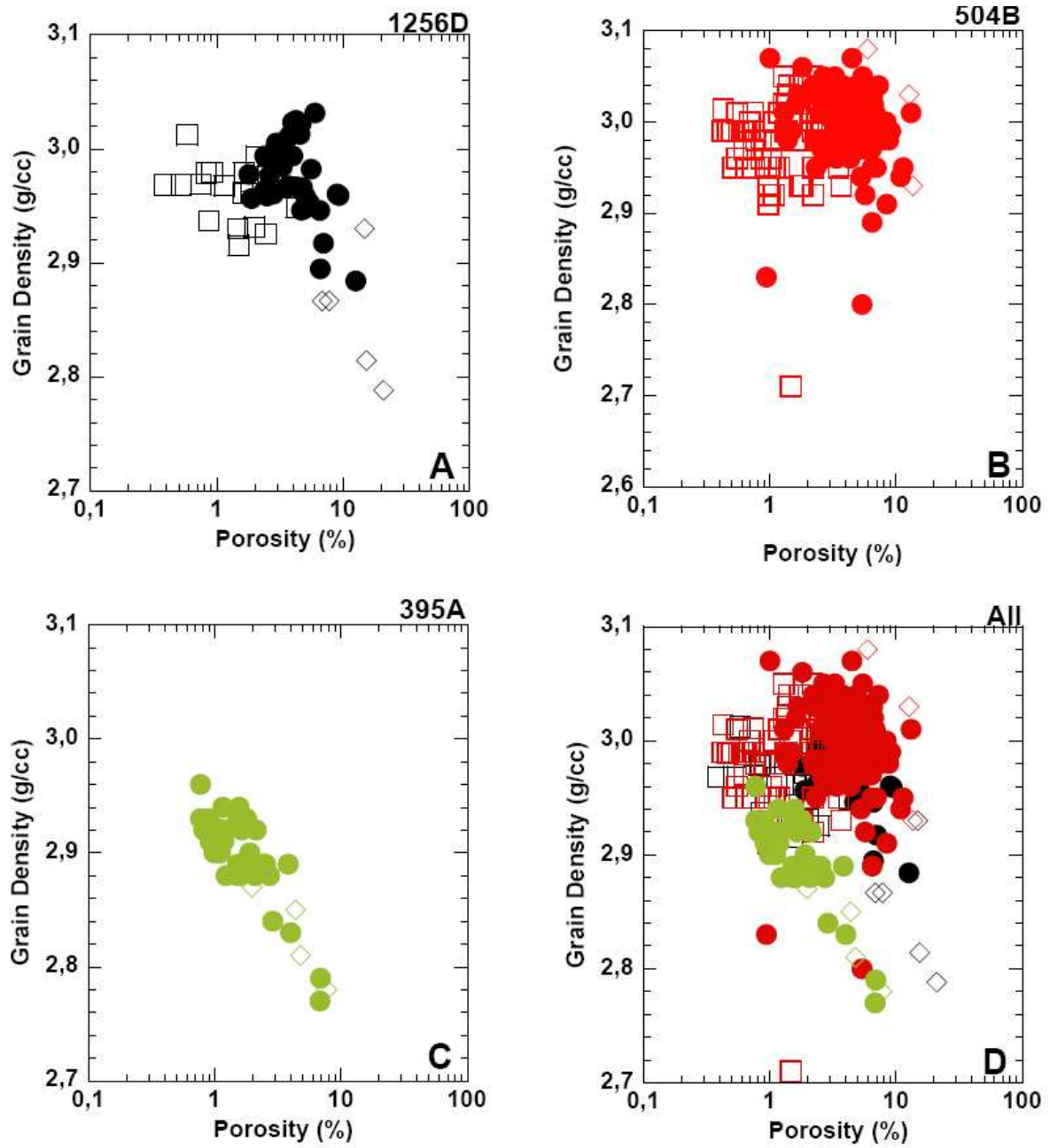


Figure 4: Grain density as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (c) Hole 395A (Lavas (●), Breccias (◇)).

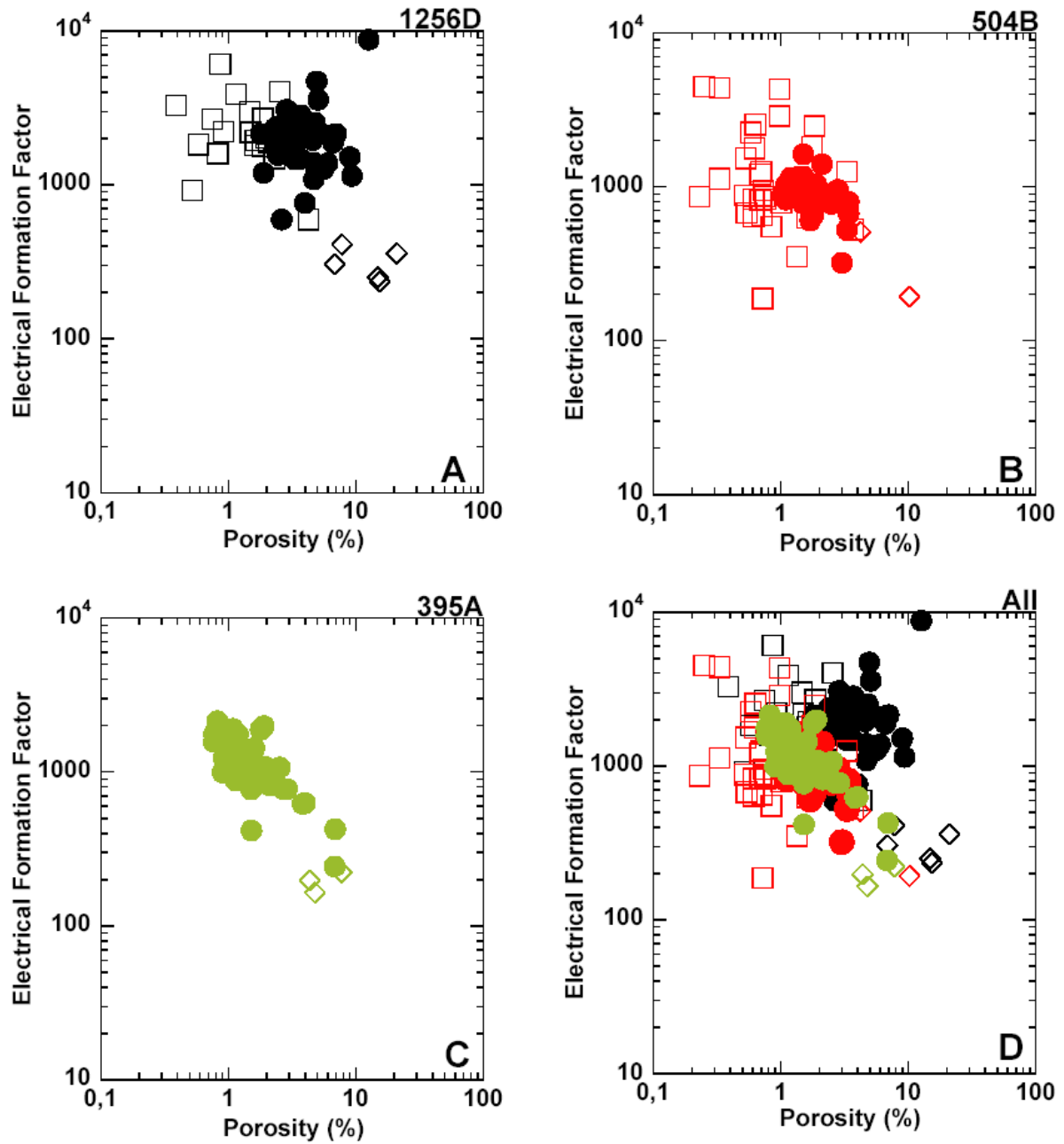


Figure 5: Electrical formation factor as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□).; (c) Hole 395A (Lavas (●), Breccias (◇)).

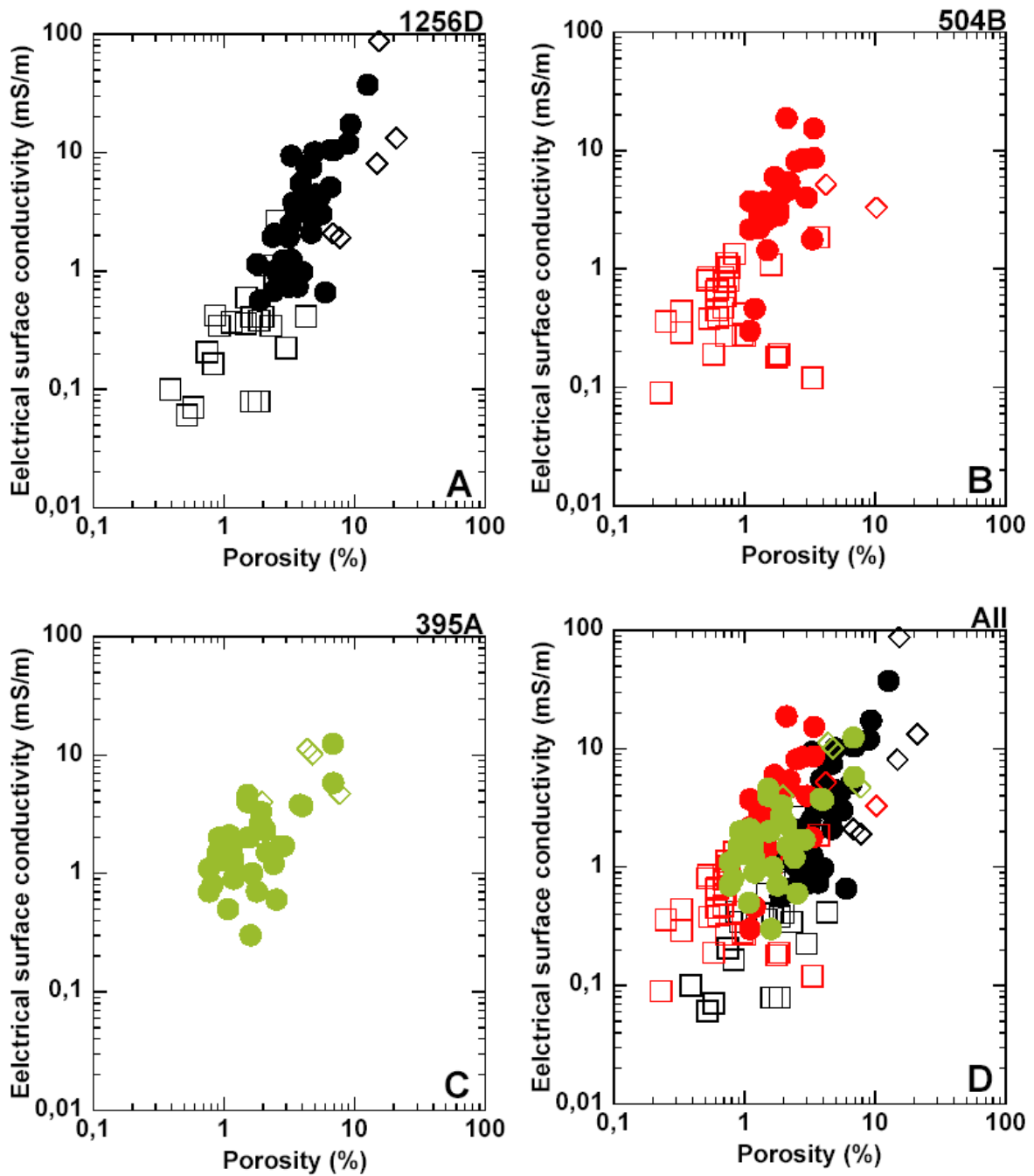


Figure 6: Electrical surface conductivity as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (c) Hole 395A (Lavas (●), Breccias (◇)).

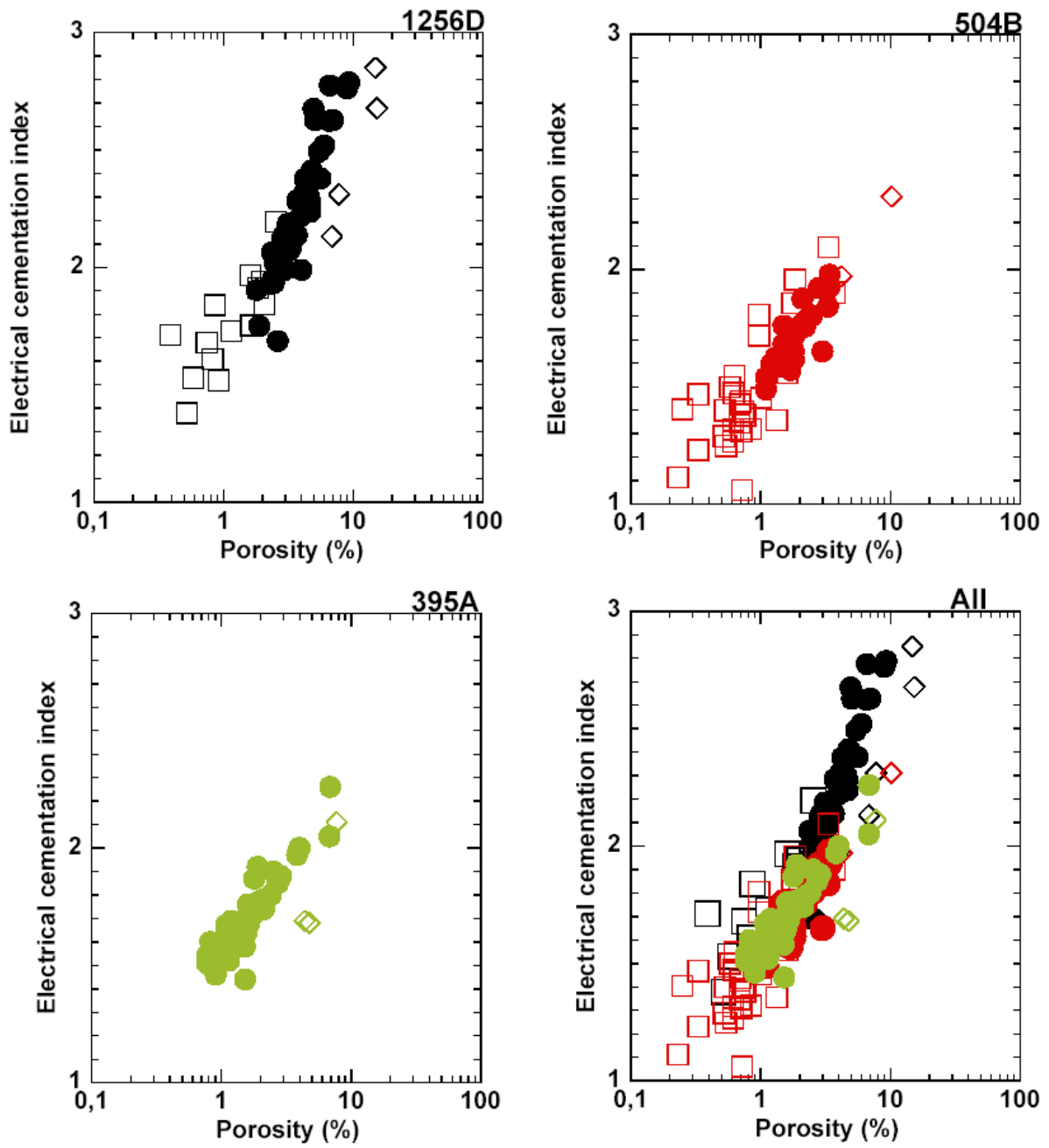


Figure 7: Electrical cementation index as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (c) Hole 395A (Lavas (●), Breccias (◇)).

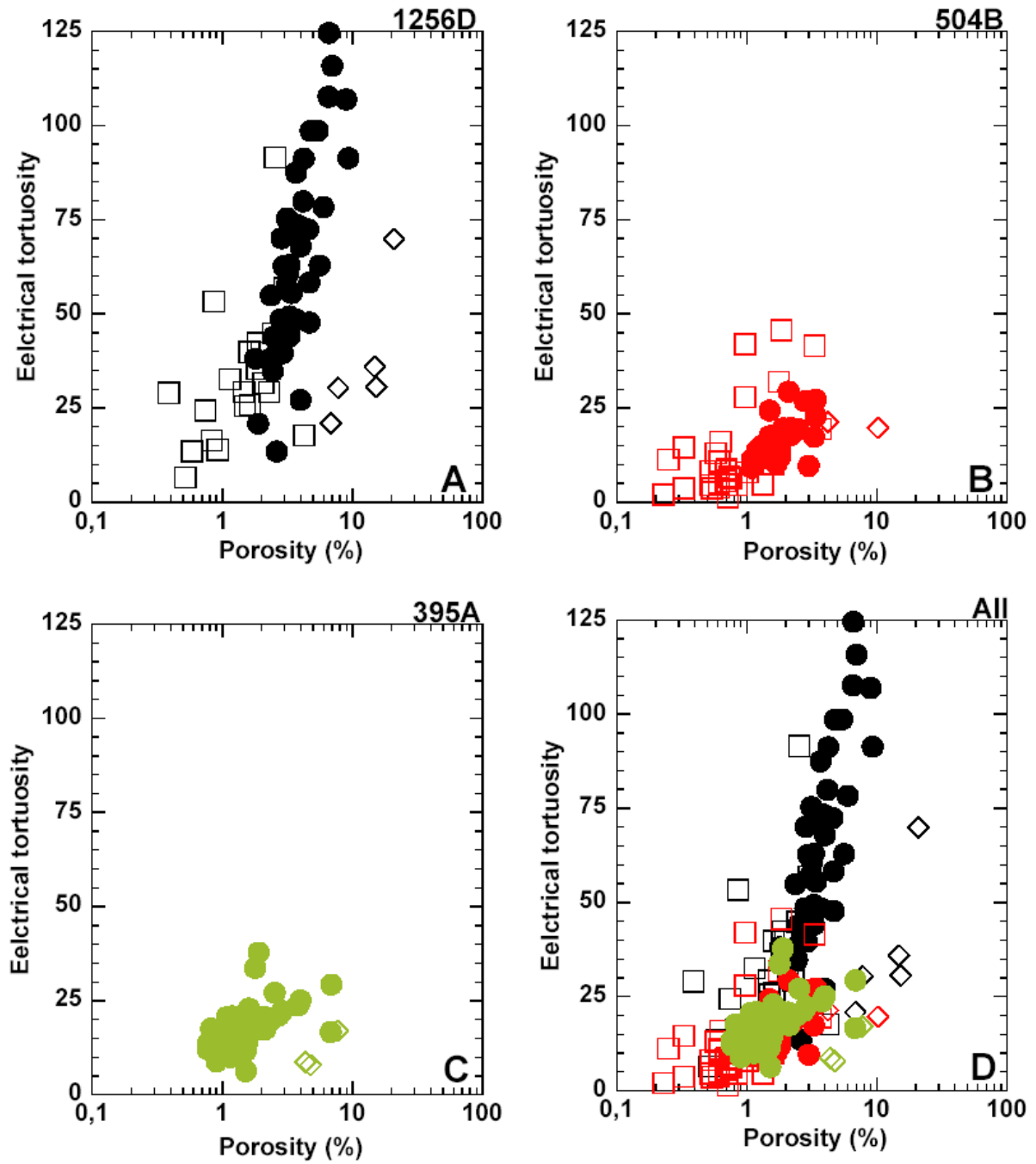


Figure 8: *Electrical tortuosity as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (c) Hole 395A (Lavas (●), Breccias (◇)).*

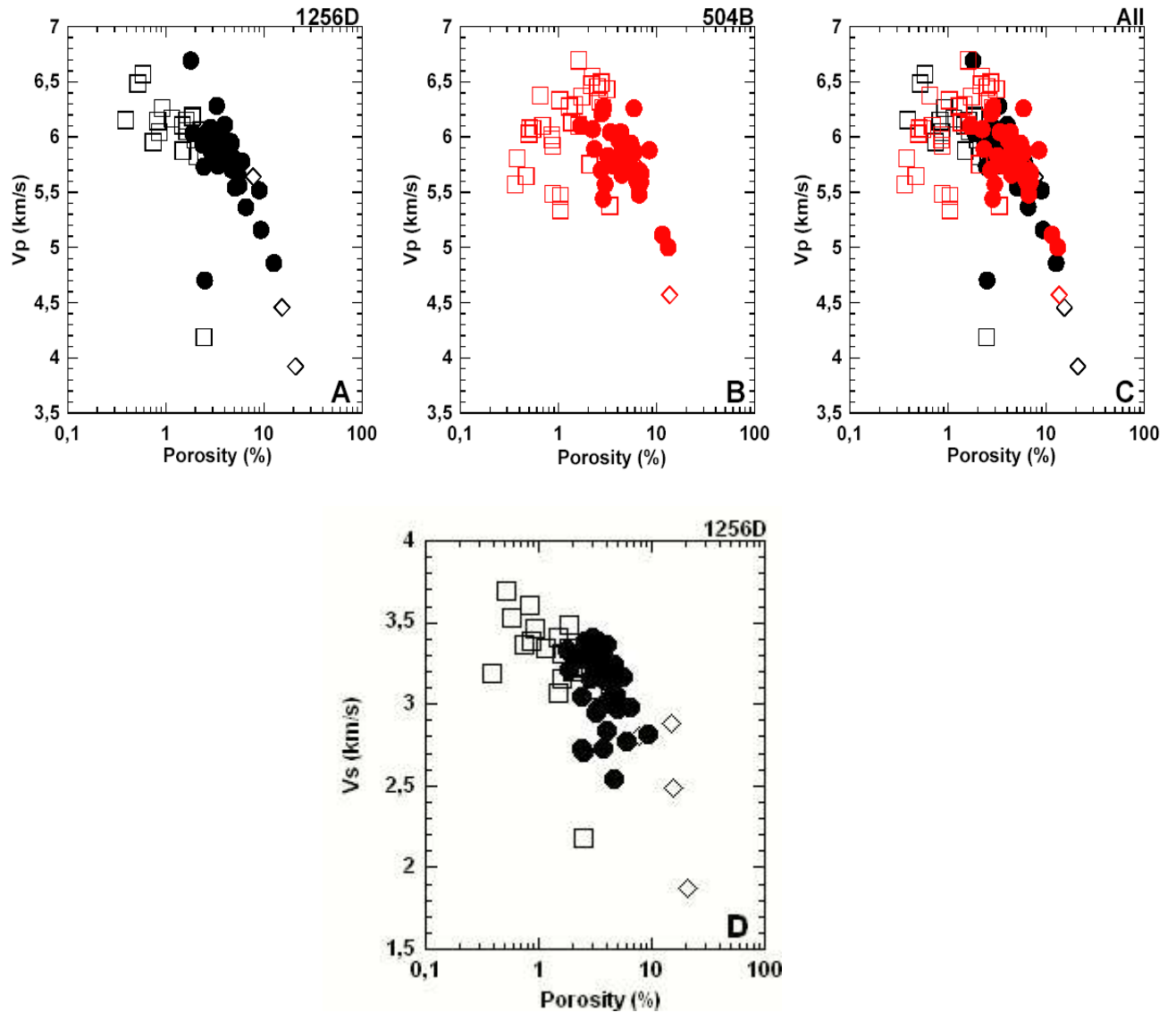


Figure 9: Acoustic P-wve velocity as function of Porosity: (a) Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (b) Hole 504B (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)); (d) Acoustic S-wve velocity as function of Porosity for Hole 1256D (Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□));

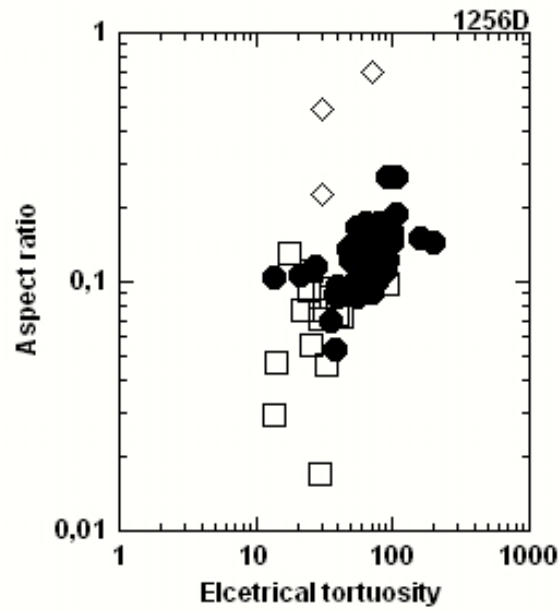


Figure 10: Aspect ratio calculated from velocity measurements (Hudson, 1981) as function of tortuosity calculated from electrical measurements ((Lavas (●), Breccias (◇), Dike (□)).

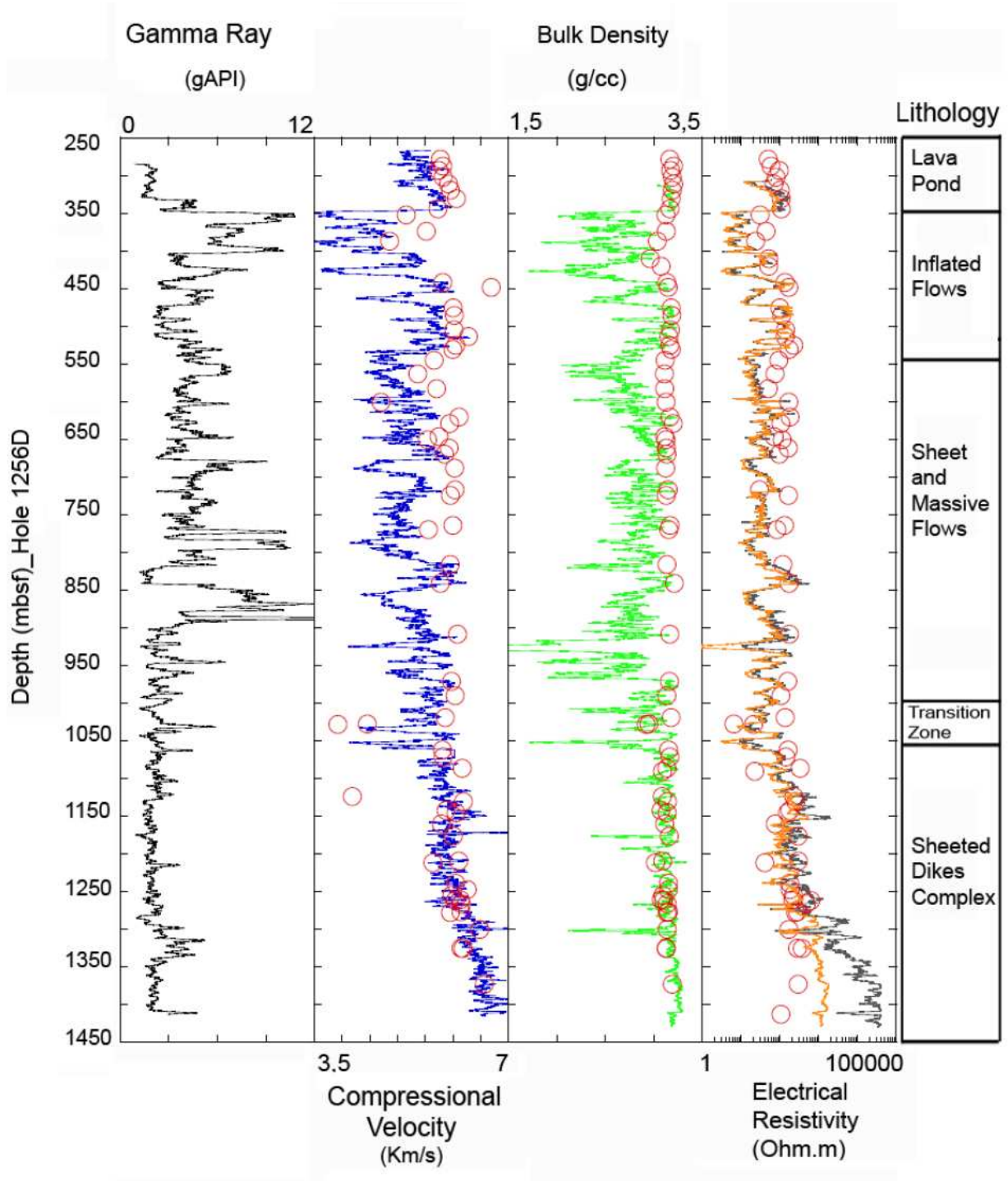


Figure 11: Downhole measurement of petrophysical properties in Hole 1256D, from left to right: Gamma ray (gAPI, black), electrical resistivities (ohm.m, orange for LLD and grey for LLS traces,) compressional wave velocity (km/s, blue trace), bulck density g/cc, green trace), and lithologic description. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

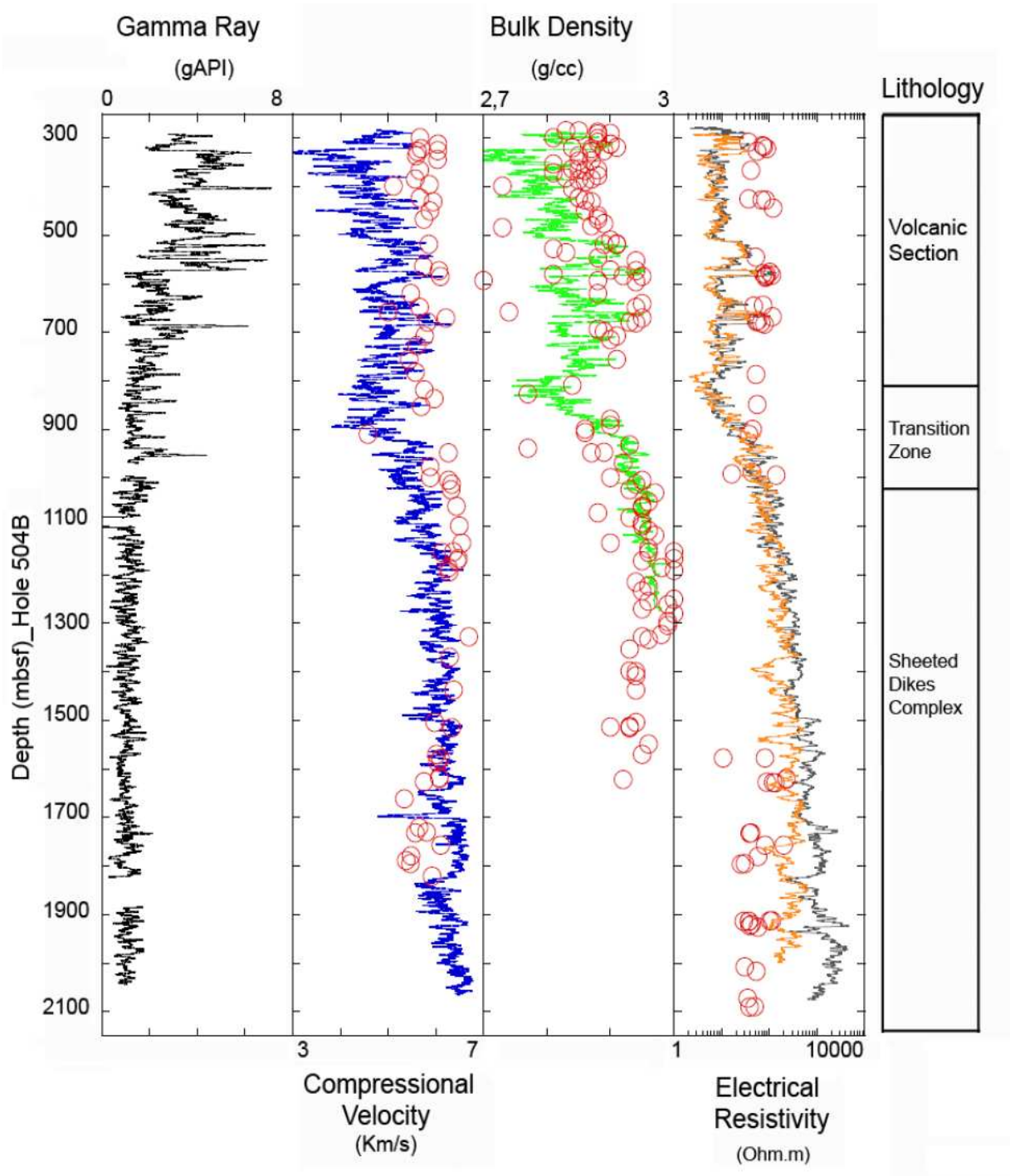


Figure 12: Downhole measurement of petrophysical properties in Hole 504B, from left to right: Gamma ray (gAPI, black), electrical resistivities (ohm.m, orange for LLD and grey for LLS traces,) compressional wave velocity (km/s, blue trace), bulck density g/cc, green trace), and lithologic description. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

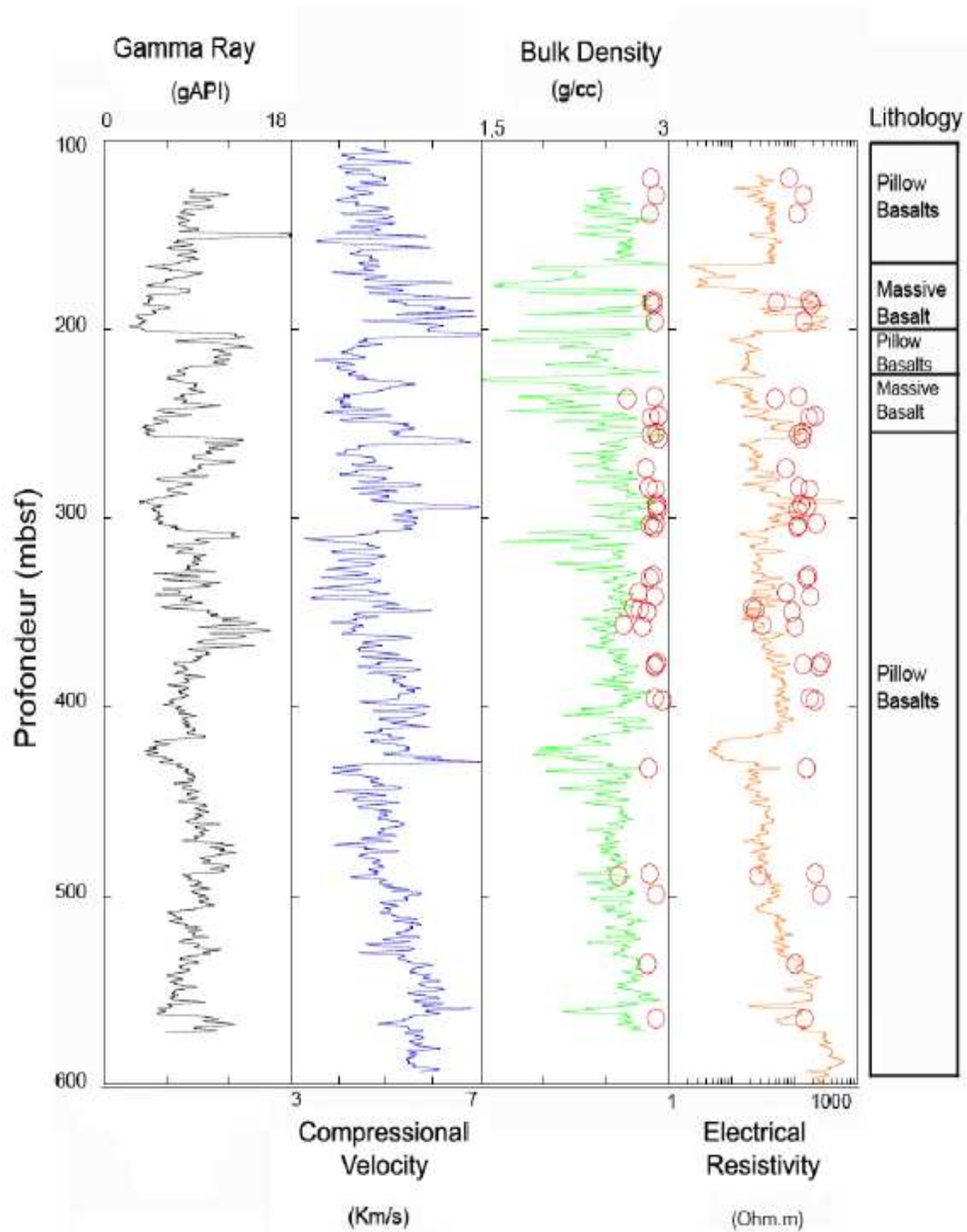


Figure 13: Downhole measurement of petrophysical properties in Hole 395A, from left to right: Gamma ray (gAPI, black), electrical resistivities (ohm.m, orange for LLD and grey for LLS traces,) compressional wave velocity (km/s, blue trace), bulck density g/cc, green trace), and lithologic description. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

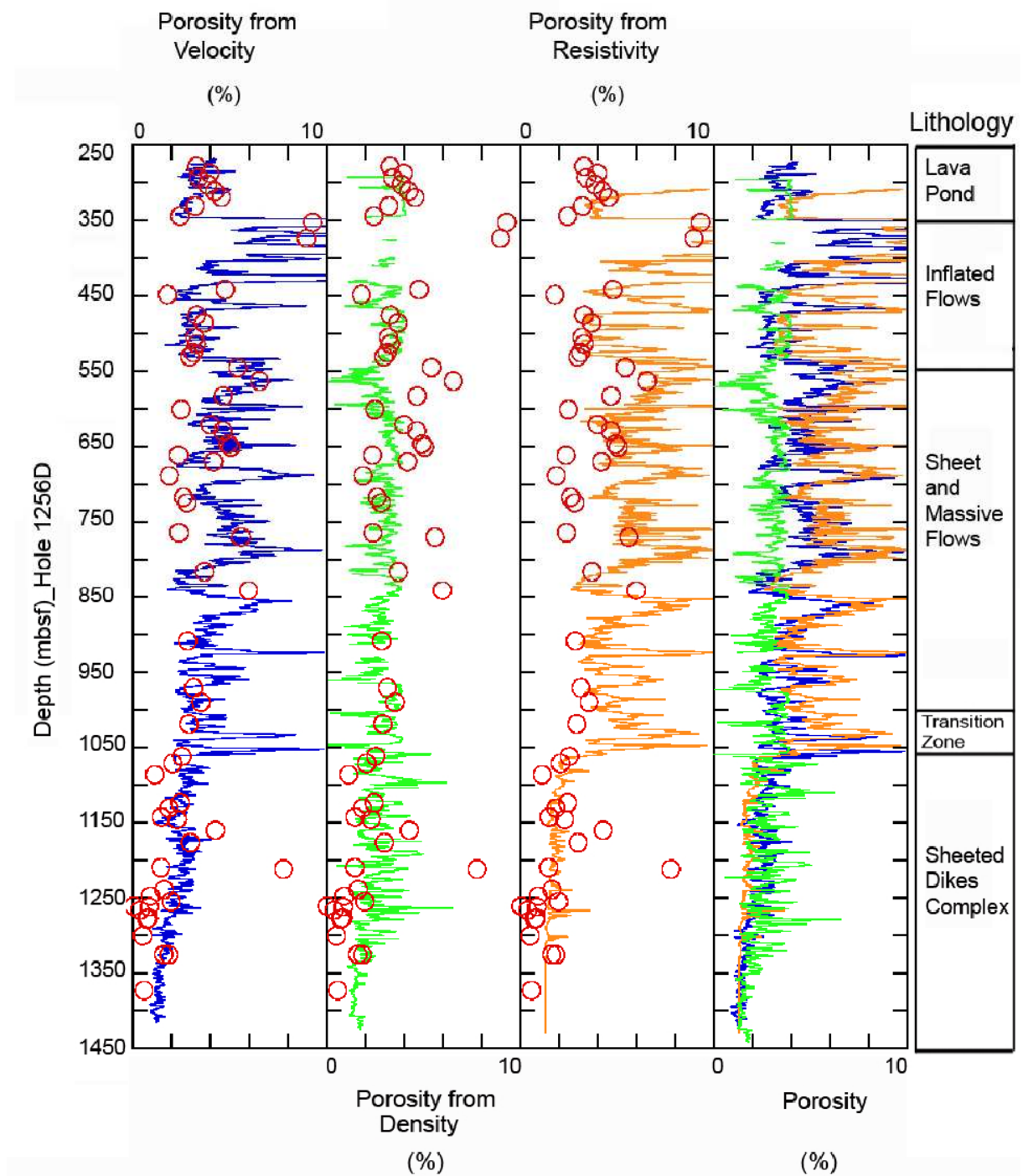


Figure 14: Downhole measurement of porosity in Hole 1256D, from left to right: Porosity computed from P wave velocity (% , bleu), Porosity computed from bulk density velocity (% , green); Porosity computed from electrical resistivity (% , orange), comparison between the three results, and lithologic description. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

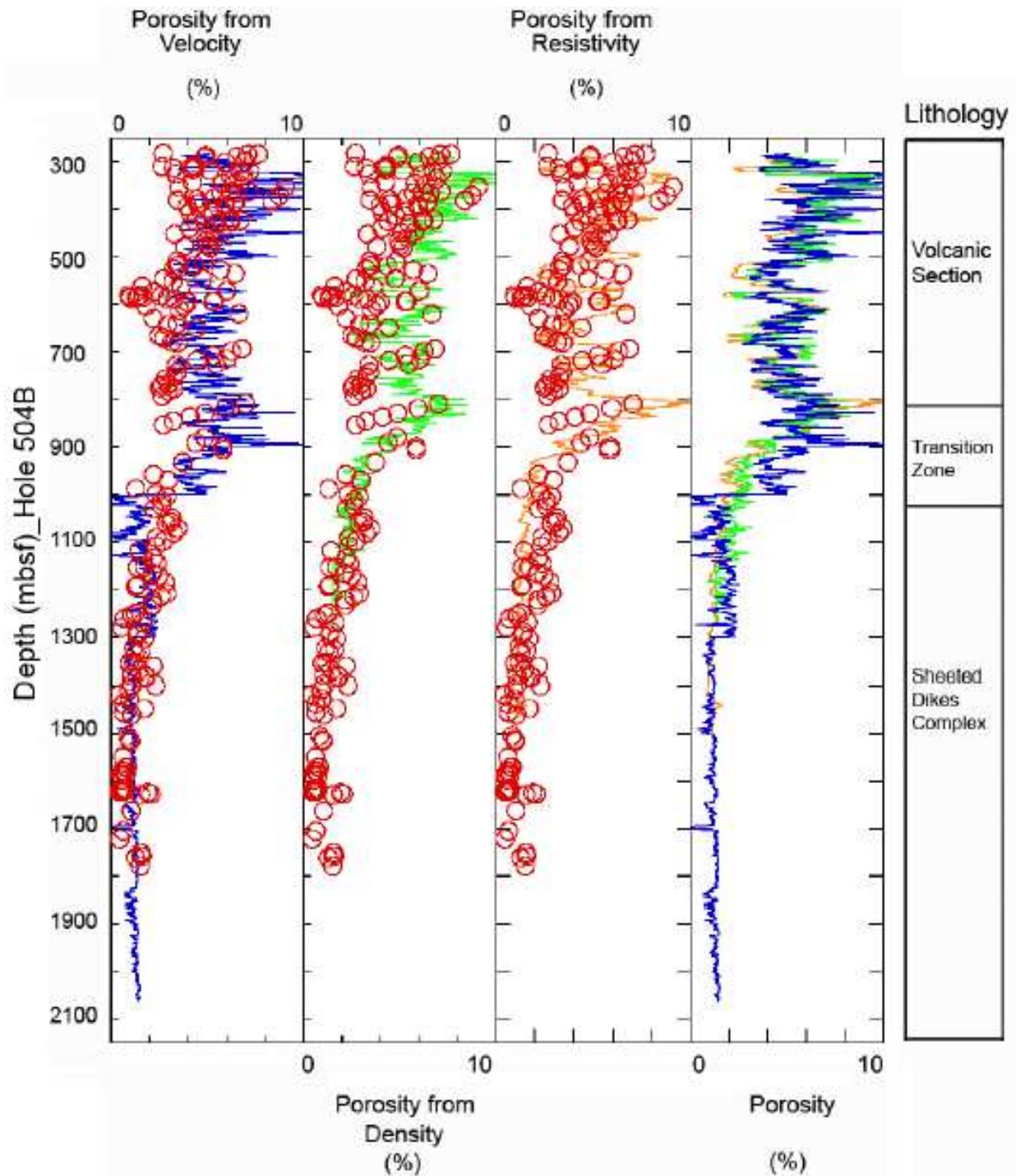


Figure 15: Downhole measurement of porosity in Hole 504B, from left to right: Porosity computed from P wave velocity (% , bleu), Porosity computed from bulk density velocity (% , green); Porosity computed from electrical resistivity (% , orange), comparison between the three results, and lithologic description. Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

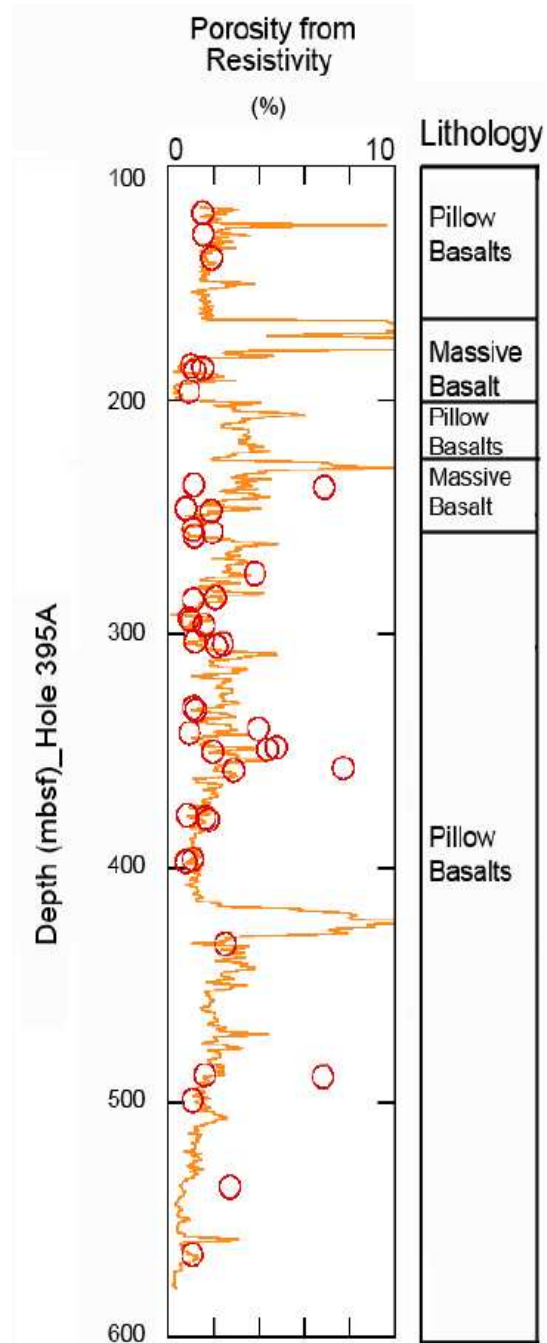


Figure 16: Porosity computed from electrical resistivity (% , orange), and lithologic description.
 Downhole measurements in solid lines and laboratory core measurements in circles.

5 Conclusions

Cette thèse a présenté les travaux caractérisant le socle cristallin fracturé situé à Ploemeur (Bretagne sud, France). Les problématiques ont été abordées par des méthodes d'investigation à différentes échelles: des données géophysiques mesurées en continue par mesure *in situ* en forage, des mesures sur mini carotte et sur des roches broyée en laboratoire.

Le travail expérimental a porté sur plusieurs types de roches à différents degrés d'altération: les granites et les schistes du site de Ploemeur, les granites du site de stockages des déchets radioactifs d'ANDRA, les granites du bassin versant de Ringelbach et les basaltes du site IODP Pacifique Equatorial Oriental.

Le comportement électrique des différentes roches cristallines a été étudié en utilisant le modèle de Revil et Glover (1998). Les résultats en laboratoire ont montré que les propriétés pétrophysiques des roches (le facteur de formation, l'indice de cimentation, la conductivité de surface, la capacité d'échange cationique, et la fraction altérée) étaient fonction à la fois de la variation de la porosité et du degré d'altération des roches ainsi que la topologie de l'espace poreux était fortement dépendante de la porosité. De plus, les mesures en laboratoire sur des échantillons de Ploemeur révèlent que les vitesses sismiques ne sont pas seulement fonction de la porosité, mais aussi du facteur de forme. Ce dernier a été calculé sur les échantillons de l'aquifère de Ploemeur à partir des vitesses acoustiques. Les résultats ont montré que la porosité est de forme fissurale.

Pour les différentes roches rencontrées dans les trois sites, une nouvelle formulation de la conductivité électrique relie la conductivité électrique de surface et la porosité a été établie permettant de construire un log de porosité.

Les fractures sont des structures complexes au travers desquelles les fluides peuvent s'écouler dans les aquifères de socle. Le travail réalisé sur le site expérimental de Stang Er Brune, tente de quantifier et de modéliser les fractures ouvertes à différentes échelles. Les données ont pour l'essentiel été acquises dans le forage carotté B1. Ces données constituent une réelle opportunité de suivi en continue de la fracturation et des altérations des roches de cet aquifère. L'originalité de ce travail réside dans le fait d'intégrer les différentes méthodes hydrogéophysiques. Les méthodes géophysiques (imagerie de paroi, modélisation acoustique, modélisation électrique) ont permis de localiser : les fractures ouvertes, les fractures fermées,

les fractures partiellement ouvertes, les altérations autour des fractures, la densité et les orientations des fractures, le type de fluide du forage, l'épaisseur réelle des fractures ouvertes, tandis que les tests hydrologique permettent de localiser les zones perméables.

Identifier la géométrie et le type des fractures était un objectif majeur de cette thèse. Les écoulements d'eau dans le sous-sol engendrent un champ électrique d'origine électrocinétique (phénomène d'électrofiltration). Nous avons étudié ces signaux de potentiel spontané dans le cas d'écoulement forcés (pompage) menées à l'échelle du laboratoire et à l'échelle du terrain. Pour cela une nouvelle sonde (*in situ*) et une nouvelle cellule (en laboratoire) ont été développées et mises à disposition pour apporter des informations complémentaire à la mesure de géophysique en forage et au test hydrologique. La présence des zones d'altérations autour des fractures transmissives dans le site de Stang Er Brune a engendré un signal d'origine chimique (effet de l'altération ou membranaire) en plus du signal électrocinétique.

Une étude comparative a été menée sur un aquifère de socle fracturé basaltique. Le site a été foré dans le Cadre du Programme ODP/IODP (Integrated Ocean Drilling Program). Les mesures obtenues dans le puits 1256D ont notamment servi de référence à la description continue des propriétés physique de la croûte océanique supérieure. L'intégration multi échelle (laboratoire et mesure *in situ*) a permis de déterminer un nouveau profil de porosité calculé à partir de la mesure électrique.

Références

- Aharonov, E., Spiegelman, M., and Kelemen, P. 1997. Three-dimensional flow and reaction in porous media: implications for the earth's mantle and sedimentary basins. *J. Geophys. Res.* 102, 14821-14834.
- Ahmad, M. U.s 1964. A laboratory study of streaming potentials, *Geophys. Prospect.*, 12, 49–64,
- ANDRA. 1998. Site de la Vienne. Référentiel Géologique, synthèse des connaissances géologiques. Report D PR AGE 98-293 (ANDRA, editor), Paris, France, 293p.
- Alexander, J., Hall, D. H., and Storey, B. C. 1981. Porosity measurements of crystalline rocks by laboratory and geophysical methods. U. K. Institute of Geological Sciences, National Environment Research Council, Report No. ENPU 81-10, 45 p.
- Ambroise B., Baltassat J.M., Bariac T., Bisset A., Chabaux F., Lachassagne P., Ladouche B., Legchenko A., Mercier J.L., Munsch M., Ribeiro S., Richard P., Riotte J., Schott J.J., Wyns R. 2004. Approche pluridisciplinaire du compartiment souterrain du petit bassin versant de recherche du Ringelbach à Soultzeren (Hautes-Vosges). Atelier Scientifique REALISE, Strasbourg.
- André, E. 2004. Comportement hydromécanique d'un réseau de fractures dans une formation granitique Expériences de l'échelle centimétrique en laboratoire, à l'échelle métrique dans la carrière du Mayet de Montagne. Thèse de doctorat, Université de Paris 7.
- 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.
- Aydin, A., Ferré, E.C. and Aslan, Z. (submitted). The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical differentiation: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*.
- Archie G.E. 1942., The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *J. Pet. Techn.*, 5, 1-8.
- Baltassat, J.M, Legchenko, A, Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J. L., Schott, J; J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain

hard rock aquifer: The Ringelbach catchment, Vosges Massif, France. *Near.Surf.Geophy*, 3(4): 267-274.

Bernard-Griffiths, J., Peucat, P. P., Sheppard, J., and Vidal, S. 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic Sr, Nd, Pb and Ogeochemical data to the study of source rocks characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250.

Bernabé, Y. 1987. Technical note: A wide range permeameter for use in rock physics, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.*, 24(5), p. 309-315.

Bernabé, Y., Mok, U., Mainault, A., and Evans, B. 2003. Laboratory measurements of electrical potential in rock during high-temperature water flow and chemical reactions, *Geothermics*, vol. 32, n°3, pp. 297-310.

Bertrand, J. M., Letterrier, J., Cuney, M., Brouand, M., Stussi, J. M., Delaperrière, E., and Virlojeux, D. 2001. Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoides du Confolentais, du massif de Charoux-Civray (seuil dePoitou) et de Vendée. *Géologie de France*, 1-2, 167-189.

Bonnet, E., O. Bour, N. Odling, I. Main, B. Berkowitz, P. Davy, and P. Cowie. 2001. Scaling of Fracture Systems in Geological Media. *Rev. of Geophys.*, 39, 347-383.

Boulvais P., Vallet J.M., Estéoule-Choux J., Fourcade S., & Martineau F., 2000. Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168: 211-223.

Borradaile, G., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, p.327-329.

Bordes, C., Jouniaux, L., Deitrich, M., Pozzi, J. P., and Garambois, S., 2006. First laboratory measurements of seismo-magnetic conversion in fluid-filled Fontainebleu sand, *Geophys. Res. Lett.*, Vol 33, L01302, doi :10.1029/2005GL024582.

Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., 1986. *Acoustique des milieux poreux*. Technip, Paris.

Brace W.F., Orange A.S., and Madden T.R., 1965. The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks, *J. Geophys. Res.*, 70, 5669-5678.

Brace W.F., Walsh, J.B., and Frangos, W.T. 1968. Permeability of granite under high pressure, *J. Geoph. Res.* 73 (6), 2225-2236.

Byerlee, J., and Maurice. 1993. Model for episodic flow of high pressure water in fault zones before earthquake, *Geology*, Vol. 21, 303-306

Cande S.C., and Kent D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100:6093–6095. doi:10.1029/94JB03098.

Cassiaux, M, 2004. Pétrographie et pétrophysique des matrices granitiques: relation entre porosité et propriétés de transport. Thèse de doctorat, Université de Poitiers.

Chapellier, D et Mari, J. M. Principe de base. <http://www-ig.unil.ch/cours/acc5f.htm>.

Coey, J.M.D., Moukarika, A. and Ballet O., 1982. Magnetic order in silicate minerals. *J. Appl. Phys.*, 53, p.8320-8325.

Corwin, R. F., and Hoover, D. B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44, 226–245.

Dhatt, G., et Touzot, G., 1984. Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine

De Groot, S. R., and Mazur, P., 1962. *Non-Equilibrium Thermodynamics*, 405-452, North-Holland, Amsterdam.

Einaudi F., 2002. Analyse de séquences magmatiques océaniques continues : Approche pétrophysique et géochimiques. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2.

Ellis, P.A., Riley, M.S., Greswell, R.B. and Isakov, E.B., 2004. Report on the Ploemeur site construction, geology and structure. University of Birmingham, U.K. February 2004.

Ferré, E.C., Wilson, J., and Gleizes, G., 1999. Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld alkaline granites, South Africa. *Tectonophysics* 307: 113-133.

Feuga, B., Feybesse, J.L., Loiseau, P., et Drogue, P. 1990. Fracturation et hydrogéologie profonde d'un socle ancien : l'exemple du Cezallier (MCF). *Bull. Soc. Géol. De France*, VI, 5, 797-807.

- Fischer, G.J., and Paterson, M.S. 1988. Permeability and storage capacity during deformation at elevated temperatures (abstract), EOS, Trans, Am. Geophys. Union 69, 484.
- Fluck, P, Well, R et al, 1976. Pub. BRGM : Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes, corrélation métallogénique Vosges- Forêt- Noire.
- Freiberger, R., 2000. P-T-X Conditions of the late magmatic to early postmagmatic crystallisation history of intermediate to basic plutonites: the hercynian granitoid complex of Charoux-Civray, NW border of the Massif Central, France. Thesis, University of Munich (Hieronimus editor).
- Galle, C. 1991. Effet des altérations sur les caractérisations pétrophysiques du granite de Beauvie. Relations entre les données diagraphies et les propriétés mesurées sur carottes. Thèse de L'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Gente, P. 1987. Etude morphostructurale comparative des dorsales océaniques à taux d'expansion variables. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Géraud, Y. 1991. Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques : évolution des espaces poreux. Thèse de doctorat, Université de Marseille.
- Guéguen, Y., et Palciauskas, V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris (299pp).
- Guichet, X., Jouniaux L. and Pozzi J.P. 2003. Streaming Potential of a sand column in partial saturation conditions, J. Geophys. Res., 108, B3, 2141, doi:10.1029/2001JB001517.
- Haartsen, M., Dong, W., and Toksoz, M., 1998. Dynamic streaming currents from seismic point sources in homogeneous poroelastic media, Geophys. Journ. Int. Vol. 132, 256-274.
- Haceb, A. 2006. Etude d'un réservoir dans le socle, approche pétrophysique en laboratoire et *in situ*, Exemple du site de Ringelbach (Hautes-Vosges). Mémoire pour l'obtention d'un Master spécialisé. Université Montpellier 2.
- Hellmuth, K.H., Lukkarinen, S., and Siitari-Kauppi, M. 1994. Rock matrix studies with carbon 14 polymethylmethacrylate (PMMA): method development and applications. Isotop en praxis Environmental Health Studies. 30: 47-60.
- Horrenberger, J.C., 1969. Geological Map 1:50,000, Lorient 383. BRGM.

Hudson, J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 64.

ISRM. 1979. Suggested Methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, in rock characterization, testing and monitoring. International Society for Rock Mechanics/

Ishido, T., and Mizutani, H., 1980. Relationship between fracture strength of rocks and zeta potential, *Tectonophysics*, Tectonophysics, Vol. 67. 13-23.

Ishido, T., and 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.

Johnson D.L and Sen P.N. 1988. Dependence of the conductivity of a porous medium on electrolyte conductivity, *Phys. Rev. B*, 37, n° 7, 3502-3510.

Jouniaux L. and Pozzi J.P., 1995a, Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, B6, 10,197-10,209

Jouniaux, L., Lallement, S., and Pozzi, J.P. 1994. Changes in the permeability, streaming potential and resistivity of a clay-stone from the Nankai prism under stress, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 149-152.

Jouniaux L., 1994. Effets électriques et magnétiques liés aux circulations de fluides dans les roches sous contraintes. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI.

Jouniaux, L., and Pozzi J.P., 1995b, Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée, *J. Geophys. Res.*, 105, B4, 8,391-8,401.

Jouanna, P., and Fras, G., 1979. Introduction à la reconnaissance dans l'espace des fréquences, de milieux fracturés par essais d'eau transitoires. Notion de signatures spectrales et application au cas d'horizons fissurés reconnus par pompage harmonique : unicité des solutions, *C. R. Acad. Sci. IIB*, p. 33.

Jouanna, P., 1991. Introduction à la reconnaissance par pompage harmonique de milieux stochastiques, *C. R. Acad. Sci. IIB* (313). p. 245-252.

Jouanna, P., 1992. Access to stochastic fractured media characteristics by harmonic hydraulic pumping, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci and Geomech. Abstr.* 29, p. 83-87.

Jouniaux, L., Bernard, M. L., Zamora, M., and Pozzi, J. P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée, *J. Geophys Res*, Vol. 105, No. B4, Pages 8391–8401, APRIL 10.

Judenherc, S. 2000. Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricaïn. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur Strasbourg I.

Kappel, E.S., Ryan, W.B.F. 1986. volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along Northeast Pacific Spreading Centers: evidence from sea MARC I, *Journal of Geophysical Research*, 91, 13925-13940.

Katsube, T.J., Hume, J.P., 1987. Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs. *Geophysics* 52, 342–352.

Koudina-Quisel, N. 2001. Etude de la thermodiffusion et de l'influence des phénomènes électrocinétiques sur le transport diffusif des solutés dans les argiles. Thèse de doctorat, Université de Paris 06.

Kranz, R.L., Saltzman, J. S and Blacic, J.D. 1990. Hydraulic diffusivity measurements on laboratory rock samples using an oscillating pore pressure method, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci and Geomech. Abstr.* 27 (5), p. 345-352.

Kuster, G. T., Toksöz, M. N., 1974. Velocity and attenuation of seismic waves in two phase media: Part 1: Theoretical formulation, *Geophysics* 39, 587-606.

Lachassagne, P., Wyns, R., 2005. Aquifère de socle: nouveaux concepts applications à la prospection et lagestion de la ressource en eau. n°2. Septembre. BRGM.

Larive, E., 2002. Etude expérimentale des roches à très faible perméabilité par la mise en œuvre d'un perméamètre de précision. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, France.

Lardeux, H. 1996. Guide géologique de la Bretagne. Masson.

Leca, D. 1990. Caractérisation des altérations du granite d'Auriat (Creuse). Etude de son espace poreux. Thèse de l'Ecole des Ponts et Chaussées.

Le Borgne, T. 2004. Mesure In Situ et modélisation de l'hétérogénéité des écoulements dans les milieux géologiques. Thèse de doctorat, Université Rennes 1.

Le Core, C., Auvray, B., Ballèvre, M., and Robardet, M. 1992. Le Massif Armorican. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 31-103.

Lorne, B., Perrier F. and Avouac J.P., 1999a, Streaming Potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *J. Geophys. Res.*, 104, B8, 17,857-17,877.

Lorne, B., Perrier F. and Avouac J.P., 1999b. Streaming Potential measurements 1. Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation, *J. Geophys. Res.*, 104, B8, 17,879-17,896.

Maineult, A. 2004. Application de la méthode de potentiel spontané à l'hydrogéologie: expérimentation sur modèle réduit d'aquifère. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur Strasbourg I.

Maineult, A., Bernabé, Y., and Ackerer, P., 2004. Electrical Response of Flow, Diffusion, and Advection in a Laboratory Sand Box Vadose Zone *Journal*. 3: 1180-1192.

Matsumoto, N., Sato T., Matsushima N., Akita F., Shibata T. and Suzuki A. (2002a) Hydrological anomalies associated with crustal deformation before the 2000 eruption of Usu volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 29, art. no.-1057.

Mazur, P., and Overbeek, J.G. 1951. On electro-osmosis and streaming potentials in diaphragms, II, General quantitative relationship between electro-kinetic effects, *Recl, trav chim, Pays Bas*, 70, 83-91.

Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J. 1998. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press.

McDonald, K.C., 1983. Crustal processes at spreading centers, *Rev. of Geophys.* 21: 1441-1454.

Melnyk, T.W., Skeet, A.M.M., 1986. An improved technique for the determination of rock porosity. *Canadian Journal of Earth Science* 23, 1068-1074.

- Menard, H.W. 1967. Seafloor spreading topography and the second layer. *Sciences*. 158, 923-924.
- Mertz, J.D. 1991. Structures de porosité et propriétés de transport dans les grès. *Sci. Géol Mémo*, 90.
- Mizutani, H., Ishido, T., Yokokura, T, and Ohnishi, S., 1976. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *J. Geophys. Res. Lett.*, 3, 365-368.
- Monicard, R. 1975. Caractéristique des roches réservoirs. *Technip*. 472385-866.
- Morgan, F. D., Williams, E. R., and Madden, T. R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with application, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. B9, 12,449-12,461.
- Morrow, C. and Byerlee, J. 1988. Permeability of rock samples from Cajon Pass, California. *Geophysical Research Letters* 15(9): doi: 10.1029/88GL00206. issn: 0094-8276.
- Murakami, H.; Mizutani, H.; Nabetani, S. 1984. Self-potential anomalies associated with an active fault. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, vol. 36, n°9, pp. 351-376.
- Naudet, V., Revil, A., Bottero, J. Y., and Begassat, P., 2003. Relationship between self-potential (SP) signals and redox conditions in contaminated groundwater. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 21, 2091, doi:10.1029/2003GL018096, 30 (21).
- Naudet, V., 2004. Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés. Thèse de doctorat, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille III.
- Northon, D., and Knapp, R. 1997. Transport phenomena in hydrothermal systems : the nature of porosity. *Am. J. of Sc.*, 277, 913-917.
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A., and Bogoslovsky, V.A., 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs: *Geophysical Prospecting*, 27, p. 36-72.
- Pape, H., Riepe, L., Schopper, J.R., 1985. Petrophysical detection of microfissures in granite. *Trans. SPWLA*, 26th Ann. Log. Symp., Paper P.
- Pyrak-Nolte, L. J., Myer, L. R., and Cook, N. G. W. 1990a. Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures. *J. Geophys. Res.*, 95 (B7), 11345-11358.

Pellerin, F. M. 1980. La porosité mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées, 10.

Pezard, P.A., 1990. Electrical properties of MORB, with implications for the structure of the upper oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* 95, 9237-9264.

Pezard P, Hermitte D, Analyse des diagraphies de porosité et de résistivité électriques des formation granitique de la vienne, DPRO-CER 99-02/A, 1999.

Peucat, J.J., Jegouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 60–68.

Pfannkuch, H., 1972. On the correlation of electrical conductivity properties of porous systems with viscous flow transport coefficients, in *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media*, 42-54, Elsevier, New York

Pride, S. R., and Morgan, F. D., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves, *Geophysics*, 56, 914-925.

Purdy G.M., Kong, L.S.L., Christeson, G.L., and Solomon, S.C. 1992. Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges. *Nature (London, U)*, 355:815–872. doi:10.1038/355815a.

Revil, A and Glover, P.J.W. 1997. Theory of ionic surface electrical conduction in porous medias, *Phys. Rev. B*, 55, 1577-1773.

Revil, A. and Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones and clays. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 691-694.

Revil, L. and Pezard, P. A., 1998. Streaming potential anomalies along faults in geothermal areas, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3197–3200.

Revil A., Cathles L.M. III, Losh S., and Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *J. Geophys. Res.*, 103, B10, 23925-23936.

Revil, A., P.A. Pezard, P.W.J. Glover. 1999a. Streaming potential in porous media - 1. Theory of the zeta

potential. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, N° B9, Pages 20.021-20.031

Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L. M., and Manhardt, P. D., 1999b. Streaming potential in porous media, 2, Theory and application to geothermal systems, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,033–20,048.

Revil, D. Hermitte, E. Spangenberg, J.J. Cochemé. 2002a. Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, N° B8, 10.1029/2001JB000599

Revil, L. and G. Saracco., 2003. The volcano-electric effect, *Journ. J. Geophys. Res.*, Vol 108, No. B5,

Rochette, P., 1983. Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Etude du Dogger de la zone Dauphinoise. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

Ruzyla, K. 1984. Characterization of pore space by quantitative image analysis, EXXON Production Research Co: 7.

Sammartino, S. 1998. La caractérisation d'un matériau à faible perméabilité : mesures expérimentale et analyse d'images. Application à la tonalite du Sud-Vienne, effet de l'altération. Hydras. Poitiers , Université de Poitiers: 152.

Scheidegger, A.E. 1974. The physics of flow through porous media, 3rd ed, 353 pp, University of Toronto Press, Toronto.

Sinton, J.M. and Detrick, R.S. 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, 97(B1): 197-216.

Siitari-Kaupi, M. 2002. Developement of ¹⁴C-Polymethylmethacrylate method for the characterisation of low porosity media. Departement of chemistry, Laboratory of Radiochemistry. Helsinki: 156.

Souque, C. 2002. Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement plissement: développement analytiques et exemples d'utilisation dans les corbières. Thèse de doctorat. Université de Cergy-Pontoise.

Suski, B., Rizzo, E., and Revil, A., 2004. A Sandbox Experiment of Self-Potential Signals Associated with a Pumping Test, *Vadose Zone Journal* 3:1193-1199.

- Suzuki, K., Oda, M., Yamakasis, M., and Kuwahara, T., 1998. Permeability changes in granites with cracks during immersion in hot water. *International Journal Mechanical Mining Sciences*, 35 (7): 907-921.
- Tarling, D.H., et Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman & Hall.
- Teagle D.A.H., Alt J.C., Umino S., Miyashita S., Banerjee N.R., Wilson D.S., and the Expedition 309/312 Scientists, 2006. *Proc. IODP, 309/312: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.309312.
- Toksoz, M. N., Cheng, C. H., and Timur, A., 1976. Velocities of seismic waves in porous rocks: *Geophysics*, 41, 621-645.
- Touchard, F. 1999. *Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: Site de Ploemeur (Morbihan)*. Thèse de doctorat. Mémoire 87, Geosciences Rennes.
- Touron, F. 1996. *Simulation numérique 2D des sondes de résistivités électrique en forage*, thèse.
- Trimmer, D.A. 1981. Design criteria for laboratory measurements of low permeability rocks, *Geoph. Res. Lett.*, 8 (9), 973-975.
- Vignerresse, J. L., 1987. La zone cisailée sud armoricaine est elle une structure en fleur, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 754-749.
- Wadden, M. M., and Katsube, T. J. 1982. Radionuclide diffusion rates in igneous crystalline rocks. *Chem. Geol.* 36, 191-214.
- Walsh, J. B., 1965. The effect of cracks on the compressibility of rocks. *J. Geophys. Res.*, 70, 381-385.
- Walsh, J.B., and Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. *J. Geophys. Res* 89, 9425-9431.
- Waxman, M.H., and Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Pet. Eng. J.*, 8, 107-122.
- Weigel., 1989. Self-potential surveys on waste dumps theory and practice. *Lecture notes in earth sciences*, 27, 109-120.

Wildenschild D., Roberts J. J., Carlberg E. D. 2000. On the relationship between microstructure and electrical and hydraulic properties of sand-clay mixtures, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3085-3088.

Wilkins, R., Fryer, G., Karsten, J. 1991. Evolution of porosity and seismic structure of the upper oceanic crust: importance of aspect ratios. *Journal of Geophysical Research* 96:17981–17995.

Wilson D.S., Teagle D.A.H., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A., Carlut J., Christie D.M., Coggon R.M., Cooper K.M., Cordier C., Crispini L., Durand S.R., Einaudi F., Galli L., Gao Y.J., Geldmacher J., Gilbert L.A., Hayman N.W., Herrero-Bervera E., Hirano N., Holter S., Ingle S., Jiang S.J., Kalberkamp U., Kerneklian M., Koepke J., Laverne C., Vasquez H.L.L., Maclennan J., Morgan S., Neo N., Nichols H.J., Park S.H., Reichow M.K., Sakuyama T., Sano T., Sandwell R., Scheibner B., Smith-Duque C.E., Swift S.A., Tartarotti P., Tikku A.A., Tominaga M., Veloso E.A., Yamasaki T., Yamazaki S. and Ziegler, C., . 2006. Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science*, 312(5776): 1016-1020.

Zamora, M., Pezard, P.A., Ito, H., 1999. Acoustic properties of granitic rocks from the GSJ Hirabayashi hole, Nojima Fault, Japan. *Trans. GSJ meeting on Hirabayashi drilling*, Tsukuba, Japan. Nov. 22-23, 1999.

ANNEXES :

Lithologie	Profondeur (m)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	φ (%)	m	T	χ (10^{-6} SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)	$V_{p_{sec}}$ (km/s)	$V_{s_{sat}}$ (km/s)	$V_{s_{sec}}$ (km/s)	V
Schiste altéré	4.63	5.33	2.69	159	1.2	4.82	2.7	1.73	8.47	760	3.92	3.29	2.22	2.06	0.26
Schiste Altéré	13.65	5.34	2.67	176	1.52			1.76	9.40	560					
Schiste altéré	13.69	5.44	2.65	158	1.13			1.74	8.60	290	4.68	3.12	2.67	2.39	0.26
Schiste sain	16.45	4.30	2.69	157	1.23	2.63	5.1	1.61	6.75	840	4.56	4.12	2.43	1.99	0.30
Schiste Altéré	19.05	13.43	2.63	37	13.67	10.40	15	1.80	5.03	1495					
Schiste Altéré	21.93	4.27	2.67	234	1.22	4.70	2.9	1.73	9.99	645	4.70		2.56		0.29
Schiste Altéré	21.98	4.55	2.68	226	2.12			1.75	10.28	545	4.49	4.12	2.50	2.74	0.27
Schiste Altéré	24.54	6.25	2.70	104	3.78	7.10	5.8	1.68	6.50	1705	5.48	5.19	2.82	2.63	0.32
Schiste Altéré	24.58	6.13	2.67	151	3.52			1.80	9.26	1450	4.97	4.83	2.82	3.01	0.26
Schiste Sain	27.54	2.74	2.70	382	0.56	1.10	5.5	1.65	10.47	1305	5.16	4.69	2.83	3.10	0.28
Schiste Sain	27.59	2.59	2.68	337	1.27			1.59	8.73	1710	5.38	4.91	2.85	3.12	0.30
Schiste Sain	31.05	2.38	2.69	314	0.67	1.32	5.5	1.54	7.47	2070	5.23	4.54	2.75	2.64	0.31
Schiste Sain	31.97	2.52	2.69	227	0.76			1.47	5.72	1775	5.32	4.68	2.92	2.66	0.28
Schiste Sain	33.54	2.12	2.66	355	0.28	4.79	0.65	1.52	7.53	750	5.43	5.10	2.89	2.99	0.30
Schiste Sain	33.58	1.97	2.66	342	0.62			1.49	6.74	775					
Schiste Sain	34.30	2.60	2.69	270	1.73	1.89	10	1.53	7.02	1700	5.71	5.62	3.20	4.12	0.27
Schiste Altéré	35.52	1.94	2.69	730	0.43			1.67	14.16	710	5.14	4.60	2.40	3.13	0.36
Schiste altéré	35.53	2.29	2.67	563	0.9			1.68	12.89	645	4.93	4.41	2.77	3.17	0.27
Schiste Sain	36.02	2.95	2.68	278	1.06	3.16	5.6	1.60	8.20	1265	5.32				0.28
Schiste Sain	36.05	2.60	2.67	305	1.6			1.57	7.93	1580	5.32	4.69	2.81	3.52	0.31
Granite altéré	38.62	1.90	2.70	261	1.43	1.80	8.7	1.40	4.95	695	5.80	4.86			
Granite sain	39.32	0.78	2.65	734	0.4	0.46	9.7	1.36	5.72	400	5.70		3.18		0.27
Granite sain	40.70	0.83	2.65	629	0.48			1.34	5.20	340	5.71	5.25	3.12	3.21	0.27
Granite altéré	43.36	2.07	2.65	630	0.48			1.66	13.01	350					
Granite altéré	44.10	0.83	2.68	898	0.16			1.42	7.44	315	5.68	5.42	3.15	3.25	
Granite altéré	48.00	0.40	2.66	870	0.2	1.04	2.1	1.23	3.48	450					
Granite Sain	48.20	0.99	2.66	776	0.24			1.44	7.71	330	5.57	5.15	3.15	3.19	0.26
Granite Sain	48.25	1.05	2.65	834	0.28			1.48	8.78	245	5.40	5.21	3.08	2.45	0.26
Granite altéré	52.59	0.58	2.65	555	0.31	0.67	5.2	1.23	3.23	385	5.59	5.07	3.09	3.02	0.28
Granite altéré	54.70	1.12	2.67	671	0.26			1.45	7.54	350	5.56	4.86	3.03	3.11	0.29
Granite Altéré	55.20	0.45	2.67	1125	0.12	1.73	0.76	1.30	5.10	340	5.84	5.40	3.27	3.35	0.27
Granite sain	60.04	0.62	2.65	1300	0.17	0.19	9.7	1.41	8.07	315					
Granite	62.70	0.87	2.65	1051	0.21			1.47	9.11	420	5.81	5.16	3.09	3.18	0.30

Lithologie	Profondeur (m)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	ϕ (%)	m	T	χ (10^{-6} SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)	$V_{p_{sec}}$ (km/s)	$V_{s_{sat}}$ (km/s)	$V_{s_{sec}}$ (km/s)	ν
Granite sain															
Granite Sain	65.67	0.66	2.67	1124	0.11			1.40	7.43	355	5.71	5.35	3.12	3.26	0.29
Granite altéré	67.92	0.69	2.63	395	0.31			1.20	2.71	225	5.46	4.51	2.63	2.64	0.35
Granite altéré	69.72	0.89	2.62	621	0.29			1.36	5.53		5.56	5.15	2.94	3.10	0.31
Granite altéré	70.54	1.71	2.66	426	0.92			1.49	7.26	35	5.32	4.98	2.95	3.07	0.28
Granite sain	70.63	1.07	2.63	967	0.26	0.92	3.1	1.52	10.38						
Granite Sain	71.30	1.05	2.65	1082	0.15	0.63	2.7	1.53	11.36	80	5.66	5.58	3.25	3.37	0.25
Granite altéré	75.35	1.88	2.65	518	0.5			1.57	9.75	225	5.74	5.12	3.31	3.21	0.27
Granite Sain	75.39	0.56	2.64	748	0.07	1.07	5.2	1.28	4.22	150	5.36	4.87	3.01	3.03	0.25
Granite sain	77.14	0.57	2.65	1208	0.07			1.38	6.93	205	5.68	5.37	3.05	3.10	0.30
Granite altéré	78.85	0.65	2.65	850	0.15	0.92	1.8	1.34	5.55	270	5.82	5.52	3.26	3.32	0.27
Granite Sain	79.70	0.68	2.64	1047	0.08			1.39	7.09	375	5.76	5.35	3.20	3.28	0.28
Granite sain	79.80	0.57	2.65	1198	0.08			1.37	6.87	375	5.82	5.45	3.23	3.34	0.27
Granite sain	81.20	0.50	2.65	1408	0.08			1.37	7.04	375	5.87	5.41	3.22	3.41	0.28
Granite sain	82.14	0.46	2.65	1375	0.07			1.35	6.39	375	5.80	5.29	3.30	3.32	0.26
Granite sain	83.72	0.53	2.65	1069	0.09	0.27	3.7	1.33	5.67	315	5.80		3.24		0.27

Table 1 : *Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons du puits B1 dans le site de Ploemeur. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, CEC = capacité d'échange cationique, ϕ , fraction altérée, m = indice de cimentation, T = tortuosité électrique, χ = susceptibilité magnétique, $V_{p_{sat}}$ = vitesse des ondes longitudinale (P) saturé, $V_{s_{sat}}$ = vitesse des ondes transversale saturé (S), ν = coefficient de Poisson).*

Lithologie	Profondeur (m)	Facteur de forme	Perméabilité (10⁻²¹ m2)
Schiste altéré	4.63	0.16	
Schiste Altéré	13.65		20.60
Schiste altéré	13.69	0.16	
Schiste sain	16.45	0.13	
Schiste Altéré	21.98	0.35	
Schiste Altéré	24.54	0.18	
Schiste Altéré	24.58	0.23	
Schiste Sain	27.54	0.28	
Schiste Sain	27.59	0.15	
Schiste Sain	31.05	0.07	
Schiste Sain	31.97	0.08	
Schiste Sain	33.54	0.09	
Schiste Sain	33.58		327.20
Granite sain	39.32		7.74
Granite sain	40.70	0.056	
Granite altéré	44.10	0.082	
Granite altéré	48.00		27.90
Granite Sain	48.20	0.092	
Granite Sain	48.25	0.032	
Granite altéré	52.59	0.029	
Granite altéré	54.70	0.066	
Granite Altéré	55.20	0.085	
Granite sain	60.04		21.60
Granite sain	62.70	0.06	
Granite Sain	65.67	0.08	
Granite altéré	67.92	0.02	
Granite altéré	69.72	0.06	
Granite altéré	70.54	0.10	
Granite Sain	71.30	0.8	
Granite altéré	75.35	0.04	
Granite Sain	75.39	0.10	
Granite sain	77.14	0.03	
Granite altéré	78.85	0.08	
Granite Sain	79.70	0.07	
Granite sain	79.80	0.08	
Granite sain	81.20	0.20	

Lithologie	Profondeur (m)	Facteur de forme	Perméabilité (10⁻²¹ m2)
Granite sain	82.14	0.07	
Granite sain	83.72		12.50

Table 2 : *Fiches résumé d'analyse du facteur de forme, de la perméabilité et géologique des échantillons du puits B1 dans le site de Ploemeur*

Lithologie	Forages-Profondeur	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	ϕ (%)	m	T	χ (10^{-6} SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)
Granite sain	106-248	0.23	2.67	1667	0.064			1.22	3.83		
Granite sain	106-248.05	0.22	2.67	2239	0.043			1.26	4.93		
Granite Sain	112-5	0.2	2.69	1610	0.045			1.19	3.22		
Granite sain	112-7	0.13	2.70	1416	0.054			1.09	1.84		
Granite sain	112-3	0.16	2.69	1460	0.041			1.13	2.34		
Granite Sain	112-2	0.11	2.71	1737	0.034			1.10	1.91		
Granite sain	112-4	0.31	2.70	1347	0.05			1.25	4.18		
Granite sain	112-1	0.22	2.70	2055	0.042			1.25	4.52		
Granite altéré	112-8	0.09	2.72	2229	0.024			1.10	2.01		
Granite altéré	106-5A	0.99	2.61	1307	0.32			1.55	12.94		
Granite altéré	106-5B	0.84	2.62	771	0.29			1.39	6.51		
Granite altéré	106-6B	0.34	2.66	2004	0.053			1.34	6.81		
Granite altéré	109-1C	0.77	2.60	838	0.16			1.38	6.45		
Granite altéré	106-6A	0.47	2.64	1543	0.067			1.37	7.25		
Granite altéré	112-3C	0.5	2.70	1497	0.12			1.38	7.49		
Granite altéré	112-1B	112-1B	2.68	1167	0.14						
Granite altéré	112-3A	0.65	2.69	1371	0.14			1.43	8.91		
Granite altéré	109-1A	0.93	2.62	1074	0.3			1.49	9.99		
Granite sain	106-241.8	0.22	2.67	1532	0.082			1.20	3.37		
Granite sain	108-218.85A	0.17	2.76	1423	0.052			1.14	2.42		
Granite Sain	109-244	0.43	2.60	2001	0.042			1.39	8.60		
Granite sain	109-243.95	0.46	2.62	2017	0.044			1.41	9.28		
Granite sain	108-218.73A	0.24	2.75	1240	0.05			1.18	2.98		
Granite Sain	109-4-243.65	0.39	2.61	1878	0.048			1.36	7.32		
Granite sain	106-248.10	0.25	2.70	1661	0.047			1.24	4.15		
Granite sain	106-241.85	0.43	2.69	1291	0.104			1.31	5.55		
Granite Sain	106-241.75	0.29	2.65	1586	0.065			1.26	4.60		
Granite sain	109-1-243.55	0.45	2.61	1739	0.05			1.38	7.83		
Granite sain	108-218.85B	0.31	2.73	1310	0.053			1.24	4.06		
Granite Sain	108-218.73B	0.31	2.75	1355	0.07			1.25	4.20		
Granite sain	109-3-243.6	0.51	2.60	1603	0.048			1.40	8.18		
Granite sain	109-243.9	0.54	2.63	1604	0.049			1.41	8.66		
Granite Sain	109-2-243.5	0.48	2.60	1667	0.09			1.39	8.00		
Granite altéré	112-5A	5.54	2.69	278	6.78			1.95	15.40		
Granite	112-5B	5.5	2.68	99	15.1			1.58	5.45		

Lithologie	Forages-Profondeur	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	φ (%)	m	T	χ (10^6 SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)
Granite altéré											
Granite altéré	108-C	0.43	2.69	1134	0.08			1.29	4.88		
Granite altéré	106-2A3	3	2.66	315	2.7			1.64	9.45		
Granite altéré	106-2A1	4.3	2.64	156	3.7			1.60	6.71		
Granite altéré	108-A	1.7	2.62	811	0.23			1.64	13.79		
Granite altéré	108-B	2.3	2.63	941	0.24			1.82	21.64		
Granite altéré	106-2B3	1.3	2.64	1583	0.36			1.70	20.58		
Granite altéré	106-2A2	13.6	2.76	141	3.9			2.48	19.18		
Granite altéré	106-2B2	2.3	2.65	635	0.9			1.71	14.60		
Granite altéré	106-2A4	3.1	2.65	61	6.9			1.18	1.89		
Granite altéré	112-5C	5.4	2.66	88	7.7			1.53	4.75		
Granite altéré	106-2B1	4	2.67	341	2.2			1.81	13.64		
Granite altéré	112-1A	5.9	2.68	46				1.35	2.71		
Granite sain	260.26	0.21	2.62	4279	0.021	1.30	0.19	1.36	8.99	6994	5.96
Granite sain	260.32	0.24	2.62	3716	0.025			1.36	8.92	5530	5.89
Granite Sain	260.67	0.25	2.74	2673	0.036	2.10	0.20	1.32	6.68	15929	6.15
Granite sain	260.75	0.2	2.73	678	0.193			1.05	1.36	23584	6.14
Granite sain	260.99	0.18	2.61	714	0.094	1.10	1.01	1.04	1.29	3770	5.80
Granite Sain	261.07	0.24	2.62	2572	0.03	1.30	0.27	1.31	6.17	4030	6.03
Granite sain	262.86	0.2	2.62	4447	0.014			1.35	8.89	7342	5.96
Granite sain	262.93	0.17	2.61	3186	0.014	0.70	0.24	1.27	5.42	3182	6.11
Granite sain	262.97	0.24	2.63	3442	0.015	1.10	0.16	1.35	8.26	7174	6.05
Granite sain	263.10	0.19	2.61	3477	0.023	1.30	0.21	1.30	6.61	11037	5.94
Granite sain	263.15	0.26	2.62	2739	0.027	0.70	0.45	1.33	7.12	3313	5.96
Granite sain	296.19	0.19	2.73	4587	0.012	2.00	0.07	1.34	8.72	22102	6.19
Granite sain	297.55	0.23	2.75	3086	0.017	1.80	0.10	1.33	7.10	7317	6.24
Granite sain	328.47	0.25	2.76	2827	0.077			1.33	7.07	6444	6.08
Granite sain	328.59	0.19	2.77	2461	0.052	1.90	0.31	1.24	4.68	7294	6.30
Granite sain	328.94	0.2	2.72	3427	0.043			1.31	6.85	12164	5.97
Granite sain	329.11	0.26	2.70	2600	0.108	1.50	0.83	1.32	6.76	917	5.98
Granite sain	466.19	0.2	2.72	4412	0.045			1.35	8.82	22969	6.39
Granite sain	466.25	0.18	2.72	4155	0.05	1.80	0.32	1.32	7.48	33225	6.20
Granite sain	473.91	0.2	2.74	3414	0.02	1.80	0.13	1.31	6.83	32137	6.13
Granite Sain	473.97	0.2	2.74	3447	0.021			1.31	6.89	62820	6.25
Granite sain	483.55	0.21	2.69	3606	0.024	1.60	0.17	1.33	7.57	18929	6.18
Granite	483.61	0.26	2.68	4704	0.021	1.10	0.22	1.42	12.23	23504	6.17

Lithologie	Forages-Profondeur	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	φ (%)	m	T	χ (10^6 SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)
Granite sain											
Granite Sain	555.90	0.29	2.72	3254	0.129	2.00	0.73	1.39	9.44	18389	6.20
Granite sain	556.01	0.17	2.72	2621	0.2	1.80	1.26	1.24	4.46	20691	6.02
Granite sain	556.21	0.28	2.73	3565	0.06	2.40	0.28	1.39	9.98	17997	5.92
Granite sain	556.26	0.24	2.73	3639	0.048	1.40	0.38	1.36	8.73	17628	6.20
Granite sain	320.26	0.16	2.73	2998	0.017	1.80	0.11	1.24	4.80	34019	6.25
Granite sain	320.31	0.13	2.74	3613	0.013			1.23	4.70		
Granite Sain	395.56	0.19	2.74	2656	0.044	2.90	0.17	1.26	5.05	1308	6.10
Granite sain	395.62	0.19	2.73	2146	0.035	4.00	0.10	1.22	4.08	686	5.94
Granite sain	405.42	0.3	2.66	2422	0.113	1.80	0.73	1.34	7.27		
Granite Sain	405.63	0.18	2.67	3059	0.03			1.27	5.51	1324	6.08
Granite sain	405.68	0.13	2.67	2836	0.036			1.19	3.69	2478	5.94
Granite sain	405.78	0.2	2.67	3367	0.112			1.31	6.73	790	5.83
Granite Sain	405.95	0.55	2.66	2639	0.983	11.80	0.97	1.51	14.51	633	5.42
Granite altéré	422.96	2.79	2.61	393	11.97	8.00	17.63	1.67	10.96	365	3.94
Granite altéré	423.02	3.09	2.62	429	11.14	12.90	10.17	1.74	13.26	161	4.11
Granite altéré	423.28	2.04	2.62	543	11.45	9.90	13.58	1.62	11.08	136	4.46
Granite altéré	423.35	3.19	2.63	416	11.83	13.00	11.08	1.75	13.27		
Granite sain	468.58	0.15	2.63	3899	0.009			1.27	5.85		
Granite sain	468.65	0.15	2.63	3734	0.045			1.26	5.60	7344	5.96
Granite sain	499.39	0.18	2.74	3005	0.026	1.60	0.19	1.26	5.41	35939	6.17
Granite sain	499.44	0.2	2.74	4427	0.035			1.35	8.85		
Granite sain	500.69	0.12	2.87	2370	0.031	1.50	0.22	1.15	2.84	5916	6.66
Granite sain	500.83	0.17	2.86	3250	0.032	3.80	0.09	1.27	5.53		
Granite sain	514.90	0.36	2.70	2799	0.398			1.41	10.08	4070	5.97
Granite sain	515.02	0.35	2.71	2901	0.166			1.41	10.15	23965	5.97
Granite Sain	546.08	0.25	2.78	2207	0.09	7.80	0.13	1.29	5.52	4469	5.57
Granite altéré	546.28	3.08	2.75	1527	5.13			2.11	47.03	543	4.36
Granite altéré	566.96	8.54	2.60	39.7	26.37	4.00	79.24	1.50	3.39		
Granite altéré	566.96	8.97	2.68	81.5	22.12	8.60	30.12	1.83	7.31		
Granite altéré	567.05	10.8	2.72	86.2	18.8	6.90	29.95	2.00	9.31		
Granite altéré	567.05	9.96	2.73	108	14.87			2.03	10.76		
Granite altéré	567.26	12.93	2.72	52.9	31.03	10.70	32.25	1.94	6.84		
Granite altéré	567.26	14.03	2.68	39	36.13	10.40	40.19	1.87	5.47		
Granite altéré	567.31	15.95	2.73	49.5	37.89			2.13	7.90		
Granite	567.36	8.56	2.65	77.9	25.07	5.30	55.10	1.77	6.67		

Lithologie	Forages-Profondeur	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	CEC (cmol/kg)	φ (%)	m	T	χ (10^{-6} SI)	$V_{p_{sat}}$ (km/s)
Granite altéré						4.90	36.08				
Granite altéré	567.36	7.24	2.69	175	15.51			1.97	12.67	699	3.42
Granite altéré	567.40	8.98	2.71	306	5.71	1.70	35.73	2.37	27.48	346	4.46
Granite sain	930.02	0.17	2.67	4660	0.054			1.32	7.92	40552	6.03
Granite sain	930.18	0.17	2.68	3826	0.047	1.70	0.32	1.29	6.50	52004	6.01
Granite Sain	930.25	0.13	2.68	4538	0.05			1.27	5.90		
Granite sain	261.69	0.16	2.90	2258	0.11	1.70	6.85	1.20	3.61		6.23
Granite sain	261.65	0.16	2.90	540	0.191			0.98	0.86		6.15
Granite Sain	261.82	0.14	2.91	2172	0.141	2.00	7.45	1.17	3.04	72604	6.49
Granite Sain	261.87	0.13	2.89	1946	0.269			1.14	2.53		6.31

Table 3 : Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons des différentes puits dans le site de Poitou. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, CEC = capacité d'échange cationique, φ = fraction altérée, m = indice de cimentation, T = tortuosité, χ = susceptibilité magnétique, $V_{p_{sat}}$ = vitesse des ondes longitudinale (P) saturé).

Lithologie	Forages	Profondeur (m)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T	χ (10^{-6} SI)	V_{psat} (km/s)	V_{ssat} (km/s)	ν
Granite Sain	FR/29	61.53	2.19	2.67	2577	4.59	2.06	56.44	170	5.22	3.11	0.23
Granite sain	FR/34	79.91	1.30	2.70	1827	1.57	1.73	23.75	170	5.69	2.70	0.35
Granite Sain	FR/34	80.07	1.26	2.66	1824	1.97	1.72	22.98	11.5	5.33	2.84	0.30
Granite Sain	FR/34	82.74	2.76	2.68	1429	2.44	2.02	39.44	131.5	5.98	3.00	0.33
Granite altéré	FR/39	97.3	6.70	2.70	378	23.65	2.20	25.33	129.5	4.78	2.17	0.37
Granite Altéré	FR/43	111.08	3.21	2.70	706	3.75	1.91	22.66	55.5	4.82	2.35	0.34
Granite Altéré	FR/43	111.2	3.56	2.70	522	3.68	1.88	18.58	197	4.90	2.26	0.36
Granite Sain	FR/48	131.56	1.63	2.69	1731	1.13	1.81	28.22	39	5.79	2.96	0.32
Granite Altéré	FR/53	146.41	6.09	2.67	474	12.65	2.20	28.87	413.5	5.36	2.90	0.29
Granite Altéré	FR/53	146.53	2.42	2.64	976	1.6	1.85	23.62	84.5	5.74	3.23	0.27
Granite Altéré	FE/01	101.99	8.42	2.64	78	52.9	1.76	6.57	168.5			
Granite Altéré	FE/01	102.17	5.97	2.67	209	23.7	1.90	12.48	173.5	4.72	1.97	0.39
Granite Altéré	FE/05	117.81	7.43	2.65	178	28.24	1.99	13.23	60.5	4.28	1.97	0.37
Granite Altéré	FE/11	140.23	4.49	2.64	805	13.65	2.16	36.14	114.5	4.95	2.51	0.33

Table 4 : *Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons des puits FHUR et FHEI-1 dans le site de Ringelbach. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, m = indice de cimentation, T = tortuosité électrique, χ = susceptibilité magnétique, V_{psat} = vitesse des ondes longitudinale (P) saturé, V_{ssat} = vitesse des ondes transversale saturé (S), ν = coefficient de Poisson).*

Lithologie	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T	V_{psat} (km/s)	V_{ssat} (km/s)
Lave	278.68	3.29	3.00	1605	9.40	2.12	49.31	5.78	3.33
Lave	287.97	3.99	3.05	761	3.16	1.99	27.12	5.82	2.84
Lave	293.67	3.42	3.02	1883	3.78	2.14	55.50	5.74	3.36
Lave	302.49	3.86	3.03	2088	5.51	2.28	73.40	5.82	3.15
Lave	311.60	4.25	3.05	2424	7.78	2.38	91.19	5.92	3.14
Lave	319.88	4.57	3.06	1952	4.24	2.30	72.37	5.96	3.25
Lave	331.09	3.22	3.03	1633	2.47	2.07	45.88	6.06	2.94
Lave	344.52	2.45	3.00	1556	2.06	1.93	34.75	5.73	2.73
Lave	352.69	9.30	3.03	1140	17.30	2.79	91.30	5.16	2.81
Lave	374.41	8.97	3.07	1513	11.98	2.76	106.86	5.52	2.82
Lave	387.51	12.63	2.93	8786	37.37	4.23	1029.10	4.86	2.60
Lave		6.60		1886	10.55	2.78	124.51		
Lave		7.00	2.97	2145	10.49	2.63	115.77		
Lave	442.12	4.78	3.01	2537	2.76	2.41	98.53	5.82	3.06
Lave	448.78	1.80	2.98	2138	1.15	1.90	38.10	6.69	3.33
Lave	475.93	3.30	3.02	1466	1.12	2.08	44.08	6.00	2.97
Lave	485.93	3.68	3.03	1471	0.74	2.14	48.48	6.03	3.33
Lave	505.14	3.20	3.01	2078	1.12	2.16	60.74	6.02	3.39
Lave	514.05	3.30	3.01	2196	1.25	2.17	62.96	6.28	3.38
Lave	525.61	3.12	3.01	2055	0.74	2.13	57.19	6.05	3.31
Lave	531.06	2.96	3.02	2361	0.99	2.14	62.64	6.00	3.41
Lave	545.54	5.43	2.99	2134	4.30	2.49	98.58	5.66	2.99
Lave	563.42	6.55	3.00	1919	5.11	2.62	107.59	5.36	2.98
Lave	582.93	4.68	2.96	1085	7.47	2.24	47.66	5.71	2.54
Lave	600.87	2.50	2.96	1802	1.01	2.02	43.97	4.70	2.71
Lave	620.86	4.00	3.04	2152	0.98	2.22	67.84	6.11	3.36
Lave	629.46	4.66	3.05	1396	2.10	2.28	58.28	5.94	3.22
Lave	646.51	4.93	2.98	4706	10.10	2.68	199.45	5.75	3.01
Lave	650.74	5.06	2.99	3565	4.45	2.63	158.60	5.54	2.97
Lave	661.77	2.37	2.96	2364	1.94	2.06	54.84	5.93	3.05
Lave	669.89	4.19	3.00	2218	4.32	2.32	79.81	5.85	3.03
Lave	688.47	1.88	2.96	1197	0.56	1.75	20.85	6.03	3.22
Lave	717.34	2.62	2.99	594	0.75	1.69	13.46	6.04	3.39
Lave	724.66	2.82	2.99	2096	1.22	2.03	48.49	5.96	3.27
Lave	764.47	2.40	3.02	1770	0.67	1.95	38.20	6.00	3.27
Lave	770.21	5.60	3.02	1267	3.02	2.38	62.83	5.56	3.17
Lave	816.33	3.70	3.00	2846	3.22	2.28	87.45	5.95	2.73
Lave	841.33	5.99	3.05	1381	0.66	2.52	78.29	5.78	2.77
Lave	908.80	2.85	3.02	3070	1.06	2.12	70.04	6.08	3.27
Lave	971.33	3.15	3.02	2882	1.93	2.19	75.33	5.97	3.24
Lave	990.10	3.54	3.00	2508	3.13	2.19	70.71	6.04	3.18
Lave	1019.27	2.91	3.03	1648	0.89	1.99	39.55	5.86	3.15
Brèche	1027.86	15.31	2.94	235	87.59	2.68	30.59	4.46	2.49
Brèche	1028.37	20.95	2.87	359	13.24	3.59	69.88	3.92	1.87
Lave	1062.20	2.54	3.01	4014	2.68	2.19	91.51	5.81	3.23
Dike	1071.66	2.08	3.01	1893	1.12	1.84	31.61	5.82	3.28

Lithologie	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T	V_{psat} (km/s)	V_{ssat} (km/s)
Dike	1086.61	1.15	2.98	3870	0.37	1.73	32.54	6.17	3.34
Brèche	1090.77	14.82	2.96	250	8.07	2.85	35.91	7.00	2.88
Dike	1123.95	2.45	2.95	2239	0.81	1.97	44.82	4.19	2.18
Dike	1130.76	1.86	2.99	2686	0.38	1.90	42.22	6.19	3.34
Dike	1142.66	1.49	2.93	2198	0.60	1.73	25.54	5.88	3.07
Dike	1145.62	2.30	2.99	1485	0.34	1.86	29.27	6.06	3.23
Dike	1160.46	4.27	3.02	595	0.41	1.82	17.68	5.79	3.15
Dike	1176.58	2.99	3.00	2131	0.22	2.11	56.82	6.01	3.09
Dike	1209.73	1.47	2.95	2996	0.36	1.73	29.22	6.11	3.40
Brèche		6.84	0.00	305	2.09	2.13	20.85		
Brèche	1211.93	7.78	2.89	410	1.91	2.31	30.35	5.64	2.80
Dike	1239.21	1.64	2.99	1945	0.41	1.75	25.86	6.05	3.16
Dike	1247.48	0.92	2.99	2223	0.34	1.52	13.92	6.26	3.46
Dike	1254.90	1.99	2.95	2014	0.41	1.94	39.78	5.98	3.20
Dike	1261.18	0.05	2.93	1792	0.22	1.69	21.53	6.13	3.16
Dike	1262.00	0.86	2.95	6087	0.42	1.84	53.32	6.04	3.38
Dike	1266.76	0.39	2.98	3276	0.10	1.71	29.02	6.15	3.19
Dike	1276.89	0.83	2.99	1598	0.17	1.61	16.32	6.15	3.60
Dike	1278.18	0.74	2.98	2676	0.21	1.68	24.33	5.95	3.36
Dike	1300.42	0.52	2.97	920	0.06	1.38	6.52	6.49	3.69
Dike	1325.44	1.61	2.98	1806	0.08	1.97	39.80	6.15	3.31
Dike	1325.68	1.86	2.97	1762	0.08	1.91	35.33	6.18	3.48
Dike	1372.88	0.58	3.02	1829	0.07	1.53	13.45	6.57	3.53

Table 5 : *Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons du puits 1256D sur la Dorsale Est-Pacifique site de plaque Cocos. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, m = indice de cimentation, T = tortuosité électrique, V_{psat} = vitesse des ondes longitudinale (P) saturé, V_{ssat} = vitesse des ondes transversale saturé (S)).*

Lithologie	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T
Lave	308	3		320.5	4	1.65	9.61
Lave	315	2.2		892.9	5.4	1.78	19.64
Lave	317	1.8		759.3	3.1	1.65	13.67
Lave	321.5	1.1		823.72	2.16	1.49	9.06
Lave	327	3.4		799.4	8.65	1.98	27.18
Lave	366	2.1		1398.6	18.8	1.87	29.37
Lave	424	3.7					
Lave	425	3.4		671.1	15.3	1.92	22.82
Lave	427	2.2		813	4.7	1.76	17.89
Lave	427.5	1.9		1029.9	4.18	1.75	19.57
Lave	444	1.5		1166.9	1.44	1.68	17.5
Lave	543	2.5					
Lave	545	2.5		775.2	8.1	1.8	19.38
Lave	576.5	1.3		1149.4	2.2	1.62	14.94
Lave	579.5			900.9	3.7		
Lave	581.5	1.3		1027	2.79	1.6	13.35
Lave	582.5	1.1		1028.8	0.3	1.54	11.32
Lave	584.5	1.1		1032	3.73	1.54	11.35
Lave	586.5	1.4		1050.3	3.51	1.63	14.7
Lave	644	1.4		947	3.7	1.61	13.26
Lave	646	1.7		602.4	5.99	1.57	10.24
Lave	668	1.2		1145.5	0.46	1.59	13.75
Lave	669.5	1.9					
Lave	676	1.8		658.9	3.32	1.62	11.86
Lave	678			611.6	3.33		
Lave	680.5	1.5		775.2	2.61	1.58	11.63
Lave	683	1.8		960.6	2.81	1.71	17.29
Lave	787	2.8		956	8.5	1.92	26.77
Lave	847	2.3					
Dike	849	1.6		627.35	1.09	1.56	10.04
Dike	900	3.7		526.9	1.86	1.9	19.5
Lave	910.5	13.2					
Brèche	911	4.2		508.4	5.17	1.97	21.35
Lave	988.5	3.3		525.5	1.78	1.84	17.34
Brèche	992	10.2		193.2	3.29	2.31	19.71
Lave	994.5	1.5		1620.7	0.21	1.76	24.31
Dike	1577.3	0.53	2.97	1530	0.85	1.4	8.11
Dike	1577.5	0.72	2.92	188	0.27	1.06	1.35
Dike	1619.3	0.33	2.97	4390	0.29	1.47	14.49
Dike	1620.9	0.25	2.98	4490	0.36	1.4	11.23
Dike	1627.1	1.76	2.92	1810	0.18	1.86	31.86
Dike	1628.1	1.84	2.91	2480	0.19	1.96	45.63
Dike	1628.2	0.97	2.93	2880	0.42	1.72	27.94

Lithologie	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T
Dike	1731.7	0.52	2.96	880	0.8	1.29	4.58
Dike	1732.8	0.76	2.94	830	1.03	1.38	6.31
Dike	1757	0.62	2.92	1780	0.67	1.47	11.04
Dike	1757.3	0.97	2.93	4320	0.28	1.81	41.9
Dike	1780.5	0.7	2.95	1250	0.78	1.44	8.75
Dike	1795.1	0.71	2.98	650	0.59	1.31	4.61
Dike	1796.1	0.84	2.96	550	1.34	1.32	4.62
Dike	1912.5	0.63	2.96	2540	0.39	1.55	16
Dike	1912.7	0.58	2.95	2250	0.19	1.5	13.05
Dike	1913.6	0.69	2.97	820	0.85	1.35	5.66
Dike	1913.8	0.61	2.98	640	0.65	1.27	3.9
Dike	1914.1	0.61	2.97	830	0.45	1.32	5.06
Dike	1920.6	0.73	2.94	950	1.12	1.39	6.94
Dike	1922.8	0.75	2.95	860	0.79	1.38	6.45
Dike	1926	3.32	2.82	1250	0.12	2.09	41.5
Dike	2007.7	0.54	2.87	677	0.38	1.25	3.66
Dike	2016.8	0.69	2.89	1201	0.47	1.42	8.29
Dike	2017.1	1.33	2.91	350		1.36	4.66
Dike	2072.7	1.01	2.86	791	0.27	1.45	7.99
Dike	2090.1	0.33	2.9	1128	0.44	1.23	3.72
Dike	2090.4	0.23	2.92	863	0.09	1.11	1.98

Table 6 : *Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons du puits 504B sur la Dorsale de Costa Rica. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, m = indice de cimentation, T = tortuosité électrique).*

Lithologie	Echantillon	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T
Lave	7_1_70	120	1.51	2.88	769	4	1.58	11.6
Lave	8_1_18	129	1.53	2.93	1211	2	1.7	18.5
Lave	9_2_58	139	1.93	2.89	1080	3.3	1.77	20.8
Lave	14_2_52	185	0.99	2.9	1386	1.3	1.57	13.7
Lave	14_2_115	186	1.52	2.89	417	4.6	1.44	6.3
Lave	14_3_67	187	1.18	2.91	1517	1.2	1.65	17.9
Lave	15_4_140	196	0.92	2.91	1232	2	1.52	11.3
Lave	20_1_112	236	1.14	2.91	881	1.6	1.52	10
Lave	20_1_134	237	6.89	2.79	425	5.8	2.26	29.3
Lave	21_1_123	246	0.77	2.93	1756	1.1	1.54	13.5
Lave	21_1_144	247	1.9	2.9	1988	2.7	1.92	37.8
Lave	22_1_100	255	1.1	2.92	1157	2.1	1.56	12.7
Lave	22_1_130	256	1.94	2.89	1015	2.6	1.76	19.7
Lave	22_2_95	258	1.16	2.94	994	1.4	1.55	11.5
Lave	24_2_61	274	3.82	2.89	620	3.8	1.97	23.7
Lave	25_1_73	284	2.08	2.88	1000	2.3	1.78	20.8
Lave	25_1_113	285	1.11	2.92	1387	1.3	1.61	15.4
Lave	26_1_50	293	0.9	2.93	992	1.5	1.46	8.9
Lave	26_1_98	294	1.01	2.92	1426	1.9	1.58	14.4
Lave	26_2_52	296	1.56	2.94	903	2	1.64	14.1
Lave	27_2_83	303	1.19	2.92	1753	0.9	1.69	20.9
Lave	27_2_102	304	2.41	2.89	829	1.2	1.8	20
Lave	27_2_142	305	2.13	2.92	816	1.5	1.74	17.4
Lave	30_1_60	331	1.11	2.9	1550	2	1.63	17.2
Lave	30_1_143	332	1.23	2.88	1386	1.9	1.64	17
Lave	31_1_58	340	3.99	2.83	628	3.7	2	25.1
Lave	31_1_132	342	0.94	2.91	1630	1.7	1.58	15.3
Brèche	32_1_41	348	4.77	2.81	165	10.1	1.68	7.9
Brèche	32_1_48	349	4.37	2.85	198	11.2	1.69	8.7
Brèche	32_2_26	350	1.97	2.87	895	4	1.73	17.6
Brèche	33_1_95	357	7.72	2.78	222	4.7	2.11	17.1
Lave	33_1_98	358	2.88	2.84	775	1.7	1.88	22.3
Lave	35_1_27	377	0.82	2.92	2142	0.8	1.6	17.6
Lave	35_1_61	378	1.64	2.92	1001	1	1.68	16.4
Lave	35_1_64	379	1.79	2.93	1881	0.7	1.87	33.7
Lave	37_1_34	396	1.1	2.91	1702	2	1.65	18.7
Lave	37_1_92	397	0.77	2.96	1568	0.7	1.51	12.1
Lave	41_1_124	432	2.53	2.89	1070	0.6	1.9	27.1
Lave	47_1_84	488	1.6	2.88	1433	0.3	1.76	22.9
Lave	47_1_143	489	6.83	2.77	244	12.4	2.05	16.7
Lave	48_1_127	499	1.08	2.92	1912	0.5	1.67	20.6

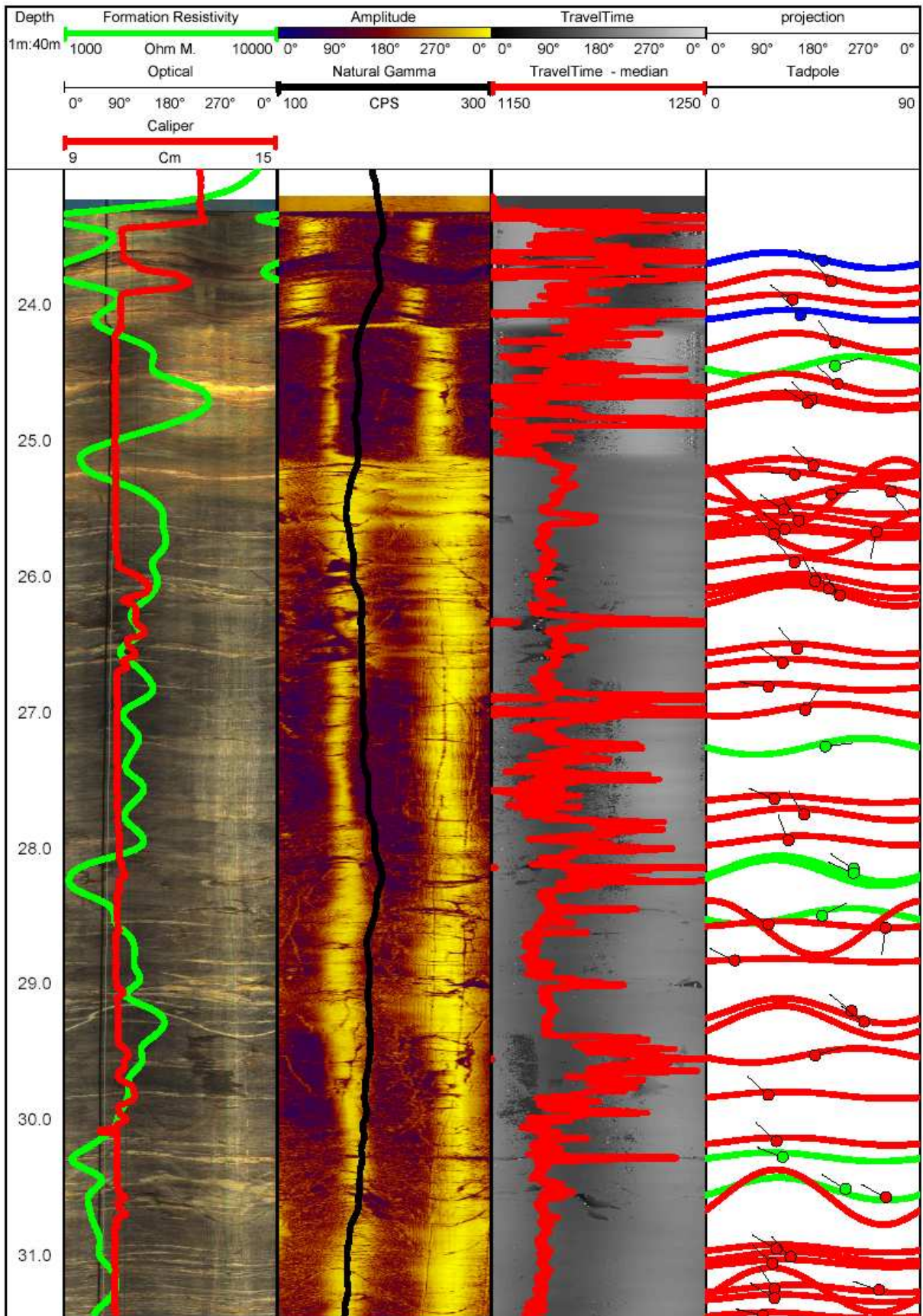
Lithologie	Echantillon	Profondeur (mbsf)	ϕ (%)	ρ_{ma} (g/cc)	F	C_s (mS/m)	m	T
Lave	52_2_120	536	2.72	2.88	774	1.7	1.85	21.1
Lave	56_2_119	565	1.06	2.92	1215	1.8	1.56	12.9

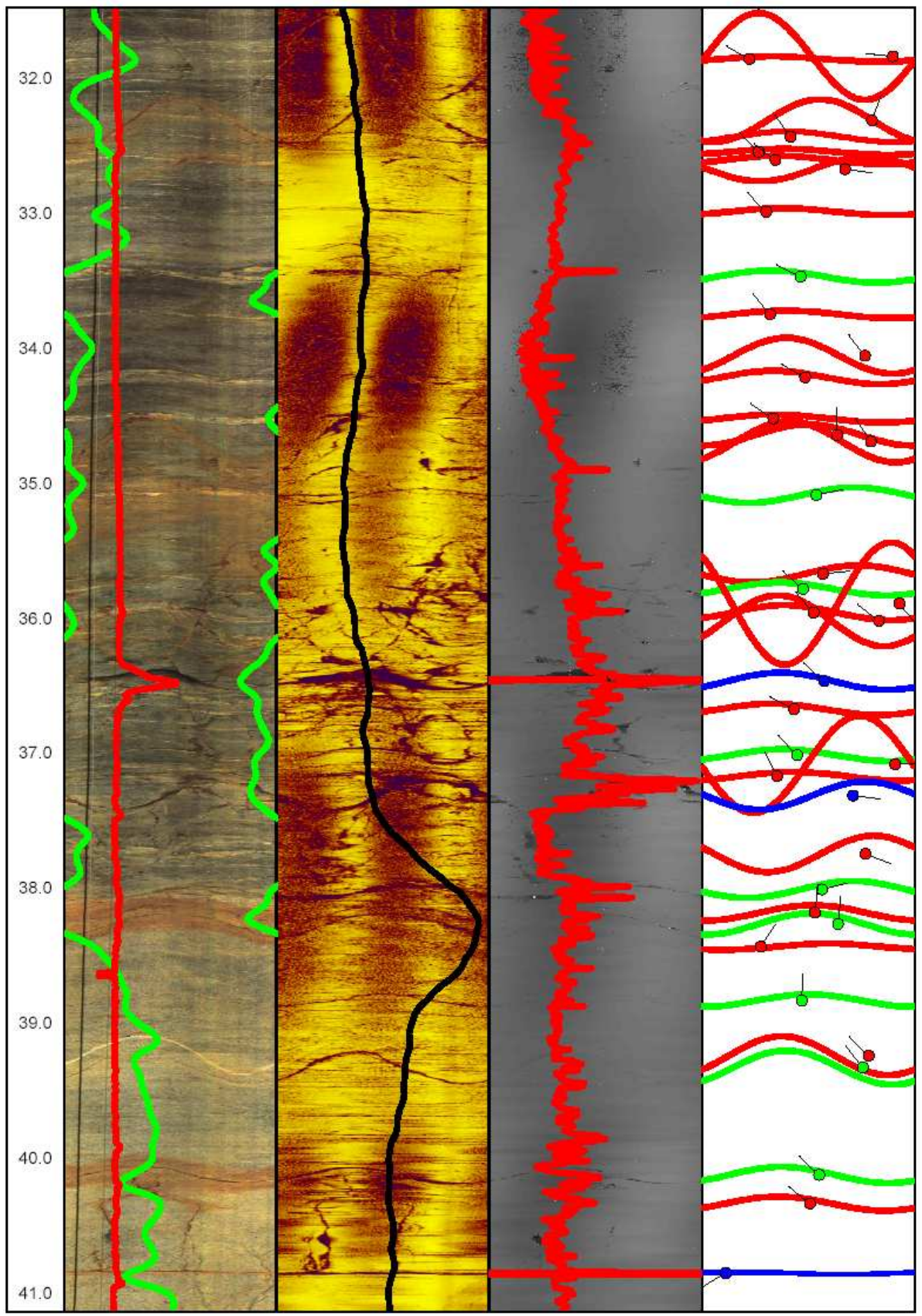
Table 7 : Fiches résumé d'analyse pétrophysique et géologique des échantillons du puits 395A sur la Dorsale Médio-Atlantique. (ϕ = porosité, ρ_{ma} = densité des grains ou de matrice, F = facteur de formation électrique, C_s = conductivité électrique de surface, m = indice de cimentation, T = tortuosité électrique).

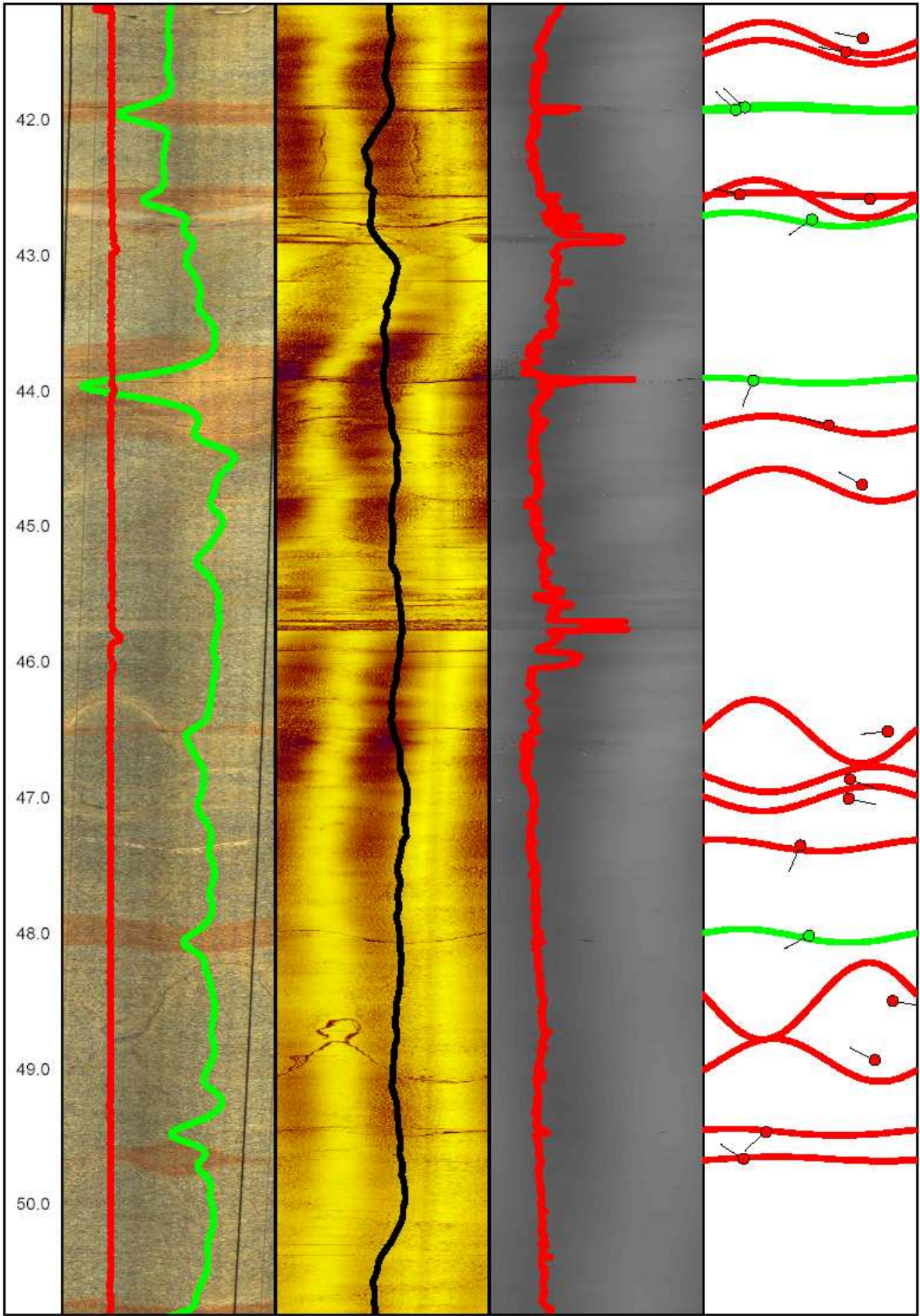
catégories	Unité	mesure	Caractéristiques	Applications
Imagerie Optique (OBI40-ALT)	(°C) (degrés) (degrés) (degrés) (μT) (degrés)	- température ambiante - azimuth par rapport au nord magnétique - Tilt : inclinaison par rapport à la verticale - RBR - Mag X, Y, Z: composantes du champ magnétique terrestre - inclinaison de la sonde suivant x et y - image de la paroi (0° correspond au nord)	Résolution horizontale : 90, 180, 360, ou 720 pixels/ 360° Résolution verticale : 2 mm Diamètre : 40 mm Longueur : 2,0 m	- la détection, la localisation et l'orientation des fractures et des failles. - la détection des lits fins. - la caractérisation lithologique. - la détermination du pendage des couches et l'orientation des structures - Véritable réflectivité de couleur.
Imagerie Acoustique (ABI 40-ALT)	(degrés) (degrés) (degrés) (μT) (degrés) (g) (°C) (°C)	- rotation relative de l'outil suivant un axe z - rotation relative de l'outil suivant un axe z ?? - Tilt : inclinaison par rapport à la verticale - Mag du champ magnétique terrestre - azimuth par rapport au nord magnétique - valeur absolue du champ de gravité - température de l'accéléromètre - température du magnétomètre	Résolution horizontale : 72, 144, 288 points/ 360° Résolution verticale : 4 mm Diamètre : 40 mm Longueur : 1,6 m	- la détection, la localisation et l'orientation des fractures et des failles - la détection des lits fins. - la caractérisation lithologique. - la détermination du pendage des couches et l'orientation des structures.
Radioactivité Gamma Spectral (NSGR- ANTARES)	(°C) (V) (Bq/kg) (Bq/kg) (cps)	- température de la sonde - statue de fonctionnement de l'appareil - câble high voltage .. mettre en français - teneur en Potassium - teneur en Uranium - teneur en Thorium - valeur du Gamma naturel émis	Résolution verticale : 150 mm Diamètre : 52 mm Longueur : 1,07 m	- apporter des informations lithologiques. - estimation du le pourcentage d'argile dans les formations sableuses.
Résistivité Electrique (ELXG-RG)	(cps) (ohm.m) (ohm.m) (mV) (ohm)	- valeur du Gamma naturel émis - SNR (16") : "Short normal resistivity" - LNR (64") : "Long normal resistivity" - Mesure d'un potentiel - "Single Point Resistance"	Diamètre : 44 mm Longueur : 2,50 m	- la qualité de l'eau. - la localisation de zones perméables et de porosité. - la corrélation des strates en forage. - la présence des fractures.
Résistivité Electrique (LL3-RG)	(ohm.m)	-résistivité entre les deux électrodes.	Résolution verticale : 10 mm Diamètre : 42 mm Longueur : 2,32 m	- la qualité de l'eau - la localisation de zones perméables et détermination de la porosité.

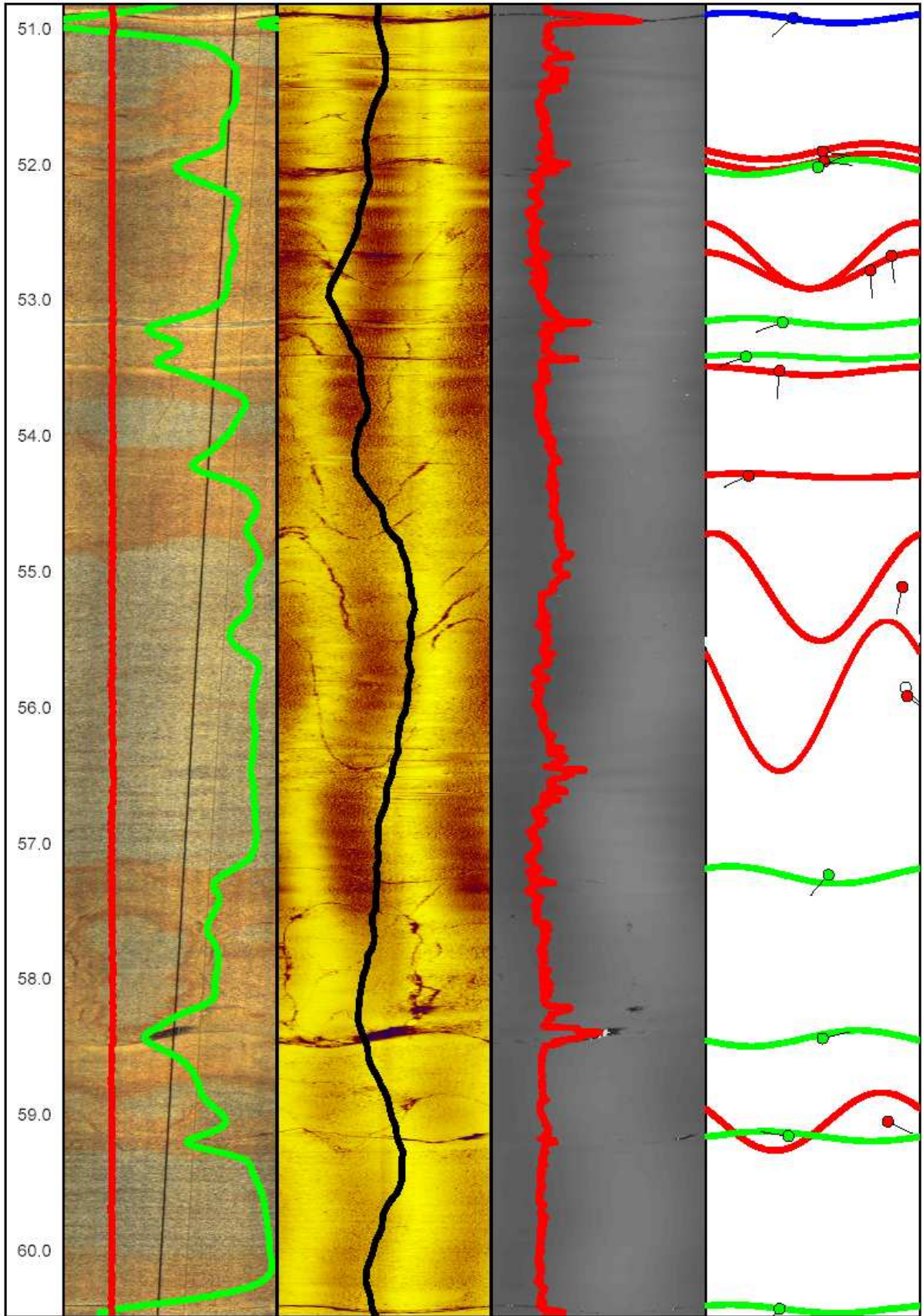
				<ul style="list-style-type: none"> - la corrélation des strates en forage. - la présence des fractures.
Sonique-MountSopris (MOUNT SOPRIS)	(μ s) (μ s) (μ s)	<ul style="list-style-type: none"> - trains d'onde (P). - trains d'onde (S). - trains d'onde (Stoneley). <p>(pas d'accord on en parle direct)</p>	<p>Résolution des mesures 1 micro s/foot</p> <p>Diamètre : 39 mm</p> <p>Longueur : 366.7 c m</p>	<ul style="list-style-type: none"> - la détermination de la porosité. - la mesure de la perméabilité. - la détection des fractures. - la corrélation lithologique.
MUSET Potentiel spontanée (SP-ALT)	(V)	<ul style="list-style-type: none"> - potentiel spontanée <p>+ Idronaut</p>		<ul style="list-style-type: none"> - la détection des fractures. - la détection des formations argileuses.
Caliper- (MOUNT SOPRIS)	(cm)	<ul style="list-style-type: none"> - diamètre du forage. 	<p>Résolution des mesures 0.08 mm</p> <p>Diamètre : 39 mm</p> <p>Longueur : 159 cm</p>	<ul style="list-style-type: none"> - localisation des cavités et des brekaouts dans la paroi du forage.
Hydrogéochimie (Idronaut-ALT)	(dbar) (C°) (mS/cm) (mS/cm) (ppm ou %) (mV)	<ul style="list-style-type: none"> - Pression du milieu - Température de la sonde - Conductivité du milieu à température ambiante - Conductivité du milieu ramenée à 20°C - Concentration en dioxygène - pH du milieu - Potentiel d'oxydoréduction du milieu 	<p>Résolution des mesures</p> <p>Pression : 0,01 dbar</p> <p>Température : 0,004°C</p> <p>Conductivité:0,004 mS/cm</p> <p>ConcentrationO2:0,01 ppm</p> <p>pH : 0,01 pH</p> <p>Eh : 1 mV</p> <p>Diamètre : 50 mm</p> <p>Longueur : 1,43 m</p>	<ul style="list-style-type: none"> - mesures de qualité d'eau dans le puits. - les arrivées d'eau dans la formation.

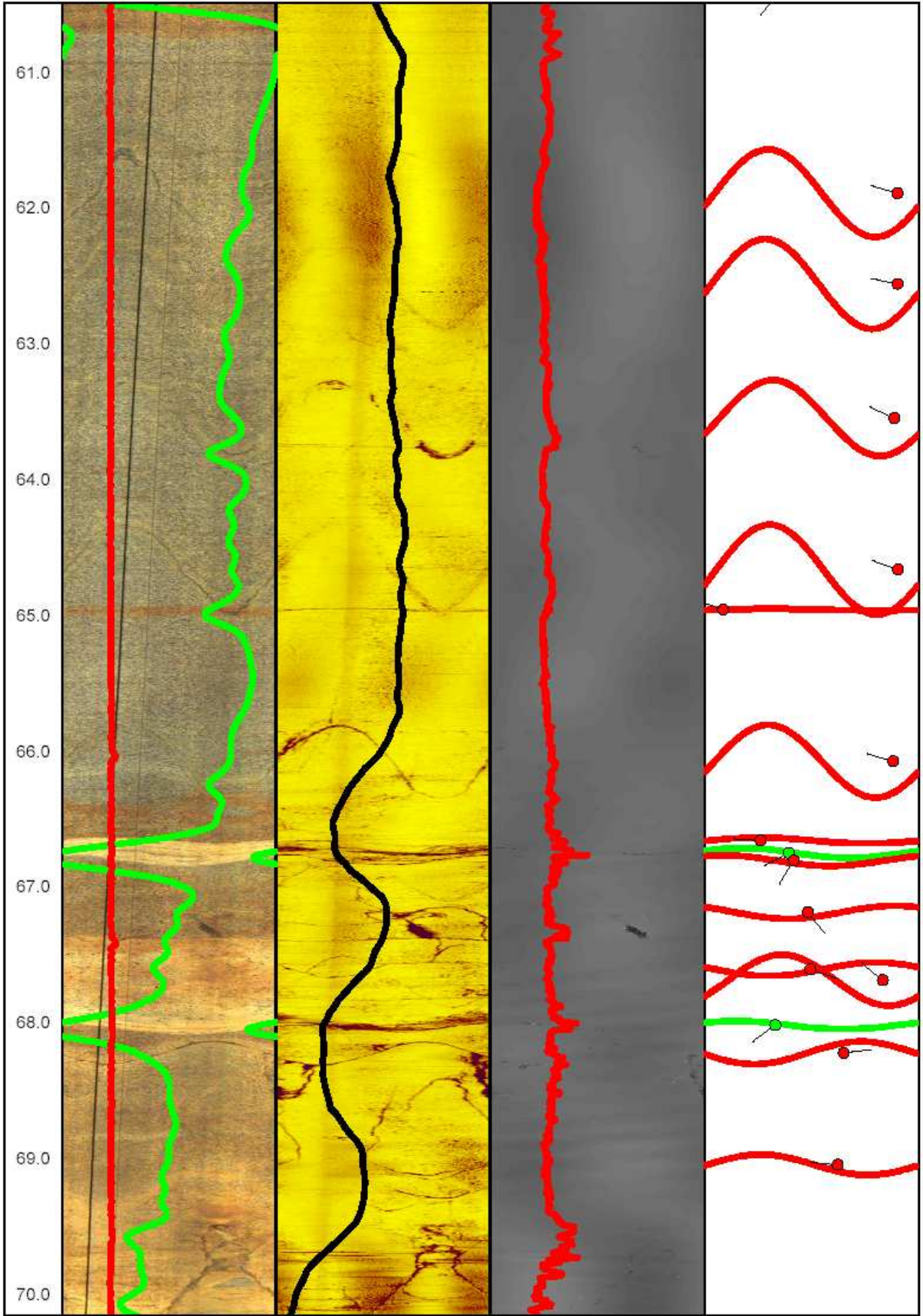
Tableau récapitulatif des outils de mesure en forage.

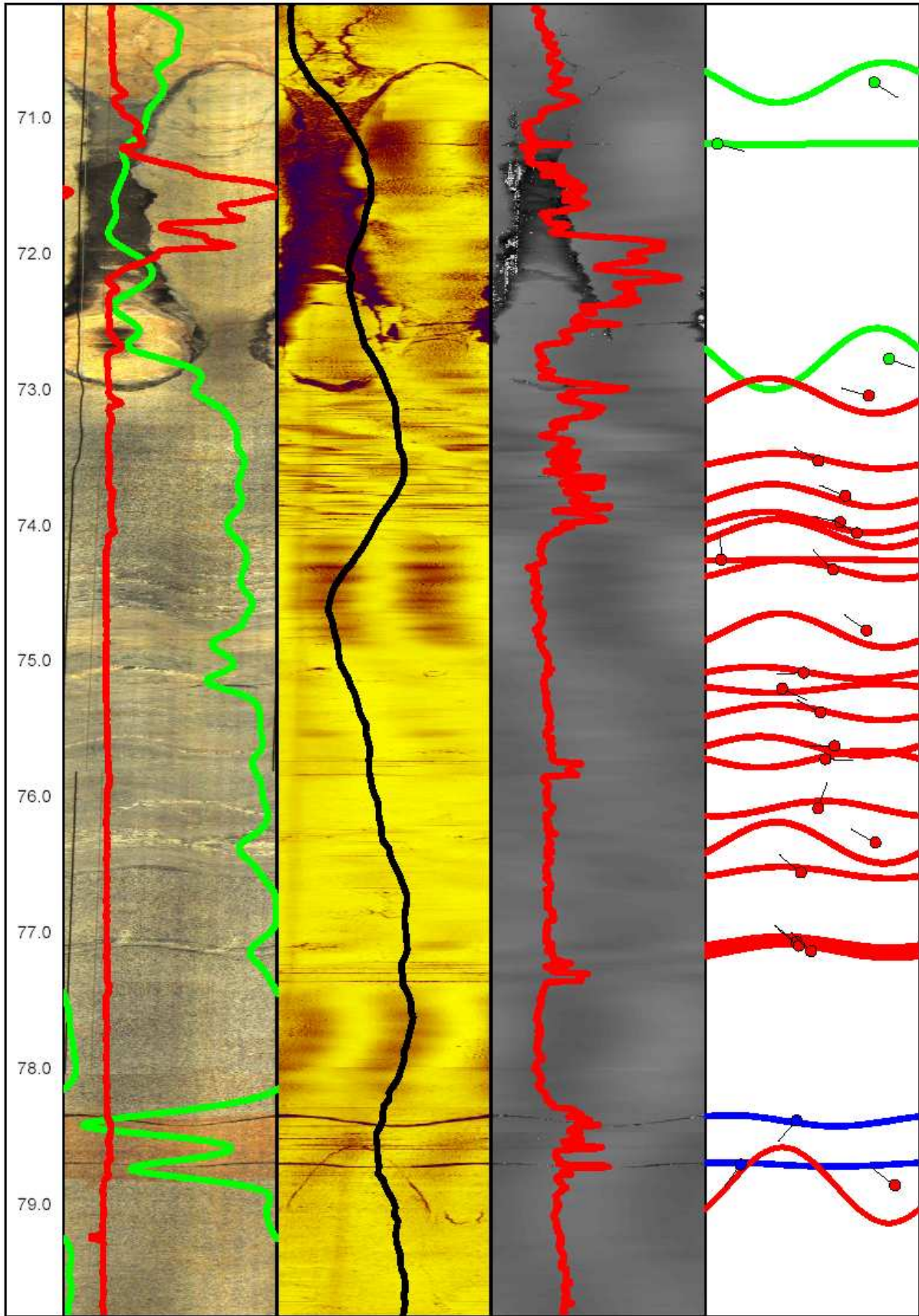












Imagerie de parois, mesure de géophysique en forage et analyse de la fracturation dans le puits B1.

Résumé

Le socle cristallin fracturé, situé à Ploemeur (Bretagne sud, France) est l'objet de ce travail de thèse. L'étude détaillée du socle nécessite une bonne compréhension de la structure interne, à savoir les propriétés intrinsèques, le mode d'écoulement, la densité et la distribution des fractures. Ce travail de thèse est consacré à la caractérisation pétrophysique des formations granitiques. Les propriétés physiques ont été déterminées à partir de l'interprétation des données de mesures de géophysique en forage, des images de paroi du puits et des mesures pétrophysiques réalisées sur carottes en laboratoire. Afin de replacer les mesures dans leur contexte lithologique, une lame mince a été analysée pour chaque mini-carotte. Les formations lithologiques rencontrées dans le socle cristallin de Ploemeur sont des schistes et granites sains et altérés, ces deux lithologies étant séparées par une zone de faille. Les résultats ont montré que les propriétés pétrophysiques des roches étaient fonction à la fois de la variation de la porosité et du degré d'altération des roches et que la topologie de l'espace poreux était fortement dépendante de la porosité. Cette thèse introduit une nouvelle formule entre la résistivité électrique et la porosité. De plus, les mesures en laboratoire sur les échantillons de Ploemeur révèlent que les vitesses sismiques ne sont pas seulement fonction de la quantité de porosité, mais aussi fonction de facteur de forme. Ce dernier a été calculé sur les échantillons du socle de Ploemeur à partir des vitesses acoustiques. Les résultats ont montré que la porosité est de forme fissurale. L'intégration des données issues des images optiques et acoustiques, des mesures de géophysique en forage, et de la description des carottes a permis d'étudier de façon détaillée la géologie et l'hydrodynamique du socle de Ploemeur. L'intégration effective de ces différentes méthodes avec les tests hydrogéologiques ressort comme la meilleure façon de caractériser les fractures et les circulations en eau dans le socle.

Mots clefs : Socle cristallin, Propriétés physiques, Porosité, Ploemeur, Granite, Fractures.

Abstract

This thesis has been conducted on a fractured crystalline basement located in Ploemeur (South of Brittany, France). The detailed study of this basement requires a good understanding of their internal structures, namely their intrinsic properties, flow mode, density and fractures distribution. This work is focused on the petrophysical characterization of the granitic formations. Physical properties were determined from downhole geophysical measurements and images, and petrophysical measurements with thin sections made for each mini-core in the laboratory. Fresh-altered schist and fresh-altered granite separated by a normal angle fault are the main lithology of the Ploemeur crystalline basement. The results showed that the petrophysical properties were function of both porosity variation and degree of alteration and that the pore-space topology was found to be porosity-dependent. This thesis introduces a new formula between electrical resistivity and porosity. In addition, the laboratory measurements of Ploemeur revealed that seismic wave velocity was a function not only of porosity, but also of the predominant pore type. In general, the pore aspect ratio inverted from velocity measurements were classified roughly into crack shape. In the Ploemeur crystalline basement, the downhole geophysical measurements and images were used to measure changes in physical and chemical properties in the borehole fluid and the bedrock surrounding the boreholes. The effective integration of different geophysical methods, hydrogeological tests and lithological description was the best way to characterize the fractures in the crystalline basement, and is critical for a suitable estimation of fluid circulation.

Key Words: Crystalline basement, Physical properties, Porosity, Ploemeur, Granite, Fractures.