



HAL
open science

Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace

Sébastien Haffen

► **To cite this version:**

Sébastien Haffen. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2012. Français. NNT : 2012STRAH004 . tel-00780947

HAL Id: tel-00780947

<https://theses.hal.science/tel-00780947>

Submitted on 25 Jan 2013

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.

**ÉCOLE DOCTORALE Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement
(ED 413)**

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE

présentée par :

Sébastien HAFFEN

Soutenue le : 28 Septembre 2012

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre - Géologie/Pétrophysique

Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace

THÈSE dirigée par :

M. GERAUD Yves

Professeur, ENSG-Université de Lorraine

RAPPORTEURS :

M. FABBRI Olivier

Professeur, Université de Franche Comté

M. HOFFERT Michel

Professeur, Université de Strasbourg

Mme. LEDESERT Beatrice

Professeur, Université de Cergy Pontoise

EXAMINATEUR :

M. CEREPY Adrian

Professeur, Institut EGID Bordeaux 3

Mme. DEZAYES Chrystel

Ingénieur BRGM

Invités :

M. DIRAISON Marc

Maître de Conférences, Université de Strasbourg

M. LAPLAIGE Philippe

Ingénieur ADEME

THÈSE présentée par :

Sébastien HAFFEN

Soutenue le : 28 Septembre 2012

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**
Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre - Géologie/Pétrophysique

**Caractéristiques géothermiques du réservoir
gréseux du Buntsandstein d'Alsace**

THÈSE dirigée par :

M. GERAUD Yves

Professeur, ENSG-Université de Lorraine

RAPPORTEURS :

M. FABBRI Olivier

Professeur, Université de Franche Comté

M. HOFFERT Michel

Professeur, Université de Strasbourg

Mme. LEDESERT Beatrice

Professeur, Université de Cergy Pontoise

EXAMINATEUR :

M. CEREPPI Adrian

Professeur, Institut EGID Bordeaux 3

Mme. DEZAYES Chrystel

Ingénieur BRGM

Invités :

M. DIRAISON Marc

Maître de Conférences, Université de Strasbourg

M. LAPLAIGE Philippe

Ingénieur ADEME

Remerciements

Ca y est, c'est le moment de remercier toutes les personnes qui ont contribué à ce travail de thèse et de leur faire part de toute ma gratitude.

Tout d'abord, je remercie vivement mon directeur de thèse, Yves Géraud, pour m'avoir fait confiance et m'avoir confié ce projet de thèse passionnant. La qualité de l'encadrement a fortement contribué à la réussite du présent travail, et je suis sincèrement reconnaissant envers Yves pour toute la disponibilité dont il a fait preuve au cours de ces années.

Je tiens également à remercier Marc Diraison ainsi que Chrystel Dezayes qui, par leur encadrement, disponibilité, participation, bonne humeur, ..., ont grandement participé à la réussite de ce travail.

Je remercie également les membres du jury : Michel Hoffert, Béatrice Ledeset, Olivier Fabbri, d'avoir accepté de juger ce travail et de leur apport dans l'amélioration de ce manuscrit.

Je remercie l'ADEME et le BRGM pour la bourse de thèse ainsi que pour le support financier sans lequel ce travail n'aurait pas pu être aussi complet.

Ce travail a également été mené en collaboration avec Catherine Lerouge (BRGM) qui m'a apporté ses nombreuses connaissances sur l'observation des lames minces ainsi que sur la diagenèse des roches gréseuses. Une collaboration a également été réalisée avec Michel Garcia et Déborah Siffert (KIDOVA), que je remercie pour l'élaboration du modèle numérique réalisé au cours de cette étude.

Je remercie sincèrement Benoit Pétri, Mélanie Denecker, Jean Wianny, Bastien Walter et Alexandre Peillod pour leur participation très active durant les campagnes d'analyses des forages et d'affleurements.

Enfin, au cours de ce travail de nombreuses personnes ont été mises à contribution pour l'obtention des échantillons, des analyses ou encore des données de forages : Amélie Aubert, Gilles Morvan, Fabienne Huber (Université de Strasbourg), Vincent Bouchot, Pierrick Graviou (BRGM, Orléans), Davy Cruz Mermy (BRGM/SGR Alsace), Albert Genter (GEIE, Soultz-sous-Forêts), Manred Martin (LGRB, Fribourg), Sylvie Bourquin (Université de Rennes), je tiens à les remercier vivement pour m'avoir facilité mon travail de recherche et aidé à faire progresser les connaissances sur les grès du Buntsandstein du Fossé Rhéna.

Merci pour tout à ma famille et mes amis. Merci à Catherine Evrard, Anne-Sophie Tabaud et Nathalie Pflieger.

Et encore merci à tous, et à ceux qui ont été par mégarde oubliés, pour leur aide et leur soutien.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	1
INTRODUCTION	9
1 CADRE ECONOMIQUE, ENERGETIQUE ET ENVIRONNEMENTAL	11
2 LA GEOTHERMIE	13
2.1 DEFINITION	13
2.2 ORIGINE DE LA CHALEUR	13
2.3 EXEMPLES D'UTILISATION DE LA GEOTHERMIE AU COURS DE L'HISTOIRE	14
2.4 PRINCIPES D'EXPLOITATION DE LA GEOTHERMIE	15
2.5 LES CONTEXTES GEOLOGIQUES FAVORABLES A LA GEOTHERMIE	16
2.6 AVANTAGES ET INCONVENIENTS	17
3 RESSOURCES GEOTHERMIQUES	18
3.1 RESSOURCES GEOTHERMIQUES EN EUROPE	18
3.2 RESSOURCES GEOTHERMIQUES EN FRANCE	19
3.3 PERSPECTIVES DE DEVELOPPEMENT EN FRANCE	21
4 POSITION ET DEFINITION DU SUJET DE THESE	22
5 ORGANISATION DU MANUSCRIT	25
CHAPITRE I : TECHNIQUES DE MESURES	27
1 POROSITE	29
1.1 DEFINITION	29
1.2 POROSITE PAR SATURATION A L'EAU	30
1.3 POROSITE PAR INJECTION DE MERCURE	31
2 PERMEABILITE	35
2.1 DEFINITION	36
2.2 MESURE EN LABORATOIRE	36
2.3 MESURES SUR LE TERRAIN	39
3 PROPRIETES ACOUSTIQUES	40
3.1 DEFINITION	40
3.2 PROTOCOLE	41
4 CONDUCTIVITE THERMIQUE	42
4.1 MODES DE TRANSFERT DE LA CHALEUR	42
4.2 DEFINITION ET TECHNIQUES DE MESURE DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE	43
4.3 PRINCIPE DE LA MESURE PAR THERMAL CONDUCTIVITY SCANNER (TCS)	45
4.4 REALISATION DE CARTES DE CONDUCTIVITE THERMIQUE ET DE POROSITE	47
4.5 MESURE DE CONDUCTIVITE THERMIQUE SUR DES CAROTTES DE FORAGE	48
5 MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)	49
5.1 PRINCIPE ET APPAREILLAGE	49
6 DIFFRACTION DES RAYONS X	50
6.1 PRINCIPE ET APPAREILLAGE	50
6.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS	50

CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE **53**

1 CADRE GEOGRAPHIQUE	56
1.1 SITUATION MORPHOSTRUCTURALE	56
1.2 POSITION DU FOSSE RHENAN DANS LE SYSTEME DE RIFTS OUEST EUROPEENS	57
2 HISTOIRE GEOLOGIQUE	59
2.1 GEODYNAMIQUE DE L'EUROPE OCCIDENTALE : DU PALEOZOÏQUE A L'ACTUEL	59
2.2 EVOLUTION DU FOSSE RHENAN : DU PALEOZOÏQUE A L'ACTUEL	64
3 GEOMETRIE DU GRABEN ET SEDIMENTATION	71
3.1 STRUCTURE TECTONIQUE ET GEOMETRIE	71
3.2 REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE	73
4 NEOTECTONIQUE	74
5 CONCLUSION	76

CHAPITRE III : GENERALITES SUR LES GRES - LES GRES DU BUNTSANDSTEIN **77**

1 LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS DANS LES PLAINES ALLUVIALES	79
1.1 LES DEPOTS LIES A L'ACTIVITE DES CHENAUX FLUVIATILES	80
1.2 LES DEPOTS DE CRUES DE DEBORDEMENT	81
1.3 LES DEPOTS NE RELEVANT PAS DE LA DYNAMIQUE FLUVIATILE	82
2 LA DIAGENESE DES FORMATIONS GRESEUSES	83
2.1 DEFINITION	83
2.2 LA COMPACTION	84
2.3 LA PRESSION-DISSOLUTION (OU COMPACTION MECANO-CHIMIQUE)	86
2.4 LES REACTIONS DIAGENETIQUES	89
2.5 LA POROSITE SECONDAIRE	93
3 FRACTURES ET FAILLES	94
3.1 FRACTURES	94
3.2 DEFINITION DE LA ZONE DE FAILLE	96
4 CARACTERISATION DES RESERVOIRS GRESEUX FRACTURES	97
4.1 INFLUENCE DE L'ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE	97
4.2 INFLUENCE DES FRACTURES ET DES FAILLES	101
5 LA SERIE GRESEUSE DU BUNTSANDSTEIN	103
5.1 SEDIMENTATION ET PALEO GEOGRAPHIE EN EUROPE OCCIDENTALE DURANT LE PERMO-TRIAS.	103
5.2 DESCRIPTION DE LA SERIE DU BUNTSANDSTEIN DU FOSSE RHENAN	111
5.3 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE	118
5.4 SITUATION DES SERIES DU BUNTSANDSTEIN DANS LE FOSSE RHENAN SUPERIEUR	122
5.5 DONNEES PETROPHYSIQUES DE LA SERIE GRESEUSE DU BUNTSANDSTEIN	130
5.6 CONCLUSION	138

CHAPITRE IV : LE FORAGE EPS1 **139**

1 LE FORAGE GEOTHERMIQUE EPS1	141
1.1 LOCALISATION	141
1.2 CADRE STRUCTURAL	142
1.3 LITHOSTRATIGRAPHIE	143
1.4 FRACTURATION	148

2	RESULTATS	151
2.1	RESULTATS PETROPHYSIQUES PAR FACIES SEDIMENTAIRE	151
2.2	RESULTATS PETROPHYSIQUES PAR FACIES PETROGRAPHIQUE	161
2.3	DISCUSSION	185
2.4	DETERMINATION DES ZONES DE CIRCULATION DE FLUIDE DANS LE RESERVOIR GRESEUX, A PARTIR DE MESURES DE CONDUCTIVITE THERMIQUE SUR CAROTTES ET DU LOG DE TEMPERATURE	196
3	CONCLUSION	208

CHAPITRE V : AUTRES FORAGES **209**

1	LES FORAGES CAROTTES DANS LES GRES DU BUNTSANDSTEIN DU GRABEN DU RHIN SUPERIEUR	211
1.1	LOCALISATION DES FORAGES	211
1.2	DESCRIPTION DES FORAGES	213
2	RESULTATS	228
2.1	LES MESURES PETROPHYSIQUES EN CONTINU	228
2.2	APPROCHE PONCTUELLE	244
3	DISCUSSION	263
3.1	TRANSFERT DE FLUIDES	263
3.2	TRANSFERT DE CHALEUR	264
3.3	RELATION AVEC LES VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES P	265
4	CONCLUSION	267

CHAPITRE VI : ANALOGUES DE TERRAIN **269**

1	INTRODUCTION	271
2	LOCALISATION DES SITES	274
3	LE BLOC DE MARLENHEIM	276
3.1	LOCALISATION	276
3.2	DESCRIPTION	277
3.3	LE ROCHER KOBUS	278
3.4	LE ROCHER DU LION	281
3.5	LE KRONTHAL	286
4	LE SOULTZERKOPF	293
4.1	LOCALISATION	293
4.2	DESCRIPTION	294
4.3	FRACTURATION	295
4.4	PERMEABILITE	298
5	LES CARRIERES ROYALES	299
5.1	LOCALISATION	299
5.2	DESCRIPTION	300
5.3	ANALYSE DE LA FRACTURATION	301
5.4	ANALYSE DE LA PERMEABILITE	304
6	LA CARRIERE DE CHAMPENAY	305
6.1	LOCALISATION	305
6.2	DESCRIPTION	306
6.3	FRACTURATION	307
7	DISCUSSION	310
8	CONCLUSION	312

CHAPITRE VII : MODELISATION	313
1 AVANT-PROPOS : MISE EN ŒUVRE	315
2 INTRODUCTION	316
3 MODELE GEOLOGIQUE	317
3.1 GEOMETRIE ET DONNEES PETROPHYSIQUES	317
3.2 CONDITIONS INITIALES ET CONDITIONS AUX LIMITES	319
4 RESULTATS	321
4.1 1 ^{ER} CAS : APPLICATION D'UNE PRESSION DE FLUIDES IDENTIQUE A LA BASE DES DEUX FAILLES	321
4.2 2 ND CAS : APPLICATION D'UNE PRESSION DE FLUIDES DIFFERENTE A LA BASE DES DEUX FAILLES	324
5 DISCUSSION : COMPARAISON DES RESULTATS PAR RAPPORT AUX TEMPERATURES MESUREES	329
6 CONCLUSION	335
DISCUSSION	337
1 CARACTERISATION DES ELEMENTS FAVORABLES AU DRAINAGE DES FLUIDES	339
1.1 LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES	339
1.2 LES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES	341
1.3 CIRCULATION DE FLUIDES EN PROFONDEUR	344
1.4 ORGANISATION DE LA FRACTURATION	345
2 MODELE DE BLOC	346
2.1 « HABILLAGE » SEDIMENTAIRE ET STRUCTURAL DU MODELE	348
3 DISCUSSION DE LA DYNAMIQUE DES FLUIDES	349
3.1 MODELE A TRIPLE POROSITE	349
3.2 ZONES DE PRODUCTION	349
CONCLUSION	353
BIBLIOGRAPHIE	359
ANNEXES	385

INTRODUCTION

Les besoins énergétiques, à l'échelle de la planète, ne cessent d'augmenter. De plus, les énergies fossiles tendent à se raréfier et leur combustion conduit à une augmentation de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre. Dans ce contexte, il apparaît essentiel de développer des ressources énergétiques non polluantes et renouvelables. La géothermie, qui permet de produire de l'électricité et/ou de la chaleur par exploitation de la chaleur interne de la planète, présente un potentiel important et peut contribuer à la résolution des problèmes énergétiques mondiaux.

1 Cadre économique, énergétique et environnemental

Fin octobre 2011, la population mondiale a franchi la barre symbolique des 7 milliards d'individus, alors qu'elle était estimée à 2,5 milliards d'individus en 1950. Elle devrait continuer à croître et pourrait atteindre 10 milliards d'individus à la fin du XXI^e siècle (Nations unies, 2011 – Division de la Population, World Population Prospects: the 2010 Revision (<http://esa.un.org/unpd/wpp/>)). Cette croissance spectaculaire au cours du siècle dernier, associée au développement industriel et à l'accélération de l'urbanisation, a eu pour effet une forte augmentation de la demande en énergie. Avec l'actuelle poussée démographique des pays émergents et des pays en voie de développement, associée à leur désir de développement industriel, les futurs besoins en énergie ne cesseront d'augmenter. En 2007, le Conseil Mondial de l'Énergie montre que pour répondre à la demande en énergie de tous les habitants de la planète, l'offre d'énergie doit doubler d'ici à 2050. Parallèlement, selon des experts en climatologie, il est urgent de combattre l'augmentation de l'effet de serre qui, en contribuant au réchauffement globale de la planète, participe aux dérèglements climatiques menaçant son équilibre écologique.

La production d'énergie mondiale s'élevait à 12150 Mtep (million de tonnes équivalent pétrole) en 2009 (Figure 1), alors qu'elle n'était que de 6111 Mtep en 1973 (IEA (International Energy Agency), 2011, Key World Energy Statistics). Elle est assurée à 80,9% par les combustibles fossiles, 5,8% par les combustibles nucléaires et à 13,3% par les sources d'énergie renouvelable. Pour la seule production mondiale d'électricité, l'IEA indique que 20055 TWh (térawatt-heure) ont été produits en 2009, alors que la production n'était que de 6115 TWh en 1973. Elle est assurée à 67,1% par les combustibles fossiles, 13,4% par les combustibles nucléaires et 19,5% par des sources d'énergie renouvelable. En 2009, 537 TWh d'électricité ont été produits en France (64304500 habitants selon L'INSEE (Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques)), soit 2,7% du total mondial.

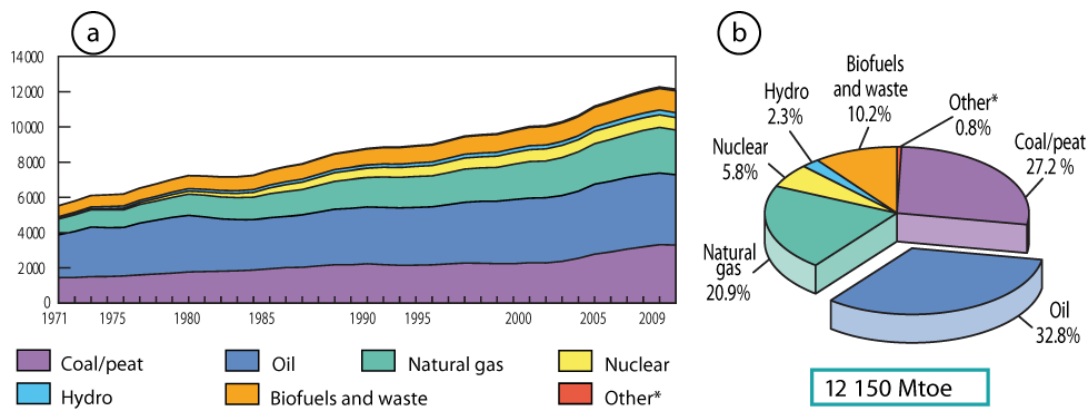


Figure 1 : (a) Production totale d'énergie mondiale de 1971 à 2009, (b) Répartition de la production totale d'énergie mondiale en 2009. (Other*: Géothermie, solaire, vent ...) (Sources : IEA (International Energy Agency), 2011, Key World Energy Statistics) (Mtoe = Million tonnes of oil equivalent)

Ainsi, toujours selon l'IEA, en 2009, 86,7% de la production d'énergie mondiale a été assurée par les combustibles non renouvelables. Ils sont composés par les combustibles nucléaires et par les combustibles fossiles : pétrole, charbon, gaz. Ces différentes formes d'énergie présentent des volumes limités et sont également génératrices de déchets ayant un impact environnemental important (déchets radioactifs, pollution des sols et des eaux, augmentation de l'effet de serre). En 1973, les émissions de CO₂ s'élevaient à 15624 Mt, puis à 28999 Mt en 2009, selon l'IEA. Les volumes de CO₂ libérés dans l'atmosphère ainsi que les déchets radioactifs, produits durant les dernières décennies, posent actuellement la question de leur gestion et de leur stockage afin de limiter leur impact sur l'environnement.

La forte demande actuelle en énergie, associée aux problèmes économiques, géopolitiques et environnementaux, conduit à diversifier et à développer les sources d'énergie renouvelable qui représentent moins de 15% de la production énergétique mondiale. Dans un même temps, les avancées technologiques assurent un développement continu, aussi bien dans le cadre de l'exploitation des énergies de surface que dans celui de l'exploitation de la chaleur interne. En effet, la Terre constitue un réservoir d'énergie potentielle, à la fois thermique et mécanique :

- En fonction de la situation géographique, les éoliennes permettent l'exploitation des vents.
- L'eau est génératrice d'énergie, en utilisant la force des marées à l'aide d'hydroliennes ou d'usines marémotrices, mais aussi en exploitant son énergie potentielle lors de son stockage grâce aux barrages hydroélectriques, ou encore en utilisant son potentiel osmotique.

- Le rayonnement solaire peut être utilisé à travers des dispositifs photovoltaïques ou thermiques.
- Il faut également tenir compte de la biomasse en tant que combustible.
- La chaleur interne est exploitable pour la production d'énergie, par l'utilisation de systèmes géothermiques.

Entrée en vigueur en 1995, la convention cadre des Nations Unies sur le changement climatique a conduit à l'élaboration du protocole de Kyoto, dont le but est la réduction des émissions de gaz à effet de serre : réduction globale de ces émissions en 2012 de 5,2% par rapport à celles de 1990. Actuellement, 191 Etats l'ont signée et ratifiée, à l'exception des Etats Unis. En France, la loi du Grenelle de l'environnement du 3 août 2009 prévoit d'augmenter de 20 millions de tep/an supplémentaires la production d'énergie renouvelable à partir de 2020.

2 La géothermie

2.1 Définition

Le terme géothermie provient du grec « Gê » et « thermos », signifiant respectivement : la Terre et la chaleur. La géothermie peut se définir comme étant la technique qui consiste à puiser dans le sous-sol ou dans les roches, les calories qui y sont contenues, afin de les rendre disponibles en surface pour des applications de chauffage ou de production d'électricité. Dans des cas particuliers, la géothermie peut consister à injecter de la chaleur dans le sous-sol afin de refroidir les installations de surface.

2.2 Origine de la chaleur

Différentes sources de chaleurs sont à l'origine de la chaleur interne de la Terre (Caron et al., 2003) : la radioactivité, la chaleur initiale, la chaleur de différenciation et les mouvements différentiels. La perte de chaleur totale à la surface de la Terre est estimée à environ 46TW (Jaupart et al., 2007).

La chaleur interne provient pour près de 90% de la désintégration des éléments radioactifs présents dans les roches (uranium, thorium, potassium...). La chaleur émise va alors varier en fonction de l'âge mais aussi de la composition chimique des roches : elle est, par exemple, trois fois plus élevée pour les granites que pour les basaltes (source : www.brgm.fr).

Durant la formation de la Terre, les poussières du nuage primitif sont entrées en collision sous l'effet des forces de gravitation, accumulant de l'énergie gravitationnelle. Une quantité importante d'énergie a été stockée de cette manière à l'intérieur de la Terre. Cette chaleur initiale diminue progressivement depuis la formation de la Terre.

Durant le refroidissement de la Terre, le noyau externe liquide cristallise et le noyau interne solide grossit progressivement, aux dépens de noyau externe. La solidification du noyau conduit à la libération de chaleur, nommée chaleur latente de cristallisation ou de solidification.

L'intérieur de la Terre est constitué par une série d'enveloppes qui peuvent être liquide, tel que le noyau externe, ou solide, tel que la lithosphère, le noyau interne,... Ces enveloppes réagissent différemment à la rotation de la Terre ou à l'attraction du Soleil ou de la Lune. Les déformations de l'ensemble des enveloppes sont à l'origine de mouvements différentiels ou des frottements visqueux aux interfaces. Ces mouvements différentiels conduisent ainsi à une libération de chaleur.

La chaleur va alors se propager soit par conduction dans les roches, soit par convection par l'intermédiaire des fluides ou le déplacement de matériaux visqueux (Westphal et al., 2003). Le flux de chaleur moyen actuel pour les continents est de $65 \pm 1,6$ mW/m² et de $101 \pm 2,2$ mW/m² pour les océans (Turcotte & Schubert, 2002).

2.3 Exemples d'utilisation de la géothermie au cours de l'Histoire

La géothermie est probablement l'une des plus anciennes sources d'énergie renouvelable exploitée par les Humains. Les régions volcaniques attiraient les populations pour leurs fumeroles et les sources chaudes qui permettaient de se chauffer, de se baigner ou de cuire les aliments. Il y a 2000 ans, les habitants de Pompéi utilisaient les boues thermominérales à des fins thérapeutiques. De plus, la chaleur était utilisée pour le chauffage des maisons. En 1332, à Chaudes-Aigues dans le Massif Central français, grâce à une source chaude à 82°C, a été mis en service le premier système de chauffage urbain collectif. L'exploitation de la chaleur servait également à l'industrie pour le lavage des laines et des peaux. A la même période, en Toscane, les lagoni qui sont des bassins d'eaux chaudes saumâtres dégagant des vapeurs à plus de 100°C, étaient exploités pour l'extraction du soufre, du vitriol et de l'alun. En 1904, à Larderello en Toscane, la première usine de

production d'électricité a été conçue, à partir d'un champ de vapeurs sèches, par le prince Piero Ginori Conti (sources : www.brgm.fr).

2.4 Principes d'exploitation de la géothermie

Actuellement, il existe différents types d'exploitation de la ressource géothermique en fonction de la température du sous-sol (Figure 2) :

(1) La géothermie de très basse énergie exploite des températures du sous-sol comprises entre 10 et 30°C. Elle est utilisée pour le chauffage individuel ou la climatisation, grâce à un système de pompe à chaleur. Le système d'exploitation fait appel à des sondes géothermiques enterrées à de faible profondeur. Elle vise à exploiter la chaleur présente dans les premiers mètres du sous-sol ou de nappes souterraines.

(2) La géothermie de basse énergie exploite des températures du sous-sol comprises entre 30 et 90°C. Elle est utilisée notamment pour le chauffage de piscines ou de serres, le chauffage urbain, la pisciculture,... Après son pompage dans un aquifère, l'eau (ou la saumure) passe par un échangeur dans lequel son énergie est transférée à l'eau d'un circuit secondaire. Une des difficultés de ce type d'exploitation réside dans l'évolution d'une bulle froide depuis le puits injecteur, vers le puits de production. De plus, ce type d'exploitation n'alimente que leur environnement proche, le rendement diminuant rapidement avec la distance, de l'ordre de 1°C tous les 10 km.

(3) La géothermie de moyenne énergie exploite des températures du sous-sol comprises entre 90 et 150°C. Son utilisation se fait dans le cadre industriel, comme dans le lavage industriel de laine, des teintureries, de l'extraction de produits chimiques et de métaux, de serres agricoles... Ce type d'exploitation peut produire de l'électricité, mais les températures sont trop faibles pour y parvenir avec un cycle ouvert. Les fluides passent par un échangeur thermique et cèdent leur énergie aux fluides d'un circuit secondaire qui entraîne des turbines. L'électricité produite va de quelques kWh à quelques MWh.

(4) La géothermie de haute énergie exploite des températures du sous-sol supérieures à 150°C. L'eau géothermale est d'abord pompée puis réinjectée en totalité dans le massif fracturé (les fractures naturelles dans la roche pouvant être stimulées hydrauliquement par injection d'eau sous pression), où elle se réchauffe. Cette eau est alors récupérée par un puits d'extraction. En surface, un échangeur thermique transforme en vapeur un fluide secondaire,

réchauffé au contact de l'eau géothermale. Cette vapeur entraîne une turbine qui en faisant tourner un alternateur, produit de l'électricité.

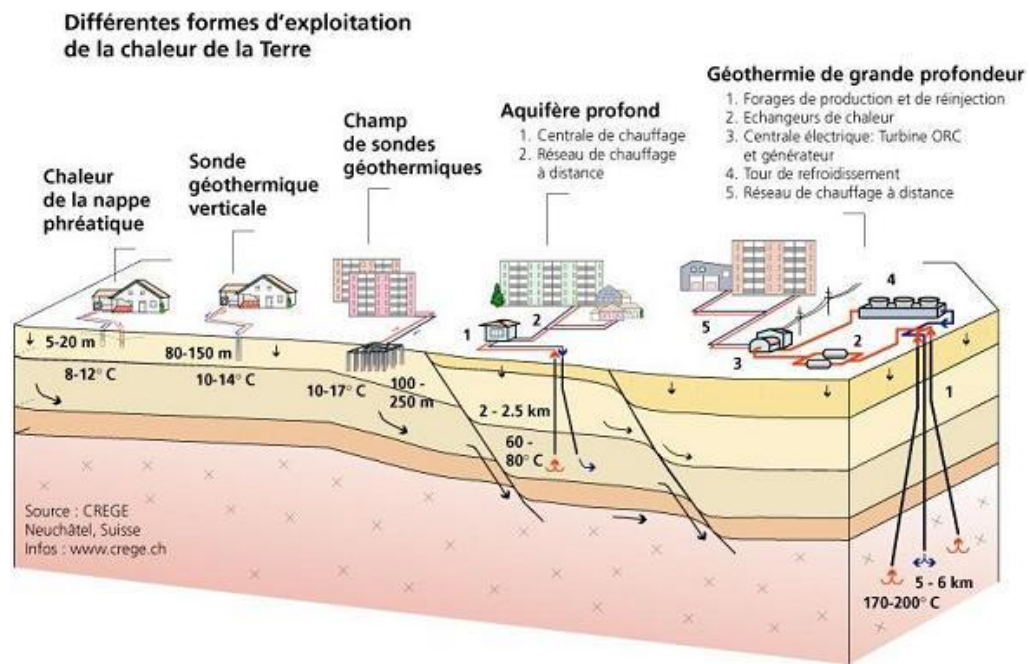


Figure 2: Systèmes géothermiques courants, de l'échelle domestique aux échelles urbaines et industrielles (document: CREGE)

2.5 Les contextes géologiques favorables à la géothermie

Le gradient thermique vertical désigne l'accroissement de la température avec la profondeur. La valeur du gradient de température pour les continents varie de $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ à $10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, respectivement au niveau des boucliers archéens et au niveau des zones volcaniques en contexte de rifting, il est de l'ordre de $3^{\circ}/100\text{ m}$ au niveau des bassins. Le gradient géothermique moyen est de $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Ces variations de l'augmentation de température en fonction de la profondeur dépendent de nombreux facteurs, notamment de la production de chaleur interne, de la présence de discontinuités structurales et des propriétés thermiques des roches qui vont perturber les flux.

Dans le cadre de la géothermie de très basse énergie et de basse énergie, les températures d'exploitation sont facilement atteintes, car à des profondeurs peu importantes quelque soit le contexte géologique. Ainsi, dans ce type de géothermie domestique, les rentabilités énergétiques et financières d'une exploitation ne dépendent pas directement du contexte géologique. Cependant, dans le cas de la géothermie de moyenne énergie et de haute énergie, le contexte géologique est de première importance, car l'efficacité énergétique et la

rentabilité financière d'une centrale en dépendent directement. Actuellement, des centrales géothermiques industrielles sont implantées dans les régions où la température du sous-sol est anormalement élevée et cela dans des contextes tectoniques variés. Par exemple, en contexte de rifting, l'Islande qui bénéficie d'un magmatisme exceptionnel, offrant des gradients géothermiques de l'ordre de 20°C/100 m, réalisait, en 2006, 26% de sa production électrique grâce à des exploitations géothermiques. A proximité de zones de subduction et dans un contexte de bassins d'arrière-arcs, certains pays comme les Philippines assurent près de 20 % de la production d'électricité par la géothermie. Le site de Larderello, en Italie, produit actuellement 4800 GWh/an grâce à l'exploitation d'un plutonisme actif. Ces quelques exemples suggèrent l'efficacité, la fiabilité et la rentabilité de l'énergie géothermique, à l'échelle industrielle. Dans le cadre de la géothermie de moyenne et haute énergie, la quantité de chaleur extraite du sous-sol dépend directement des débits dans les puits. Ces débits dépendent de la capacité des roches à être drainées. Cette caractéristique hydraulique du milieu naturel, la profondeur des puits et la densité du fluide géothermal, ont également une incidence sur la puissance des pompes nécessaires à la production et à la réinjection des fluides, et entrent donc en compte dans les bilans énergétiques et financiers d'une centrale géothermique.

2.6 Avantages et inconvénients

La géothermie domestique et/ou industrielle présente différents avantages pour la production d'électricité et/ou de chaleur : c'est une ressource énergétique locale qui ne nécessite pas de transport et limite ainsi les risques de pollution. Elle produit peu de déchets et n'émet que peu de gaz à effet de serre. Les capacités de production sont importantes comparées aux autres énergies renouvelables. L'énergie de base est indépendante des conditions climatiques, la production est en continu toute l'année et ne dépend pas des aléas climatiques comme le solaire, l'éolien et hydro-électrique. Enfin, les installations en surface sont peu encombrantes et nécessitent un entretien relativement peu coûteux, bien inférieur à celui d'une centrale à gaz ou à fuel. Un des avantages fondamentaux de la géothermie consiste en la possibilité théorique de pouvoir l'implanter partout sur la planète (www.soultz.net).

Cependant, la géothermie domestique et/ou industrielle présente également certains inconvénients. Le coût d'investissement est important comparé aux autres énergies renouvelables, notamment à cause du prix de l'installation d'une pompe à chaleur, des travaux

d'exploration et de la réalisation des forages. Les délais peuvent être importants entre la phase d'exploration et la phase d'exploitation. La géothermie industrielle vise à exploiter une ressource du sous-sol dont l'extraction nécessite la réalisation de forages dont les résultats sont parfois aléatoires. De plus, des inconvénients sont notables au niveau de l'impact de la chimie des fluides : la circulation de fluides dans les massifs cristallins riches en éléments radioactifs peut provoquer la genèse de dépôts de minéraux enrichis en radioéléments, à la surface. De plus, les eaux géothermales sont corrosives du fait des sels ou des bactéries, conduisant ainsi à une augmentation des coûts de maintenance. Chargés en métaux lourds, les fluides géothermiques doivent être réinjectés dans le sol afin de limiter tout risque de pollution (www.alternatives.areva.com/uploads/assets/3861AREVA_FR_03.pdf). Des inconvénients sont également notables au niveau de l'impact de la pression des fluides : la sismicité induite lors de la stimulation hydraulique peut conduire à de vives réactions de la part des riverains (www.soultz.net).

3 Ressources géothermiques

3.1 Ressources géothermiques en Europe

Les sites de production d'Islande et de Larderello (Introduction §2.5) exploitent des contextes géologiques particulièrement favorables. Cependant, les ressources géothermiques sur le continent européen ne sont pas identiques partout (Figure 3). Certains domaines intracontinentaux présentent un potentiel intéressant pour la production de chaleur et/ou d'électricité. Les bassins sédimentaires qui présentent des gradients de température de quelques degrés par hectomètre, apparaissent comme des zones intéressantes et suffisantes pour la production de chaleur pour le chauffage urbain. Des anomalies importantes de température sont localisées au niveau du bassin Pannonien et du Rift Ouest Européen (Figure 3). Dans ce dernier, les anomalies sont particulièrement importantes dans le fossé Rhénan, la Limagne, le fossé Rhodanien et le fossé de Valence. Ces zones d'effondrements, induites par une activité tectonique extensive cénozoïque, sont généralement associées à de forts gradients géothermiques. L'étirement de la croûte, conduisant à son amincissement, associé à la fracturation importante des roches, permettent une remontée de fluides chauds qui provoquent une augmentation anormale de la température à une profondeur donnée (Genter et al., 2003; Mc Kenzie, 1978). Le potentiel géothermique optimum de ces bassins se localise à la base des remplissages sédimentaires et dans leur socle cristallin (Genter et al., 2003), généralement situés à une profondeur suffisante pour avoir une température de 150 à 200°C. Les forts

gradients géothermiques conduisent à rendre ces régions relativement favorables à la géothermie industrielle, et notamment à la production d'électricité.

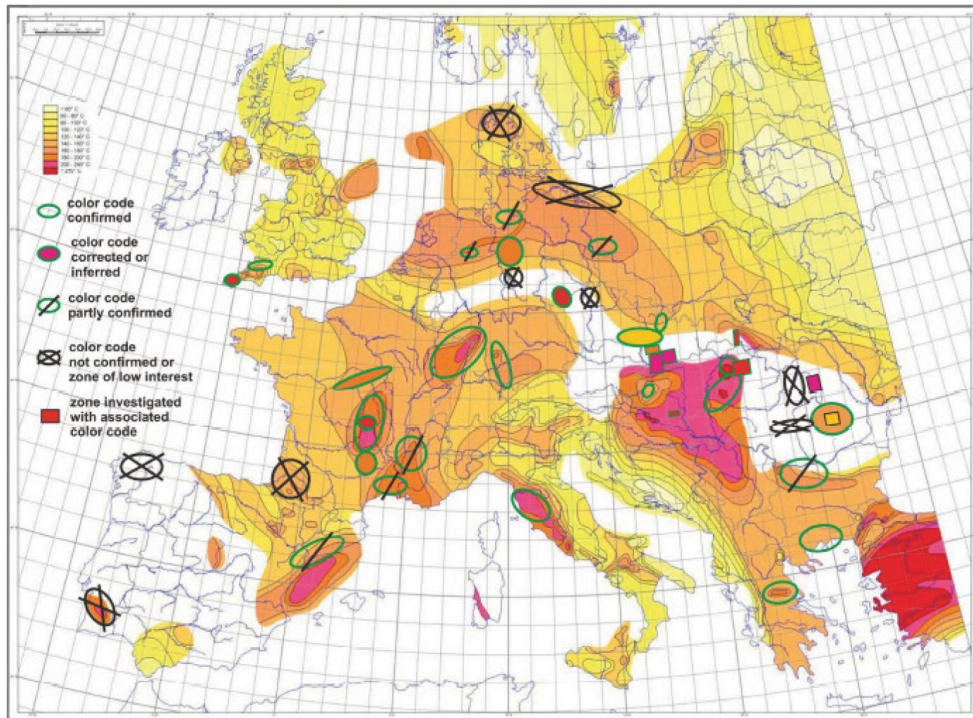


Figure 3: Carte des températures et analyse des zones chaudes, en Europe à 5000m de profondeur, d'après Genter et al. (2003), modifiée d'après Haenel et al (1980).

3.2 Ressources géothermiques en France

Il existe actuellement différents types d'exploitation des ressources géothermiques en France métropolitaine ou dans les départements et territoires d'outre-mer, qui diffèrent selon leur contexte géodynamique (Figure 4).

L'ensemble du territoire métropolitain possède des nappes d'eaux superficielles. Comme la température moyenne en surface est d'au moins 10°C (Bonté et al., 2010), elles vont permettre l'exploitation des ressources de très basse énergie, afin d'alimenter les pompes à chaleur. Le nombre d'unité de pompe à chaleur vendue est passé de 700 en 1997 à près de 9000 en 2003.

Pour les conditions de basse et moyenne température, par exemple, les ressources fiables et bien maîtrisées sur le plan technologique, des bassins Parisien et Aquitain, sont exploitées depuis une trentaine d'années : 200000 équivalents logements sont approvisionnés en chauffage (1470 GW/an). Dans le bassin Parisien, de l'eau à 60-80°C est prélevée dans un aquifère du Dogger, situé à environ 2000 m de profondeur. Caractérisés par des structures

sédimentaires simples, ces bassins permettent une exploitation géothermique de basse énergie relativement aisée des aquifères homogènes.

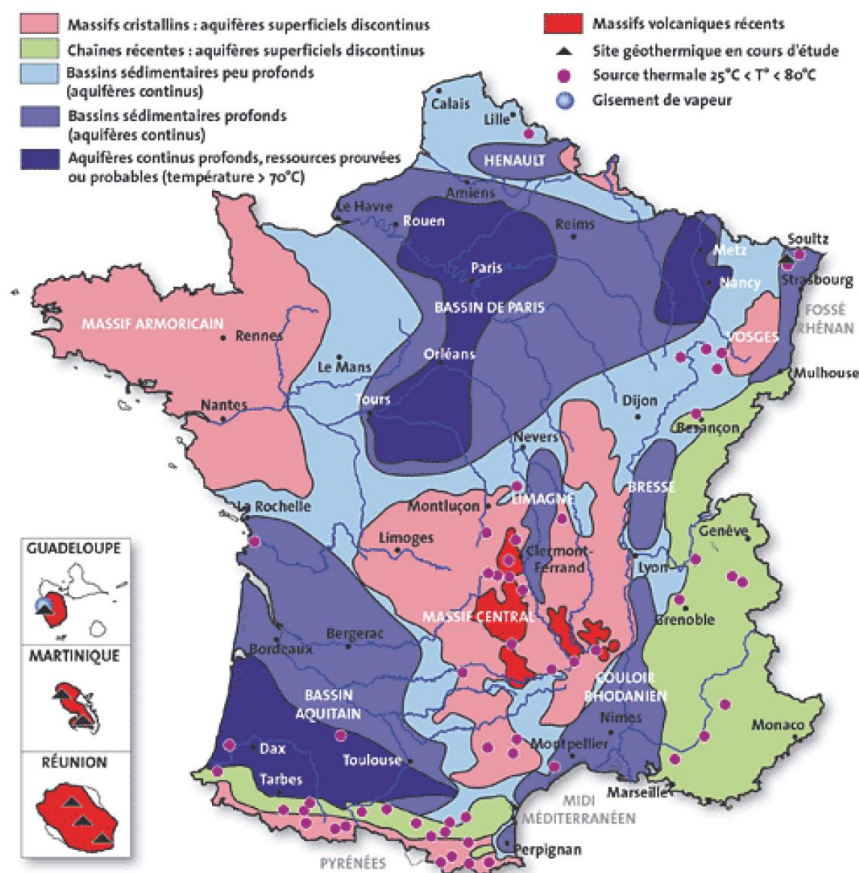


Figure 4: Carte des bassins sédimentaires, sources thermales et aquifères en France (source : BRGM)

Les estimations des températures en profondeur (Genter et al., 2003) mettent en évidence trois anomalies positives principales (180-200° à 5000 m de profondeur), propices à la géothermie moyenne ou haute énergie : la Limagne, le fossé Rhénan et le bassin du Sud-est, qui correspondent à des zones d'amincissement crustal, issues du rifting ouest-européen cénozoïque.

Initié en 1987, le projet pilote franco-allemand de Soultz-sous-Forêts, nommé EGS (Enhanced Geothermal Systems) vise à développer les techniques de production d'électricité, en exploitant la chaleur à 200°C, contenue dans les granites fracturés, situés à 5000m de profondeur. La capacité installée est de l'ordre de 1,5MWe. Cependant, l'avenir de son développement va directement dépendre de sa rentabilité.

A proximité de Soultz-sous-Forêts, un nouveau projet de production de la chaleur a été initié, pour un besoin industriel. La cible est une zone de faille à l'interface socle/couverture à une profondeur d'environ 2,5km.

Dans des départements d'outre mer (Martinique, Guadeloupe et La Réunion), les réservoirs haute énergie dans un contexte volcanique, permettent la production d'électricité. En Guadeloupe, 7% des besoins énergétiques en 2009 ont été obtenus par la géothermie.

3.3 Perspectives de développement en France

La loi du Grenelle de l'Environnement prévoit d'augmenter la part de la production des énergies renouvelables à partir de 2020, la géothermie devrait y contribuer à hauteur de 1,3 millions tep/an. Dans un même temps, l'électricité produite par la géothermie dans les départements d'outre-mer devra atteindre 20%. Les secteurs dans lesquels la croissance la plus forte est attendue est celui des pompes à chaleur, pour lesquelles le Grenelle de l'Environnement fixe un objectif de 600000 installations en 2020, ainsi que celui des réseaux de chaleur alimentés par la géothermie profonde. Selon le BRGM, trois axes sont privilégiés :

(1) La géothermie individuelle, avec les pompes à chaleur sur capteurs enterrés, qui peut être développée dans toutes les régions françaises.

(2) La géothermie 'intermédiaire' qui concerne d'une part les systèmes de pompes à chaleur sur eau de nappe, ou avec des champs de sondes géothermiques verticales, pour le chauffage et la climatisation, et d'autre part les opérations de géothermie alimentant des mini-réseaux de chaleur, des piscines ou des serres. Elle peut également être développée dans l'ensemble des régions françaises.

(3) La géothermie des gros réseaux de chaleur urbains, l'objectif étant d'assurer une forte croissance du parc actuel, à hauteur de +50% en Ile-de-France en 2020.

Des recherches sont également menées notamment sur les réservoirs argilo-gréseux du Trias en Alsace et dans le bassin de Paris et ceux du Tertiaire en Limagne (Bouchot et al., 2008). Ces formations constituent des réservoirs favorables pour une exploitation géothermique de type basse à moyenne température, car elles sont notamment formées par des sédiments gréseux, réputés aquifères. Ces réservoirs sont situés à des profondeurs comprises entre 1000 et 3000 m, et peuvent contenir des fluides portés à des températures comprises entre 80 et 150°C.

4 Position et définition du sujet de thèse

A la fin du Permien et au début du Trias, les produits du démantèlement de la chaîne Varisque se sont déposés dans une vaste aire de sédimentation, en Europe occidentale. Ces dépôts argilo-gréseux constituent la formation du Buntsandstein. Le réservoir du Buntsandstein localisé dans le fossé Rhénan, associant une formation argilo-gréseuse à une anomalie thermique régionale, apparaît comme une cible à fort potentiel pour la production de chaleur, voire d'électricité, géothermique. Le potentiel géothermique théorique exploitable de cette formation est compris entre 15 et 30 GJ/m² (Figure 5) (Dezayes et al., 2007), alors qu'il n'est que de 7 GJ/m² au maximum pour le Dogger du bassin de Paris.

Le forage expérimental de Cronembourg qui constituait la première tentative importante d'exploitation de la géothermie en Alsace, a été réalisé en 1980 dans la banlieue de Strasbourg (Housse, 1984). Après quelques semaines de tests dans les grès du Buntsandstein, les débits d'eau chaude, de l'ordre de 25 m³/h d'eau à 112°C, se sont montrés largement inférieurs aux prévisions, et insuffisants pour continuer toute exploitation.

Plusieurs projets industriels récents, visant à exploiter l'énergie géothermique du Buntsandstein, sont en cours de réalisation ou déjà en fonctionnement dans le fossé Rhénan. Il s'agit du projet de Roquette Frères, localisé à Rittershoffen, qui vise à produire de la chaleur pour le séchage d'amidon dans leur usine de Beintheim. Ce projet prévoit la réalisation d'un doublet à 2500 m de profondeur pour atteindre des températures d'environ 170°C. En Palatinat, à Landau, une centrale électrogène de 3 MWe a été installée et est alimentée en eau chaude à partir de forages allant jusqu'à 3300 m de profondeur. La circulation géothermale s'y fait à proximité de l'interface socle/sédiments gréseux.

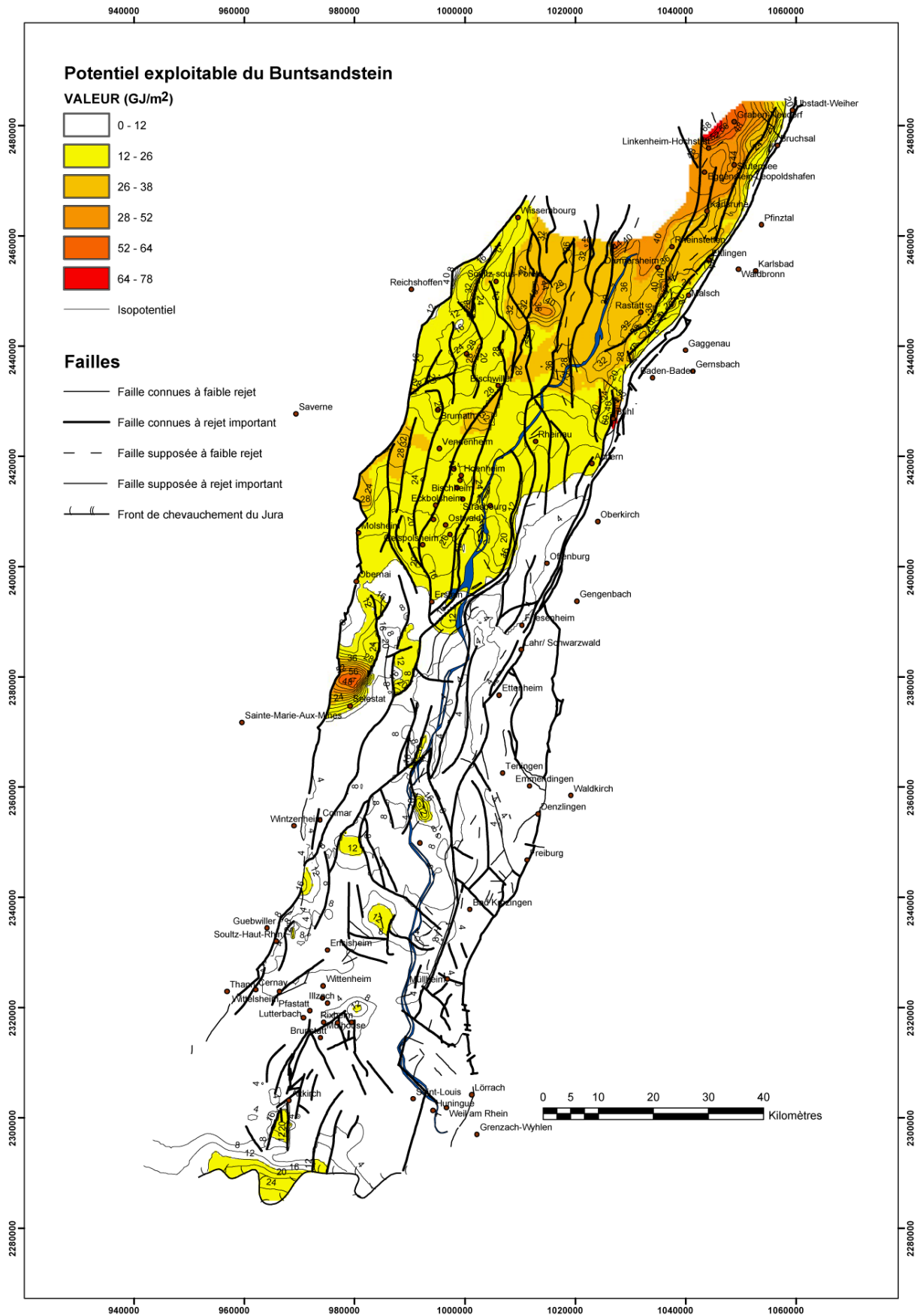


Figure 5 : Carte du potentiel géothermique exploitable du réservoir gréseux du Buntsandstein du fossé Rhénan (Dezayes et al., 2007)

Le Buntsandstein correspond à une formation argilo-gréseuse dont l'agencement est complexe : composée d'une alternance de couches gréseuses majoritaires et de couches argileuses intercalées. De plus, le réservoir gréseux du Buntsandstein du fossé Rhéna doit être perçu comme un réservoir fracturé et faillé. Les zones de failles peuvent être des zones de drain ou de barrière au transfert de fluides. Cette complexité sédimentaire et structurale du réservoir conduit à de fortes variations des paramètres pétrophysiques, en fonction de la position dans la formation. Elle rend difficile la prédiction du potentiel géothermique à l'échelle d'un doublet d'exploitation. Ainsi, une bonne connaissance des propriétés de transfert du réservoir gréseux du Buntsandstein du fossé Rhéna, en tenant compte des structures tectoniques et sédimentaires, apparaît indispensable, afin d'optimiser son exploration et son exploitation géothermique.

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit a pour but de construire un modèle conceptuel du réservoir gréseux du Buntsandstein du fossé Rhéna. Ce modèle vise à servir de guide pour l'exploitation géothermique future du réservoir gréseux. Il s'agit de (1) définir la géométrie actuelle du réservoir, notamment en identifiant les zones les plus favorables au transfert de fluides et de chaleur, (2) comprendre les mécanismes qui ont conduit à la géométrie du réservoir, en définissant l'impact des processus sédimentaires, diagenétiques et tectoniques sur les propriétés de transfert de fluides et de chaleur, et (3) estimer son évolution dans le temps. Pour cela, ce travail s'appuie sur deux axes d'études principaux :

L'étude des carottes de forages permet une analyse sédimentaire et structurale du réservoir en place. Elle permet la caractérisation pétrophysique des différents niveaux, grâce à un grand nombre de mesures de porosité, de perméabilité, de conductivité thermique et de vitesse de propagation des ondes P. Pour chaque forage analysé, ces mesures permettent d'avoir une vision 'verticale' de l'évolution des caractéristiques pétrophysiques du réservoir. Les mesures réalisées sur l'ensemble des forages permettent dans certains cas de proximité des forages, d'avoir une estimation de l'évolution latérale des propriétés pétrophysiques. Cependant, les carottes de forage n'offrent très souvent qu'une approche à une dimension.

L'analyse de différents affleurements de grès du Buntsandstein conduit à déterminer les caractéristiques de la fracturation, pour chacune des unités lithostratigraphiques le composant. Les affleurements offrent une vision en deux dimensions, sub-trois dimensions, permettant d'avoir une information latérale sur la géométrie des corps sédimentaires et également sur l'extension des réseaux de fractures et de faille.

5 Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en sept chapitres :

Le premier chapitre est consacré à la présentation des différentes propriétés physiques mesurées au cours de cette étude, ainsi que des méthodes d'acquisition utilisées.

Le deuxième chapitre constitue une revue bibliographique sur la formation du graben du Rhin supérieur, depuis l'héritage varisque jusqu'à l'actuel.

Le troisième chapitre est consacré aux différents types de dépôts sédimentaires dans les grès, les différents faciès, l'effet de la diagenèse des grès sur leurs propriétés physiques, puis l'effet des structures fragiles, les failles et les fractures sur ces propriétés de transfert. Cette partie présente également les grandes caractéristiques sédimentologiques des grès du Buntsandstein. Une revue des données pétrophysiques existantes sur les grès des bassins adjacents et dans le fossé Rhenan est présentée.

Le quatrième chapitre est consacré au forage EPS1. Les mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes de ce forage sont présentées. Une approche basée sur l'analyse des gradients de température, à partir de données de puits et de mesures de conductivité thermique, est proposée afin de déterminer les niveaux de circulation de fluides chauds. Ce forage permet une analyse complète de la série du Buntsandstein

Le cinquième chapitre présente les données pétrophysiques obtenues sur les autres forages carottés dans le réservoir gréseux du Buntsandstein du fossé Rhénan, ces forages ne permettent pas une analyse continue de la série du Buntsandstein.

Le sixième chapitre traite des analogues de terrain. Une série d'affleurements a été sélectionnée et une analyse de la fracturation y a été menée. Les affleurements sont localisés dans différentes positions structurales.

Le septième chapitre est consacré aux essais de modélisation de circulation de fluides dans le réservoir gréseux.

Enfin, l'ensemble des résultats obtenus au cours de cette étude est discuté. Les données pétrophysiques mesurées sur les carottes de forages et les données de fracturation obtenues sur les affleurements sont intégrées dans un modèle conceptuel, associées aux essais de modélisation.

CHAPITRE I : Techniques de mesures

L'étude des transferts de fluide et de chaleur, dans les grès du Buntsandstein localisés dans le fossé Rhénan, a nécessité la caractérisation pétrophysique des différents matériaux qui composent les réservoirs, que leur structuration soit sédimentaire ou tectonique, ainsi que l'estimation des variations de ces propriétés dans l'espace et le temps. Ce chapitre présente les différentes techniques de mesures pétrophysiques utilisées au cours de ce travail de thèse. Les mesures de porosité, de perméabilité et de vitesse de propagation des ondes acoustiques, permettent la caractérisation de la structure/texture des grès, qui contrôlent le transfert de fluide. La caractérisation du transfert de chaleur dans le réservoir se fait à partir de mesures de conductivité thermique. Enfin, des techniques d'observations ont également été utilisées, telles que l'observation en microscopie optique ou électronique.

1 Porosité

L'étude de la porosité constitue une première étape importante pour la compréhension des transferts de fluide. Suivant son volume, sa géométrie et sa distribution dans le matériau, ses capacités à stocker et à drainer des fluides varient. Les échanges de chaleur entre la roche et le fluide, ainsi que le transfert de matière seront également influencés. Différentes techniques complémentaires (porosité à l'eau, porosité par injection de mercure, observation de lames minces et observation au microscope électronique à balayage) permettent d'obtenir des informations sur les caractéristiques du milieu poreux. Elles seront par la suite confrontées aux autres propriétés étudiées.

1.1 Définition

La porosité peut être définie comme étant la fraction de vide contenue dans un matériau, c'est-à-dire le rapport du volume de vide sur le volume total du matériau :

$$N = \frac{V_{vide}}{V_{matériau}} \times 100$$

Il est possible de distinguer la porosité euclidienne de la porosité fractale : la première concerne les vides qui permettent la circulation de fluides alors que la seconde caractérise les vides servant de réservoir et qui sont le siège d'une grande partie des interactions eau/roche (Aharonov et al., 1997).

Différents critères peuvent être distingués pour classer la porosité : des critères géométriques ou de fonction.

Parmi les critères géométriques, peuvent être utilisées la connectivité, la taille et la forme. Ainsi, les vides peuvent se présenter sous la forme de pores connectés, donc mesurables par les techniques de saturation, et de pores isolés non-connectés (Norton & Knapp, 1977). De plus, la porosité peut être classée en micro-, méso- ou macroporosité, en fonction des diamètres des pores (Grolier et al., 1991; Katsube, 1981).

Les formes de pores sont variables : sphériques, cylindriques, planaires, ou plus complexes. Leur proportion volumique dépend de ces caractéristiques géométriques (Géraud, 1991). Généralement, dans une roche, du fait de leurs formes allongées et aplaties, c'est-à-dire ayant un faible coefficient de forme (rapport de la plus petite dimension à la plus grande (Homand & Duffaut, 2000)), les fissures ne contribuent que pour une faible part à la porosité totale, tandis que les pores avec un coefficient de forme supérieur à 10^{-2} représentent en général l'essentiel du volume poreux..

Outre le volume poreux et surtout la taille des seuils d'accès aux vides, c'est-à-dire la taille des chemins d'accès au volume poreux, d'autres facteurs descriptifs de la porosité comme la connectivité et la tortuosité du réseau poreux sont des facteurs importants contrôlant les propriétés de transfert comme la perméabilité (Van Brakel, 1975; Wardlaw & McKellar, 1981).

De nombreuses techniques permettent d'estimer la porosité d'un matériau à différentes échelles (Géraud, 1991; Rosener, 2007; Surma, 2003) et de mettre en évidence les propriétés géométriques du réseau. Les techniques utilisées dans cette étude sont la saturation totale à l'eau et la porosimétrie au mercure, qui sont des techniques de mesure par saturation de la porosité connectée.

1.2 Porosité par saturation à l'eau

1.2.1 Définition

L'estimation du volume connecté de vide dans un matériau se fait suite à l'injection d'un fluide dont les propriétés physiques sont connues. La méthode la plus simple pour obtenir le volume total de vide dans un solide se fait à la suite de sa saturation totale par un fluide mouillant : l'eau (Dullien, 1979).

1.2.2 Protocole de mesure

Le protocole (Figure 6) est défini par la norme RILEM (essai n°I.1, 1978) qui prévoit une saturation des échantillons après dégazage sous vide. Dans un premier temps, les échantillons sont séchés à l'étuve entre 35 et 40°C, jusqu'à ce que leur masse (M1) soit constante. Puis les échantillons sont placés dans une cloche à vide (vide primaire de 0,02 mm Hg) pendant 24h. Dans un même temps, dans un autre cristalliseur, de l'eau distillée est dégazée sous un vide secondaire. Après 24h de dégazage, les échantillons sont imbibés par capillarité avec l'eau distillée dégazée : le niveau d'eau est régulièrement réajusté en fonction de la progression de la frange capillaire dans les échantillons (Bousquié, 1979). Lorsque les échantillons sont totalement immergés, le vide est cassé et ils sont laissés dans l'eau durant 24h. Enfin, ils sont pesés deux fois : (1) pesée des échantillons saturés M2 et (2) pesée des échantillons en condition hydrostatique M3. Le volume poreux connecté total N_t est alors calculé :

$$N_t = \frac{M_2 - M_1}{M_2 - M_3} \times 100$$

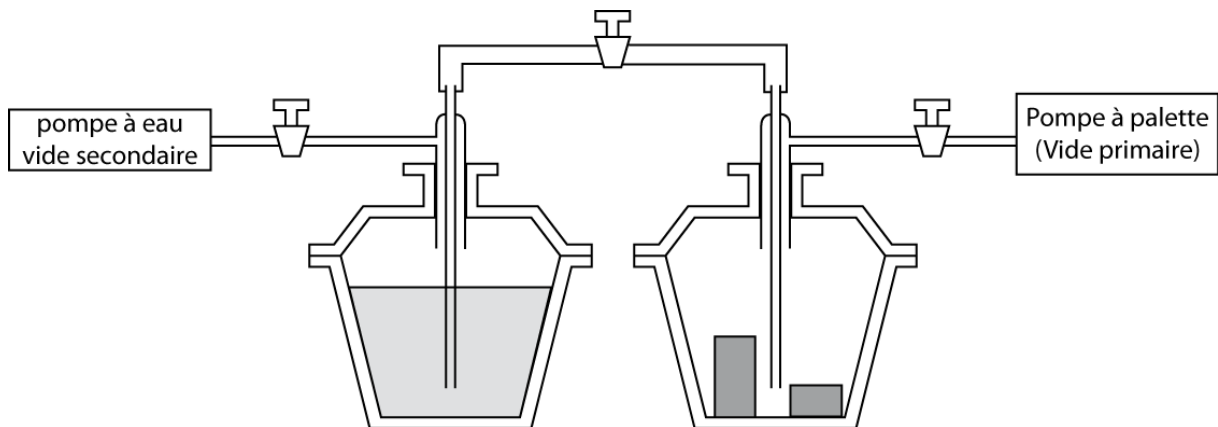


Figure 6 : Schéma du dispositif expérimental de mesure de la porosité par saturation à l'eau

1.3 Porosité par injection de mercure

La porométrie par saturation à l'eau permet d'obtenir une valeur du volume poreux connecté d'un matériau. Cependant, cette méthode ne donne aucune information sur la taille des vides ou les seuils d'accès au volume poreux. L'utilisation d'un liquide non-mouillant comme liquide de saturation, permet d'avoir accès à une source d'information plus complète sur l'architecture du réseau poreux connecté des matériaux (Kloubek, 1981; Wardlaw & McKellar, 1981; Wardlaw & Taylor, 1976; Washburn, 1921). C'est pourquoi des mesures de porosité par injection de mercure ont été réalisées sur les grès.

1.3.1 Principe et appareillage

Le mercure est un liquide non-mouillant, c'est-à-dire que l'angle de contact entre le mercure et la roche est supérieur à 90°. Pour le faire pénétrer à l'intérieur du réseau poreux connecté de la roche, il est nécessaire de lui appliquer une pression. Celle-ci dépend du rayon du capillaire envahi par le mercure, elle est définie par la loi de Laplace et Young :

$$P_c = \frac{2\sigma\cos\theta}{R_c}$$

Avec P_c la pression capillaire, θ l'angle de contact entre le mercure liquide et vapeur, σ la tension superficielle de mercure, R_c le rayon du capillaire, avec $\theta=130^\circ$ et $\sigma=485$ dynes/cm. La pression capillaire se définit comme étant la différence entre les pressions du fluide non mouillant et celle du fluide mouillant. Le fluide non-mouillant étant la vapeur de mercure, sa pression ne peut dépasser la pression de vapeur saturante du mercure à 25°C, c'est-à-dire 2,6 Pa. Ainsi, la pression capillaire peut être assimilée à la pression appliquée sur le mercure.

L'invasion d'un pore de grande taille est contrôlée par la pression nécessaire pour franchir le rétrécissement qui y donne accès, ou seuil d'accès (Pellerin, 1980). Plus la pression d'injection de mercure augmente plus le diamètre des vides envahis par le mercure diminue. Pour chaque incrément de pression, il est possible de mesurer le volume de mercure injecté et donc de déterminer la distribution de ce volume en fonction de la pression d'injection ou des seuils d'accès (Wardlaw & Taylor, 1976).

Les mesures sont réalisées sur un porosimètre Micrometrics Autopore IV serie 9200, couvrant des pressions allant de 0,004 MPa à 220 MPa, soit des seuils d'accès compris entre 307 μm et 0,005 μm .

1.3.2 Protocole de mesure

Les échantillons analysés ont un volume de quelques cm^3 (3 à 5). La mesure se déroule en deux temps : (1) une phase dite de basse pression, couvrant des pressions d'injection de 0,001 à 0,150 MPa puis (2) une phase qualifiée de haute pression, couvrant des pressions allant de 0,150 à 220 MPa.

Préalablement aux phases d'injection, l'échantillon est placé à l'étuve, dans un cristallisateur, contenant du silicagel, jusqu'à que sa masse soit constante. Puis l'échantillon est placé dans la cellule d'un pénétromètre (Figure 7).

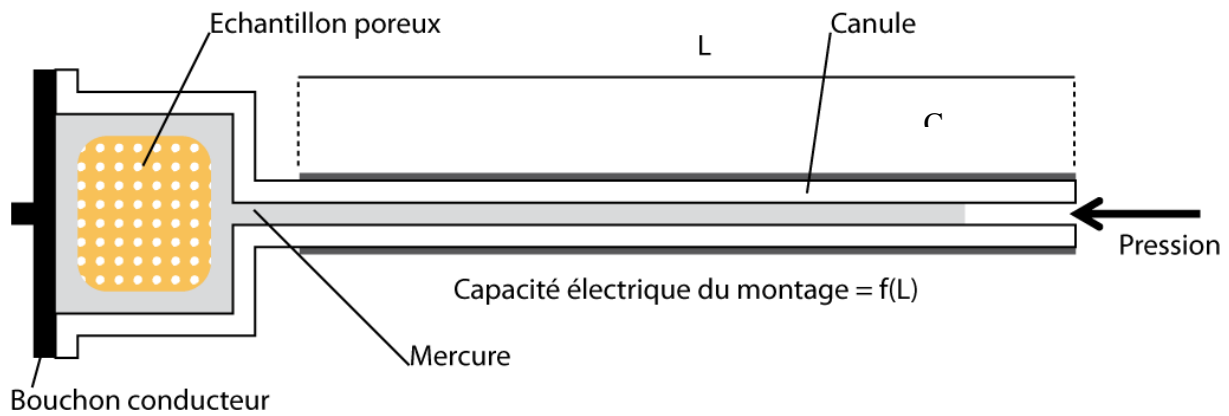


Figure 7: Schéma du pénétromètre utilisé pour les mesures de porosité par injection de mercure. L'échantillon est placé dans la cellule et la canule est recouverte d'un film métallique.

L'ensemble est inséré dans le système dit de basse pression du porosimètre. Un vide d'une pression de 50 μm de mercure permet de dégazer l'échantillon, avant le remplissage de la cellule par le mercure. Le volume de mercure remplissant le pénétromètre est fixe et ne variera pas au cours de l'expérience. Durant la montée progressive en pression, du mercure sature la porosité connectée de l'échantillon, faisant varier le volume de mercure resté dans la canule (Figure 7). Cette dernière étant recouverte d'un film métallique, il est alors possible de mesurer la capacité électrique du condensateur formé par le film métallique et le mercure dans la canule. Elle conduit à déterminer le volume de mercure injecté dans l'échantillon, car les caractéristiques géométriques et de déformation de la cellule sont connues. A chaque augmentation de la pression, la variation de capacité électrique est mesurée et le volume de mercure injecté dans l'échantillon est calculé. Il est alors possible de représenter le volume de mercure injecté dans le réseau poreux connecté, en fonction de la pression qui peut être convertie en diamètre d'accès, grâce à l'équation de Young Laplace. Dans un premier temps, les mesures effectuées pour des pressions comprises entre 300 μm de mercure et 0,15 MPa permettent de caractériser le volume des vides dont les seuils d'accès sont compris entre 307 et 10 μm . Lorsque la pression de 0,150 MPa est atteinte, l'ensemble du pénétromètre, comprenant l'échantillon et le mercure, est pesé puis placé dans l'enceinte haute pression remplie d'huile qui permet d'appliquer une pression isotrope au mercure qui va envahir l'espace poral connecté de l'échantillon. La mesure est effectuée pour chaque incrément de pression, dès que l'équilibre est atteint. Le temps nécessaire à l'équilibre est défini au préalable par l'utilisateur et représente le temps minimum nécessaire durant lequel la pression doit rester stable avant de passer à l'incrément suivant. Dans le cas de la phase de haute pression, la pression est générée mécaniquement par un vérin hydraulique. Cette phase d'injection en haute pression permet de saturer des vides dont la taille est supérieure à 60 Å.

Cette phase est suivie d'une phase de décroissance de la pression jusqu'à 0,15MPa puis d'une nouvelle phase d'augmentation de pression jusqu'à 220 MPa qui permet de caractériser la porosité piégée du matériau.

1.3.3 Résultats

A la fin de la première phase d'injection en haute pression, le volume poreux total connecté est déterminé (Figure 8). Lors du retour à la pression de 0,150 MPa, tout le mercure injecté dans le volume poreux connecté de l'échantillon n'est pas récupéré. Ce phénomène de piégeage du mercure peut être induit par certaines caractéristiques géométriques : si le rapport entre le diamètre moyen d'un pore et son seuil d'accès est supérieur à 7, le mercure reste piégé (Li & Wardlaw, 1986a; Li & Wardlaw, 1986b; Wardlaw & Cassan, 1978; Wardlaw & Taylor, 1976). Ce volume de mercure qui reste piégé permet de déterminer la porosité piégée et la porosité libre (Figure 8) : lors de l'injection de mercure, pour un seuil d'accès donné, la porosité piégée et la porosité libre sont envahies sans distinction particulière. Puis, lors de la phase de diminution de la pression, seule la porosité libre est vidangée. Enfin, lors de la seconde injection, le mercure injecté ne va saturer que la porosité libre, la porosité piégée contenant déjà du mercure. La porosité libre est calculée comme la différence entre la porosité piégée et la porosité totale connectée (Figure 8).

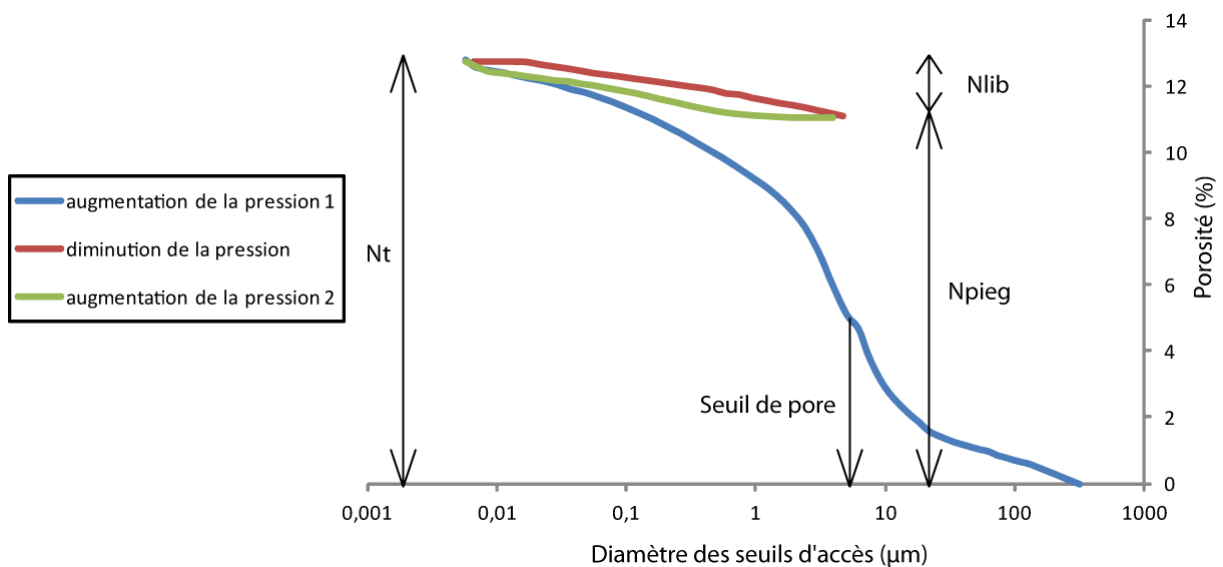


Figure 8 : Exemple de courbe obtenue par injection de mercure sur un échantillon de grès (Sexau 42). N_t : porosité totale, N_{lib} : porosité libre, N_{pieg} : porosité piégée

Le diamètre moyen d'accès à la porosité est déterminé et correspond à l'abscisse du point d'inflexion de la courbe de première injection, c'est-à-dire au seuil de percolation (Katz & Thompson, 1986) (Figure 8).

1.3.4 Les facteurs qui peuvent influencer la mesure

Au cours de la mesure de porosité par injection de mercure, différents paramètres peuvent influencer l'intrusion et le retrait du fluide non-mouillant : la taille de l'échantillon, la surface d'injection, le taux d'injection et de retrait et la compressibilité du mercure et de l'échantillon. Pour les effets de tailles des échantillons, des tests sur des calcaires indiquent des résultats similaires, tant du point de vue du volume de porosité estimé que de la forme des courbes (Wardlaw & Taylor, 1976). Le taux de saturation dépend du temps d'application de la pression entre deux incréments de pression (Chapitre I §1.3.2) (Wardlaw & Taylor, 1976). Au cours de cette étude, un temps de 120 secondes a été respecté avant de modifier la pression. L'incertitude sur la valeur de porosité est de 4% (Carrio-Schaffhauser, 1987).

2 Perméabilité

La perméabilité caractérise la capacité d'une roche à laisser circuler un fluide dans son espace poreux (Homand & Duffaut, 2000). Elle constitue ainsi une information importante sur les possibilités de transfert de fluide dans un matériau gréseux. Deux types de perméabilité sont identifiables : la perméabilité de matrice et la perméabilité de fracture. La première est une propriété spécifique du matériau, à petite échelle, et joue un rôle important dans les interactions fluides/roche. La seconde dépend de l'orientation, de la dimension et de la connexion des fractures, à l'échelle de la formation. Au cours de cette étude, nous avons mesuré la perméabilité de matrice des grès, à la fois sur des carottes de forage et directement sur des affleurements. Pour cela, nous avons utilisé deux techniques de mesure : la méthode classique de perméabilité à l'azote et la méthode de perméabilité à l'air, à l'aide d'un appareil de mesure transportable et donc utilisable sur le terrain. Cette seconde méthode permet d'obtenir un grand nombre de mesures dans un temps relativement court (plusieurs dizaines de mesures par jour), contrairement à la première (plusieurs mesures par jour). Cependant, la méthode de perméabilité à l'air ne renseigne que des valeurs de perméabilité comprises entre 1 mD et 10 D, alors que la perméabilité à l'azote couvre une gamme de valeurs allant de 0,0001 mD à 100 D. Ainsi, les deux méthodes ont été utilisées en complément, les mesures effectuées au laboratoire sont utilisées pour caractériser les échantillons dont les perméabilités sont inférieures au seuil de détection du perméamètre de terrain. Les mesures de perméabilité à l'air sont validées par les mesures de perméabilité à l'azote.

2.1 Définition

La notion de perméabilité désigne la capacité d'un solide à se laisser traverser par un fluide dit « newtonien », c'est-à-dire un fluide présentant un écoulement laminaire non-turbulent, sous un gradient de pression. Cette notion est étroitement liée (1) aux propriétés du matériau poreux, telle que sa géométrie, (2) à la nature du fluide et (3) aux conditions extérieures comme le gradient de pression (David, 1991; Homand & Duffaut, 2000; Scheidegger, 1974). La perméabilité a été définie par Darcy (1856). Il a montré que le débit par unité de surface est proportionnel à la perte de charge dans le matériau poreux traversé, ainsi qu'à une grandeur caractéristique : la perméabilité.

En supposant un fluide incompressible et un gradient de pression linéaire, la loi de Darcy s'exprime sous sa forme la plus simple :

$$J = -\frac{K}{\mu} \text{grad } p$$

Avec J le flux volumique ($\text{m}^3/\text{m}^2/\text{s}$), μ la viscosité dynamique ($\text{Pa}\cdot\text{s}$), p la pression (Pa) et K la perméabilité (m^2)

2.2 Mesure en laboratoire

2.2.1 Théorie

Dans le cas des mesures de perméabilité réalisées au laboratoire, le gaz utilisé est l'azote. Bien que l'hypothèse d'incompressibilité du fluide ne soit pas respectée, il y a conservation de la masse. Il est donc possible de considérer la définition massique de la loi de Darcy :

$$J_g = -\rho_g \frac{K_a}{\mu_g} \text{grad } p$$

Avec J_g le flux massique de gaz ($\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$), ρ_g la densité du gaz (g/m^3), μ_g sa viscosité ($\text{Pa}\cdot\text{s}$), p la pression (Pa) et K_a , la perméabilité apparente.

La perméabilité apparente a été définie par la relation suivante (Debschütz et al., 1989; Klikenberg, 1941) :

$$K_a = K \left(1 + \frac{b}{p}\right)$$

Avec p la pression, b facteur dépendant de la géométrie du réseau. La perméabilité apparente est donc le produit de la perméabilité par un facteur de correction. En effet, lorsqu'un gaz saturant un milieu poreux est à faible pression, le libre parcours moyen des molécules de gaz peut devenir du même ordre de grandeur que la taille des pores. A l'échelle macroscopique, la loi de Darcy n'est alors plus vérifiée : les molécules de gaz glissent sur la paroi du solide ce qui conduit à une surestimation du flux de gaz. C'est l'effet Klippenberg, ou écoulement de Knudsen (Klippenberg, 1941).

Nous considérons donc initialement la définition massique de la loi de Darcy, adaptée à l'utilisation d'un gaz qui sera considéré comme parfait. Dans le cas d'un échantillon cylindrique de section basale S , de longueur L et dont l'axe est parallèle à l'axe des x , il vient :

$$J_g dx = - \frac{M_g}{RT} \frac{K \left(1 + \frac{b}{p(x)}\right)}{\mu_g} p(x) dp$$

Avec M_g la masse molaire du gaz utilisé (g.mol), R la constante des gaz parfaits, T la température (K). En supposant un écoulement isotherme et une viscosité μ_g indépendante de la pression, il est possible d'intégrer l'expression précédente selon les conditions aux limites de l'expérience :

$$J_g L = - \frac{M_g}{RT} \frac{K}{\mu_g} \int_{p_1}^{p_2} p \left(1 + \frac{b}{p}\right) dp$$

Avec p_1 et p_2 respectivement la pression d'injection et la pression de sortie. En introduisant le débit volumique, $Q=J_g S$, l'expression devient (Dal Pont, 2004) :

$$Q = \frac{M_g S}{RT} \frac{K}{2L\mu_g} (p_1^2 - p_2^2) \left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \text{ avec } \bar{p} = \frac{p_1 - p_2}{2}$$

Il est possible de déterminer expérimentalement K et b en réalisant des essais à différentes valeurs de \bar{p} . Pour cela, il faut calculer, pour différentes valeurs de \bar{p} , la perméabilité apparente K_a , puis reporter ces valeurs dans un graphe en fonction de $1/\bar{p}$:

$$K_a = \frac{RT}{M_g S} \frac{2Q\mu_g L}{p_1^2 - p_2^2}$$

Les points s'alignent sur la droite dont l'ordonnée à l'origine est la perméabilité K , car si $\bar{p} \rightarrow \infty$, alors $\left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \rightarrow 1$ et alors $Ka \rightarrow K$.

Lorsque la vitesse d'écoulement d'un fluide dans un conduit atteint une valeur critique, il se produit un changement dans la nature des écoulements. Deux principaux types d'écoulements sont distinguables en mécanique des fluides : d'une part les écoulements laminaires et d'autre part les écoulements turbulents. Lors d'un écoulement turbulent, la vitesse des particules est totalement irrégulière et les mouvements des particules sont aléatoires, empêchant l'application de la loi de Darcy. Ainsi, durant les mesures de perméabilité, un régime d'écoulement laminaire doit être maintenu. Il est généralement associé à de faibles vitesses du fluide visqueux et donc à de faibles gradients de pression.

2.2.2 Appareillage et protocole de mesure

Le dispositif de mesure est présenté Figure 9. Le gaz utilisé durant l'expérience est l'azote. Le dispositif de mesure comprend quatre parties : (1) la cellule de Hassler dans laquelle l'échantillon cylindrique est placé, entouré d'une membrane plastique étanche, permettant d'appliquer d'un part une pression de confinement, et d'autre part une pression d'injection, (2) le circuit de confinement, composé d'un capteur de pression et d'une purge, (3) le circuit de tête, équipé d'un capteur de pression et d'une purge, (4) le circuit de pied, composé d'un capteur de pression, d'un débitmètre et d'un robinet à vis micrométrique permettant le contrôle du débit de sortie. Ce débit est mesuré par un ensemble de trois débitmètres sensibles à des valeurs de pression complémentaire (0 à 0,002 l/min, 0 à 1 l/min et 0 à 10 l/min), disposés en parallèle et fonctionnant indépendamment les uns des autres. Les valeurs de pression et de débit sont enregistrées en continu sur ordinateur par le biais d'un multimètre Keithley 2700 D.A.S.

L'échantillon, d'un diamètre de 18 mm et d'une longueur maximale de 4 cm, est glissé dans la membrane, puis placé dans un porte échantillon cylindrique. L'ensemble est disposé dans la cellule de Hassler. Dans un premier temps, la pression de confinement est appliquée, empêchant notamment les fuites de gaz entre l'échantillon et la membrane. Il est alors possible, dans un second temps, de générer un flux de gaz traversant l'échantillon, depuis le circuit de tête vers le circuit de pied. Lorsque la mesure, d'une durée comprise entre 0,5 et 3 heures, est fine, les données sont traitées par un tableur Excel et la perméabilité absolue est calculée.

Dans le cadre de cette étude, la pression de confinement est au maximum de 10 bars. Les pressions appliquées à l'entrée des échantillons sont comprises entre 1,3 et 5 bars, permettant de maintenir une importante différence avec la pression de confinement.



Figure 9 : Photo du dispositif d'acquisition des perméabilités au laboratoire

2.3 Mesures sur le terrain

Des mesures de perméabilité ont également été effectuées à l'aide d'un perméamètre de terrain portable : le TinyPerm II Portable Air Permeameter (Figure 10). L'appareil de mesure est composé de deux parties: (1) une « seringue » permettant de comprimer ou décompresser de l'air dans la chambre cylindrique centrale, et de l'autre côté, par un embout en caoutchouc permettant la circulation de l'air, entre la chambre et l'échantillon. Le diamètre intérieur de l'embout est de 10 mm alors que son diamètre extérieur est de 24 mm, correspondant à la zone de mesure minimum dans la roche. (2) Un microprocesseur et une unité de contrôle sont reliés à la première partie par un câble électrique d'environ un mètre de longueur.

La mesure est réalisée en expulsant l'air contenu à l'intérieur de la seringue, dans la roche. Le temps de mesure est compris entre 30 secondes et 3 minutes, en fonction de la durée de diffusion de l'air dans la roche. A la fin de la mesure, l'unité de contrôle affiche un nombre qui permet de remonter à la valeur de la perméabilité, à l'aide d'un abaque fourni par le constructeur (www.info@ner.com) :

$$T = -0,8206 \log_{10}(K) + 12,8737$$

Avec T la valeur fournie par l'unité de contrôle (sans unités) à la fin de la mesure et K la perméabilité (mD). La gamme de valeur de perméabilité mesurable est comprise approximativement entre 10 mD et 10 D, avec une erreur sur la mesure de l'ordre de 4%.



Figure 10 : Photo du perméamètre de terrain. En haut, le perméamètre, en bas l'unité de contrôle

3 Propriétés acoustiques

La mesure de vitesse de propagation des ondes de compression P et de cisaillement S, correspond à une technique dont les résultats sont fortement influencés par la structure du réseau poreux des échantillons : volume, facteur de forme et géométrie des vides, ainsi que par le degré de saturation du réseau (Homand & Duffaut, 2000). La mesure de la vitesse de propagation de ces ondes permet d'évaluer certaines propriétés physiques élastiques et anélastiques (Bourbié et al., 1986; Wang & Nur, 1992). Au cours de ce travail, nous nous sommes essentiellement concentrés sur les vitesses de propagation des ondes P qui seront confrontées aux autres propriétés étudiées.

3.1 Définition

Les propriétés élastiques concernent essentiellement les vitesses et le rapport des vitesses des ondes P et S. Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, les vitesses des ondes P et S sont données par les relations suivantes :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Avec V_P et V_S la vitesse des ondes P et S, K et μ sont les modules d'incompressibilité et de cisaillement du milieu et ρ la masse volumique.

3.2 Protocole

La méthode expérimentale utilisée pour mesurer la vitesse des ondes P est la méthode de transmission de pulse (Birch, 1960; Contraires, 2008; Gong, 2005; Rasolofosaon & Zinszer, 2003; Zamora et al., 1994). Le dispositif employé (Figure 11) se compose de deux transducteurs piézoélectriques P, de fréquence 54kHz et d'un générateur de pulse Pundit Lab. Pour chaque mesure, un des deux transducteurs joue le rôle d'émetteur, le second, le rôle de récepteur. Entre les deux transducteurs et la surface de l'échantillon, un couplant mécanique assure une bonne transmission des ondes, en limitant les effets de surface. L'émission acoustique reçue par le second transducteur est convertie en signal électrique qu'il est possible d'acquérir grâce à un oscilloscope numérique, piloté par ordinateur. En mesurant, sur la trace du signal, le temps écoulé entre l'émission et l'arrivée de l'onde P et en connaissant précisément la distance entre les transducteurs, la vitesse de propagation de l'onde dans l'échantillon est calculée. Sur chaque échantillon, sept mesures de propagation des ondes P ont été effectuées, à 0°, 30°, 60°, 90°, 120°, 150° par rapport à la génératrice des carottes de forage, dans le plan de stratification. La dernière mesure est réalisée perpendiculairement à la stratification, dans l'axe du forage. Dans un premier temps, les mesures ont été effectuées sur les échantillons secs, puis dans un second temps, sur les échantillons saturés à l'eau, la saturation étant réalisée suivant la même technique déjà décrite (Chapitre I §1.2.2).

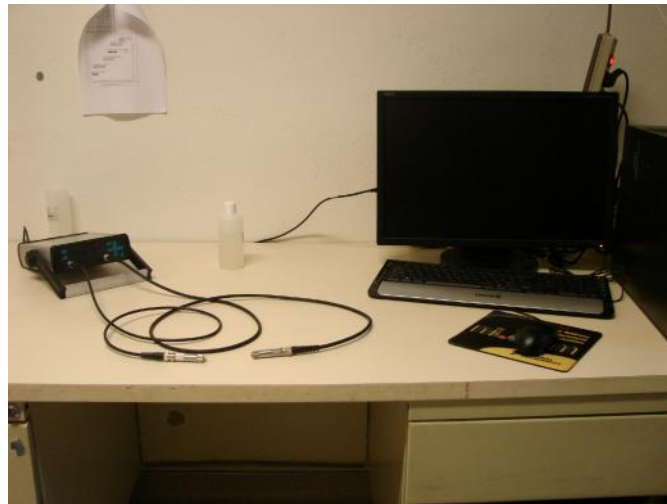


Figure 11 : Photo du dispositif d'acquisition des vitesses de propagation des ondes P

4 Conductivité thermique

Dans le cadre d'un réservoir gréseux, la chaleur est transportée soit par convection, soit par conduction. Par contre, le transfert de la chaleur, des roches vers les fluides, n'est assuré que par conduction. Il est donc nécessaire de connaître les variations de conductivité thermique qui peuvent avoir lieu dans le réservoir. C'est dans cette optique, que durant ce travail, des mesures de conductivité thermique ont été réalisées.

4.1 Modes de transfert de la chaleur

Il existe trois modes de transfert de la chaleur dans les roches (Gueguen & Palciauskas, 1992) : (1) par conduction, la chaleur est transmise, suite à un différentiel de température, d'une molécule à l'autre par vibration du réseau cristallin, et sans transfert de matière, (2) par convection, l'énergie est transmise par un déplacement de matière. (3) par radiation, la chaleur est transmise sous la forme d'ondes électromagnétiques.

D'une façon générale, la conduction domine les transferts de chaleur dans la lithosphère rigide, sauf en présence d'eau, auquel cas la convection peut assurer le transport d'énergie. Le transfert de chaleur par rayonnement ne concerne pas l'étude des systèmes géothermiques, pour lesquels la température n'excède pas 400°C. Nous ne décrivons donc que les deux premiers modes de transfert de chaleur.

4.1.1 La conduction

Supposons un corps solide, homogène et stable. La loi de Fourier décrit le transfert de la chaleur dans ce corps grâce à la relation suivante:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dy}$$

Avec q la densité du flux de chaleur en W.m^{-2} , λ la conductivité thermique en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et dT/dy le gradient de température en K.m^{-1} dans le S.I. Le flux de chaleur est proportionnel au gradient de température et il augmente avec la conductivité thermique. De plus, il se fait dans le sens opposé du gradient de température. Dans un champ de température tridimensionnel, isotrope, la forme vectorielle de l'équation s'écrit :

$$\vec{q} = -k\vec{\nabla}T$$

L'équation de la chaleur pour un fluide au repos devient alors :

$$\frac{\delta T}{\delta t} - \kappa \nabla^2 T = \frac{A}{\rho_f C_p}$$

Avec ρ_f la masse volumique du fluide, A le taux de production de chaleur du corps (W.m^{-3}), C_p la chaleur spécifique ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et κ la diffusivité thermique (m^2/s).

4.1.2 La convection

La convection est provoquée par un contraste de densité qui peut être causé par une différence de température. L'équation de la chaleur inclut un terme advectif et lorsqu'un fluide se déplace à la vitesse v (m/s), la relation devient :

$$\frac{\delta T}{\delta t} + \vec{v} \vec{\nabla} T - \kappa \nabla^2 T = \frac{A}{\rho_f C_p}$$

4.2 Définition et techniques de mesure de la conductivité thermique

4.2.1 Définition

La conductivité thermique (λ) peut être définie comme étant la capacité d'un milieu à diffuser de la chaleur sans mouvement macroscopique de matière. Le transfert de chaleur se fait par conduction thermique.

L'expression mathématique de la conduction de la chaleur dans un solide repose sur une hypothèse suggérée par l'expérience suivante (Carslaw & Jaeger, 1986). Considérons, centré dans un solide, un cylindre imaginaire de section basale S et dont l'axe est perpendiculaire aux surfaces du solide. Le solide, d'épaisseur l petit devant la longueur L , est délimité par deux plans parallèles, qui sont à des températures respectives T_1 et T_2 , avec $T_1 > T_2$. A la suite de la mise à l'équilibre du gradient de température, le système est dans un état stationnaire, la température à chaque point du solide n'évolue plus. Le cylindre est supposé centré sur le système de façon à ce que le flux de chaleur, au travers des génératrices du cylindre, puisse alors être considéré comme nul. Les résultats d'expériences, réalisées sur des matériaux de différente nature, montrent que lorsque l'état thermique stationnaire est atteint, la quantité de chaleur Q traversant le cylindre pendant un temps t peut s'écrire :

$$Q = \frac{\lambda(T_1 - T_2)St}{l}$$

Le flux de chaleur apparaît proportionnel à la différence de température entre les deux surfaces. Cependant, la conductivité thermique n'est pas constante pour un matériau donné, elle dépend notamment de la température de ce dernier. La conductivité thermique s'exprime comme une fonction linéaire de la température T :

$$\lambda = \lambda_0(1 + \beta T)$$

Avec β petit, et même négatif pour certains matériaux.

Toutefois, si l'intervalle de température considéré est réduit, ces variations de conductivité sont négligeables.

La conductivité thermique est alors donnée par :

$$\lambda = \frac{Ql}{(T_1 - T_2)St}$$

Avec λ la conductivité thermique en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, T la température en K, t en s, les distances en m et Q en J, dans le S.I.

Avec Q/t le débit de chaleur (W) et R la résistance du système (K/W) :

$$\frac{Q}{t} = \frac{\lambda S(T_1 - T_2)}{l} = \frac{1}{R}(T_1 - T_2) \quad \text{avec} \quad R = \frac{l}{\lambda S}$$

La composante du flux conductif est donnée par la loi de Fourier (Chapitre I §4.1.1). Elle apparaît comme un analogue à la loi d'Ohm et de Darcy, en exprimant que le flux de chaleur est proportionnel au gradient de température. Le gradient est la force au sens thermodynamique des phénomènes irréversibles, responsable du flux (Gueguen & Palciauskas, 1992).

4.2.2 Techniques de mesures

- Méthode des bars divisés (Divided Bar Method)

Cette méthode s'applique à des échantillons cylindriques dont le diamètre est compris entre 30 et 50 mm, associés à l'utilisation de standards dont la conductivité thermique est connue. Un gradient de température est établi à l'ensemble de la colonne, échantillon et standards, et lorsque l'état stationnaire est atteint, la température est mesurée à chaque extrémité des éléments. La mesure est relativement rapide, de l'ordre du quart d'heure, et l'erreur est de 1% (Blackwell & Spafford, 1987). Afin d'assurer le meilleur contact thermique

possible, l'état des surfaces et leur parallélisme doivent être irréprochables. Ainsi, une longue préparation, préalable à la mesure, est nécessaire (Beck, 1957; Beck, 1988; Popov et al., 1999; Pribnow & Sass, 1995)

- Méthode par aiguille chauffante (Line Source)

Cette méthode est basée sur l'hypothèse d'une source de chaleur ponctuelle dans un support infini (Carslaw & Jaeger, 1986). Elle se présente sous la forme d'une sonde incluse dans une aiguille. Cette dernière est posée sur la surface plane d'un échantillon, puis recouverte par un matériau de très faible conductivité thermique, tel que du plexiglas (Huenges et al., 1990). Elle peut aussi être incérée dans l'échantillon (Jordan, 2006). Cette technique permet une mesure de la conductivité thermique, en fonction de la température et de la saturation d'échantillons, avec une incertitude de 12%.

Ces deux méthodes de détermination de la conductivité thermique nécessitent un contact entre l'échantillon et le/les capteurs. La qualité de la mesure sera directement dépendante de la qualité de ce/ces contacts et donc de l'état de surface des différents éléments (Popov et al., 1999). Afin, d'une part de s'affranchir de ces effets de surface, et d'autre part de réaliser un grand nombre de mesures relativement rapidement, notamment sur des carottes de forages pouvant faire plusieurs dizaines de centimètres de longueur, nous avons utilisé une autre méthode de mesure de la conductivité thermique. Il s'agit de la mesure optique par Thermal Conductivity Scanner (TCS).

4.3 Principe de la mesure par Thermal Conductivity Scanner (TCS)

Cette méthode est basée sur la variation de température de surface d'un échantillon, à la suite d'un apport de chaleur connu et contrôlé (Popov et al., 1985; Popov et al., 1999; Popov et al., 1983) (Figure 12). La gamme de valeur de conductivité thermique mesurable par le TCS est comprise entre 0,2 et 70W/m/K, avec une erreur sur la mesure de l'ordre de 3%.

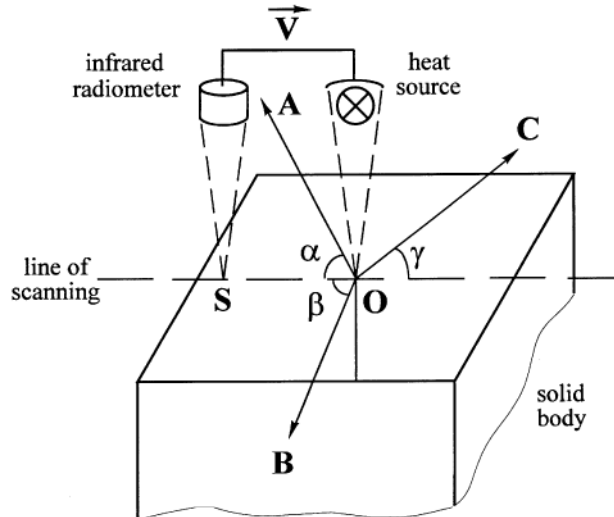


Figure 12 : Principe de la méthode de mesure de la conductivité thermique par Optical scanning (Popov et al., 1999), V : vitesse de déplacement du mobile, O : zone d'exposition à la chaleur, S : zone de détection des capteurs de température ; A , B et C les principaux axes de mesure de conductivité thermique d'angles respectifs α , β et γ

Le dispositif de mesure se compose d'un bloc mobile supportant deux capteurs de température, sensibles aux radiations électromagnétiques, et d'une source de chaleur dont l'intensité est contrôlée (Figure 12). Ces trois composants sont alignés sur le bloc, qui se déplace sous l'échantillon (Figure 13). Il s'agit de mesurer la température de l'échantillon avant et après son exposition à la source de chaleur. Ainsi, les capteurs permettent de mesurer un différentiel de température, lié à un apport d'énergie. La distance fixe entre la source de chaleur et les capteurs de température, associée à une vitesse de déplacement constante du bloc mobile, rend possible de lier l'augmentation de température au point x à la conductivité thermique de l'échantillon en ce point (Popov et al., 1999):

$$\theta(x) = \frac{q}{2\pi x \lambda}$$

Avec q la puissance de la source, λ la conductivité thermique et x la distance entre la source et le second capteur de température. La valeur de conductivité thermique de l'échantillon est calculée à partir de la conductivité thermique connue d'un standard (λ_{std}) et du rapport des différences des températures :

$$\lambda(x) = \lambda_{std} \frac{\theta_{std}}{\theta(x)}$$

La préparation des échantillons est simple et peu contraignante. Concernant l'état de surface des échantillons, la préparation ne demande pas de traitement particulier : la rugosité de surface provoquée par la scie à diamants n'a pas ou peu d'impact sur les mesures. Il suffit ensuite d'appliquer une mince et homogène couche de peinture noire, sur la surface à scanner, qui permet de s'affranchir des effets d'absorption de la couleur, propre à chaque minéral.

Le déplacement maximum du bloc mobile est de 65 cm. Cependant, l'utilisation de deux standards placés de part et d'autre de l'échantillon, réduit la longueur maximum de mesure à environ 50 cm. Le profil de conductivité thermique, mesuré le long de l'échantillon, a une résolution millimétrique.

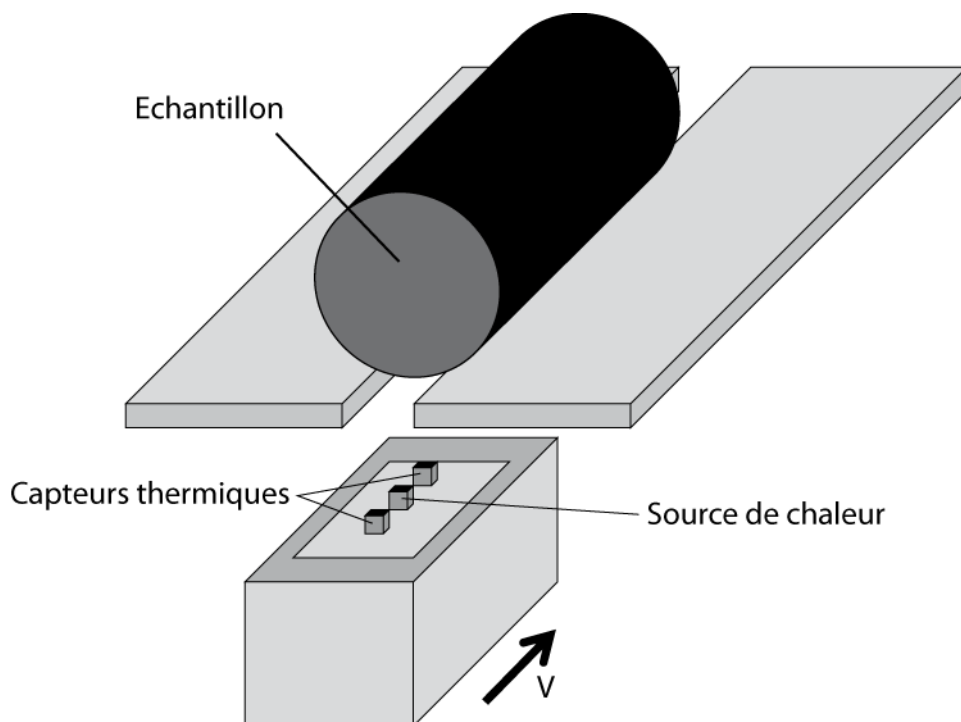


Figure 13: Schéma du dispositif de mesure du TCS, cas d'une mesure réalisée le long de la génératrice d'une carotte de forage

4.4 Réalisation de cartes de conductivité thermique et de porosité

L'obtention de cartes de conductivité thermique et de cartes de distribution de la porosité se fait suivant la méthode proposée par Rosener (2007). Les cartes ont une résolution de 1 mm². Pour cela, un profil de conductivité thermique de l'échantillon est réalisé tous les millimètres. Lorsque la surface de mesure a été entièrement scannée, les données sont traitées informatiquement : la carte de conductivité thermique est générée sous Matlab. La génération d'une carte de conductivité thermique de l'échantillon sec puis d'une carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, permet la construction informatique d'une carte de la

porosité. En effet, à partir des mesures de conductivité thermique obtenues sur un échantillon sec puis saturé à l'eau, il est possible d'obtenir une valeur de porosité (Pribnow et al., 1996; Schärli & Rybach, 1984) :

$$\phi = \frac{\ln(\lambda_{sat}) - \ln(\lambda_{sec})}{\ln(\lambda_{eau}) - \ln(\lambda_{air})}$$

Avec Φ la porosité, λ_{eau} et λ_{air} la conductivité thermique respectivement de l'eau et de l'air, λ_{sat} et λ_{sec} la conductivité thermique de l'échantillon respectivement saturé à l'eau et sec.

Cette technique présente toutefois une série d'inconvénients : les valeurs de la carte de porosité peuvent être imprécises, liées aux positionnements de l'échantillon lors des mesures. De plus, le temps nécessaire pour générer une carte de l'échantillon saturé peut être assez long : il y a un risque de 'séchage' progressif de l'échantillon. Pour limiter l'évaporation, un film plastique est positionné sur la face non scannée, avant la mesure. Une légère perte de masse a été observée (<1% de la masse de l'échantillon saturé à l'eau) limitant l'imprécision due à ce phénomène.

4.5 Mesure de conductivité thermique sur des carottes de forage

Des mesures de conductivité thermique ont été effectuées sur des carottes de forages, parallèlement et perpendiculairement à la stratification de la formation gréseuse. Certaines mesures ont été réalisées le long de la génératrice des carottes de forage, impliquant que la distance entre la roche et la source de chaleur se trouve légèrement diminuée, du fait de la courbure de la carotte. Des tests indiquent que la forme de l'échantillon, et donc la variation de distance entre l'échantillon et les capteurs, ne modifie pas significativement la valeur mesurée de la conductivité thermique. Le diamètre des carottes étudiées (76 mm) est suffisamment important et conduit à limiter les erreurs de mesure.

5 Microscopie Electronique à Balayage (MEB)

La microscopie électronique à balayage permet une observation de la texture et de la structure des échantillons, qui est associée aux observations de lames minces. Elle permet d'obtenir, outre les compositions minéralogique et chimique, une estimation de la forme et de la position des vides.

5.1 Principe et appareillage

Le principe de cette technique est basé sur l'interaction entre un faisceau électronique incident et la surface d'un échantillon, afin d'obtenir une image haute résolution de ce dernier, ainsi qu'une information sur ses caractéristiques chimiques.

Le canon à électrons à l'origine du faisceau est constitué par une cathode, un wehnelt qui permet de concentrer les électrons émis, et par une anode. Les électrons sont accélérés grâce à une différence de tension comprise entre 5 et 35 kV. Le faisceau émis se propage alors dans un vide de 10^{-5} Torr. Suite à l'interaction du faisceau électronique avec l'échantillon, l'émission d'électrons secondaires rétrodiffusés va permettre la reconstruction de l'image de la cible en 3D, point par point, avec une résolution de 0,01 μm . De plus, l'émission de photons X, caractéristiques des atomes sources, conduit à une analyse chimique semi-quantitative par spectrométrie à dispersion d'énergie (Eberhardt, 1989).

Pour être analysé, un échantillon doit remplir trois conditions. (1) Il doit pouvoir supporter un vide de 10^{-5} Torr. (2) Il doit assurer l'écoulement des charges et donc être conducteur. S'il est isolant, il est nécessaire de le rendre conducteur avant l'analyse, en lui appliquant une fine couche d'or ou de carbone. (3) Il doit supporter l'impact du faisceau électronique sans être endommagé.

L'appareil utilisé est un « JEOL scanning microscope JSM 840 » couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie EDS TN 5500 Tacor.

6 Diffraction des rayons X

La minéralogie des grès a été déterminée par diffraction des rayons X. Cette technique permet de quantifier et de qualifier les différentes phases minérales observées au MEB et sur les lames minces.

6.1 Principe et appareillage

La diffraction des rayons X permet l'identification des minéraux cristallisés à partir de poudres obtenues sur roches totales, mais aussi sur la fraction argileuse inférieure à 2µm. La diffraction des rayons X, pour une famille de plans réticulaires, est définie par la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

Avec n : l'ordre de diffraction, λ : la longueur d'onde des rayons X, d : la distance entre deux plans cristallographiques (=espace interréticulaire) et θ : la moitié de l'angle entre le faisceau incident et la direction du détecteur (=angle de Bragg).

Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un diffractomètre RX Brücker (modèle D5000), en mode réflexion $\theta/2\theta$, avec un balayage angulaire de 3 à 65°, par pas de 0,02°, d'une durée de 1s chacun (anticathode Cu, 40kV – 30mA). L'appareil comprend un tube à rayons X, refroidit à l'eau. Le rayonnement est alors focalisé sur l'échantillon par un système de fentes. L'échantillon et le détecteur sont couplés : une rotation de 2θ du détecteur s'accompagne d'une rotation θ de l'échantillon, permettant de conserver un angle d'incidence et de réfraction identique. L'intensité du faisceau diffracté est enregistrée en fonction de l'angle de diffraction. Les spectres de diffraction, ou diffractogrammes, sont ensuite interprétés manuellement ou à l'aide d'un logiciel de traitement. L'identification des phases minérales présentes dans le matériau analysé se fait par comparaison entre le spectre obtenu et une base de données de standards internationaux JCPDF. Une détermination semi-quantitative des phases peut être réalisée, par rapport à la hauteur des raies de diffraction de chaque phase identifiée.

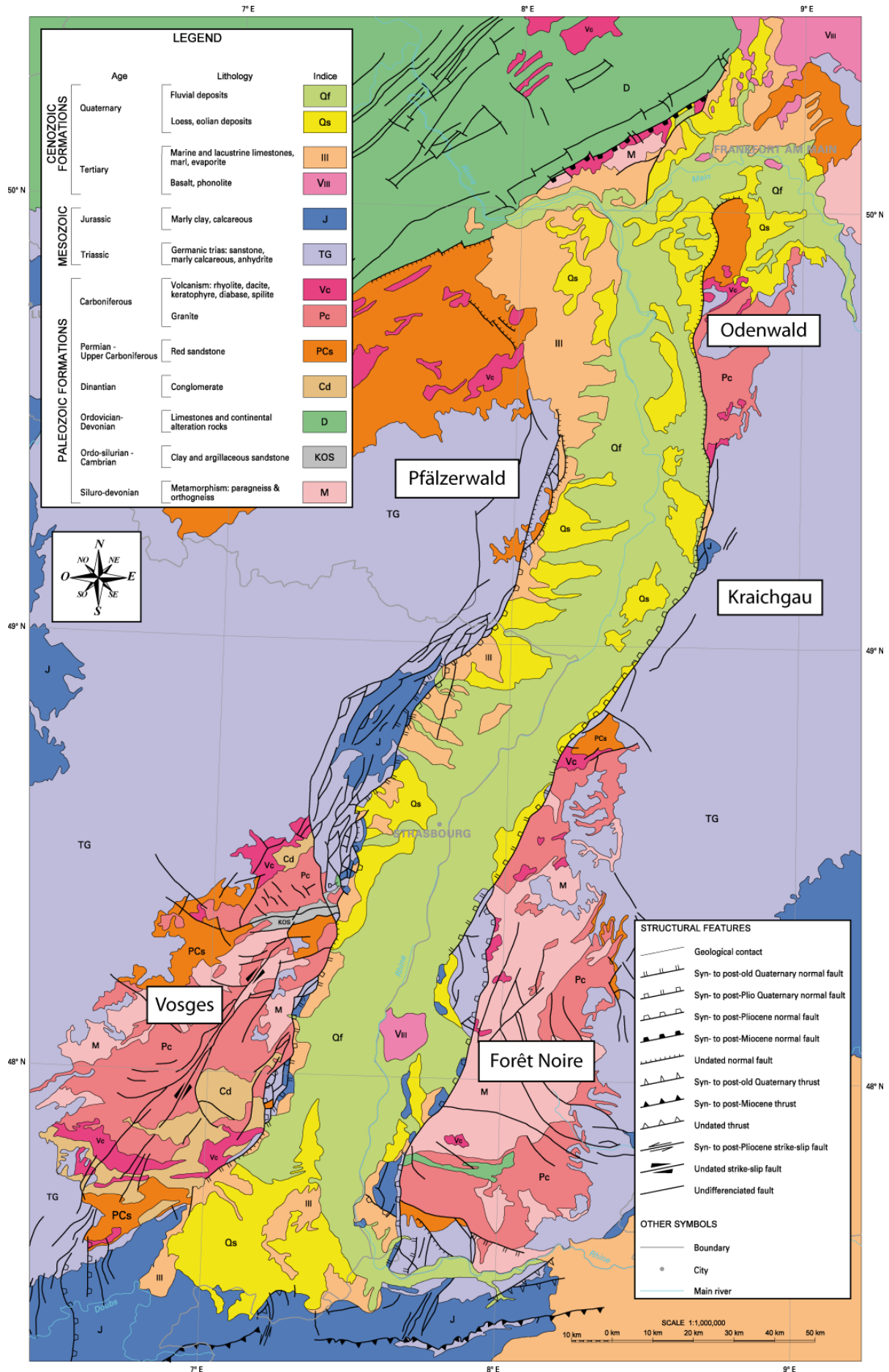
6.2 Préparation des échantillons

Préalablement à la mesure sensu stricto, l'échantillon est concassé puis broyé à l'aide d'un broyeur à agate, et tamisé à 125 µm. Une préparation désorientée est confectionnée à partir de l'échantillon préparé.

Dans le cas de l'identification des minéraux argileux, la méthode de préparation est celle préconisée par Holtzapfell (1985). Dans un premier temps, l'échantillon est broyé dans un broyeur à agate et tamisé à 125 μm , puis délité dans de l'eau déminéralisée (~10 g de poudre pour ~50 ml d'eau). La suspension est versée dans un flacon de centrifugation afin de subir un lavage, conduisant à la défloculation des argiles. Elle est centrifugée à 2500 trs/min pendant 10 min. L'eau surnageant est éliminée et le culot est remis en suspension dans de l'eau déminéralisée, à l'aide d'un mixer. Dans un deuxième temps, la suspension est versée dans une bouteille de 100 ml qui est complétée avec de l'eau déminéralisée jusqu'au col. Après une 1h40 de sédimentation, les 2 cm supérieurs surnageant sont siphonnés et correspondent à la fraction $< 2\mu\text{m}$. Dans un troisième temps, la fraction extraite est centrifugée à 3500 trs/min pendant 40 min. Le culot récupéré est déposé dans la rainure d'une lame en verre qui est alors séchée à l'air libre. L'objectif de cette méthode de préparation consiste à orienter au maximum les minéraux argileux, de façon à renforcer leur potentiel de réflexion. En première approximation, sur un diagramme de diffraction de RX tracé à angles constants, les réflexions présentent des distances égales entre elles. Pour certains minéraux, ces distances réticulaires se déplacent de manière caractéristique à la suite de certains traitements spécifiques appliqués aux lames. (1) Sans traitement particulier : un diffractogramme est enregistré pour la lame séchée à l'air, correspondant à la donnée de référence à laquelle se reporter pour juger des déplacements de pics provoqués par les autres traitements. (2) Le chauffage à 490°C pendant 4 heures : ce traitement constitue le chauffage standard appliqué systématiquement. La limite à 490°C est choisie car elle détruit la kaolinite en respectant les chlorites. Les minéraux de la famille des vermiculites et des smectites sont déshydratés de façon irréversible, ce qui se traduit par un déplacement du pic de 14 à 10Å. (3) Le traitement à l'éthylène-glycol : la lame est placée une nuit dans une atmosphère d'éthylène-glycol, ce qui a pour effet de faire gonfler les smectites et dans certains cas la vermiculite, en déplaçant les pics de 14 à 17Å. (4) Le traitement à l'hydrazine : la lame est placée une nuit dans une atmosphère d'hydrazine, ce qui a pour effet de faire gonfler les minéraux de la famille du kaolin, conduisant à un déplacement du pic de 7 à 10Å. Ce traitement est sans effet sur les chlorites et les antigorites, ce qui permet de distinguer la kaolinite de ces minéraux. De plus, il est sans effet sur les minéraux micacés, mais il affecte l'espace interfoliaire des vermiculites et des smectites, dont le comportement est variable.

CHAPITRE II : Contexte géologique

Figure 14 (ci-contre): Carte géologique simplifiée du Fossé Rhénan au 1/1000000, (modifiée d'après Dezayes, (2004) dans Genter et al. (2004))



La formation gréseuse du Buntsandstein s'étend dans un vaste domaine en Europe occidentale. Cependant, elle est caractérisée par une structuration particulière dans le fossé Rhénan, due à son histoire récente. Dans ce chapitre, il sera présenté l'organisation générale du fossé Rhénan, puis les événements conduisant à sa mise en place, et enfin, les traits structuraux qui conduisent à son organisation actuelle.

1 Cadre géographique

1.1 Situation morphostructurale

Localisé au cœur de l'Europe Occidentale, dans le NE de la France et dans le SW de l'Allemagne, le Fossé Rhénan Supérieur, ou Graben du Rhin Supérieur, constitue une structure tectonique majeure d'orientation NNE/SSW (Figure 14). Situé entre Frankfort au Nord et Bâle au Sud, il s'étend sur près de 300 km de longueur et 30 à 40 km de largeur.

La bordure occidentale du bassin, d'âge cénozoïque, est formée au Sud par le massif cristallin paléozoïque des Vosges, et au Nord par des séries sédimentaires mésozoïques, nommées Vosges du Nord et Pfälzerwald (littéralement « Forêt Palatine »). La bordure orientale est formée par les massifs cristallins paléozoïques Schwarzwaldien, au Sud, et de l'Odenwald, au Nord, qui sont séparés par les séries sédimentaires mésozoïques de la région de Kraichgau.

Au Sud, le Fossé Rhénan Supérieur s'élargit légèrement. Au Sud du bassin potassique, le demi-graben de Mulhouse permet de séparer le bassin de Dannemarie, à l'Ouest, du bassin de Bâle/Sierentz à l'Est. Le fossé Rhénan est limité au SW par le Jura tabulaire belfortain, au Sud par le Jura plissé alsacien (au Sud de Ferrette) et au SE par le Jura tabulaire de l'Ajoie (région de Bâle). Le massif Schisteux Rhénan et le massif volcanique du Vogelsberg constituent la limite septentrionale du Fossé Rhénan Supérieur, formant une barrière topographique l'isolant de la dépression de Hesse, au Nord, et du Fossé Rhénan Inférieur, au NW.

L'altitude moyenne dans la plaine est de l'ordre de 200 m (altitude de Strasbourg : 142 m), alors que les massifs bordiers peuvent dépasser les 1000 m d'altitude (altitude au Grand Ballon (Vosges) : 1424 m – altitude au Feldberg (Forêt Noire) : 1493 m). Il faut noter que l'altitude moyenne des reliefs bordiers diminue progressivement du Sud vers le Nord. Au Nord d'une ligne Schirmeck-Baden-Baden, la couverture sédimentaire mésozoïque repose sur les formations cristallines et les différentes unités du socle varisque.

La plaine du Rhin est séparée du massif Vosgien par une bande discontinue d'avant-monts : les collines sous-vosgiennes (Sittler, 1969). Les collines sous-schwartzwaldiennes sont leurs homologues, le long de la bordure orientale du fossé. Ces deux unités topographiques sont les résultats de jeux complexes de failles, formant une mosaïque de compartiments plus ou moins effondrés, appelés « champs de fractures ». A l'affleurement, les terrains sont d'âge méso-cénozoïque. Sur la bordure occidentale du fossé, les champs de fractures sont séparés des massifs bordiers par la Faille Vosgienne et séparés de la plaine par la Faille Rhénane Occidentale. Sur l'autre bordure, les failles sont nommées, respectivement par rapport aux massifs bordiers et à la plaine, Faille Schwartzwaldienne et Faille Rhénane Orientale (Illies, 1972; Sittler, 1969). Géomorphologiquement peu visibles, les failles Rhénanes représentent pourtant les structures tectoniques les plus importantes, en terme de rejet (Sittler, 1992).

1.2 Position du fossé Rhéna dans le système de rifts Ouest Européens

Le Fossé Rhéna Supérieur appartient à une structure géologique majeure en Europe occidentale : le Rift Ouest Européen d'âge cénozoïque (Illies, 1975; Sittler, 1969; Sittler, 1983; Villemin, 1986; Villemin & Bergerat, 1987) (Figure 15). D'orientation subméridienne, cette mégastucture tectonique s'étend de la mer du Nord et du fossé d'Oslo au Nord, au fossé de Valence au Sud, sur près de 1100 km (Ziegler, 1992). Ce rift continental comprend notamment les fossés Rhéna, de la Limagne, de la Bresse ou encore de Bohême. Le Fossé Rhéna Supérieur qui occupe une position relativement centrale dans ce système tectonique, est encadré par la dépression de Hesse au Nord et le fossé de la Bresse au Sud. Ces trois bassins s'organisent « en échelon » les uns par rapport aux autres et ils sont séparés par des zones de relai : la zone transformante de Hunsrück/Taunus au Nord du fossé Rhéna, et la zone transformante Rhin/Saône au Sud. Ces deux zones transformantes apparaissent subparallèles.

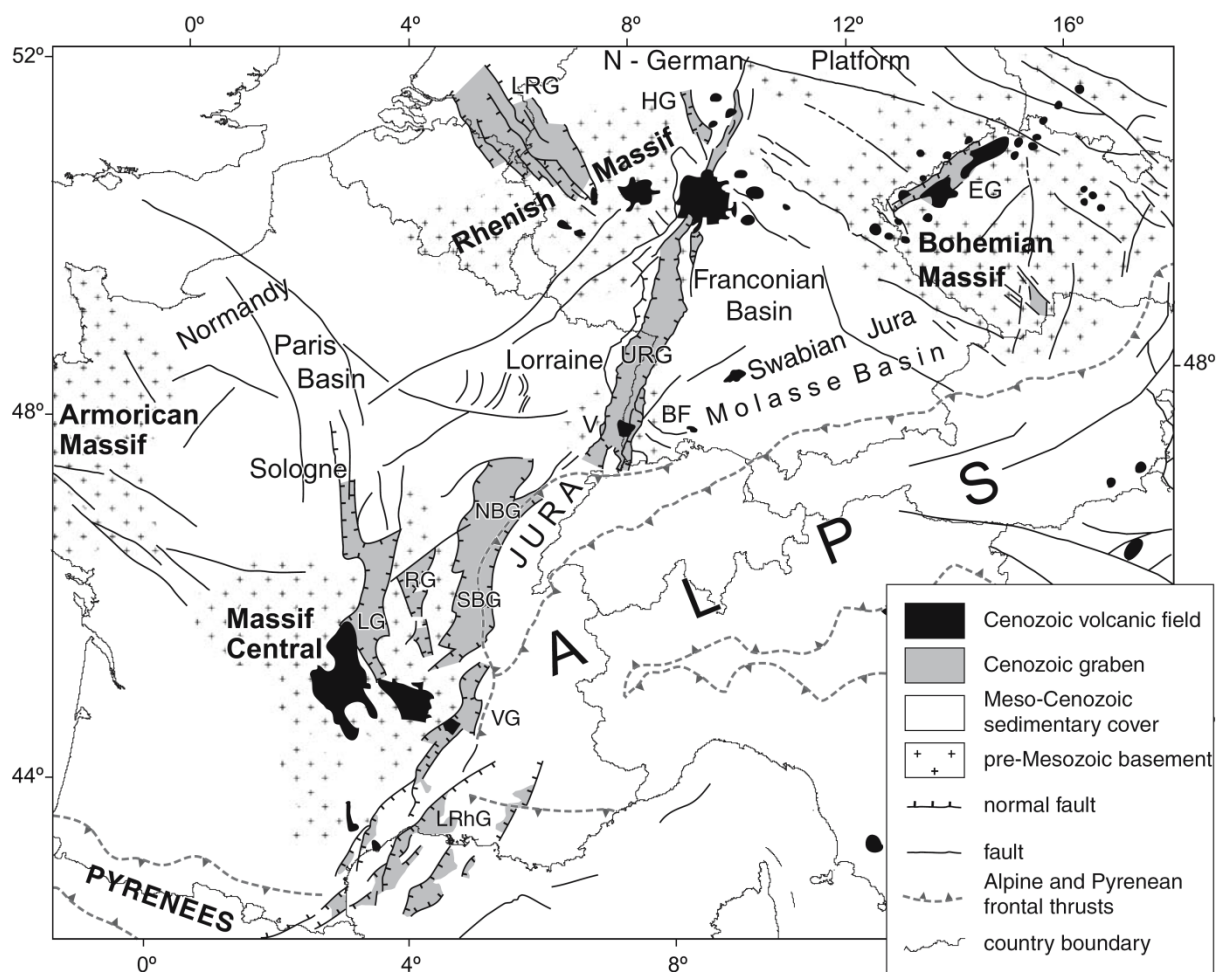


Figure 15 : Carte structurale du Rift Cénozoïque Ouest Européen (Bourgeois et al., 2007). BF : Forêt Noire, EG : graben de l'Eger, FP : plateforme Franconienne, HG : graben de Hesse, LG : graben de la Limagne, LRG : graben du Rhin inférieur, LRhG : graben du Rhône inférieur, NBG : graben de la Bresse septentrionale, RG : graben de Roanne, SBG : graben de la Bresse méridionale, URG : graben du Rhin supérieur, V : Vosges, VG : graben de Valence.

Séparé par le massif Schisteux Rhéna, le Fossé Rhéna Supérieur se prolonge au NW par le Fossé Rhéna Inférieur, globalement orienté NW/SE, qui s'élargit rapidement vers le graben de la mer du Nord. Le Fossé Rhéna Inférieur correspond à un bassin allongé, délimité par des failles normales, dont la subsidence apparaît plus importante sur le flanc ouest (Geluk et al., 1994). Dans le Fossé Rhéna Supérieur, seul le Kaiserstuhl traduit une activité volcanique intra bassin datée du Miocène, alors qu'il n'y a aucune trace d'activité volcanique dans le Fossé Rhéna Inférieur. D'importants épanchements volcaniques sont observables dans la dépression de Hesse, liés à l'activité Oligocène/Miocène du Vogelsberg. Dans la partie sud du fossé, le demi-graben de Mulhouse sépare les bassins de Dannemarie et de Bâle/Sierentz en formant un haut topographique d'environ 200 m au dessus de la plaine. Il correspond à un système de grands blocs basculés, peu fracturés, délimités par des zones de

failles indiquant des réactivations tardives en failles transformantes (Rotstein et al., 2005a; Rotstein et al., 2005b).

2 Histoire géologique

Dans cette partie sont présentés les évènements conduisant à la mise en place du fossé Rhénan, depuis les évènements varisques jusqu'à l'actuel.

2.1 Géodynamique de l'Europe occidentale : du Paléozoïque à l'actuel

2.1.1 Edification de la chaîne Varisque

Les caractéristiques morphologiques actuelles du fossé Rhénan sont issues d'une histoire complexe qui a débuté avec la formation de la chaîne varisque, au Paléozoïque. A l'Ordovicien, quatre plaques tectoniques majeures se sont individualisées : Baltica, Gondwana, Laurentia et Siberia, entre lesquelles se situent deux microplaques : Armorica et Avalonia (Matte, 2001) (Figure 16). La collision silurienne entre Laurentia et Baltica, puis l'accrétion d'Avalonia qui conduit à la constitution de la mégaplaque Laurussia (Lardeaux et al., 2008), provoque la fermeture de l'océan Iapetus et la mise en place de l'orogénèse Calédonienne. Laurussia est alors séparée du Gondwana par les océans Rhéique et Galice - Massif Central. Puis, ces domaines océaniques se ferment par subduction au Siluro-Dévonien, constituant un vaste domaine continental, conduisant à la mise en place de la chaîne Varisque. L'extension de cette chaîne dans le domaine européen va de la Pologne à l'Ibérie (Matte, 1986).

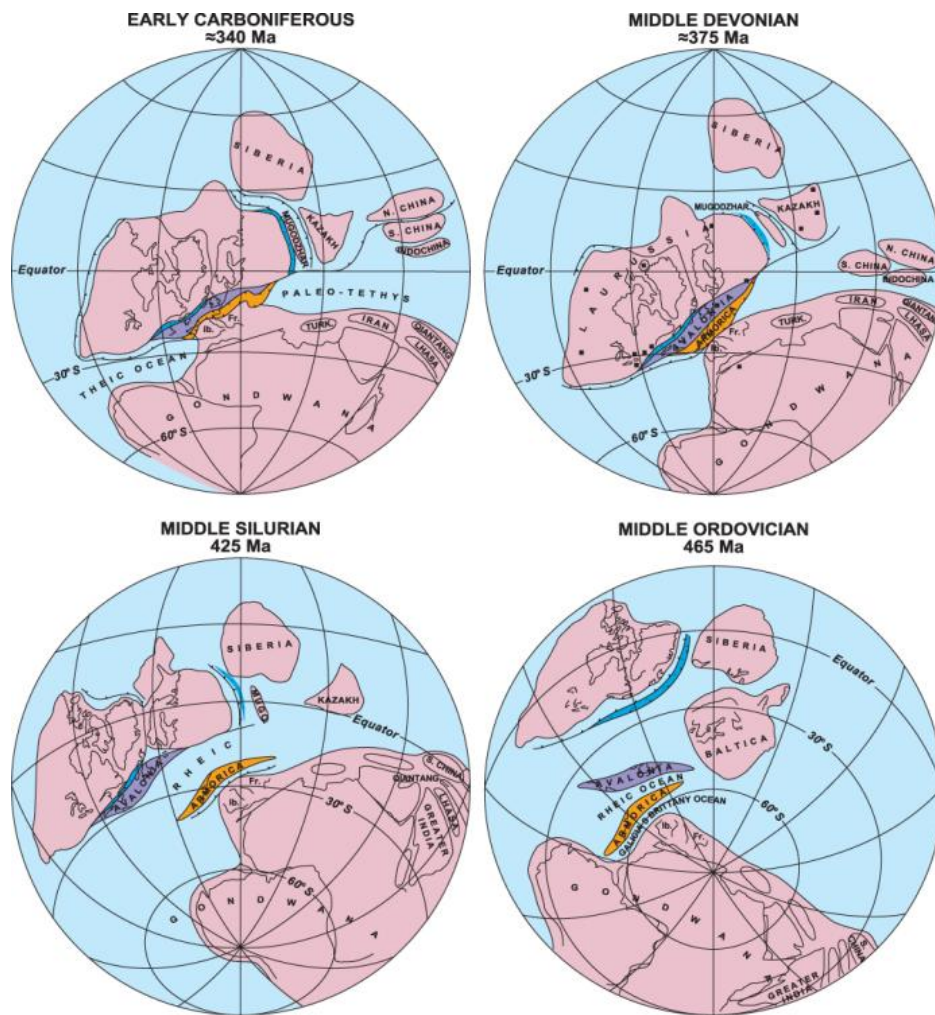


Figure 16 : Reconstruction de l'évolution géodynamique globale au Paléozoïque (Matte, 2001)

2.1.2 Relaxation de la chaîne Varisque

La partie centrale de la chaîne Varisque, plus épaisse, commence à s'effondrer à partir du Viséen terminal jusqu'au Carbonifère (Westphalien), durant la poursuite de la convergence continentale. Du Pennsylvanien au Permien, interviennent l'extension généralisée et le réel amincissement de la chaîne (Praeg, 2004; Wilson et al., 2004; Ziegler et al., 2006), conduisant à la mise en place progressive de plus de 70 bassins extensifs (McCann et al., 2006). Du fait de l'érosion des reliefs, ces bassins sont remplis de sédiments clastiques proximaux. Dans ce contexte de relaxation de chaîne syn- à post-collision, la mise en place de granitoïdes est datée entre 340 Ma (Viséen) et 270 Ma (Permien) (Lagarde et al., 1992). Une subsidence généralisée affectant le continent européen (Guillocheau et al., 2000; Ziegler et al., 2006) se produit suite au rééquilibrage thermique post-collisionnel de la croûte et de l'ouverture des domaines océaniques au Mésozoïque, avec notamment, au Trias, la propagation vers l'Ouest de l'océan Néotéthys. Cette vaste aire de sédimentation, qualifiée de bassin Germanique,

s'étend de l'Est de la France jusqu'au Danemark et en Pologne avec de possibles raccordements avec les bassins de Grande Bretagne (Gall et al., 1977).

2.1.3 *Le cycle alpin*

L'ouverture de l'océan liguro-téthysien, au Jurassique inférieur et moyen, suite à l'ouverture de l'océan Atlantique central à partir du Lias (Steiner et al., 1998), marque la fin du cycle varisque et le début du cycle alpin (Stampfli et al., 2002). L'expansion de l'Atlantique se poursuit vers le Nord, marquée par la séparation de l'Ibérie et du bloc Nord Américain au Jurassique supérieur (Schettino & Scotese, 2002) et par la séparation des blocs européen et nord-américain à l'Albien/Aptien (Olivet, 1996; Srivastava et al., 1990). Au Crétacé, les plaques africaine et européenne convergent alors rapidement, entraînant notamment, au Campanien, la convergence du bloc ibérique et de la plaque européenne (Rosenbaum et al., 2002). L'océan liguro-téthysien se ferme par subduction, jusqu'à la collision continentale paléocène marquant le début de l'édification des chaînes pyrénéenne et alpine (Dezes et al., 2004; Vergés et al., 2002). La vitesse de convergence entre les blocs africain et européen tend à diminuer à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, alors qu'elle était plus importante à l'Eocène/Oligocène (Rosenbaum et al., 2002). La vitesse de raccourcissement diminue fortement dans le domaine pyrénéen pendant que la compression alpine persiste (Dezes et al., 2004; Vergés et al., 2002).

2.1.4 *Développement du Rift Ouest Européen*

La convergence entre le bloc africain, plus particulièrement le promontoire adriatique, et la plaque européenne va initier le développement du Rift Ouest Européen (Figure 17). Les premières subsidences se produisent à la fin de l'Eocène, dans le Fossé Rhénan et ceux de la Bresse, de la Saône et de la Limagne (Dezes et al., 2004; Michon, 2000; Ziegler, 1992). Au Rupélien (Oligocène inférieur), le système de bassins se propage vers le Nord, avec la mise en place du Fossé Rhénan Inférieur, et vers le Sud, avec la formation du couloir rhodanien et du fossé de Valence. Les déformations de la plateforme européenne sont alors principalement contrôlées par l'évolution de la chaîne alpine (Dezes et al., 2004; Michon & Merle, 2005). Un flambage lithosphérique de l'avant pays alpin conduirait à la surrection de certains bassins, comme le Fossé Rhénan Supérieur ou celui de la Limagne, en maintenant une subsidence dans d'autres, comme dans le Fossé Rhénan Inférieur (Bourgeois et al., 2007). Au Sud du Rift Ouest Européen, la poussée alpine semble moins ressentie. L'extension à l'Oligocène supérieur, décrite comme une propagation du système de rift vers le Sud, se poursuit au

Miocène, conduisant à l'ouverture du bassin algéro-provençale, provoquant une rotation antihoraire du bloc corso-sarde (Jolivet et al., 2008; Roca et al., 1999).

Deux sujets de discussion concernent la formation du rift Ouest Européen. (1) L'ouverture du rift Ouest Européen est daté de l'Oligocène et se poursuit dans un contexte de convergence rapide des plaques européenne et africaine qui conduit à un plissement de grande longueur d'onde des séries sédimentaires mésozoïques (Dezes et al., 2004; Guillocheau et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002). La formation des bassins peut être liée à leur position dans l'avant pays alpin et pyrénéen (Bourgeois et al., 2007; Cloetingh et al., 2005; Dezes et al., 2004; Ziegler, 1992; Ziegler et al., 2006). L'origine de l'extension est toujours discutée, comme par exemple les effets mécaniques et thermiques de panache mantellique (Dezes et al., 2005) ou de la succion des panneaux plongeant dans la zone de subduction (Michon & Merle, 2005). (2) La localisation de certains bassins, mais aussi leur direction, laisse suggérer un contrôle par réactivation de certaines structures paléozoïques (Edel et al., 2007; Schumacher, 2002; Ziegler, 1992). La réactivation de ces structures est toujours débattue, notamment sur la contribution de ces accidents et leurs périodes de fonctionnement.

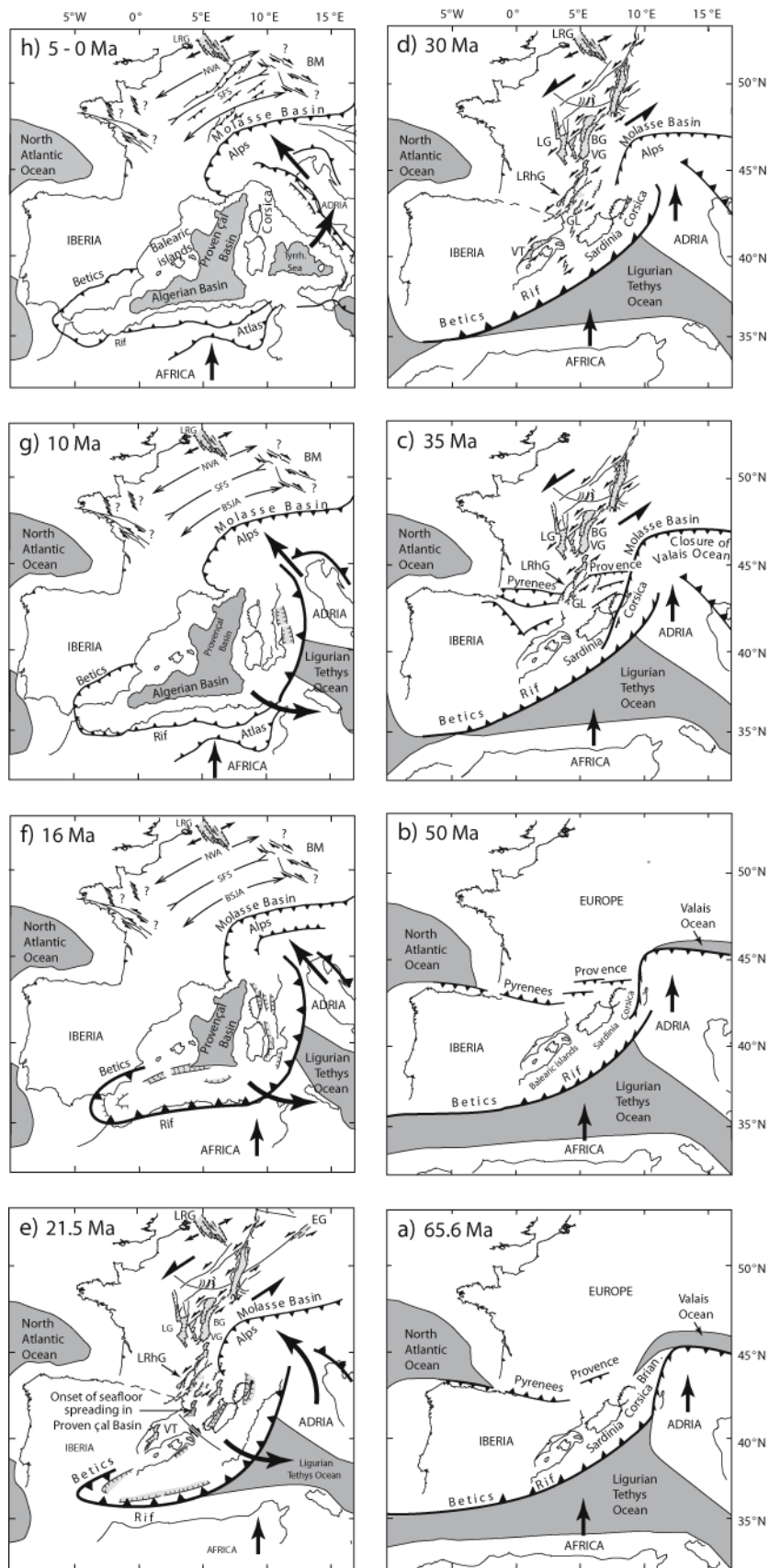


Figure 17: Carte structurale indiquant l'évolution cénozoïque des domaines pyrénéens et alpins (Bourgeois et al., 2007)

2.2 Evolution du Fossé Rhéna : du Paléozoïque à l'actuel

2.2.1 Le cycle Varisque

A l'affleurement, les deux massifs cristallins, les Vosges et la Forêt Noire, montrent des séries lithologiques variées, d'un même socle paléozoïque, dues à l'érosion et aux décalages horizontaux qu'ils ont subi au cours de leur histoire depuis le Carbonifère. A la suite des épisodes varisques, la région rhénane se compose du Nord au Sud par l'avant pays Nord Hercynien, la ceinture Rhéno-Hercynienne, la zone Saxothuringienne et par la zone Moldanubienne. Les contacts entre les différentes zones sont subparallèles, ayant des directions NE/SW à ENE/WSW (Edel & Schulmann, 2009; Eisbacher et al., 1989). Du Nord au Sud : la faille de Hunsrück/Taunus qui forme la bordure Sud du Massif Schisteux Rhéna et qui sépare le domaine Rhéno-Hercynien au Nord du domaine saxothuringien au Sud, la faille de Lalaye-Lubine limitant le domaine saxothuringien et le domaine moldanubien au Sud, et la faille de Badenweiler/Lenzkirch qui se localise dans le domaine moldanubien.

Les données d'affleurement et de géophysique révèlent des accidents majeurs ayant des orientations NNE/SSW correspondant à la direction dite « rhénane », des orientations NE/SW à ENE/WSW qualifiées d'orientations erzgebirgiennes et des orientations NW/SE (Chorowicz & Deffontaines, 1993; Edel & Schulmann, 2009; Edel et al., 2007; Schumacher, 2002; Ziegler, 1986). Les collisions continentales lors des épisodes varisques conduisent à la structuration du socle paléozoïque suivant les directions NE/SW à ENE/WSW, correspondant à des sutures océaniques ou des contacts de nappes charriées (Edel & Schulmann, 2009; Franke, 2000). Les autres directions structurales NNE/SSW et NW/SE sont liées à l'évolution tardive de la chaîne hercynienne (Arthaud & Matte, 1975; Edel et al., 2007; Eisbacher et al., 1989; Schumacher, 2002; Wickert et al., 1990; Ziegler, 1986; Ziegler et al., 2006). Au Permien, des bassins issus de l'extension post-orogénique, à remplissage clastique et volcanique, se développent le long des failles NE/SW à ENE/WSW (Laubscher, 1986; Schumacher, 2002; Ziegler et al., 2006) (Figure 18).

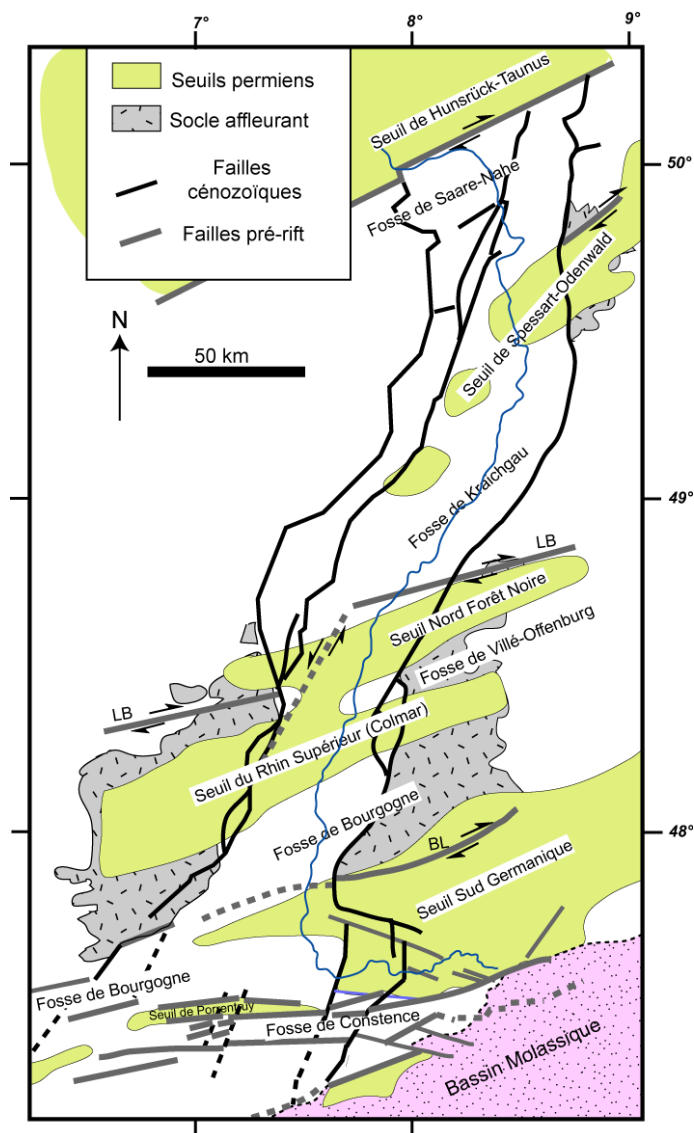


Figure 18 : Accidents majeurs pré-rift (héritage crustal) dans l'aire du Fossé Rhénan, et accidents tertiaires (Rousse, 2006)

2.2.2 Héritages Paléozoïque terminal et Mésozoïque

L'extension post-orogénique et l'érosion de la chaîne Varisque ont conduit à l'exhumation des roches cristallines. Les produits de l'érosion forment des dépôts gréseux et conglomératiques qui dans un premier temps remplissent les bassins permien, puis recouvrent en discordance le socle cristallin (Figure 19). Ce sont les premiers dépôts du faciès Buntsandstein inférieur. Puis, les sédiments s'épandent par de vastes et complexes réseaux fluviaux, dans des conditions arides (Péron et al., 2005), formant le faciès Buntsandstein moyen (Figure 19). La formation détritique évolue progressivement vers les faciès fins et argileux, formant les faciès du Buntsandstein supérieur, annonçant la transgression marine du Muschelkalk (Figure 19). La description détaillée, la mise en place et la structuration actuelle

dans le Fossé Rhéna des grès du Buntsandstein sont réalisées dans le chapitre III. Les faciès du Muschelkalk inférieur et supérieur comprennent des dépôts marins, encadrant des évaporites du Muschelkalk moyen (Sittler, 1985). Au Keuper, les connexions marines dans le domaine rhéna sont progressivement fermées, conduisant à la mise en place d'un milieu lagunaire produisant des surconcentrations d'évaporites. La subsidence du bassin augmente vers le Nord, conduisant à une transgression associée à d'épaisses formations évaporitiques (Bourquin & Guillocheau, 1996). Les dépôts des séries du Trias et du Jurassique recouvrent le socle paléozoïque sans grand bouleversement et plus ou moins de façon continue comme le suggère la disposition des dépôts mésozoïques discordants sur les séries permo-carbonifères. Dans le Fossé Rhéna, seuls sont préservés les dépôts allant du Trias au Kimméridgien, les sédiments créacés ont pu être érodés ou non déposés (lacune de sédimentation). Les périodes de non-dépôts du Jurassique supérieur à l'Eocène pourraient être attribuées à la surrection du bouclier rhéna (Cloos, 1910; Illies, 1975). La lacune de sédimentation jusqu'au Crétacé supérieur (Ziegler, 1990) pourrait être induite par l'extension en mer du Nord et sur la marge Atlantique. La présence du sidérolithique (Düringer, 1988) serait un témoin de cette longue période d'érosion Crétacé.

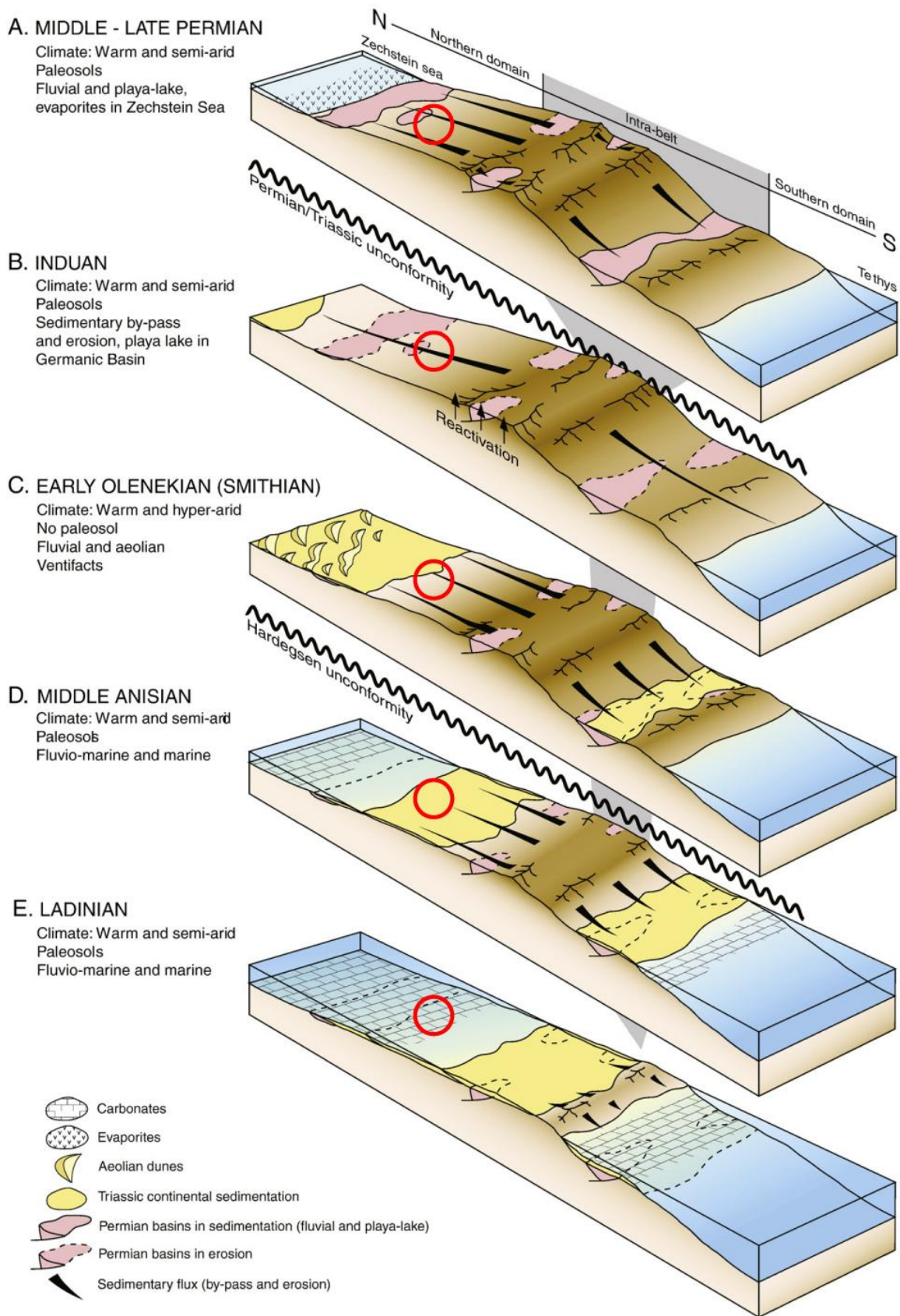


Figure 19 : Evolution géomorphologique de la chaîne Varisque et des bassins sédimentaires associés (modifiée d'après Bourquin et al., 2011). Les cercles rouges indiquent la position approximative du Fossé Rhénan

2.2.3 *Le rifting Cénozoïque*

L'évolution synrift du Fossé Rhéna est caractérisée par plusieurs changements successifs de régime de contraintes (Figure 20). Ces changements conduisent à différentes phases de surrection et de subsidence (Illies, 1975; Rousse, 2006; Sissingh, 1998; Villemin, 1986; Ziegler, 1992).

La formation du graben du Rhin supérieur débute par la mise en place, à l'Eocène inférieur et moyen (Lutécien), d'un système de petits bassins isolés le long d'une zone décrochante orientée NNE/SSW et ENE/WSW (Chorowicz & Deffontaines, 1993), sous l'effet d'une compression N/S (Villemin & Bergerat, 1987; Ziegler, 1992). L'alignement des bassins suggère déjà la position du futur Fossé Rhéna (Bergerat et al., 2005; Rousse, 2006).

A la suite de la phase d'initiation, la phase majeure d'extension et d'effondrement du Fossé Rhéna intervient de l'Eocène supérieur (Priabonien) jusqu'à l'Oligocène inférieur (Illies, 1975; Rousse, 2006; Schumacher, 2002; Sissingh, 1998; Villemin, 1986). Elle est associée à une extension WNW/ESE (Schumacher, 2002) et coïncide avec la rotation du champ de contrainte compressif horizontal maximum de NNE/SSW à NNW/SSE. Le rifting débute dans le Sud, avant de se propager vers le Nord à la fin de l'Eocène. La zone de faille de Lalaye-Lubine joue alors le rôle de transfert entre les sous-bassins nord et sud (Brun et al., 1992; Chorowicz & Deffontaines, 1993; Michon & Sokoutis, 2005). De l'Eocène terminal à l'Oligocène inférieur, la subsidence s'accroît, en association à une intense fracturation et à la mise en place de blocs basculés. La subsidence est alors différentielle entre le bassin en subsidence et les épaules en surrection.

La subsidence semble diminuée à l'Oligocène moyen et implique alors de façon similaire les épaules du rift et le graben. A l'Oligocène supérieur (Chattien), une nouvelle phase de subsidence différentielle entre les épaules du rift et le graben se produit, le Nord est très subsidant alors que le Sud reste relativement stable.

Ainsi, une subsidence importante, plus ou moins continue, est enregistrée de l'Eocène moyen au Miocène inférieur.

L'extension différentielle se poursuit jusqu'au Miocène. Le régime de contraintes, devenant transtensif, se marque par une rotation horaire de la contrainte horizontale maximum compressive orientée depuis une direction N/S à NE/SW (Bergerat, 1977), réactivant certaines structures en décrochement (Rotstein et al., 2005a; Rotstein et al., 2005b). Au Miocène

inférieur (Aquitaniens), une nouvelle rotation du champ de contraintes conduit à une nouvelle phase de subsidence qui est confinée dans la partie nord du fossé. La partie sud du graben est soulevée et subit l'érosion, dès le Miocène moyen (Illies, 1975; Schumacher, 2002; Sissingh, 1998).

A partir du Miocène supérieur, l'ensemble du graben est soumis à un décrochement sénestre. A la fin du Miocène, un régime compressif orienté NW/SE se met en place. Ces changements dans les directions des contraintes marquent la fin de la tectonique extensive dans le fossé.

Enfin, à partir du Pliocène terminal, le fossé subit une déformation en décrochement transtensif sénestre. Pour toute la région, un uplift différentiel des épaules du graben, plus fort dans le Sud que dans le Nord, est responsable de l'actuelle morphologie du graben (Lutz & Cleinthuar, 1999).

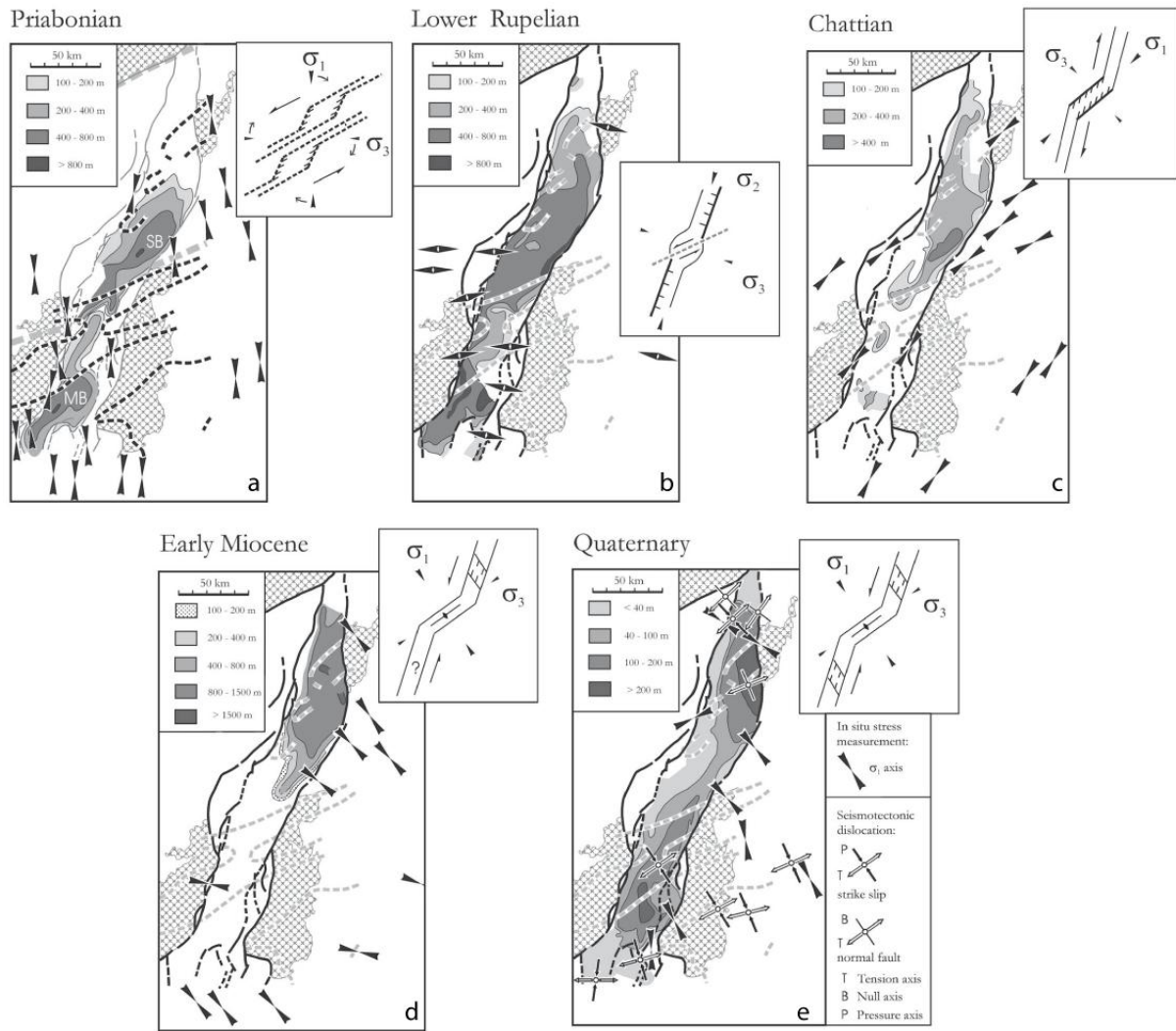


Figure 20: Evolution tectono-sédimentaire du Fossé Rhénan Supérieur durant le Cénozoïque (Schumacher, 2002)

3 Géométrie du Graben et sédimentation

3.1 Structure tectonique et géométrie

Le Fossé Rhénan Supérieur se présente sous la forme d'un bassin globalement orienté NNE/SSW. Il apparaît compartimenté par un ensemble de sous bassins qui sont séparés les uns des autres par des hauts topographiques ou seuils qui recourent obliquement l'axe principal du bassin, suivant une orientation ENE/WSW ((Illies & Fuchs, 1974; Illies & Mueller, 1970) cités par Rousse (2006)) (Figure 21) : Le NURG (Northern Upper Rhine Graben) correspond au bassin compris entre Mannheim et Strasbourg, incluant notamment le bassin de Pechelbronn, et est aussi formé à l'extrémité Nord du fossé par le bassin de Mayence. Le SURG (Southern Upper Rhine Graben) est composé du bassin potassique, du bassin de Dannemarie, du bassin de Bâle/Sierentz et des bassins jurassiens.

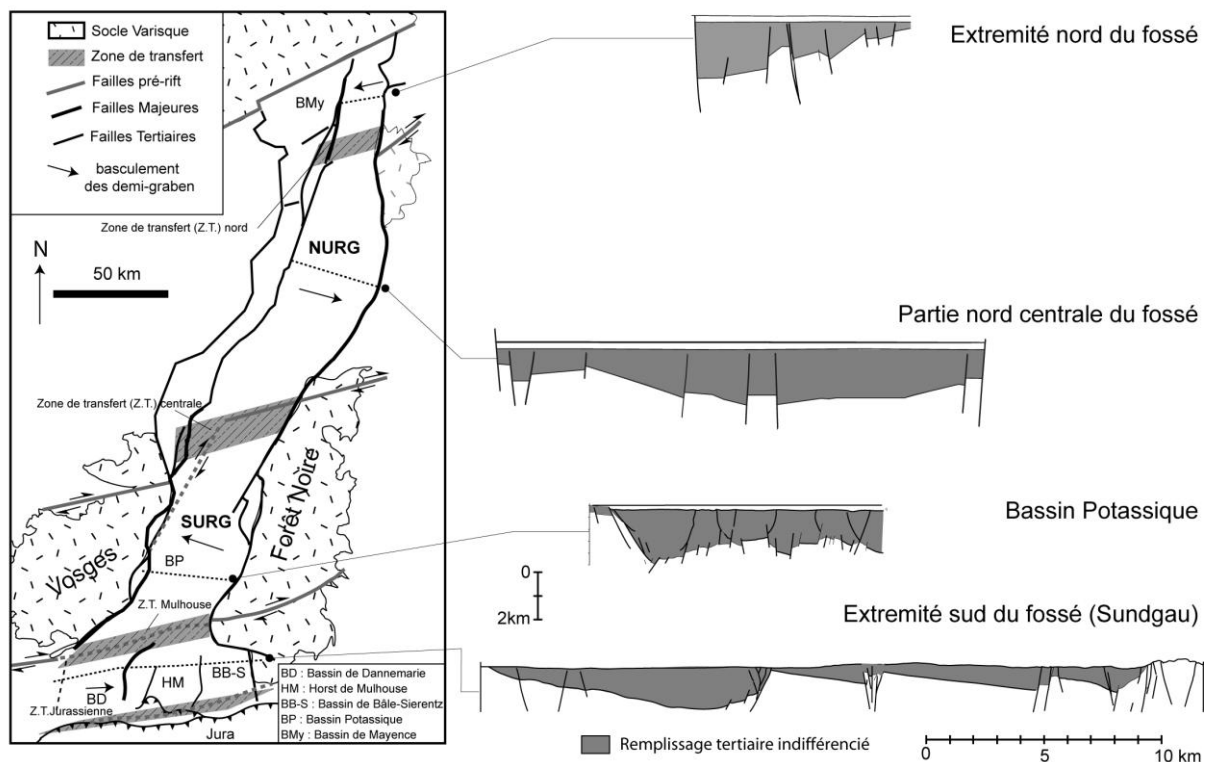


Figure 21: Localisation des principales zones de transfert tectonique. Ces zones correspondent à des accidents de socle anté-rift qui vont compartimenter le rift en sous-bassins, constitués de demi-graben à basculement opposés (Rousse, 2006).

L'interprétation des données issues de la campagne de sismique réflexion ECORS/DEKORP, en 1988 (Brun & Wenzel, 1991; Wenzel et al., 1991) (Figure 22), durant laquelle deux profils ont été réalisés dans le Nord et le Sud du fossé, rend compte de sa structure asymétrique. La faille bordière majeure, sur la bordure occidentale ou orientale,

présente une géométrie listrique lorsqu'elle s'enfonce en profondeur. Vers la bordure opposée, un système plus ou moins flexural se développe, constitué de grands blocs basculés de tailles variables. Ainsi, chaque sous-bassin composant le fossé Rhénan présente une géométrie asymétrique, composée sur une des deux bordures par l'occurrence d'une faille majeure à jeu normal et à large rejet subvertical en surface, et sur l'autre bordure par une large zone flexurale faillée. Les seuils séparant les différents sous-bassins apparaissent alors comme des zones de transfert tectonique, pouvant être associées à des zones de cisaillement varisque (Edel et al., 2002; Krohe, 1992) et aux limites des structures permo-carbonifères. Ils connectent la faille majeure d'un demi-graben sur la bordure Est ou Ouest, à la faille majeure du sous bassin suivant sur la bordure opposée.

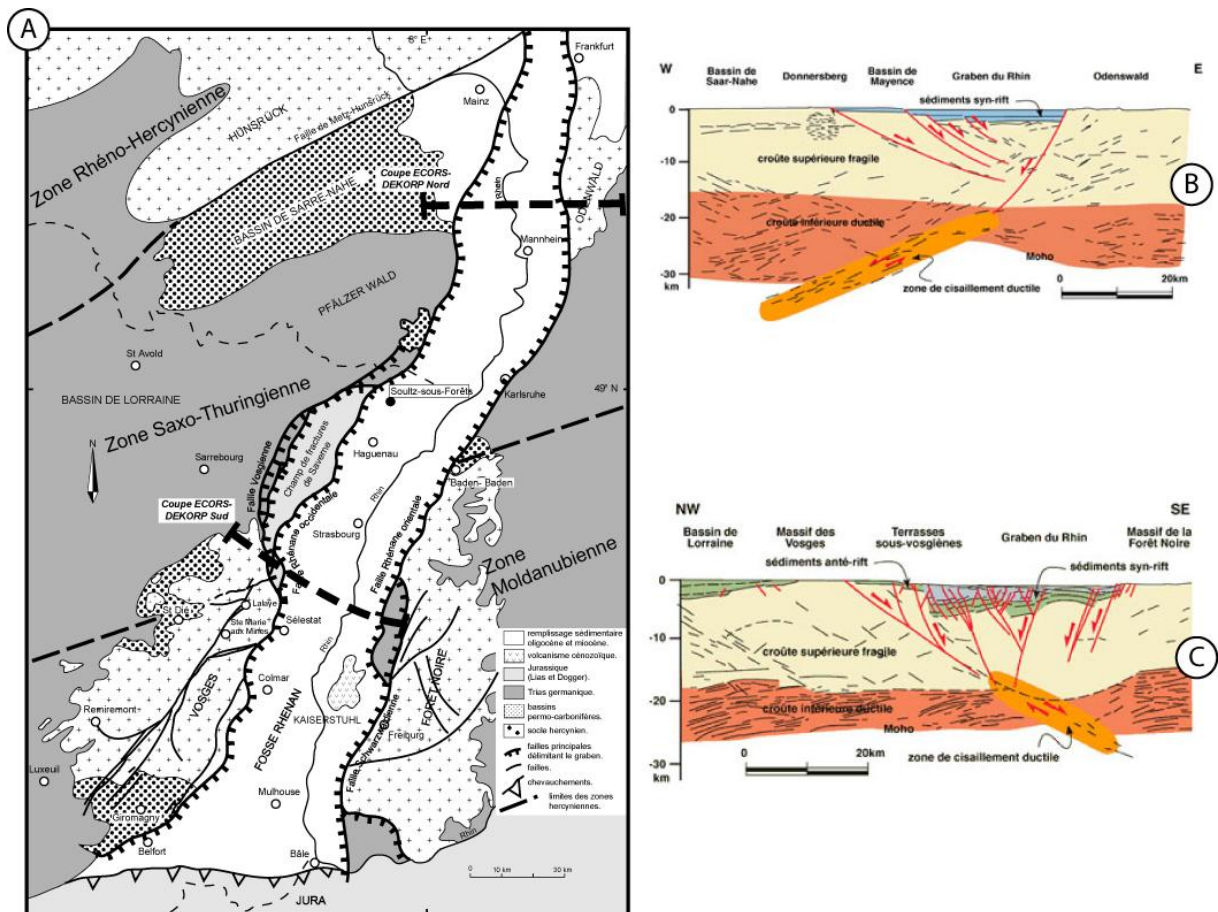


Figure 22: (A) Carte géologique simplifiée du Fossé Rhénan et localisation des profils ECORS-DEKORP, modifié d'après Dezayes et al. (2007). (B) et (C) Coupes interprétatives du programme ECORS-DEKORP respectivement profil Nord et Sud (Brun et al., 1992)

3.2 Remplissage sédimentaire

Le Graben du Rhin Supérieur présente actuellement un remplissage sédimentaire comprenant des séries mésozoïques (pré-rift), des séries cénozoïques (synrift) et des alluvions quaternaires. L'ensemble repose sur un socle paléozoïque composé par de vastes complexes gneissiques et granitiques.

La sédimentation mésozoïque correspond principalement à des dépôts clastiques et des calcaires (Von Eller, 1984). Le Trias se compose par la formation argilo-gréseuse du Buntsandstein, par des alternances marno-calcaires avec des séries évaporitiques locales du Muschelkalk, et par des dépôts argileux et évaporitiques du Keuper. Les séries du Jurassique sont constituées par des alternances marno-calcaires, qui caractérisent un environnement marin, relativement chaud et profond.

Rousse (2006) propose un schéma chrono-stratigraphique général pour les formations cénozoïques du Fossé Rhénan (Figure 23). Il n'est pas nécessaire de détailler les faciès sédimentaires du cénozoïque pour la suite du manuscrit. Il est simplement ici mentionné qu'ils correspondent à des dépôts continentaux : lacustres et fluviatiles, saumâtres à marins et enfin marins. La sédimentation de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire est largement dominée par des dépôts alluviaux charriés par les paléo-rivières, puis par le Rhin.

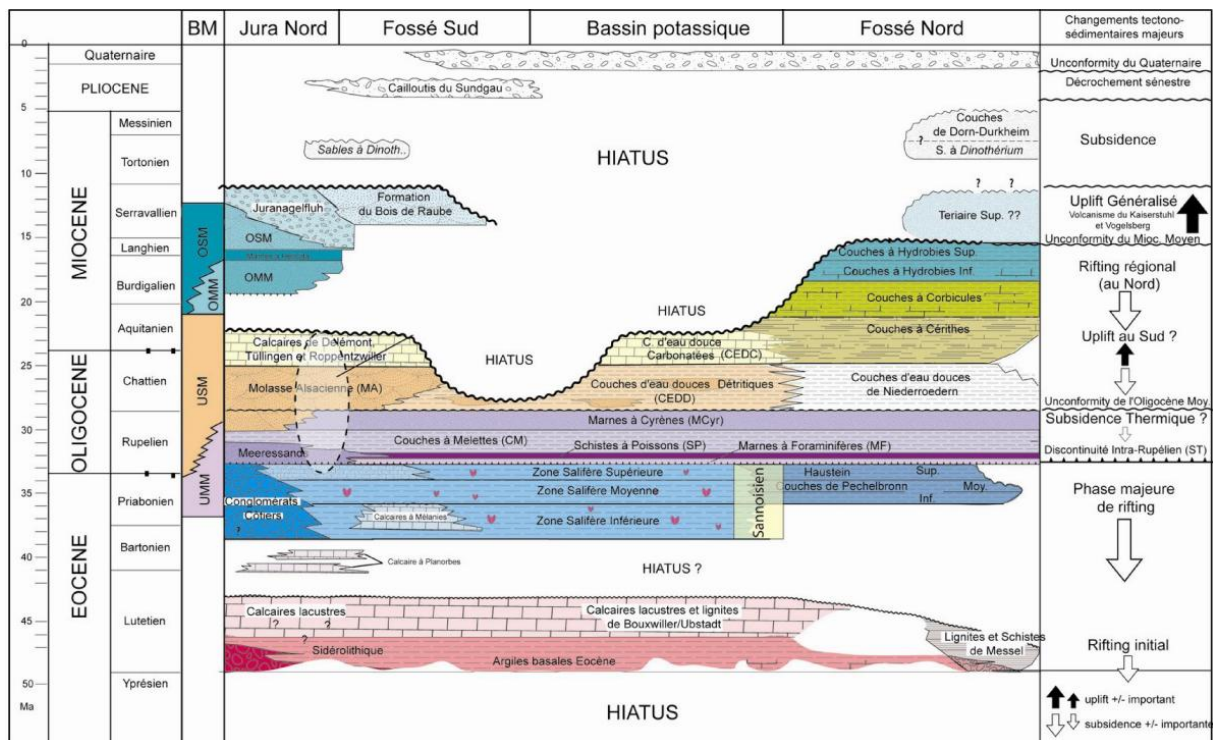


Figure 23: Schéma chrono-stratigraphique des formations du Cénozoïque du Fossé Rhénan (Rousse, 2006)

4 Néotectonique

L'activité sismique est encore bien présente de nos jours dans le fossé Rhénan, modérée mais régulière, notamment dans la partie Sud (Figure 24) (Bonjer, 1997; Lopez Cardoso et al., 2005). Le régime de contraintes actuel du fossé est contrôlé par la poussée alpine (Figure 20). La contrainte maximale horizontale est orientée environ N150°, faisant jouer les structures majeures du fossé en décrochements (Baumann, 1981; Müller et al., 1992). L'analyse des mécanismes au foyer des séismes les plus importants indique que des mouvements décrochants affectent les failles orientées N/S et NE/SW (Edel et al., 2006), formées durant les épisodes varisques et tertiaires. Leur fonctionnement en structures inverses témoigne de la compression orientée NW/SE. La profondeur maximale des foyers diminue en s'éloignant de l'orogène alpine, dessinant un prisme depuis la discontinuité de Conrad au SE qui s'amincit vers le Nord. Cette géométrie suggère la formation d'une rampe crustale dont l'émergence se ferait au niveau de la bordure NW des massifs cristallins vosgiens et schwartzwaldiens (Edel et al., 2006). Les failles identifiées dans le graben montrent des vitesses de mouvements verticaux de l'ordre de 0,1 mm/an (Bertrand et al., 2006; Lemeille et al., 1999). Une augmentation des rejets verticaux apparaît vers le Nord du Fossé, en accord avec les taux de subsidence élevés qui y sont enregistrés (Haimberger et al., 2005).

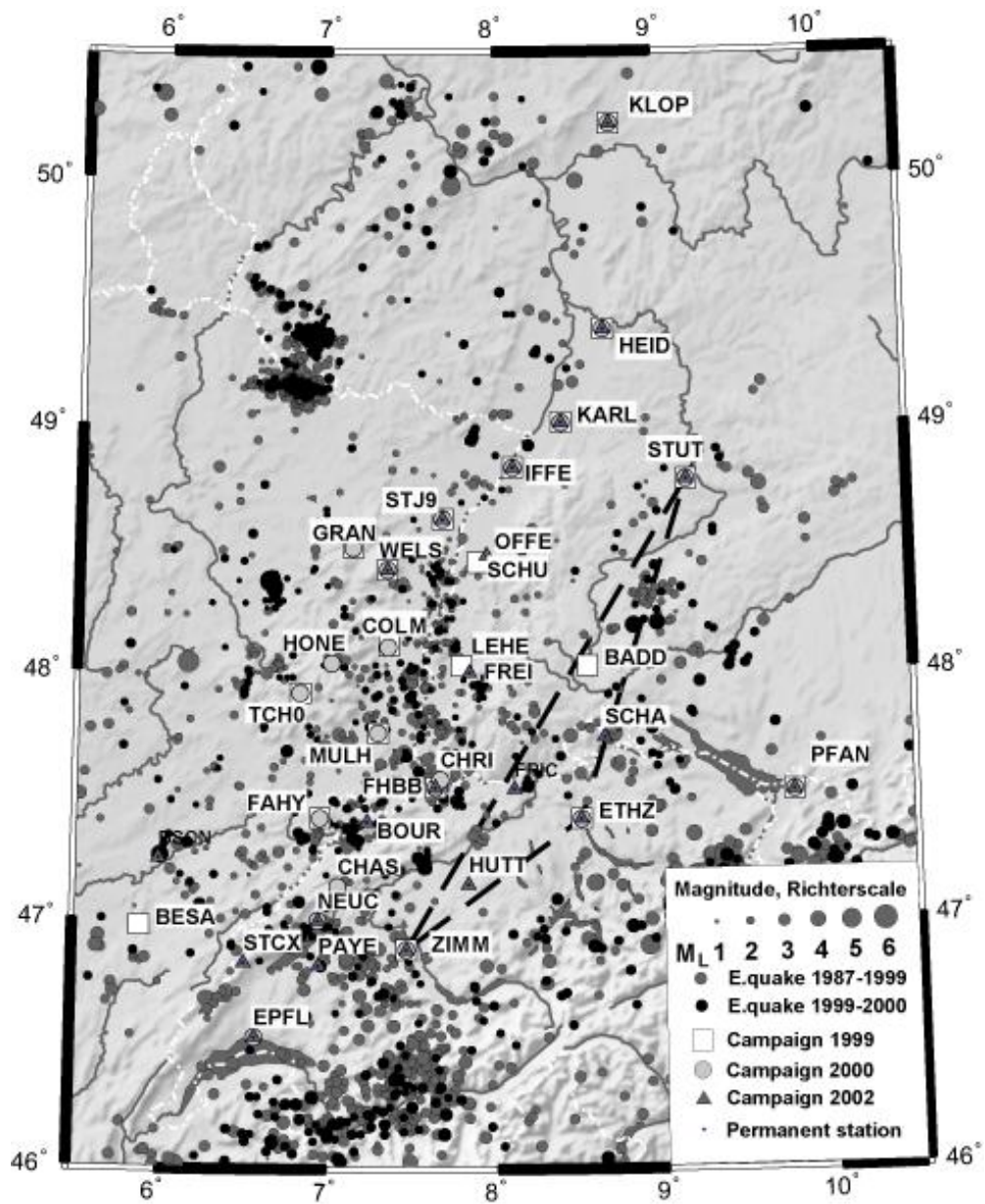


Figure 24: Localisation des épicentres des séismes et des stations GPS, MULH: Mulhouse, COLM: Colmar, FREI: Fribourg, KARL: Karlsruhe (Rozsa et al., 2005)

5 Conclusion

L'histoire géologique amenant à la mise en place du Fossé Rhéna conduit à une structuration particulière de la formation gréseuse du Buntsandstein. En effet, trois directions structurales majeures affectent le Fossé Rhéna et donc la formation gréseuse en profondeur. (1) ENE/WSW à NE/SW, correspondent aux structures varisques. Les bassins permien se développent suivant ces directions. Les failles orientées ENE/WSW à NE/SW sont réactivées vraisemblablement au Lias puis au Crétacé. Cette dernière réactivation implique une flexure des sédiments mésozoïques. Enfin, ces structures semblent avoir joué en décrochement lors de la compression alpine, principalement à l'Eocène. (2) NNE/SSW à N/S, les failles orientées NNE/SSW accommodent une grande partie de l'extension tertiaire, en associant les failles orientées N/S. (3) NW/SE, les accidents tectoniques orientés suivant cette direction accommodent des mouvements dextres au cours de la période tardi-varisque, puis sous l'effet de la compression alpine. Ces différentes structures débitent les formations triasiques présentes dans le fossé, en blocs trapézoïdaux dont l'extension horizontale peut être d'ordre hectométrique à plurikilométrique. Ils vont constituer des blocs élémentaires dans lesquels les grès du Buntsandstein se retrouvent compartimentés, sous les calcaires du Muschelkalk et sur les granites paléozoïques.

**CHAPITRE III : Généralités sur les Grès -
Les Grès du Buntsandstein**

Dans ce chapitre sont présentées, dans un premier temps, les généralités sur l'organisation des dépôts sédimentaires dans les plaines alluviales, la diagenèse des formations gréseuses, les failles, les fractures, et leurs impacts sur la circulation de fluides dans les formations gréseuses fracturées. Dans un second temps, sont présentées les généralités sur la formation gréseuse du Buntsandstein et ses caractéristiques, notamment dans le fossé Rhénan.

1 Les environnements de dépôts dans les plaines alluviales

Les cours d'eau correspondent aux principaux agents de transport des sédiments, depuis les continents vers les océans, les mers ou les lacs. Cependant, la totalité des produits de l'érosion des reliefs n'aboutit pas à l'océan. En effet, une partie s'accumule sur le continent, soit au pied des reliefs en érosion, en produisant de larges cônes alluviaux, soit dans la plaine alluviale, constituant la partie la plus distale des cours d'eau (Cojan & Renard, 1999).

Les plaines alluviales se caractérisent par une forte hétérogénéité dans la nature des dépôts (Figure 25). Elles reflètent la succession complexe des environnements sédimentaires et des dépôts associés : (1) les dépôts liés à l'activité des chenaux fluviaux, (2) les dépôts de crues ou de débordements et (3) les dépôts qui ne relèvent pas de la dynamique fluviale : les coulées gravitaires, les dépôts de milieux inondés (lacs, playa,...) et les dépôts éoliens (Anadon et al., 1991; Beuning et al., 1997; Bohacs et al., 2000; Bridge, 2003; Carroll & Bohacs, 1995; Cojan, 2010; Cojan & Renard, 1999; Flower et al., 1995; Kelts, 1988; Kocurek, 1988; Miall, 1978; Naiman et al., 1989; Perlmutter & Matthews, 1990; Reineck & Singh, 1980; Renaut & Last, 1994; Scholz & Rosendahl, 1990; Tissot & Welte, 1984; Walker & Cant, 1984; Walker & James, 1992; Ward, 1988).

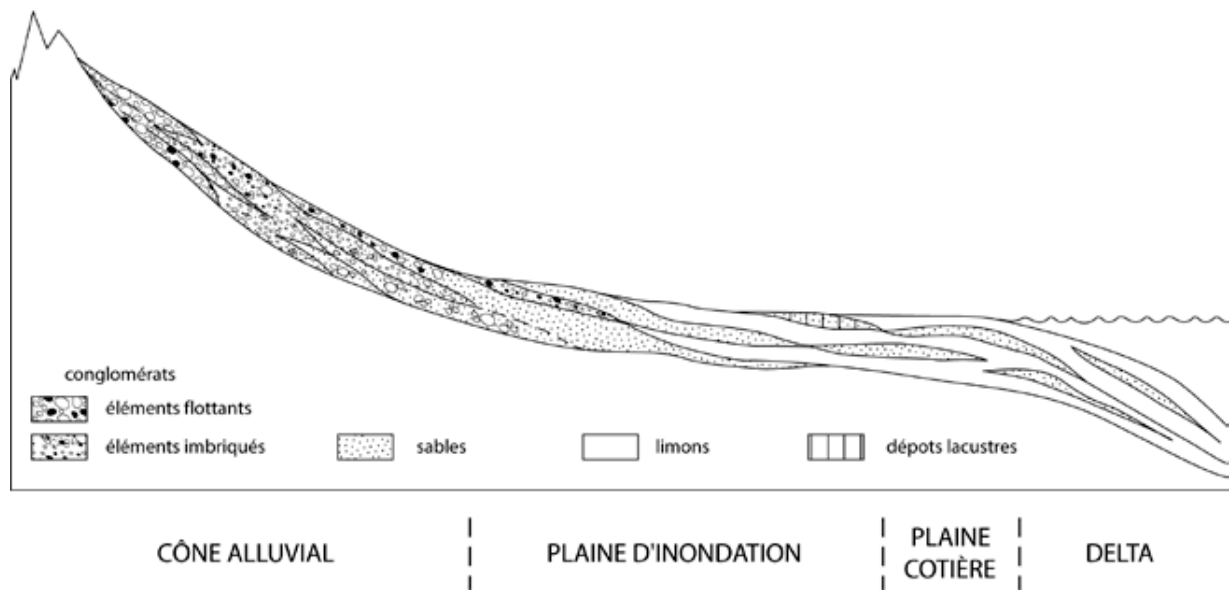


Figure 25 : Schéma de l'évolution d'un système fluvial (Cojan, 2010)

1.1 Les dépôts liés à l'activité des chenaux fluviaux

Les systèmes fluviaux sont généralement divisés en quatre grands types qui sont fonction de la sinuosité et du nombre de chenaux présents : les systèmes mono-chenaux qui peuvent être rectilignes ou méandriformes, et les systèmes pluri-chenaux qui peuvent être en tresses ou anastomosés. Ces différents types conduisent à une variété d'architecture des remplissages sableux des chenaux, caractéristiques de chacun des types. Les matériaux sont transportés et granoclassés de l'amont vers l'aval, à la faveur de crues qui permettent le transport par charge de fond et en suspension. La possible rupture des levées conduit à des épandages dans la plaine d'inondation.

1.1.1 Les dépôts de remplissage de chenaux

Des bancs sableux aux géométries plus ou moins complexes occupent le lit du chenal, dont la sinuosité, plus ou moins prononcée, conduit à la mise en place de bancs de sable latéraux. L'évolution des dépôts liés à la dynamique du chenal reflète son comblement puis son abandon au cours du temps. Ces dépôts correspondent à des séquences grano-décroissantes comprenant des éléments grossiers tel que des graviers dans les cônes alluviaux et les systèmes en tresse, ou des éléments plus fins tels que des sables dans les systèmes méandriformes anastomosés.

1.1.2 Les dépôts de levées

Les levées naturelles, construites à la suite des crues de débordement, forment des dépôts argilo-silteux organisés en fines séquences grano-décroissantes dont l'ensemble peut faire plusieurs mètres d'épaisseur. La partie supérieure est souvent colonisée par la végétation, soulignée par une bioturbation due à l'action des plantes ou des animaux.

1.1.3 Les dépôts de rupture de levées

Les ruptures de levées conduisent à la mise en place de lobes et de crevasses caractéristiques. La rupture se réalise à la faveur de fortes crues, généralement associée à des faiblesses préexistantes dans la levée telle que la présence de terriers. Ces dépôts sont constitués de sables en aval de la crevasse, constituant l'équivalent de deltas qui progradent dans la plaine alluviale. Les lobes présentent des granulométries plus fortes que dans les faciès de levées et comportent des remplissages de chenaux de taille variable. La taille des lobes de crevasse est très variable et ces lobes participent à la formation de ceinture de chenaux dans les systèmes méandriformes dans lesquels les ruptures de levées sont fréquentes.

1.2 Les dépôts de crues de débordement

La géométrie des dépôts de débordement est contrôlée par (1) les séquences de crues et (2) la concentration en sédiment de la tranche d'eau associée aux différentes crues. Les dépôts sont généralement constitués de limons sauf dans le cas des crues-éclair qui peuvent conduire à des dépôts de lames d'éléments plus grossiers. Le développement de processus pédogénétique post-crues est contrôlé par la fréquence et l'intensité des événements de débordement.

Les limons de débordement sont les dépôts fluviaux ayant la plus grande extension géographique car ils ne sont contraints que par la topographie de la zone d'enneigement. Ces dépôts, de granulométrie relativement fine (argile et silt) et d'épaisseur très variable, sont caractérisés généralement par des taux d'aggradation et de sédimentation faibles. Les crues exceptionnelles se distinguent en engendrant, durant un intervalle de temps très court, des dépôts de lames sableuses pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, alors que les crues plus fréquentes et de plus faibles importances forment des dépôts millimétriques à centimétriques. Ces dernières sont formées par des dépôts présentant généralement une épaisseur et une granulométrie uniforme et montrent peu de structures.

1.3 Les dépôts ne relevant pas de la dynamique fluviale

Dans une plaine alluviale, les systèmes fluviaux ne sont pas les seules sources de dépôt. Il existe d'autres environnements sédimentaires qui participent à l'hétérogénéité des faciès de dépôts des plaines alluviales.

1.3.1 Les coulées gravitaires

Ces dépôts sont fréquents dans les zones piémontaises qui sont en pente douce au pied des reliefs. Les cônes alluviaux sont formés par de larges couches conglomératiques sans granoclassement, associés à des dépôts gravitaires (flottants) et parfois incisés par des dépôts chenalisés présentant des séquences granodécroissantes. Localisées dans des systèmes fluviaux plus distaux, les coulées gravitaires peuvent être alors interprétées comme des instabilités de pentes latérales. Vers l'aval, les cônes alluviaux évoluent vers des systèmes fluviaux en tresses dans lesquels les dépôts gravitaires et fluviaux sont liés.

1.3.2 Les dépôts de milieux inondés : tourbières, lacs, playa

Ces dépôts de marécage ou de playa, observés dans un contexte de faible pente, se forment dans des zones occupées temporairement par des eaux stagnantes, alimentés soit par des eaux de ruissellement conduisant à la formation de lacs, soit par la nappe phréatique qui affleure localement. Ces dépôts sont souvent caractérisés par une forte activité biologique et un contenu en matière organique élevé. Ces milieux sont sensibles aux variations d'accommodation tectonique. La position des rives, la chimie des eaux et la nature des dépôts peuvent varier rapidement, provoquant une grande variété des types de dépôts.

1.3.3 Les dépôts éoliens

Pouvant être de tailles limitées, les dépôts éoliens sont souvent difficiles à reconnaître parmi les autres formations anciennes présentes dans une plaine alluviale. Ces dépôts se développent sur des surfaces de déflation qui atteignent le niveau de la nappe phréatique. Ils sont relativement éphémères et intimement liés aux dépôts lacustres et fluviaux. Si l'environnement de dépôt est désertique, ils se présentent, dans les séries anciennes, disposés en couches relativement étendues possédant une bonne connectivité latérale mais avec une connectivité verticale plus faible.

2 La diagenèse des formations gréseuses

2.1 Définition

La diagenèse est définie comme étant l'ensemble des processus physiques et chimiques qui affectent les sédiments, à la suite de leur dépôt. La limite entre les transformations diagénétiques et métamorphiques correspond à l'anchizone qui apparaît relativement floue (approximativement 1kbar – 200°C). La roche finale possède une texture et une composition qui dépendent autant de la nature des sédiments que de leur évolution post-dépôt (Cojan & Renard, 1999).

Classiquement, trois types de diagenèse sont distinguées (Worden & Burley, 2003). (1) La diagenèse précoce (ou Eodiagenèse) : elle inclut l'ensemble des processus qui ont lieu à la surface ou proche de la surface, dans les sédiments pour lesquels la chimie de l'eau interstitielle est principalement contrôlée par l'environnement de dépôts. (2) La diagenèse d'enfouissement (ou Mésodiagenèse) : elle se produit durant l'enfouissement et est définie par des processus se déroulant lorsque les sédiments ont dépassé l'influence des environnements de dépôts, jusqu'au premier stade du métamorphisme. Ce régime diagénétique affecte des sédiments enfouis à des profondeurs comprises entre 100 et 1000 m, ou se trouvant à des profondeurs correspondant à des températures allant jusqu'à 200-250°C. Elle correspond à l'intervalle de profondeur où interagissent les phénomènes liés à la compaction et à la maturation thermique de la matière organique et conduit généralement à une réduction importante de la porosité. (3) La diagenèse tardive (ou Télodiagenèse) : elle correspond aux processus diagénétiques affectant une roche exhumée, préalablement enfouie, qui est exposée à l'érosion et aux eaux de surface, différentes de celles des conditions de dépôts.

De nombreux paramètres sont impliqués dans les transformations diagénétiques. Il est possible de distinguer les processus suivants (Cojan & Renard, 1999) : (1) l'activité bactérienne qui intervient pour l'essentiel au cours de la diagenèse précoce, (2) les mécanismes physiques qui dominent lors de la compaction et (3) les transformations chimiques qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules. Les principaux processus diagénétiques affectant les formations gréseuses sont décrits dans les paragraphes suivants.

2.2 La compaction

Le tassement des sédiments, postérieurement à leur dépôt et sous l'action du poids des sédiments nouvellement déposés au-dessus, correspond à la compaction (Cojan & Renard, 1999). Initialement, dans les premiers décimètres de l'enfouissement, suite à l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle, ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules.

Dans un sable propre le volume intergranulaire est égal à la porosité intergranulaire. Immédiatement après leur dépôt et sans réarrangement des grains, la porosité initiale est de l'ordre de 40 à 50 % (Atkins & MacBride, 1992; North, 1985; Weyl, 1959). Cette porosité varie en fonction du diamètre, de la forme et du classement des grains (Figure 26) (Guéguen & Palciauskas, 1992; Houseknecht, 1987; Paxton et al., 2002; Paxton et al., 1990; Weller, 1959).

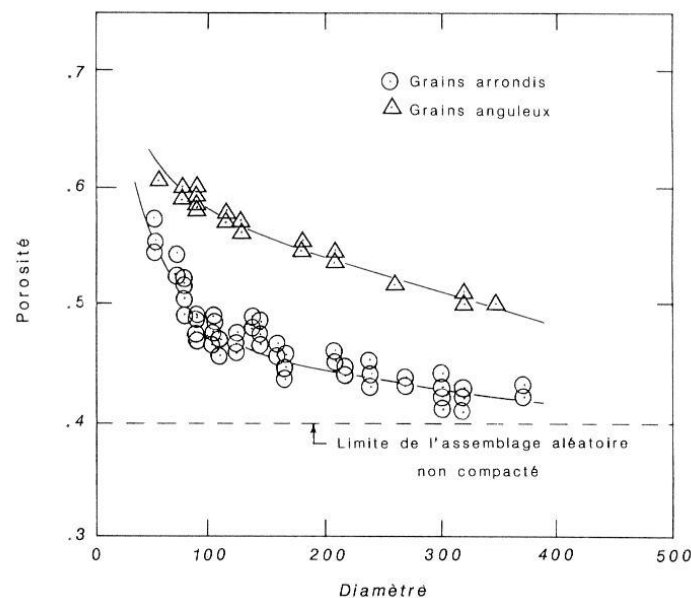


Figure 26 : Relation porosité/diamètre des particules dans le cas d'un assemblage aléatoire de grains uniformes (Guéguen & Palciauskas, 1992)

Avec l'enfouissement, la porosité intergranulaire tend à diminuer. Cette réduction se fait par compaction mécanique, sous l'effet de la charge lithostatique, durant laquelle les grains se réarrangent. Dans un grès propre, bien trié, riche en quartz, avec peu de ciment primaire, la compaction mécanique conduit à une porosité intergranulaire de l'ordre de 26%, atteinte pour une profondeur d'environ 2 km (Ajdukiewicz & Lander, 2010; Lander & Walderhaug, 1999; Paxton et al., 2002; Szabo & Paxton, 1991) (Figure 27). Au-delà, la porosité intergranulaire est réduite par la cimentation. Cette cimentation peut être inhibée et la porosité est préservée

par les premiers enrobages (Figure 27), généralement argileux, de grains qui réduisent la surface de grain disponible pour le développement de cimentation. De plus, elle peut être accompagnée par des phénomènes de dissolution, amenant à l'apparition d'une porosité secondaire et de surpression de fluides qui peuvent inhiber la compaction en réduisant la contrainte effective (Bloch et al., 2002; Paxton et al., 2002).

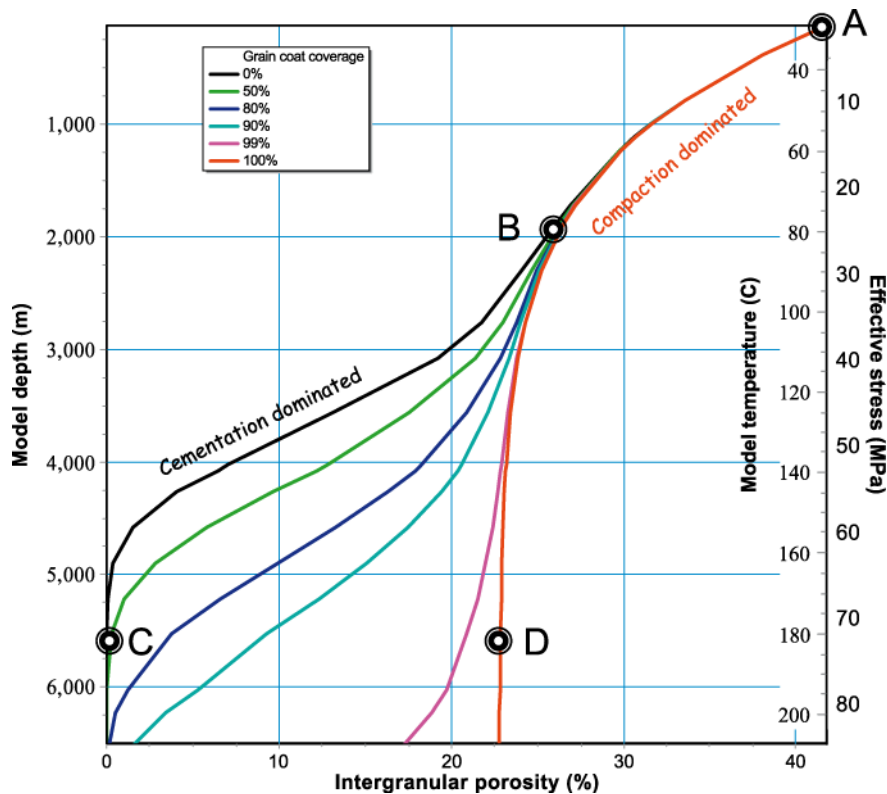


Figure 27: Relation porosité/profondeur dans différents contextes d'enfouissement et de lithologie (Ajdukiewicz & Lander, 2010). La figure indique l'évolution de la porosité modélisée au cours de l'enfouissement, pour un grès éolien, bien trié, à grains fins, quartzo-feldspathiques (grains rigides) avec différents enrobages de grains, formés près de la surface. Dans cet exemple hypothétique, les grès déposés (A) subissent une simple subsidence (pendant près de 155 millions d'années) sans surrection ni développement de surpression, jusqu'à une profondeur d'enfouissement de 6500 m. La porosité intergranulaire évolue de 42% proche de la surface jusqu'aux différentes valeurs, en fonction de la valeur de couverture des enrobages de grains (de A à C ou D). Durant l'enfouissement, la porosité diminue par compaction mécanique jusqu'à 2 km de profondeur et une porosité de 26% (B). En dessous de ce point, la compaction des grains rigides se stabilise jusqu'à des taux faibles (courbe rouge). A 80°C, des ciments quartzeux commencent à se former. En dessous de ce point, comme dans de nombreux sables à grains rigides, l'essentiel de la perte de la porosité intergranulaire est le fruit de la cimentation de quartz qui remplit les pores. La cimentation de quartz peut être inhibée et la porosité préservée par les premiers enrobages, généralement argileux, de grains qui réduisent la surface de grain de quartz disponible pour le développement de cimentation. Avec davantage d'enrobage, moins de ciment quartzeux peut se former. Les plus fortes porosités enregistrées sont préservées en profondeur là où les effets de la compaction et des ciments sont minimisés (D), c'est-à-dire pour des grains rigides et les enrobages de grains bien développés (courbe rouge). Les plus faibles porosités sont enregistrées en profondeur là où les effets de la compaction et des ciments sont maximisés (C), c'est-à-dire pour des enrobages de grains peu développés (courbe noir).

2.3 La pression-dissolution (ou compaction mécano-chimique)

Le processus de pression-dissolution est un mécanisme majeur de déformation des roches de la croûte supérieure, à basse température (<400°C) (Gratier, 1984) et plus particulièrement durant la compaction lors de la diagénèse (Al-Aboud, 2003; Bjorlykke & Egerberg, 1993; Dutton & Land, 1988; Heald, 1955; Houseknecht, 1984; Houseknecht, 1987; MacClay, 1977; Nenna & Aydin, 2011; Renard, 1997; Sheldon et al., 2003; Sibley & Blatt, 1976; Sizun, 1995; Sur et al., 2002; Tada & Siever, 1989; Thomson, 1959; Walderhaug et al., 2000; Weyl, 1959). Il se marque par la formation des stylolites, les surcroissances de quartz, le développement d'indentations et les contacts imbriqués ou suturés de grains. (Boer, 1977; Boer et al., 1977; Dewers & Ortovela, 1990; Elias & Hajash, 1992; Heald & Renton, 1966; Land & Dutton, 1978; Onasch, 1993; Onasch, 1994; Porter & James, 1986; Renard, 1997; Renard et al., 1999; Rutter, 1983; Schutjens, 1991; Stephenson et al., 1992; Tada et al., 1987; Tada & Siever, 1986). Durant l'enfouissement, le processus est activé par un différentiel de solubilité à l'échelle du grain. Cette caractéristique est induite par une différence de contrainte entre les contacts entre les grains qui est égale à la pression lithostatique d'une part, et celle développée à la surface des espaces poreux qui est égale à la pression hydrostatique d'autre part. Entre deux grains de quartz, le mécanisme de pression-dissolution se produit alors par (1) une dissolution dans les zones à fortes contraintes. Ensuite, (2) le soluté produit est transporté et va, finalement, (3) précipiter dans la porosité et dans les zones à faibles contraintes. Ces trois étapes sont couplées et l'étape la plus lente contrôle la cinétique du processus. La pression-dissolution conduit notamment à une réorganisation des grains et des contacts entre les grains (Figure 28).

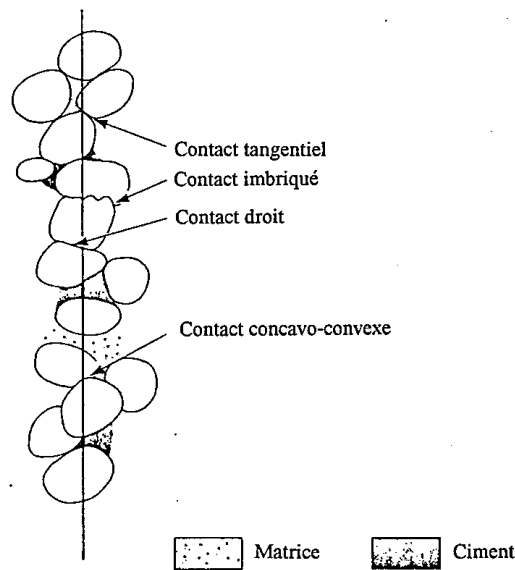


Figure 28 : Variétés de contact grain-grain dont la morphologie est liée à l'action de la pression-dissolution (empruntée à Sizun (1995))

Deux modèles théoriques rendent compte des mécanismes de pression-dissolution entre deux grains : le modèle dit du film fluide piégé et celui dit de la réaction avec un fluide libre (Dewers & Ortovela, 1990; Elias & Hajash, 1992; Renard, 1997; Tada et al., 1987; Tada & Siever, 1986).

Le premier considère un film fluide piégé au contact entre deux grains de quartz (Renard, 1997; Rutter, 1983; Tada & Siever, 1986; Weyl, 1959) : le film est alors assimilé au milieu de dissolution et de transport par diffusion de la silice vers l'espace libre. Le film fluide, pour se maintenir, doit exercer sur les grains une contrainte normale supérieure à la pression hydrostatique. Pour cela, Renard (1997) considère que les cations du fluide de pores sont attirés par la surface de contact chargée négativement. Le film est alors maintenu par la création d'une différence de pression osmotique. Dans le second modèle, les variations de contraintes, sur les parois des grains, provoquent une différence d'énergie élastique et plastique, ce qui crée le gradient de potentiel chimique. La dissolution se produit alors à la limite du contact entre grains et diminue sa surface. Si cette dernière diminue trop, la résistance du solide ou la limite de plasticité est atteinte et les deux grains se rapprochent par effondrement de l'interface du contact.

Sept facteurs principaux vont influencer la pression-dissolution (Houseknecht, 1987; Worden & Morad, 2000a) : la forme et la taille des grains, la teneur en argiles des grès, la maturité de composition, la présence de ciments précoces, la température, la salinité des fluides interstitiels et la pression.

Les taux de compaction induits par les dissolutions sous charge apparaissent plus forts pour les faciès fins et pour les grès à grains anguleux (Houseknecht, 1984; Houseknecht, 1987; Renton et al., 1969). Les sables composés de grains anguleux qui présentent une porosité initiale plus forte que les sables à grains arrondis (Figure 26), acquièrent plus rapidement une compaction nettement plus importante.

La présence d'argiles autour des grains détritiques accentue les phénomènes de pression-dissolution. (Boer et al., 1977; Dewers & Ortovela, 1990; Heald, 1955; Sibley & Blatt, 1976; Thomson, 1959). La présence d'argiles, à l'interface entre les grains, favorise la diffusion des produits de la dissolution vers les espaces libres (Dewers & Ortovela, 1990). Par contre, elles inhibent les nourrissages de grains sur la bordure des pores (Heald & Lareze, 1974).

Au cours des premiers stades de la diagenèse, la présence de ciments en remplissage des volumes intergranulaires inhibe le développement des phénomènes de pression-dissolution (Houseknecht, 1984). De même, les fluides à forte salinité et pH neutre diminuent la perte de porosité (Porter & James, 1986).

La pression lithostatique augmentant plus vite en fonction de la profondeur que la pression hydrostatique, les processus de dissolution précipitation sont d'autant plus importants. (Porter & James, 1986; Rutter, 1983; Weyl, 1959). Cependant, en profondeur, des conditions de dépôts particulières, lentilles de sable dans une formation argileuse par exemple, peuvent entraîner la formation de poches de fluides en surpression par rapport à la pression hydrostatique (Worden & Morad, 2000a). Ces conditions entraînent une diminution de la contrainte effective et ainsi les processus de pression dissolution peuvent être partiellement inhibés dans ces zones de surpression de fluide (Porter & James, 1986; Tada & Siever, 1989).

Le rôle de la température a été notamment montré par les travaux de Boer (1977) et Boer et al., (1977). L'augmentation de la température entraîne une solubilité plus forte de la silice (Porter & James, 1986) qui facilite sa dissolution.

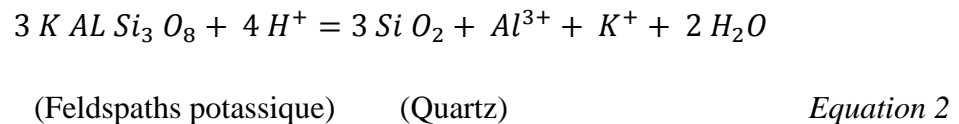
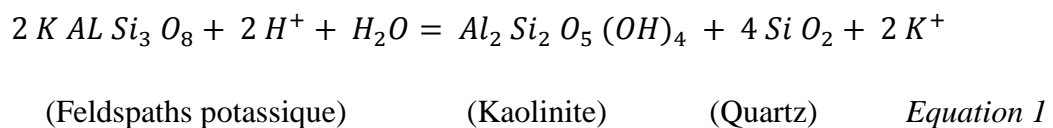
La composition initiale du grès peut jouer un rôle important sur le développement des surcroissances de quartz (Primmer et al., 1997). Dans le cas d'un grès composé de nombreux fragments de type ductiles, la compaction mécano-chimique diminue suite à une déformation plastique de ces fragments (Houseknecht, 1988).

2.4 Les réactions diagénétiques

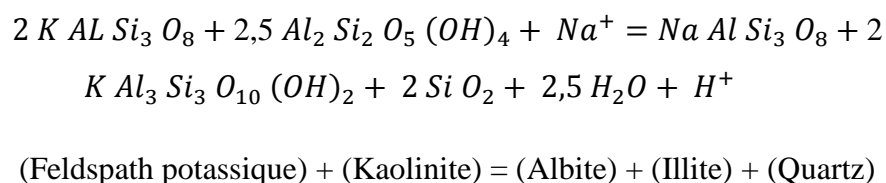
Worden & Burley, (2003) proposent une synthèse des processus récurrents dans la diagenèse des formations gréseuses. La Figure 29 résume l'ensemble des réactions diagénétiques en fonction de la température et de la profondeur, dans les argiles et les évaporites, en relation avec des réactions dans les grès.

2.4.1 Dissolution de la phase primaire

La dissolution des feldspaths potassiques dans les formations gréseuses se produit à des profondeurs et des températures comprises respectivement entre 1,5 et 4,5 km, et 50 à 150°C (Wilkinson et al., 2001). Le remplacement des feldspaths potassiques par la kaolinite, ou l'illite, est sensible aux conditions de pH et à l'activité du potassium aqueux (Worden & Morad, 2000b) (Equation 1). De plus, la dissolution du feldspath potassique constitue une source potentielle de silice, comme le montre Hoog (1989) et Jourdan et al. (1987), pour les grès de la mer du Nord (Equation 2).

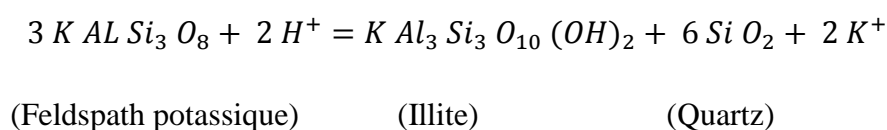


Cependant, la diminution de la teneur en feldspaths potassiques, avec l'augmentation de la profondeur, ne signifie pas toujours une simple diminution du volume total de feldspaths. Ce comportement peut s'expliquer par une albitisation pseudomorphique qui reprend la forme et le volume du feldspath potassique détritique (Morad, 1986). L'albitisation des feldspaths commence à partir de 65°C et le maximum de la réaction se fait à des températures supérieures à 100-130°C (Worden & Morad, 2000b) :

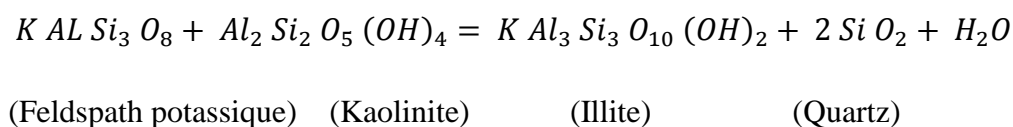


2.4.2 *Déstabilisation des phases argileuses*

La smectite subit progressivement un remplacement par l'illite pour une température supérieure à 70-90°C (Boles & Franks, 1979; McKinley et al., 2003). Dans les grès, il est possible que l'illite associée à des smectites secondaires, remplace des smectites initiales. L'illite pure, n'ayant pas subi des températures supérieures à 100-120°C, provient de la précipitation directe des eaux interstitielles, avec le potassium provenant de la dégradation du feldspath potassique. La formation de l'illite à partir de l'altération du feldspath potassique peut se faire suivant la réaction suivante (Giles, 1987) :



La réaction de la kaolinite avec le feldspath potassique, qui conduit à la précipitation d'illite et du quartz, est importante dans les grès et les formations riches en argile (Bjorkum & Gjelsvik, 1988; Worden & Morad, 2000b) :



Cette réaction est possible à partir de 70°C, mais elle est omniprésente pour des températures supérieures à 130°C. Selon les modèles d'équilibre thermodynamique, les feldspaths potassiques et la kaolinite sont instables ensemble.

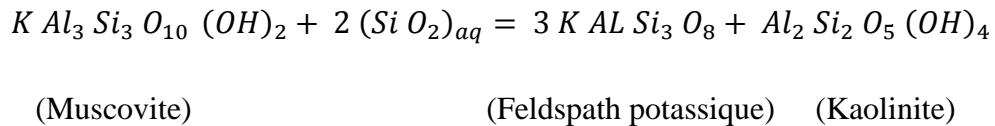
Pour des profondeurs d'enfouissement comprises entre 3 et 4,5 km et pour des températures de l'ordre de 90 à 130 °C, la kaolinite éogénique est sujette à des dissolutions et des reprécipitations en cristaux de dickite sous forme de blocs ordonnés et désordonnés (Beaufort et al., 1998; Ehrenberg et al., 1993; McAulay et al., 1994).

La kaolinite peut être remplacée par des chlorites, surtout dans des systèmes qui n'ont que peu de potassium, empêchant la croissance de l'illite au dépend de la kaolinite. La chloritisation de la kaolinite se produit pour des profondeurs allant de 3,5 à 4,5 km et des températures de 165 à 200°C (Boles & Franks, 1979).

La précipitation de chlorites secondaires autour des grains se produit initialement par la transformation des argiles riches en fer, à des profondeurs d'enfouissement supérieures à 3km et à des températures supérieures à 90-100°C (Aagaard et al., 2000; Ehrenberg et al., 1993).

2.4.3 Cimentation du réseau

Des surcroissances de feldspaths potassiques indiquent que des fluides ont dû être sursaturés par rapport aux feldspaths alors qu'ils peuvent indiquer des preuves de dissolution. Le potassium nécessaire à la néoformation des feldspaths potassiques peut provenir de la déstabilisation de la muscovite (Bjorkum & Gjelsvik, 1988) :



Cette réaction entraîne la surcroissance de feldspaths potassiques et la précipitation de kaolinites, pour des températures faibles, de l'ordre de 25 à 50°C.

La néoformation de quartz est un processus important pour des températures supérieures à 70-80°C (Giles et al., 2000). Le maximum de cimentation par du quartz se fait à des températures comprises entre 80 et 100°C.

Dans les grès, la cimentation carbonatée est généralement dominée par la précipitation de dolomite ferrifère et intervient à des températures égales ou supérieures à 100°C. Cependant, un grand nombre de ciments carbonatés (calcite ferrifère, dolomite non ferrifère, sidérite) se mettent en place suivant de larges conditions de pressions et de températures dans les grès (Morad, 1998).

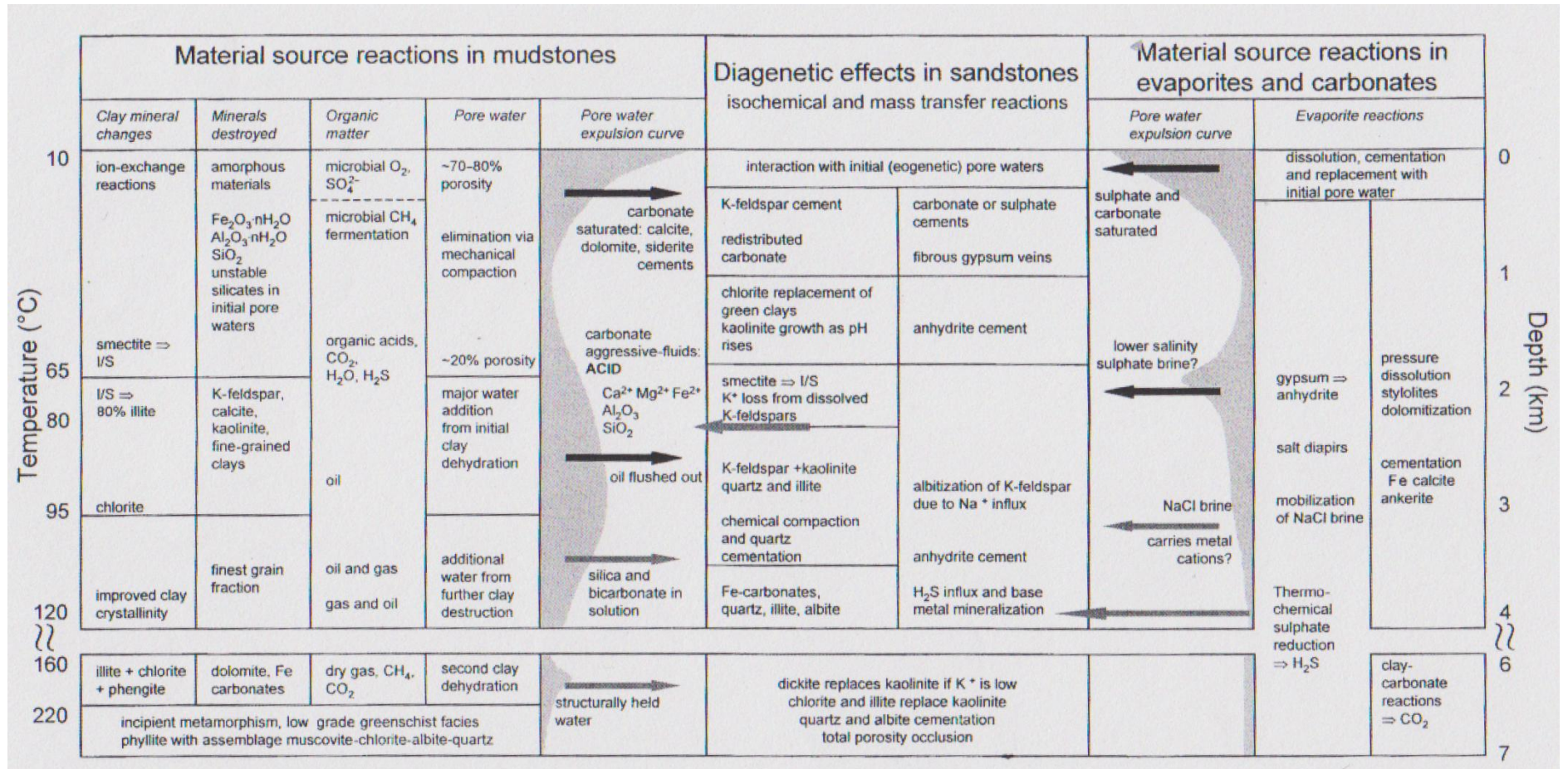


Figure 29 : Résumé des processus diagénétiques, en relation avec la profondeur et la température, dans les argiles, les évaporites et les carbonates, et qui peuvent mener à des réactions dans les grès (Worden & Burley, (2003) et auteurs cités)

2.5 La porosité secondaire

2.5.1 Définition

La porosité secondaire est définie comme étant une nouvelle porosité créée par la dissolution des grains détritiques, de la matrice ou des premiers ciments. La fracturation des grains et les phénomènes de retrait (ou de contraction) font également partie des processus conduisant à la formation de porosité secondaire. La porosité secondaire s'additionne à la porosité primaire pour former la porosité totale de la roche (Schmidt & MacDonald, 1979b; Schmidt & MacDonald, 1979a). Dans les grès, la porosité secondaire est le résultat de la dissolution des constituants non-silicatés (les ciments sulfatés ou carbonatés) ou des principaux minéraux constitutifs de la roche (Baumann et al., 1985; Bjorlykke, 1984; Chowdhury & Noble, 1992; Lindqvist, 1977; Louks et al., 1979; Lundegard et al., 1984; MacBride, 1977; Moore & Druckman, 1980; Nagtegaal, 1978; Nedkvitne & Bjorlykke, 1992; Parker, 1974; Pye & Krinsley, 1985; Pye & Krinsley, 1986; Schenk & Randall, 1985; Schmidt & MacDonald, 1979b; Schmidt & MacDonald, 1979a; Stanton, 1977; Taylor, 1990).

2.5.2 Classification de la porosité secondaire

La porosité secondaire peut être divisée en cinq classes en fonction de leurs origines (Schmidt & MacDonald, 1979a) (Figure 30) :

- La porosité de fracturation, elle rassemble tous les espaces associés aux fractures, aux fissures nouvellement formées ou aux fentes de retrait.
- La porosité de contraction « shrinkage », elle se forme du fait de la réduction de volumes de certaines phases solides, par déshydratation et/ou recristallisation de certains minéraux (glauconie, hématite, agrégat de boue).
- La porosité par dissolution des constituants détritiques, elle résulte de la dissolution sélective des grains et/ou de la matrice soluble.
- La porosité par dissolution des ciments authigènes, elle résulte de la dissolution des ciments carbonatés (calcite, sidérite, dolomite) et sulfatés (anhydrite, gypse) qui ont pu occuper des sites de porosité primaire et secondaire.
- La porosité par dissolution des minéraux de remplacement, elle résulte de la dissolution de minéraux solubles (calcite, sidérite, dolomite, anhydrite, gypse) qui remplaçaient déjà des constituants détritiques et/ou des ciments authigènes.

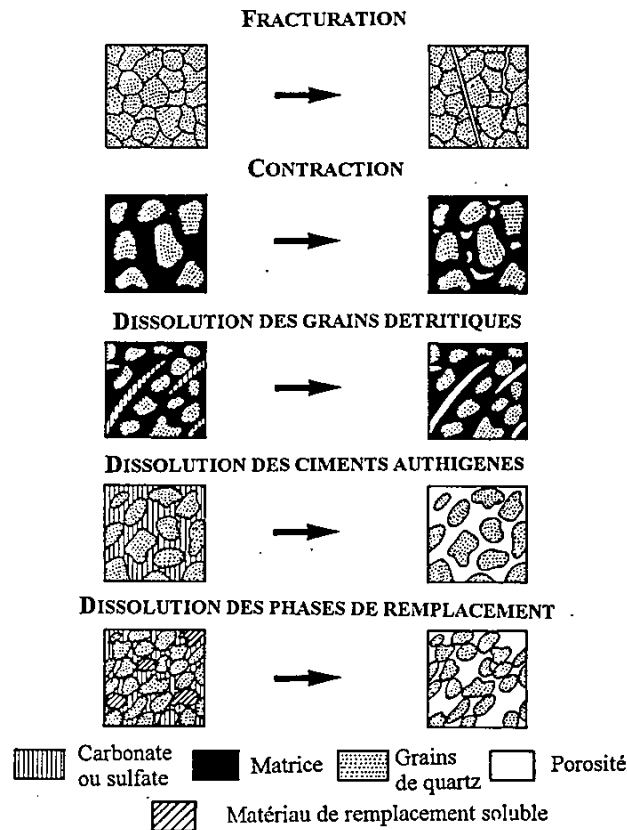


Figure 30 : Représentation schématique des mécanismes à l'origine de la porosité secondaire (empruntée à Sizun, (1995)) modifié d'après Schmidt & MacDonald (1979a)

3 Fractures et failles

Les fractures et les failles, correspondant à des structures importantes de déformation qui affectent la formation gréseuse du Buntsandstein, sont décrites dans cette partie.

3.1 Fractures

3.1.1 Définition de la fracture

Le terme de « fracture » est utilisé dans ce manuscrit pour qualifier toutes les discontinuités structurales qui affectent un volume rocheux, dont la rhéologie est dans le domaine du fragile (Price & Cosgrove, 1990), avec ou sans rejet et possédant ou non un remplissage. Trois caractéristiques définissent les fractures : (1) elles sont formées par deux surfaces parallèles, constituant les lèvres, qui se rejoignent au front de la fracture, (2) les deux surfaces sont plus ou moins planes et (3) le déplacement relatif de ces deux surfaces est nul ou très faible en comparaison de la longueur de la fracture (Pollard & Segall, 1987).

Trois modes de formation et de propagation d'une fracture sont distingués (Guéguen & Palciauskas, 1992) (Figure 31) :

- Mode 1 : (ouverture) le mouvement relatif est perpendiculaire au plan de fracture, et parallèle à la surface pour les fractures en cisaillement.
- Mode 2 : (glissement plan) le mouvement relatif est parallèle à la direction de propagation de la fracture.
- Mode 3 : (glissement anti plan) le mouvement relatif est perpendiculaire à la direction de propagation de la fracture.

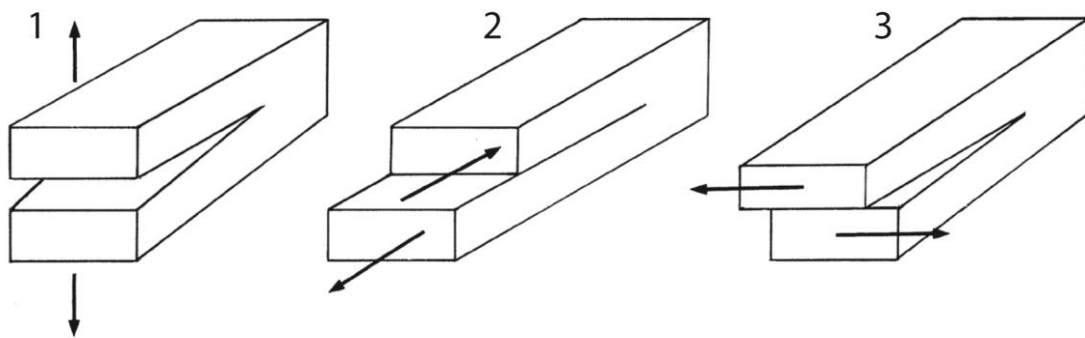


Figure 31: Trois modes de propagation des fractures (Guéguen & Palciauskas, 1992)

3.1.2 Réseaux de fractures

Le réseau de fracture désigne l'ensemble des fractures qui affectent une masse rocheuse et qui ne sont pas forcément générées au cours de la même phase de déformation. Il est généralement constitué par plusieurs familles de fractures, d'orientations différentes, qui lorsqu'elles sont en connexion découpent la roche en blocs de tailles et de formes variables. Une famille de fractures correspond à un ensemble de fractures du même type et qui ont en moyenne la même direction.

Il est possible de distinguer : (1) des joints, des fentes, des veines qui correspondent à des fractures en tension, sans déplacement relatif des surfaces, ou (2) des bandes cisailantes ou des failles qui correspondent à des fractures en cisaillement, c'est-à-dire avec déplacement relatif des surfaces. Dans les mêmes conditions de formation, une famille de fractures se définit par les caractéristiques propres des fractures : orientation, dimension, ouverture..., ainsi que par la distribution des fractures : espacement, densité. Les familles de fractures sont dites conjuguées si elles sont orientées de manière symétrique par rapport aux directions de la déformation principale. Les fractures sont qualifiées de synthétiques et antithétiques si leur

pendage est respectivement dans la même direction et dans la direction opposée à celle de l'accident principal. Il y a trois grands types d'organisation de la fracturation : dans les zones de faille, une fracturation diffuse et une fracturation sous la forme de couloirs de fractures. Un couloir fracturé correspond à une zone de relativement forte concentration de fractures. Elles peuvent être parallèles à la direction du couloir ou fortement obliques à la direction principale. Elles peuvent aussi correspondre à des structures de Riedel dont les angles par rapport à la direction moyenne du couloir sont d'environ 15 et 75° (Price & Cosgrove, 1990).

3.2 Définition de la zone de faille

Une faille correspond à une surface de discontinuité séparant deux compartiments qui présentent un déplacement relatif. Cependant, une faille n'est pas une simple discontinuité, elle est caractérisée par un volume plus ou moins large où se localise une partie de la déformation. Cette bande correspond au volume de roches déformées par la propagation, les connexions et le déplacement de la faille. Cette bande de déformation est définie comme étant la zone de faille (Peacock et al., 2000). La zone de faille (Figure 32) est composée (1) par une partie centrale, le cœur de faille qui a concentré la déformation et où se concentre le glissement, composé de cataclasite, de mylonite et/ou de gouge, (2) d'une partie périphérique, la zone endommagée qui est mécaniquement induite par le développement de la faille et est formée de systèmes complexes de fractures et de failles ainsi que d'une matrice déformée ou altérée (Blenkinsop, 2008; Caine et al., 1996; Chester & Logan, 1987; D'Alessio & Martel, 2004; Schulz & Evans, 2000; Sibson, 1977). Les épaisseurs sont variables, dépendantes de la nature des matériaux et du mode de sollicitation. (3) Enfin, le protolithe correspond aux zones qui n'ont pas subi l'altération et la fracturation associée à la mise en place ou à la réactivation de la faille.

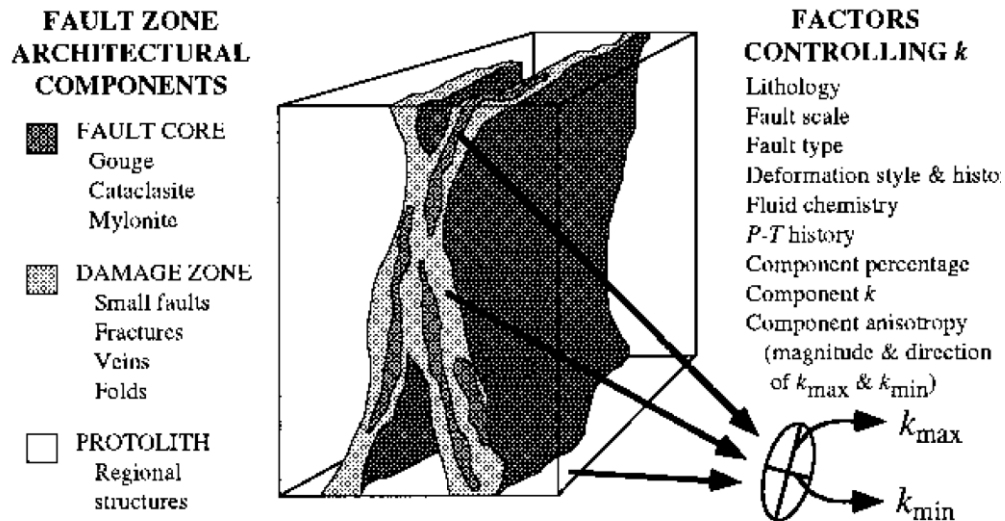


Figure 32 : Modèle conceptuel de la zone de faille (Caine et al., 1996). L'ellipse représente la magnitude relative et l'orientation du tenseur de perméabilité (k).

4 Caractérisation des réservoirs gréseux fracturés

La circulation de fluides dans un réservoir gréseux peut être contrôlée par deux facteurs principaux : la matrice sédimentaire et/ou le réseau de failles et de fractures. La circulation se fait donc au travers de systèmes microscopiques : les pores et les fissures, et/ou de systèmes macroscopiques : les failles et les fractures.

4.1 Influence de l'architecture sédimentaire

Les séries sédimentaires détritiques de plaines alluviales sont caractérisées par une grande variabilité de la nature, de l'extension spatiale et de l'épaisseur des faciès. Cette forte hétérogénéité entraîne une grande variabilité des caractéristiques pétrophysiques qui y sont associées. Il est possible de distinguer les hétérogénéités depuis l'échelle de la formation (plurikilométrique) à celle de l'assemblage gréseux (millimétrique à micrométrique) (Weber, 1986) (Figure 33). Généralement, dans les réservoirs gréseux fluviaux, les corps gréseux sont disposés en alternance avec des bancs argileux, et sont plus ou moins bien connectés les uns aux autres.

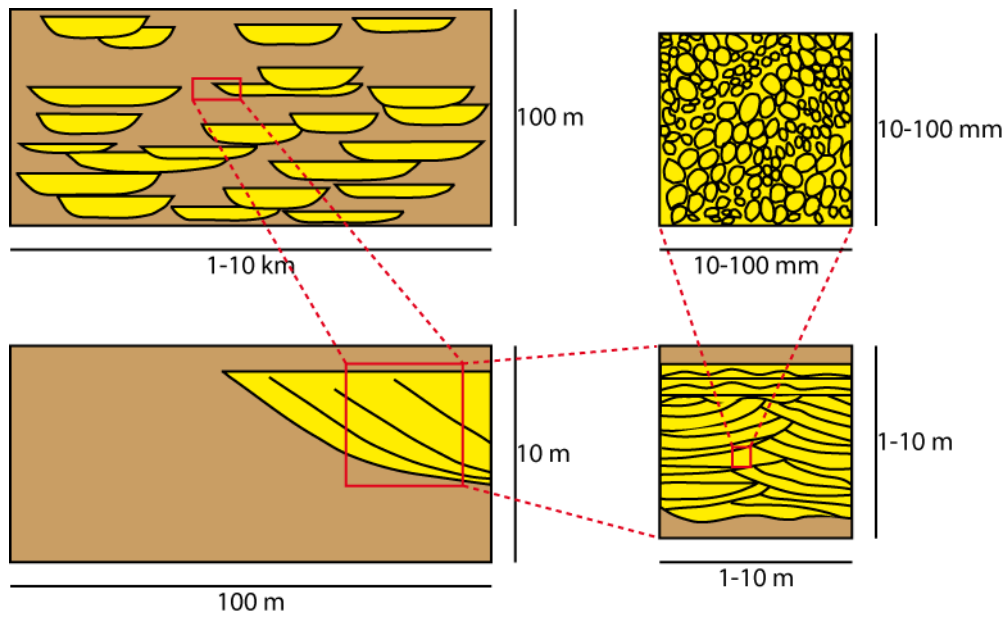


Figure 33: Hiérarchisation des hétérogénéités dans un réservoir fluvial (modifiée d'après Webber, (1986) ; en jaune : les corps gréseux – en brun : les corps argileux)

L'architecture sédimentaire se définit comme étant l'agencement spatial des corps sédimentaires et leur connectivité potentielle. La distribution des différents corps sédimentaires, issus d'environnements de dépôts différents (éolien, playa lake, chenaux en tresse, chenaux méandriiformes, ...), conduit à d'importantes hétérogénéités de porosité et d'anisotropie de perméabilité, qui vont influencer le transfert de fluides dans la formation (Bongiolo & Scherer, 2010; Hornung & Aignier, 2002; McKinley et al., 2011; Meyer, 2002; Meyer & Krause, 2006; Moreton et al., 2002; Pranter et al., 2007; Sass & Götz, 2012) (Figure 34).

alluvial plain

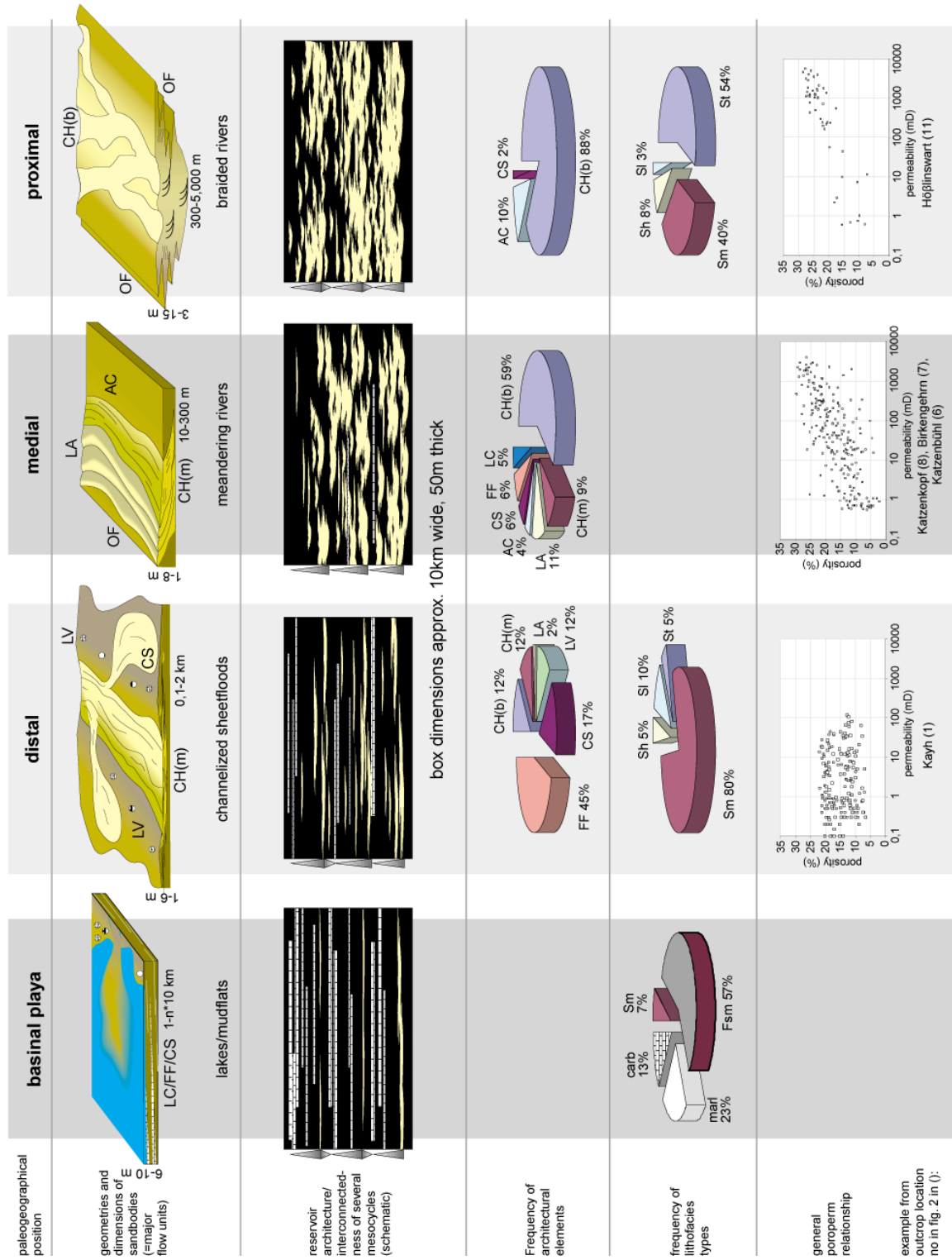


Figure 34 : Compilation de données issues de l'étude de la formation du Stubensandstein incluant : l'architecture du réservoir, les unités favorables au transfert de fluides, la proportion des lithofaciés et des éléments architecturaux, les propriétés pétrophysiques. (Hornung & Aignier, 2002) (CH(b) : Channel or channel belt filled with bed-load sediments ; CH(m) : Channel or channel belt filled with mixed-load sediments ; AC : Abandoned channel filled with suspended load sediments ; LA: Lateral accretion ; LV : Levée ; CS : Crevasse play ; FF : Floodplain fines ; LC : Lacustrine sediments)

Dans un hypothétique réservoir gréseux, composé par des chenaux fluviaux perméables intercalés dans des niveaux argileux peu perméables, deux puits géothermiques, l'un injecteur et l'autre producteur, ne sont pas nécessairement connectés entre eux par un corps perméable continu ou par une série de petits corps perméables connectés les uns aux autres (Figure 35). Des chenaux potentiellement perméables et connectés au puits injecteur, peuvent être isolés du transit de fluides géothermiques du fait de dépôts argileux en base de chenal (Figure 35), constituant une barrière imperméable (Figure 35).

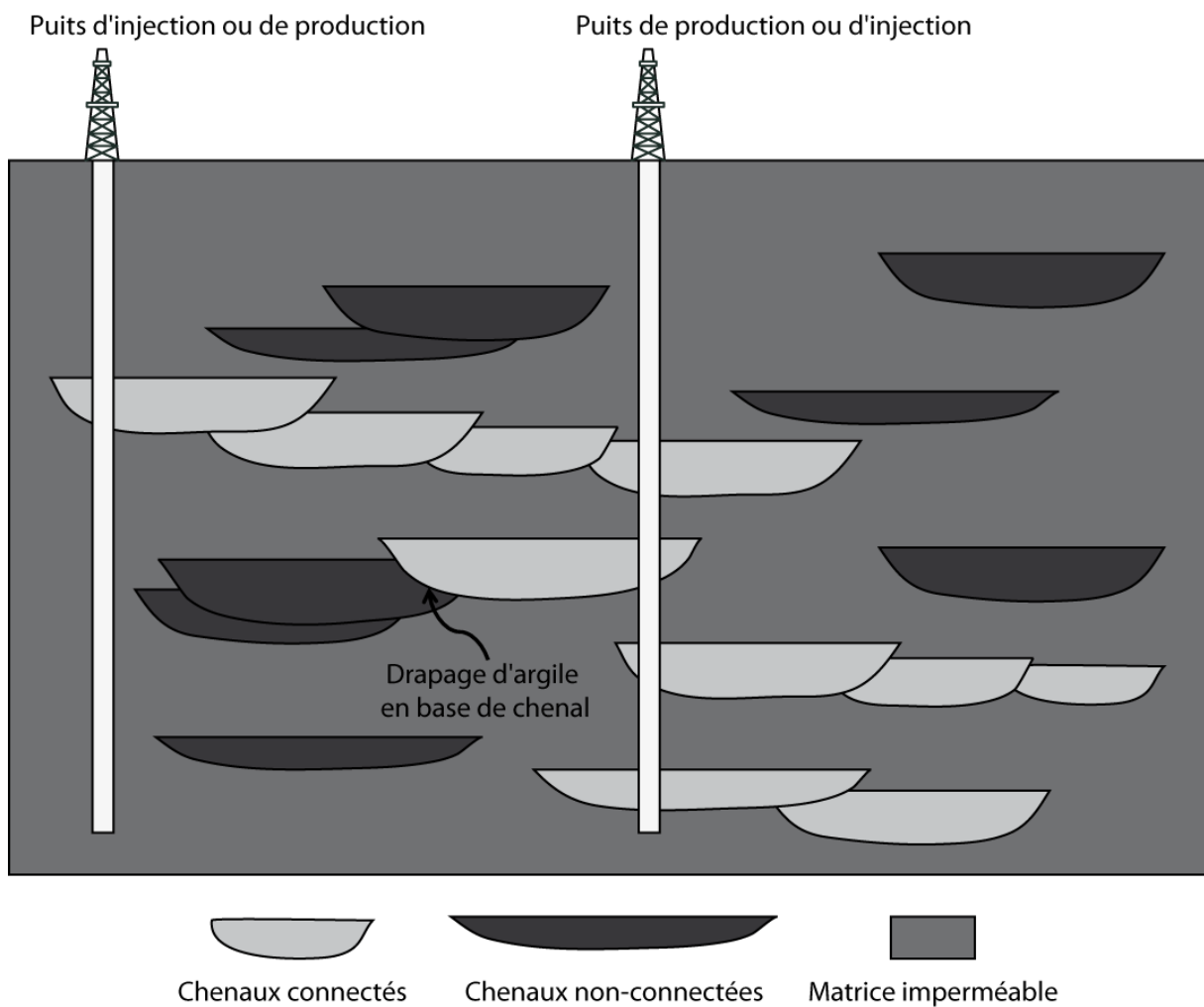


Figure 35 : Influence de la connectivité des éléments perméables dans un réservoir gréseux (modifiée d'après Weber,(1986)

4.2 Influence des fractures et des failles

Comme nous l'avons vu précédemment, les grès possèdent des propriétés de transferts hétérogènes. Les fractures tendent à modifier ces propriétés : les fractures ouvertes vont augmenter la porosité et la perméabilité locales. Par opposition, les fractures colmatées par des précipitations minérales, vont diminuer la porosité et la perméabilité locales. Ainsi, les fractures vont développer ou renforcer les anisotropies de perméabilité qui vont agir sur la circulation de fluides dans la formation.

Le comportement hydraulique d'une zone de faille est lié à ses caractéristiques mécaniques (Antonellini & Aydin, 1994; Aydin, 2000; Caine et al., 1996) qui sont modifiées par les transformations minérales et structurales : fracturation, broyage... D'une part, dans la zone endommagée le nombre des fractures et leur interconnexion augmentent (Beach et al., 1999). Cette caractéristique peut provoquer une augmentation de la perméabilité qui peut être alors supérieure à celle du protolithe sain et du cœur de faille (Caine et al., 1996; Chester & Logan, 1987). Les précipitations minérales, contemporaines ou postérieures à la genèse des failles, soulignent que cette zone peut servir de drain préférentiel pour les fluides (Fisher & Knipe, 1998; Hippler, 1993; Labaume & Moretti, 2001). D'autre part, le cœur de faille peut constituer une barrière de perméabilité et donc conduire à la formation d'importantes anisotropies (Branquet et al., 1999; Chester & Logan, 1987; Cox, 1999; Evans, 1988; Faulkner et al., 2010; Goddard & Evans, 1994; Labaume & Moretti, 2001; O'Hara, 1988; Smith, 1980; Surma, 2003; Surma et al., 2003; Wibberley, 1999; Wibberley & McCaig, 2000).

Suivant ce modèle, un schéma conceptuel a été proposé, illustrant les différents comportements hydrauliques d'une zone de faille en fonction de la proportion relative du cœur et de la zone endommagée dans l'architecture de la zone de faille (Figure 36). Quatre pôles structuraux ont été définis : (1) le cœur de faille et la zone endommagée sont peu développés, le conduit est localisé au niveau de l'espace entre les deux épontes du plan de faille, (2) le cœur de faille est peu développé et la zone endommagée est fortement développée, la zone de circulation est distribuée dans la zone endommagée, (3) le cœur de faille est fortement développé et la zone endommagée est peu développée, la barrière est localisée au niveau du cœur de la zone de faille, et (4) le cœur de faille et la zone endommagée sont fortement développés, ce type de structures combine l'effet de conduit au niveau de la zone endommagée et de barrière au niveau du cœur de la zone de faille.

Cependant, ce modèle qualitatif ne tient pas compte de la complexité architecturale des zones de faille : notamment de la variation d'épaisseur du cœur de faille ou de la zone endommagée, ni de la connectivité des fractures composant la zone endommagée, permettant d'estimer les débits. Ces différents facteurs peuvent en effet modifier son comportement hydraulique (Faulkner et al., 2010).

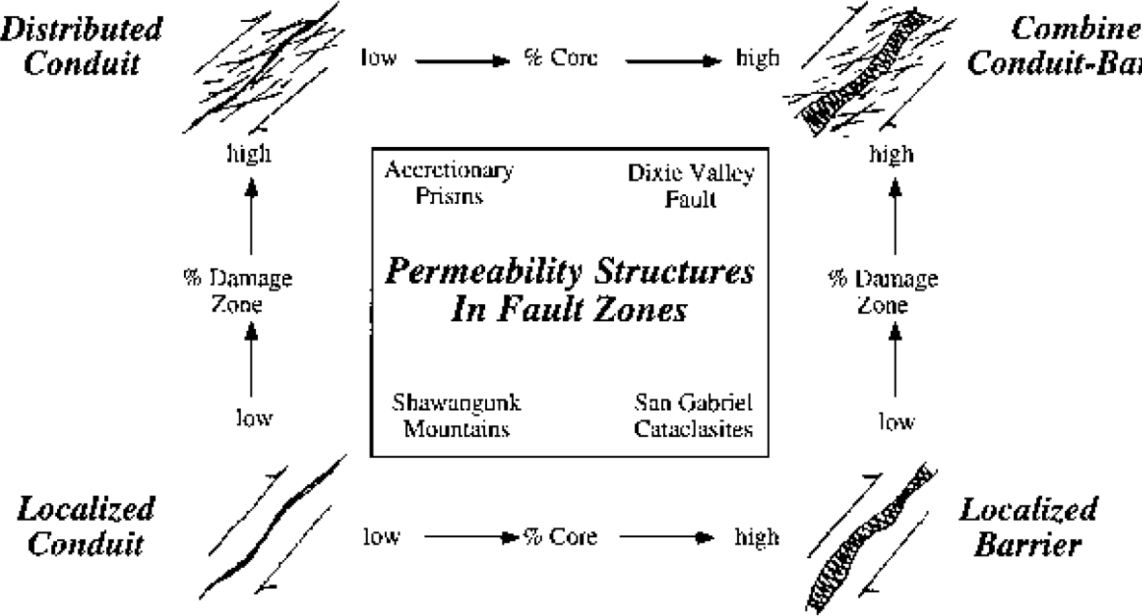


Figure 36 : Illustration des différents types de comportement hydraulique des zones de faille (Caine et al., 1996)

5 La série gréseuse du Buntsandstein

5.1 Sédimentation et paléogéographie en Europe occidentale durant le Permo-Trias.

Un ensemble de cartes, proposées par Bourquin et al. (2011), permet de suivre l'évolution paléogéographique de la formation du Buntsandstein, au Permo-Trias, en Europe occidentale.

Trois domaines sont distingués : ils sont composés par deux bassins principaux, au Nord et au Sud, séparés par la chaîne Varisque qui forme un haut topographique.

Le domaine varisque concerne les bassins des Pyrénées et du Massif Central français (Figure 37a & Figure 38).

Le domaine nord comprend les bassins des Shetlands occidentales, de la mer Celtique, le bassin de Wessex (Devon), le graben central de Mer du Nord, le bassin germanique central, le bassin de Paris (Figure 37b & Figure 38).

Le domaine sud comprend les bassins de la chaîne centrale ibérique (branche Castillane et Aragon), de la chaîne côtière Catalane (région de Garraf et de Montseny), les îles Baléares (Majorque et Minorque), le bassin provençal et de la Sardaigne (Figure 37c & Figure 38).

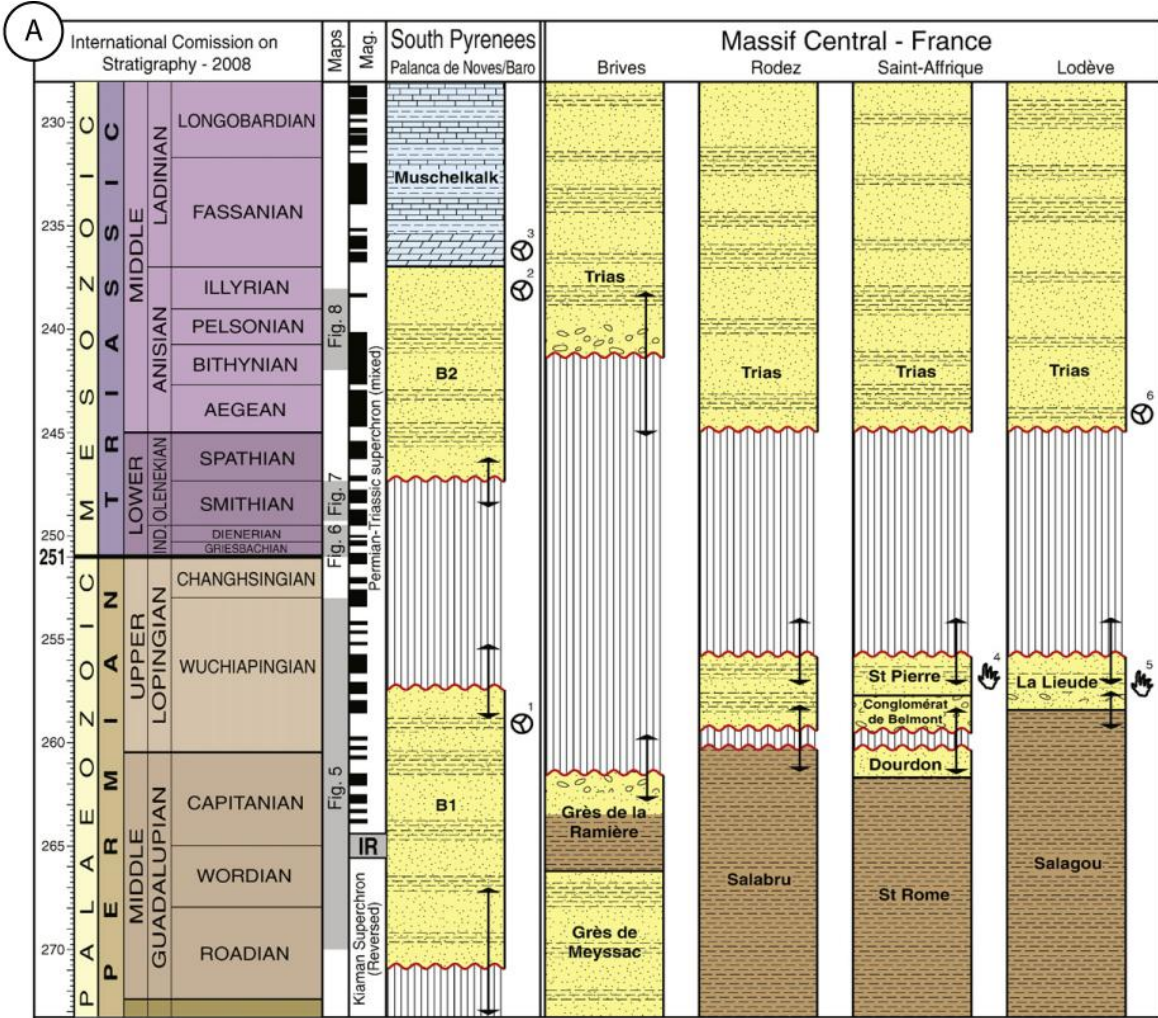
5.1.1 Sédimentation

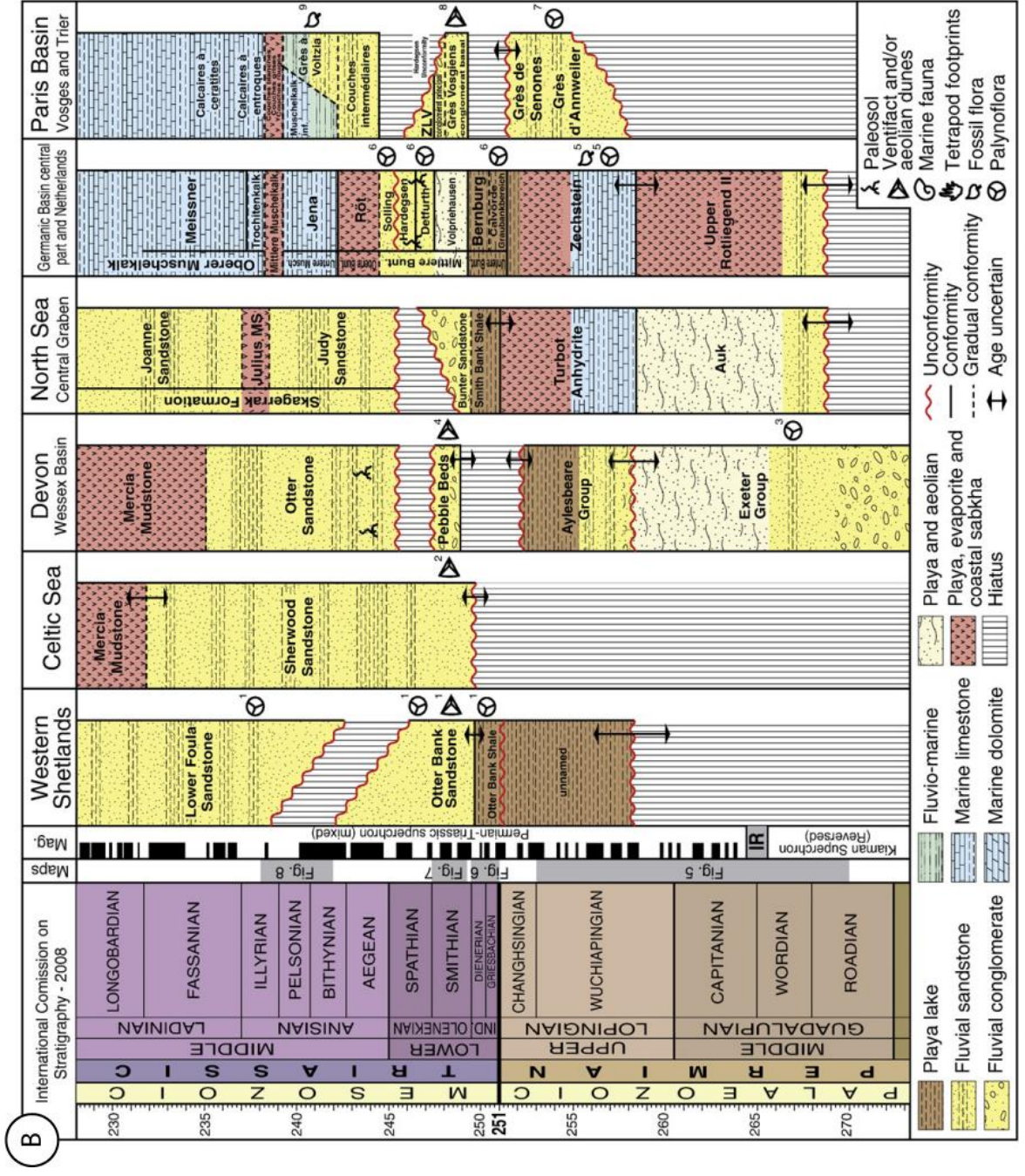
A partir de l'analyse des différents bassins étudiés, Bourquin et al., (2011) proposent une synthèse des caractéristiques sédimentologiques des dépôts permo-triasiques (Figure 37).

Au Permien moyen et supérieur, la sédimentation diffère dans les domaines nord et sud. Dans les bassins du domaine nord (Figure 37b), la sédimentation est caractérisée par un cycle transgressif, suivi à la fin du Permien par un cycle régressif. Les sédiments présentent donc une évolution verticale en deux cycles : le premier cycle comprend des sédiments qui vont des dépôts évaporitiques jusqu'à des dépôts carbonatés typiques d'un environnement marin peu profond, puis les sédiments du second cycle évoluent des dépôts marins peu profonds à des dépôts évaporitiques et fluvio-lacustres. Dans les bassins du domaine sud (Figure 37c), la sédimentation au Permien moyen et supérieur est caractérisée par une phase de rétrogradation, présentant des dépôts allant des cônes alluviaux jusqu'aux dépôts de playa lake. Ensuite, la sédimentation diffère en fonction des bassins : dans les bassins de la branche Castillane, de la chaîne côtière Catalane, des îles Baléares, de Rodez, de Saint-Affrique et de Lodève, la sédimentation présente une tendance à la progradation depuis des dépôts de playa lake jusqu'à

des dépôts de conglomérats et de grès fluviatiles, alors que dans les bassins du SE de la France, de Sardaigne, de la branche Aragon, de Brive, de Blanzey-Le-Creusot, d'Autun et de Bourbon-l'Archambault/Aumance, il y a absence de dépôts et/ou érosion.

Dans l'ensemble de l'Europe occidentale, les premiers dépôts du Trias, à l'Induen, ne sont préservés que dans le bassin germanique et dans les Shetlands occidentales (Figure 37b). Ils correspondent à la fin de la tendance à la progradation du Permien et sont formés par des dépôts de playa lake, déposés sous des conditions climatiques chaudes et semi-arides. Dans les autres bassins européens (Figure 37), les premiers dépôts post-paléozoïques sont datés de l'Olénékien. Au début de l'Olénékien, il n'y a pas de présence de paléosols, mais des galets éolisés et des dépôts éoliens traduisant les conditions climatiques chaudes et hyper arides du Smithien. Il s'en suit des dépôts de paléosols mis en place sous les conditions plus humides du Spathien. Dans le domaine nord (Figure 37b), à la suite d'un hiatus de sédimentation le long de la marge du bassin, marqué par le développement de paléosols, la discontinuité d'origine tectonique d'Hardegese est observée. Dans le domaine sud (Figure 37c), seul ce hiatus de sédimentation est décrit, marqué par la présence de paléosols. Puis, au dessus, la sédimentation de l'Anisien-Landinien débute par des dépôts fluviatiles auxquels succèdent des dépôts montrant une invasion marine. Durant le Spathien et l'Anisien, la présence de paléosols, de palynoflores et de macroflores atteste de conditions climatiques moins arides.





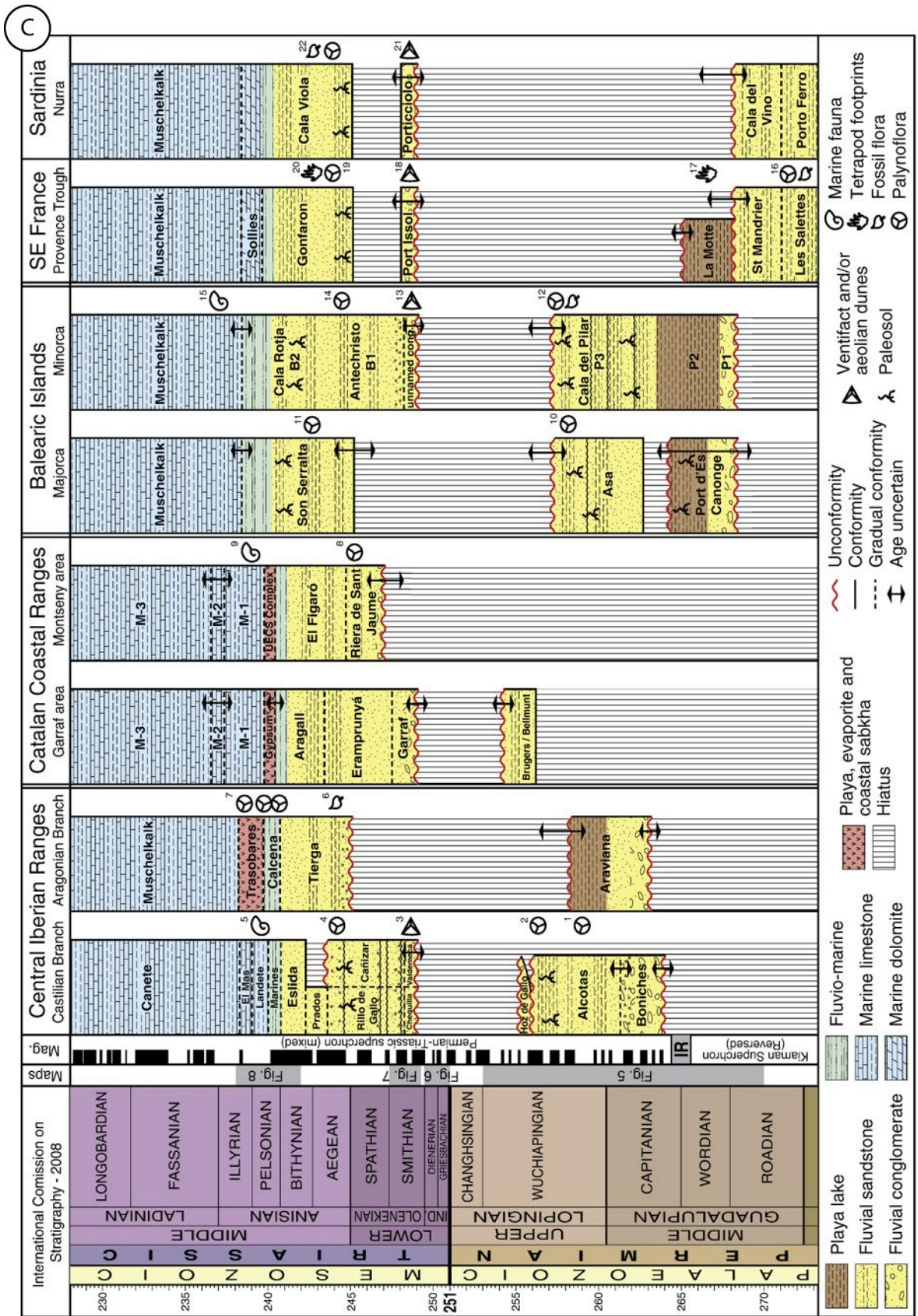


Figure 37: Corrélations stratigraphiques entre les formations permo-triasiques, (a) des bassins pyrénéens et du Massif Central français, (b) des bassins du domaine nord, (c) des bassins du domaine sud. ((Bourquin et al., 2011) et auteurs cités)

5.1.2 Paléogéographie

A partir de ces caractéristiques sédimentologiques, Bourquin et al., (2011) proposent une reconstruction paléogéographique du NW du domaine péri-téthysien (Figure 38).

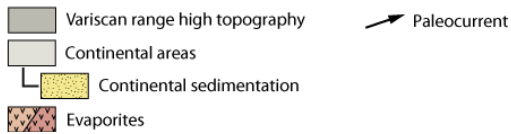
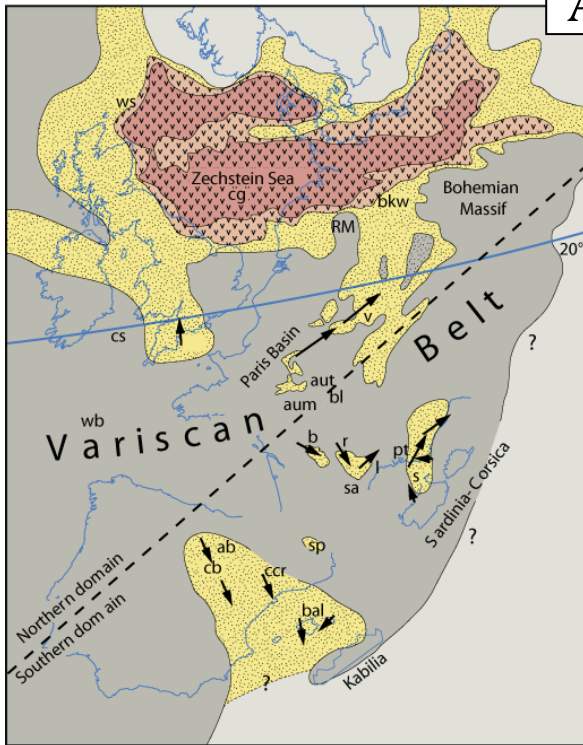
En Europe occidentale, dans le domaine nord, les aires de sédimentation permienne sont souvent connectées à un large bassin sub-endoréique occupé par la mer du Zechstein (Figure 38A). Ce bassin majeur montre une grande variété dans la nature des dépôts : évaporitiques, carbonatés marins peu profonds, playas lakes et fluviatiles. Les dépôts fluvio-lacustres se localisent sur la marge sud de ce large bassin, avec une augmentation des dépôts fluviatiles au cours du temps. Les paléocourants y indiquent un flux en direction du Nord. Dans la zone varisque, se développent des micros bassins à remplissage fluviolacustre. Dans le domaine sud, trois types de bassins concentrent la sédimentation : (1) le grand bassin du SW (chaîne Ibérique et zone Baléares) marqué par un réseau fluviatile s'écoulant vers le SSE, probablement non connecté à l'océan Téthysien, (2) de nombreux petits bassins ayant une sédimentation active dont la source apparaît très proche (bassins pyrénéens, les bassins de Brive, de Rodez, de Saint-Affrique, de Lodève, de Nurra et du SE Français), (3) des zones en érosion et/ou sans dépôt notamment pendant le Permien supérieur (Blanzky-le-Creusot, Autun, Bourbon-l'Archambault). Ce domaine se heurte au SE sur les paléoreliefs du bloc Corso-sarde et probablement sur ceux de la future microplaque Kabylie (Cassini et al., 2003; Edel et al., 2001; Ronchi et al., 1998; Ronchi et al., 2008).

Une surface d'érosion majeure, correspondant à une discordance angulaire érosive, sépare les dépôts du Permien de ceux du Trias, sauf dans le bassin germanique central et dans les Shetlands occidentales, où sont préservés les dépôts induens (Trias Inférieur) (Graben Central de la Mer du Nord et Shetlands occidentales) (Figure 38B). Les sédiments induens sont essentiellement composés par des faciès de playa lake. Puis, les dépôts sédimentaires d'âge Olénékien (Figure 38, C) recouvrent la discontinuité permo/triasique et les dépôts induens. De plus, certains bassins suggèrent un changement dans la direction des paléocourants (NW Sardaigne, SE France, Minorque). Les dépôts silicoclastiques fluviatiles associés à des paléosols peu nombreux, mais incluant des galets éolisés ainsi que des dépôts de dunes éoliennes, se mettent en place durant une période aride (Szurlies, 2007). Les premiers paléosols d'âge Spathien (Olénékien supérieur) indiquent des conditions climatiques plus humides. Dans les domaines nord et sud, la sédimentation triasique, commençant au Smithien (Olénékien), est caractérisée par un système fluviatile s'écoulant, au travers d'une

plaine alluviale aride, en direction respectivement de l'Est et de l'Ouest. Dans le domaine intra-chaîne, il y a érosion et donc absence de dépôt. Un second arrêt de sédimentation, induit par la tectonique, est observé au Spathien supérieur, essentiellement dans les bassins d'Europe du nord. C'est la discontinuité de Hardegese. Les dépôts post-Trias inférieur (Figure 38, D) sont datés de l'Anisien grâce aux palynoflores et macroflores contenu dans les systèmes fluviaux. La transition Anisien/Ladinien est caractérisée par une transition allant d'une sédimentation fluviale jusqu'à une sédimentation marine, se mettant en place durant la transgression marine du Muschelkalk. Un hiatus de sédimentation englobe la transition Trias inférieur/moyen dans les bassins intra-chaîne de l'actuel Massif Central français. Les premiers sédiments mésozoïques y sont datés du Carien/Hettangien (Trias supérieur/Lias).

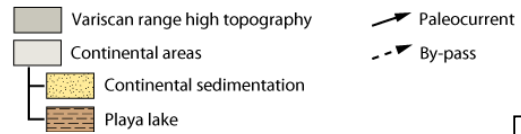
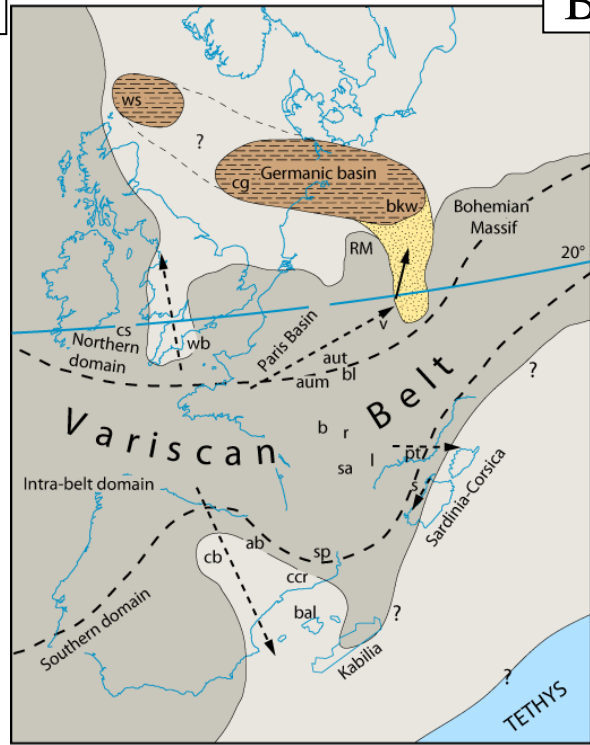
Middle - Late Permian

A



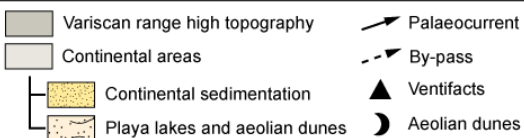
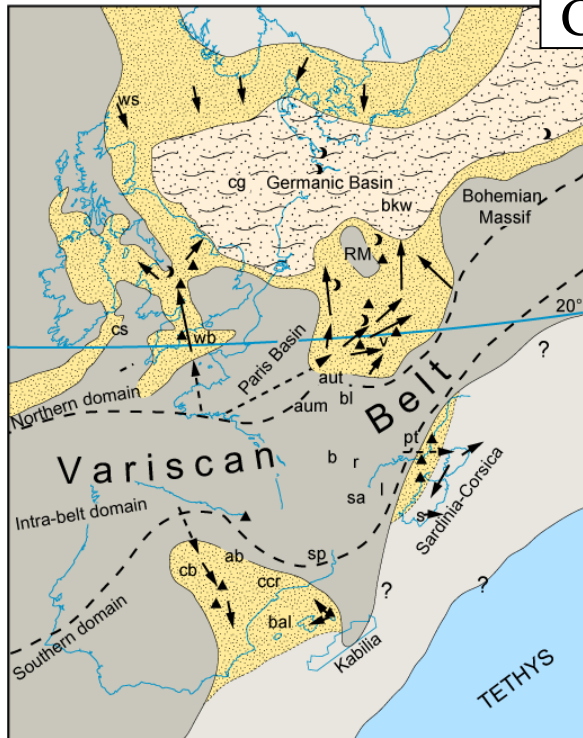
Induan

B



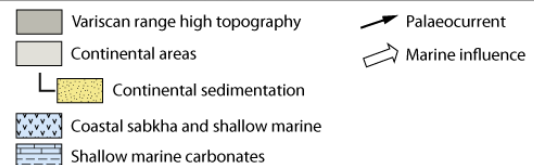
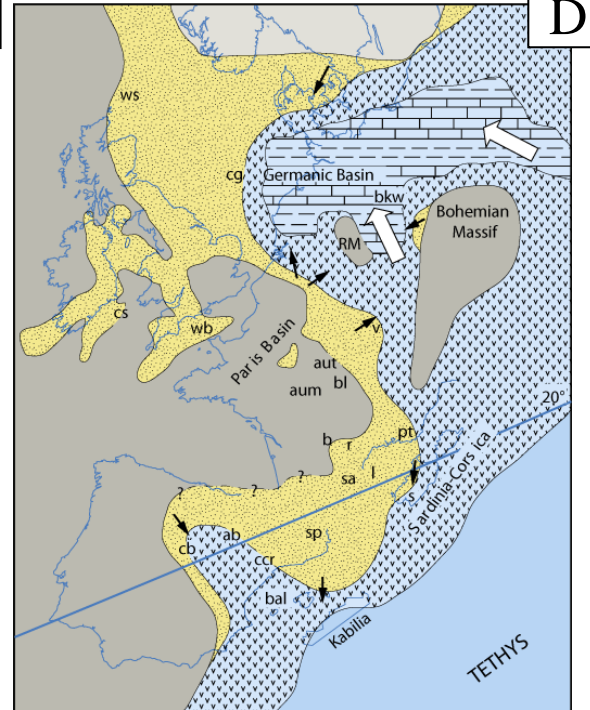
Olenekian

C



Middle Anisian

D



5.2 Description de la série du Buntsandstein du fossé Rhénan

En 1934, F. Von Alberti a créé le terme de Trias (Breitag zur einer Monographie des Bunten Sandsteins...) dans le but d'unifier les trois termes déjà utilisés en Allemagne : Buntsandstein, Muschelkalk et Keuper (Courel et al., 1980).

Les séries gréseuses du Buntsandstein sont divisées en trois grandes unités : le Buntsandstein inférieur, moyen et supérieur (Courel et al., 1980; Perriaux, 1961; Ricour, 1962) qui sont elles-mêmes divisées en différentes formations (Tableau 1).

Tableau 1: Subdivision du Buntsandstein des Vosges (Courel et al., 1980; Perriaux, 1961; Ricour, 1962). Les épaisseurs ne sont pas homogènes latéralement

GROUPE	FORMATION	PUISSANCE (m)
Muschelkalk inférieur	Grès coquilliers	20 - 30
Buntsandstein supérieur	Grès argileux*	6
	Grès à Meules*	12
	Couches intermédiaires supérieures	30
	Zone violette supérieure	paléosol
	Couches intermédiaires inférieures	30
Buntsandstein moyen	Zone limite violette	paléosol
	Conglomérat principal	25 (max.)
	Grès Vosgiens	300 - 400
Buntsandstein inférieur	Grès d'Annweiler/Grès de Senones	50 - 60
Permien	"Oberrot Liegende"	0 - 150

* = Grès à Voltzia

Figure 38 :(Page précédente) Reconstructions paléogéographiques de l'Europe Occidentale : (A) au Permien moyen/supérieur, (B) à l'Induen, (C) à l'Olénékien, (D) à l'Anisien moyen (Bourquin et al., 2011). Ws: Shetlands occidentales ; cs: Mer Celtique ; wb: Bassin de Wessex ; cg: Graben Central de la mer du Nord; bkw: puits bockenem ; v: Vosges et Triester ; cb: Branche Castellane ; ab: Branche Aragon ; ccr : Chaîne côtière Catalane ; bal: Iles Baléares (Minorque & Majorque); pt: zone Provençale (Bas-Argen, bassin Luc et région de Toulon-Cuers) ; s: Sardaigne; sp: Pyrénées méridionales; b: Brive; r: Rodez; sa: Saint Affrique; l: Lodève; aut: Autun; aum: Bourbon l'Archambault/Aumance; bl: Blanzay-Le Creusot; RM: massif Rhénan.

5.2.1 Les Grès Permians

Les Grès Permians se présentent à l’affleurement sous la forme de grès rouges à brun-rouges incluant quelques taches blanchâtres qui correspondent à des bancs ou des nodules dolomitiques. Dans ces grès, la dolomite soude les grains de quartz en formant un véritable ciment qui conduit à donner à la roche localement une grande dureté, contrastant avec la friabilité générale de cette formation. Les grains détritiques apparaissent non-usés et anguleux, avec une grande dispersion granulométrique (diamètre moyen : 0,40 mm), ils sont noyés dans une abondante « pâte » argilo-gréseuse teintée en brun rouge-sombre. Quelques galets centimétriques de granite et de gneiss sont observables, ainsi que des fragments anguleux dans les brèches de base au contact du socle. La composition moyenne de ces grès est : 58% de quartz, 41% de feldspaths et 1% de micas. La stratification peut apparaître oblique ou horizontale (Perriaux, 1961).

Les sédiments permians, issus du démantèlement de la chaîne hercynienne, se trouvent dans plusieurs bassins tels que les bassins Sarrois, Palatin ou de Villé... Ces derniers sont allongés suivant les directions varisques et sont séparés les uns des autres par des seuils anticlinaux. Ainsi, les produits de l’érosion s’accumulent dans un ensemble de bassins locaux, expliquant ainsi les importantes variations d’épaisseur. L’analyse des sédiments suggère une provenance proche, associée à un transport bref dans le temps, puis un épandage brutal sous la forme de coulées boueuses dans les cuvettes situées aux pieds même des reliefs (Perriaux, 1961).

5.2.2 Le Buntsandstein inférieur

La formation du Buntsandstein inférieur est constituée par des grès plus ou moins argileux et plus ou moins grossiers, qui se biseautent au Sud, aux environs de Saint Dié, et à l’Est dans la région de Baccarat-Raon l’étape (Guillocheau et al., 2002). Elle se distingue des grès permians par la finesse et le bon classement de ses grains (Courel et al., 1980).

La formation du Buntsandstein inférieur est classiquement représentée, dans les basses Vosges, par les grès d’Annweiler (Courel et al., 1980; Perriaux, 1961). A l’affleurement, ces grès apparaissent rouges à brun-rouges, constituant une formation d’une puissance d’environ 60 m. Elle est formée par une alternance de petits lits d’argilites et de bancs de grès de 0,25 à 2 m d’épaisseur. Des taches noires d’oxydes de manganèse ou d’oxydes de fer ocre foncé donnent le nom de « Tiegensandstein » à la formation par analogie des auteurs allemands. Les quartz, roses ou blancs, sont teintés superficiellement en brun-rouge par les ciments

ferrugineux. Des nodules de dolomie épigéniques apparaissent disséminés au sein de l'ensemble gréseux. Le diamètre moyen des éléments est de 0,16 mm et la formation se compose en moyenne par 75% de quartz, 24% de feldspaths et 1% de muscovite. La stratification y apparaît souvent horizontale, parfois oblique (Perriaux, 1961).

A Annweiler (Palatinat), la série gréseuse du Buntsandstein inférieur repose sur le dernier témoin de la dolomie marine du Zechstein. Les grès d'Annweiler sont mis en parallèle des grès tigrés de la Forêt Noire. Les couches de Senones, au toit des bassins permien de Saint Dié et de Villé, constituent des grès argileux généralement plus grossiers que ceux d'Annweiler et sont reconnus également (Hollinger, 1970; Konrad, 1971) comme l'équivalent des grès tigrés (Courel et al., 1980).

Les dépôts du Buntsandstein inférieur marquent une phase de transition entre les sédiments permien et triasiques. Les matériaux sont remaniés des formations du Permien et proviennent d'une source d'alimentation qui reste proche. Cependant, un régime de transfert fluvial de grande ampleur s'installe, contrastant avec les cônes de déjection permien.

Alors que dans la majeure partie du bassin germanique les séries du Buntsandstein sont séparés des dépôts du Rotligende par les faciès carbonatés et évaporitiques du Zechstein, en France, les dépôts du Zechstein sont complètement absents (Bourquin et al., 2011; Bourquin et al., 2007). Ainsi, les géologues français placent la limite du Buntsandstein au niveau de la discordance entre des dépôts de cônes de déjection dans des bassins restreints et des dépôts caractéristiques d'un transit fluvial de grande ampleur (Courel et al., 1980). Actuellement, les séries du Buntsandstein Inférieur, les grès de Senones et d'Annweiler, sont attribués au Permien Supérieur, équivalent au Zechstein (Durand et al., 1994). Et donc, les séries du Buntsandstein Moyen et Supérieur sont attribués au Trias.

5.2.3 Le Buntsandstein moyen

Le Buntsandstein moyen est composé par l'unité la plus épaisse de la série du Buntsandstein : le Grès Vosgiens, d'une puissance comprise entre 0 et 400 m. Au dessus des Grès Vosgiens, se situe le Conglomérat Principal, puis la Zone Limite Violette qui constitue la limite entre le Buntsandstein Moyen et Supérieur.

• Les Grès Vosgiens

A la base des Grès Vosgiens se trouve le Conglomérat Basal composé par de très nombreux galets et par une matrice sableuse et friable, d'une puissance de 8 à 10 m. Ce conglomérat est brun-rouge à jaunâtre (Perriaux, 1961).

La formation des Grès Vosgiens est composée par des grès de couleur rouge qui se présentent en bancs lenticulaires, dépassant fréquemment les 100 mètres de largeur et épais de plusieurs mètres. Ces structures à litage oblique montrent à leur base de fréquente concentration de galets et des figures d'érosion. Les bancs passent, à leur sommet, à de minces niveaux argileux plus clairs ou mouchetés, constitués d'alternances de petits lits de grès argileux et de lits d'argilites brunes qui présentent fréquemment des fentes de dessiccation et des rides d'oscillation. Les Grès Vosgiens présentent la composition minéralogique moyenne suivante : 85% de quartz, 15% de feldspaths et des traces de muscovite, pour un diamètre moyen des éléments de 0,22 mm (Perriaux, 1961). Ils sont également formés par de nombreux galets de quartz et de quartzite, pouvant être centimétriques.

Trois grands types d'environnement de dépôts ont été décrits précisément dans la formation du Trias Inférieur (Bourquin et al., 2009). Il s'agit d'environnement (1) de chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride avec préservation de quelques dépôts de dunes éoliennes et très peu de dépôts de plaines d'inondation, (2) d'ergs de marge composés de chenaux en tresses, de dunes éoliennes et de nappes de sable éolien, et (3) de playa lake, c'est-à-dire un environnement de lacs éphémères associés à des sédiments fluviatiles et éoliens. Ces environnements de dépôts sont diversement composés par des faciès argileux de plaines d'inondation et de mares, d'alternance de silts et de grès typiques de nappes de sable dans un lac temporaire, de conglomérats et de grès formant soit des dépôts de rivière en tresses, soit des dépôts éoliens.

• Le Conglomérat Principal

Ce conglomérat ou poudingue de Saint Odile, d'une puissance comprise entre 14 et 60 m (20 m en moyenne) se présente sous la forme d'une alternance de bancs de grès et de bancs conglomératiques, contenant de nombreux galets, à stratification oblique et de couleur brun-rouge. Les éléments des bancs gréseux ont un diamètre moyen de 0,2 mm, il est de 1,6 cm pour ceux des bancs conglomératiques (Perriaux, 1961).

- La Zone Limite Violette

Cette unité, d'une puissance de 4 à 5 m, se caractérise par des bancs d'argilites et de grès versicolores à dolomie et à cornaline, plus ou moins bréchiques, noduleux et irréguliers. Généralement, la couleur est violette, passant au jaune, vert ou blanc. Pris dans un ciment dolomitisé et silicifié, les quartz corrodés sont épigénisés par de la dolomie, elle-même épigénisée par de la cornaline. La stratification apparaît horizontale dans les bancs peu remaniés et « confuse » dans les bancs dolomitisés et silicifiés. La Zone Limite Violette correspond à un horizon pédogénétique plus ou moins hydromorphique, formé sous climat semi-aride (Durand & Meyer, 1978; Müller, 1954; Perriaux, 1961).

La terminologie utilisée pour définir les différentes formations du Buntsandstein moyen diffère en Palatinat, de celle de la zone vosgienne appartenant au bassin de Paris. L'équivalent de la formation des Grès Vosgiens y est divisé en trois catégories, de la base au sommet : les formations de Trifels, de Rehberg et Karlstal qui se distinguent par une augmentation de leur teneur en argiles (Bourquin et al., 2006). En Lorraine, le sommet des séries du Trias inférieur est marqué par la Zone Limite Violette qui correspond à un arrêt majeur de la sédimentation, conduisant à la mise en place d'un horizon de paléosols. De plus, le Conglomérat Principal est rarement exposé à l'affleurement dans les Vosges du Nord. Il est tronqué par la discontinuité d'Hardegessen qui recoupe localement la formation des Grès Vosgiens (Bourquin et al., 2006).

5.2.4 Le Buntsandstein Supérieur

- Les Couches Intermédiaires

Les Couches Intermédiaires sont constituées par les couches intermédiaires inférieures et supérieures, séparées par la Zone Violette Supérieure (Perriaux, 1961).

Les Couches Intermédiaires Inférieures, d'une puissance de 30 m, sont composées de bancs de 0,5 à 3 m d'épaisseur, à stratification oblique, de grès durs souvent caverneux. Ils apparaissent à l'affleurement de couleur lie de vin foncé parfois brun-rouge et rarement jaunâtre, et sont associés à des taches noirâtres d'oxyde de manganèse. Des galets de quartz et de quartzites sont également présents. Avec des grains d'un diamètre moyen de 0,24 mm, ils sont composés de 75% de quartz, 24% de feldspaths et de 1% de muscovite (Perriaux, 1961).

La Zone Violette Supérieure, d'une puissance de 0,5 à 2 m, est formée par des lits irréguliers renfermant de la dolomie et de la cornaline. Elle est composée par des quartz anguleux épigénisés par de la dolomie, elle-même épigénisée par de la cornaline. Elle apparaît

de couleur violette avec des taches et des bariolures blanchâtres, verdâtres et jaunâtres (Perriaux, 1961).

Les Couches Intermédiaires Supérieures constituent un ensemble de 15 à 25 m de puissance, et sont composées par des bancs de grès épais, massifs et irréguliers ainsi que par des lentilles d'argile étendues. Il est également observé la présence de niveaux dolomitiques plus ou moins violets. Cette formation gréseuse est de couleur lie de vin moyen, parfois jaunâtre ou blanchâtre avec quelques taches d'oxyde de manganèse. La stratification est oblique ou horizontale. La composition est de 75% de quartz, 25% orthose et des traces de muscovite, avec des grains d'un diamètre moyen de 0,15 mm. Il est possible d'observer des restes de fossiles au sommet de la formation (Perriaux, 1961).

Le dépôt des couches intermédiaires se fait dans une plaine alluviale avec des chenaux à faible sinuosité, avec des structures dominantes de fond de chenaux, de type barres transversales (Durand, 1978; Durand & Meyer, 1982), associées à des paléosols hydromorphiques (Durand, 1978). Les faciès argilo-silteux de plaine d'inondation, pouvant avoir une extension de plusieurs centaines de mètres, se retrouvent fréquemment en équivalent de la Zone Violette Supérieure.

- Le grès à Voltzia

Le grès à Voltzia correspond au dernier terme de la série gréseuse du Buntsandstein, avant les calcaires du Muschelkalk. Dans les Vosges du Nord, il atteint une puissance d'environ 20 m et est composé par deux niveaux : les Grès à Meules au dessus desquels se trouvent les Grès Argileux.

Les Grès à Meules ont une puissance comprise entre 5 et 15 m à l'affleurement (10 à 12 m en moyenne) et sont composés par des bancs gréseux massifs, épais de 1 à 10 m, séparés par des interlits très minces, argilo-micacés, associés à de rares lentilles d'argiles. Les bancs présentent des stratifications horizontales et quelque fois faiblement obliques. Ces niveaux présentent une couleur parfois lie de vin au sommet, beige, rose ou blanc, souvent beige à la base (Perriaux, 1961).

Les Grès Argileux correspondent à une formation d'une puissance comprise entre 1,2 et 13 m (7 à 8 m en moyenne). Ils se présentent sous la forme d'une alternance de bancs de grès et d'argiles de 0,10 à 1 m d'épaisseur, suivant une trilogie : (1) un ensemble argileux de base,

(2) les grès massifs au milieu et (3) au sommet, l'Argile Limite. Ils sont de couleur lie de vin, beige et gris, exposant une stratification très fine horizontale (Perriaux, 1961).

La granulométrie et la composition moyenne constituant les Grès à Voltzia sont constantes et sont respectivement de 0,08 mm et 70% de quartz, 29% de feldspaths et de 1% de muscovite qui se retrouve essentiellement dans de nombreux lits argilo-micacés (Perriaux, 1961).

L'ensemble de la formation des grès à Voltzia comprend les grès à Meules, correspondant à un système fluvatile marqué par des chenaux à faible sinuosité avec de faibles influences marines, et les Grès Argileux, formés dans un environnement fluvio-marin (Courel et al., 1980; Durand, 1978; Durand et al., 1994; Gall, 1971). De plus, le seul indice biostratigraphique de l'ensemble de la série gréseuse du Buntsandstein se trouve dans les Grès à Voltzia. La macroflore et la palynoflore indiquent un âge Anisien Inférieur à Moyen (Durand & Jurain, 1969; Gall, 1971).

Ainsi, pour les séries du Buntsandstein Supérieur, l'arrivée de la transgression marine du Muschelkalk correspond au passage d'un environnement de plaine alluviale, les Couches Intermédiaires, à un environnement deltaïque, les Grès à Voltzia. Ce dernier environnement est particulier car il ne correspond pas à un environnement deltaïque classique de gain de terrain terrestre en milieu marin. Il s'apparente plus particulièrement à une submersion progressive, par une transgression marine, d'un épandage fluvatile actif mais non progradant (Courel et al., 1980; Durand, 1978)

5.2.5 *Le Muschelkalk Inférieur*

Le premier terme de cette série correspond au grès coquiller qui se compose d'alternance de bancs de grès et de bancs d'argiles de 0,1 à 1 m d'épaisseur, présentant une stratification essentiellement horizontale ou très faiblement oblique. Cette série, d'une puissance de 10 à 30 m est de couleur ocre-jaune, ocre-rouge ou brun-rouge. Associé au développement d'un environnement de vasières littorales, plus ou moins ensablées, il s'installe une faune exclusivement marine, riche en mollusques, brachiopodes et crinoïdes. Puis, lui succède la sédimentation carbonatée du complexe de Volmunster et de la dolomie à *Myophora orbicularis* (Courel et al., 1980; Perriaux, 1961).

5.3 Stratigraphie séquentielle

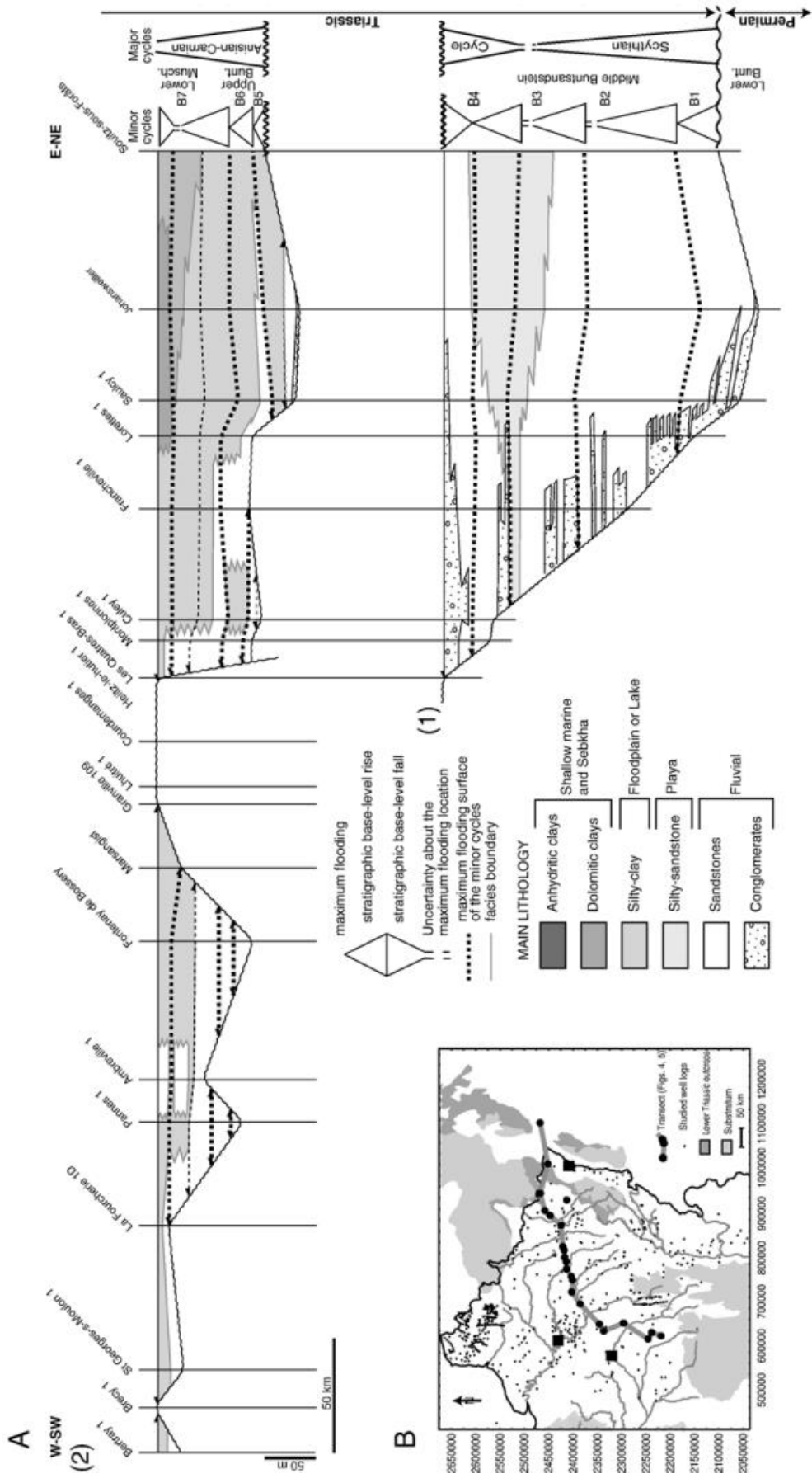
A partir d'observation de terrain, notamment dans les Vosges, et d'analyse de données de puits des séries du Buntsandstein, il est possible d'établir des corrélations stratigraphiques entre la série gréseuse du graben du Rhin, et celle du bassin de Paris et du bassin germanique.

Différents auteurs proposent que le Trias Inférieur de l'Est du bassin de Paris inclut deux cycles stratigraphiques majeurs (Bourquin et al., 1995; Friedenberg, 1994; Guillocheau, 1991). Le premier correspond aux séries comprises entre le Conglomérat Basal et le sommet des Grès Vosgiens. Le second s'étend de la base du Conglomérat Principal jusqu'à la Surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface, MFS) du Landinien.

Dans le Fossé Rhénan (Figure 39 & Figure 40) et les Vosges, Bourquin et al., (2006) proposent que les formations du Buntsandstein Moyen (Conglomérat Basal, Grès Vosgiens, Conglomérat Principal) représentent un cycle majeur divisé en quatre cycles mineurs (B1, B2, B3 et B4). Le cycle B1 correspond aux dépôts du Conglomérat Basal, comprenant des conglomérats fluviatiles bien préservés dans des dépôts de plaine d'inondation. B2 et B3 comprennent des dépôts des Grès Vosgiens, depuis des grès fluviatiles jusqu'à des dépôts de plaine d'inondation. Les cycles B1 à B3 correspondent à une rétrogradation des faciès conglomératiques. B4 comprend des grès fluviatiles bien préservés et recouverts par une MFS et par des conglomérats progradants et correspondant aux dépôts du Conglomérat Principal. Géométriquement, les corrélations (Figure 39) dans le Bassin de Paris indiquent une migration vers les continents, c'est-à-dire vers l'Ouest, des faciès les plus fins au cours d'une rétrogradation, jusqu'à la MFS du cycle B3. Il s'en suit une tendance progradante de dépôts du Conglomérat Principal. Cette évolution caractérise un cycle majeur qui s'étend de la limite Permien/Trias (Buntsandstein Inférieur/Moyen) jusqu'à l'Anisien et est nommé cycle Sythien. Le sommet de B4 est corrélé à la Zone Limite Violette. Dans le Nord de la Lorraine, la Zone Limite Violette et le Conglomérat Principal sont localement érodés. Ceci est localement indiqué par la présence d'un conglomérat contenant des galets de Conglomérat Principal, mélangés à des éléments de la Zone Limite Violette. Cette formation est connue en Palatinat sous le terme de Karneolkonglomerat (Reis & Von Ammon, 1903) et sous la dénomination de conglomérat de Bitche en Lorraine (Ménillet et al., 1989). Les unités du Buntsandstein Supérieur (Couches Intermédiaires, Grès à Voltzia), celle du Muschelkalk Inférieur (grès coquillier, complexe de Volmunster, et la Dolomie à *Myophora orbicularis*) et celle de la partie inférieure du Muschelkalk Moyen (couches rouges), correspondent à trois cycles

mineurs : B5, B6 et B7 appartenant au cycle majeur Anisien/Carnien. B5 et B6 correspondent aux dépôts des Couches Intermédiaires dans les Vosges, indiquant une évolution depuis des faciès gréseux jusqu'à des faciès argileux, attribués à des chenaux fluviaux gréseux de faible sinuosité circulant dans un lac ou dans des dépôts fins de plaines d'inondation bien préservés. B7 correspond aux dépôts des grès à Voltzia jusqu'aux couches rouges.

Géométriquement, le transect dans le bassin de Paris (Figure 39) suggère une migration vers le continent, c'est-à-dire vers l'Ouest, des faciès dolomitiques marins au cours d'une tendance majeure rétrograde. Il apparaît notamment que les séries du Buntsandstein Moyen et Supérieur du graben de Rhin Supérieur, appartiennent respectivement au Trias Inférieur et Moyen (Bourquin et al., 2011; Bourquin et al., 2006).



Les corrélations effectuées entre les puits du Fossé Rhéna et du bassin de Paris, et ceux de la bordure allemande du Fossé Rhéna, permettent d'y suivre l'évolution des séries du Buntsandstein (Figure 40) (Bourquin et al., 2006). Dans l'équivalent des séries gréseuses du Buntsandstein en Allemagne, un autre cycle stratigraphique est présent à la base du Trias Inférieur, nommé séquence 1 (Formation du Calvödre et Bernburg), et est daté de l'Induen (Junghans et al., 2002). Cet ensemble est sans équivalent dans le bassin de Paris, suggérant qu'au même moment en France il n'y a ni érosion ni transport de sédiments. La séquence 2 (formation de Volpriehausen) est l'équivalente des cycles B1, B2 et B3 du bassin de Paris. La séquence 3 (formation de Detfurth et d'Hardegese) est l'équivalente du cycle B4 du bassin de Paris. En Lorraine, le sommet du cycle B4 est marqué par la Zone Limite Violette qui peut être l'équivalente de la formation d'Hardegese en Allemagne. Dans le bassin Germanique, la base de la formation de Solling (séquence 4) correspond à l'évènement érosif de la discontinuité d'Hardegese, durant lequel, 100 m de sédiments du Buntsandstein moyen ont pu être localement érodés (Aignier & Bachmann, 1992). De plus, la base de la formation de Solling se rajeunit vers l'Ouest, accompagné par une diminution d'épaisseur (Geluk, 1998). La formation du Röt (séquence 5) correspond à l'équivalent du cycle B5. Les cycles B6 et B7 peuvent être l'équivalent du premier cycle du Muschelkalk dans le bassin Germanique (Bourquin et al., 2006).

Figure 39 (Page précédente) : (A) Lithologie et géométrie des séries du Trias Inférieur au travers du bassin de Paris (Orléans à Soultz-sous-Forêts), à partir de corrélation de puits : (1) Corrélations du socle jusqu'à la discordance d'Hardegese ; (2) Corrélation de la discordance d'Hardegese jusqu'au Muschelkalk moyen. (B) Carte de localisation des forages. Modifié de Bourquin et al., (2006).

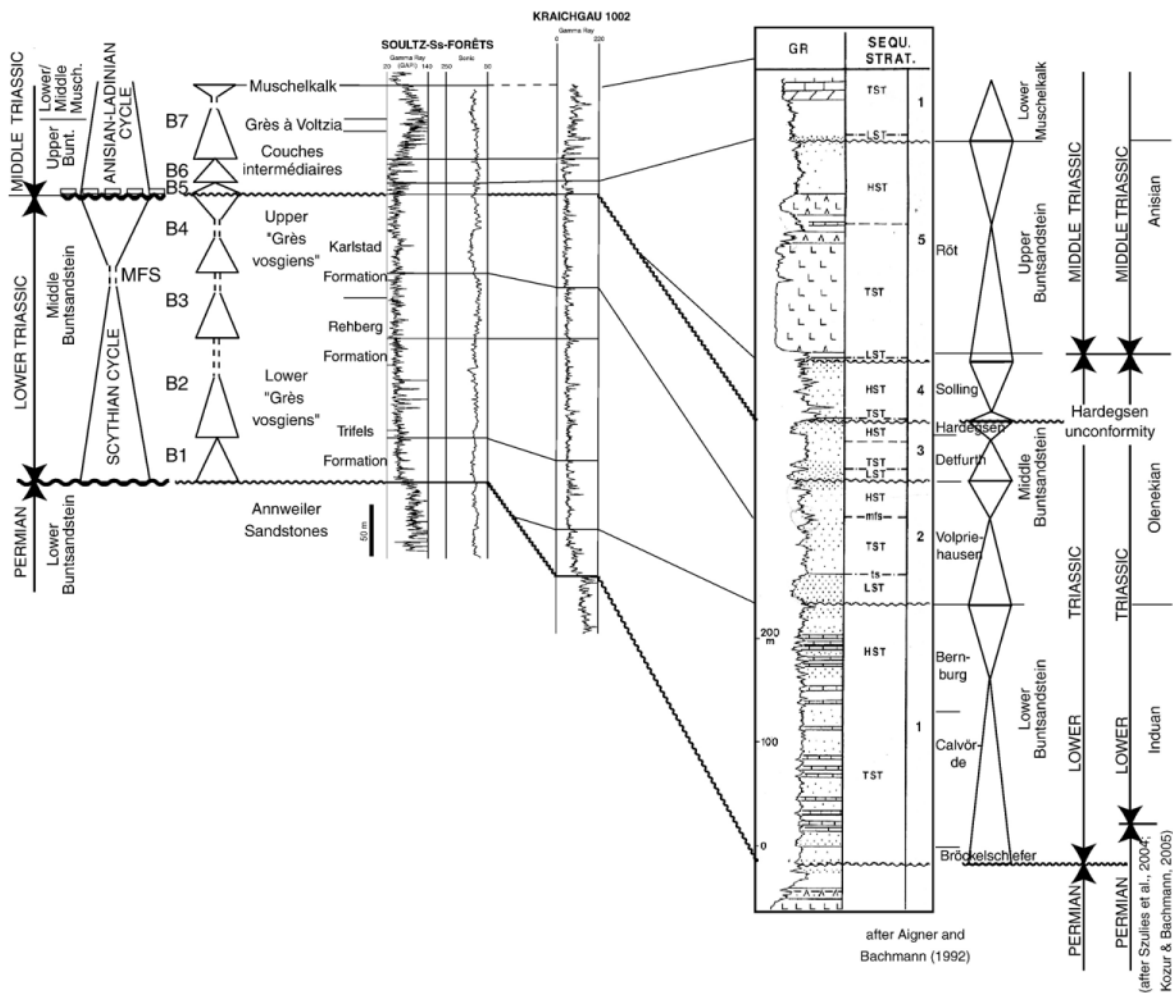


Figure 40 : Corrélations entre le graben du Rhin et la région Palatine et comparaison avec les cycles stratigraphiques définis dans le bassin Germanique central (Aignier & Bachmann, 1992). D'après Bourquin et al.,(2006).

5.4 Situation des séries du Buntsandstein dans le Fossé Rhénan Supérieur

La représentation des données rassemblées par Munck et al. (1979), par de nouvelles techniques d'interpolation, ont permis à Dezayes et al., (2007) de proposer un ensemble de cartes concernant la formation du Buntsandstein dans le Fossé Rhénan.

Les auteurs ont généré des cartes de la profondeur du toit du Buntsandstein (Figure 41), de la profondeur de la base du Trias, incluant probablement tout ou une partie du Permien (Figure 42) et de la température au sommet du Buntsandstein (Figure 43). Pour faciliter l'interpolation, les failles ont été supposées verticales et continues sur toute la hauteur du réservoir gréseux. Puis, à l'aide des trois premières cartes établies, une carte de l'épaisseur du Buntsandstein (Figure 44), incluant probablement une partie du Permien a été construite. A

partir de la combinaison de toutes les cartes, une carte de la quantité de chaleur en place dans le réservoir (Figure 45) a été proposée.

La première information montrée par les différentes études concerne l'étendue de la série gréseuse du Buntsandstein dans le Fossé Rhéna : elle est continue de la bordure occidentale à la bordure orientale. Le réservoir est donc décalé du Buntsandstein à l'affleurement des Vosges du Nord et de la région Palatine à l'Ouest, et de celui de la région Kraichgau à l'Est, par le jeu des failles Rhénanes Occidentale et Orientale. Le Buntsandstein apparaît également continu, avec des décalages par failles, du Nord au Sud du Fossé Rhéna. La profondeur du sommet de la série diminue en allant vers le Sud, passant de 2000 m au Sud, à plus de 3000 m au Nord (Figure 41), et atteint 4000 m dans le Fossé de Rastatt. Globalement, le long de la bordure orientale du fossé, le sommet se trouve à des profondeurs comprises entre 400 et 600 m. Le long de la bordure occidentale, il se trouve à plus de 1000 m de profondeur, pouvant remonter à 600-800 m dans la région de Reischoffen. Au Sud de Strasbourg, la profondeur est plus importante à l'Ouest, de part et d'autre d'une série de failles orientées NNE/SSW. La base du Trias (Figure 42) suit une tendance globalement similaire au sommet du Buntsandstein. La profondeur apparaît plus importante au Nord (plus de 3000 m) qu'au Sud (autour de 2000 m). Dezayes et al. (2007) montrent que l'épaisseur de la formation (Figure 44) augmente également en allant vers le Nord. Au Sud, l'épaisseur atteint environ 100 m. Dans la partie centrale du fossé, globalement entre Strasbourg et Colmar, les épaisseurs varient entre 200 et 300 m. Au Nord de Strasbourg, l'épaisseur atteint 500-600 m. Localement, l'épaisseur des sédiments peut atteindre 1000 m.

La température est globalement de 100°C au sommet de la formation (Figure 43). Elle apparaît logiquement plus faible au Sud, moins profond. Au Nord de Strasbourg, la température est de l'ordre de 150°C pouvant atteindre 200°C au NE, à des profondeurs de 3500 à 4000 m. La chaleur en place (Figure 45) souligne les zones à potentiel géothermique dans le Buntsandstein : au Nord d'Erstein, ainsi que dans certains bassins localisés et délimités par des failles essentiellement orientées NS, (Dezayes et al., 2007).

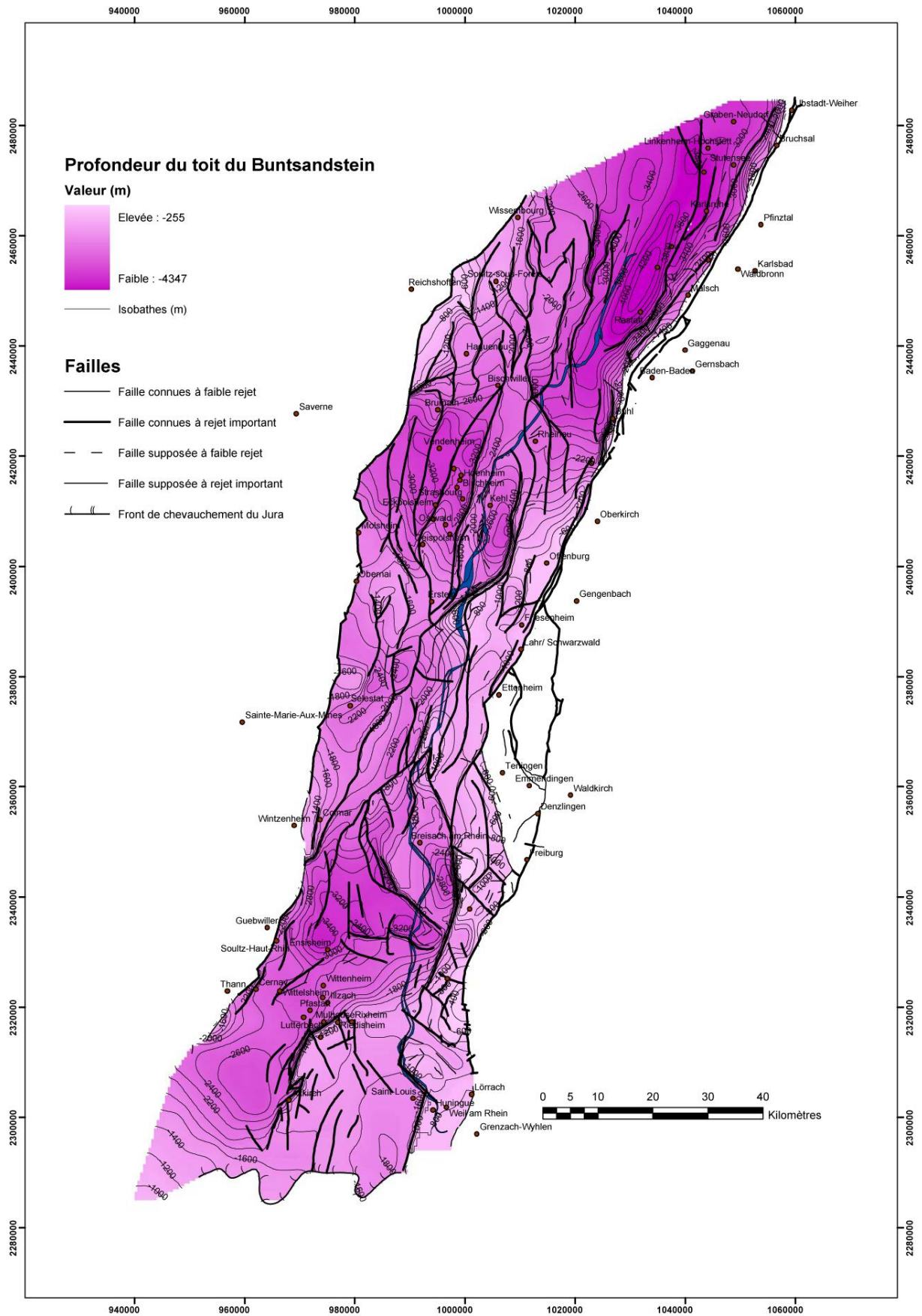


Figure 41 : Carte de la profondeur du sommet du Buntsandstein (Dezayes et al., 2007)

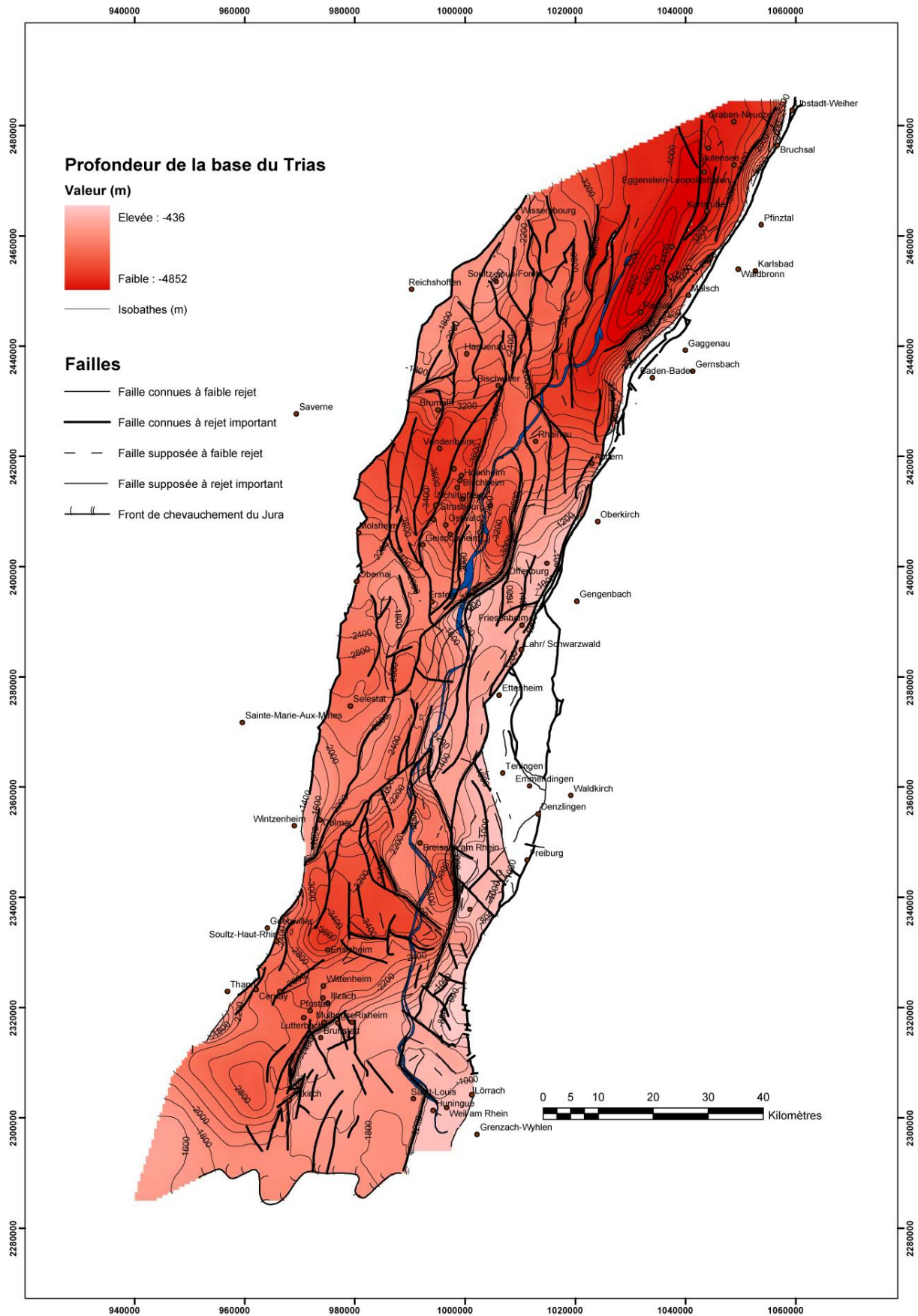


Figure 42 : Carte de la profondeur de la base du Trias (Dezayes et al., 2007)

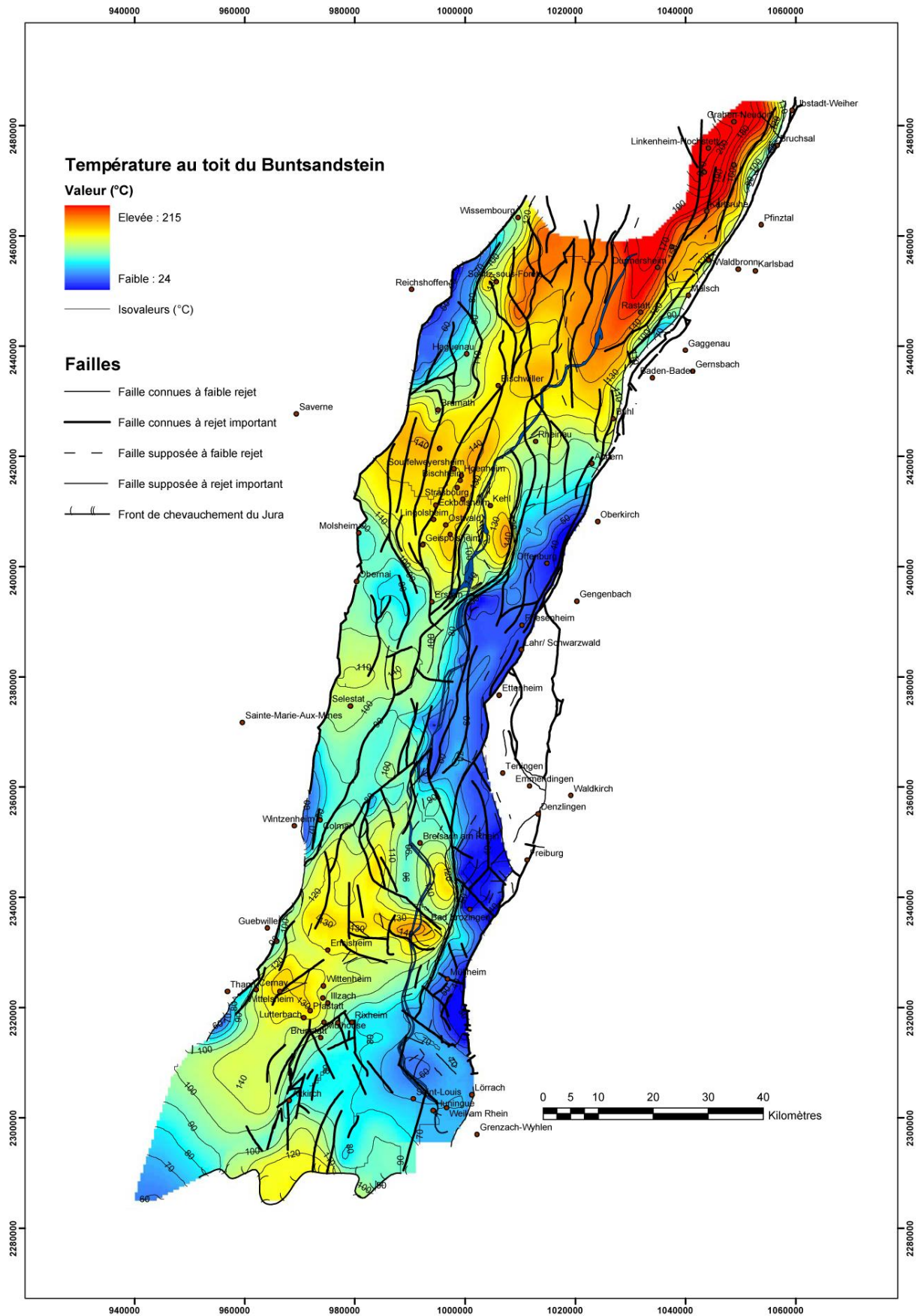


Figure 43 : Carte de la température au toit du Buntsandstein (Dezayes et al., 2007)

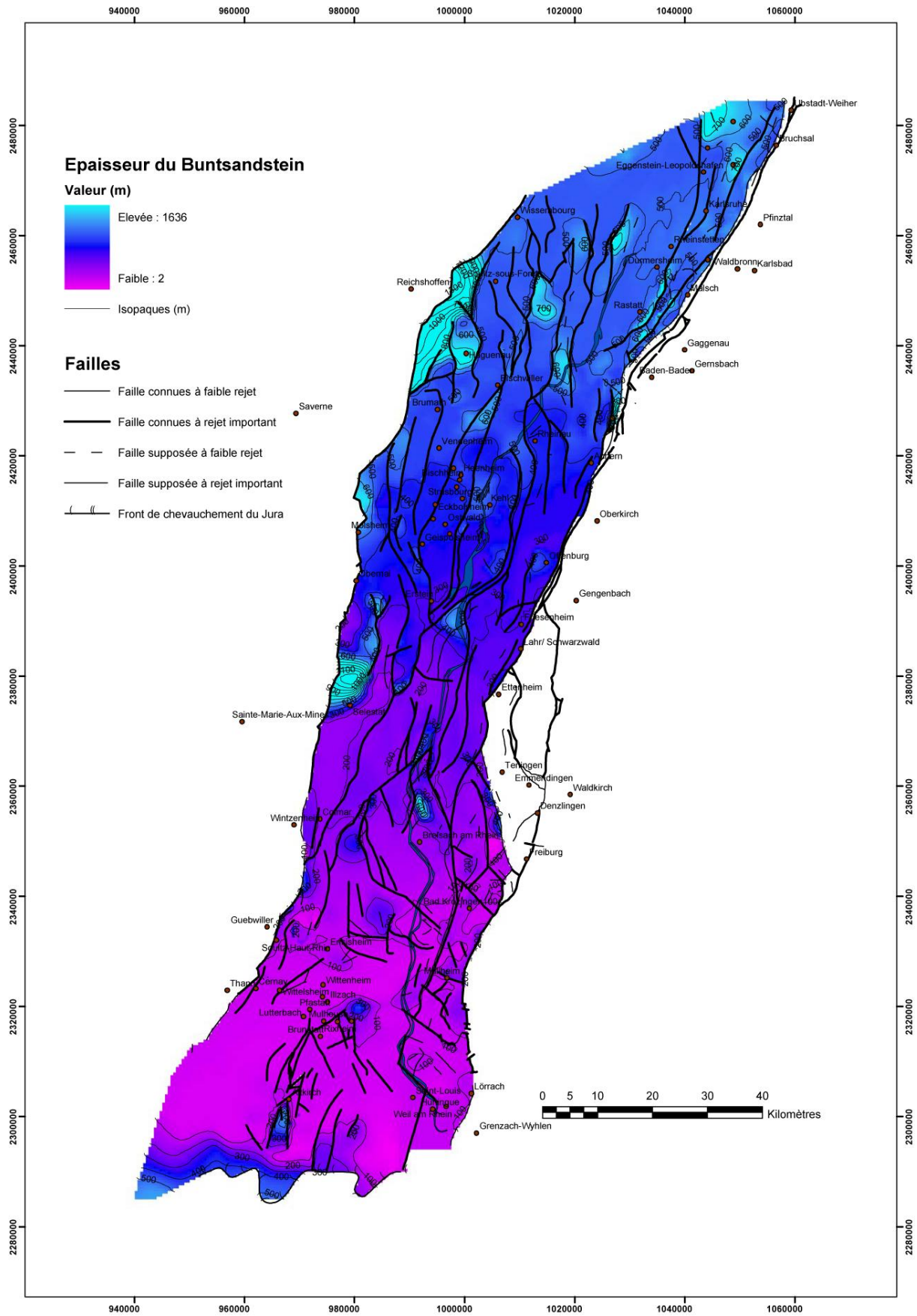


Figure 44 : Carte des épaisseurs du Buntsandstein (Dezayes et al., 2007)

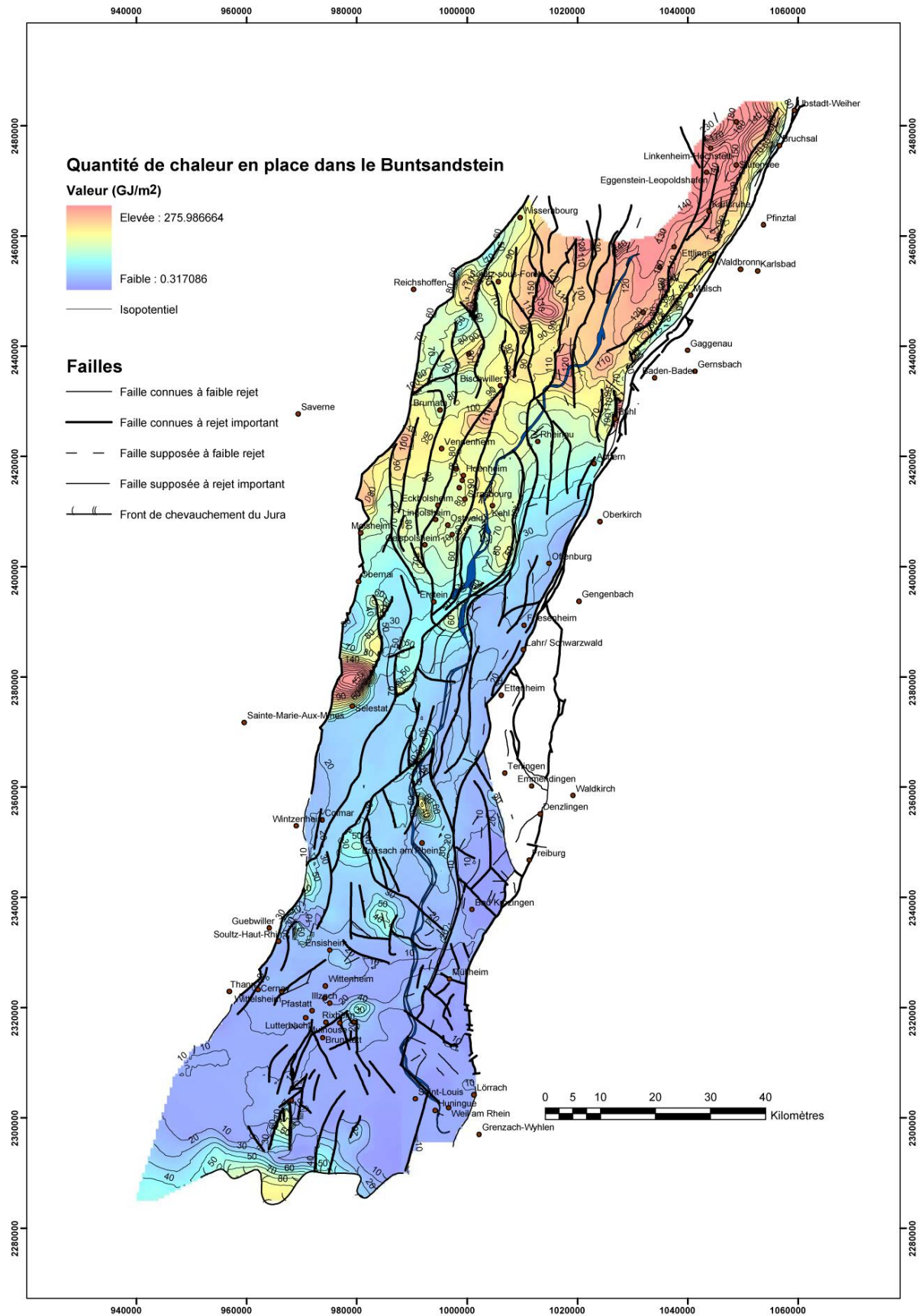


Figure 45 : Carte de la quantité de chaleur par m² dans le Buntsandstein (Dezayes et al., 2007)

A Soultz-sous-Forêts, dans le remplissage sédimentaire du bassin, au dessus des grés du Buntsandstein, le gradient de température est d'environ 100°C/km (Figure 46). Puis, il diminue dans les formations du Buntsandstein et dans la partie supérieure du socle granitique. Il augmente à nouveau à partir de 3000 m de profondeur. Ce comportement est attribué aux circulations naturelles de fluides qui homogénéisent la température par convection, ainsi qu'à la différence de conductivité thermique entre la couverture sédimentaire et le granite (Le Carlier et al., 1994).

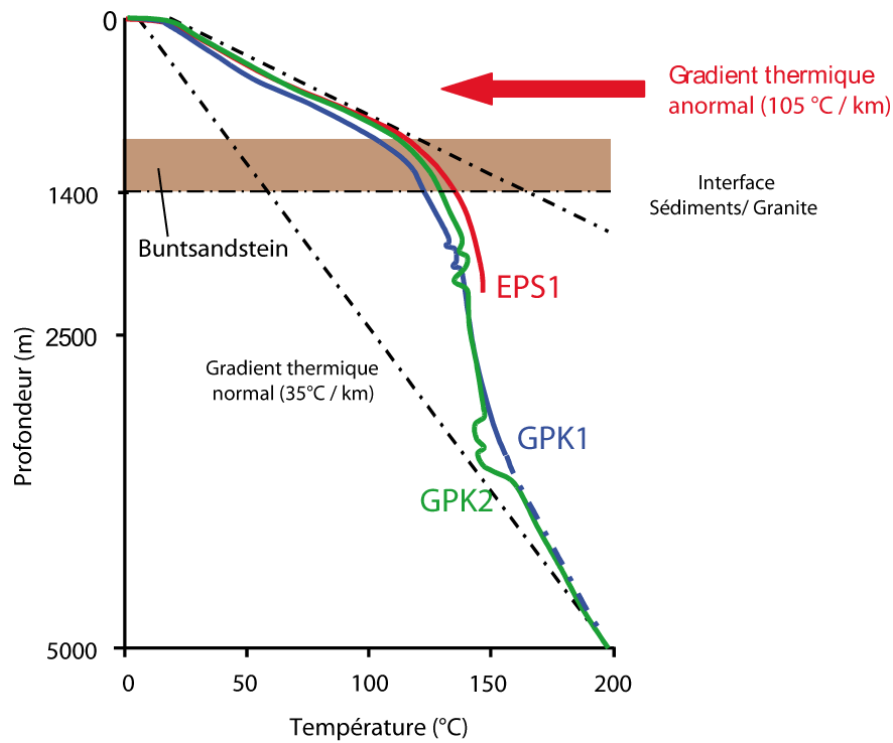


Figure 46 : Gradients thermiques mesurés à Soultz-sous-Forêts, d'après Pribnow et al., (1999)

5.5 Données pétrophysiques de la série gréseuse du Buntsandstein

Dans cette partie, nous présentons une synthèse des données pétrophysiques des formations du Buntsandstein dans le cadre structural particulier du Fossé Rhénan. Elles sont comparées aux données disponibles pour les bassins Germanique et de Londres.

5.5.1 Dans le Fossé Rhénan

Sizun, (1995) a mesuré certaines propriétés pétrophysiques (porosité à l'eau, perméabilité à l'azote) d'échantillons du forage EPS1 à Soultz-sous-Forêts (Figure 47).

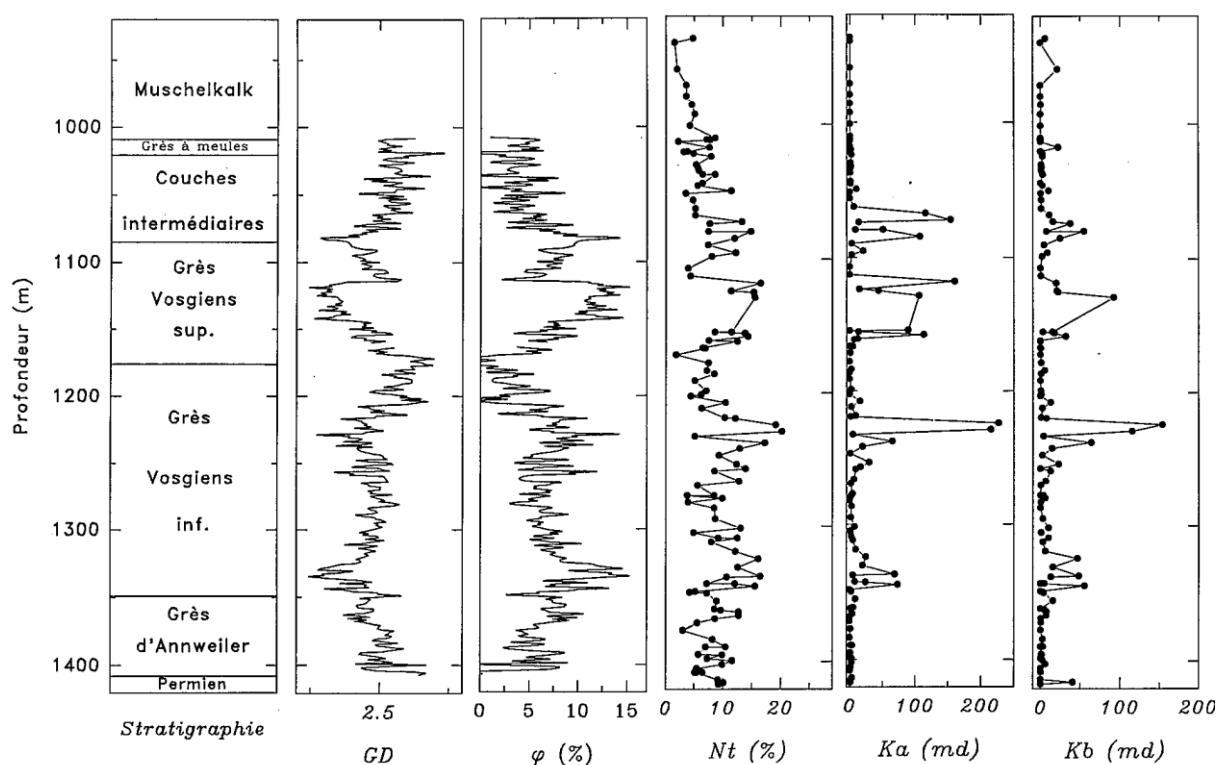


Figure 47 : Mesures pétrophysiques des carottes de grès du Buntsandstein du forage EPS1. (Sizun, 1995). N_t : porosité, K_a et K_b : perméabilités mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification.

Les valeurs de la porosité sont comprises entre 1,79 et 20,23% pour une valeur moyenne de 8,70%. La perméabilité varie entre de 0,04 et 227 mD, pour une valeur moyenne de 18 mD. La porosité et la perméabilité ne sont pas constantes dans une même unité lithostratigraphique (Figure 47). L'auteur explique ces variations par la présence de différents faciès pétrographiques : les grès à matrice argileuse, les grès propres, les grès à enrobages argileux et les grès silicifiés. Ils sont décrits plus précisément dans le chapitre IV.

Sizun a également mesuré la porosité et la perméabilité sur des échantillons d'autres forages de la région de Strasbourg, de la région de Soultz-sous-Forêts, et provenant

d'affleurements des Vosges du Nord. Pour les séries supérieures du Buntsandstein, la valeur moyenne de la porosité est de 17,46 % (variant de 14,99 à 20,92 %) et la valeur moyenne de la perméabilité est de 113,68 mD (variant de 35 à 235 mD). Pour les séries moyennes du Buntsandstein, la valeur moyenne de la porosité est de 8,08 % (variant de 5,94 à 12,12 %). Pour les séries inférieures du Buntsandstein, la valeur moyenne de la porosité est de 6,49 % (variant de 4,41 à 8,58 %) et la valeur moyenne de la perméabilité est de 0,28 mD (variant de 0,05 à 0,50 mD). Pour l'ensemble des affleurements étudiés, la porosité moyenne est de 15,93 % (variant de 6,56 à 25,20 %), et la valeur de la perméabilité moyenne est de 511,48 mD (variant de 1,1 à 2900 mD). Ces variations pétrophysiques sont à nouveau expliquées par l'effet des faciès pétrographiques.

Pour des forages réalisés en Alsace, des valeurs de porosité ont pu être également déduites de mesures diagraphiques (log neutron, sonique,...) et de mesures directes sur carottes. Les résultats sont synthétisés dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Bilan des données pétrophysiques, obtenues par mesures directes sur carottes de forages ou par diagraphies de puits, des grès du Buntsandstein d'après les rapports de forages disponibles au Service Géologique Régional d'Alsace du BRGM

Forage	Nom	X_Lambert2 étendu	Y_Lambert2 étendu	Buntsandstein		Porosité (%)	Perméabilité (mD)	Commentaire
				Top (m)	Base (m)			
Schweigouse/Moder 1	SHM 1	996794,64	2438742,21	1123,00	1146,8*	16-18	<0,1	diagraphie carotte de Grès à Voltzia
				1128,50	1130,70	3 à 11		
Marienbronn 101	MAR 101	1001687,25	2455128,91	784,00	901,00	moyenne : 21,6		grès Vosgien
Lipsheim 2	LIP 2	992324,91	2401319,55	1660,50	1815,00*	moyenne : 6		
Oberroedern 101	OBR 101	1012169,02	2450681,28	1751,00	1815,00*	maximum : 18		grès à Voltzia (1752-1766 m) - par diagraphie
Schaeffersheim 101	SCS 101	992289,05	2395350,93	1454,50	1533*	<5 <10 maximum : 13		grès à Voltzia Couche Intermédiaires Conglomérat Principal
				1457,00	1484,00			
				1484,00	1509,00			
				1509,00	1532,00			
Muntzenheim 1	MUM 1	982750,85	2356464,10	1601,00	1837,00	moyenne : 11		porosité de 4% à 19 %
				1640,00	1837,00			
Mackenheim 1	MAM 1	989279,10	2366161,50	2029,00	2096,00*	moyenne : 10	<1	carotté - porosité de 1 à 19%
Binnenweg 1 bis	BWG 1 bis	993894,71	2395807,37	1666,00	1822*	10 à 11 8 6 à 8		diagraphie diagraphie diagraphie
				1705,00	1727,00			
				1727,00	1761,00			
				1761,00	1822,00			
Meistratzeim 2	MEI 2	986571,10	2396570,70	1336,00	1666,50	moyenne : 9		porosité de 4 à 18% - diagraphie
Cronenbourg 1	GCR 1	997229,88	2413889,21	2701,00	3166,00	6 à 10	0,1 à <20	sur carotte

*forage arrêté avant le contact avec le socle

Des données pétrophysiques sont également disponibles pour des formations décrites du côté allemand du Fossé Rhénan. Le forage Kraichgau 1002 (ordonnée : 3497465,00 – abscisse : 5447183,00 en coordonnées Gauss-Krüger) a été carotté en continu de 244 à 810 m de profondeur, dans la région de Karlsruhe (Allemagne). Des mesures de porosité et de perméabilité ont pour valeurs moyennes respectivement de 9,94 % (variant de 0,59 à 55 %) et 6,15 mD (variant de 0,001 à 263 mD) (Junghans, 2003).

Dans la partie Nord du fossé, des tests de perméabilité ont été effectués sur les séries du Rotligende (Bär et al., 2011). La perméabilité varie sur 6 ordres de grandeur, notamment à cause du caractère fracturé du réservoir.

Les données présentées ci-dessous concernent les modifications des propriétés de transfert matriciel des grès dans les zones d'influence des structures tectoniques. Une analyse pétrophysique de la faille de Bühl (champs de fracture de Guebwiller, Haut Rhin) (Surma et al., 2003) (Figure 48), permet de caractériser l'influence d'une faille et de la fracturation induite sur le transfert de fluides dans les Grès Vosgiens, juste sous le contact avec le Conglomérat Principal. Les porosités mesurées indiquent une valeur moyenne de 8,72% (variant de 7 à 12%) et les perméabilités mesurées indiquent une valeur moyenne de 38,6 mD (variant de 0,1 à 250,8 mD). Les perméabilités montrent de fortes anisotropies en fonction de l'orientation des mesures. Les valeurs de porosité et de perméabilité diminuent fortement dans le cœur de faille, alors qu'elles présentent des valeurs plus importantes en s'y éloignant.

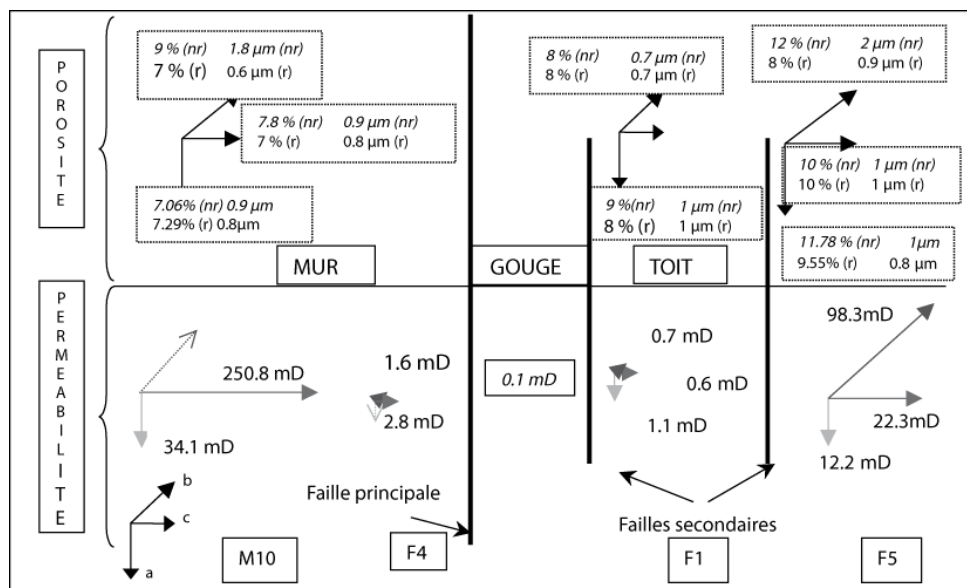


Figure 48 : Porosités orientées sur des échantillons recouverts (r) et non recouverts (nr) de résine. Perméabilités dans les trois directions de l'espace (Surma et al., 2003)

L'ensemble de cette étude conduit à proposer un modèle de circulation dans et autour de cette zone de faille (Figure 49).

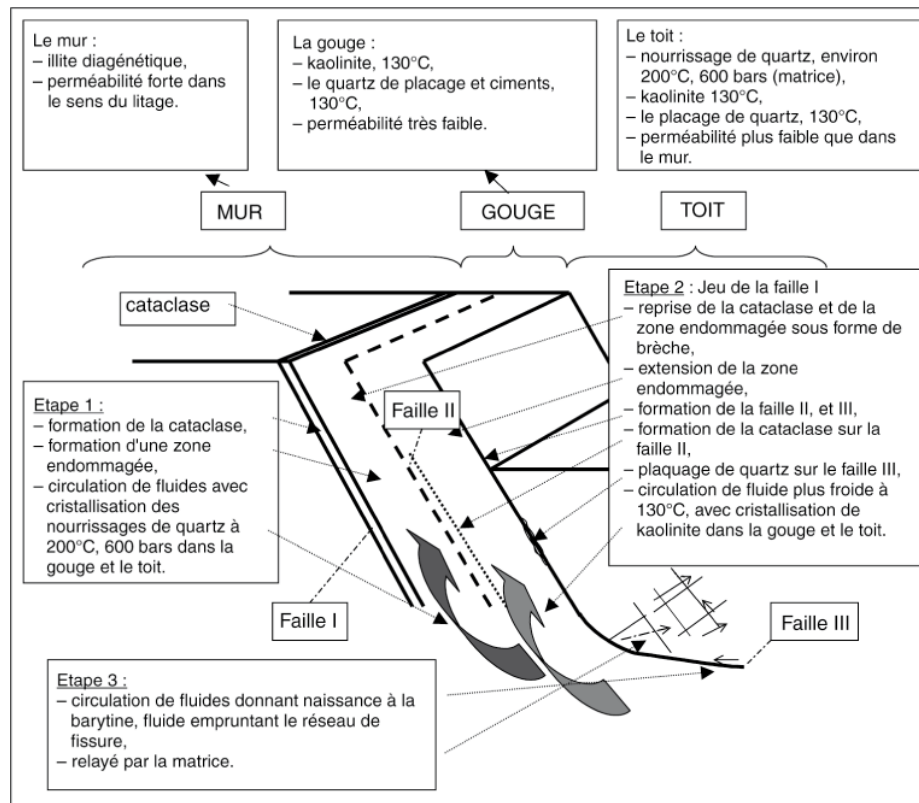


Figure 49 : Modèle de circulation des fluides dans et autour de la faille normale de Bühl (Surma et al., 2003)

Les précipitations, marqueurs des paléocirculations de fluides, montrent que celles-ci se sont produites principalement dans les plans de failles et de fractures qui sont des conduits fortement anisotropes, chenalissant la circulation de fluide. Par contre, les fortes réductions de la porosité et de la perméabilité matricielle (3 ordres de grandeurs, Figure 48), tendent à réduire considérablement les transferts dans une direction perpendiculaire au plan de faille. Ainsi, la zone de faille peut avoir une double fonction : elle peut être un drain en laissant remonter les fluides parallèlement au plan de faille, et être une barrière en bloquant les transferts dans une direction perpendiculaire au plan de faille et en focalisant les circulations dans le toit de la faille.

L'ensemble de ces données montrent de grandes variations de porosité et de perméabilité dans les grès du Buntsandstein, qui dépendent de la profondeur, de la position dans la série sédimentaire, des faciès pétrographiques et de la proximité d'accidents structuraux majeurs. Enfin, il semble que les mesures effectuées sur des échantillons d'affleurement tendent à surestimer les propriétés pétrophysiques, par rapport aux données

obtenues sur des échantillons de forages. Ces différents points sont repris et discutés en fonction des données acquises dans ce travail.

5.5.2 Dans le bassin Germanique

Des données de porosité, perméabilité et conductivité thermique des séries du Buntsandstein sont également disponibles pour le Bassin Germanique. Des mesures de porosité et de perméabilité, effectuées sur des échantillons de forages issus du Bassin Thuringien, Bassin Germanique central (Figure 50), pour des profondeurs comprises entre 450 et 950 m, sont présentées en fonction des faciès sédimentaires (Beyer et al., 2011). Pour les faciès éoliens, les valeurs de la porosité sont comprises entre 5 et 28% et les valeurs de la perméabilité sont comprises entre 0,1 et 130 mD. Pour les faciès lacustres, les valeurs de la porosité et de la perméabilité sont comprises entre respectivement 6 et 17% et de 0,05 à 10 mD. Les valeurs de la porosité sont comprises entre 1 et 25%, dans les faciès fluviatiles, et la perméabilité est comprise entre 0,04 et 500 mD.

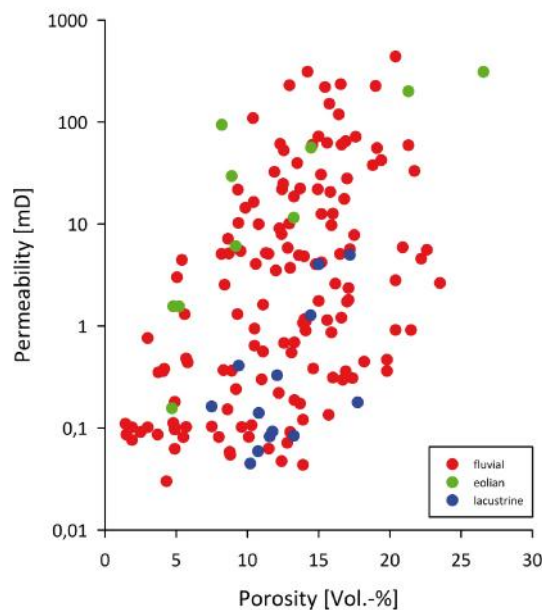


Figure 50 : Porosité et perméabilité en fonction des faciès (Rouge : faciès fluviatiles, vert : faciès éoliens, bleu : faciès lacustres) (Beyer et al., 2011)

A partir d'échantillons d'affleurements et de forages dans le bassin Germanique, des mesures de perméabilité et de conductivité thermique ont été effectuées et donnent les résultats suivants (Sass & Götz, 2012) : (1) pour des échantillons de siltites, déposées dans un environnement lacustre (Rotligende), issus du bassin de Sarre Nahe, les valeurs de la

perméabilité varient entre 1 et 10 mD, alors que la conductivité thermique est de $1,5 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$, (2) pour des échantillons de grès/conglomérats (Rotligende et Trias Inférieur), déposés en contexte fluviatile, issus du bassin de Sarre Nahe et du Massif de l'Odenwald, la conductivité thermique est comprise entre 2 et $3,5 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$, et la perméabilité est comprise entre 1,52 et 132 mD.

Des données diagraphiques et des mesures sur des échantillons de forages, provenant du Nord de l'Allemagne (NE du bassin Germanique) (Fuchs & Förster, 2010), indiquent des valeurs moyennes de conductivité thermique de $2,7 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour la formation de Hardegesen et de $3,5 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour la formation de Solling, la valeur moyenne pour le Buntsandstein moyen est de $3,2 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$. Les valeurs sont comprises entre 2 et $4 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$, elles tendent à augmenter avec la profondeur.

5.5.3 Dans le bassin de Londres

Des données de porosité et de perméabilité, obtenues sur des échantillons de forages et d'affleurements, existent également pour l'équivalent des séries du Buntsandstein dans le bassin de Londres (Allen et al., 1997). Les grès de Penrith (Permien inférieur), correspondant à un faciès éolien, présentent une porosité moyenne d'environ 12% et une perméabilité comprise entre 10 mD et 1 D (Lovell et al., 2006). Les grès Permo-Triasiques du bassin de Cheshire ont les propriétés suivantes (Bloomfield et al., 2006): (1) le faciès éolien, typique d'un environnement de Sebka, présente une porosité moyenne de 20,15% et une perméabilité moyenne de 710 mD. (2) Le faciès de sable éolien présente une porosité et une perméabilité moyenne respectivement de 20,4% et de 1,22 D, alors que pour (3) le faciès de dune éolienne, elles sont de 22,28% et 1,72 D. (4) Le faciès de grès fluviatile, à grains grossiers, a une porosité moyenne de 19,74 % et une perméabilité moyenne de 486 mD. Pour le même faciès, mais à grains fins (5), la perméabilité baisse à 98 mD. (6) Pour les grès massifs, la porosité et la perméabilité moyenne sont respectivement de 21,5% et 280 mD. Les grès fluviatiles, du bassin de Sherwood, ont une porosité comprise entre 24 et 32%, avec une porosité moyenne de 29% (Pokar et al., 2006).

5.5.4 Synthèse

Les grès du Buntsandstein du Fossé Rhéna, ont une porosité moyenne de 10,30%, les valeurs sont comprises entre 1,79 et 20,92%. La perméabilité moyenne est de 26 mD, les valeurs sont comprises entre 0,04 et 235 mD. Sur la bordure du Fossé Rhéna, les grès présentent une porosité moyenne de 15,93%, les valeurs sont comprises entre 0,5 et 55%. La perméabilité moyenne est de 511 mD, les valeurs sont comprises entre 1,1 et 2900 mD. Les grès situés dans le graben apparaissent globalement moins poreux et moins perméables que ceux situés sur la bordure du fossé. De plus, ils présentent de fortes hétérogénéités pétrophysiques en fonction de leur localisation dans le graben et dans la pile sédimentaire. Enfin, localement les zones de gouges des zones de failles conduisent à une diminution de la porosité et de la perméabilité (6% et 0,1 mD).

Les séries localisées dans le bassin Germanique montrent des valeurs de porosité comprises entre 1 et 28% et des valeurs de perméabilité comprises entre 0,04 et 500 mD. Les grès déposés dans un environnement éolien possèdent les valeurs de porosité et de perméabilité globalement plus élevées que ceux déposés dans un environnement lacustres, alors que ceux déposés dans un environnement fluvial présentent des valeurs proches de celles des deux autres faciès réunis. Les grès du Buntsandstein, du bassin de Londres, montrent des valeurs de porosité et de perméabilité de l'ordre respectivement de 19,35% et 646 mD. Les grès déposés dans un environnement éolien présentent des valeurs de porosité et de perméabilité globalement supérieures à celles mesurées dans des grès déposés dans un environnement fluvial. Les grès du Buntsandstein localisés dans le bassin Germanique et dans le bassin de Londres, apparaissent globalement plus poreux et plus perméables que ceux du graben du Rhin supérieur. Différents éléments pourraient expliquer ces observations : (1) le manque de données d'affleurements dans le Fossé Rhéna, (2) un effet d'une structuration plus importante dans le Fossé Rhéna, avec un rôle des circulations de fluides secondaires qui tendent à colmater le réseau poreux, (3) un effet de la paléogéographie qui réduit la fréquence des corps sédimentaires poreux et perméables dans le Fossé Rhéna.

Les sources de variation des propriétés pétrophysiques dans les grès du Buntsandstein sont nombreuses : d'origine sédimentaire, diagenétique et tectonique. A côté des variations induites par la paléogéographie de l'ensemble des bassins nord européens, on peut observer des variations induites par le fonctionnement d'accidents structuraux. Le rôle de ces accidents, beaucoup plus nombreux dans le Fossé Rhéna que dans les autres entités

géologiques contenant les grès du Buntsandstein, peut être une des explications des propriétés pétrophysiques particulières qui ont été mesurées dans ce secteur. Ces différents points sont repris et discutés en fonction des données acquises dans ce travail.

5.6 Conclusion

En Europe occidentale, suite à leur dépôt dans des environnements variés, fluviatiles, éoliens, lacustres, et à la suite d'histoires diagénétiques et structurales particulières, les formations du Buntsandstein présentent des propriétés pétrophysiques et pétrographiques variées. Dans le cadre structural particulier du Fossé Rhéna, les grès qui possèdent des propriétés pétrophysiques propres et hétérogènes, sont compartimentés en une série de blocs, décalés les uns par rapport aux autres par des failles. Les synthèses bibliographiques proposées dans ce chapitre montrent que le drainage de fluides dans les réservoirs gréseux fracturés peut se faire de façon complexe et localisé dans des corps sédimentaires perméables et connectés et/ou dans la zone endommagée des zones de failles et/ou dans les fractures ouvertes connectées. La performance et la rentabilité des puits de forage peuvent être obtenues par une implantation et une trajectoire judicieuse par rapport à ces différentes structures. La meilleure connaissance possible du réservoir cible est donc requise.

CHAPITRE IV : Le forage EPS1

Dans ce chapitre, nous présentons les mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes du forage EPS1 (Soultz-sous-Forêts) qui permet d’avoir un échantillonnage continu du réservoir gréseux du Buntsandstein. L’interprétation du profil de température effectué dans le puits permet d’identifier les niveaux perméables, à l’échelle du puits. Cette interprétation fait appel au calcul, à partir des conductivités thermiques mesurées sur carottes, des gradients de température attendus dans le puits.

1 Le forage géothermique EPS1

1.1 Localisation

Le forage géothermique EPS1 « Exploration Puits Soultz 1 » est localisé à Soultz-sous-Forêts, dans le Nord de l’Alsace, à une cinquantaine de kilomètres au Nord de Strasbourg (Figure 51). Il correspond à un des ouvrages du site pilote de recherche en géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts (www.soultz.net/fr/rapports/Resume_geothermie_Soultz.pdf).

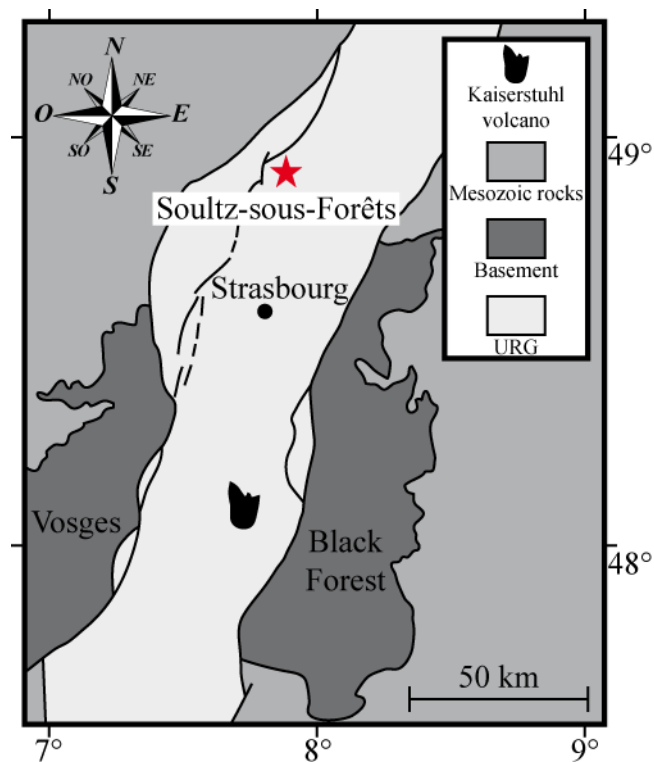


Figure 51 : Situation du forage EPS1, à Soultz-sous-Forêts, dans le Fossé Rhénan

1.2 Cadre structural

Des données réinterprétées, notamment de sismique réflexion, ont permis d'imager le secteur de Soultz-sous-Forêts (Figure 52), notamment en mettant en évidence l'organisation des séries sédimentaires anté et post rift, notamment les séries gréseuses du Buntsandstein (Renard & Courrioux, 1994) (Figure 52C), et les structures tectoniques qui les affectent, plus particulièrement la structure du horst de Soultz (Cautru, 1989; Dylikowski, 1985; Foehn, 1985; Place et al., 2010; Renard & Courrioux, 1994) (Figure 52A, B). Les failles sont globalement orientées N/S, à vergence vers l'Ouest, et donc antithétique par rapport à la faille Rhénane occidentale. Ces failles présentent une longueur comprise entre 2 et 20 km avec un espacement compris entre 800 m et 3km.

Le contact socle granitique/couverture sédimentaire se trouve à une profondeur d'environ 1400 m. Les failles de Kutzenhausen et de Soultz constituent la limite occidentale du horst de Soultz. Ces failles sont à vergence Ouest, avec un azimuth moyen N020E°. La bordure orientale du horst est constituée par la faille subméridienne de Hermerswiller, à pendage vers l'Est et avec un rejet équivalent à celui de la faille de Soultz. Selon Place et al., (2010), cette dernière faille normale s'horizontaliserait en profondeur dans des niveaux salifères ou argileux triasiques qui peuvent être considérés comme des niveaux de décollement. Sous ce niveau, des failles normales affectent les formations sous-jacentes et décalent l'interface socle-couverture, avec des décalages beaucoup plus faibles que ceux de la faille sus-jacente (Figure 52B). Dans le horst, la stratification à un pendage vers l'Est, le pendage apparait plus important dans les blocs à l'Ouest du horst.

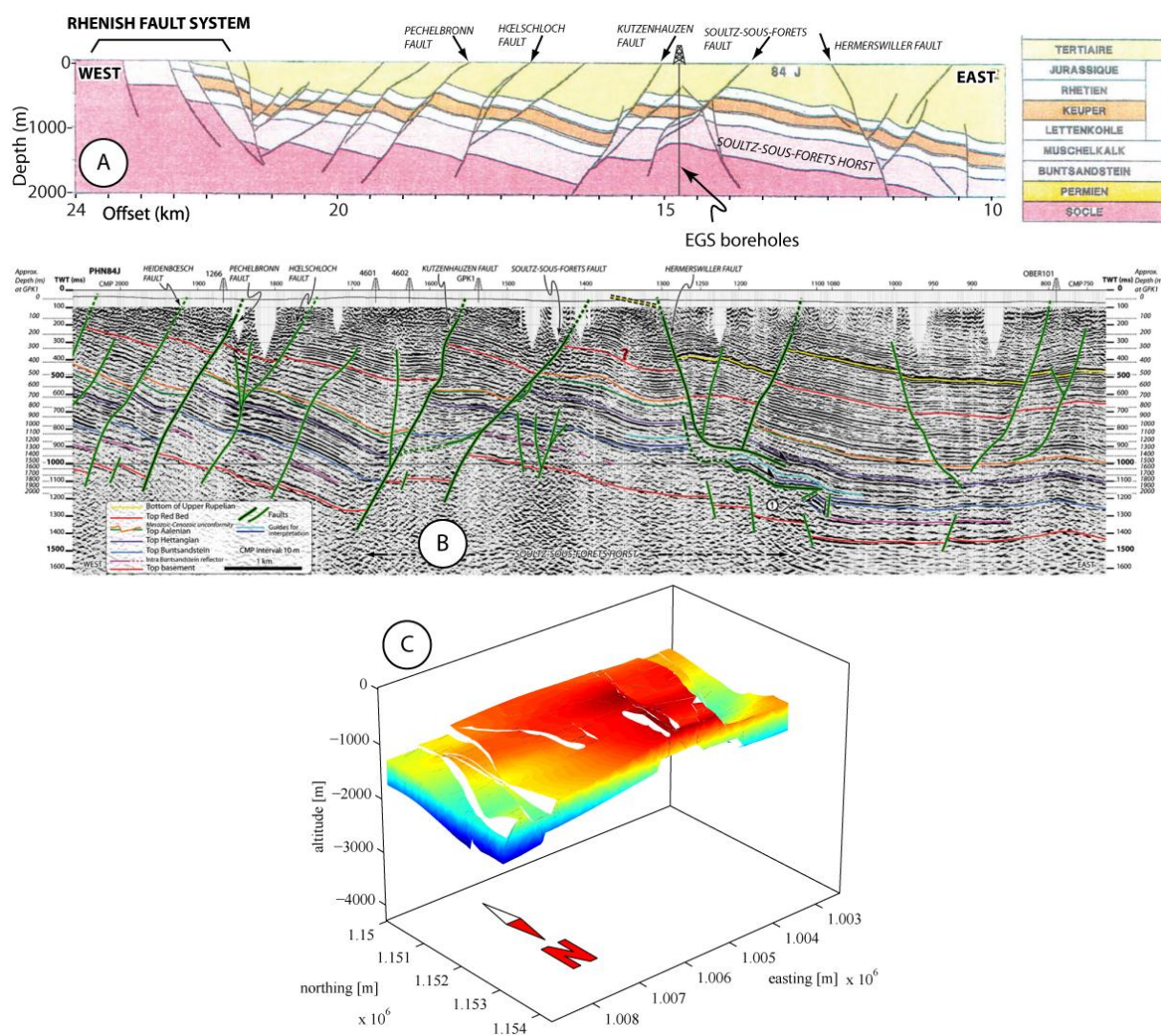


Figure 52 : (A) Interprétation de la ligne sismique PHN84J d'après Cautru (1989) empruntée à Place, (2010). (B) Interprétation de la ligne sismique PHN84J d'après Place et al. (2010). (C) Modèle 3-Dimensions de la série gréseuse du Buntsandstein à Soultz-sous-Forêts d'après Renard & Courrioux (1994) empruntée à Valley (2007)

1.3 Lithostratigraphie

Le forage du puits EPS1 a été réalisé en 1990, reprenant le puits pétrolier 4589 du gisement de Pechelbronn. Il a été réalisé en destructif entre 830 et 933 m de profondeur. A partir de cette cote, et jusqu'à une profondeur de 2227 m, il a été carotté en continu. Les principales formations sédimentaires rencontrées sont, vers le bas : (1) le Lettenkohle à dominante argilo-dolomitique sur une épaisseur de 20 m, puis (2) la dolomie du Muschelkalk dont la puissance est de 159 m, (3) les grès du Buntsandstein qui font 399 m d'épaisseur, au-dessous desquels se trouvent (4) les Grès Permien qui constituent une couche d'environ 9 m d'épaisseur, reposant directement sur le socle granitique à 1416,77 m de profondeur. Ainsi, le forage EPS1 offre 408 m de carottes subverticales (Dezayes et al., 2004), de 76 mm de diamètre, de grès permo-triasique. La terminologie utilisée afin de décrire les séries permo-

triasiques du Buntsandstein du forage EPS1 (Figure 53) est comparable à celle rencontrée en Palatinat et en Lorraine (Ménillet et al., 1989).

La description des carottes de grès du Buntsandstein du forage EPS1 est réalisée d'après nos observations et celles effectuées par Sizun (1995) et Vernoux et al. (1995) (Figure 53).

1.3.1 Les Grès Permiens

La formation des Grès Permiens (1407,70 à 1416,77 m de profondeur) est représentée à sa base, en dessous de 1414,30 m de profondeur, par des grès de couleur rouge brique, argileux, à passées conglomératiques à galets de roches granitiques et volcaniques. Au dessus de 1414,30 m de profondeur, les grès sont à grains moyens, dolomitiques et de couleur blanchâtre. Vers le sommet de la formation, les grès deviennent progressivement à grains fins et restent de couleur rouge brique. Les Grès Permiens se composent donc de séquences granodécroissantes, aux bases érosives marquées par des galets mous d'argile. Les séquences sont d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique, commençant par des grès fins à moyens, couramment bioturbées, et finissant par des bancs silteux très bioturbés. Les sommets des séquences présentent souvent des traces de dolomitisation.

1.3.2 Les Grès d'Annweiler

Les Grès d'Annweiler (1349,15 à 1407,70 m de profondeur) sont des grès de couleur rose, à taches blanc-rosâtre. Dans l'ensemble de cette formation, les dépôts s'organisent en séquences positives d'épaisseur décimétrique à métrique, à stratification subhorizontale à oblique. De nombreux galets d'argile sont présents dans la moitié inférieure des séquences, alors que des passées silteuses, gris verdâtres, sont présentes dans la moitié supérieure. Dans la partie moyenne de la formation, des figures de bioturbation sont abondantes. Dans la partie supérieure se trouvent de nombreuses passées dolomitiques.

1.3.3 Les Grès Vosgiens

Les Grès Vosgiens (1084,80 à 1349,15 m de profondeur) ont un contact érosif avec les Grès d'Annweiler sous-jacents. Cette série gréseuse du Trias Inférieur est divisée en deux unités : (1) les Grès Vosgiens Inférieurs (1176,00 à 1349,15 m de profondeur) avec les couches des Rehberg et de Trifels, et (2) les Grès Vosgiens Supérieurs (1084,80 à 1176,00 m de profondeur) ou couches de Karlstal.

Les Grès Vosgiens Inférieurs sont organisés en séquences positives de 0,5 à 3 m d'épaisseur, de grès roses présentant de très fréquentes stratifications obliques. Les bases de séquences contiennent des galets mous d'argile rouge et les sommets de séquences sont composés par des grès fins ou des siltites grises. De plus, la base de la formation est marquée par la présence de galets de quartz.

Les Grès Vosgiens Supérieurs correspondent à des faciès de grès rose assez homogènes, à grains moyens, rubanés, et à stratification généralement horizontale. A la base de la formation, les dépôts s'organisent en séquences positives d'épaisseur métrique, débutant par des grès grossiers. Entre 1125,00 et 1132,50 m de profondeur, les grès présentent une teinte sombre et des taches brunes correspondant à des cavités de dissolution d'anciens nodules carbonatés. Des passées et taches brunes, probablement d'origine organique, sont observables entre 1100,00 et 1123,00 m de profondeur. La teinte rose des grès passe progressivement à des teintes grisâtres au dessus de 1120,00 m de profondeur.

Trois environnements de dépôts caractérisent les Grès Vosgiens du forage EPS1 (Bourquin et al., 2009) : les dépôts de chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride de 1349,00 à 1243,00 m, de 1215,00 à 1183,00 m et de 1112,00 à 1084,00 m de profondeur, les dépôts fluvio-éoliens d'erg de marge de 1243,00 à 1215,00 m de profondeur et les dépôts de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes de 1183,00 à 1112,00 m de profondeur.

1.3.4 Les Couches Intermédiaires

Les Couches Intermédiaires sont divisées en quatre parties :

Les Couches Intermédiaires Inférieures ou Obere Felsone (1064,50 à 1084,80 m de profondeur) sont composées par des grès gris à stratification subhorizontale ou oblique, avec des passées noirâtres et des passées blanchâtres dolomitiques. Les niveaux silteux et les passées dolomitiques sont nombreux. Les séquences métriques présentent à leur base une granulométrie assez grossière.

Le Conglomérat de Bitche (1060,00 à 1064,50 m de profondeur) est un grès conglomératique qui incorpore dans sa partie inférieure des passées dolomitiques.

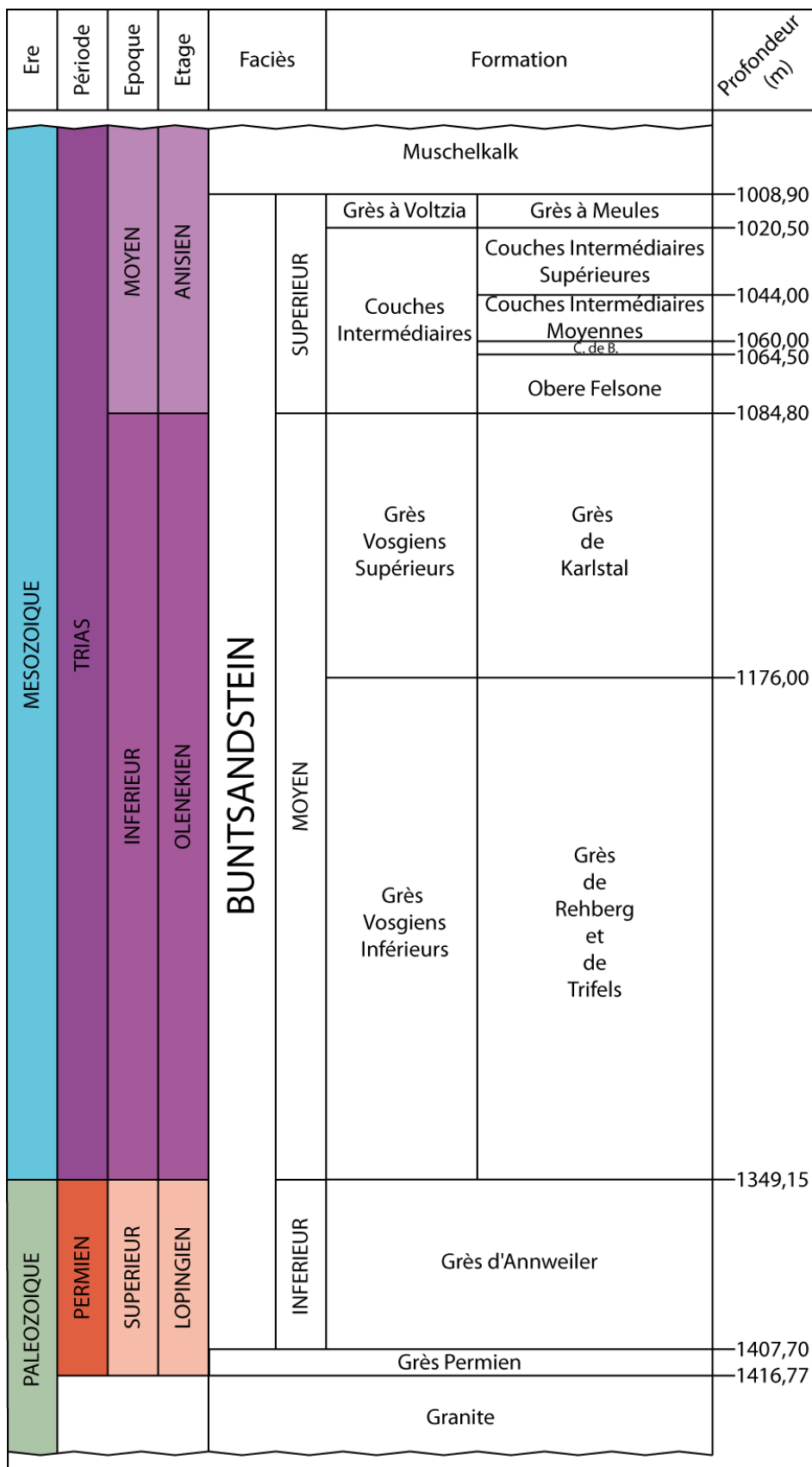
Les Couches Intermédiaires Moyennes (1044,00 à 1060,00 m de profondeur) comprennent des grès gris, à stratification subhorizontale, irrégulièrement rubanés, à passées

très sombres. Des nodules et des passées dolomitiques, ainsi que des galets de quartz sont disséminés dans les 10 mètres inférieurs.

Les Couches Intermédiaires Supérieures (1020,50 à 1044,00 m de profondeur) sont formées par des grès gris, à stratification faiblement oblique soulignée par des rubanements gris clair à gris foncé, millimétriques et irréguliers dans la partie supérieure. De rares niveaux silteux sont observables, ainsi que des passées dolomitiques (10 à 25 cm d'épaisseur) et des nodules de dolomie. Les joints apparaissent classiquement micacés. Entre 1043,70 et 1044,00 m de profondeur, se situe un niveau dolomitique riche en galets de quartz.

1.3.5 Les Grès à Voltzia

Les Grès à Voltzia (1008,90 à 1020,50 m de profondeur) ne sont représentés que par les Grès à Meules dans ce forage. Ils se composent de bancs de grès massifs à grains fins, d'épaisseur pluri-décimétrique, à stratification plane à horizontale. Les grès fins micacés sont séparés par de minces bancs argileux riches en débris végétaux. Au sommet, la formation devient plus argileuse, avec des faciès hétérolithiques bioturbés et à rides de courant.



C. de B. = Conglomérat de Bitche

Figure 53 : Log stratigraphique des séries permo-triasiques du forage EPS1 et âges associés

1.4 Fracturation

La fracturation des grès du Buntsandstein du forage EPS1 a été déterminée par observation le long des carottes (Vernoux et al., 1995), ces fractures sont orientées avec l'aide de l'imagerie de puits (Genter et al., 1997). 325 fractures sont identifiées pour la série du Buntsandstein, la densité moyenne de fracturation est de 0,81 fract/m. Cependant, la répartition de la fracturation avec la profondeur n'est pas homogène (Figure 54a). Le forage peut être divisé en 7 zones de fractures (ZF), en fonction de leur densité de fractures : ZF 1 : 2,47 fract/m de 1008,90 à 1020,44 m de profondeur, ZF 2 : 0,86 fract/m de 1020,44 à 1114,40 m de profondeur, ZF 3 : 0,42 fract/m de 1114,40 à 1171,87 m de profondeur, ZF 4 : 2,08 fract/m de 1171,87 à 1216,40 m de profondeur, ZF 5 : 0,47 fract/m de 1216,40 à 1366,69 m de profondeur, ZF 6 : 2,14 fract/m de 1366,69 à 1381,46 m de profondeur et ZF 7 : 0,26 fract/m de 1381,46 à 1416,77 m de profondeur. Les zones de fractures 1 et 4 correspondent à des zones de failles majeures (Cautru, 1989; Vernoux et al., 1995), la faille de Soultz dans le cas de la faille au sommet de la pile gréseuse (Schnaebele, 1948).

Les fractures peuvent présenter un colmatage ou être ouvertes (Figure 54b, c). Elles présentent des ouvertures importantes dans les zones à forte densité de fracturation (ZF 1, 2, 4 et 6), alors que les ouvertures les plus faibles sont observées dans les zones à faible densité de fracturation (ZF 3, 5 et 7) (Figure 54c).

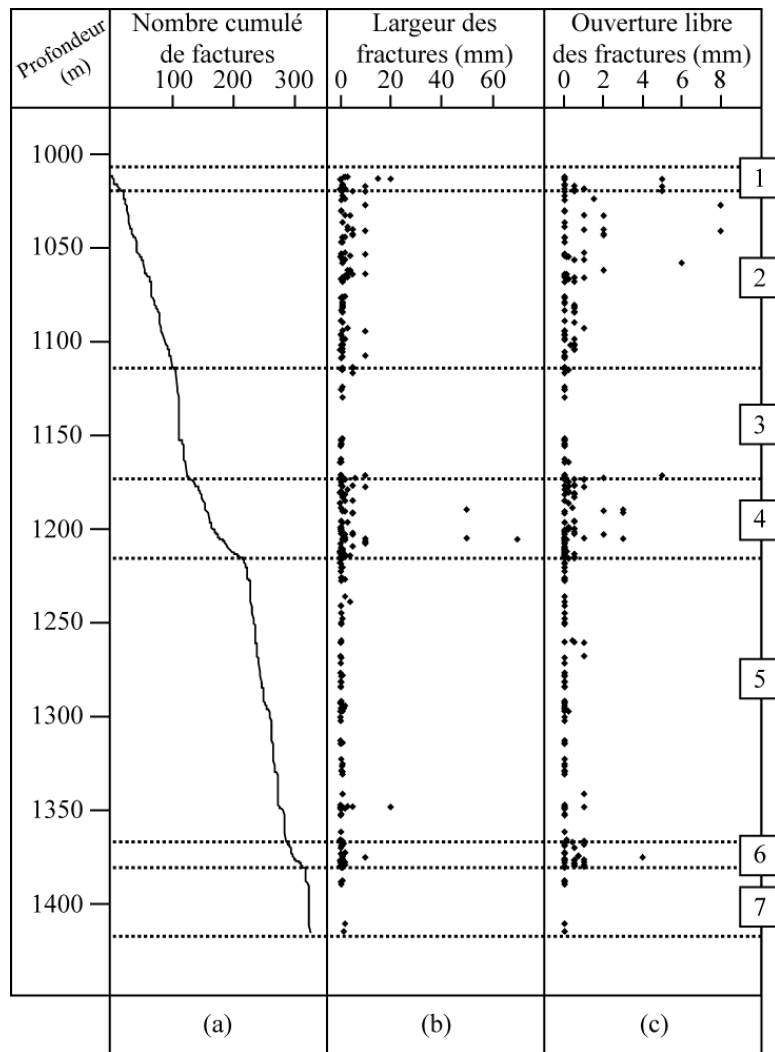


Figure 54 : (a) Nombre de fractures cumulées, (b) largeur des fractures, (c) Ouverture libre des fractures, à partir des observations réalisées sur les carottes de forage. A droite figure le numéro correspondant à chaque zone de fractures.

Les pendages sont globalement supérieurs à 40° (a), excepté dans ZF 1 et à la base de ZF 5, où les fractures sont moins inclinées, comprises entre 11° et 86° . Les pendages des fractures sont orientés autant vers l'Est que vers l'Ouest (Vernoux et al., 1995). Cette fracturation a une orientation principale N 170° E (b, d), ainsi que trois orientations secondaires : N 20° E, N 60° E et N 140° E (Vernoux et al., 1995) (c). La distribution des azimuts en fonction de la profondeur (b, c) montre que l'orientation principale est bien exprimée pour ZF 3, 4, 6 et 7 alors que toutes les orientations sont représentées dans ZF 1, 2 et 5.

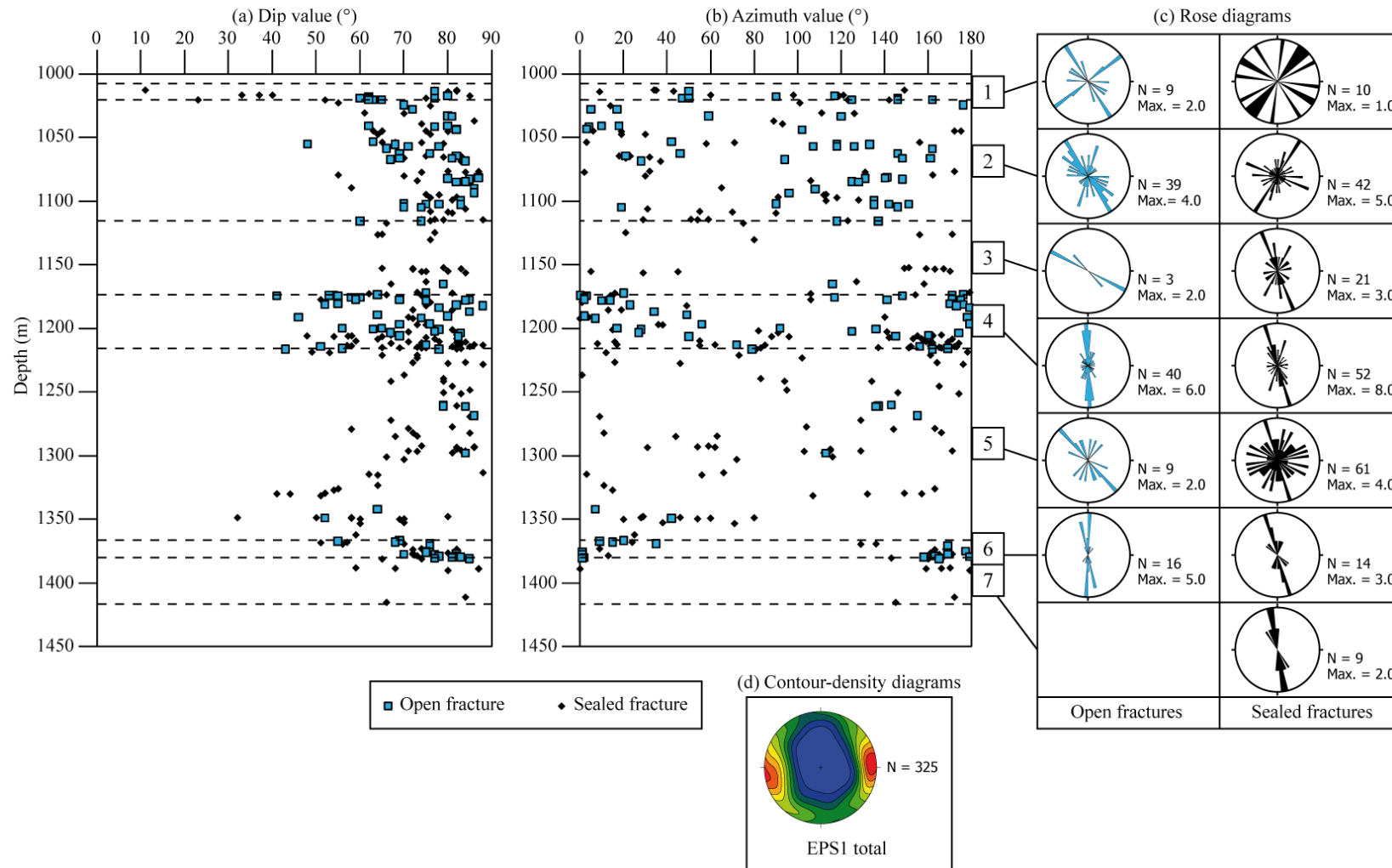


Figure 55 : (a) valeur des pendages et (b) valeur des azimuts, des fractures macroscopiques observées sur les carottes du forage EPS1. Les fractures colmatées sont remplies par de la barytine, de la calcite, de la sidérite, de l'ankérite, de la galène, du quartz, de la pyrite, de l'hématite, de la matière organique et des traces d'huile. Les fractures ouvertes peuvent montrer des remplissages hydrothermaux, (Vernoux et al., 1995). Les repères 1 à 7 indiquent la position des zones de fractures. (c) Diagramme d'orientation de la fracturation pour les fractures colmatées et ouvertes. (d) Diagramme de densité en projection de Schmidt, hémisphère inférieure, courbes à 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80% et 90% de la fréquences maximale.

2 Résultats

2.1 Résultats pétrophysiques par faciès sédimentaire

Différentes types de mesures pétrophysiques ont été réalisées sur les carottes du forage EPS1 : des mesures de porosité par injection de mercure (Figure 56b, c & Tableau 3), des mesures de perméabilité (Figure 56d & Tableau 4), des mesures de conductivité thermique (Figure 56e, f, g, Tableau 5 & Tableau 6) et des mesures de vitesse de propagation des ondes P (Figure 56h, i & Tableau 7).

La porosité totale, mesurée par injection de mercure sur 105 échantillons, indique des valeurs comprises entre 1,21 et 19,93%, la valeur moyenne est de 8,82% (écart type de 4,06%) (Figure 56b & Tableau 3). Dans les Grès Permien et les Grès d'Annweiler, la porosité totale présente des valeurs comprises entre 2,77 et 12,94% et des valeurs moyennes respectivement de 7,11 et 8,51%. Dans les Grès Vosgiens, trois zones présentent de fortes augmentations de la porosité : entre la base des Grès Vosgiens inférieurs et 1300 m de profondeur, les porosités varient de 5,15 à 17,63 % avec une moyenne de 9,98%, dans le faciès fluvio-éolien, les porosités varient entre 8,28 et 19,93% avec une moyenne de 14,00%, et dans le faciès Playa lake, les porosités varient de 1,21 à 17,02% avec une moyenne de 10,23%. Entre ces trois niveaux, la porosité est comprise entre 2,01 et 10,95% avec une moyenne de l'ordre de 7,50%. Dans le Buntsandstein supérieur, l'Oberer Felsone présente des porosités élevées comprises entre 5,97 et 14,43% avec une moyenne de 9,81%. Au dessus, les autres niveaux stratigraphiques présentent des porosités relativement peu élevées, ne dépassant jamais 10% (sauf pour une mesure dans les Couches Intermédiaires moyenne, 15,75%), les porosités tendent à diminuer vers le sommet de la série et indiquent une valeur de 5,69% dans les Grès à Voltzia (variant de 2,53 à 9,48%). La porosité piégée présente des valeurs comprises entre 0,46 et 16,98% et une valeur moyenne de 6,88% (écart-type de 3,48%) (Figure 56b & Tableau 3), en suivant les mêmes tendances que la porosité totale, alors que la porosité libre présente des valeurs comprises entre 0,26 et 4,84%, et une valeur moyenne de 1,94% (écart-type de 1,01%) (Figure 56b & Tableau 3). La porosité libre apparaît relativement constante le long de la pile gréseuse, avec des valeurs inférieures à 5%. Les diamètres moyens de seuils d'accès présentent des valeurs comprises entre 0,01 et 21,56 μm , et une valeur moyenne de 1,17 μm (écart-type de 2,76 μm) (Figure 56c & Tableau 3), en suivant les mêmes tendances que la porosité totale

1110 mesures de perméabilité ont été réalisées à l'aide du perméamètre portable, parallèlement à la stratification. La perméabilité indique des valeurs comprises entre 0,34 et 512,68 mD et une valeur moyenne de 16,51 mD (écart type de 45,24 mD) (Figure 56d & Tableau 4). La perméabilité suit les mêmes tendances que la porosité totale, avec des valeurs qui augmentent fortement entre la base des Grès Vosgiens et 1300 m de profondeur (variant de 0,34 à 181mD), dans les grès fluvio-éoliens (variant de 0,63 à 512 mD), dans le faciès de Playa lake (variant de 0,35 à 387 mD) et dans l'Obere Felsone (variant de 0,81 à 87 mD). Entre ces trois zones, la perméabilité est comprise entre 0,34 et 27 mD. Des tests de perméabilité à l'azote, parallèlement et perpendiculairement à la stratification, ont montré des valeurs identiques à celles mesurées par Sizun (1995). Par la suite, nous avons choisi d'utiliser les données de l'auteur. Les mesures de perméabilité, parallèlement à la stratification, indiquent des valeurs comprises entre 0,04 et 227,44 mD, et une valeur moyenne de 23,10 mD (écart type de 46,11 mD), alors que les mesures de perméabilité, perpendiculairement à la stratification, montrent des valeurs comprises entre 0,06 et 153,92 mD, et une valeur moyenne de 13,73 mD (écart type de 24,95 mD) (Figure 56d & Tableau 4). Les mesures de perméabilité à l'azote présentent les mêmes tendances que celles mesurées à l'aide du perméamètre de terrain.

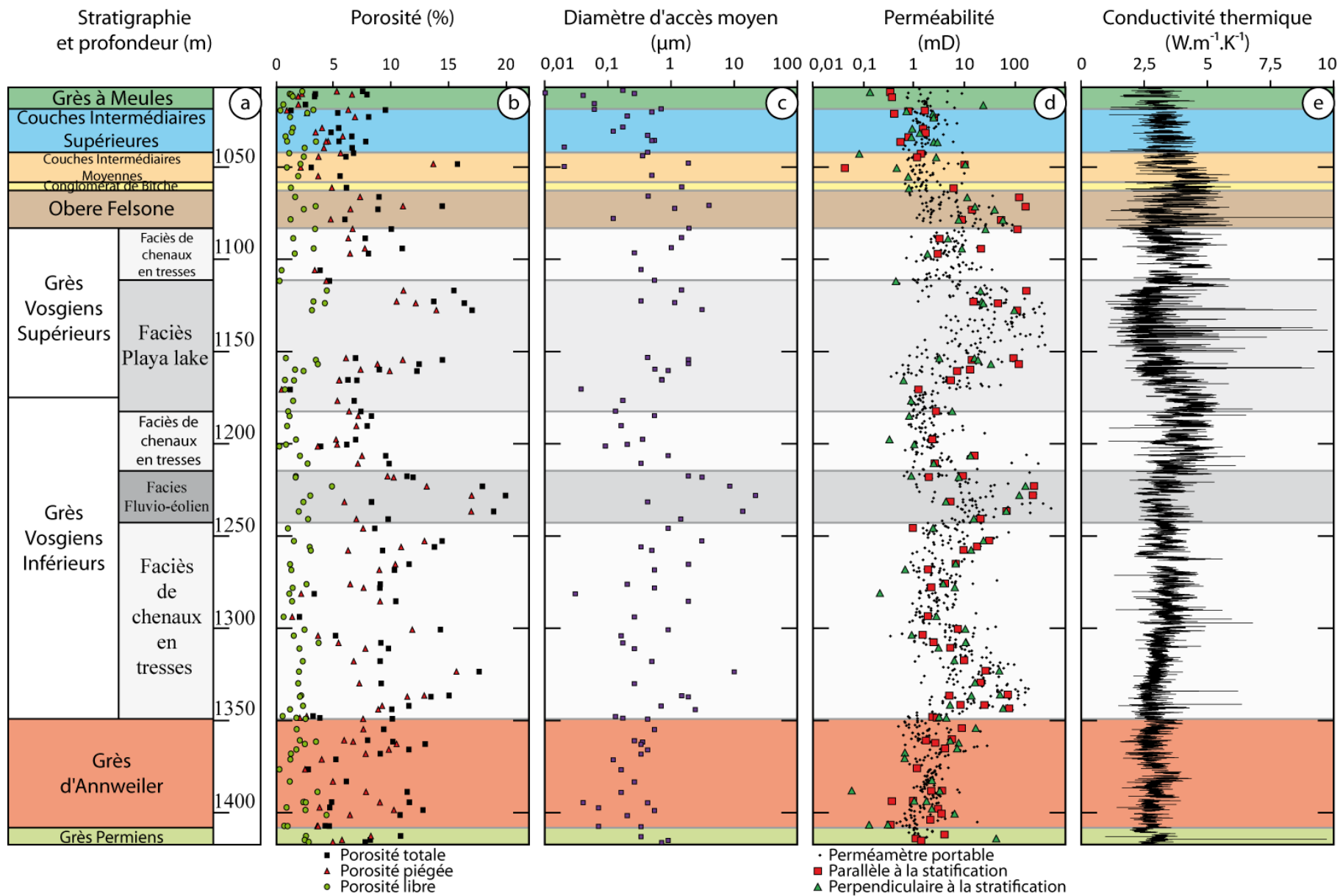
Un profil subcontinu de conductivité thermique a été mesuré parallèlement à la stratification (Figure 56e & Tableau 5). Les valeurs sont comprises entre 0,96 et 10,10 $W.m^{-1}.K^{-1}$, et la valeur moyenne est de 3,27 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (écart type de 0,63 $W.m^{-1}.K^{-1}$). La conductivité thermique tend à augmenter depuis la base de la formation jusqu'à la base du faciès de Playa lake (variant de 1,09 à 6,80 $W.m^{-1}.K^{-1}$). Elle diminue dans le faciès de Playa lake (variant de 0,98 à 9,76 $W.m^{-1}.K^{-1}$, et une moyenne de 3,09 $W.m^{-1}.K^{-1}$), puis tend à augmenter jusqu'au Conglomérat de Bitche (variant de 0,99 à 10,10 $W.m^{-1}.K^{-1}$). La conductivité thermique tend à diminuer jusqu'au sommet de la formation (variant de 1,12 à 5,87 $W.m^{-1}.K^{-1}$).

Des mesures de conductivité thermique ont également été réalisées sur 76 échantillons, parallèlement et perpendiculairement à la stratification, à l'état sec puis saturé (Figure 56f, g & Tableau 6). Les mesures de conductivité thermique réalisées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 3,19 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (écart type de 0,72 $W.m^{-1}.K^{-1}$), les mesures sont comprises entre 2,17 et 5,04 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (Figure 56f & Tableau 6). Les mesures réalisées perpendiculairement à la stratification, montrent une valeur moyenne de 3,18 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (écart type de 0,70 $W.m^{-1}.K^{-1}$), les valeurs sont comprises entre

2,08 et 5,22 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 56f & Tableau 6). La conductivité thermique est également mesurée sur les échantillons saturés à l'eau. Les mesures réalisées parallèlement à la stratification montrent une valeur moyenne de 3,74 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,61 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et des valeurs comprises entre 2,73 et 5,48 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 56g & Tableau 6). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification présentent des valeurs comprises entre 2,21 et 5,95 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, et une valeur moyenne de 3,84 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,68 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 56f & Tableau 6). Les conductivités thermiques, mesurées à l'état sec et saturé, tendent à augmenter depuis la base de la formation jusqu'au faciès de Playa lake, variant respectivement de 2,25 à 5,04 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et de 2,89 à 5,48 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, puis tendent à diminuer jusqu'au sommet de la formation, variant respectivement de 2,08 à 5,22 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et de 2,27 à 5,95 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

Des mesures de vitesses de propagation des ondes P ont été réalisées sur les mêmes échantillons, secs et saturés (Figure 56h, i & Tableau 7). Les mesures réalisées parallèlement à la stratification ont été moyennées. Cependant, en raison d'un état de surface parfois trop rugueux ou à cause d'une friabilité trop importante, notamment à la suite de la saturation à l'eau, les échantillons n'ont pas pu tous faire l'objet d'une mesure de vitesse de propagation des ondes P. Les mesures de vitesse mesurées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification ont une valeur moyenne de 3817 m.s^{-1} (écart type de 639 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 2653 et 5226 m.s^{-1} (Figure 56h & Tableau 7). Sur les mêmes échantillons, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification montrent des valeurs comprises entre 2000 et 5250 m.s^{-1} , et une valeur moyenne de 3198 m.s^{-1} (écart type de 754 m.s^{-1}) (Figure 56h & Tableau 7). Les mesures effectuées sur les échantillons saturés parallèlement à la stratification indiquent une valeur moyenne de 4294 m.s^{-1} (écart type de 545 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 3223 et 5512 m.s^{-1} (Figure 56i & Tableau 7). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification présentent des valeurs comprises entre 3354 et 5556 m.s^{-1} , et une valeur moyenne de 4167 m.s^{-1} (écart type de 543 m.s^{-1}) (Figure 56i & Tableau 7). Les mesures de vitesse de propagation des ondes P, mesurées sur les échantillons secs et saturés, présentent de fortes hétérogénéités dans l'ensemble des niveaux lithostratigraphiques.

Figure 56 (Pages suivantes) : (a) Stratigraphie et profondeur, (b) mesure de porosité par injection de mercure, (c) diamètre d'accès moyen à la porosité, (d) perméabilité à l'air parallèlement à la stratification et perméabilité à l'azote parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (e) profil de conductivité thermique parallèlement à la stratification, (f) conductivité thermique sur les échantillons secs parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (g) conductivité thermique sur les échantillons saturés parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (h) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons secs parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (i) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons saturés parallèlement et perpendiculairement à la stratification



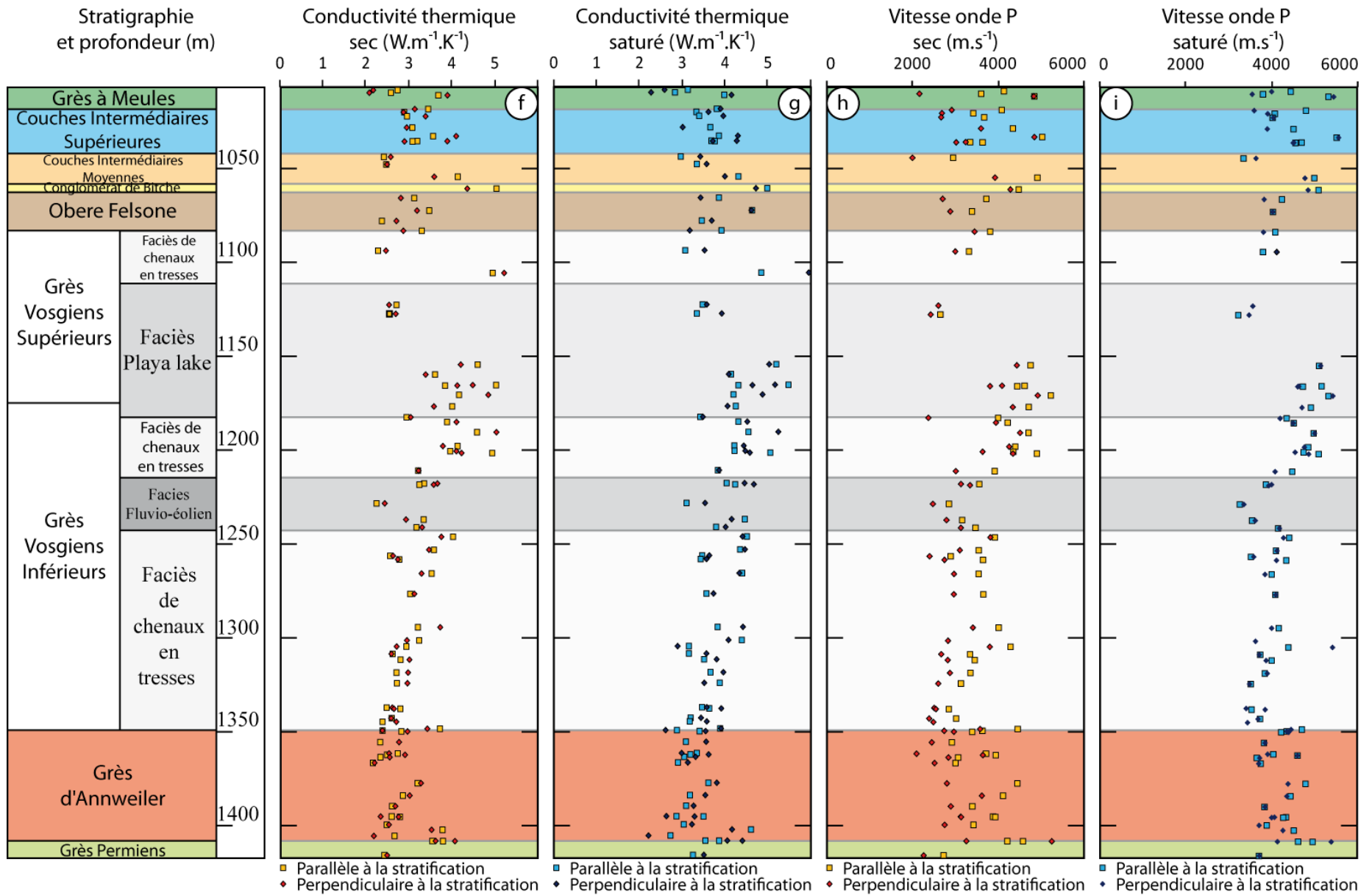


Tableau 3 : Données statistiques des grès du Buntsandstein du forage EPS1 : porosité par injection de mercure totale, piégée, libre et diamètre d'accès

Lithostratigraphie	Nb. de mesures	Porosité Totale				Porosité Piégée			
		Moyenne (%)	Min. (%)	Max. (%)	Ecart-type (%)	Moyenne (%)	Min. (%)	Max. (%)	Ecart-type (%)
Grès à Voltzia	6	5,69	2,53	9,48	2,94	4,03	1,90	6,58	2,25
Couche Intermédiaire Supérieures	10	5,79	1,28	8,03	1,91	4,22	0,92	6,84	1,68
Couche Intermédiaire Moyennes	4	7,60	3,04	15,75	5,59	5,77	2,12	13,65	5,30
Conglomérat de Bitche	2	7,51	6,10	8,92		6,06	4,83	7,28	
Obere Felsone	4	9,81	5,97	14,43	3,52	7,20	4,73	11,01	2,68
Grès Vosgiens Supérieurs	17	9,82	1,21	17,02	4,69	7,65	0,46	13,92	3,47
Grès Vosgiens Inférieurs	39	10,08	2,01	19,93	4,21	8,22	1,38	16,98	3,76
Grès d'Annweiler	18	8,51	2,77	12,94	3,32	6,40	2,04	10,46	2,75
Grès Permien	5	7,11	4,24	10,80	2,72	5,21	3,56	8,22	1,91
Faciès (Grès Vosgiens)									
Chenaux en tresses (1112-1084m)	4	7,62	3,80	10,95	2,94	5,93	3,34	7,70	1,84
Playa Lake (1183-1112m)	14	10,23	1,21	17,02	4,91	7,98	0,46	13,92	3,67
Chenaux en tresses (1215-1183m)	8	7,47	3,86	9,81	1,91	6,13	3,60	7,45	1,33
Fluvio-éolien (1243-1215m)	7	14,00	8,28	19,93	4,78	11,40	5,92	16,98	4,45
Chenaux en tresses (1349-1243m)	23	9,95	2,01	17,63	3,92	8,11	1,38	15,66	3,63

Lithostratigraphie	Nb. de mesures	Porosité Libre				Diamètre d'accès			
		Moyenne (%)	Min. (%)	Max. (%)	Ecart-type (%)	Moyenne (µm)	Min. (µm)	Max. (µm)	Ecart-type (%)
Grès à Voltzia	6	1,66	0,61	3,22	0,93	0,21	0,01	0,69	0,26
Couche Intermédiaire Supérieures	10	1,58	0,36	3,45	0,97	0,29	0,02	0,54	0,20
Couche Intermédiaire Moyennes	4	1,83	0,92	2,39	0,64	0,68	0,02	1,86	0,81
Conglomérat de Bitche	2	1,46	1,27	1,64		0,94	0,43	1,46	
Obere Felsone	4	2,61	1,24	3,42	1,03	1,78	0,12	3,95	1,62
Grès Vosgiens Supérieurs	17	2,17	0,28	4,39	1,37	0,98	0,04	3,07	0,77
Grès Vosgiens Inférieurs	39	1,86	0,26	4,84	0,91	2,10	0,03	21,56	4,28
Grès d'Annweiler	18	2,12	0,27	4,36	1,04	0,28	0,04	0,54	0,15
Grès Permien	5	1,90	0,68	2,82	0,99	0,46	0,07	0,89	0,33
Faciès (Grès Vosgiens)									
Chenaux en tresses (1112-1084m)	4	1,70	0,46	3,25	1,16	0,76	0,26	1,45	0,57
Playa Lake (1183-1112m)	14	2,26	0,28	4,39	1,40	0,98	0,04	3,07	0,83
Chenaux en tresses (1215-1183m)	8	1,34	0,26	2,72	0,78	0,34	0,09	0,89	0,27
Fluvio-éolien (1243-1215m)	7	2,60	1,68	4,84	1,10	7,19	0,42	21,56	7,89
Chenaux en tresses (1349-1243m)	23	1,84	0,55	3,68	0,78	1,25	0,03	9,94	2,07

Tableau 4 : Données statistiques des mesures de perméabilité à l'air. Données statistiques des mesures de perméabilité à l'azote d'après Sizun (1995)

Lithostratigraphie	Nb de mesures	Perméabilité à l'air			
		Moyenne (mD)	Ecart-type (mD)	Min. (mD)	Max. (mD)
Grès à Voltzia	23	2.27	1.95	0.72	8.77
Couche Intermédiaire Supérieures	51	2.03	1.59	0.61	9.02
Couche Intermédiaire Moyennes	36	1.96	1.86	0.74	9.81
Conglomérat de Bitche	13	2.08	2.11	0.66	8.77
Obere Felsone	61	11.81	17.34	0.81	87.52
Grès Vosgiens Supérieurs	264	32.29	67.23	0.35	387.24
Grès Vosgiens Inférieurs	473	17.65	44.41	0.34	512.68
Grès d'Annweiler	170	2.69	3.43	0.45	27.40
Grès Permien	19	1.23	0.51	0.59	2.28
Total	1110	16.51	45.24	0.34	512.68
Facies (Grès Vosgiens)					
Chenaux en tresses (1112-1084m)	76	6.92	10.52	0.70	85.10
Playa Lake (1183-1112m)	210	38.25	74.01	0.35	387.24
Chenaux en tresses (1215-1183m)	79	9.96	37.59	0.66	284.40
Fluvio-éolien (1243-1215m)	76	40.48	85.74	0.63	512.68
Chenaux en tresses (1349-1243m)	296	15.04	27.14	0.34	181.53

Lithostratigraphie	Nb. de mesures	Perméabilité à l'azote parallèle à la stratification			
		Moyenne (mD)	Ecart-type (mD)	Min. (mD)	Max. (mD)
Grès à Voltzia	3	0,75	0,71	0,32	1,57
Couche Intermédiaire Supérieures	8	1,14	0,67	0,39	2,38
Couche Intermédiaire Moyennes	3	3,57	5,22	0,04	9,56
Conglomérat de Bitche	2			5,82	115,83
Obere Felsone	5	66,82	62,91	8,41	154,48
Grès Vosgiens Supérieurs	14	42,31	52,40	1,17	160,41
Grès Vosgiens Inférieurs	33	26,96	53,79	0,91	227,44
Grès d'Annweiler	15	2,86	2,00	0,35	8,48
Grès Permien	4	1,63	1,53	0,33	3,84
Total	87	23,10	46,11	0,04	227,44
Facies (Grès Vosgiens)					
Chenaux en tresses (1112-1084m)	3	8,73	10,03	2,82	20,31
Playa Lake (1183-1112m)	11	51,47	55,84	1,17	160,41
Chenaux en tresses (1215-1183m)	4	5,59	6,33	2,20	15,08
Fluvio-éolien (1243-1215m)	7	77,73	100,67	1,88	227,44
Chenaux en tresses (1349-1243m)	22	14,70	20,10	0,91	73,13

Nb. de mesures	Perméabilité à l'azote perpendiculaire à la stratification			
	Moyenne (mD)	Ecart-type (mD)	Min. (mD)	Max. (mD)
2			0,13	22,51
9	1,50	0,95	0,08	2,79
4	3,44	4,45	0,44	9,95
2			0,76	10,83
5	28,10	18,87	7,33	55,09
13	18,41	24,41	0,42	92,46
35	19,03	33,55	0,20	153,92
16	3,76	4,01	0,06	15,94
2			0,12	40,63
88	13,73	24,95	0,06	153,92
Facies (Grès Vosgiens)				
3	4,92	3,37	1,78	8,48
11	20,49	26,15	0,42	92,46
6	3,74	4,72	0,31	12,59
7	51,59	61,83	0,85	153,92
21	13,41	16,43	0,20	55,54

Tableau 5 : Données statistiques du profil de conductivité thermique

Lithostratigraphie	Nombre de points de mesure	Conductivité thermique (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)			
		Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type
Grès à Voltzia	6555	3,04	1,15	4,49	0,44
Couche intermédiaire supérieures	15312	3,36	1,12	4,64	0,37
Couche intermédiaire moyennes	9778	3,81	1,75	5,87	0,63
Conglomérat de Bitche	4062	4,10	1,77	5,92	0,53
Obere Felsone	15499	3,57	0,99	10,10	0,82
Grès Vosgiens Supérieurs	67913	3,14	0,98	9,76	0,68
Grès Vosgiens Inférieurs	128143	3,35	1,09	6,80	0,56
Grès d'Annweiler	41420	2,88	1,41	4,37	0,32
Grès Permien	7000	2,83	0,96	9,72	0,35
Total	295682	3,27	0,96	10,10	0,63
Faciès (Grès Vosgiens)					
Chenaux en tresses (1112-1084m)	19208	3,40	1,42	5,88	0,59
Playa Lake (1183-1112m)	48705	3,09	0,98	9,76	0,78
Chenaux en tresses (1215-1183m)	24702	3,88	1,09	6,53	0,56
Fluvio-éolien (1243-1215m)	21614	3,19	1,93	5,22	0,44
Chenaux en tresses (1349-1243m)	81827	3,17	1,32	6,80	0,43

Tableau 6 : Données statistiques des mesures de conductivité thermique mesurées sur des échantillons

Lithostratigraphie	Nb de mesures	Conductivité thermique ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)															
		sec								saturé							
		parallèle à la stratification				perpendiculaire à la stratification				parallèle à la stratification				perpendiculaire à la stratification			
Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type		
Grès à Voltzia	4	3,12	2,59	3,69	0,54	2,82	2,08	3,90	0,86	3,43	2,83	3,98	0,55	3,22	2,27	4,15	0,93
Couche intermédiaire supérieures	6	3,13	2,89	3,57	0,24	3,35	2,88	4,10	0,54	3,61	3,33	3,85	0,21	3,81	3,01	4,30	0,48
Couche intermédiaire moyennes	3	3,01	2,42	4,14	0,98	2,89	2,50	3,59	0,61	3,54	2,96	4,31	0,69	3,66	3,42	3,99	0,30
Conglomérat de bitche	2	4,09	3,13	5,04		3,59	2,82	4,36		4,42	3,86	4,98		4,07	3,43	4,72	
Obere Felsone	3	3,05	2,38	3,48	0,59	2,93	2,71	3,19	0,24	4,00	3,45	4,63	0,59	3,82	3,17	4,61	0,73
Grès Vosgiens Supérieurs	9	3,75	2,29	5,03	1,04	3,78	2,47	5,22	1,04	4,23	3,07	5,48	0,84	4,53	3,52	5,95	0,81
Grès Vosgiens Inférieurs	31	3,25	2,25	4,94	0,66	3,26	2,44	5,04	0,60	3,87	3,10	5,05	0,51	4,01	2,89	5,24	0,49
Grès d'Annweiler	15	2,69	2,17	3,78	0,40	2,71	2,19	3,53	0,38	3,23	2,73	4,60	0,45	3,26	2,21	4,16	0,50
Grès Permien	3	3,26	2,43	3,80	0,73	3,40	2,50	4,07	0,81	3,55	3,25	3,86	0,31	3,99	3,50	4,40	0,45
Faciès (Grès Vosgiens)																	
Chenaux en tresses (1112-1084m)	2	3,62	2,29	4,95	1,88	3,84	2,47	5,22	1,94	3,96	3,07	4,84	1,25	4,74	3,52	5,95	1,72
Playa Lake (1183-1112m)	8	3,82	2,55	5,03	0,85	3,74	2,54	4,85	0,83	4,30	3,34	5,48	0,74	4,42	3,57	5,17	0,58
Chenaux en tresses (1215-1183m)	7	3,95	2,95	4,94	0,70	3,94	3,05	5,04	0,67	4,23	3,42	5,05	0,52	4,37	3,48	5,24	0,56
Fluvio-éolien (1243-1215m)	5	3,08	2,25	3,36	0,47	3,19	2,44	3,67	0,50	3,92	3,10	4,46	0,52	4,16	3,53	4,67	0,44
Chenaux en tresses (1349-1243m)	18	2,99	2,39	4,03	0,47	3,00	2,59	3,76	0,39	3,70	3,15	4,51	0,45	3,82	2,89	4,46	0,41

Tableau 7 : Données statistiques des mesures de vitesse de propagation des ondes P

Lithostratigraphie	Vitesse onde P (m.s ⁻¹)															
	sec								saturé							
	parallèle à la stratification				perpendiculaire à la stratification				parallèle à la stratification				perpendiculaire à la stratification			
	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type	Moyenne	Min.	Max.	Ecart-type
Grès à Voltzia	4165	3606	4843	510	3304	2163	4831	1376	4590	3799	5319	638	4146	3548	5443	888
Couche intermédiaire supérieures	3908	3348	5029	653	3344	2669	4844	814	4561	4022	5512	539	4404	3898	5556	630
Couche intermédiaire moyennes	3932	2948	4915	1391	2963	2000	3926	1362	4169	3345	4992	1165	4206	3636	4775	805
Conglomérat de bitche	4102	3725	4479		3496	2706	4286		4665	4240	5091		4337	3826	4848	
Obere Felsone	3602	3390	3814	300	3166	2884	3448	399	4059	4032	4086	38	3918	3810	4026	153
Grès Vosgiens Supérieurs	4169	2653	5226	976	3613	2426	4923	954	4555	3223	5320	852	4423	3476	5424	744
Grès Vosgiens Inférieurs	3754	2847	4903	602	3156	2371	4511	647	4178	3257	5095	506	4085	3354	5417	504
Grès d'Annweiler	3605	2920	4449	458	2891	2095	3643	432	4178	3654	4787	352	4081	3700	4600	304
Grès Permien	3839	2728	4578	980	3589	2261	5250	1522	4423	3703	4950	646	4411	3714	5385	869
Faciès (Grès Vosgiens)																
Chenaux en tresses (1112-1084m)	3319				3000				3798				4118			
Playa Lake (1183-1112m)	4402	2653	5226	896	3804	2426	4923	945	4741	3223	5320	771	4507	3476	5424	737
Chenaux en tresses (1215-1183m)	4357	3918	4903	356	3725	2371	4511	783	4716	4352	5095	277	4564	4080	5000	340
Fluvio-éolien (1243-1215m)	3260	2852	3558	322	2975	2477	3343	341	3704	3257	4150	388	3817	3354	4180	329
Chenaux en tresses (1349-1243m)	3540	2847	4455	479	2919	2389	3818	458	4004	3514	4704	362	3938	3407	5417	470

L'ensemble des données pétrophysiques ne montrent pas de tendance particulière avec la profondeur, même si un contrôle global pour chaque séquence peut être reconnu (Figure 56). Pour expliquer les importantes variations observées dans chaque unité, il est nécessaire de faire appel au faciès pétrographique introduit par Sizun, (1995).

2.2 Résultats pétrophysiques par faciès pétrographique

Les différents faciès pétrographiques sont les grès à matrice argileuse, les grès à enrobage argileux, les grès propres et les grès silicifiés (Sizun, 1995; Sizun & Jeannette, 1995).

2.2.1 Les grès à matrice argileuse

Les analyses de minéralogie par diffraction des rayons X indiquent que ces grès sont composés en moyenne par 70,48% de quartz, 23,93% de feldspaths, 5,14% d'illite et 0,45% de dolomite. Des muscovites flexueuses, des fragments de quartzites et de granitoïdes sont également observés. Les grains, d'un diamètre moyen de 150 μm , présentent d'importantes figures de dissolution sur leur bordure. Ils sont aplatis parallèlement à la stratification et fortement imbriqués entre eux. Cet aplatissement entraîne une forte réduction des espaces intergranulaires, conduisant à ce que la porosité ne se trouve plus que dans la matrice argileuse, au cœur des feldspaths en voie d'illitisation et dans quelques macropores intergranulaires (Figure 57).

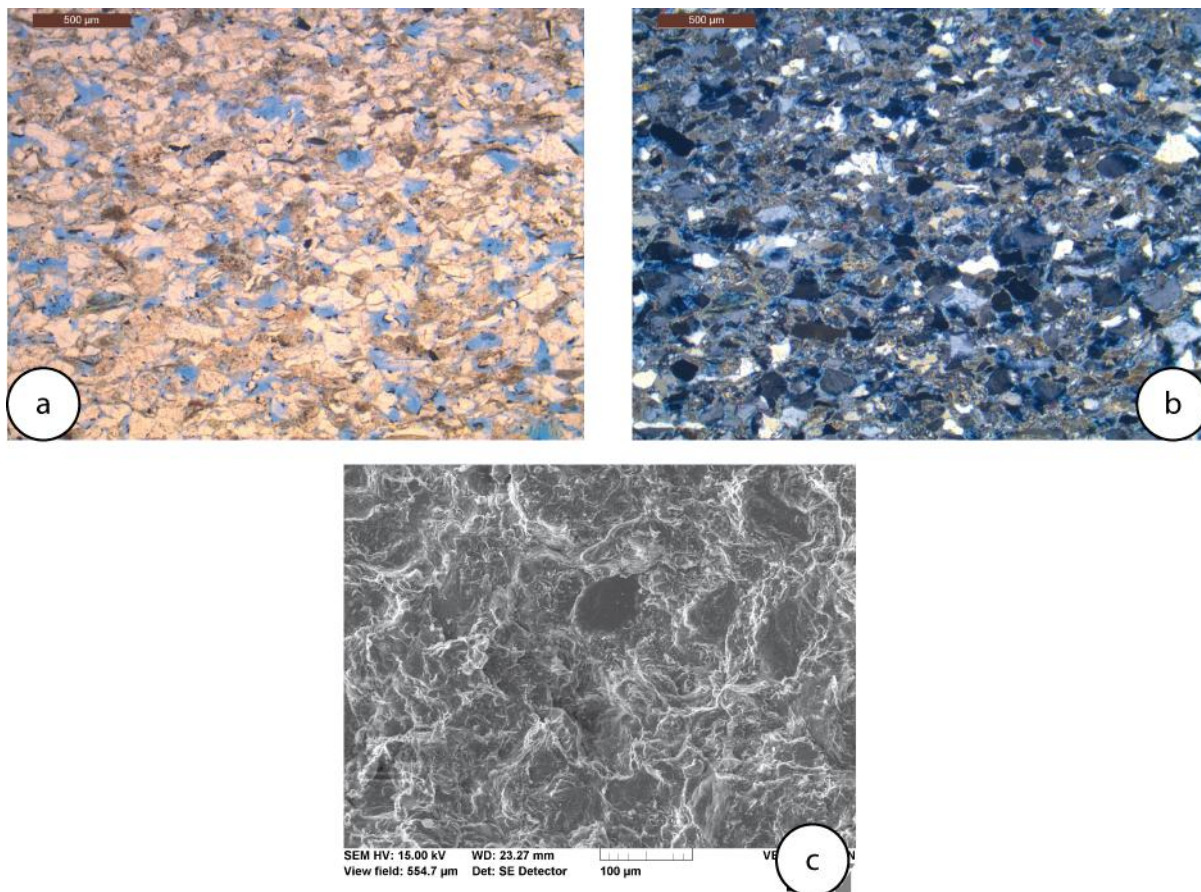
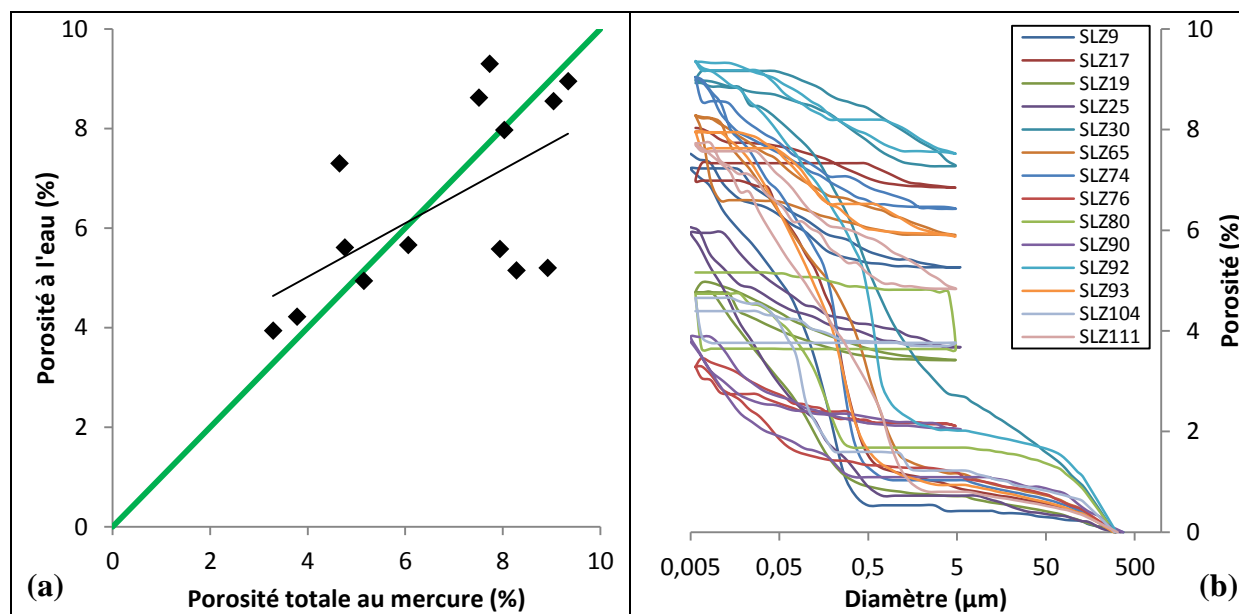
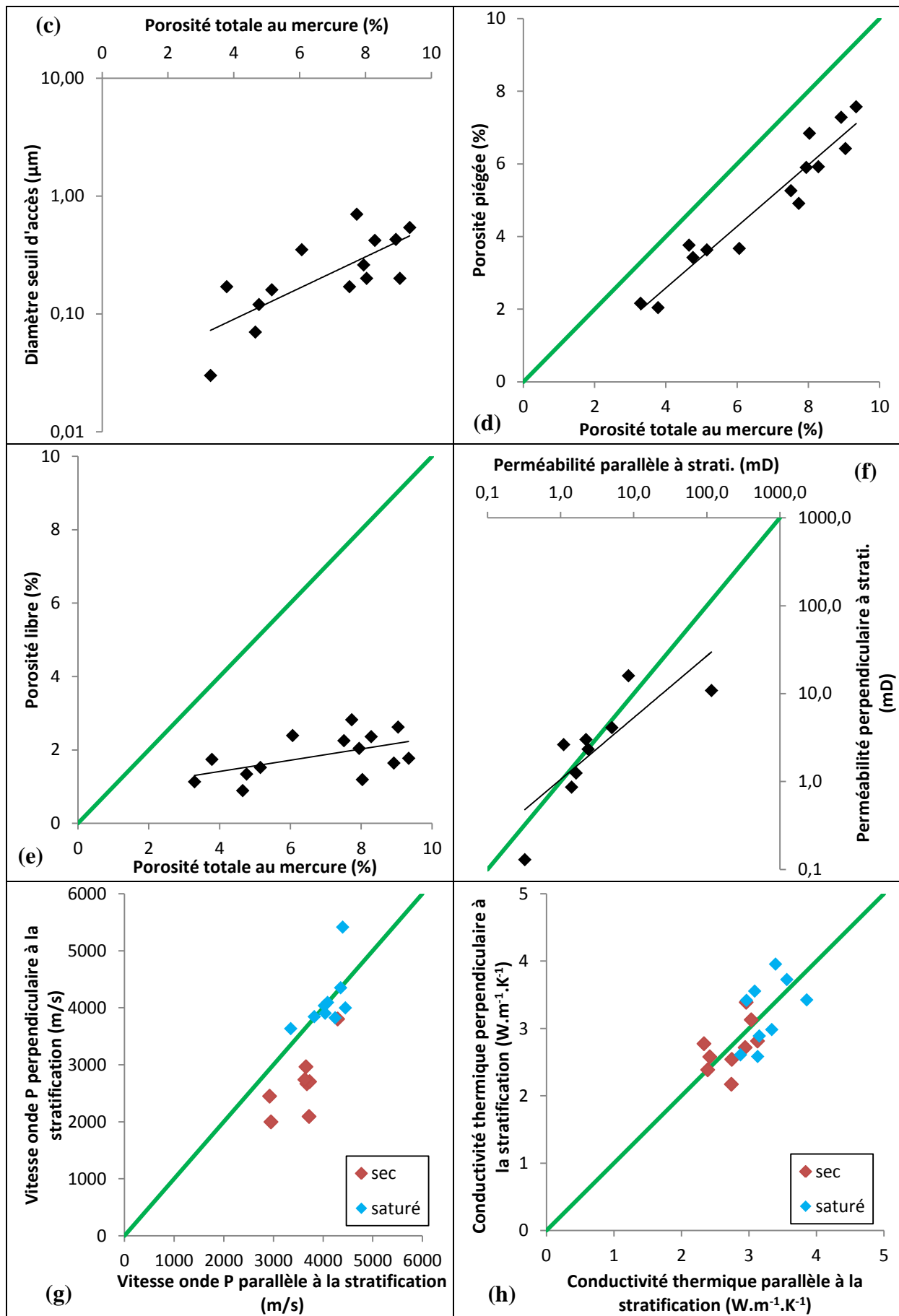


Figure 57 : Grès à matrice argileuse (a) en lame mince, lumière polarisée non analysée, (b) en lame mince, en lumière polarisée analysée, (c) au MEB

L'ensemble des données pétrophysiques des grès à matrice argileuse est donné dans la Figure 58.





Les mesures de porosité à l'eau sont comprises entre 3,94 et 9,30%, avec une valeur moyenne de 6,50% (écart type de 1,87%) (Sizun, 1995). Les mesures de porosité par injection de mercure ont une valeur moyenne de 6,75% (écart type de 2,07%), pour des valeurs comprises entre 3,29 et 9,34% (Figure 58a). Pour un même échantillon, l'écart entre les mesures est lié à la différence d'échelle d'analyse. Les diamètres moyens d'accès à la porosité (Figure 58c) ont des valeurs comprises entre 0,03 et 0,70 μm et une valeur moyenne de 0,27 μm (écart type de 0,19 μm). De plus, l'étalement moyen des courbes indique une valeur de 1,01 μm (écart type de 1,04) et des valeurs comprises entre 0,17 et 3,88 μm (Figure 58b). Ainsi, les diamètres d'accès à la porosité augmentent avec le volume poreux (Figure 58c), cette augmentation s'accompagne d'une augmentation de l'étalement des dimensions permettant l'accès au réseau poreux. La porosité piégée varie entre 2,04 et 7,57%, avec une valeur moyenne de 4,91% (écart type de 1,83%) (Figure 58d), alors que la porosité libre est comprise entre 0,89 et 2,82%, avec une valeur moyenne de 1,84% (écart type de 0,59%) (Figure 58e). La forte porosité piégée suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire formé par des volumes relativement gros, séparés entre eux par des chemins d'accès aux diamètres fortement réduits.

La perméabilité mesurée parallèlement à la stratification est comprise entre 0,32 et 115 mD, avec une valeur moyenne de 12 mD (écart type de 32 mD), alors que la perméabilité mesurée perpendiculairement à la stratification est comprise entre 0,13 et 15 mD, avec une valeur moyenne de 4 mD (écart type de 5 mD) (Figure 58f). En moyenne, la perméabilité mesurée parallèlement à la stratification est 2,23 fois plus forte que la perméabilité mesurée perpendiculairement à la stratification. Ces données soulignent une organisation du réseau poreux selon un axe préférentiel compris dans le plan de stratification, correspondant à une orientation préférentielle des « gros » seuils d'accès.

Figure 58 (Pages précédentes) : Pour les grès à matrice argileuse, (a) porosité totale mesurée par injection de mercure vs porosité à l'eau, (b) courbes d'injection de mercure, (c) porosité totale au mercure vs diamètre d'accès moyen, (d) porosité totale vs porosité piégée, (e) porosité totale vs porosité libre, (f) perméabilité parallèle à la stratification vs perméabilité perpendiculaire à la stratification, (g) vitesse de propagation des ondes P parallèle à la stratification vs vitesse de propagation des ondes P perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, (h) conductivité thermique parallèle à la stratification vs conductivité thermique perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, En vert, la droite d'équation $y=x$.

Les vitesses de propagation des ondes P mesurées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, sont comprises entre 2920 et 4290 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3631 m.s^{-1} (écart type de 457 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2000 et 3805 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 2679 m.s^{-1} (écart type de 562 m.s^{-1}) (Figure 58g). Les mesures effectuées parallèlement à la stratification sont en moyenne 1,36 fois plus élevées que celles effectuées perpendiculairement, ceci est lié à l'aplatissement des grains et à l'orientation préférentielle du réseau poreux. Les vitesses de propagation des ondes P, sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, sont comprises entre 3345 et 4446 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 4082 m.s^{-1} (écart type de 343 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3636 et 5417 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 4124 m.s^{-1} (écart type de 524 m.s^{-1}) (Figure 58g). Les mesures effectuées parallèlement à la stratification sont en moyenne 1,01 fois plus élevées que celles effectuées perpendiculairement. La saturation des échantillons conduit à augmenter la vitesse de propagation des ondes P et à décroître considérablement leur anisotropie.

La conductivité thermique mesurée sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, a des valeurs comprises entre 2,33 et 3,13 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, et une valeur moyenne de 2,74 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,30 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement sont comprises entre 2,17 et 3,39 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 2,72 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,37 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 58h). Les mesures effectuées parallèlement sont en moyenne 1,02 fois plus élevées que celle effectuées perpendiculairement. De plus, la conductivité thermique mesurée sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, a des valeurs comprises entre 2,88 et 3,86 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, et une valeur moyenne de 3,26 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,31 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2,59 et 3,96 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,24 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,49 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 58h). Les mesures effectuées parallèlement sont en moyenne 1,02 fois plus élevées que celle effectuées perpendiculairement. La conductivité thermique sur les échantillons secs apparaît globalement isotrope. La saturation tend à augmenter les valeurs de conductivité thermique des échantillons, sans modifier leur isotropie.

Les mesures de perméabilité suggèrent que le réseau poreux est relativement anisotrope, ce qui est confirmé par les mesures, sur échantillons secs, de vitesse de propagation des ondes P. La saturation des échantillons conduit à une forte diminution de cette anisotropie de

vitesse. La saturation tend à annuler les effets de l'organisation du réseau poreux. La conductivité thermique présente de fortes hétérogénéités sur les échantillons secs et saturés, et des anisotropies relativement marquées. L'organisation du réseau poreux a peu d'effet sur la conductivité thermique qui va être fortement contrôlée par la nature des contacts entre les grains et les argiles, en condition sec et saturé.

2.2.2 Les Grès à Enrobage Argileux

Les analyses de minéralogie par diffraction des rayons X indiquent que ces grès sont composés en moyenne par 79,02% de quartz, 16,53% de feldspaths, 2,49% d'illite, 1,59% de dolomite, 0,18% d'hématite, 0,15% de calcite et 0,04% d'halite. Les grains ont un diamètre moyen de 341 μm et ces diamètres sont compris entre 201 et 553 μm (Sizun, 1995). La présence d'un film argileux à la périphérie des grains, associé à des oxydes et hydroxydes de fer, inhibe le développement des auréoles de quartz et de feldspaths respectivement sur les bords libres des grains détritiques. Par contre, il favorise les dissolutions qui se produisent à l'interface entre les grains (Sizun, 1995). Cependant, les grains ont conservé des formes proches de leurs formes détritiques initiales, conduisant à la conservation de la porosité intergranulaire. Toutefois, à la suite de circulations hydrothermales, certains niveaux présentent des silicifications parfois importantes. Cependant ces circulations peuvent aussi être à l'origine, dans d'autres niveaux, d'importantes dissolutions affectant surtout les feldspaths potassiques, amenant à la création d'une porosité secondaire (Figure 59).

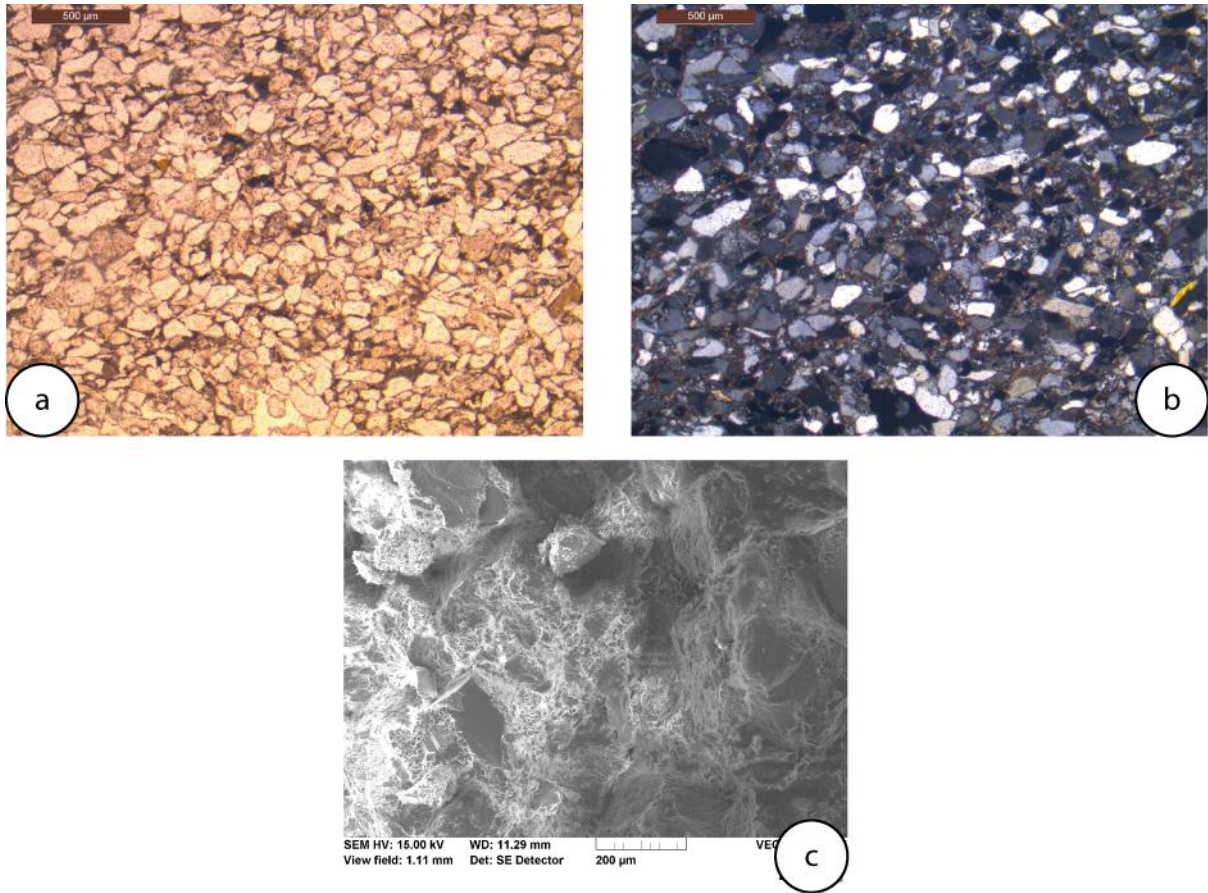
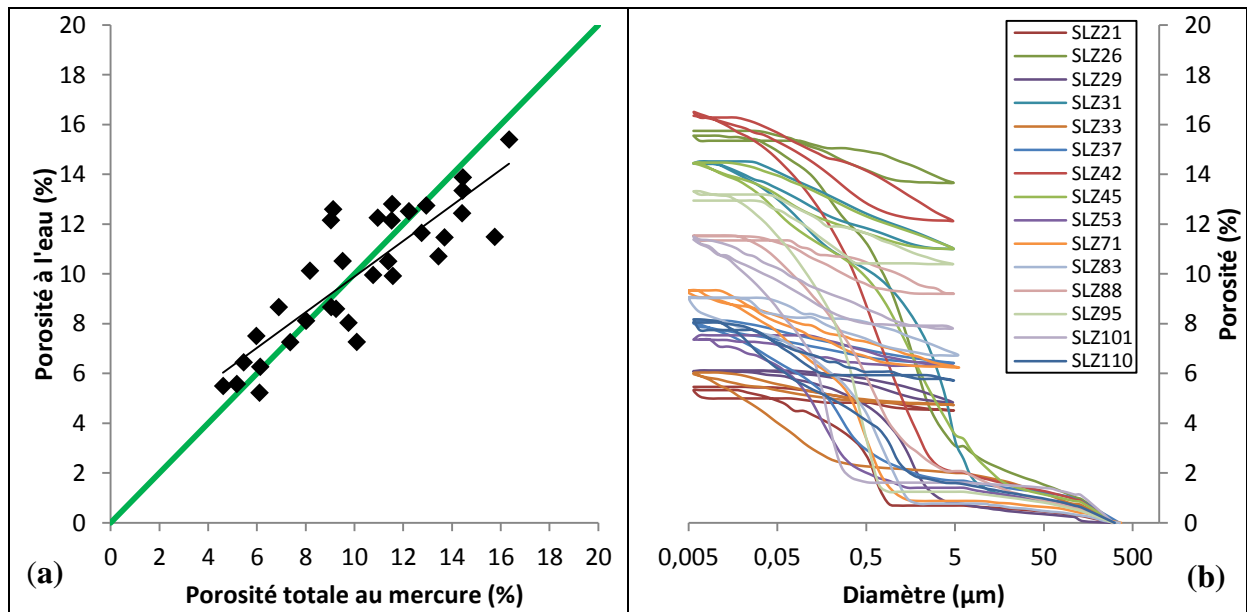
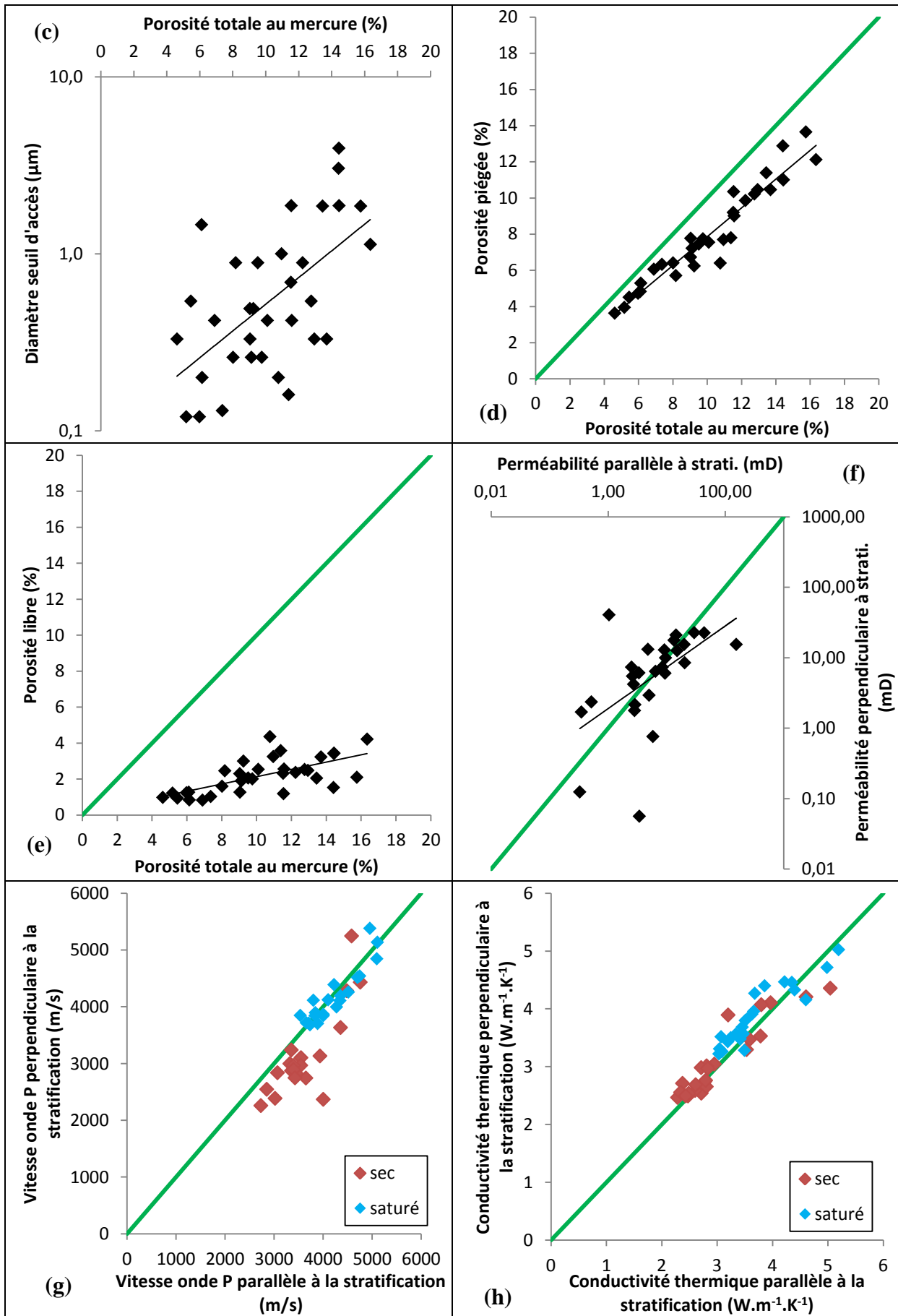


Figure 59 : Grès à enrobage argileux (a) en lame mince, lumière polarisée non analysée, (b) en lame mince, en lumière polarisée analysée, (c) au MEB

L'ensemble des données pétrophysiques des grès à enrobage argileux est présenté dans la Figure 60.





Les mesures de porosité à l'eau sont comprises entre 5,23 et 15,40%, pour une valeur moyenne de 10,06% (écart type de 2,71%) (Sizun, 1995). Les mesures par injection de mercure sont comprises entre 4,61 et 16,34%, avec une valeur moyenne de 10,24% (écart type de 3,23%) (Figure 60a). Sur les courbes d'injection de mercure (Figure 60b), les diamètres d'accès moyens à la porosité sont compris entre 0,12 et 3,95 μm , avec une valeur moyenne de 0,84 μm (écart type de 0,89 μm) (Figure 60c). Il n'apparaît pas de lien entre le diamètre d'accès moyen et le volume poreux total. De plus, l'étalement moyen des courbes est de 4,58 μm (écart type de 9,54 μm), et varie entre 0,32 et 54,57 μm (Figure 60b). L'étalement des courbes tend à augmenter avec le volume poreux. La porosité piégée varie entre 3,63 et 13,65%, avec une valeur moyenne de 8,05% (écart type de 2,68%) (Figure 60d), alors que la porosité libre est comprise entre 0,83 et 4,36%, avec une valeur moyenne de 2,19% (écart type de 0,98%) (Figure 60e). La forte porosité piégée suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire formé par des volumes relativement gros, séparés entre eux par des chemins d'accès de diamètres fortement réduits. De plus, le volume poreux total ne présente pas de relation avec la taille des grains. La géométrie complexe du réseau poreux des grès à enrobage argileux peut être contrôlée par les fortes hétérogénéités de la taille et de la répartition des grains, de la répartition des argiles et par les dissolutions de feldspaths et les silicifications locales. Ces différentes caractéristiques peuvent présenter de fortes variations à l'échelle centimétrique.

La perméabilité mesurée parallèlement à la stratification est comprise entre 0,33 et 154 mD, avec une valeur moyenne de 14 mD (écart type de 28 mD), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 0,06 et 40 mD, avec une valeur moyenne de 8 mD (écart type de 9 mD) (Figure 60f). En moyenne, les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont 3,34 fois plus élevées que celles mesurées perpendiculairement à la stratification. Cette caractéristique souligne une organisation du réseau poreux selon un axe préférentiel compris dans le plan de stratification, comme le suggèrent les observations locales de niveaux à aplatissement de grains.

Figure 60 (Pages précédentes) : Pour les grès à enrobage argileux, (a) porosité totale par injection mercure vs porosité à l'eau, (b) courbes d'injection de mercure, (c) porosité totale au mercure vs diamètre d'accès moyen, (d) porosité totale vs porosité piégée, (e) porosité totale vs porosité libre, (f) perméabilité parallèle à la stratification vs perméabilité perpendiculaire à la stratification, (g) vitesse de propagation des ondes P parallèle à la stratification vs vitesse de propagation des ondes P perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, (h) conductivité thermique parallèle à la stratification vs conductivité thermique perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, En vert, la droite d'équation $y=x$.

La vitesse de propagation des ondes P, dans les échantillons secs, parallèlement à la stratification est comprise entre 2728 et 4755 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3609 m.s^{-1} (écart type de 571 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2261 et 5250 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3102 m.s^{-1} (écart type de 740 m.s^{-1}) (Figure 60g). Les mesures effectuées parallèlement à la stratification sont en moyenne 1,12 fois plus élevées que celles effectuées perpendiculairement à la stratification. La vitesse de propagation des ondes P, sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, est comprise entre 3532 et 5103 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 4207 m.s^{-1} (écart type de 484 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3563 et 5385 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 4152 m.s^{-1} (écart type de 485 m.s^{-1}) (Figure 60g). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont en moyenne 1,04 fois plus élevées que celles effectuées parallèlement à la stratification. La saturation des échantillons conduit à augmenter la vitesse de propagation des ondes P et à diminuer, voir inverser leur anisotropie.

La conductivité thermique mesurée sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, est comprise entre 2,29 et 5,04 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,06 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,73 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2,47 et 4,36 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,09 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,62 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 60h). La conductivité thermique des échantillons secs apparaît globalement isotrope. De plus, la conductivité thermique mesurée sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, est comprise entre 3,03 et 5,19 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,70 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,61 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3,22 et 5,03 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,85 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,51 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 60h). La conductivité thermique des échantillons saturés apparaît globalement isotrope. La saturation des échantillons conduit à une augmentation de la conductivité thermique. Toutefois, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification présentent des valeurs légèrement supérieures à celles obtenues parallèlement à la stratification.

Les mesures de perméabilité suggèrent que le réseau poreux est relativement anisotrope et hétérogène, ce qui est confirmé par les mesures, sur échantillons secs, de vitesse de propagation des ondes P. La saturation des échantillons conduit à une forte diminution de cette anisotropie de vitesse. La saturation tend à annuler les effets de l'organisation du réseau

poreux. La conductivité thermique est globalement isotrope sur les échantillons secs et saturés. L'organisation du réseau poreux a peu d'effet sur la conductivité thermique qui va être fortement contrôlée par la nature des contacts entre les grains et les argiles et par les cimentations locales, en condition sec et saturé.

2.2.3 Les Grès Propres

Les analyses de minéralogie par diffraction des rayons X indiquent que les grès propres se composent en moyenne de 83,60% de quartz, 15,42% de feldspaths et 0,98% d'illite. Les grains ont un diamètre moyen de 441 μm , et des valeurs comprises entre 312 et 528 μm (Sizun, 1995). Sous l'effet de la pression lithostatique, la dissolution se traduit par le développement de surface de contact concavo-convexes entre les grains. Sur les bords libres des grains détritiques de quartz et de feldspaths, se développent respectivement de fines auréoles de quartz et de feldspaths authigènes qui contribuent à la réduction des espaces intergranulaires. Ces niveaux de grès ont subi de fortes circulations hydrothermales qui ont induit la dissolution quasi complète des feldspaths. Dans certains cas, les feldspaths n'existent plus que sous la forme de reliques, remplies par des treillis d'illites authigènes. Ces dissolutions ont moins affecté les quartz et leurs auréoles authigènes (Figure 61).

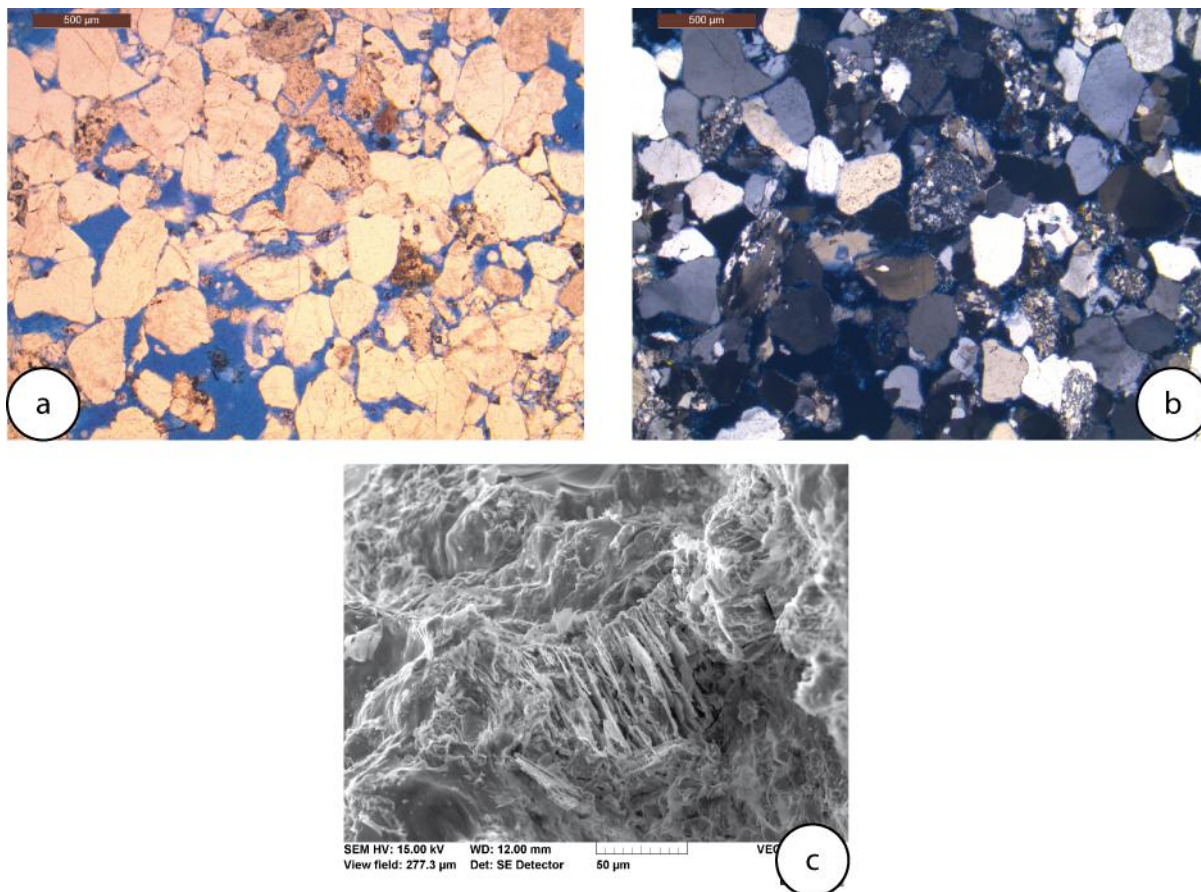
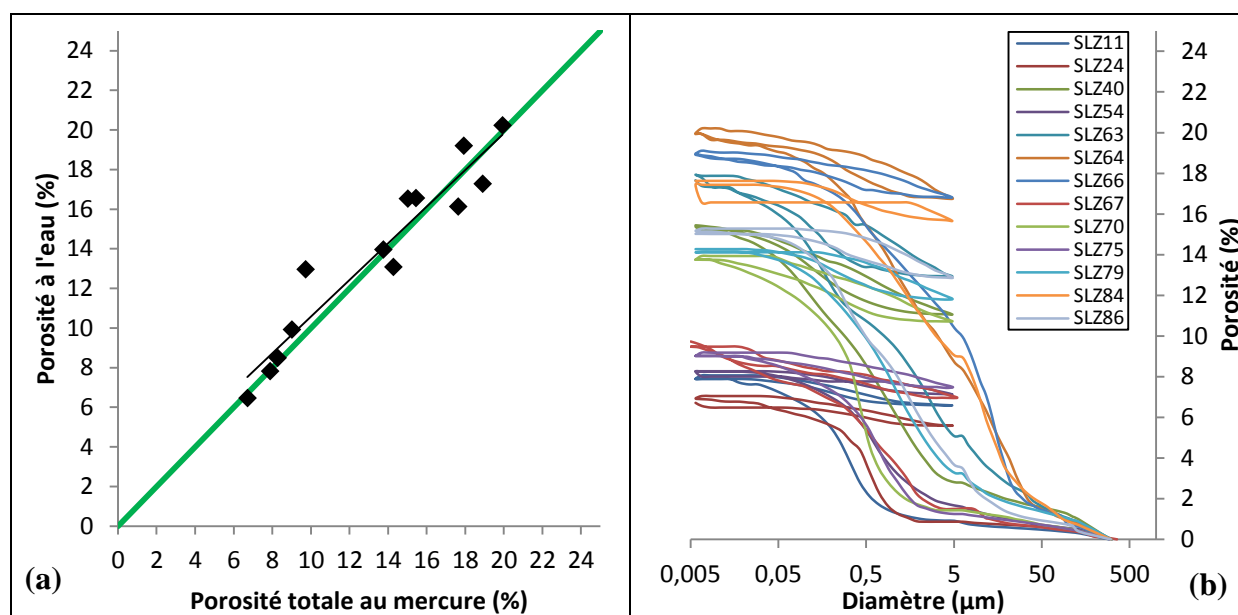
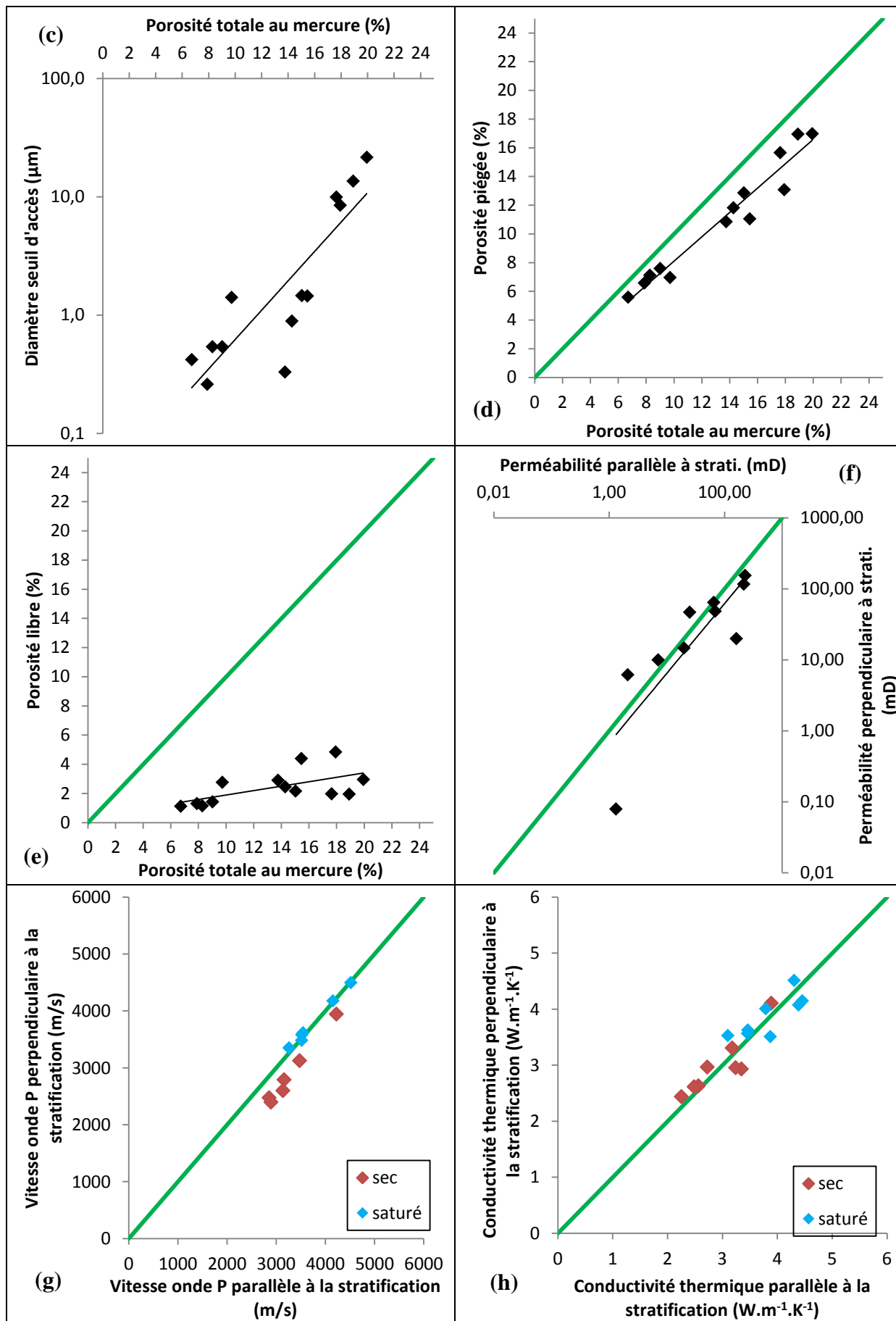


Figure 61 : Grès propres (a) en lame mince, lumière polarisée non analysée, (b) en lame mince, en lumière polarisée analysée, (c) au MEB

L'ensemble des données pétrophysiques des grès propres est présenté dans la Figure 62.





Les mesures de porosité à l'eau sont comprises entre 6,46 et 20,23%, avec une valeur moyenne de 13,74% (écart type de 4,45%) (Sizun, 1995). Les mesures de porosité par injection de mercure sont comprises entre 6,71 et 19,93%, avec une valeur moyenne de 13,42% (écart type de 4,59%) (Figure 62a). Les diamètres d'accès moyen sont compris entre 0,26 et 21,56 μm , avec une valeur moyenne de 4,68 μm (écart type de 6,72 μm) (Figure 62b et c). Le diamètre moyen d'accès à la porosité et la taille des grains tendent globalement à augmenter avec la porosité totale. L'étalement moyen des courbes d'injection, compris entre 1,83 et 46,79 μm avec une valeur moyenne de 14,51 μm (écart type de 1,83), tend aussi à globalement augmenter avec le volume poreux. De plus, la porosité piégée est en moyenne de 11,01% (écart type de 4,01%) avec des valeurs comprises entre 5,59 et 16,98% (Figure 62d), alors que la porosité libre a une valeur moyenne de 2,41% (écart type de 1,17%) et varie entre 1,12 et 4,84% (Figure 62e). La forte porosité piégée suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire formé par des volumes relativement gros, séparés par des chemins d'accès aux diamètres fortement réduits. L'hétérogénéité de la distribution de la taille des grains dans la matrice semble contrôler la géométrie du réseau poreux.

La perméabilité mesurée parallèlement à la stratification est comprise entre 1,31 et 227 mD, avec une valeur moyenne de 73 mD (écart type de 86 mD), alors que la perméabilité mesurée perpendiculairement à la stratification est comprise entre 0,08 et 153 mD, avec une valeur moyenne de 43 mD (écart type de 50 mD) (Figure 62f). Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont 3,34 fois plus élevées que celles mesurées perpendiculairement à la stratification. Cette caractéristique suggère une organisation du réseau poreux selon un axe préférentiel compris dans le plan de stratification. Cependant la plupart des mesures tendent à indiquer une perméabilité plutôt isotrope.

Figure 62 (Pages précédentes) : Pour les grès propres (a) porosité totale par injection de mercure vs porosité à l'eau, (b) courbes d'injection de mercure, (c) porosité totale au mercure vs diamètre d'accès moyen, (d) porosité totale vs porosité piégée, (e) porosité totale vs porosité libre, (f) perméabilité parallèle à la stratification vs perméabilité perpendiculaire à la stratification, (g) vitesse de propagation des ondes P parallèle à la stratification vs vitesse de propagation des ondes P perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, (h) conductivité thermique parallèle à la stratification vs conductivité thermique perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, En vert, la droite d'équation $y=x$.

La vitesse de propagation des ondes P, dans les échantillons secs, parallèlement à la stratification est comprise entre 2852 et 4220 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3287 m.s^{-1} (écart type de 508 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2400 et 3947 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 2836 m.s^{-1} (écart type de 508 m.s^{-1}) (Figure 62g). Les mesures effectuées parallèlement à la stratification sont en moyenne 1,14 fois plus élevées que celles effectuées perpendiculairement à la stratification. La vitesse de propagation des ondes P, sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification est comprise entre 3257 et 4513 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3749 m.s^{-1} (écart type de 477 m.s^{-1}), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3354 et 4500 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3719 m.s^{-1} (écart type de 404 m.s^{-1}) (Figure 62g). Les mesures sont globalement isotropes. La saturation des échantillons conduit à augmenter la vitesse de propagation des ondes P et à rendre les échantillons isotropes.

La conductivité thermique mesurée sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, est comprise entre 2,25 et 3,89 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 2,96 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,55 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2,44 et 4,11 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,00 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,52 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 62h). La conductivité thermique des échantillons secs apparait globalement isotrope. La conductivité thermique mesurée sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, est comprise entre 3,10 et 4,46 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,85 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,50 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3,51 et 4,52 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,88 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,37 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 62h). La saturation des échantillons conduit à une augmentation de la conductivité thermique avec une conservation de l'isotropie.

Les mesures de perméabilité suggèrent que le réseau poreux est faiblement anisotrope, ce qui est confirmé par les mesures, sur échantillons secs, de vitesse de propagation des ondes P. La saturation des échantillons conduit à une forte diminution de cette anisotropie de vitesse. La saturation tend à annuler les effets de l'organisation du réseau poreux. La conductivité thermique est isotrope sur les échantillons secs et saturés. L'organisation du réseau poreux a peu d'effet sur la conductivité thermique qui va être fortement contrôlée par la nature des contacts entre les grains, en condition sec et saturé.

2.2.4 Les Grès Silicifiés

Les analyses de minéralogie par diffraction des rayons X indiquent que ces grès sont composés en moyenne de 88,07% de quartz, 11,51% de feldspaths, 0,31% de barytine et 0,11% d'halite. Dans certains niveaux, associées à la corrosion des feldspaths, les circulations de fluides hydrothermaux ont généré d'importantes auréoles de quartz authigène qui donnent aux grains de quartz une forme euhédrique. Ces précipitations conduisent à une réduction des espaces intergranulaires primaires qui ne sont plus présents que sous forme triangulaire. La porosité n'est alors plus représentée que par les restes de pores primaires, les macropores secondaires et les plages microporeuses développées à l'emplacement des feldspaths. Les grès silicifiés constituent des niveaux particulièrement indurés, dans lesquels les circulations hydrothermales ont provoqué une forte corrosion et une forte cimentation des grès (Figure 63).

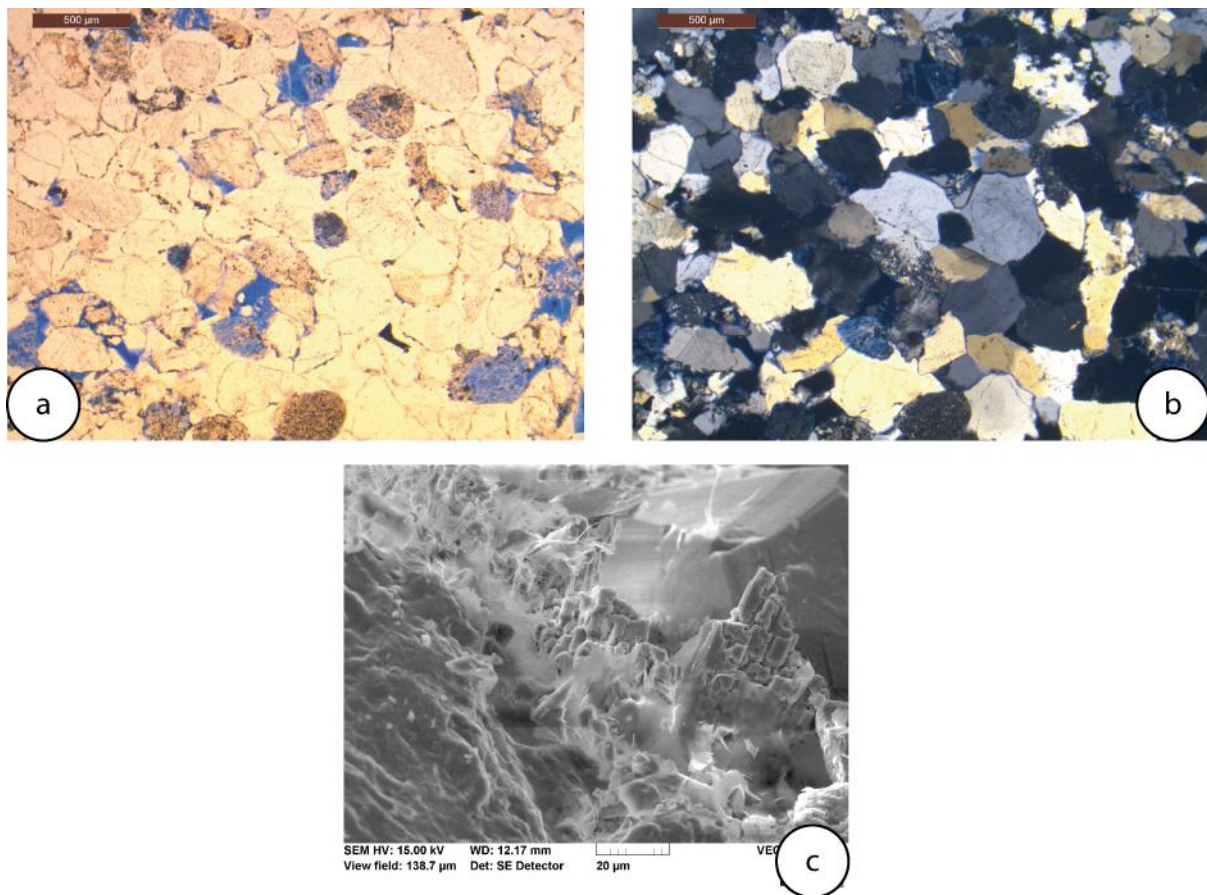
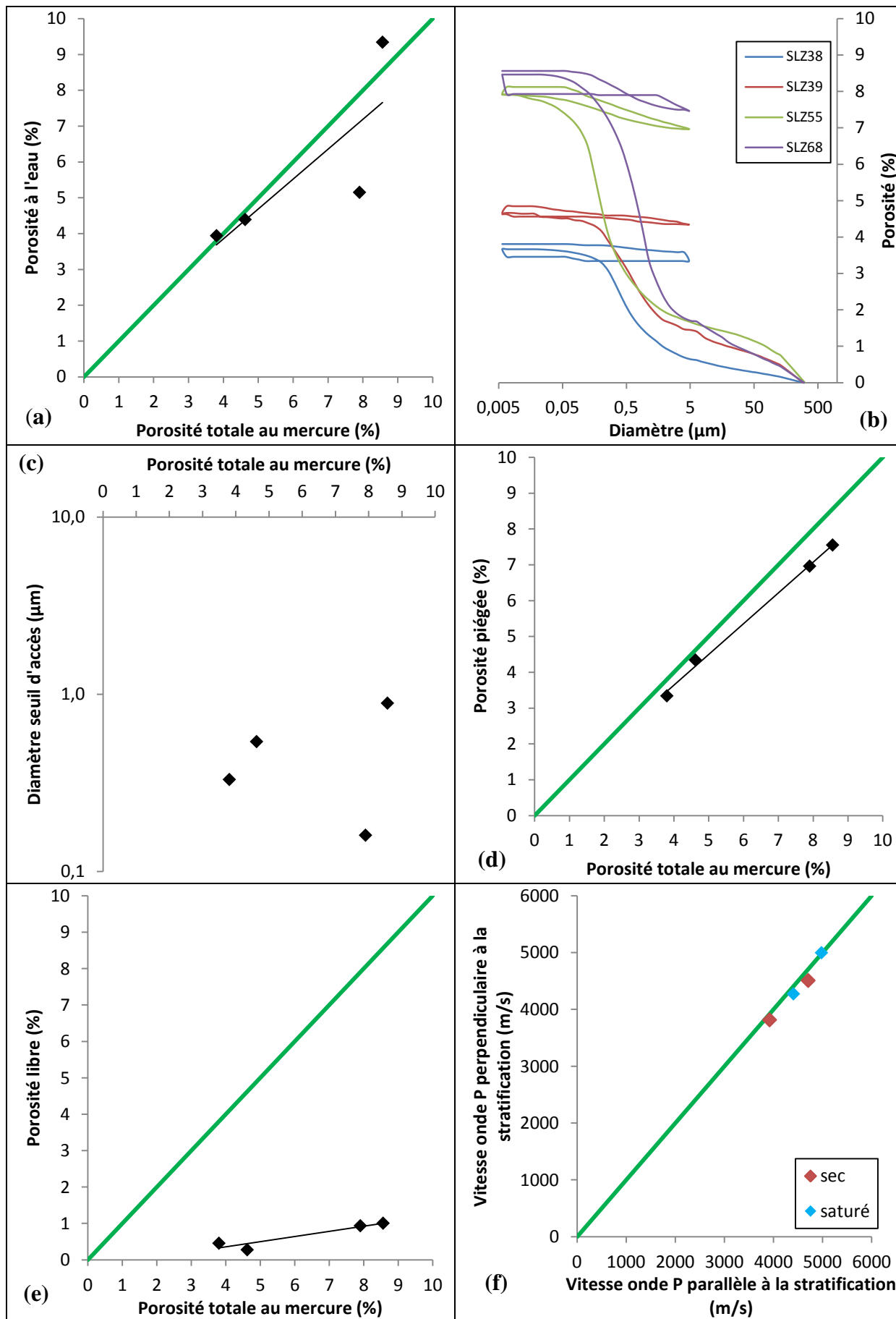


Figure 63 : Grès silicifiés (a) en lame mince, lumière polarisée non analysée, (b) en lame mince, en lumière polarisée analysée, (c) au MEB

L'ensemble des données pétrophysiques des grès silicifiés est présenté dans la Figure 64.



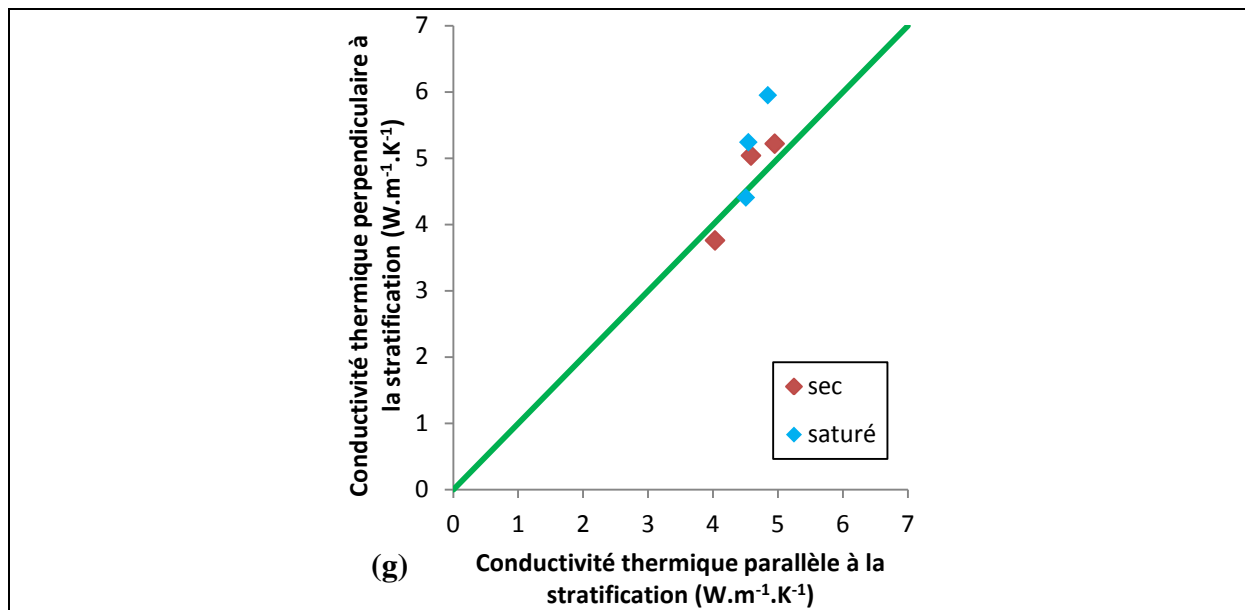


Figure 64 : Pour les grès silicifiés (a) porosité totale par injection de mercure vs porosité à l'eau, (b) courbes d'injection de mercure, (c) porosité totale au mercure vs diamètre d'accès moyen, (d) porosité totale vs porosité piégée, (e) porosité totale vs porosité libre, (f) vitesse de propagation des ondes P parallèle à la stratification vs vitesse de propagation des ondes P perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, (g) conductivité thermique parallèle à la stratification vs conductivité thermique perpendiculaire à la stratification pour les échantillons secs et saturés, En vert, la droite d'équation $y=x$.

Les mesures de porosité à l'eau sont comprises entre 3,94 et 9,34% avec une valeur moyenne de 5,71% (écart type de 2,47%) (Sizun, 1995). Les mesures de porosité par injection de mercure sont comprises entre 3,80 et 8,56% avec une valeur moyenne de 6,22% (écart type de 2,36%) (Figure 64a). Les diamètres moyens d'accès à la porosité (Figure 64b et c) sont compris entre 0,16 et 0,89 μm avec une valeur moyenne de 0,48 μm (écart type de 0,31 μm). L'étalement moyen des courbes d'injection a une valeur moyenne de 3,86 μm (écart type de 1,39 μm) avec des valeurs comprises entre 2,38 et 5,07 μm . L'augmentation de la taille des seuils d'accès moyens s'accompagne d'une augmentation de l'étalement de la taille des seuils. Cependant, il n'y a pas de relation entre le diamètre d'accès moyen et le volume poreux total. La porosité piégée est comprise entre 3,34 et 7,55% avec une valeur moyenne de 5,55 % (écart type de 2,03%) (Figure 64d), alors que la porosité libre est comprise entre 0,28 et 1,01% avec une valeur moyenne de 0,67% (écart type de 0,36%) (Figure 64e). La forte porosité piégée suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire formé par des volumes relativement gros, séparés entre eux par des chemins d'accès aux diamètres fortement réduits.

La perméabilité a été mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur l'échantillon SLZ68 et a respectivement une valeur de 0,91 et 2,28 mD. Une mesure effectuée perpendiculairement à la stratification de l'échantillon SLZ39 indique une valeur de 0,42 mD. Pour les autres échantillons, aucune mesure de perméabilité n'est disponible car aucun débit n'a pu être mesuré, indiquant des perméabilités extrêmement faibles, inférieures à 0,0001 mD.

Seuls deux échantillons ont pu faire l'objet de mesure de vitesse de propagation des ondes P (Figure 64f). Les valeurs de vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement à la stratification des échantillons SLZ55 et SLZ68 secs sont respectivement de 4708 et 3922 m.s⁻¹, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont respectivement de 4511 et 3818 m.s⁻¹. Les valeurs de vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement à la stratification des échantillons SLZ55 et SLZ68 saturés sont respectivement de 4979 et 4408 m.s⁻¹, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont respectivement de 5000 et 4276 m.s⁻¹. La vitesse de propagation des ondes P apparaît isotrope pour les états secs et saturés, la saturation conduisant à augmenter la valeur absolue de la vitesse.

La conductivité thermique mesurée sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, est comprise entre 4,03 et 4,95 W.m⁻¹.K⁻¹, avec une valeur moyenne de 4,52 W.m⁻¹.K⁻¹ (écart type de 0,46 W.m⁻¹.K⁻¹), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 3,76 et 5,22 W.m⁻¹.K⁻¹, avec une valeur moyenne de 4,67 W.m⁻¹.K⁻¹ (écart type de 0,80 W.m⁻¹.K⁻¹) (Figure 64g). La conductivité thermique des échantillons secs apparaît globalement isotrope. De plus, la conductivité thermique mesurée sur les échantillons saturés, parallèlement à la stratification, est comprise entre 4,51 et 4,84 W.m⁻¹.K⁻¹, avec une valeur moyenne de 4,63 W.m⁻¹.K⁻¹ (écart type de 0,19 W.m⁻¹.K⁻¹), alors que les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 4,41 et 5,95 W.m⁻¹.K⁻¹, avec une valeur moyenne de 5,20 W.m⁻¹.K⁻¹ (écart type de 0,77 W.m⁻¹.K⁻¹) (Figure 64g). La saturation des échantillons conduit à une augmentation de la conductivité thermique, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification indiquent des valeurs globalement supérieures à celles effectuées parallèlement à la stratification.

Les mesures, sur échantillons secs et saturés de vitesse de propagation des ondes P, indiquent que le réseau poreux est isotrope. La conductivité thermique est isotrope sur les échantillons secs, mais anisotrope sur les échantillons saturés. La saturation du réseau poreux tend à diminuer l'influence de la nature des contacts, liés notamment aux fortes cimentations.

2.2.5 Impact des failles et fractures

La comparaison entre des cartes de conductivité thermique réalisées sur des échantillons secs et celles réalisées sur des échantillons saturés, permet de construire des cartes de distribution de la porosité. Ces dernières permettent d'apporter des informations sur la porosité et sa localisation par rapport aux macro-structures. Ainsi, des cartes de conductivité thermique ont été réalisées sur des échantillons de grès à matrice argileuse, de grès à enrobage argileux, de grès propres et de grès silicifiés, affectées par des fractures et/ou des failles. Elles vont permettre d'analyser l'effet des failles et des fractures sur la conductivité thermique et sur la distribution de la porosité.

Pour chaque échantillon mesuré, les données statistiques sont données Tableau 8.

Tableau 8 : Données statistiques des cartes de conductivité thermique mesurées sur les échantillons secs et saturés

Echantillons	Profondeur (m)	Dimension de l'échantillon (mm)		Nombre de points de mesure	Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)							
		longueur	Largeur		moyenne		écart type		min		max	
					sec	saturé	sec	saturé	sec	saturé	sec	saturé
EPS1-4-2	1188,7	280	61	17080	3,95	4,08	1,19	1,23	1,3	1,34	6,52	5,57
EPS1-6-1	1214,2	181	61	11041	3,13	4,05	0,23	0,17	2,53	3,4	4,12	4,67
EPS1-8	1375,5	246	61	15006	3,45	3,91	0,19	0,19	2,42	3,13	4,11	4,64

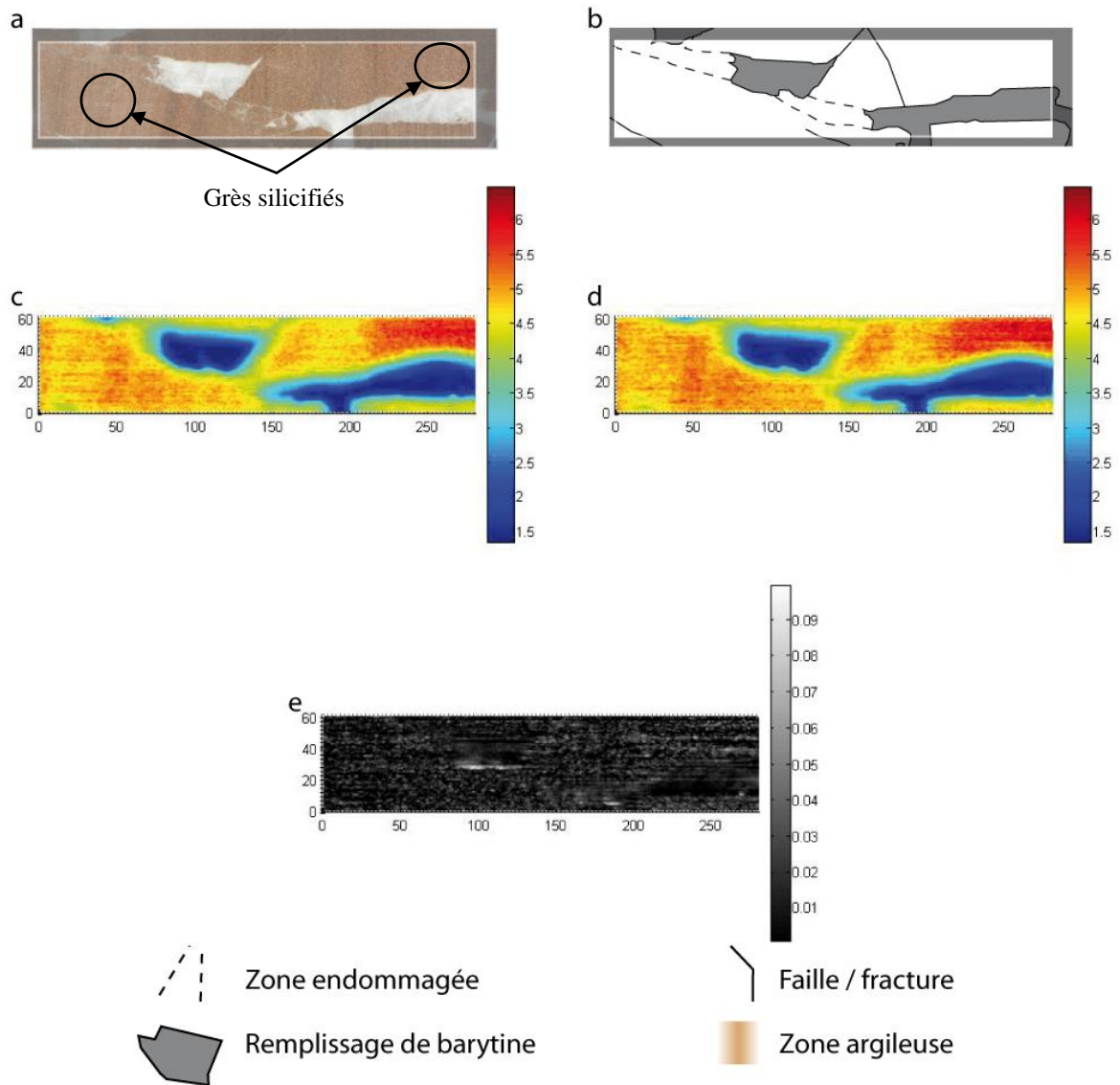


Figure 65 : EPS1-4-2 : (a) photo de l'échantillon, (b) schéma structural de l'échantillon, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (e) carte de répartition de la porosité en %

L'échantillon EPS1-4-2 (Figure 65a, b) est composé de grès propres, rouge-brun, finement lités, contenant des niveaux fortement silicifiés (cercles noirs). Cet échantillon est affecté par des fractures colmatées par des précipitations de barytine qui peuvent être d'épaisseur centimétrique. La porosité, mesurée par triple pesée, est de 1,76%. Les conductivités thermiques moyennes de l'échantillon, sec et saturé, sont respectivement de 4,59 et 4,81 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (elles sont de 5,51 et 5,56 $W.m^{-1}.K^{-1}$ pour les niveaux de grès silicifiés, respectivement secs et saturés (Figure 65c, d)). La présence de barytine dans les fractures va conduire à une diminution importante de la conductivité thermique, dans les fractures la conductivité thermique moyenne est de 1,81 et 1,85 $W.m^{-1}.K^{-1}$ respectivement pour les mesures sèches et saturées. La carte de porosité (Figure 65e) ne suggère pas de variation

notable de la porosité dans la matrice gréseuse, toutefois une diminution de la porosité est observable au niveau des grès silicifiés. La porosité diminue fortement dans les fractures colmatées par la barytine. Par contre aux épontes des fractures, la porosité augmente fortement permettant d'identifier les zones endommagées de ces fractures. Elles sont liées à des ouvertures localisées infra-millimétriques.

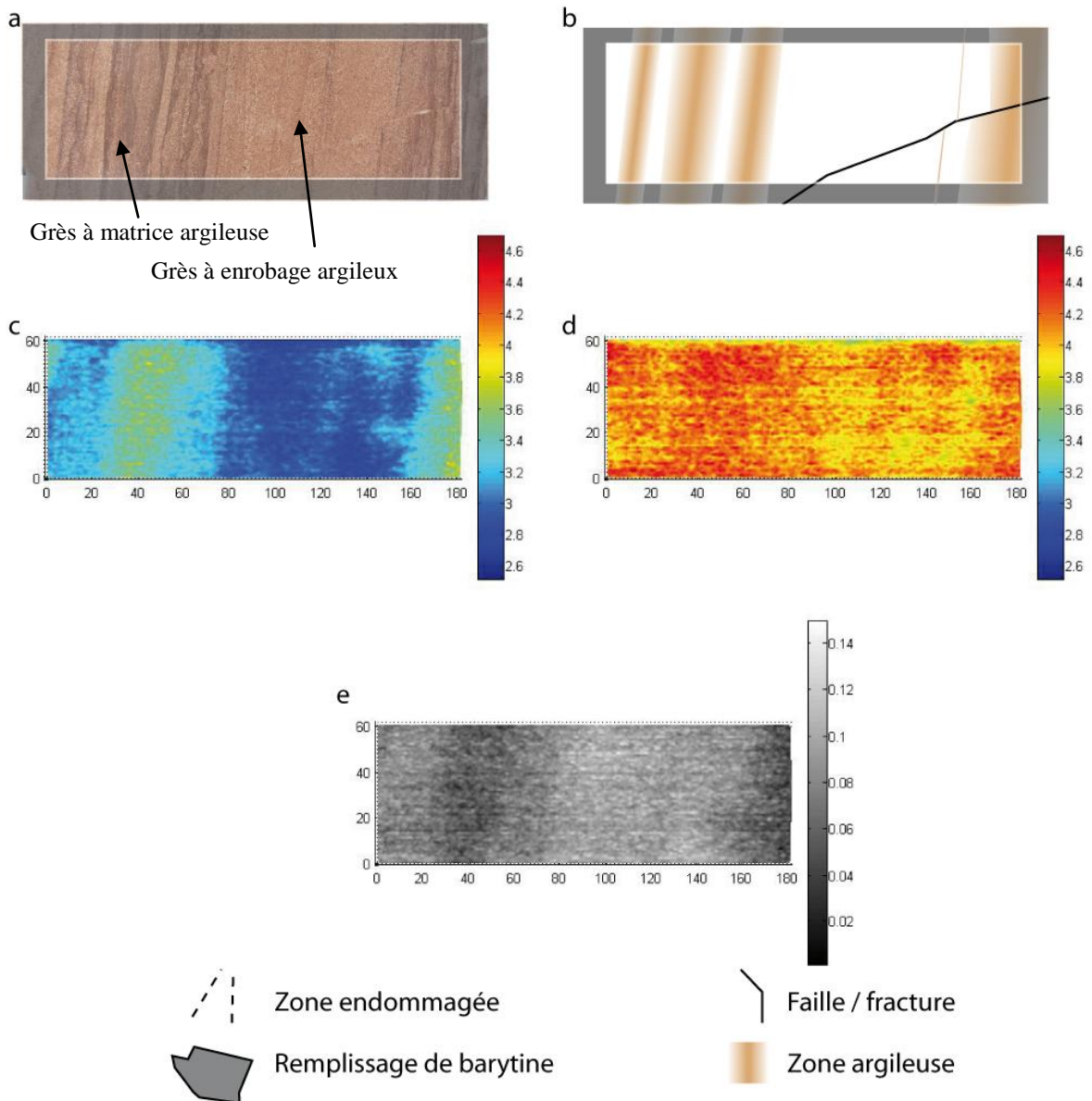


Figure 66 : EPS1-6-1 : (a) photo de l'échantillon, (b) schéma structural de l'échantillon, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (e) carte de répartition de la porosité en %

L'échantillon EPS1-6-1 (Figure 66a, b) est un grès à enrobage argileux à grain fins, brun rouge avec des niveaux plus sombres de grès à matrice argileuse et d'oxydes. Une faille se marque par un décalage des niveaux argilo-gréseux de 5 mm. Cette faille, d'épaisseur millimétrique, est colmatée par de fines précipitations de barytine. La porosité mesurée par triple pesée est de 9,92%. La conductivité thermique moyenne calculée à partir des mesures acquises pour réaliser la carte sèche est de $3,36 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour les niveaux de grès à matrice argileuse, alors qu'elle est de $2,75 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour ceux de grès à enrobage argileux (Figure 66c). La stratification ressort nettement sur cette carte et la faille ne provoque pas de modification particulière de la conductivité thermique. La carte de l'échantillon saturé indique que les niveaux de grès à matrice argileuse ont une conductivité thermique moyenne de $4,19 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, alors qu'elle est de $3,98 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour les niveaux de grès à enrobage argileux (Figure 66d). Des zones de légère diminution de la conductivité thermique sont observables à proximité de la faille. La stratification est moins marquée sur la carte de l'échantillon saturé. La carte de porosité (Figure 66e) montre que la porosité est la plus faible pour les niveaux de grès à matrice argileuse alors qu'elle est plus importante dans les grès à enrobage argileux. La faille ne perturbe pas la distribution de la porosité dans le matériau, une zone endommagée ne peut pas être identifiée.

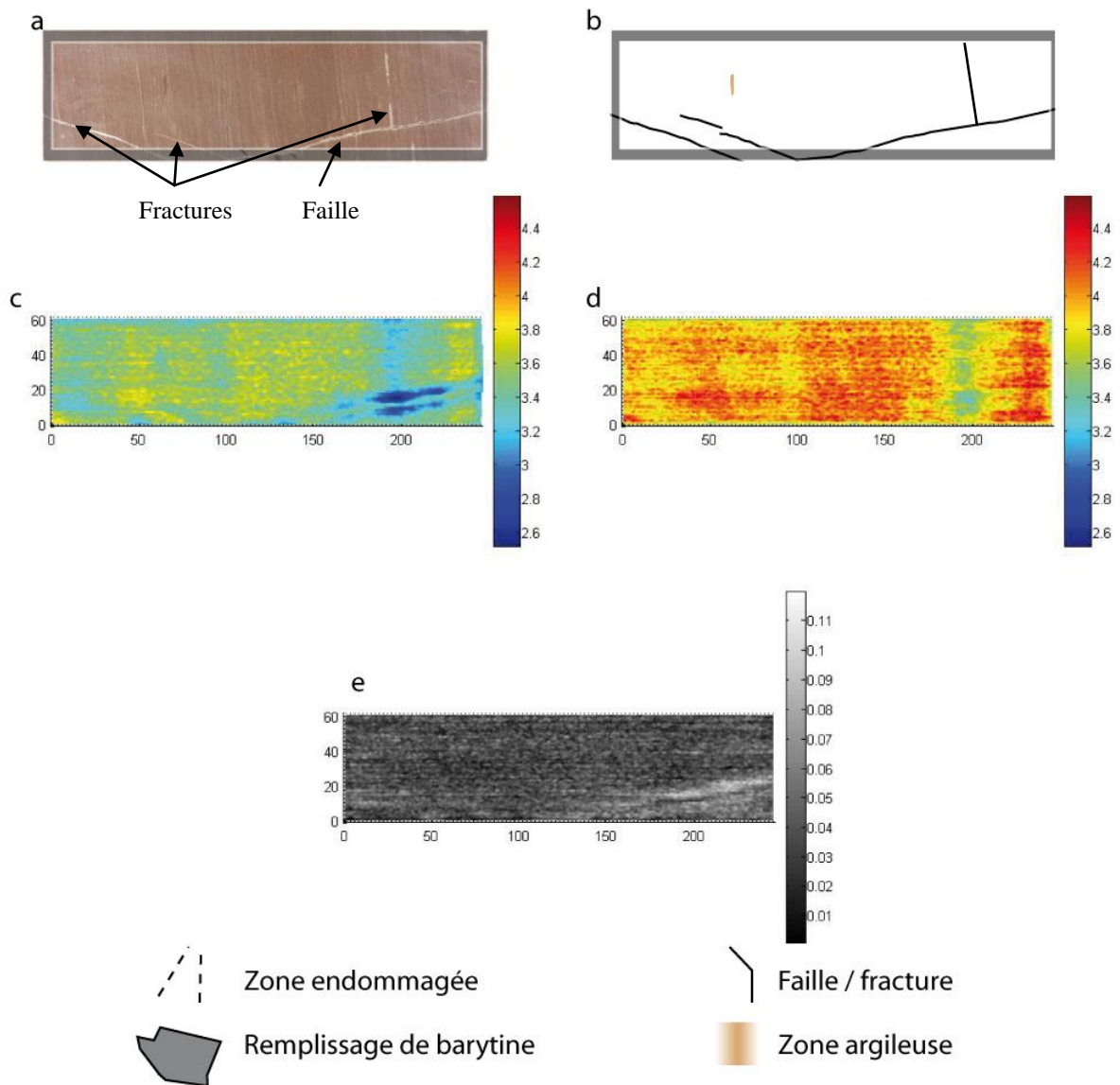


Figure 67 : EPS1-8 : (a) photo de l'échantillon, (b) schéma structural de l'échantillon, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé en $W.m^{-1}.K^{-1}$, (e) carte de répartition de la porosité en %

L'échantillon EPS1-8 (Figure 67a, b) est constitué par des grès à enrobage argileux, brun-rouge, finement lités. Une faille, présentant localement des ouvertures millimétriques, est partiellement colmatée par de la barytine. Elle provoque un décalage de 3 mm des repères sédimentaires. Une fracture, dans le plan du litage, colmatée par de la barytine, est branchée sur cette faille. Deux autres fractures colmatées par de la barytine sont également visibles. La conductivité thermique moyenne de la carte de l'échantillon sec est de $3,62 W.m^{-1}.K^{-1}$ (Figure 67c). Au niveau des différentes fractures colmatées par de la barytine, la conductivité thermique diminue, elle a une moyenne de $3,22 W.m^{-1}.K^{-1}$. Au cœur de la zone de faille, la conductivité thermique moyenne est de $3,41 W.m^{-1}.K^{-1}$, alors que la zone endommagée est marquée par une forte diminution de conductivité thermique : avec une moyenne de $2,92$

$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La conductivité thermique moyenne calculée à partir de la carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé est de $4,17 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Une diminution de la conductivité thermique est observable au niveau des fractures colmatées par de la barytine et au niveau de la zone endommagée de la faille. Ces deux zones présentent une conductivité thermique moyenne de $3,41 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La carte de porosité (Figure 67e) montre que, loin de la faille et des fractures, les grès à enrobage argileux ont une porosité globalement homogène. De la porosité est localisée dans certaines parties des fractures, liée à des petites ouvertures entre les épontes. Dans les autres parties de ces fractures, la carte de porosité montre que la barytine remplit l'espace entre les épontes. Le cœur de la faille apparaît très peu poreux, il est entouré par la zone endommagée, d'une épaisseur d'environ 1 cm, qui est fortement poreuse.

2.3 Discussion

2.3.1 Structure du réseau poreux

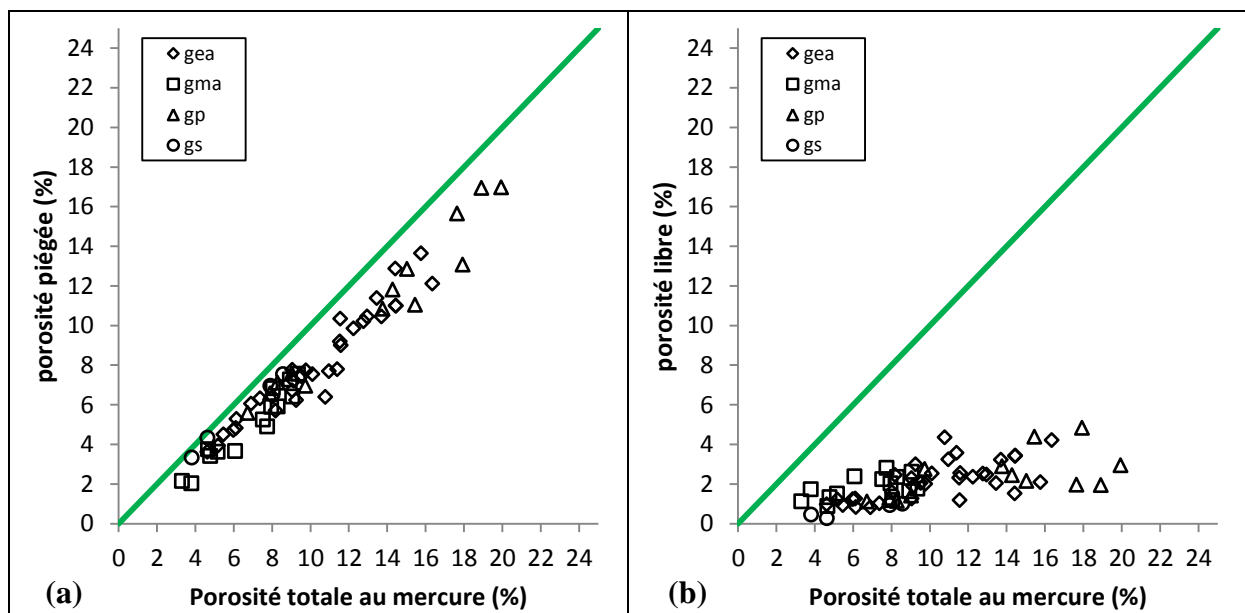


Figure 68 : Relation entre la porosité totale au mercure avec la porosité piégée (a) et la porosité libre (b). gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés. En vert, la droite d'équation $y = x$

Les grès propres présentent les porosités totale, piégée et libre les plus élevées, alors que les grès à matrice argileuse et les grès silicifiés ont les valeurs les plus faibles. Les grès à enrobage argileux ont des valeurs de porosité intermédiaires (Figure 68a, b). La forte proportion de porosité piégée, mesurée pour tous les faciès pétrographiques, suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire qu'il est formé par des volumes relativement gros, séparés entre eux par des seuils fortement réduits. La Figure 68a montre que c'est la porosité piégée qui contrôle la porosité totale. Cette caractéristique indique que ce sont les

conditions de dépôts et les processus diagénetiques qui contrôlent la géométrie du réseau poreux.

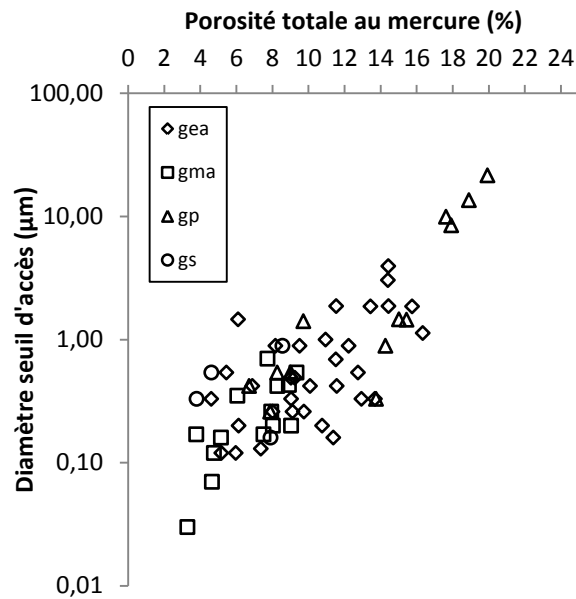


Figure 69 : Relation entre la porosité totale au mercure et les diamètres moyens des seuils d'accès à la porosité. *gea* : grès à enrobage argileux, *gma* : grès à matrice argileuse, *gp* : grès propre, *gs* : grès silicifiés.

Les seuils d'accès moyens au volume poreux augmentent avec le volume poreux pour tous les faciès pétrographiques (Figure 69). Les faciès à matrice argileuse, ayant les plus petits seuils d'accès, montrent le rôle de la présence des argiles sur cette caractéristique du réseau poreux. Les faciès à enrobage argileux montrent une augmentation des seuils d'accès avec l'augmentation de la porosité, associée à un étalement du spectre de taille des seuils. Cette caractéristique pourrait être induite par la transformation du réseau poreux lors des précipitations d'argiles. Les échantillons ayant les plus fortes porosités et les plus gros seuils d'accès sont ceux qui conservent le signal sédimentaire, comme pour les grès propres, lié à la taille des grains du sédiment. La précipitation d'argiles dans l'espace intergranulaire tend à réduire la porosité ainsi que la taille des seuils d'accès.

L'étalement de la courbe de distribution de la porosité en fonction des seuils d'accès augmente avec la porosité. La large distribution observée pour les échantillons les plus poreux est le résultat de l'hétérogénéité granulométrique du sédiment initial. La précipitation des argiles, et des ciments de quartz, tend à homogénéiser et à réduire la taille des vides et à réduire la porosité.

2.3.2 La perméabilité

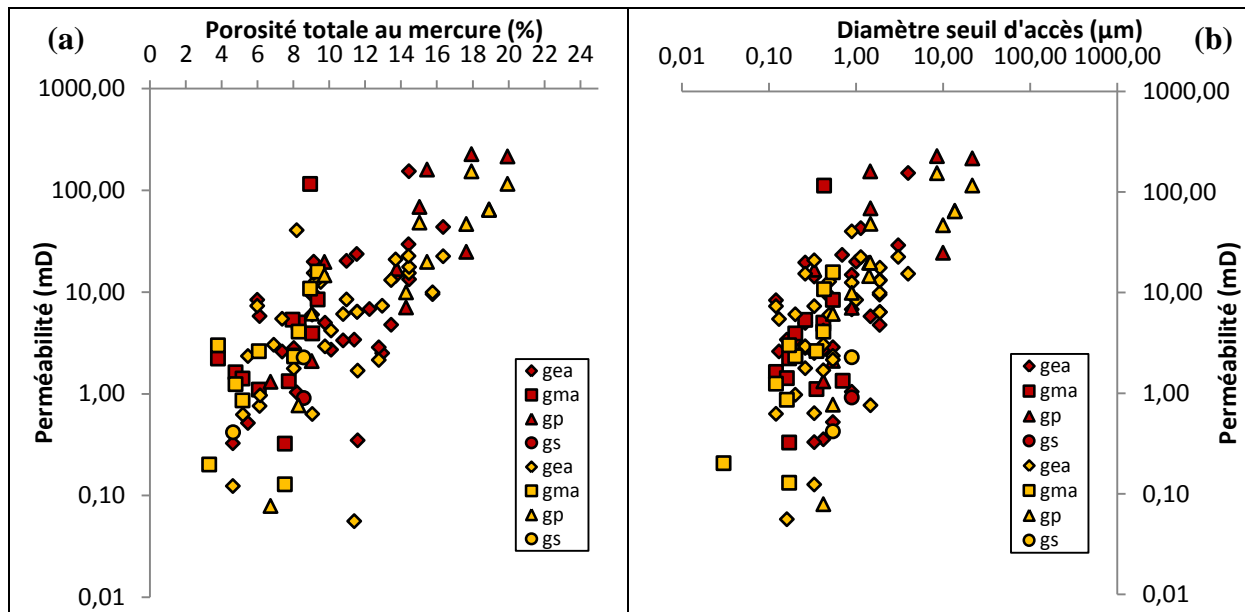
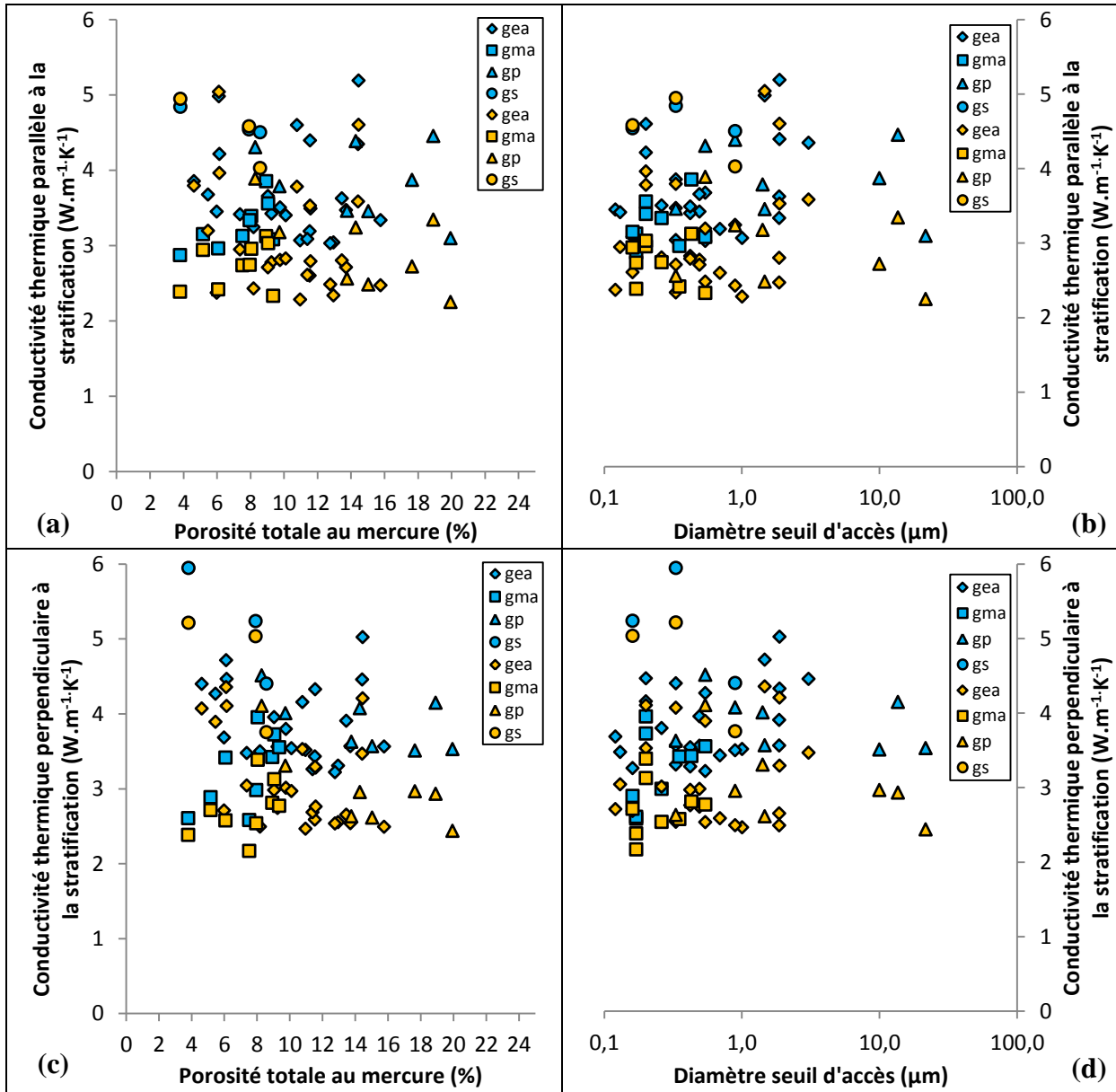


Figure 70 : (a) relation entre la porosité totale et la perméabilité, (b) relation entre les diamètres moyens d'accès à la porosité et la perméabilité. *gea* : grès à enrobage argileux, *gma* : grès à matrice argileuse, *gp* : grès propre, *gs* : grès silicifiés, en rouge : la perméabilité mesurée parallèlement à la stratification, en orange : la perméabilité mesurée perpendiculairement à la stratification

La tendance générale est une augmentation de la perméabilité avec la porosité et la taille des seuils d'accès, bien qu'une relation simple ne puisse être mise en évidence. Les grès propres, qui ont les plus fortes porosités et seuils d'accès, ont les plus fortes perméabilités. Toutefois ce faciès couvre l'ensemble du domaine de variation, avec une des plus faibles valeurs de perméabilité associée à un échantillon dont les tailles des seuils et la porosité sont parmi les plus faibles. Cette famille permet d'illustrer l'influence de la taille des grains (Chilingar, 2012; Shepherp, 1989) sur cette propriété de transfert : plus la taille des grains est petite, plus la porosité et la taille des seuils d'accès sont petits et plus la perméabilité est faible. Ce faciès porte essentiellement le signal sédimentaire. Par contre, les caractéristiques géométriques et la perméabilité des autres faciès sont fortement influencées par les processus secondaires, comme le dépôt des argiles ou des ciments secondaires. Les variations observées sur la Figure 70 entre la perméabilité et les caractéristiques géométriques du réseau traduisent vraisemblablement deux effets : d'une part, l'importance de la localisation des précipitations secondaires dans le réseau poreux initial et d'autre part, un effet d'interaction entre les structures primaires et les précipitations. Dans le premier cas, la précipitation d'argiles au niveau des seuils d'accès aura un effet beaucoup plus important que si elle se produit au niveau des évasements. Dans le second cas, pour une même quantité d'argiles précipitées,

l'impact de cette précipitation sera plus important pour un matériau à petits grains que pour un matériau à gros grains.

2.3.3 Transfert de chaleur



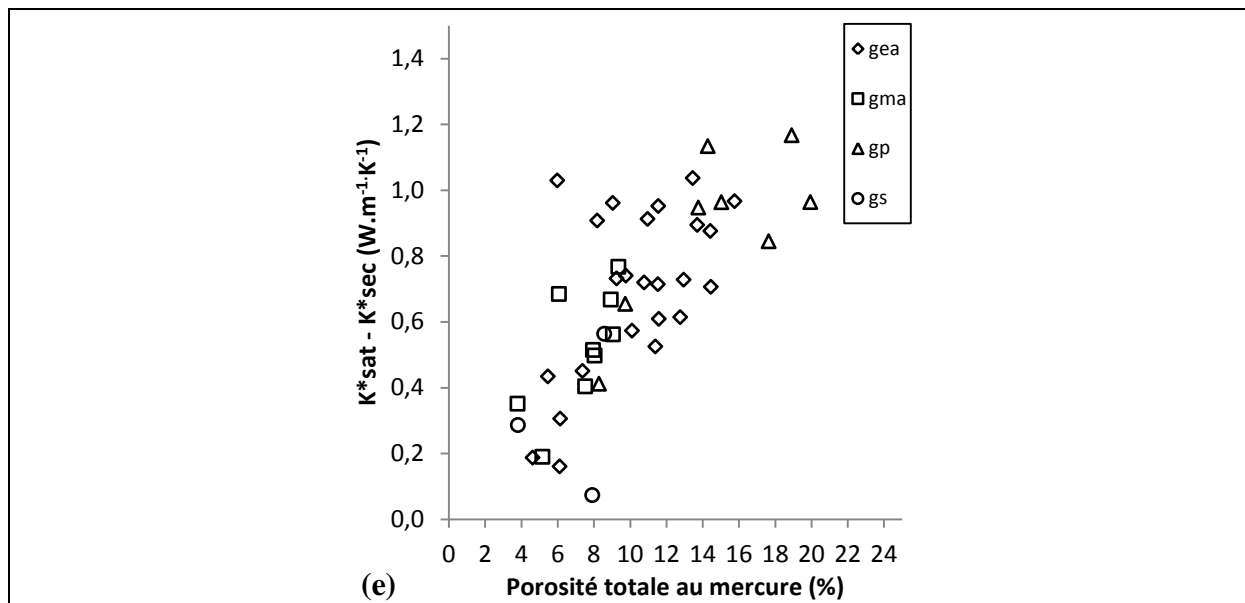


Figure 71 : (a) relation entre la conductivité thermique mesurée parallèlement à la stratification et la porosité totale au mercure, (b) relation entre la conductivité thermique mesurée parallèlement à la stratification et le diamètre d'accès à la porosité, (c) relation entre la conductivité thermique mesurée perpendiculairement à la stratification et la porosité totale au mercure, (d) relation entre la conductivité thermique mesurée perpendiculairement à la stratification et le diamètre d'accès à la porosité, (e) relation entre la porosité totale au mercure et la différence entre la conductivité thermique globale sèche et la conductivité thermique globale saturée. *gea* : grès à enrobage argileux, *gma* : grès à matrice argileuse, *gp* : grès propre, *gs* : grès silicifiés, en orange les échantillons secs, en bleu les échantillons saturés

Pour l'ensemble des échantillons, il n'y a pas de relation inverse évidente entre la conductivité thermique et la porosité, ou les diamètres d'accès (Figure 71). La conductivité thermique présente les valeurs les plus importantes dans le faciès des grès silicifiés, et les moins importantes dans les grès propres et les grès à matrice argileuse. Les grès à enrobage argileux présentent des conductivités thermiques intermédiaires (Figure 71).

Dans la Figure 71 e, k^* est calculée suivant la relation :

$$k^* = \sqrt{k_{perp} * k_{paral}}$$

Respectivement, on en déduit k^*_{sec} à partir des mesures effectuées parallèlement (k_{paral}) et perpendiculairement (k_{perp}) à la stratification sur les échantillons secs et k^*_{sat} à partir des mesures effectuées parallèlement (k_{paral}) et perpendiculairement (k_{perp}) à la stratification. L'écart entre ces deux valeurs de conductivité thermique est fonction de la quantité d'eau présente dans le matériau, toutefois la dispersion observée Figure 71e, montre que la porosité n'est pas le seul paramètre à intervenir. Pour essayer d'appréhender l'importance et le rôle de ces autres facteurs, des valeurs de conductivité thermique peuvent être calculées en utilisant différentes relations et comparées aux valeurs mesurées.

La conductivité thermique de la phase solide peut être calculée à partir de la conductivité thermique des minéraux qui constituent la roche, en utilisant un modèle de moyenne géométrique (Brigaud et al., 1990) :

$$\lambda_{\text{matrice}} = \prod_{i=1}^n \lambda_i^{\text{vol}_i}$$

Avec λ_i , la conductivité thermique de l' $i^{\text{ème}}$ minéral constituant la roche et vol_i , la fraction volumique de l' $i^{\text{ème}}$ minéral. Les fractions volumiques des constituants minéralogiques sont obtenues à partir de l'analyse aux rayons X des poudres.

Les valeurs de conductivités thermiques utilisées pour chaque minéral sont indiquées Tableau 9.

Tableau 9 : Données de conductivité thermique de minéraux (Clauser & Huenges, 1995; Fjeldskaar et al., 2009)

Minéral	Conductivité thermique W/(m.K)
Quartz	7,8
Feldspaths K	2,3
Calcite	3,4
Dolomite	5,1
Illite	1,9
Barytine	1,3
Halite	6,5
Hematite	11,3
eau	0,6
air	0,02

Différents modèles ont été développés pour calculer la conductivité thermique à partir de paramètres mesurables (porosité et minéralogie). Ces modèles peuvent être classés en trois groupes (Somerton, 1992) : (1) les lois de mélanges (mixing law), (2) les modèles empiriques et (3) les modèles théoriques.

Les lois de mélanges sont de caractère général et peuvent ainsi être appliquées pour tous types de roches sédimentaires (Midttomme & Roaldset, 1999). Il existe trois modèles de moyennes pour calculer la conductivité thermique :

(1) la moyenne arithmétique :

$$k = \phi k_f + (1 - \phi) k_s$$

(2) la moyenne géométrique :

$$k = k_f^\phi k_s^{(1-\phi)}$$

(3) la moyenne harmonique :

$$\frac{1}{k} = \frac{\phi}{k_f} + \frac{(1-\phi)}{k_s}$$

Avec k la conductivité thermique globale, k_f la conductivité thermique de la phase fluide, k_s la conductivité thermique de la phase solide et ϕ la porosité.

L'hypothèse sous jacente est que les conductivités thermiques de chacun des minéraux peuvent être additionnées proportionnellement à leur concentration, pour retrouver la conductivité thermique de la roche. Les modèles de moyenne harmonique et arithmétique sont basés sur des arrangements parallèles des différentes phases, orientées respectivement perpendiculairement et parallèlement au flux de chaleur (Figure 72) et correspondent à des modèles en série et parallèle. La moyenne géométrique donne une valeur intermédiaire de la moyenne harmonique et arithmétique (McKenna et al., 1996; Midttomme & Roaldset, 1999).

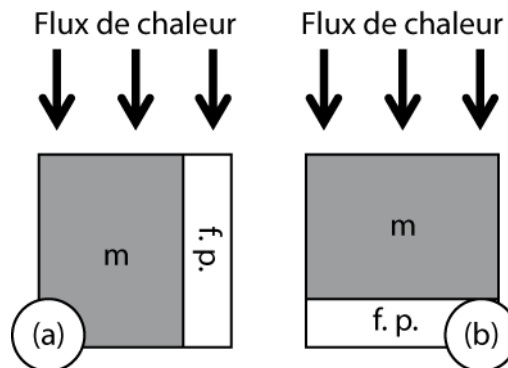


Figure 72 : Schéma des deux modèles : (a) modèle de la moyenne arithmétique, (b) modèle de la moyenne harmonique. m : matrice, $f. p.$: fluide poral (modifié d'après (Midttomme & Roaldset, 1999; Schön, 1996))

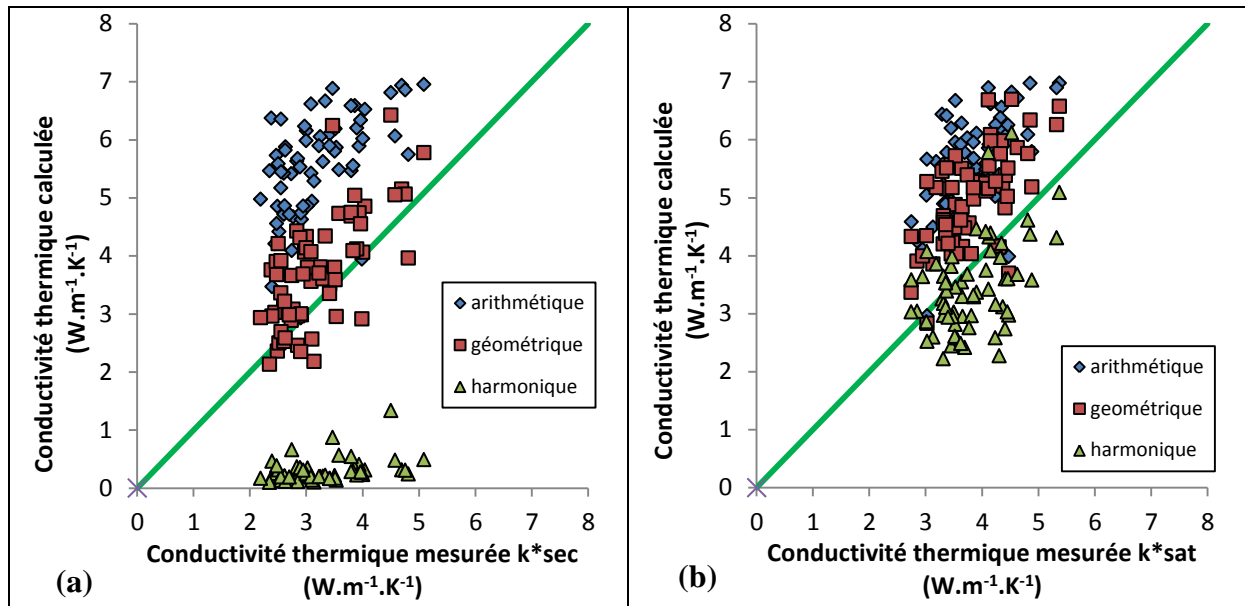


Figure 73 : Relation entre la conductivité thermique mesurée et la conductivité thermique calculée respectivement pour les échantillons secs (a) et saturés (b). La porosité est assimilée à une phase minérale de conductivité thermique respectivement de l'air et de l'eau. En vert : la droite d'équation $y=x$

Pour les échantillons secs, le modèle de la moyenne géométrique donnent les valeurs les plus proches des valeurs mesurées (Figure 73a), alors que pour les échantillons saturés, les valeurs mesurées sont intermédiaires entre les valeurs calculées grâce aux modèles de moyenne géométrique et harmonique (Figure 73b). Dans le cas des échantillons secs, le transfert de chaleur se fait pour les contacts de grains qui sont répartis de façon suffisamment homogène dans le matériau pour être modélisés par une moyenne géométrique. Par contre, dans le cas des échantillons saturés, la distribution du réseau poreux qui peut être considéré comme homogène lorsqu'il est saturé, est un élément important dans le transfert de chaleur, puisqu'elle nécessite l'utilisation du modèle harmonique de transfert.

2.3.4 Relation avec les vitesses de propagation des ondes P

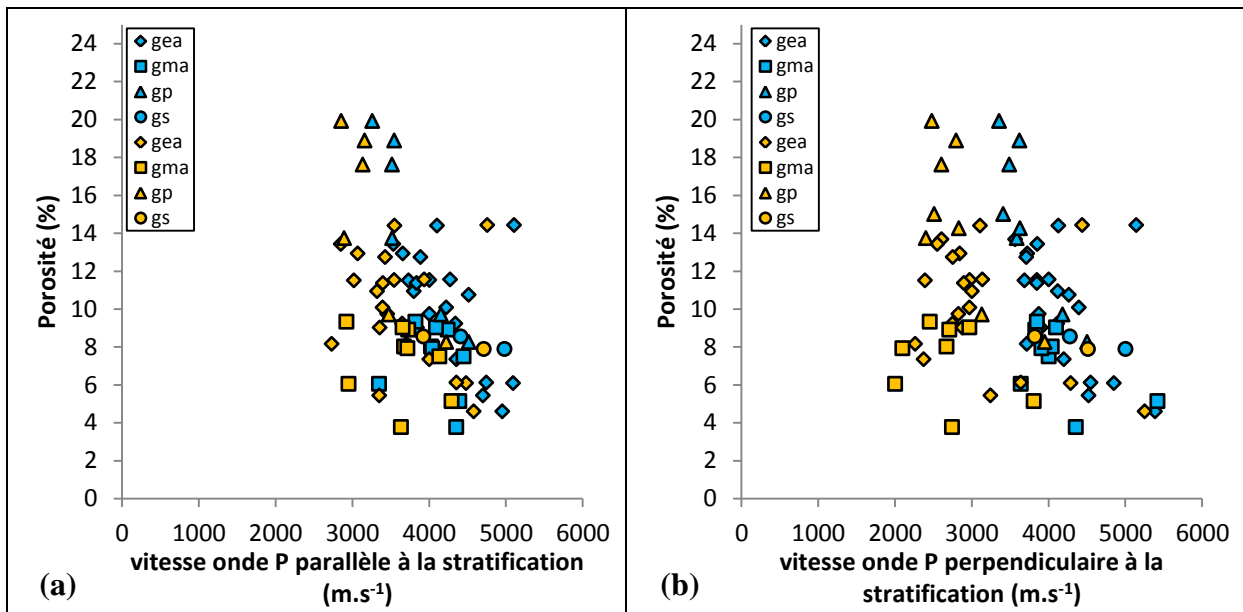


Figure 74 : Relation entre la vitesse de propagation des ondes P parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et la porosité, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés

Globalement, les vitesses de propagation des ondes P tendent à augmenter avec la diminution de la porosité (Figure 74a, b), des diamètres d'accès (Figure 75a, b) et de la perméabilité (Figure 76a, b). Toutefois la dispersion des valeurs autour de cette tendance est liée aux variations de faciès et montre l'importance des structures et de la nature des contacts entre les phases.

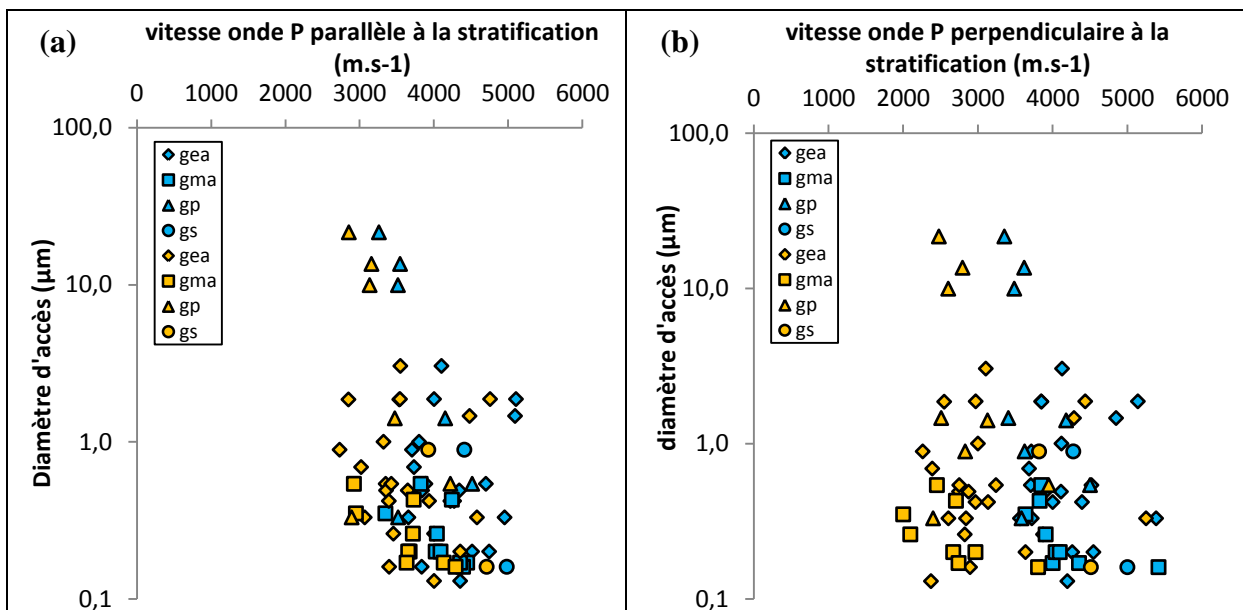


Figure 75 : Relation entre la vitesse de propagation des ondes P parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et le diamètre moyen d'accès à la porosité, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés.

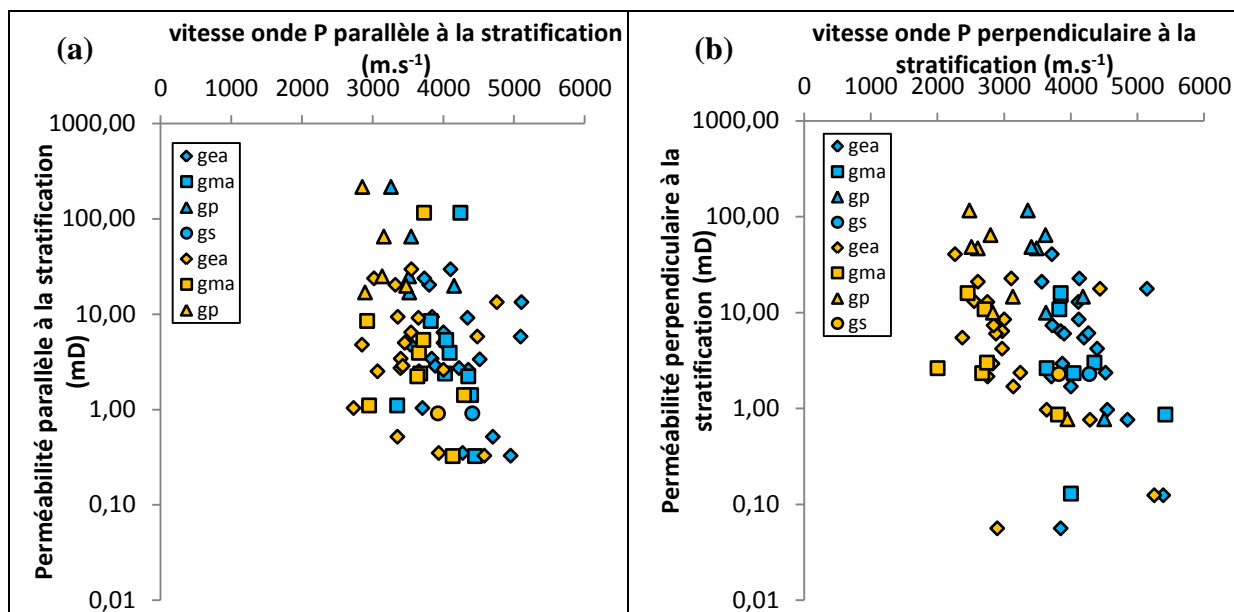


Figure 76 : Relation entre la vitesse de propagation des ondes P parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et respectivement la perméabilité parallèle et perpendiculaire à la stratification, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés

Pour l'ensemble des faciès pétrographiques secs et saturés, la conductivité thermique augmente avec la vitesse de propagation des ondes P (Figure 77a, b). La vitesse des ondes P apparaît comme un bon estimateur de la conductivité thermique.

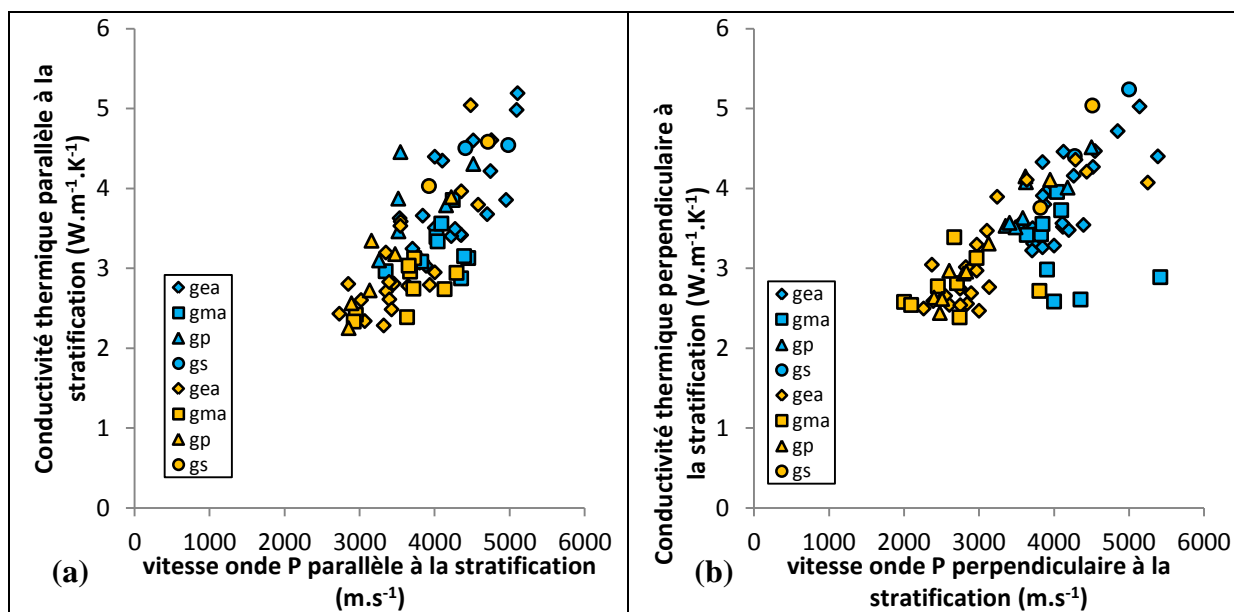


Figure 77 : Relation entre la vitesse de propagation des ondes P parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et respectivement la conductivité thermique parallèle et perpendiculaire à la stratification, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés

2.3.5 Relation entre les faciès sédimentaires et les faciès pétrographiques

La distribution des faciès pétrographiques dans chaque faciès sédimentaire est à l'origine des variations des propriétés pétrophysiques mesurées dans ces unités et des grandes coupures pétrophysiques (Figure 56). Pour l'ensemble du forage ESP1, les faciès pétrographiques se répartissent de la façon suivante : 49% de grès à enrobage argileux, 25% de grès propres, 21% de grès à matrice argileuse et 5% de grès silicifiés.

Les propriétés pétrophysiques mesurées permettent d'identifier quatre réservoirs différents séparés par des niveaux où la perméabilité est beaucoup plus faible.

Le premier est situé entre 1300 et 1350 m de profondeur, il est composé à 50% de grès à enrobage argileux, 33% de grès propres et 17% de grès à matrice argileuse. Le second est situé entre 1205 et 1270 m de profondeur, il est composé de 45% de grès propres, 36% de grès à enrobage argileux, 9% de grès silicifiés et 9% de grès à matrice argileuse. Le troisième est situé entre 1115 et 1170 m de profondeur, il est composé de 71% de grès à enrobage argileux, 14% de grès propres et 14% de grès à matrice argileuse. Le dernier est situé entre 1070 et 1100 m de profondeur, il n'est composé que par des grès à enrobage argileux. L'ensemble des zones intercalées entre ces sous-réservoirs est composé de 43% de grès à enrobage argileux, 30% de grès à matrice argileuse, 19% de grès propres et 8% de grès silicifiés. Ainsi, les réservoirs sont caractérisés par une forte proportion de grès propres et de grès à enrobage argileux, et par de faible proportion de grès à matrice argileuse et de grès silicifiés.

Les mesures pétrophysiques réalisées au cours de cette étude suggèrent donc la présence de 4 sous-réservoirs principaux dans l'ensemble de la série du Buntsandstein, contrôlés par les faciès pétrographiques. Ces réservoirs sont identifiés à partir des propriétés matricielles de ces grès. Nous cherchons maintenant à savoir si ces sous-réservoirs possèdent une connectivité permettant le transfert de fluide à l'échelle de la formation, et si les fractures naturelles peuvent aussi jouer le rôle de transfert pour la circulation de fluides à l'échelle de la formation.

2.4 Détermination des zones de circulation de fluide dans le réservoir gréseux, à partir de mesures de conductivité thermique sur carottes et du log de température

De nombreuses études suggèrent que la circulation de fluides dans le graben du Rhin Supérieur, depuis le socle granitique jusqu'aux sédiments mésozoïques, induit un transfert de chaleur par conduction et par convection ou advection (Aquilina et al., 1997; Clauser & Neugebauer, 1991; Clauser & Villinger, 1990; Flores Marquez, 1992; Pribnow & Clauser, 2000; Pribnow & Schellschmidt, 2000; Rybach, 2007; Schellschmidt & Clauser, 1996). Dans une formation sédimentaire dans laquelle aucune circulation de fluide ne perturbe l'équilibre thermique, l'effet du gradient géothermique entraîne une augmentation régulière de la température avec la profondeur. Par contre, si un forage recoupe une zone de circulation de fluide, la distribution verticale de la température est alors perturbée, ce qui permet la localisation des zones de circulation de fluide (Barton et al., 1995; Bense et al., 2008; Chatelier et al., 2011; Keys, 1990; Khristoforova & Khristoforov, 2005; Trainer, 1968). A partir du profil de température, mesuré à l'équilibre dans le forage EPS1, et de mesures de conductivité thermique sur les carottes, nous proposons de localiser les zones de circulation de fluides dans la formation gréseuse du Buntsandstein.

Pour cela, il est nécessaire de déterminer deux types de gradients de température : le premier gradient est calculé à partir du log de température mesuré dans le puits. Il correspond au gradient réel de température, résultant de la conduction thermique à partir de sources de chaleur profondes et des perturbations de température provoquées par la circulation de fluides chauds et/ou froids. Le second gradient est calculé à partir des mesures de conductivité thermique, réalisées sur les échantillons prélevés dans le forage, en utilisant la loi de Fourier, et le flux de chaleur entrant à la base de la formation. Ce gradient correspond à la partie conductive du flux de chaleur. La comparaison des deux gradients permet alors de localiser les niveaux où les fluides chauds et/ou froids circulent dans la formation (Figure 78).

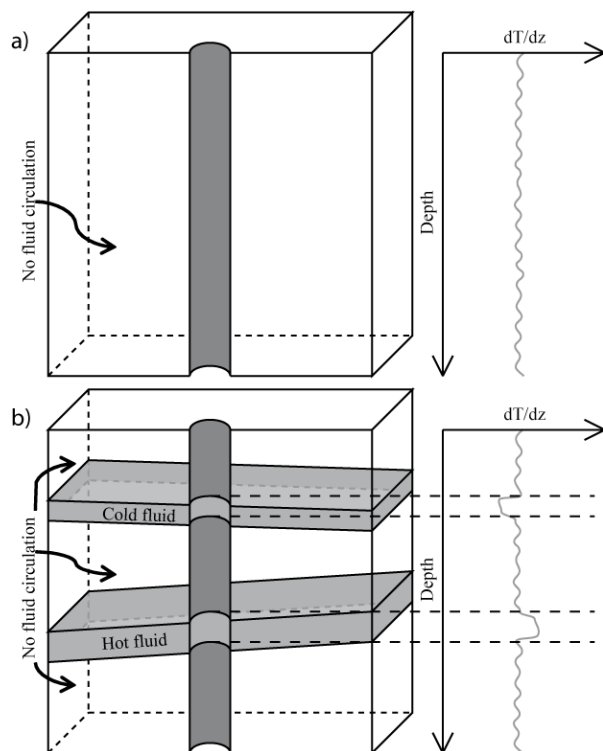


Figure 78 : a) représentation schématique des gradients de température mesurables dans un forage recoupant une formation rocheuse sans circulation de fluides. Les variations de gradient de température sont induites par les variations lithologiques, le transfert de chaleur est assuré par conduction. b) Représentation schématique des gradients de température dans la même formation, mais où des circulations des fluides chauds et froids se produisent à différents niveaux, conduisant à des variations respectivement positives et négatives des gradients de température.

Un log de température, de résolution métrique, a été réalisé dans le forage EPS1, en novembre 1991, neuf mois après le forage, et donc après le retour à l'équilibre thermique. Il n'est plus perturbé par les opérations de forage (comme la circulation de boue). Un capteur PT1000 est descendu au bout d'un câble métallique et permet une mesure en continu (Schellschmidt (2011), communication personnelle). Au niveau des grès du Buntsandstein, la température augmente de 120,24°C au sommet de la série (1009,19 m) à 136,45°C à la base de la série (1415,95 m) (Figure 79c). Le gradient géothermique moyen dans cette partie du forage est de 39,85°C/km.

Durant les opérations de forage, des pertes de fluides ont été enregistrées à environ 1200, 1215, 1230 et 1370 m de profondeur.

2.4.1 Calcul du flux de chaleur à la base de la formation

Pour pouvoir calculer le flux conductif, il est nécessaire de connaître le flux de chaleur « entrant » à la base de la série. La densité du flux de chaleur dans l'unité basale des grès du Buntsandstein du forage EPS1, les Grès Permien, représente la densité du flux de chaleur entrant dans la série gréseuse, depuis le socle granitique.

La densité du flux de chaleur (q en $W.m^{-2}$) est calculée comme le produit de la conductivité thermique (λ en $W.m^{-1}.K^{-1}$) par le gradient de température (dT/dz en $^{\circ}C.km^{-1}$) selon la loi de Fourier : $q = -\lambda(dT/dz)$ (Powell et al., 1988). La densité du flux de chaleur est supposée constante le long de la série gréseuse.

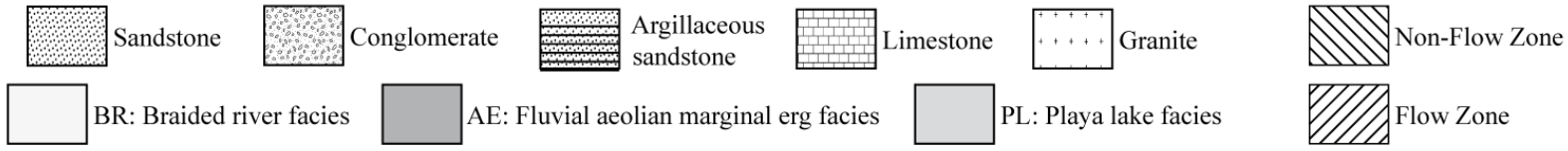
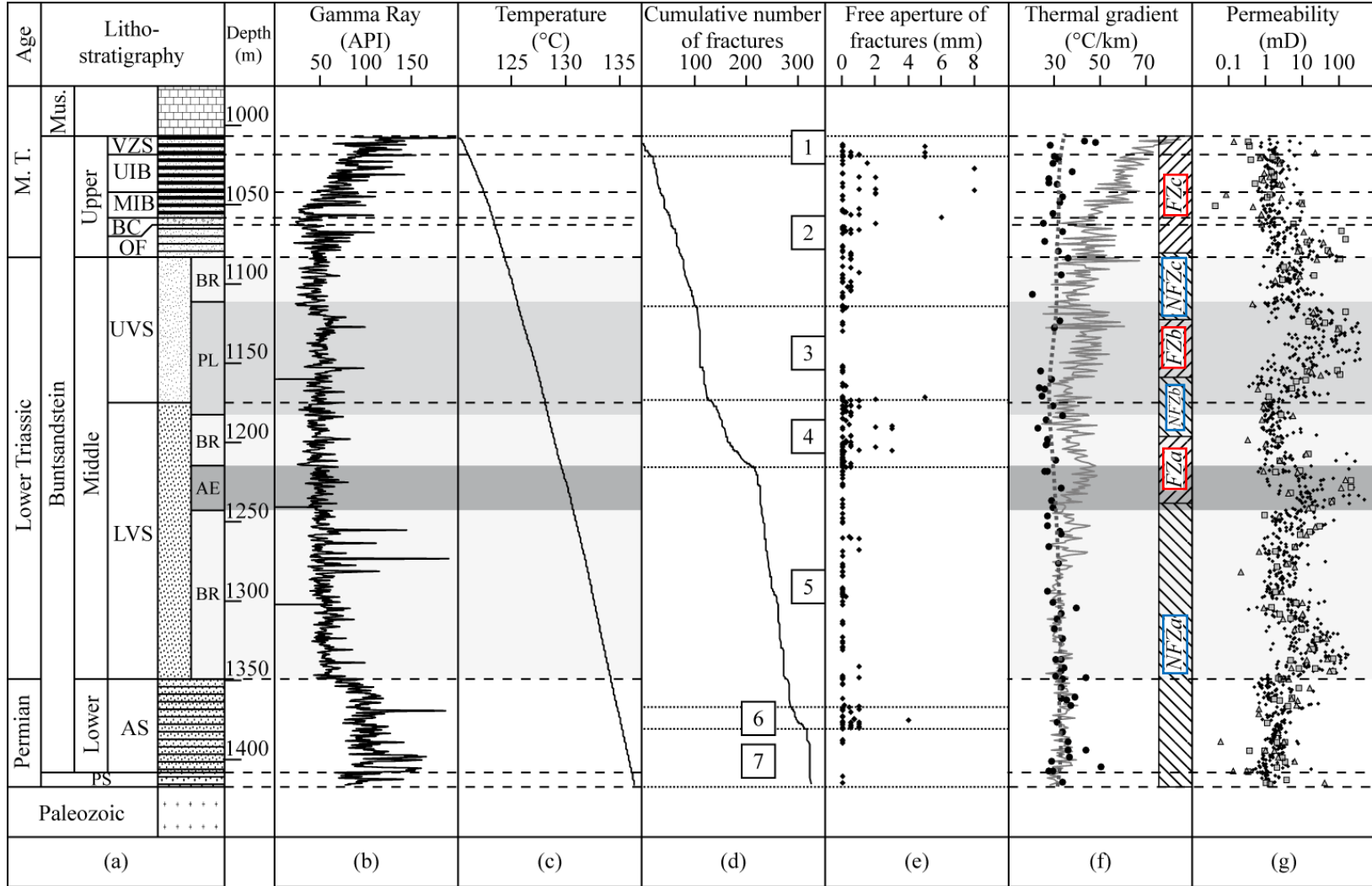
Pour réaliser ce calcul, le gradient de température est obtenu en moyennant les gradients de température dans le puits, au niveau des Grès Permien ($29,76 \pm 1,44^{\circ}C.km^{-1}$). La conductivité thermique moyenne ($3,17 \pm 0,47 W.m^{-1}.K^{-1}$) est calculée à partir des conductivités thermiques obtenues sur les échantillons de Grès Permien saturés à l'eau, perpendiculairement à la stratification (Figure 56g), pour être dans le sens du flux de chaleur. Ces données sont corrigées de l'effet de la température *in situ* selon une relation proposée par Vosteen & Schellschmidt (2003). A partir de ce gradient de température et de cette conductivité thermique, la densité du flux de chaleur obtenue à l'interface socle/couverture est de $94 mW.m^{-2}$. Le taux de production de chaleur du réservoir gréseux est d'environ $1 \mu W/m^3$ (Schellschmidt & Clauser, 1996), lié à la faible teneur en éléments radioactifs. Cette contribution, très faible par rapport au flux de chaleur calculé, est négligée.

2.4.2 Gradient de température déterminé à partir des conductivités thermiques et de la loi de Fourier : gradient calculé

La conductivité thermique n'est pas constante le long de la formation (Figure 56e). Les mesures de conductivité thermique effectuées sur les échantillons saturés, perpendiculairement à la stratification (Figure 56g) permettent de déterminer un profil de conductivité thermique pour la formation saturée. A partir de ces mesures de conductivité thermique, corrigées de l'effet de température *in situ* (Vosteen & Schellschmidt, 2003), et du flux de chaleur calculé précédemment, un gradient de température conductif est calculé. Ce gradient a une valeur moyenne de $31,38 \pm 1,28^{\circ}C.km^{-1}$ (Figure 79f) pour des valeurs comprises entre $19,77$ et $50,31^{\circ}C.km^{-1}$. Ces variations sont induites par les variations de conductivité thermique des différents faciès pétrographiques.

2.4.3 Gradient de température déterminé à partir du log de température : gradient mesuré

Les gradients de température sont calculés à partir du log de température (Figure 79f). Ils sont calculés entre deux profondeurs connues pour lesquelles une mesure de température a été effectuée. Ils apparaissent relativement constants et peu élevés dans la partie inférieure de la série (gradient thermique au travers des Grès Permians : $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) et augmentent vers le sommet de la série (gradient thermique au travers des Grès à Voltzia : $71,15^{\circ}\text{C/km}$). Au dessus de 1275 m de profondeur, le profil est moins homogène et des variations à haute fréquence ressortent, avec deux maxima locaux de gradient de température : dans les Grès Vosgiens Inférieurs (~1220 m de profondeur) et dans les Grès Vosgiens Supérieurs (~1120 m de profondeur), avec respectivement 48 et $59^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.



2.4.4 Localisation des zones de circulation de fluides

La comparaison des gradients calculés et des gradients mesurés montre deux cas possibles (Figure 79f) : (1) si à une profondeur donnée, les deux types de gradients indiquent la même valeur, alors le transfert de chaleur s'effectue essentiellement par conduction. Il n'y a alors pas de circulation majeure de fluides chauds ou froids. (2) Si à une profondeur donnée, le gradient mesuré est supérieur au gradient calculé, alors la présence de circulation de fluides chauds peut être suspectée. L'apport de chaleur conduit à l'augmentation du gradient mesuré.

Du contact granite/grès jusqu'à 1235 m de profondeur, les gradients calculés et mesurés indiquent des valeurs comparables (Figure 79f) : le gradient moyen mesuré, obtenu à partir du log de température, est de $33,11 \pm 0,26 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$, les valeurs varient de 26,26 à $45,45 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$, et le gradient moyen calculé est de $32,98 \pm 1,66 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$, les valeurs varient de 26,54 à $50,31 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$. Les variations des gradients résultent des variations de conductivité thermique dans les différents faciès pétrographiques (Figure 79a). Ainsi, dans ces niveaux, le transfert de chaleur est plutôt gouverné par le mécanisme de conduction, sans circulation de fluides chauds.

Entre 1235 et 1190 m de profondeur, les gradients mesurés sont supérieurs aux gradients calculés : le gradient moyen mesuré est de $40,37 \pm 1,37 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$, alors que le gradient moyen calculé est de $27,06 \pm 2,37 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$. Cette différence peut être le résultat de circulations de fluides chauds dans cette partie du forage.

Figure 79 (Page précédente) : a) colonne stratigraphique des grès du Buntsandstein du forage EPS1 (Sizun, 1995) (M.T. : Trias Moyen, Mus. : Muschelkalk, VZS : Grès à Voltzia, UIB : Couches Intermédiaires supérieures, MIB : Couches Intermédiaires moyennes, BC : Conglomérat de Bitche, OF : Obere Felsone, UVS : Grès Vosgiens Supérieurs, LVS : Grès Vosgiens Inférieurs, AS : Grès d'Annweiler, PS : Grès Permiens) et analyse des faciès dans les grès Vosgiens (Bourquin et al., 2009) (BR : Chenaux en tresse, PL : Playa Lake, AE : grès fluvio-éoliens). b) log gamma-ray. c) log de température. d) profil du nombre cumulé de fractures. e) Ouverture libre des fractures. f) gradients de température : la ligne grise indique les gradients de température déterminés à partir du log de température, les cercles noirs indiquent les gradients de température calculés à partir des mesures de conductivité thermique et du flux de chaleur à la base de la formation, dans un système où le transfert de chaleur ne s'effectue que par conduction, la ligne en tirets gris correspond à la tendance des gradients calculés. g) mesures de Perméabilité : les points noirs correspondent à la perméabilité mesurée à l'air, les carrés et triangles gris correspondent respectivement à la perméabilité mesurée à l'azote parallèlement et perpendiculairement à la stratification (Sizun, 1995; Sizun & Jeannette, 1995).

De 1190 à 1150 m de profondeur, les deux gradients sont à nouveau similaires, indiquant que dans cette partie du forage, le flux de chaleur est gouverné majoritairement par la conduction. L'observation de zones dans lesquelles les deux types de gradient présentent des valeurs similaires, encadrant une zone de circulation de fluide chaud, implique que l'apport de chaleur n'est pas suffisant pour perturber le flux thermique des formations avoisinantes. Ainsi, dans ce cas, les zones de circulation de fluides chauds ne sont probablement pas des zones de transfert massif de chaleur.

Le manque de mesures entre 1150 et 1130 m de profondeur ne permet pas de déterminer avec précision la nature des échanges de chaleur dans cet intervalle. Néanmoins, les gradients mesurés, déduits du log de température, augmentent jusqu'à des valeurs supérieures à $40,00^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ alors que les valeurs des gradients calculés sont d'environ $30,00^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Ainsi, cet intervalle de profondeur est une zone de circulation de fluides chauds.

De 1080 m de profondeur jusqu'au sommet de la formation gréseuse, les gradients mesurés augmentent graduellement jusqu'à un maximum de $85,15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, dans les grès du Buntsandstein Supérieur. En parallèle, les gradients calculés, induits par un flux conductif, restent inférieurs à $40,00^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, mises à part les deux dernières valeurs proches du sommet de la formation du Buntsandstein, $42,89$ et $48,08^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, qui sont dues aux faibles valeurs de conductivité thermique. Ces observations suggèrent une diminution de l'influence de la conduction dans le transfert de chaleur et une augmentation de la contribution des fluides chauds, entre 1080 m de profondeur et le sommet de la formation du Buntsandstein.

Dans cette formation, les fluides peuvent migrer en empruntant différents chemins de circulation. Les fractures ouvertes peuvent favoriser le drainage de fluide, elles permettent une perméabilité à grande échelle, correspondant à une propriété de transfert non décrite par nos mesures de perméabilité. Un autre chemin de circulation possible est le réseau poreux matriciel, d'origine sédimentaire, diagénétique et/ou structural. La perméabilité, à l'échelle de ce type de réseau, est décrite sur la Figure 79e.

Les zones macroscopiques de circulation ou de non-circulation de fluides, déduites de l'analyse des gradients de température, sont comparées aux zones de circulation matricielle, et à la distribution de la fracturation. Quatre types de zones sont distinguables : (1) les zones ne présentant aucune indication de transfert macroscopique, associées à une faible perméabilité et une faible ou forte fracturation, (2) les zones sans indication de transfert macroscopique, associées à de fortes perméabilités et une faible fracturation, (3) les zones indiquant un

transfert macroscopique, associées à de fortes perméabilités et une faible fracturation, et (4) les zones présentant des indices de circulation macroscopique, associées à des faibles perméabilités et une forte fracturation. Ces différentes situations sont décrites dans les sections §2.4.5 et §2.4.6 (Chapitre IV)

2.4.5 Les zones sans circulation macroscopique de fluides (NFZ)

Les zones sans circulation macroscopique de fluides sont caractérisées par des valeurs similaires des gradients de température calculés et mesurés. Trois zones de ce type sont localisées dans le forage EPS1 (Figure 79f).

- (1) La zone NFZa (Figure 79f) est comprise entre le contact grès/granite et 1235 m de profondeur. Elle correspond aux Grès Permians peu perméables, aux Grès d'Annweiler peu perméables et aux grès déposés dans un environnement fluvial, à la base des Grès Vosgiens Inférieurs, peu perméables, sauf entre 1350 et 1300 m de profondeur où les mesures de perméabilité montrent des valeurs élevées. Dans ce dernier cas, les structures macroscopiques du faciès, notamment des niveaux argileux en base des chenaux, forment un réseau complexe de couches imperméables qui réduisent la perméabilité à l'échelle macroscopique, bien qu'entre ces niveaux les grès conservent de fortes perméabilités matricielles. Dans cette zone, les zones de fractures 5 et 7 présentent une fracturation peu développée. Dans les grès d'Annweiler, la zone de forte densité de fracture 6 n'est pas connectée à la zone d'alimentation en fluides chauds, du fait de la morphologie des fractures ou de leur position structurale dans le bassin.
- (2) La zone NFZb (Figure 79f) est comprise entre 1190 et 1170 m de profondeur, depuis le sommet des grès déposés dans un environnement fluvial au sommet des Grès Vosgiens Inférieurs, jusqu'à la base de ceux déposés dans un environnement de Playa Lake. Dans cette zone, les valeurs de perméabilités sont faibles et la fracturation est peu développée (base de la zone de fracture 3), alors qu'elle est fortement développée au sommet de la zone de fracture 4. Comme pour NFZa, cette zone n'est pas alimentée en fluides chauds.
- (3) La zone NFZc (Figure 79f) est comprise entre 1120 et 1085 m de profondeur. Elle correspond au sommet des grès déposés dans un environnement de Playa Lake et à ceux déposés dans un environnement fluvial, au sommet des Grès Vosgiens Supérieurs. Les perméabilités sont faibles. La fracturation apparaît développée (base

de la zone de fracture 2). Comme pour NFZa, cette zone n'est pas alimentée en fluides chauds.

2.4.6 Les zones de circulation macroscopique (FZ)

Les zones de circulation macroscopique sont caractérisées par des gradients de température mesurés supérieurs aux gradients calculés. Trois principales zones de circulation de fluides sont identifiées (Figure 79f).

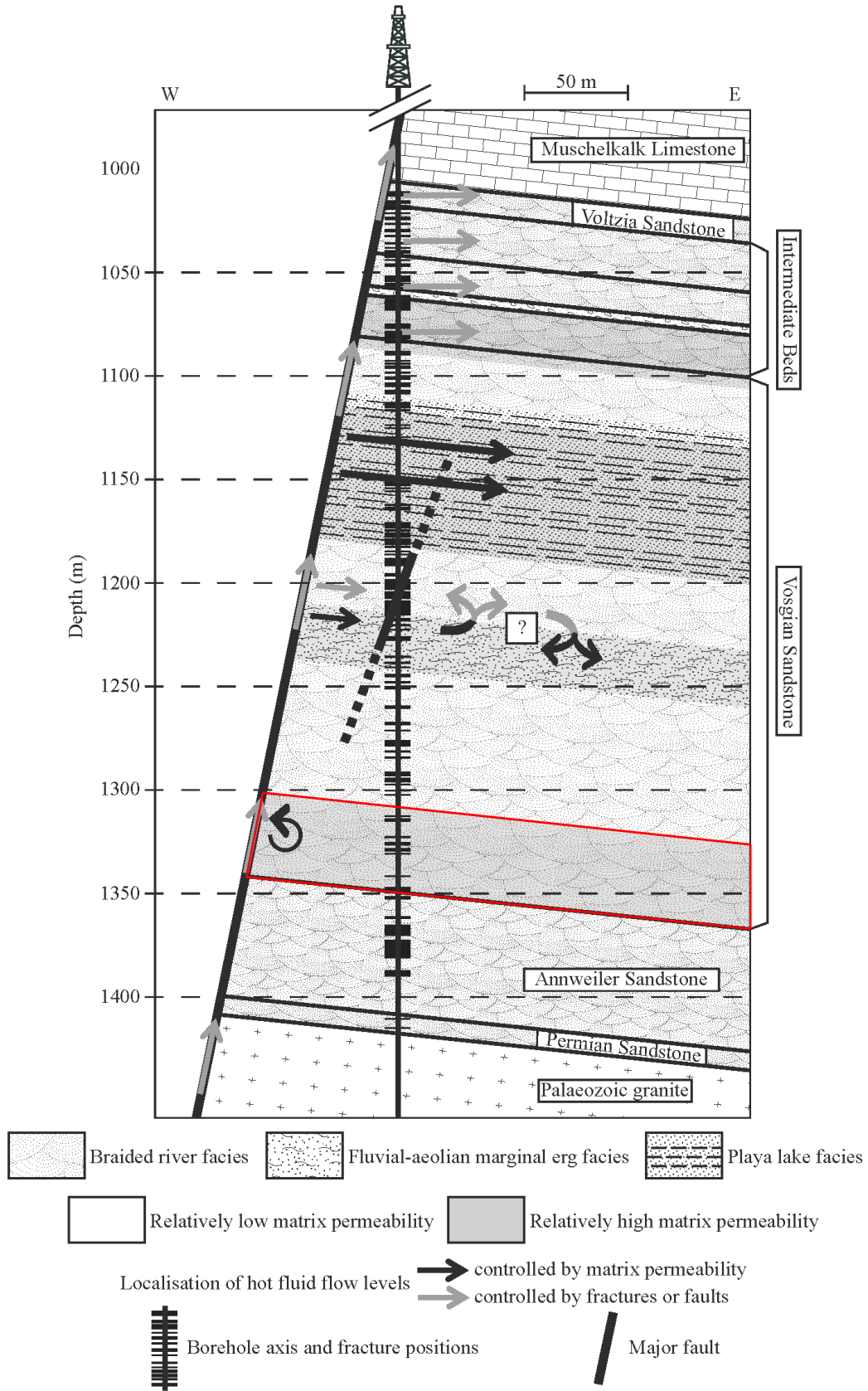
- (1) La zone FZa (Figure 79f) est située au niveau des grès fluviéo-éoliens, au milieu des Grès Vosgiens Inférieurs, et ceux, au dessus, qui sont d'origine fluviale. La partie inférieure, composée par le faciès fluviéo-éolien, est très perméable et montre quelques fractures colmatées (Figure 79a, d, e, g). La partie supérieure, composée du faciès de chenaux en tresses, est peu perméable mais apparaît fortement fracturée, avec de larges fractures ouvertes (Figure 79a, d, e, g), appartenant à la zone endommagée de la seconde faille majeure. Cet ensemble, composé des fractures ouvertes de la zone de faille et des grès fluviéo-éolien perméables, apparaît comme un chemin de circulation préférentiel.
- (2) La zone FZb (Figure 79f) est composée des grès d'environnement de Playa Lake. Ce faciès a des perméabilités élevées et est très peu fracturé. Ainsi, la circulation de fluides dans ce faciès se fait essentiellement dans un réseau matriciel d'origine sédimentaire ou diagénétique.
- (3) La zone FZc (Figure 79f) est comprise entre 1085 m de profondeur et le contact Buntsandstein/Muschelkalk. Cette zone est composée par des grès peu perméables (Figure 79g), sauf dans l'unité de l'Obere Felsone qui a des perméabilités élevées. Elle est fortement fracturées (zone de fracture 1 et la partie supérieure de la zone de fractures 2), les fractures ouvertes sont nombreuses (Figure 79d, e). Ces zones de fractures, près de la transition Buntsandstein/Muschelkalk, sont associées à la faille majeure de Soultz et à sa zone endommagée. Ainsi, la circulation de fluides se fait dans la partie endommagée de cette zone de faille.

L'ensemble des fractures, proches des deux zones de failles majeures, constituent des chemins de circulation pour la migration de fluides. La zone de fracture 6, dont les fractures sont globalement orientées N/S, ne présente pas de trace de circulation. En conséquence, les fractures ouvertes, avec une autre orientation que N/S, seraient celles qui assurent le plus la circulation de fluides, dans les zones fracturées.

2.4.7 *Modèle conceptuel*

L'analyse des gradients de température conduit à localiser les zones perméables en grand, c'est à dire à l'échelle de la formation, dans lesquelles les circulations se marquent par une modification du gradient géothermique. A partir de ces informations, nous proposons un modèle conceptuel en déterminant les éléments du réseau poreux qui constituent les chemins de circulation (Figure 80).

Figure 80 (Page suivante): Schéma conceptuel des zones de circulation de fluides au travers de la série gréseuse du Buntsandstein intersectée par le forage EPS1. Deux zones de circulation de fluides identifiées sont contrôlées par le réseau de fracturation associé à deux zones de failles, orientées N130°E-80°W dans le Buntsandstein supérieur et N160°E-70°W (13 m d'épaisseur) dans le faciès de chenaux en tresses autour de 1200 m de profondeur. Deux autres zones de circulation identifiées sont contrôlées par les propriétés sédimentaires : (1) dans le faciès Playa Lake et (2) dans le faciès de grès fluvio-éoliens. Les autres niveaux des grès du Buntsandstein intersectés par le forage EPS1 ne présentent pas d'indice de circulation de fluides. Le toit de la faille n'est pas documenté pour cause de manque d'information dans cette partie. En rouge : zone à fort potentiel de transfert de fluides à la suite de stimulations hydrauliques.



La température de 120,24°C, mesurée à 1009,19 m de profondeur, met en évidence une anomalie de température qui a une origine profonde. Les fluides chauds circulent par la zone de faille, dans sa zone endommagée, et dans certains niveaux sédimentaires connectés. La zone de faille apparaît comme une zone préférentielle de circulation de fluides, suivant le modèle de Caine et al. (1996). La zone endommagée qui constitue la zone de circulation est connectée à la zone de faille secondaire et aux niveaux sédimentaires poreux et perméables.

A la base des Grès Vosgiens Inférieurs, les grès sont constitués par des lentilles à forte perméabilité matricielle, séparées par des couches imperméables qui réduisent la perméabilité macroscopique. Cette zone apparaît comme une cible potentielle qui pourrait être stimulée pour développer une zone de transfert, associant structures macroscopiques, fractures induites, et structures microscopiques matricielles.

La méthode que nous proposons, afin de localiser les zones de circulation de fluide, nécessite des mesures de conductivité thermique des différents faciès des roches rencontrées ainsi qu'un profil de température. Dans le cas d'une exploitation géothermique, si ce dernier est mesuré systématiquement, le premier peut être considéré comme exceptionnel : dans le cas de notre étude, nous sommes dans le cas idéal d'une formation carottée en continu. Cependant, la méthode proposée peut être appliquée dans tous les cas d'exploration, sans carottage. En effet, la conductivité thermique peut être déterminée à partir de cuttings, avec une bonne résolution de mesure, en utilisant la méthodologie développée par Sass et al. (1971) et utilisée par Deming & Chapman (1988). Le carottage d'une formation en continu est rarement réalisée. Cependant, en l'absence de données de puits (Grant & Bixley, 2011), la méthode proposée apparaît comme une solution possible en vue de l'exploration d'un réservoir géothermique.

3 Conclusion

Les résultats acquis sur 400 m de grès du Buntsandstein, recoupés par le forage EPS1, montrent que :

Les faciès sédimentaires sont composés par quatre faciès pétrographiques (grès propres, grès à enrobage argileux, grès à matrice argileuse et grès silicifiés), qui se répartissent avec des proportions variables. Ces faciès pétrographiques contrôlent une partie des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, conductivité thermique et vitesse de propagation des ondes P) mesurées à l'échelle matricielle.

L'analyse des données de puits, notamment de gradients de température, associée à la détermination de la conductivité thermique, permet de localiser les zones macroscopiques de circulation de fluides dans la formation. La comparaison des données pétrophysiques, des données macroscopiques et de la fracturation permet de construire un modèle de circulation qui prend en compte les structures qui permettent ce transfert. Cette étude met en avant le rôle de la zone endommagée des zones de faille dans le réservoir gréseux pour le transfert de fluides à grande échelle, mais aussi celui de deux faciès sédimentaires correspondant à des grès déposés dans un environnement de Playa Lake et fluvio-éolien. L'interprétation de ces données permet également de proposer des zones à stimuler hydrauliquement pour développer une zone de transfert.

CHAPITRE V : Autres forages

Dans ce chapitre, les résultats des mesures pétrophysiques, réalisées sur les carottes de 14 forages situés dans le Graben du Rhin supérieur, sont présentés. Deux types de forages sont disponibles. D'une part, les forages de Heidelberg et de Sexau qui sont réalisés en subsurface et qui sont carottés en continu, et d'autre part, un ensemble de forages pour lequel l'échantillonnage des formations du Buntsandstein est discontinu. Les résultats sont présentés en fonction des faciès pétrographiques des grès et en fonction de la profondeur des échantillons.

1 Les forages carottés dans les grès du Buntsandstein du Graben du Rhin Supérieur

1.1 Localisation des forages

Les différents forages étudiés sont localisés au centre du fossé Rhénan ou à proximité de ses bordures orientales et occidentales (Tableau 10 & Figure 81).

Tableau 10 : Localisation des forages (bss : banque du sous-sol), sources : BRGM/SGR Alsace, (<http://infoterre.brgm.fr/>) et Regierungspräsidium Freiburg/ Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg Im Breisgau

forage	n°bss	Coordonnées Lambert II étendu		Type de forage
		X	Y	
4550	01984x0050	1005285	2451965	pétrolier
4583	01984x0093	1005230	2452027	pétrolier
4590	01984x0090	1005417	2452355	pétrolier
4609	01984x0059	1005098	2451593	pétrolier
4616	01984x0020	1004931	2452085	pétrolier
4687	01986x0022	992800	2436213	pétrolier
GCR1	02346x0100	997229	2413889	géothermique
GPK1	01984x0100	1004983	2451693	géothermique
ILF1	04451x0101	970670	2309916	pétrolier
OBM1	01978x0100	980845	2440350	pétrolier
SCB102	01697x0067	1021452	2456927	pétrolier
SCW2	04135x0049	964990	2318050	pétrolier
		Gauss-Krüger		
		X	Y	
Heidelberg		3478383	5475422	hydrogéologique
Sexau		3417724	5329711	hydrogéologique

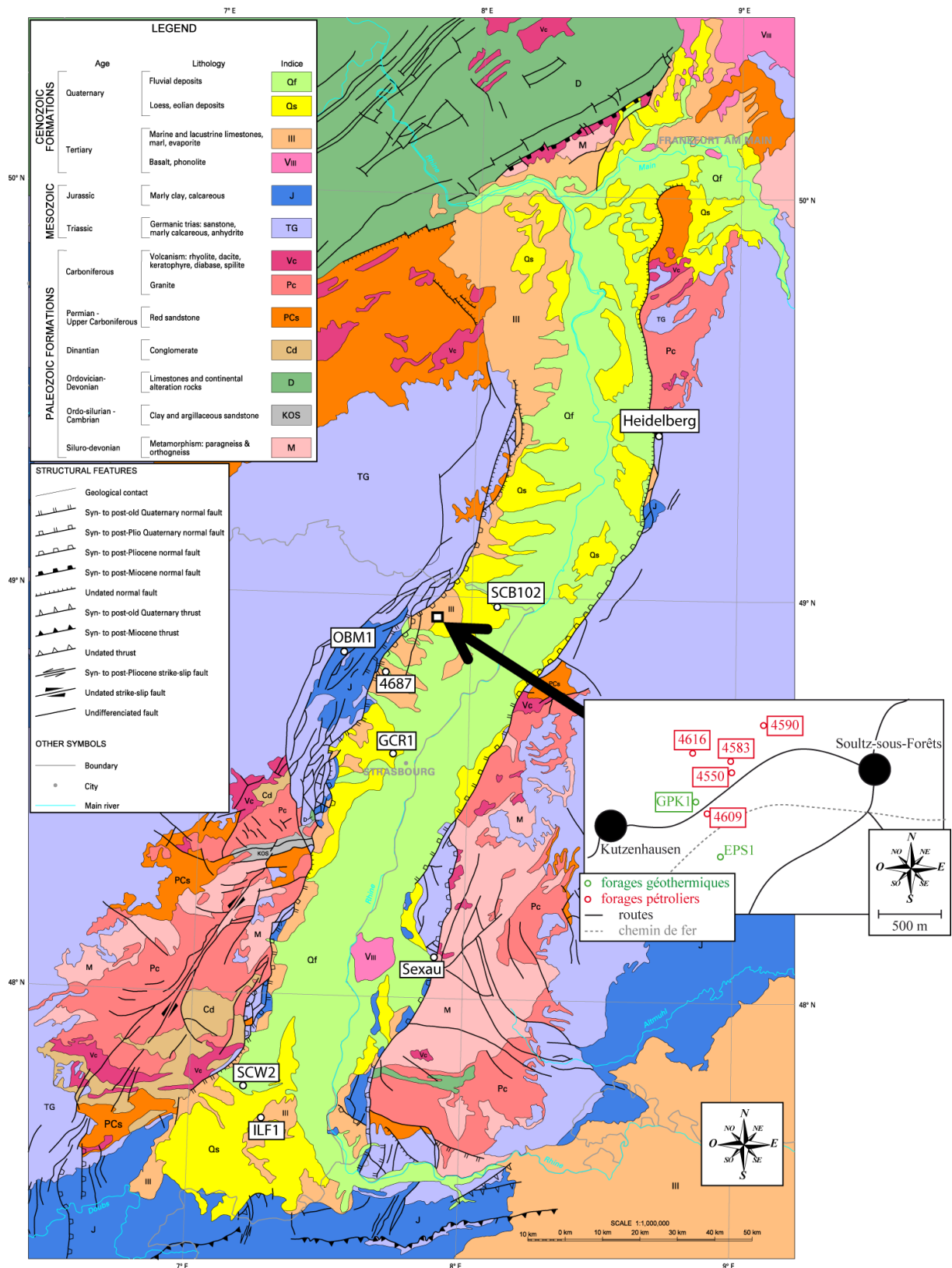


Figure 81 : Carte de localisation des différents forages. Carte géologique simplifiée du fossé Rhénan au 1/1000000, modifiée d'après Dezayes [2004] dans Genter et al. (2004).

Du Sud au Nord : le forage ILF1, localisé à Illfurth, et le forage SCW2, localisé au lieu-dit de ‘Schweighouse’ à Reiningue, sont les forages les plus méridionaux (Figure 81 & Tableau 10). Le forage ILF1 est situé au centre du fossé Rhéna, alors que le forage SCW2 est situé plus près de la bordure occidentale du fossé. Le forage allemand de Sexau est situé à la latitude du Kaiserstuhl, près de la faille Schwartzwaldienne (Figure 81 & Tableau 10). Le forage GCR1 se situe à Cronembourg, dans la banlieue strasbourgeoise, au centre du fossé Rhéna et avait comme objectif l’exploitation géothermique des formations du Buntsandstein (Figure 81 & Tableau 10). Le forage 4687, situé à Ohlungen, est proche de la Faille Rhénane Occidentale (Figure 81 & Tableau 10). Le forage OMB1, à Obermodern, est localisé au cœur du champ de fracture de Saverne. (Figure 81 & Tableau 10). Les forages 4550, 4583, 4590, 4609 et 4616, des concessions de Pechelbronn, sont situés près de la Faille Rhénane Occidentale, à Kutzenhausen et Soultz-sous-Forêts (Figure 81 & Tableau 10). Le forage GPK1 est un des forages du projet géothermique de Soultz-sous-Forêts (Figure 81 & Tableau 10). Le forage SCB102 est situé au lieu-dit de ‘Scheibenhard’ à Niederlauterbach, au centre du fossé (Figure 81 & Tableau 10). Enfin, le forage le plus septentrional est celui d’Heidelberg, sur la bordure orientale du fossé Rhéna, à l’Est de la Faille Schwartzwaldienne (Figure 81 & Tableau 10).

1.2 Description des forages

La description des forages est réalisée à partir des dossiers de forages (BRGM/SGR Alsace ; Regierungspräsidium Freiburg/ Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg Im Breisgau), du système d’information géographique des données publiques du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/>), et de l’observation des carottes.

1.2.1 Le forage 4550

Dans le forage 4550, datant de 1990, les Grès Vosgiens sont décrits entre 1030,00 et 1050,00 m de profondeur, et correspondent à des grès gris, finement conglomératiques localement. Le Conglomérat Principal (Hauptgeröll horizon) est formé par des grès et par de fréquents niveaux conglomératiques, entre 1025,00 et 1030,00 m de profondeur. Les Couches Intermédiaires (Kristallsandstein et Plattensandstein) et la Zone Limite Violette sont comprises entre 979,00 et 1025,00 m de profondeur. Ce niveau est composé de grès grossiers à conglomératiques. Le grès à Voltzia est présent entre 955,00 et 979,00 m de profondeur, il se compose de marnes à tendance gréseuse et de passées de grès.

Dans ce forage, 9 échantillons représentant les différents faciès sédimentaires ont été prélevés (Tableau 11). Des échantillons fracturés ont également été prélevés.

Tableau 11 : Description des échantillons du forage 4550

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
962,00	Grès à Voltzia	grès moyen, gris, non fracturé
980,00	Couches	grès moyen, gris, non fracturé
1003,00		grès moyen, gris avec passée vert, fracturé
1008,00		grès moyen, gris, fracturé
1014,00		grès moyen, gris, non fracturé
1016,50		grès moyen, gris avec passé jaune, fracturé
1020,50	Intermédiaires	grès moyen, gris, fracturé
1022,00		grès moyen, gris foncé, non fracturé
1040,00	Grès Vosgien	grès moyen, gris, non fracturé

1.2.2 Le forage 4583

Pour le forage 4583, datant de 1950, les grès du Buntsandstein Supérieur sont décrits entre 965,00 et 1049,00 m de profondeur. Dans ce forage, un seul échantillon a pu être prélevé, à une profondeur de 987,00 m. Il s'agit d'un échantillon de grès moyen, homogène, blanc-gris, non fracturé.

1.2.3 Le forage 4590

Dans le forage 4590, les grès du Buntsandstein Supérieur sont présents entre 1000,00 et 1049,80 m de profondeur. Dans ce forage, 3 échantillons ont été prélevés (Tableau 12), représentatifs des différents faciès sédimentaires rencontrés. Un échantillon fracturé a également été prélevé.

Tableau 12 : Description des échantillons du forage 4590

Profondeur (m)	Description
1019,00	grès moyen, gris, non fracturé
1026,00	grès moyen, gris, non fracturé
1029,00	grès moyen, gris, fracturé

1.2.4 Le forage 4609

Le forage 4609, datant de 1950, a été carotté dans les grès du Buntsandstein Supérieur et a atteint une profondeur de 982 m. Dans ce forage, 2 échantillons (Tableau 13) ont été prélevés afin d'analyser les différents faciès sédimentaires rencontrés. Un échantillon fracturé a également été prélevé.

Tableau 13 : Description des échantillons du forage 4609

Profondeur (m)	Description
965,50	grès moyen, gris, non fracturé
975,20	grès moyen, gris, fracturé

1.2.5 Le forage 4616

Le forage 4616, datant de 1951, a traversé les séries gréseuses du Permien entre 1380,00 et 1403,60 m de profondeur et celles du Buntsandstein entre 1107,00 et 1380,00 m de profondeur. Dans ce forage, 2 échantillons ont été prélevés (Tableau 14) pour analyser les faciès sédimentaires rencontrés. Ils sont fracturés.

Tableau 14 : Description des échantillons du forage 4616

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
1146,50	Buntsandstein	grès moyen, homogène, gris, fracturé
1369,50		grès moyen, homogène, rose, fracturé

1.2.6 Le forage 4687

Le forage 4687 a intersecté les séries gréseuses du Permien entre 1455,00 et 1556,00 m de profondeur, et celles du Buntsandstein entre 1030,00 et 1455,00 m de profondeur. Dans ce forage 5 échantillons ont été prélevés (Tableau 15) pour analyser les faciès sédimentaires rencontrés. Ils ne sont pas fracturés.

Tableau 15 : Description des échantillons du forage 4687

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
1062,50	Buntsandstein	grès moyen, jaune-rose, non fracturé
1157,00		grès grossier, rose, non fracturé
1360,00		grès grossier, rouge, non fracturé
1405,00		grès moyen, rouge, non fracturé
1454,00		grès moyen, rouge, non fracturé

1.2.7 Le forage GCRI, dit de Cronenbourg

Le forage GCRI, datant de 1980, comprend 465 m de grès du Buntsandstein et 54 m de grès Permien (Housse, 1984).

Entre 3166,00 et 3220,00 m de profondeur, les formations du Permien sont composées de grès moyens à conglomératiques, rouges, à fines intercalations de grès moyens, gris, siliceux à quartzitiques et minces passées d'argiles micacées de couleur brun-rouge. Les formations suivantes sont datées du Buntsandstein et comprennent :

Entre 3027,00 et 3166,00 m de profondeur, des grès moyens, rouges, à fines intercalations de grès moyens, gris, siliceux à quartzitiques et minces passées d'argiles micacées de couleur brun-rouge.

Entre 2937,00 et 3027,00 m de profondeur, des grès moyens, rougeâtres et peu consolidés.

Entre 2751,00 et 2937,00 m de profondeur, des grès sont fins à grossiers et conglomératiques, argileux, micacés, rouges avec des intercalations d'argiles silteuses, kaolinitiques, micacées rougeâtres.

Entre 2701,00 et 2751,00 m de profondeur, les grès sont fins, argileux, micacés, rouges, avec des intercalations d'argiles silteuses, kaolinitiques, micacées, rougeâtres.

Les grès permo-triasiques de ce forage sont compartimentés par des failles orientées globalement SSW/NNE, à fort pendage (Housse, 1984) (Figure 82).

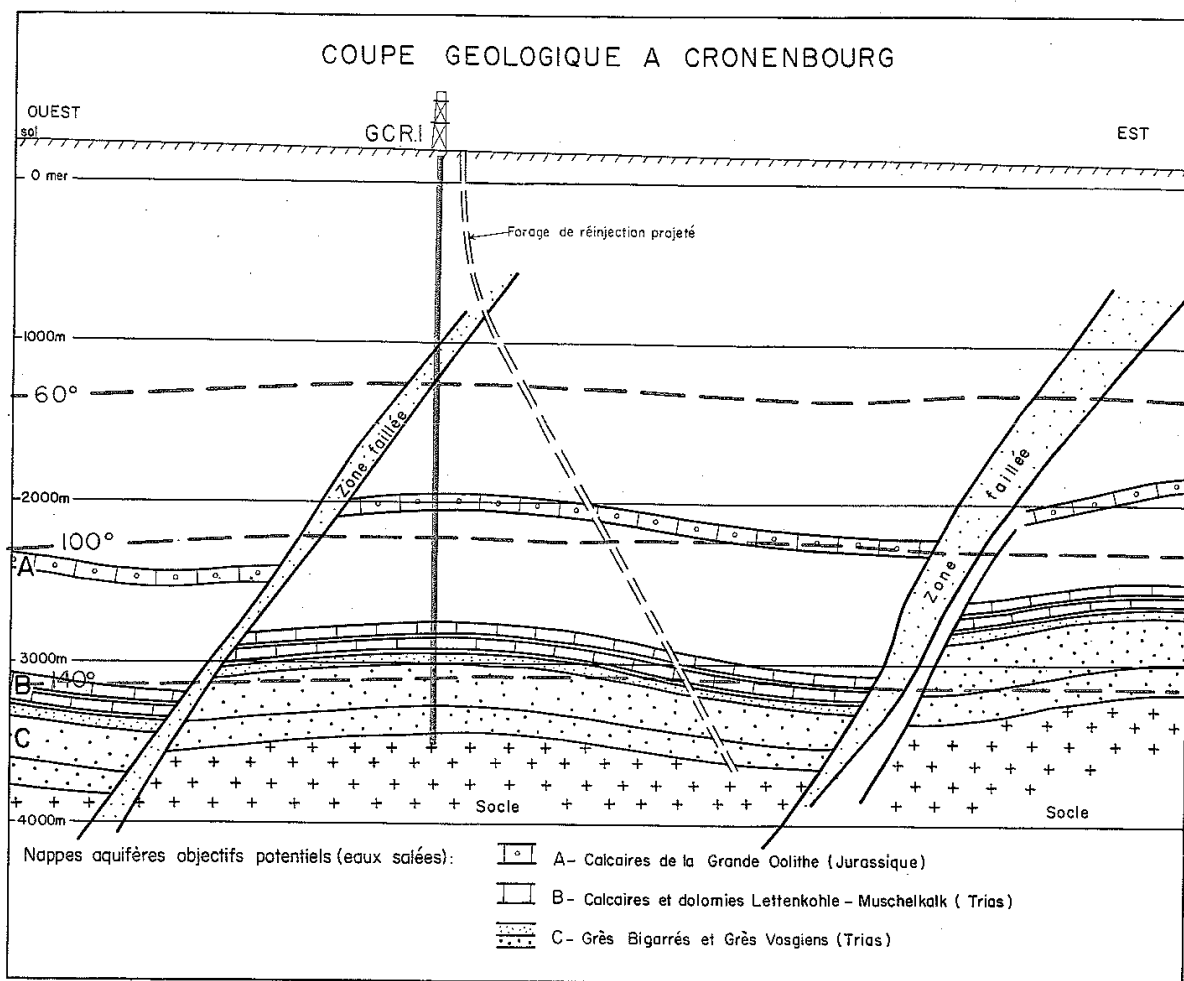


Figure 82 : Coupe géologique à Cronenbourg (Housse, 1984).

Dans ce forage, 6 échantillons ont été prélevés (Tableau 16), ils ne sont pas calés en profondeur.

Tableau 16 : Description des échantillons du forage GCR1

Echantillons	Description
CR12	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé
CR15	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé
CR16	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé
CR17	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé
CR21	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé
CR25	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé

1.2.8 Le forage GPK1

Le forage GPK1, datant de 1987, a été exécuté essentiellement en destructif. Seules deux zones ont été carottées dans le Buntsandstein : entre 1100,00 et 1105,50 m de profondeur et entre 1200,00 et 1209,00 m de profondeur. Ces grès sont composés par des grains de quartz, de feldspath et des grains lithiques dont la taille varie fortement d'un lit à l'autre. Ces grès présentent une matrice argileuse dont la disposition et la concentration varie fortement d'un niveau à l'autre (Sizun, 1995).

Dans ce forage, 2 échantillons ont été prélevés (Tableau 17) pour analyser les différents faciès sédimentaires. Ils ne sont pas fracturés.

Tableau 17 : Description des échantillons du forage GPK1

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
1202,50	Grès Vosgiens	grès moyen rose, non fracturé
1206,50		grès moyen rose, non fracturé

1.2.9 Le forage ILF1

Le forage ILF1, datant de 1952, met en évidence une remontée du horst de Mulhouse d'environ 200 m entre Hirtzbach et Illfurth.

La série se compose, entre 1337,00 et 1353,80 m de profondeur, d'argiles grésosableuses de couleur brun rouge, et entre 1280,00 et 1337,00 m de profondeur, de grès brun-rouges, plus ou moins argileux, datant du Permien.

Les Grès à Voltzia sont compris entre 1203,00 et 1280,00 m de profondeur. Ils sont roses à violacés à ciment siliceux. Ils sont surmontés par un niveau d'argile rouge foncé à violacé, reposant sur des grès rouges, à grains fins, plus ou moins argileux.

Dans ce forage, un échantillon a été prélevé à 1353,00 m de profondeur, dans les Grès Permien. Il s'agit de grès argileux fins, homogènes, brun-rouges, non fracturés.

1.2.10 Le forage OBM1

Le forage OBM1, datant de 1955, est situé dans la structure d'Obermodern. Elle correspond à un semi-dôme à pendage Est, long d'une vingtaine de kilomètres, pris entre deux failles antithétiques à regard vers l'Ouest (Figure 83).

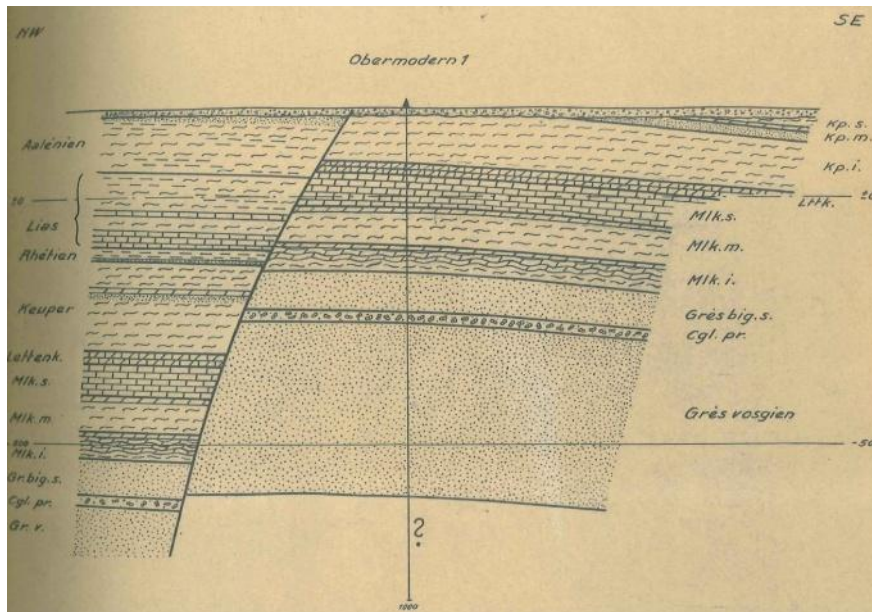


Figure 83 : Coupe géologique le long de la vallée de la Moder (document de forage, BRGM/SGR Alsace)

Entre 1285,00 et 1325,00 m de profondeur, se trouve une alternance d'argiles rouges, brun rouges, brun chocolats, violacées avec des passées conglomératiques. Entre 825,00 et 1285,00 m de profondeur, se trouve une alternance très riche en grès perméables ou en sable. Des marnes argileuses et des argiles rouges micacées alternent avec de fines passées de grès rouges ou blancs ou avec localement de gros bancs de grès. Ces niveaux correspondent aux Grès Permien.

Entre 789,00 et 825,00 m de profondeur, le forage recoupe des alternances de marnes rouges plus ou moins argileuses, fines, plus ou moins micacées, et de grès rouges et blancs à grains moyens à grossiers, qui pourraient correspondre aux grès bigarrés inférieurs.

Entre 420,00 et 789,00 m de profondeur, les formations sont marquées par une alternance de grès rouges, violacés, blancs, et de petits lits de marnes rouges sableuses. Des grès rouges, plus ou moins cimentés, en bancs peu épais, sont peu poreux. Le ciment est siliceux ou argileux, avec quelques passées argileuses rouges. Il y a apparition de niveaux conglomératiques vers la base. Cette formation correspond aux grès bigarrés moyens.

Le Conglomérat Principal (Hauptgeröll Horizont) est situé entre 412,00 et 420,00 m de profondeur. Il est composé par des galets de quartz, des grès et quelques silts argileux rouges.

Entre 358,00 et 412,00 m de profondeur, les Couches Intermédiaires sont constituées par une alternance de grès rouges à brun-rouges et d'argiles roses à violacées, lie-de-vin, plus ou moins gréseuses ou sableuses.

Entre 335,00 et 358,00 m de profondeur, les Grès à Voltzia sont composés de grès à grains fins, micacés, de couleur lie-de-vin dominante, mais aussi roses et violacés et friables.

Au sommet de la série, se trouve l'Argile Rouge Limite, entre 333,00 et 335,00 m de profondeur.

Dans ce forage, 6 échantillons ont été prélevés (Tableau 18) pour analyser les différents faciès sédimentaires. Un échantillon fracturé a également été prélevé.

Tableau 18 : Description des échantillons du forage OBM1

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
816,00	Grès Vosgiens	grès moyen homogène, rouge, clastes, non fracturé
845,00	Grès Permiens	grès moyen, blanc, non fracturé
846,00		grès moyen, rouge, non fracturé
1090,00		grès moyen homogène, rouge, non fracturé
1143,00		grès moyen homogène, rouge, vert, fracturé
1144,00		grès moyen homogène, rouge, vert, non fracturé

1.2.11 Le forage SCB102

Le forage SCB102 (Figure 84), datant de 1958, recoupe entre 2255,00 et 2294,40 m de profondeur, des grès quartzitiques roses et rouges avec des galets de quartz. Entre 2216,00 et 2255,00 m de profondeur, les grès sont quartzitiques rouges et roses, avec de rares lits d'argiles rouges. Les grès apparaissent rouges et brun-rouges, micacés, peu dolomitiques et à lits d'argile rouges, entre 2201,00 et 2216,00 m de profondeur. Entre 2199,00 et 2201,00 m de profondeur, se trouve l'Argile Rouge Limite. L'ensemble de ces formations est associé aux Grès à Voltzia.

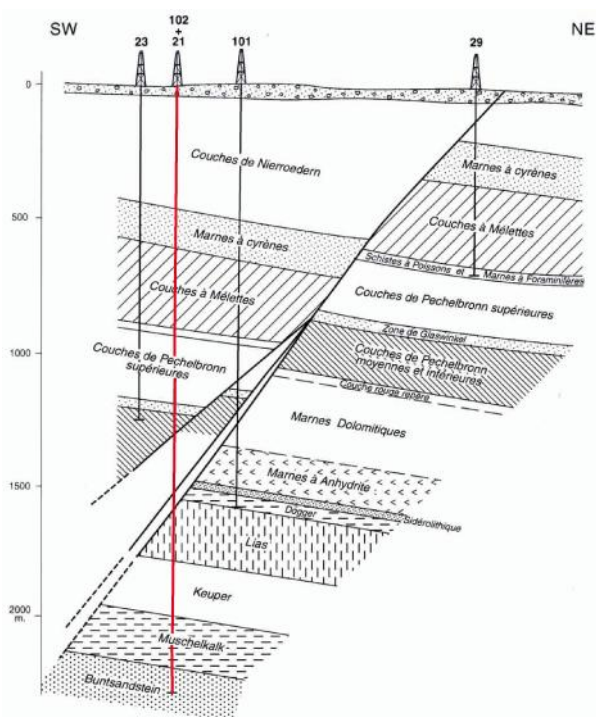


Figure 84 : Coupe géologique du champ de Scheibenhart, en rouge le puits SCB102 (modifiée d'après les documents de forage, BRGM/SGR Alsace)

Dans ce forage, 2 échantillons ont été prélevés (Tableau 19) pour analyser les différents faciès sédimentaires. Les échantillons sont fracturés.

Tableau 19 : Description des échantillons du forage SCB102

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
2207,50	Grès à Voltzia	grès fin violet, fracturé
2213,00		grès fin argileux violet, fracturé

1.2.12 Le forage SCW2

Le forage SCW2, datant de 1959, est localisé sur le seuil de la Doller qui sépare le bassin potassique du fossé de Dannemarie. Le forage recoupe, entre 2401,00 et 2412,90 m de profondeur, la formation du grès à Voltzia (Rötton). Cette formation se compose de grès compacts, à grains fins, blanchâtres et rouges, à ciment argileux avec quelques niveaux d'argiles rouges micacées.

Dans ce forage, 2 échantillons ont été prélevés (Tableau 20) pour analyser les faciès sédimentaires rencontrés. Les échantillons ne sont pas fracturés.

Tableau 20 : Description des échantillons du forage SCW2

Profondeur (m)	Lithostratigraphie	Description
2401,00	Grès à Voltzia	grès fin argileux, violet-vert, non fracturé
2406,00		grès fins homogène, violet, non fracturé

1.2.13 Le forage d'Heidelberg

Le forage d'Heidelberg a été carotté en continu, à partir de la surface jusqu'à 152,00 m de profondeur. Les carottes de grès que nous avons pu récupérer sont comprises entre 36,00 et 152,00 m de profondeur (Figure 85).

Entre 146,70 et 152,00 m de profondeur, les carottes se composent du granite de Heidelberg : il s'agit d'un monzogranite porphyrique à biotite et à deux feldspaths, de couleur beige-rose. Entre 80,50 et 146,70 m de profondeur, les carottes se composent de grès et de conglomérats de cônes alluviaux, rouges à rouge-violet. Les clastes sont grossiers, faiblement arrondis à anguleux. Ils sont issus d'éboulis de grès, de granite et de cornaline. Les clastes sont inclus dans une matrice de grès argileux à grains grossiers à moyens, avec des intercalations de niveaux argileux, voire de siltites. Au sommet de chaque séquence, des niveaux carbonatés diagénétiques ou pédogénétiques sont observables. Dans les couches les plus grossières, les clastes de granites sont plus nombreux. Ces dépôts de cônes alluviaux continentaux correspondent à la formation de l'Oberroliegende, datée du Permien. Entre 76,90 et 80,50 m de profondeur, les dépôts sont composés par des grès grossiers à conglomératiques, avec des intercalations dolomitiques en partie bréchifiées. Entre 30,40 et 76,90 m de profondeur, les dépôts comprennent des grès à grains moyens, rouge pâle à gris-blanc, avec des taches de couleur brun-noir composées de manganèse et de fer, et des pseudomorphoses carbonatées. Les grès sont essentiellement compacts. Ces niveaux correspondent aux faciès continentaux du Zechstein (Tigersandstein) datés du Permien terminal.

Les carottes de grès/conglomérat que nous avons pu récupérer du forage de Heidelberg, correspondent à des formations n'ayant pas d'équivalent du côté occidental du fossé Rhéan. Ces formations sont datées du Permien et les faciès sont équivalents à ceux du Buntsandstein inférieur décrits en France.

Les carottes n'ayant pas été orientées (il n'existe aucune génératrice), il est impossible de donner l'orientation des fractures. Cependant, la fracturation n'est pas homogène et plusieurs zones sont définies en fonction de la densité des fractures (Figure 85B).

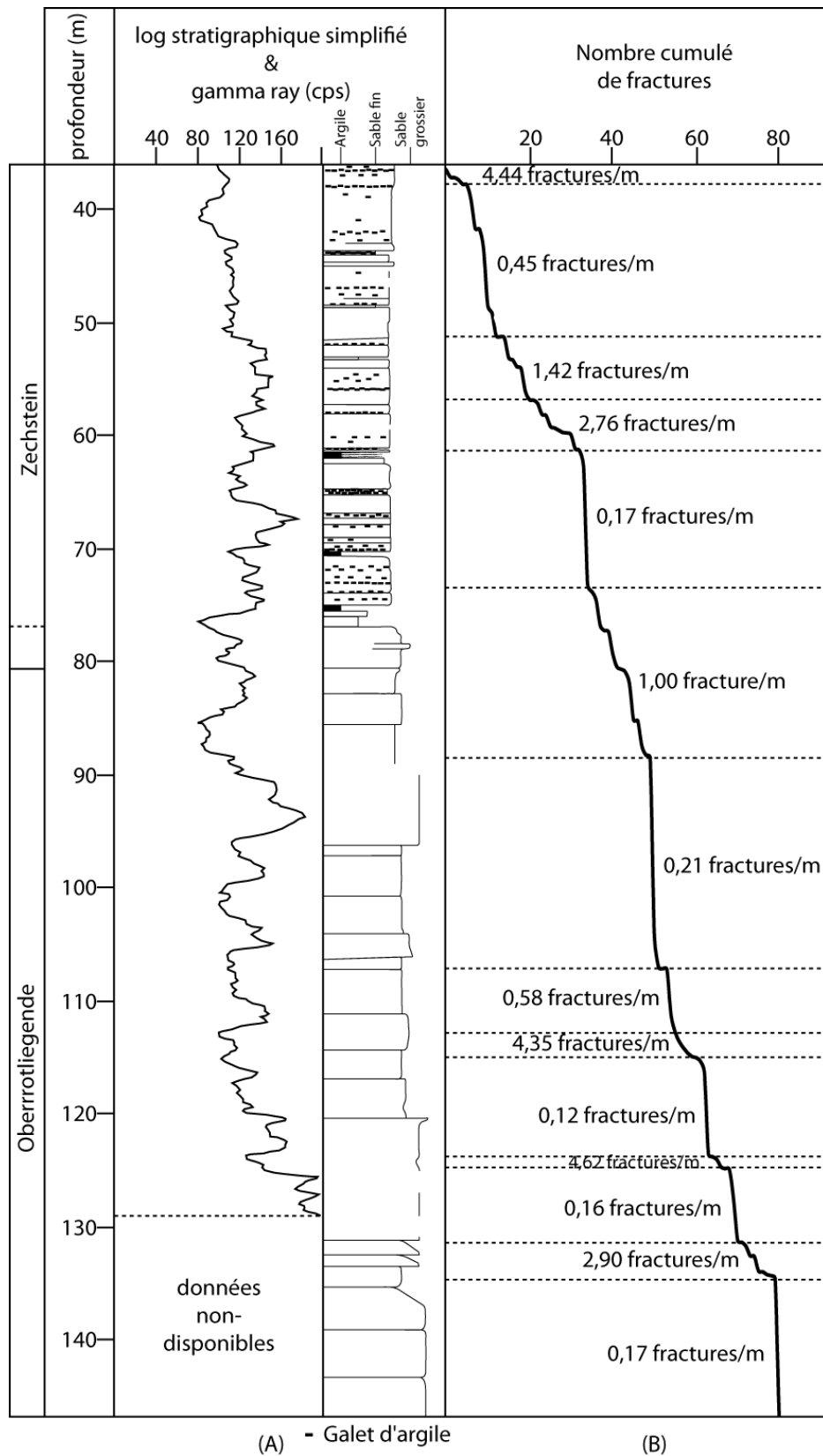


Figure 85 : (A) Log lithostratigraphie simplifié et gamma ray, (B) profil de fracturation cumulé, du forage de Heidelberg

1.2.14 Le forage de Sexau

Le forage de Sexau a été carotté en continu, depuis la surface jusqu'à 152,00 m de profondeur. Les formations du Buntsandstein sont recoupées entre 60,00 et 152,00 m de profondeur (Figure 86A).

Entre 149,85 et 152,00 m de profondeur, la formation comprend des grès grossiers et des grès fins à graviers grossiers, roses, rose clair et blanchâtres. La matrice est faiblement carbonatée. Entre 140,50 et 149,85 m, les grès sont grossiers, grossiers à moyens, avec peu de grès fins. Ils sont de couleur rouge clair, rose, blanchâtre, rose-violet, et présentent quelques taches et couches jaunâtres carbonatées. Des couches d'argile, de 20 cm d'épaisseur, sont intercalées et de couleur rouge-brun. Entre 135,28 et 140,50 m de profondeur, les grès sont principalement grossiers à moyens, avec des grès moyens à fins moins abondants. Ils sont de couleur rose, violet-rose, blanc-rose, avec de rares niveaux jaunâtres faiblement carbonatés. De plus, plusieurs niveaux d'argile d'épaisseur décimétrique, de couleur rouge-brun, sont intercalés dans la série. Ce niveau est décrit comme appartenant à la formation d'Eck (suE, unité géologique régionale de Bad Württemberg). Elle correspond à la base de la formation du Calvörde, décrite en Allemagne (LGRB, Bad Württemberg, 2000)), datant de l'Induen et n'ayant pas d'équivalent en France (Bourquin et al., 2006).

Entre 74,98 et 135,28 m de profondeur, les dépôts sont composés de grès moyens à grossiers, de grès moyens, de grès fins et de grès moyen à fins, avec de rares graviers fins à moyens. Ils sont de couleur rouge clair, rose, rose-violet, violet rose, brun. Quelques couches argileuses d'épaisseur centimétrique à millimétrique sont intercalées et de couleur rouge foncé et brun-rouge. Ces grès correspondent à la formation du Bausandstein (sus, unité géologique régionale de Bad Württemberg), incluant la formation de Bernburg et la partie supérieure de la formation du Calvörde. Comme les niveaux précédents, ces dépôts datent de l'Induen et n'ont pas d'équivalent en France (Bourquin et al., 2006).

Entre 60,00 et 74,98 m de profondeur, les séries sont principalement composées de grès moyens à fins, micacés, de couleur rouge clair et rose foncé. Des couches de grès grossiers à moyens sont intercalées et sont de couleur brun-rouge, rose et blanchâtre. Ces couches, en partie lessivées, contiennent des galets et apparaissent très friables. De plus, quelques couches d'argiles rouge-brunes, micacées sont également présentes. Ces grès appartiennent à la formation du Geröllsandstein (smg, unité géologique régionale de Bad Württemberg), incluant la base de la formation de Hardegesen, de Detfurth et de Volpriehausen,

correspondant au Buntsandstein moyen décrit en Allemagne (LGRB, Bad Württemberg, 2000). Ces niveaux correspondent aux Grès Vosgiens du Buntsandstein moyen décrits en France et datant du Trias Inférieur (Bourquin et al., 2006).

Les carottes n'ayant pas été orientées (il n'existe aucune génératrice), il est impossible de donner l'orientation des fractures affectant ces grès. Cependant, la fracturation n'est pas homogène et plusieurs zones sont définies en fonction de la densité des fractures (Figure 86B)

Les forages présentés ci-dessus, ont tous été carottés dans les grès du Buntsandstein du fossé Rhéna. Toutefois, mis à part les gamma-ray, il n'existe pas de données diagraphiques concernant la série gréseuse, dans ces forages.

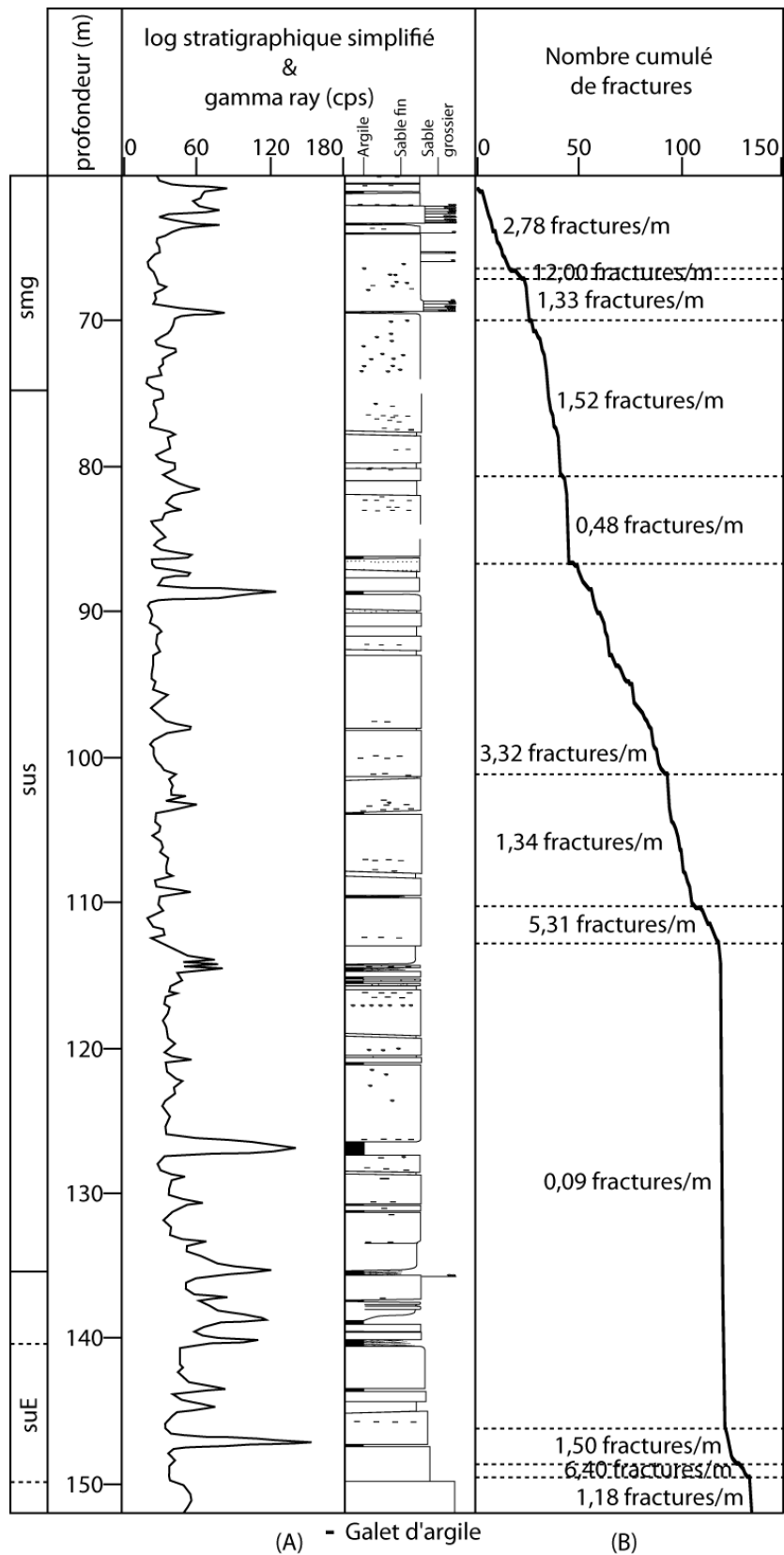


Figure 86 : (A) Log lithostratigraphique simplifié et gamma ray, (B) profil de fracturation cumulée, du forage de Sexau

2 Résultats

Dans cette partie, nous présentons les résultats des mesures pétrophysiques effectuées sur les carottes des différents forages : dans un premier temps, nous présentons les résultats obtenus à partir des mesures effectuées sur les carottes des forages de Heidelberg et de Sexau qui permettent une approche continue. Dans un second temps, nous présentons les résultats obtenus sur les carottes des autres forages, ces données sont présentées en fonction des faciès pétrographiques et en fonction de la profondeur des échantillons. Elles permettent de suivre l'évolution des propriétés pétrophysiques des différents faciès, depuis la surface jusqu'à une profondeur d'environ 2500 m.

Les faciès pétrographiques sont identiques à ceux utilisés dans le chapitre précédent : les grès à matrice argileuse, les grès à enrobage argileux, les grès propres et les grès silicifiés. Toutefois, il apparaît essentiel d'ajouter un faciès pétrographique : les grès à ciment carbonaté. Ces grès présentent une abondante matrice carbonatée qui s'est mise en place, tardivement en remplissage des porosités primaires et secondaires, lors de circulations hydrothermales. Les plages dolomitiques ont pu localement corroder les grains détritiques et elles peuvent être entourées par des dépôts d'oxydes et d'hydroxydes.

2.1 Les mesures pétrophysiques en continu

2.1.1 *Le forage de Heidelberg*

Différentes mesures pétrophysiques ont été réalisées sur les carottes du forage de Heidelberg : des mesures de porosité par triple pesée et par injection de mercure (Figure 87b, c & Tableau 21), des mesures de perméabilité (Figure 87d & Tableau 22), des mesures de conductivité thermique (Figure 87e, f, g, Tableau 23 & Tableau 24) et des mesures de vitesse de propagation des ondes P (Figure 87h, i & Tableau 25).

La porosité totale, mesurée par triple pesée sur 26 échantillons, est comprise entre 3,62 et 22,46%, avec une valeur moyenne de 10,36% (écart type de 5,21%), alors que les mesures réalisées par injection de mercure sur 39 échantillons sont comprises entre 3,30 et 23,75%, la valeur moyenne est de 9,36% (écart type de 4,64%) (Figure 87b & Tableau 21). Elle tend à diminuer avec la profondeur. La porosité piégée est comprise entre 2,09 et 21,50%, la valeur moyenne est de 6,78% (écart type de 3,78%) (Figure 87b & Tableau 21), la porosité libre est comprise entre 0,28 et 5,34%, la valeur moyenne est de 2,58% (écart type de 1,24%) (Figure

87b & Tableau 21). Les diamètres d'accès à la porosité sont compris entre 0,01 et 15,84 μm , la valeur moyenne est de 1,26 μm (écart type de 3,07 μm) (Figure 87c & Tableau 21).

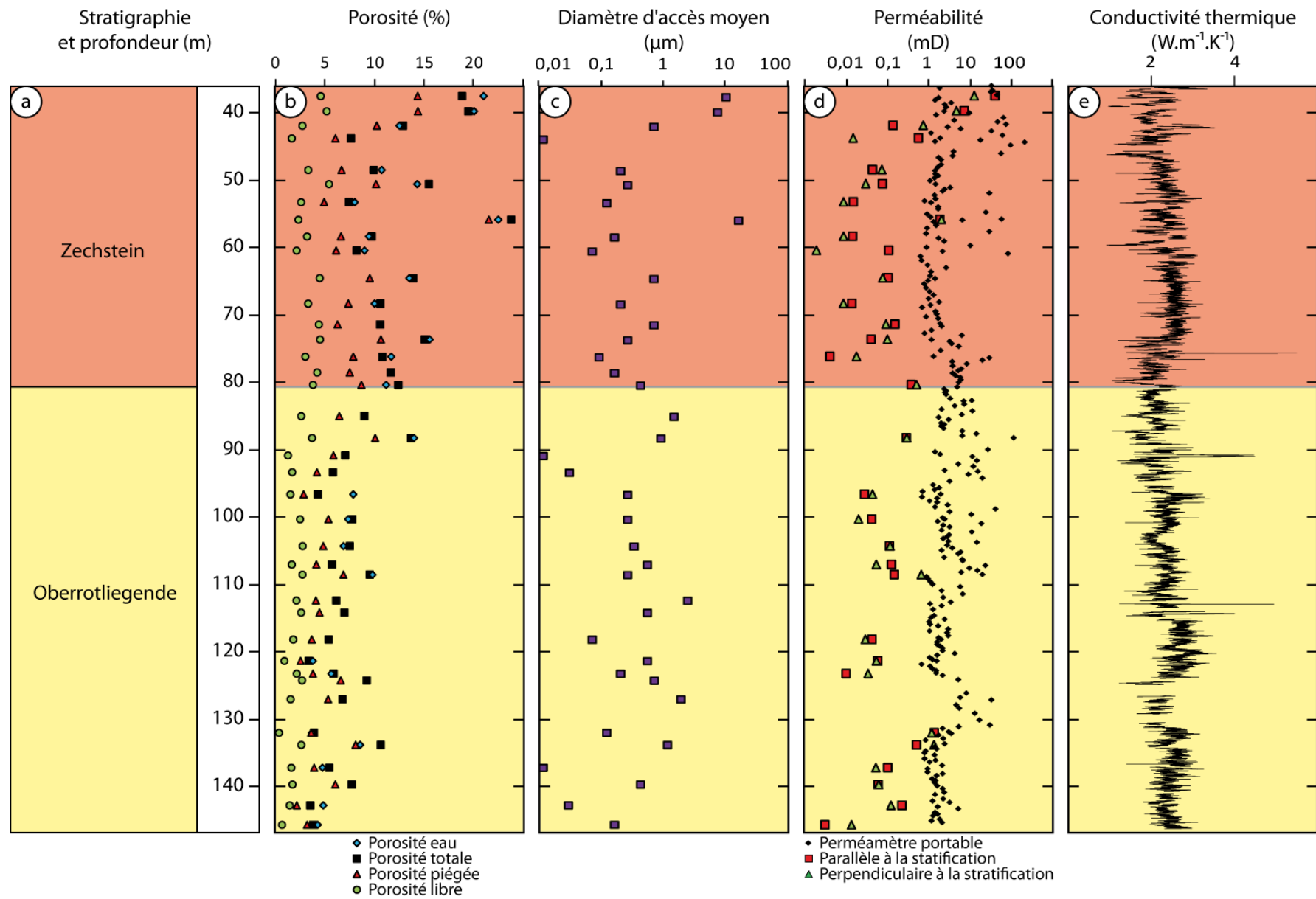
282 mesures de perméabilité ont été réalisées à l'aide du perméamètre portable, selon une direction comprise dans le plan de stratification. Les valeurs varient entre 0,68 et 227,22 mD, la valeur moyenne est de 8,61 mD (écart type de 20,68 mD) (Figure 87d & Tableau 22). 31 mesures de perméabilité à l'azote ont été réalisées selon une direction comprise dans le plan de stratification, les valeurs varient entre 0,003 et 41,39 mD, la valeur moyenne est de 1,80 mD (écart type de 7,47 mD). Les mesures réalisées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 0,002 et 13,10 mD, la valeur moyenne est de 0,84 mD (écart type de 2,47 mD) (Figure 87d & Tableau 22). Les mesures de perméabilité à l'azote permettent de quantifier la perméabilité absolue des niveaux les moins perméables.

Un profil subcontinu de conductivité thermique a été mesuré parallèlement à la stratification (Figure 87e & Tableau 23). Les valeurs sont comprises entre 0,92 et 5,50 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, la valeur moyenne est de 2,33 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,35 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). Des mesures de conductivité thermique ont également été réalisées sur 36 échantillons (Figure 87f, g & Tableau 24). Les mesures de conductivité thermique réalisées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 2,21 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,40 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), avec des valeurs comprises entre 1,40 et 3,47 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (Figure 87f & Tableau 24). Les mesures de conductivité thermique réalisées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 1,40 et 2,51 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 2,07 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,28 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), (Figure 87f & Tableau 24). La conductivité thermique est également mesurée sur les échantillons saturés à l'eau. Les mesures de conductivité thermique, réalisées parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 3,06 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,40 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) pour des valeurs comprises entre 2,29 et 4,34 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (Figure 87g & Tableau 24). Les mesures de conductivité thermique effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2,36 et 4,07 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 2,95 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,33 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) (Figure 87g & Tableau 24).

Des mesures de vitesses de propagation des ondes P ont été réalisées sur les échantillons secs et saturés (Figure 87h, i & Tableau 25). Les mesures réalisées parallèlement à la stratification ont été moyennées. Cependant, en raison d'un état de surface parfois trop rugueux ou à cause d'une friabilité trop importante, notamment à la suite de la saturation à l'eau, les échantillons n'ont pas pu tous faire l'objet d'une mesure de vitesse de propagation

des ondes P. Les mesures de vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons secs, mesurées parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 2715 m.s⁻¹ (écart type de 554 m.s⁻¹), avec des valeurs comprises entre 1692 et 4269 m.s⁻¹ (Figure 87h & Tableau 25). Sur les mêmes échantillons, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 1471 et 3871 m.s⁻¹, avec une valeur moyenne de 2444 m.s⁻¹ (écart type de 579 m.s⁻¹) (Figure 87h & Tableau 25). Pour les échantillons saturés, les mesures effectuées parallèlement à la stratification ont une valeur moyenne de 3204 m.s⁻¹ (écart type de 628 m.s⁻¹), avec des valeurs comprises entre 2196 et 4849 m.s⁻¹ (Figure 87i & Tableau 25). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification varient entre 2346 et 4615 m.s⁻¹, avec une valeur moyenne de 3340 m.s⁻¹ (écart type de 611 m.s⁻¹) (Figure 87i & Tableau 25).

Figure 87 (Pages suivantes) : Pour le forage de Heidelberg : (a) Stratigraphie et profondeur, (b) mesure de porosité par injection de mercure et à l'eau, (c) diamètre d'accès moyen à la porosité, (d) perméabilité à l'air parallèlement à la stratification et perméabilité à l'azote parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (e) profil de conductivité thermique mesuré parallèlement à la stratification, (f) conductivité thermique sur les échantillons secs mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (g) conductivité thermique sur les échantillons saturés mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (h) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons secs mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (i) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons saturés mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification



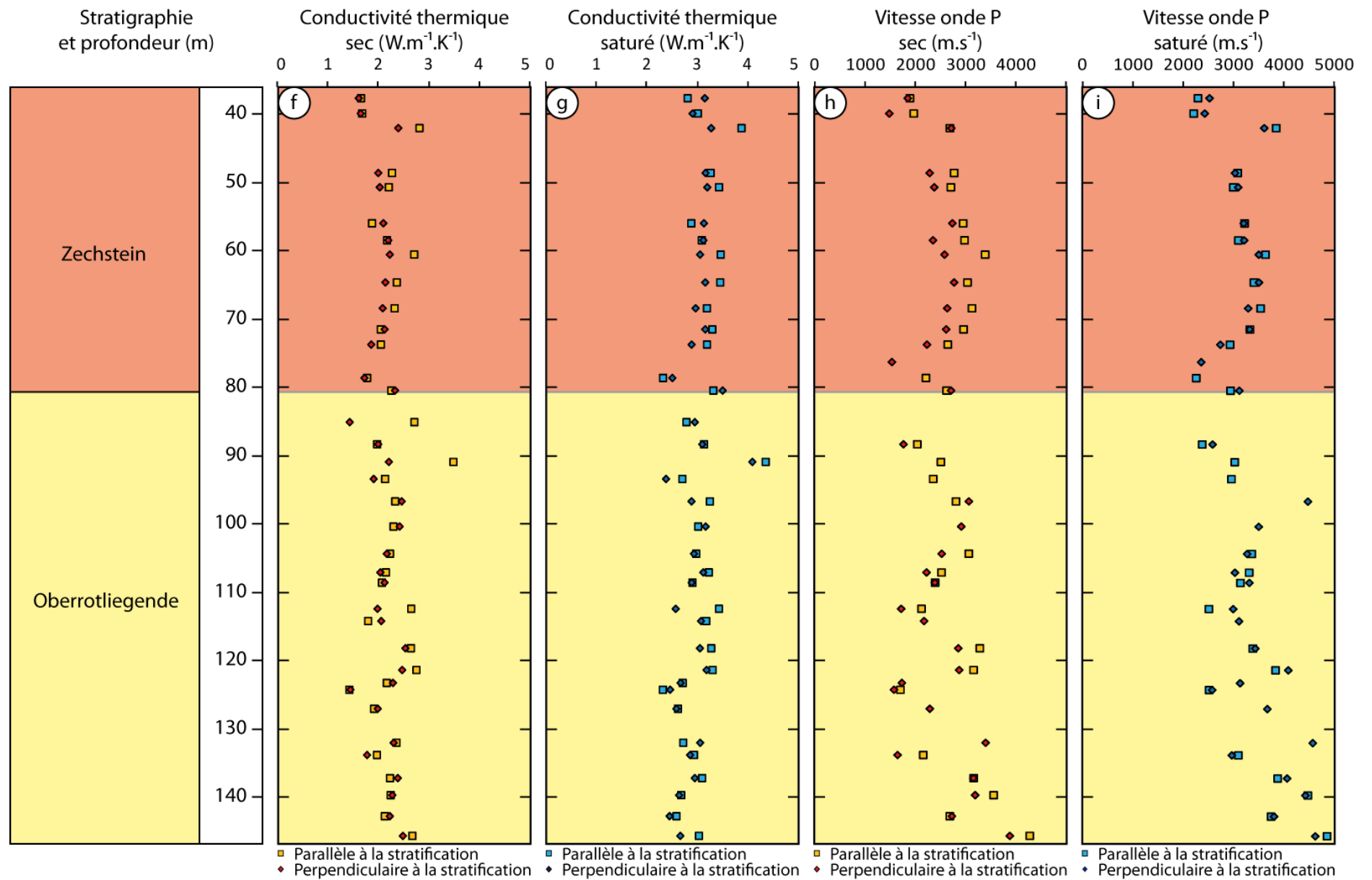


Tableau 21 : Données statistiques obtenues sur les grès du forage de Heidelberg : porosité par injection de mercure totale, piégée, libre, diamètre d'accès et porosité par triple pesée

		Lithostratigraphie	
		Zechstein	Oberroliegende
Nombre de mesure		17	22
Porosité totale (%)	Moyenne	12,79	6,71
	Ecart type	4,52	2,55
	Minimum	7,37	3,30
	Maximum	23,75	13,63
Porosité piégée (%)	Moyenne	9,29	4,84
	Ecart type	4,17	1,91
	Minimum	4,85	2,09
	Maximum	21,50	10,01
Porosité libre (%)	Moyenne	3,50	1,86
	Ecart type	1,10	0,79
	Minimum	1,58	0,28
	Maximum	5,34	3,62
Diamètre d'accès (µm)	Moyenne	2,18	0,56
	Ecart type	4,50	0,64
	Minimum	0,01	0,01
	Maximum	15,84	2,40

Nombre de mesure		14	12
Porosité eau (%)	Moyenne	13,48	6,71
	Ecart type	4,67	3,02
	Minimum	7,93	3,62
	Maximum	22,46	13,93

Tableau 22 : Données statistiques des mesures de perméabilité effectuées sur les carottes du forage de Heidelberg

		Lithostratigraphie		
		Zechstein	Oberroliegende	
		Nombre de mesure	119	163
Perméamètre portable (mD)	Moyenne	12,87	5,76	
	Ecart type	29,09	11,44	
	Minimum	0,68	0,72	
	Maximum	227,22	122,56	
		Nombre de mesure	16	15
Perméamètre à gaz	Parallèle à la stratification (mD)	Moyenne	3,28	0,21
		Ecart type	10,33	0,36
		Minimum	0,004	0,003
		Maximum	41,39	1,41
	Perpendiculaire à la stratification (mD)	Moyenne	1,36	0,28
		Ecart type	3,37	0,45
		Minimum	0,002	0,01
		Maximum	13,10	1,39

Tableau 23 : Données statistiques des mesures de conductivité thermique mesurées le long des carottes du forage de Heidelberg

		Lithostratigraphie		
		Zechstein	Oberroliegende	
		Nombre de mesure	35475	50290
Conductivité thermique (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	Moyenne	2,29	2,37	
	Ecart type	0,36	0,34	
	Minimum	0,92	1,06	
	Maximum	5,50	4,95	

Tableau 24 : Données statistiques des mesures de conductivité thermique effectuées sur les échantillons prélevés parmi les carottes du forage de Heidelberg

				Lithostratigraphie	
				Zechstein	Oberroliegende
Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	sec	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	14	22
			Moyenne	2,13	2,27
			Ecart type	0,35	0,42
			Minimum	1,63	1,40
	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	14	22	
		Moyenne	2,01	2,11	
		Ecart type	0,24	0,31	
		Minimum	1,59	1,40	
saturé	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	14	22	
		Moyenne	3,16	2,99	
		Ecart type	0,37	0,41	
		Minimum	2,30	2,29	
	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	14	22	
		Moyenne	3,06	2,87	
		Ecart type	0,23	0,37	
		Minimum	2,48	2,36	
		Maximum	3,48	4,07	

Tableau 25 : Données statistiques des mesures de vitesse de propagation des ondes P effectuées sur les échantillons du forage de Heidelberg

				Lithostratigraphie	
				Zechstein	Oberroliegende
Vitesse de propagation des ondes P (m.s ⁻¹)	sec	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	14	16
			Moyenne	2701	2728
			Ecart type	432	656
			Minimum	1881	1692
	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	14	19	
		Moyenne	2338	2521	
		Ecart type	437	666	
		Minimum	1471	1565	
saturé	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	14	15	
		Moyenne	3044	3354	
		Ecart type	511	704	
		Minimum	2196	2366	
	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	14	19	
		Moyenne	3055	3549	
		Ecart type	407	659	
		Minimum	2346	2565	
		Maximum	3600	4615	

2.1.2 *Le forage de Sexau*

Plusieurs types de mesures pétrophysiques ont été réalisées sur les carottes du forage de Sexau : des mesures de porosité par triple pesée et par injection de mercure (Figure 88b, c & Tableau 26), des mesures de perméabilité (Figure 88d & Tableau 27), des mesures de conductivité thermique (Figure 88e, f, g, Tableau 28 & Tableau 29) et des mesures de vitesse de propagation des ondes P (Figure 88h, i & Tableau 30).

La porosité totale, mesurée par triple pesée sur 20 échantillons, varie entre 7,35 et 22,50%, la valeur moyenne est de 15,46% (écart type de 3,46%), alors que les mesures par injection de mercure, sur 43 échantillons, sont comprises entre 7,67 et 26,16%, la valeur moyenne est de 16,55% (écart type de 4,29%) (Figure 88b & Tableau 26). La porosité piégée est comprise entre 5,44 et 23,33%, sa valeur moyenne est de 14,18% (écart type de 4,13%) (Figure 88b & Tableau 26), la porosité libre varie entre 0,52 et 4,84%, la valeur moyenne est de 2,38% (écart type de 1,05%) (Figure 88b & Tableau 26). Les diamètres d'accès à la porosité sont compris entre 0,26 et 21,58 μm , la valeur moyenne est de 4,12 μm (écart type de 5,15 μm) (Figure 88c & Tableau 26).

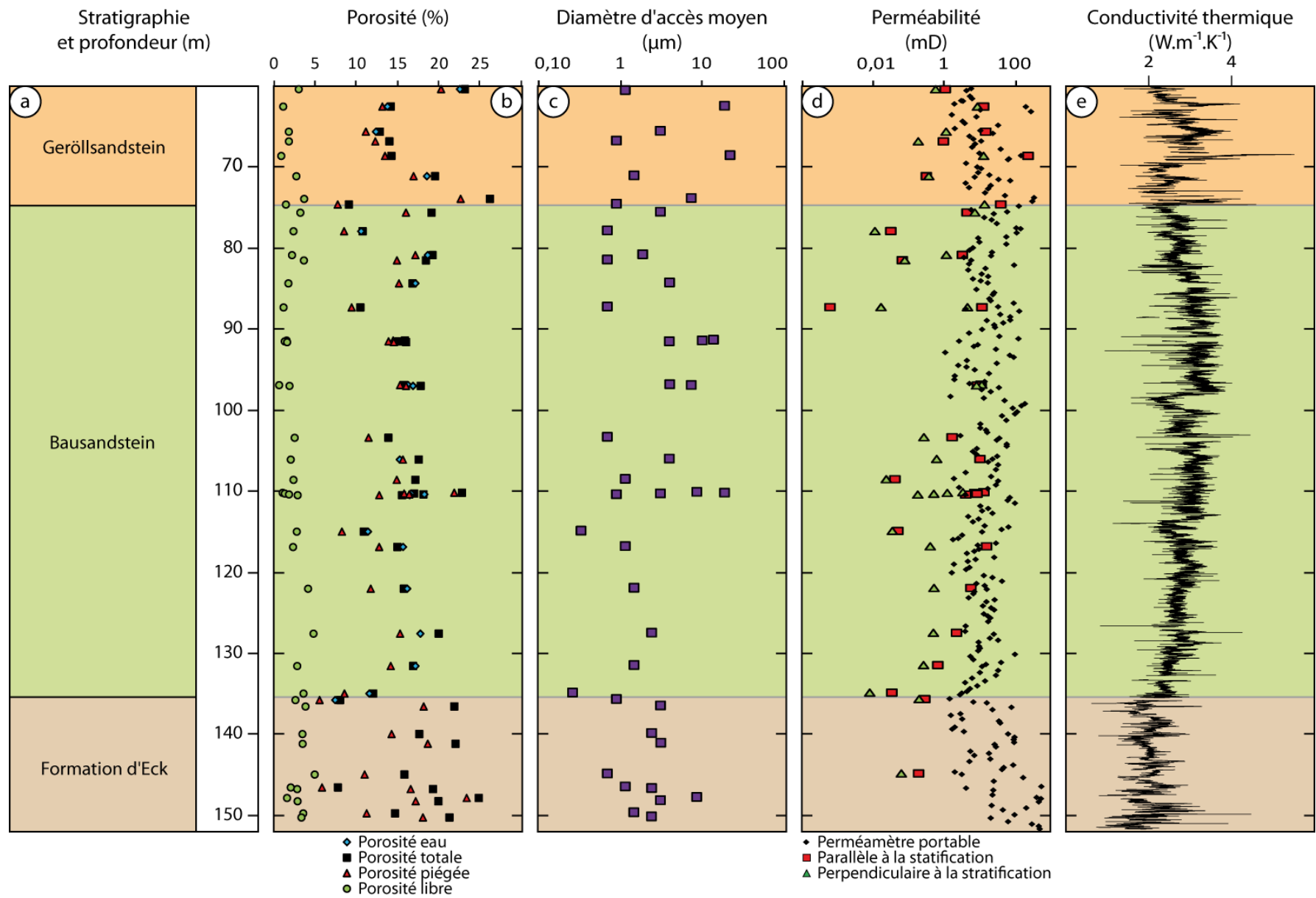
268 mesures de perméabilité ont été réalisées à l'aide du perméamètre portable, parallèlement à la stratification. Les valeurs varient entre 1,07 et 542,27 mD, la valeur moyenne est de 42,31 mD (écart type de 82,43 mD) (Figure 88d & Tableau 27). 30 mesures de perméabilité à l'azote ont été réalisées parallèlement à la stratification, les valeurs sont comprises entre 0,001 et 217,97 mD, la valeur moyenne est de 12,85 mD (écart type de 39,48 mD). Les mesures réalisées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 0,01 et 12,95 mD, la valeur moyenne est de 2,47 mD (écart type de 3,98 mD) (Figure 88d & Tableau 27). Les mesures de perméabilité à l'azote permettent de quantifier la perméabilité absolue des niveaux les moins perméables.

Un profil subcontinu de conductivité thermique a été mesuré parallèlement à la stratification (Figure 88e & Tableau 28). Les valeurs sont comprises entre 0,62 et 5,53 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, la valeur moyenne est de 2,54 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,40 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). Des mesures de conductivité thermique ont également été réalisées sur 33 échantillons (Figure 88f, g & Tableau 29). Les mesures de conductivité thermique réalisées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 2,57 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,54 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), les mesures sont comprises entre 1,56 et 3,83 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (Figure 88f & Tableau 29). Les mesures de conductivité thermique réalisées perpendiculairement à la stratification,

ont une valeur moyenne de $2,69 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de $0,55 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), les valeurs de conductivité thermique varient entre $1,73$ et $4,06 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 88f & Tableau 29). La conductivité thermique est également mesurée sur les échantillons saturés à l'eau. Les mesures de conductivité thermique, réalisées parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de $3,61 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de $0,42 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et des valeurs comprises entre $2,91$ et $4,63 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 88g & Tableau 29). Les mesures de conductivité thermique effectuées perpendiculairement à la stratification varient entre $2,85$ et $4,85 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de $3,84 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de $0,43 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 88g & Tableau 29).

Des mesures de vitesse de propagation des ondes P ont été réalisées sur les échantillons secs et saturés (Figure 88h, i & Tableau 30). Les mesures réalisées parallèlement à la stratification ont été moyennées. Les mesures de vitesse de propagation des ondes P, sur les échantillons secs, mesurées parallèlement à la stratification ont une valeur moyenne de 2818 m.s^{-1} (écart type de 576 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 1603 et 4063 m.s^{-1} (Figure 88h & Tableau 30). Sur les mêmes échantillons, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 1892 et 3724 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 2543 m.s^{-1} (écart type de 502 m.s^{-1}) (Figure 88h & Tableau 30). Pour les échantillons saturés, les mesures effectuées parallèlement à la stratification ont une valeur moyenne de 3246 m.s^{-1} (écart type de 591 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 1915 et 4222 m.s^{-1} (Figure 88i & Tableau 30). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2040 et 4320 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3186 m.s^{-1} (écart type de 551 m.s^{-1}) (Figure 88i & Tableau 30).

Figure 88 (Pages suivantes) : Pour le forage de Sexau : (a) Stratigraphie et profondeur, (b) mesure de porosité par injection de mercure et à l'eau, (c) diamètre d'accès moyen à la porosité, (d) perméabilité à l'air parallèlement à la stratification et perméabilité à l'azote parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (e) profil de conductivité thermique mesuré parallèlement à la stratification, (f) conductivité thermique sur les échantillons secs mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (g) conductivité thermique sur les échantillons saturés mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (h) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons secs mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, (i) vitesse de propagation des ondes P sur les échantillons saturés mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification.



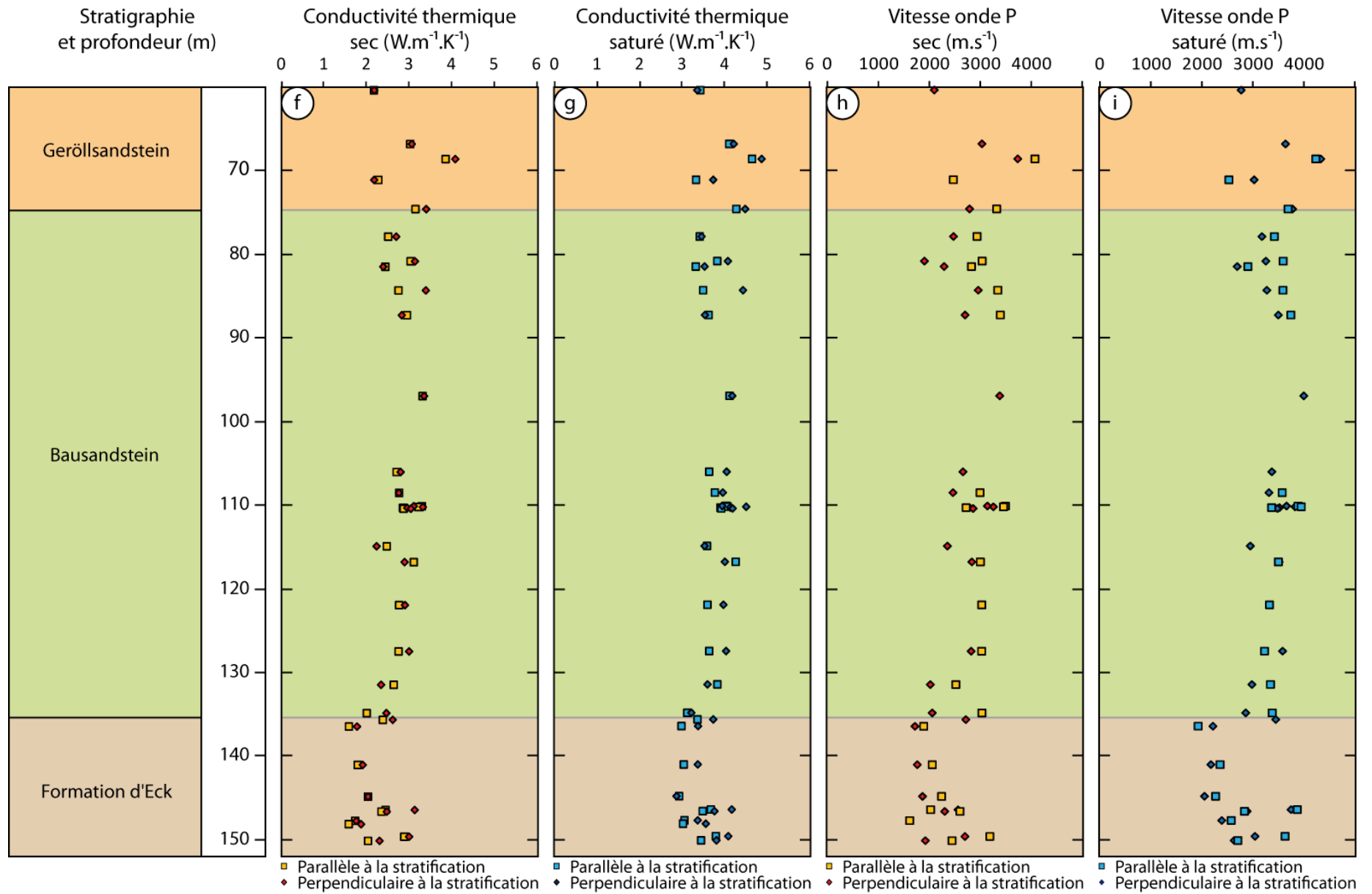


Tableau 26 : Données statistiques des grès du forage de Sexau : porosité par injection de mercure totale, piégée, libre, porosité à l'eau et diamètre d'accès (smg : formation du Geröllsandstein ; sus : formation du Bausandstein ; suE : formation d'Eck)

		Lithostratigraphie		
		smg	sus	suE
Nombre de mesure		8	24	11
Porosité totale (%)	Moyenne	16,59	16,10	17,50
	Ecart type	5,78	3,01	5,61
	Minimum	9,00	10,40	7,67
	Maximum	26,16	22,76	24,81
Porosité piégée (%)	Moyenne	14,64	13,89	14,47
	Ecart type	4,94	3,15	5,60
	Minimum	7,65	8,16	5,44
	Maximum	22,60	21,82	23,33
Porosité libre (%)	Moyenne	1,96	2,22	3,03
	Ecart type	0,98	1,03	0,91
	Minimum	0,78	0,52	1,48
	Maximum	3,56	4,70	4,84
Diamètre d'accès (µm)	Moyenne	6,85	3,89	2,64
	Ecart type	8,45	4,59	2,13
	Minimum	0,89	0,26	0,69
	Maximum	21,58	18,47	8,48

		4	15	1
Nombre de mesure		4	15	1
Porosité eau (%)	Moyenne	16,75	15,66	7,35
	Ecart type	4,66	2,53	
	Minimum	12,30	10,50	
	Maximum	22,50	18,60	

Tableau 27 : Données statistiques des mesures de perméabilité effectuées sur les carottes de grès du forage de Sexau (smg : formation du Geröllsandstein ; sus : formation du Bausandstein ; suE : formation d'Eck)

		Lithostratigraphie			
		smg	sus	suE	
		Nombre de mesure	45	176	47
Perméamètre portable (mD)	Moyenne	44,39	26,39	99,91	
	Ecart type	81,23	32,16	157,55	
	Minimum	1,63	1,07	1,41	
	Maximum	336,55	186,70	542,27	
		Nombre de mesure	7	21	2
Perméamètre à gaz	Parallèle à la stratification (mD)	Moyenne	40,46	4,85	
		Ecart type	79,33	4,74	
		Minimum	0,30	0,001	0,18
		Maximum	217,97	14,75	0,27
	Perpendiculaire à la stratification (mD)	Moyenne	5,07	1,83	
		Ecart type	5,85	3,05	
		Minimum	0,18	0,01	0,06
		Maximum	12,95	10,81	0,18

Tableau 28 : Données statistiques des mesures de conductivité thermique mesurées le long des carottes du forage de Sexau (smg : formation du Geröllsandstein ; sus : formation du Bausandstein ; suE : formation d'Eck)

		Lithostratigraphie			
		smg	sus	suE	
		Nombre de mesure	10251	50662	12629
Conductivité thermique ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	Moyenne	2,73	2,86	2,04	
	Ecart type	0,52	0,34	0,34	
	Minimum	1,30	0,83	0,62	
	Maximum	5,53	4,46	4,48	

Tableau 29 : Données statistiques des mesures de conductivité thermique mesurées sur les échantillons prélevés parmi les carottes du forage de Sexau (smg : formation du Geröllsandstein ; sus : formation du Bausandstein ; suE : formation d'Eck)

				Lithostratigraphie		
				smg	sus	suE
Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	sec	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	5	18	10
			Moyenne	2,87	2,78	2,06
			Ecart type	0,69	0,33	0,43
			Minimum	2,15	1,98	1,56
	sec	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	8	18	10
			Moyenne	2,96	2,84	2,26
			Ecart type	0,82	0,34	0,50
			Minimum	2,16	2,21	1,73
	saturé	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	8	18	10
			Moyenne	3,94	3,72	3,26
			Ecart type	0,56	0,30	0,31
			Minimum	3,31	3,10	2,91
saturé	Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	8	18	10	
		Moyenne	4,11	3,89	3,59	
		Ecart type	0,60	0,35	0,39	
		Minimum	3,34	3,20	2,85	
saturé	Perpendiculaire à la Stratification	Maximum	4,85	4,49	4,15	

Tableau 30 : Données statistiques des mesures de vitesse de propagation des ondes P effectuées sur les échantillons de grès du Buntsandstein du forage de Sexau (smg : formation du Geröllsandstein ; sus : formation du Bausandstein ; suE : formation d'Eck)

				Lithostratigraphie		
				smg	sus	suE
Vitesse de propagation des ondes P (m.s ⁻¹)	sec	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	3	14	8
			Moyenne	3277	3047	2246
			Ecart type	802	280	487
			Minimum	2460	2510	1603
		Maximum	4063	3482	3176	
		Perpendiculaire à la Stratification	Nombre de mesure	5	17	8
			Moyenne	2813	2633	2182
			Ecart type	619	430	426
	Minimum		2086	1892	2706	
	saturé	Parallèle à la Stratification	Nombre de mesure	3	14	8
			Moyenne	3474	3475	2760
			Ecart type	870	271	669
Minimum			2520	2890	1915	
Maximum		4222	3938	3860		
Perpendiculaire à la Stratification		Nombre de mesure	5	17	9	
		Moyenne	3498	3339	2721	
		Ecart type	622	345	595	
	Minimum	2759	2682	2040		
Maximum	4320	3987	3737			

2.2 Approche ponctuelle

2.2.1 Ensemble des résultats

L'ensemble des résultats des mesures pétrophysiques réalisées sur les carottes des forages, autres que ceux de Heidelberg et de Sexau, est présenté dans le Tableau 31

Tableau 31 : Mesures pétrophysiques réalisées sur les différents forages

Forage	Profondeur (m)	Stratification	Porosité (%)				Diamètre d'accès (µm)	Perméabilité (mD)		Conductivité thermique (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)				Vitesse onde P (m.s ⁻¹)				Commentaire	
			à l'eau	au mercure				paral. à la strati.	perp. à la strati.	sec		saturé		sec		saturé			
				Totale	piégée	libre				paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.		
4550	962,00	Grès à Voltzia	4,10	6,02	4,90	1,12	0,09	0,004	0,005										grès moyen, gris, non fracturé
	980,00	Couches	2,20	3,82	3,19	0,63	0,08	0,011	0,011	3,70	3,63	4,20	4,06	4677	4182	5155	5075	grès moyen, gris, non fracturé	
	1003,00		9,30	7,09	2,21	1,87													grès moyen, gris avec passée vert, fracturé
	1008,00		3,80	5,17	3,34	1,83	0,06	0,008	0,001	2,94	3,13	4,01	3,55	4759	3841	5546	5043	grès moyen, gris, fracturé	
	1014,00		8,20	8,86	6,92	1,94	1,46	0,029	0,019	3,71	4,32	4,03	4,48	4447	3862	4857	4135	grès moyen, gris, non fracturé	
	1016,50		7,40	10,52	7,93	2,59	2,40	0,091	0,103	3,42	3,50	3,72	3,92	3725	3550	4126	4645	grès moyen, gris avec passé jaune, fracturé	
	1020,50	Intermédiaires	4,50	6,49	5,44	1,05	1,46	0,005	0,006	4,66	4,18	5,14	4,51	4488	4211	4770	4651	grès moyen, gris, fracturé	
	1022,00	7,40	7,45	6,18	1,27	0,69	0,088	0,046	3,98	4,02	4,41	4,58	4092	3740	4442	4476	grès moyen, gris foncé, non fracturé		
	1040,00	Grès Vosgien	5,40	5,51	4,83	0,68	2,37	0,527	0,335										grès moyen, gris, non fracturé
4583	987,00		5,50	8,29	5,73	2,56	0,69	0,037	0,010	2,44	2,57	3,31	3,37	3164	2639	4080	3957	grès moyen, homogène, blanc-gris, non fracturé	
4590	1019,00		2,30	2,32	1,90	0,42	0,02	0,002	0,002	3,77	3,71	3,94	3,76	5102	4266	5406	4960	grès moyen, gris, non fracturé	
	1026,00		6,90	8,63	6,42	2,21	1,86	0,087	0,132	3,42	3,43	3,96	3,97		3846		4885	grès moyen, gris, non fracturé	
	1029,00		5,20	6,85	4,99	1,86	0,42	0,019	0,013	2,92	2,88	3,43	3,40	3428	2919	4239	4214	grès moyen, gris, fracturé	
4609	965,50		2,80	4,63	3,65	0,98	0,08	0,004	0,003									grès moyen, gris, non fracturé	
	975,20		7,60	9,55	7,07	2,48	0,26	0,013	0,032	3,13	2,71	3,65	3,34	3914	2880	4415	3986	grès moyen, gris, fracturé	
4616	1146,50		6,50	7,76	5,80	1,96	0,70	0,083	0,077	3,22	3,59	3,94	3,65	4086	3575	4376	4293	grès moyen, homogène, gris, fracturé	
	1369,50		7,10	8,21	5,68	2,53	0,33	0,024	0,028	3,23	2,70	3,46	3,41		2857		3826	grès moyen, homogène, rose, fracturé	
4687	1062,50			13,64	12,24	1,40	7,28	11,381	2,611	2,82	2,96	3,71	4,00	3396	3204	3672	3626	grès moyen, jaune-rose, non fracturé	
	1157,00			21,34	19,92	1,42	25,19			2,17	1,99	3,15	3,14	2450	2511	2526	2780	grès grossier, rose, non fracturé	
	1360,00		4,20	5,37	3,97	1,40	0,01	0,022		3,02	2,95	3,12	2,98	4992	4731	5221	4778	grès grossier, rouge, non fracturé	
	1405,00		4,10	4,11	3,08	1,03	0,01	0,006	0,006	2,94	3,53	3,22	3,25					4245	grès moyen, rouge, non fracturé
	1454,00			4,73	3,64	1,09	0,02												grès moyen, rouge, non fracturé
GCR1	CR12			8,67	7,20	1,47	1,14			2,99	3,18	4,13	4,42	3189	2432	3865	3789	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
	CR15			7,59	6,00	1,59	1,14			3,29	3,47	4,37	4,81	3103	2639	3905		grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
	CR16			12,64	7,98	4,66	0,69			2,94	2,64	3,94	3,83	2806	2459	3436	3659	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
	CR17			7,27	5,40	1,87	0,42			2,70	2,73	3,78	3,75	2841	2153	3896	3924	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
	CR21			11,29	10,33	0,96	9,95			2,99	3,29	4,14	4,58	3108	2662	4069	3936	grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
	CR25			2,44	1,76	0,68	3,04			2,57	2,41	2,82	2,71	2956		4385		grès argileux moyen, rouge, lie de vin, non fracturé	
GPK1	1202,50	Grès Vosgiens	11,50	12,67	11,02	1,65	1,86	7,244	11,357	2,25	2,26	3,29	3,37	2358	2138	2683	3073	grès moyen rose, non fracturé	
	1206,50		17,80	16,92	13,44	3,48	1,13	0,058	0,023	2,52	2,67	3,50	3,33		2329		3579	grès moyen rose, non fracturé	
ILF1	1353,00	Permien		1,49	1,09	0,40	0,01											grès argileux fins, homogène, brun-rouge, non fracturé	
OBM1	816,00	Grès Vosgiens	17,60	15,05	12,99	2,06	3,06	12,380	12,972	1,72	1,70	2,58	2,59	1967	1696	2657	2759	grès moyen homogène, rouge, clastes, non fracturé	
	845,00	Permien		16,33	13,38	2,95	0,89	3,546	0,153	1,76	1,82	2,48	2,64	2365	2059	3004	3141	grès moyen, blanc, non fracturé	
	846,00		15,60	15,59	12,97	2,62	0,69	7,634	0,140	1,91	1,80	2,97	2,81		1941		3019	grès moyen, rouge, non fracturé	
	1090,00		7,50	6,03	4,47	1,56	0,01	0,003	0,001	2,58	2,41	3,01	2,72	3822	3243	3886	3364	grès moyen homogène, rouge, non fracturé	
	1143,00		4,89	3,55	1,34	0,01	0,003			2,60	2,11	2,62	2,31					grès moyen homogène, rouge, vert, fracturé	
	1144,00		4,53	2,96	1,57	0,01	0,003			2,18	2,07	2,68	2,19	3786	3379	3786	3379	grès moyen homogène, rouge, vert, non fracturé	
SCB102	2207,50	Grès à Voltzia	2,20	2,92	2,10	0,82	0,03	0,010	0,002	3,60	3,65	4,07	4,16	4201	3433	4673	4646	grès fin violet, fracturé	
	2213,00		0,80	0,90	0,84	0,06	0,16	0,004	0,000	3,49	3,81	3,54	3,88	4555	4122	5294	5400	grès fin argileux violet, fracturé	
SCW2	2401,00	Grès à Voltzia	1,20	1,35	1,03	0,32	0,00	2,396	0,003	2,87	3,01	2,84	3,12	4677	3462	4992	4661	grès fin argileux, violet-vert, non fracturé	
	2406,00		2,60	2,39	1,86	0,53	0,33	0,018	0,015	2,84	2,92	3,32	3,54	3452	2462	4303	4038	grès fins homogène, violet, non fracturé	

2.2.2 Structure du réseau poreux

Pour l'ensemble des 13 forages (4550, 4583, 4590, 4609, 4616, 4687, GPK1, ILF1, OBM1, SCB102, SCW2, Heidelberg et Sexau), la porosité totale mesurée par triple pesée est comprise entre 0,80 et 22,50%, la valeur moyenne est de 10,51% (écart type de 5,95%), alors que les mesures par injection de mercure sont comprises entre 0,90 et 26,16%, la valeur moyenne est de 11,24% (écart type de 6,06%) (Figure 89 & Tableau 32).

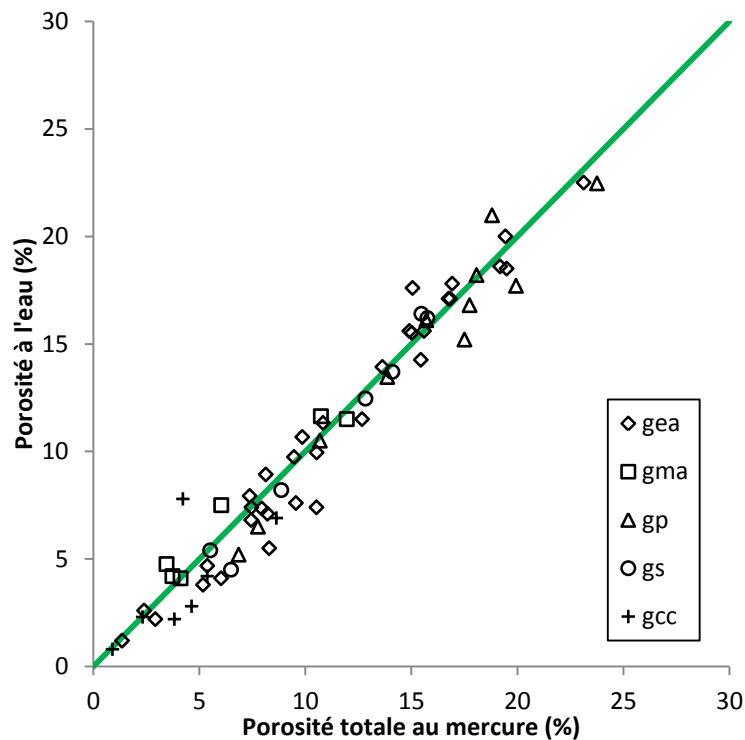


Figure 89 : Relation entre la porosité à l'eau et la porosité par injection de mercure, en vert : la droite d'équation $y=x$, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté.

La porosité piégée est comprise entre 0,84 et 22,60%, la valeur moyenne est de 9,06% (écart type de 5,47%) (Figure 90a & Tableau 32). La porosité libre est comprise entre 0,06 et 5,34%, la valeur moyenne est de 2,18% (écart type de 1,17%) (Figure 90b & Tableau 32). La porosité piégée représente en moyenne 78% du volume poreux total, et la porosité libre 22%.

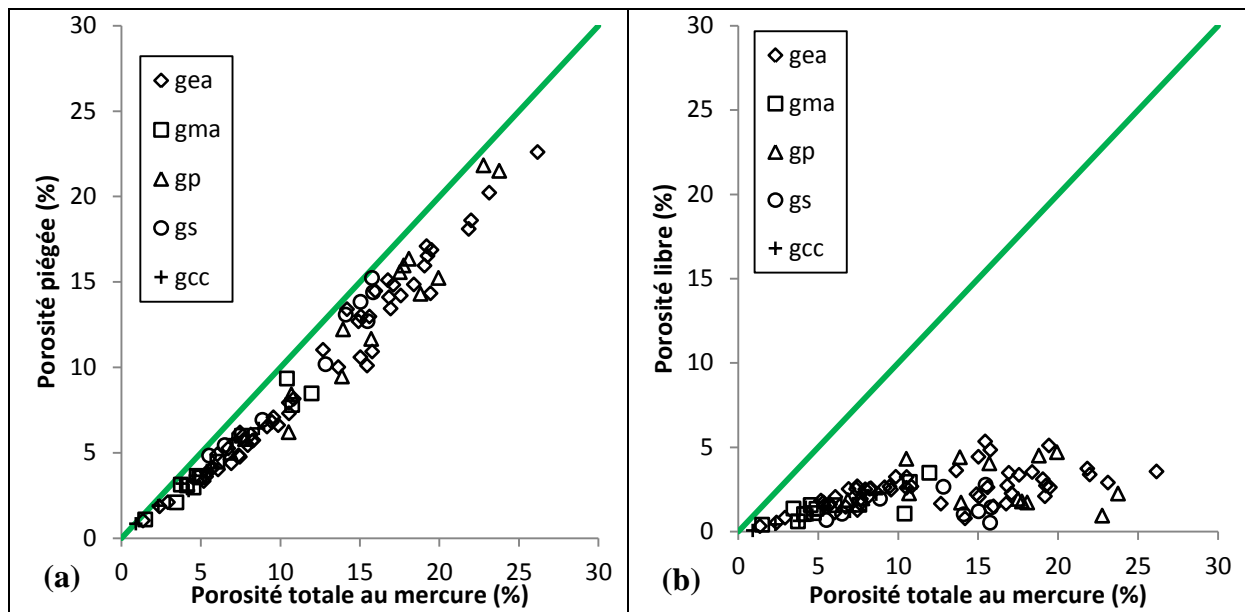


Figure 90 : (a) Porosité totale par injection de mercure vs porosité piégée, (b) porosité totale par injection de mercure vs porosité libre, en vert : la droite d'équation $y=x$, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

Les grès propres présentent les valeurs de porosité totale, piégée et libre les plus élevées, alors que les grès à matrice argileuse et les grès à ciment carbonaté ont les valeurs les plus faibles. Les grès à enrobage argileux et les grès silicifiés ont des valeurs de porosité intermédiaires (Figure 89 & Figure 90). La forte proportion de porosité piégée, mesurée pour tous les faciès pétrographiques, suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire qu'il est formé par des volumes relativement gros, séparés entre eux par des seuils fortement réduits. La Figure 90a montre que c'est la porosité piégée qui contrôle la porosité totale. Cette caractéristique indique que ce sont les conditions de dépôts et les processus diagénétiques qui contrôlent la géométrie du réseau poreux.

Pour les grès à matrice argileuse, l'étalement des courbes d'injection de mercure, autour de leur point d'inflexion, est compris entre 0,02 et 7,11 μm avec une valeur moyenne de 0,74 μm (écart type de 2,01 μm) (Figure 91a). Pour les grès propres, il est compris entre 1,44 et 84,96 μm avec une valeur moyenne de 24,04 μm (écart type de 25,19 μm) (Figure 91b). Pour les grès silicifiés, il est compris entre 3,91 et 99,26 μm avec une valeur moyenne de 35,75 μm (écart type de 36,16 μm) (Figure 91c). Pour les grès à ciment carbonaté, il est compris entre 0,16 et 3,96 μm avec une valeur moyenne de 1,02 μm (écart type de 1,40 μm) (Figure 91d). Pour les grès à enrobage argileux, il est compris entre 0,04 et 85,69 μm avec une valeur moyenne de 13,39 μm (écart type de 20,89 μm) (Figure 91e, e').

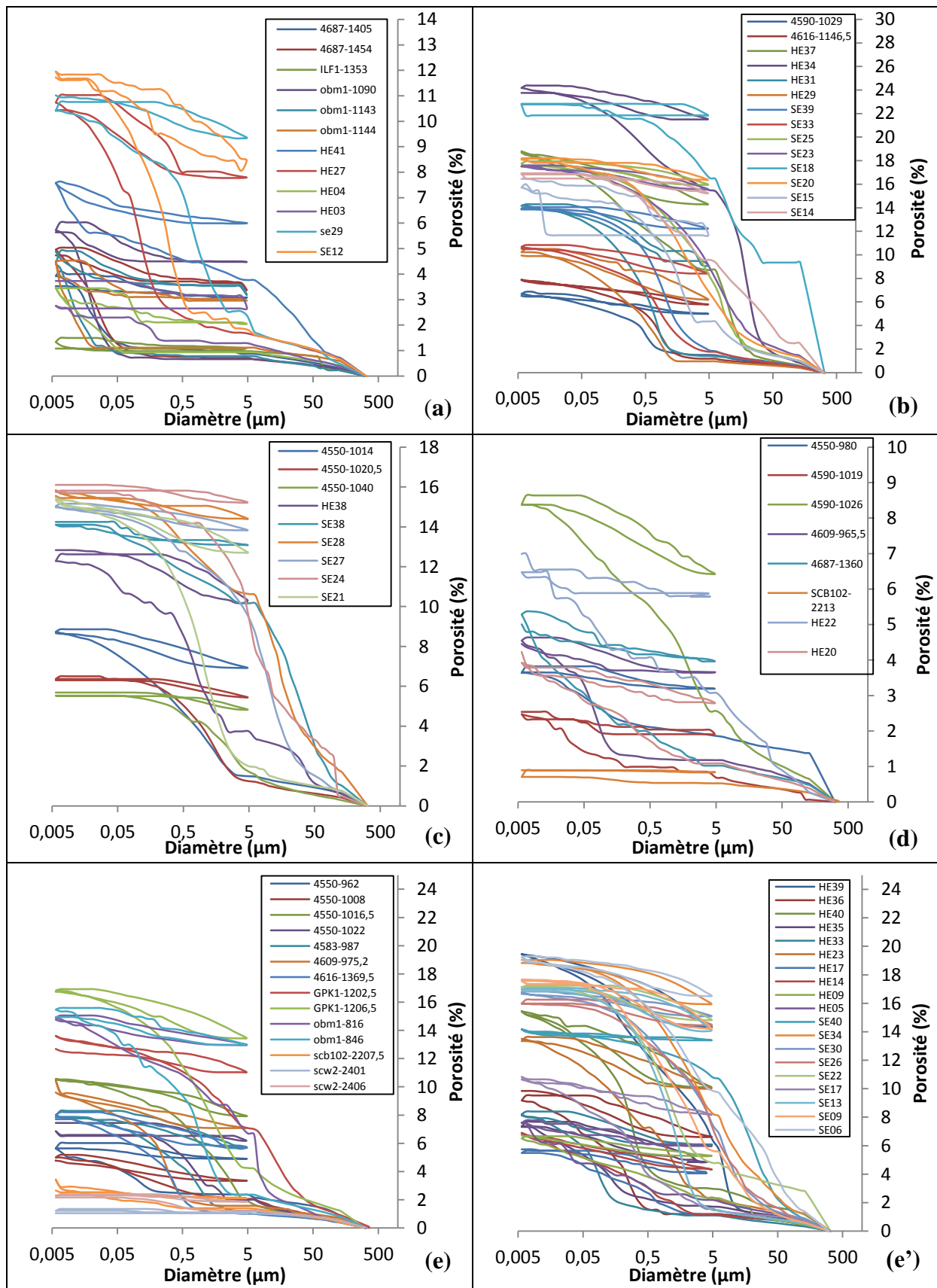


Figure 91 : Courbes d'injection de mercure : (a) grès à matrice argileuse, (b) grès propres, (c) grès silicifiés, (d) grès à ciment carbonaté, (e) et (e') grès à enrobage argileux

Les diamètres moyens d'accès à la porosité sont compris entre 0,001 et 21,58 μm , la valeur moyenne est de 2,12 μm (écart type de 3,87 μm) (Figure 92 & Tableau 32).

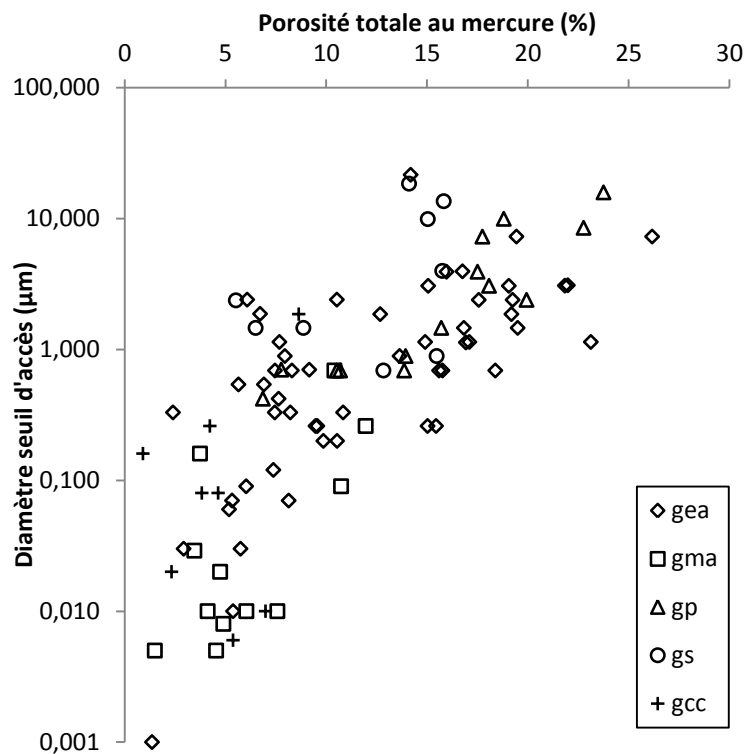


Figure 92 : Relation entre la porosité totale par injection de mercure et le diamètre moyen d'accès à la porosité, *gea* : grès à enrobage argileux, *gma* : grès à matrice argileuse, *gp* : grès propre, *gs* : grès silicifiés, *gcc* : grès à ciment carbonaté

Les seuils d'accès moyens au volume poreux augmentent avec le volume poreux pour tous les faciès pétrographiques (Figure 92). Les faciès à matrice argileuse, ayant les plus petits seuils d'accès, montrent le rôle de la présence des argiles sur cette caractéristique du réseau poreux. Les faciès à enrobage argileux montrent une augmentation des seuils d'accès avec l'augmentation de la porosité, associée à un étalement du spectre de taille des seuils. Cette caractéristique pourrait être induite par la transformation du réseau poreux lors des précipitations d'argiles. Les échantillons ayant les plus fortes porosités et les plus gros seuils d'accès sont ceux qui conservent le signal sédimentaire, comme pour les grès propres, lié à la taille des grains du sédiment. La précipitation d'argiles dans l'espace intergranulaire tend à réduire la porosité ainsi que la taille des seuils d'accès.

L'étalement de la courbe de distribution de la porosité en fonction des seuils d'accès augmente avec la porosité. La large distribution observée pour les échantillons les plus poreux est le résultat de l'hétérogénéité granulométrique du sédiment initial. La précipitation des

argiles, et des ciments de quartz, tend à homogénéiser et à réduire la taille des vides et à réduire la porosité.

2.2.3 La perméabilité

Les mesures de perméabilité à l'azote, réalisées parallèlement à la stratification, sont comprises entre 0,001 et 217,97 mD, la valeur moyenne est de 5,26 mD (écart type de 25,08 mD). Les mesures réalisées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 0,0005 et 13,10 mD, la valeur moyenne est de 1,39 mD (écart type de 3,29 mD) (Figure 93 & Tableau 32). En moyenne, la perméabilité mesurée parallèlement à la stratification est 17,24 fois plus élevée que celle mesurée perpendiculairement.

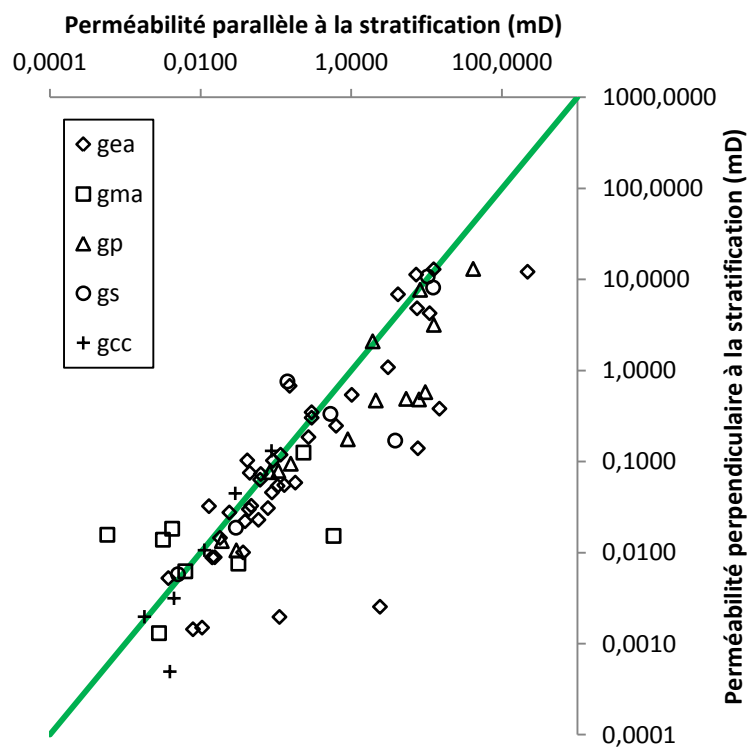


Figure 93 : Relation entre la perméabilité mesurée à l'azote parallèlement et perpendiculairement à la stratification, en vert : la droite d'équation $y=x$, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

2.2.4 Conductivité thermique

Les mesures de conductivité thermique réalisées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de $2,61 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de $0,63 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), les mesures sont comprises entre $1,40$ et $4,66 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 94 & Tableau 32). Les mesures de conductivité thermique réalisées perpendiculairement à la stratification, ont une valeur moyenne de $2,60 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de $0,67 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), les valeurs de conductivité

thermique sont comprises entre 1,42 et 4,32 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 94 & Tableau 32). La conductivité thermique est également mesurée sur les échantillons saturés à l'eau. Les mesures de conductivité thermique, réalisées parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 3,42 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,52 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et des valeurs comprises entre 2,29 et 5,14 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Figure 94 & Tableau 32). Les mesures de conductivité thermique effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2,19 et 4,85 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, avec une valeur moyenne de 3,40 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (écart type de 0,60 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (Figure 94 & Tableau 32). Les conductivités thermiques, pour les échantillons secs et saturés, sont globalement isotropes.

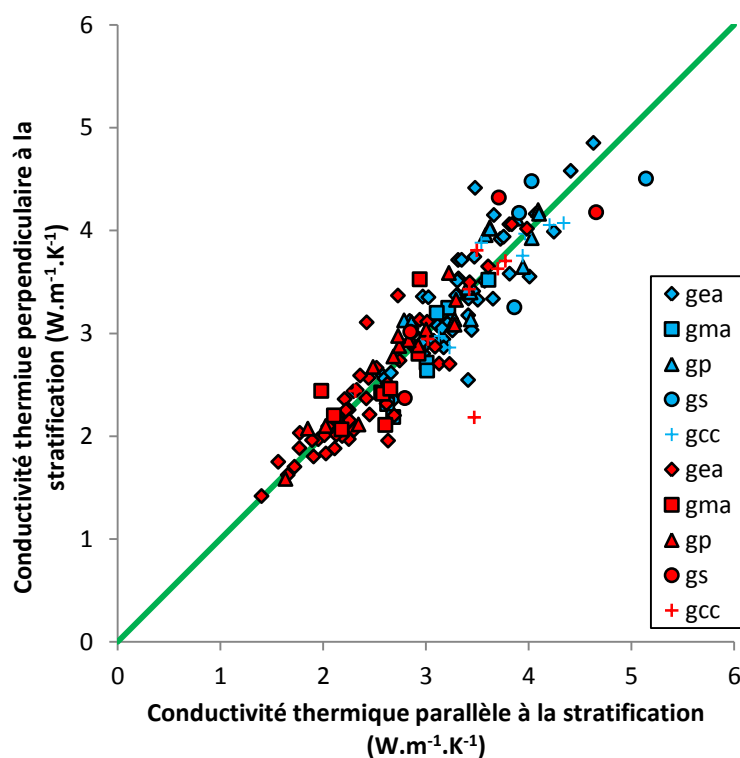


Figure 94 : Relation entre la conductivité thermique mesurée parallèlement à la stratification et celle mesurée perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs (en rouge) et saturés (en bleu), en vert : la droite d'équation $y=x$, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

2.2.5 Vitesse de propagation des ondes P

Les mesures de vitesse de propagation des ondes P, réalisées sur les échantillons secs, parallèlement à la stratification, ont une valeur moyenne de 3147 m.s^{-1} (écart type de 855 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 1692 et 5102 m.s^{-1} (Figure 95 & Tableau 32). Sur les mêmes échantillons, les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 1471 et 4731 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 2738 m.s^{-1} (écart type de 738 m.s^{-1}) (Figure 95 & Tableau 32). Pour les échantillons saturés, les mesures effectuées

parallèlement à la stratification ont une valeur moyenne de 3614 m.s^{-1} (écart type de 877 m.s^{-1}), avec des valeurs comprises entre 1915 et 5546 m.s^{-1} (Figure 95 & Tableau 32). Les mesures effectuées perpendiculairement à la stratification sont comprises entre 2040 et 5400 m.s^{-1} , avec une valeur moyenne de 3557 m.s^{-1} (écart type de 765 m.s^{-1}) (Figure 95 & Tableau 32). Les échantillons saturés sont isotropes, alors que les échantillons secs présentent une anisotropie globale de vitesse de propagation des ondes P.

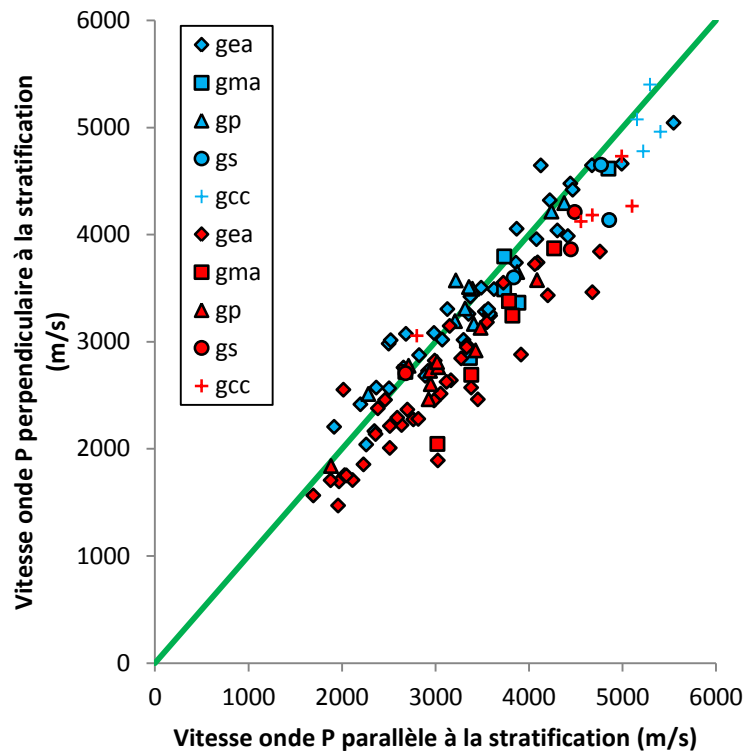


Figure 95 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement à la stratification et celles mesurées perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs (en rouge) et saturés (en bleu), en vert : la droite d'équation $y=x$, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

Les mesures de perméabilité suggèrent que le réseau poreux est relativement anisotrope, ce qui est confirmé par les mesures, sur échantillons secs, de vitesse de propagation des ondes P. La saturation des échantillons conduit à une forte diminution de cette anisotropie de vitesse. La saturation tend à annuler les effets de l'organisation du réseau poreux. La conductivité thermique présente des hétérogénéités sur les échantillons secs et saturés, et des anisotropies relativement peu marquées. L'organisation du réseau poreux a peu d'effet sur la conductivité thermique qui va être fortement contrôlée par la nature des contacts entre les grains et les argiles, en condition sec et saturé.

Tableau 32 (Pages suivantes) : Données statistiques des propriétés pétrophysiques en fonction des faciès pétrographiques

Faciès pétrographique		Porosité (%)				Diamètre seuil d'accès (μm)	Perméabilité (mD)	
		à l'eau	au mercure				Parallèle à la stratification	Perpendiculaire à la stratification
			Totale	piégée	libre			
Grès à enrobage argileux	Moyenne	10,97	12,09	9,61	2,48	1,71	7,12	1,40
	Ecart type	5,83	5,98	5,40	1,08	3,21	33,96	3,38
	Minimum	1,20	1,35	1,03	0,32	0,001	0,004	0,001
	Maximum	22,50	26,16	22,60	5,34	21,58	217,97	12,97
Grès à matrice argileuse	Moyenne	7,28	6,13	4,63	1,50	0,11	0,10	0,02
	Ecart type	3,54	3,30	2,65	0,89	0,20	0,20	0,04
	Minimum	4,10	1,49	1,09	0,40	0,01	0,001	0,001
	Maximum	11,64	11,95	9,34	3,48	0,69	0,58	0,13
Grès propres	Moyenne	14,83	15,56	12,82	2,74	4,03	6,44	2,04
	Ecart type	5,51	5,23	5,41	1,32	4,66	10,91	3,81
	Minimum	5,20	6,85	4,99	0,94	0,42	0,02	0,01
	Maximum	22,46	23,75	21,82	4,70	15,84	41,39	13,10
Grès silicifiés	Moyenne	10,98	12,21	10,73	1,47	5,86	3,85	2,90
	Ecart type	4,95	4,14	4,04	0,81	6,52	5,24	4,58
	Minimum	4,50	5,51	4,83	0,52	0,69	0,005	0,01
	Maximum	16,40	15,82	15,23	2,77	18,47	12,17	10,81
Grès à ciment carbonaté	Moyenne	3,86	4,61	3,57	1,04	0,31	0,02	0,03
	Ecart type	2,60	2,45	1,86	0,68	0,63	0,03	0,05
	Minimum	0,80	0,90	0,84	0,06	0,01	0,002	0,0005
	Maximum	7,79	8,63	6,42	2,21	1,86	0,09	0,13

Faciès péetrographique		Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)				Vitesse onde P ($m.s^{-1}$)			
		sec		saturé		sec		saturé	
		paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.	paral. à la strati.	perp. à la strati.
Grès à enrobage argileux	Moyenne	2,44	2,43	3,33	3,33	2920	2481	3395	3359
	Ecart type	0,58	0,62	0,47	0,57	786	606	844	716
	Minimum	1,40	1,42	2,29	2,36	1692	1471	1915	2040
	Maximum	3,98	4,06	4,63	4,85	4759	3841	5546	5043
Grès à matrice argileuse	Moyenne	2,49	2,50	2,98	2,78	3493	2782	3893	3510
	Ecart type	0,37	0,48	0,35	0,49	583	806	501	725
	Minimum	1,98	2,07	2,56	2,19	2677	1524	3367	2346
	Maximum	2,94	3,53	3,61	3,52	4269	3871	4849	4615
Grès propres	Moyenne	2,64	2,72	3,58	3,67	3042	2819	3453	3530
	Ecart type	0,52	0,55	0,42	0,43	541	428	565	470
	Minimum	1,63	1,59	2,79	3,11	1881	1839	2281	2511
	Maximum	3,29	3,59	4,10	4,20	4086	3575	4376	4293
Grès silicifiés	Moyenne	3,50	3,47	4,23	4,10	3871	3407	4488	3964
	Ecart type	0,88	0,94	0,61	0,59	1033	743	566	541
	Minimum	2,79	2,37	3,86	3,26	2679	2706	3836	3471
	Maximum	4,66	4,32	5,14	4,51	4488	4211	4857	4651
Grès à ciment carbonaté	Moyenne	3,31	3,16	3,76	3,65	4104	4034	4817	4928
	Ecart type	0,50	0,65	0,47	0,51	1148	559	1014	310
	Minimum	2,31	2,18	3,12	2,86	2500	3056	3011	4468
	Maximum	3,77	3,81	4,34	4,07	5102	4731	5406	5400

Les différentes propriétés pétrophysiques sont indiquées en fonction de la profondeur pour les grès à matrice argileuse (Figure 96), pour les grès à enrobage argileux (Figure 97), pour les grès propres (Figure 98), pour les grès silicifiés (Figure 99) et pour les grès à ciment carbonaté (Figure 100).

2.2.6 Grès à matrice argileuse

Pour les grès à matrice argileuse, les porosités (Figure 96a), les diamètres d'accès moyen à la porosité (Figure 96b), les perméabilités (Figure 96c), les vitesses de propagation des ondes P (Figure 96d) et les conductivités thermiques (Figure 96e) présentent une grande dispersion pour des profondeurs peu importantes, inférieures à 500 m. Globalement, les porosités diminuent pour des profondeurs plus importantes et apparaissent moins dispersées. Le même comportement est observé pour les diamètres moyens d'accès à la porosité et les perméabilités. Ces dernières montrent des écarts importants entre les mesures effectuées parallèlement et celles effectuées perpendiculairement à la stratification, pour des profondeurs inférieures à 500 m. Pour des profondeurs plus importantes, elles deviennent moins anisotropes. Les vitesses de propagation des ondes P augmentent avec la profondeur et montrent des écarts importants entre les mesures effectuées parallèlement et celles effectuées perpendiculairement à la stratification qui diminuent avec la profondeur, notamment pour les échantillons secs. Les conductivités thermiques, relativement isotropes, mesurées sur les échantillons saturés sont nettement plus importantes que celles mesurées sur les échantillons secs. Elles tendent à augmenter avec la profondeur et l'écart entre les mesures effectuées sur les échantillons secs et saturés tend à diminuer.

2.2.7 Grès à enrobage argileux

Pour les grès à enrobages argileux, les porosités (Figure 97a), les diamètres d'accès moyen à la porosité (Figure 97b), les perméabilités (Figure 97c), les vitesses de propagation des ondes P (Figure 97d) et les conductivités thermiques (Figure 97e) présentent une grande dispersion pour des profondeurs peu importantes, inférieures à 500 m. Cette forte dispersion est conservée jusqu'à 1500 m de profondeur. Les porosités diminuent pour des profondeurs plus importantes et apparaissent moins dispersées. Globalement, le même comportement est observable pour les diamètres moyens d'accès à la porosité et les perméabilités. Les mesures de perméabilités effectuées parallèlement à la stratification sont plus élevées que celles effectuées perpendiculairement à la stratification. Les vitesses de propagation des ondes P augmentent légèrement avec la profondeur. Les mesures effectuées sur les échantillons

saturés donnent des valeurs plus élevées que celles effectuées sur les échantillons secs. Les échantillons secs et saturés apparaissent globalement isotropes. Le même comportement est observable pour les conductivités thermiques.

2.2.8 Grès propres

Pour les grès propres, les porosités (Figure 98a), les diamètres d'accès moyen à la porosité (Figure 98b), les perméabilités (Figure 98c), les vitesses de propagation des ondes P (Figure 98d) et les conductivités thermiques (Figure 98e) présentent une grande dispersion pour des profondeurs peu importantes, inférieures à 500 m. Les porosités diminuent pour des profondeurs plus importantes. Le même comportement est observable pour les diamètres moyens d'accès à la porosité et pour les perméabilités. Les mesures de perméabilité effectuées parallèlement à la stratification sont plus importantes que celles effectuées perpendiculairement à la stratification. Pour des profondeurs importantes, les perméabilités diminuent et deviennent isotropes. Les vitesses de propagation des ondes P présentent une dispersion qui se conserve avec la profondeur. Les échantillons secs et saturés apparaissent relativement isotropes et les mesures effectuées sur les échantillons saturés donnent des valeurs plus élevées que celles effectuées sur les échantillons secs. Le même comportement est observable pour les conductivités thermiques.

2.2.9 Grès silicifiés

Pour les grès silicifiés, les porosités (Figure 99a) présentent des valeurs importantes, pour des profondeurs peu importantes proches de la surface, qui tendent à diminuer avec la profondeur. Les diamètres moyens d'accès à la porosité (Figure 99b) présentent une grande dispersion pour des profondeurs peu importantes, inférieures à 500 m. Ils tendent à diminuer avec la profondeur. Les perméabilités (Figure 99c) sont relativement isotropes, elles sont relativement dispersées et diminuent avec la profondeur. La vitesse de propagation des ondes P (Figure 99d) est relativement isotrope pour les échantillons secs et saturés, les mesures effectuées sur les échantillons saturés donnent des valeurs plus élevées que celles effectuées sur les échantillons secs. Toutefois, cet écart diminue avec la profondeur. La vitesse de propagation des ondes P augmente avec la profondeur. Le même comportement est observable pour les conductivités thermiques (Figure 99e).

2.2.10 Grès à ciment carbonaté

Pour les grès à ciment carbonaté, les porosités (Figure 100a) sont dispersées jusqu'à 1000m de profondeur, plus en profondeur elles diminuent. Les diamètres d'accès moyen à la porosité sont dispersés pour toutes les profondeurs (Figure 100b). Les perméabilités (Figure 100c) sont dispersées jusqu'à 1000m de profondeur, plus en profondeur elles tendent à diminuer. Les perméabilités sont globalement isotropes, sauf en dessous de 2000 m de profondeur où la mesure effectuée parallèlement à la stratification est plus élevée que celle effectuée perpendiculairement à la stratification. Les vitesses de propagation des ondes P (Figure 100d) sont globalement isotropes pour les échantillons secs et saturés. Les mesures effectuées sur les échantillons saturés donnent des valeurs plus élevées que celles effectuées sur les échantillons secs. Elles augmentent avec la profondeur. Les conductivités thermiques (Figure 100e) présentent une grande dispersion pour des profondeurs peu importantes, inférieures à 500 m. Globalement, elles sont isotropes pour les échantillons secs et saturés. Les mesures effectuées sur les échantillons saturés donnent des valeurs plus élevées que celles effectuées sur les échantillons secs, les écarts entre les deux diminuent avec la profondeur. Les conductivités thermiques tendent à augmenter avec la profondeur.

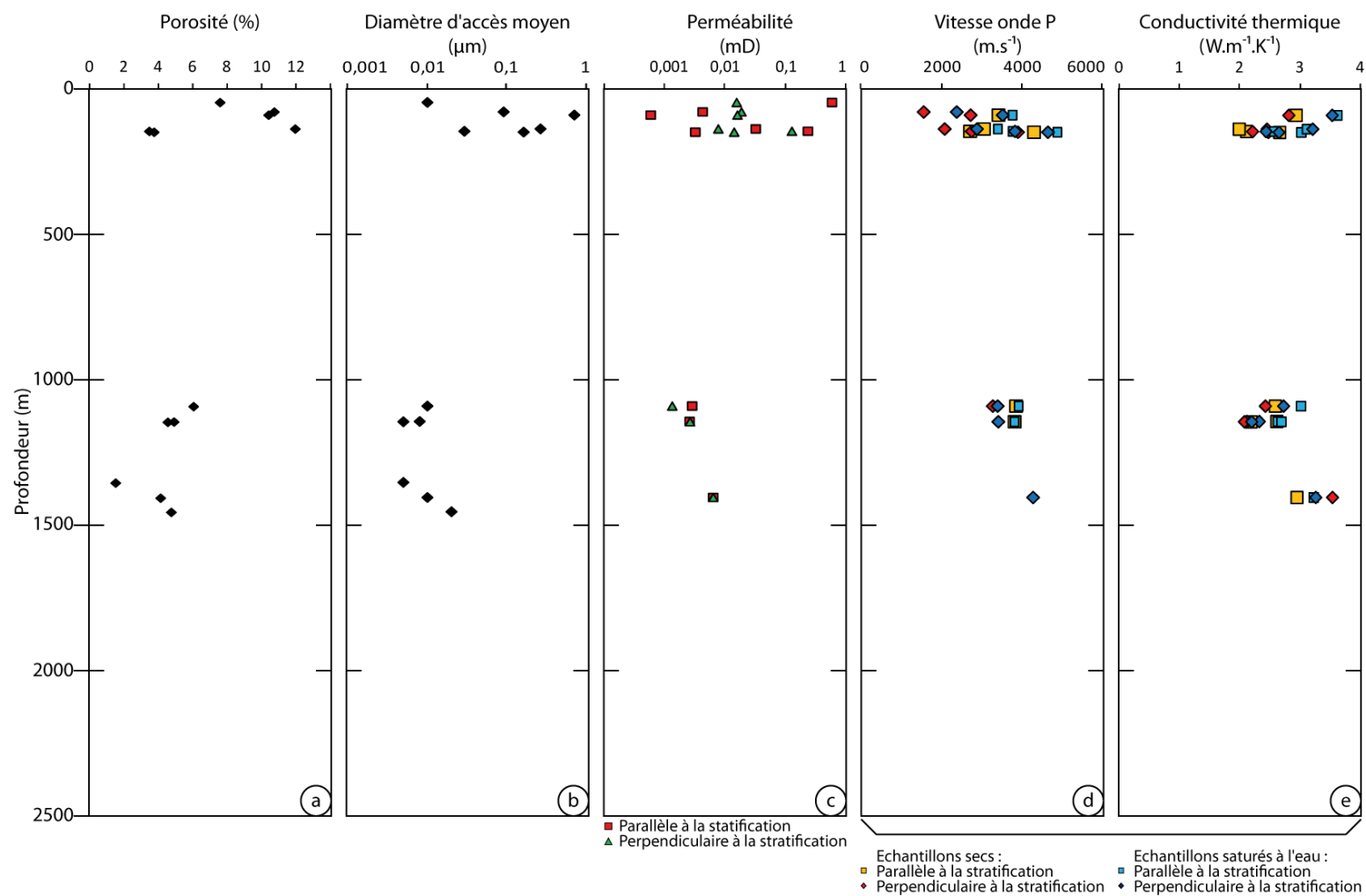


Figure 96 : Pour les grès à matrice argileuse, évolution de la porosité (a), des diamètres d'accès moyens (b), de la perméabilité mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification (c), de la vitesse de propagation des ondes P mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (d) et de la conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (e), en fonction de la profondeur

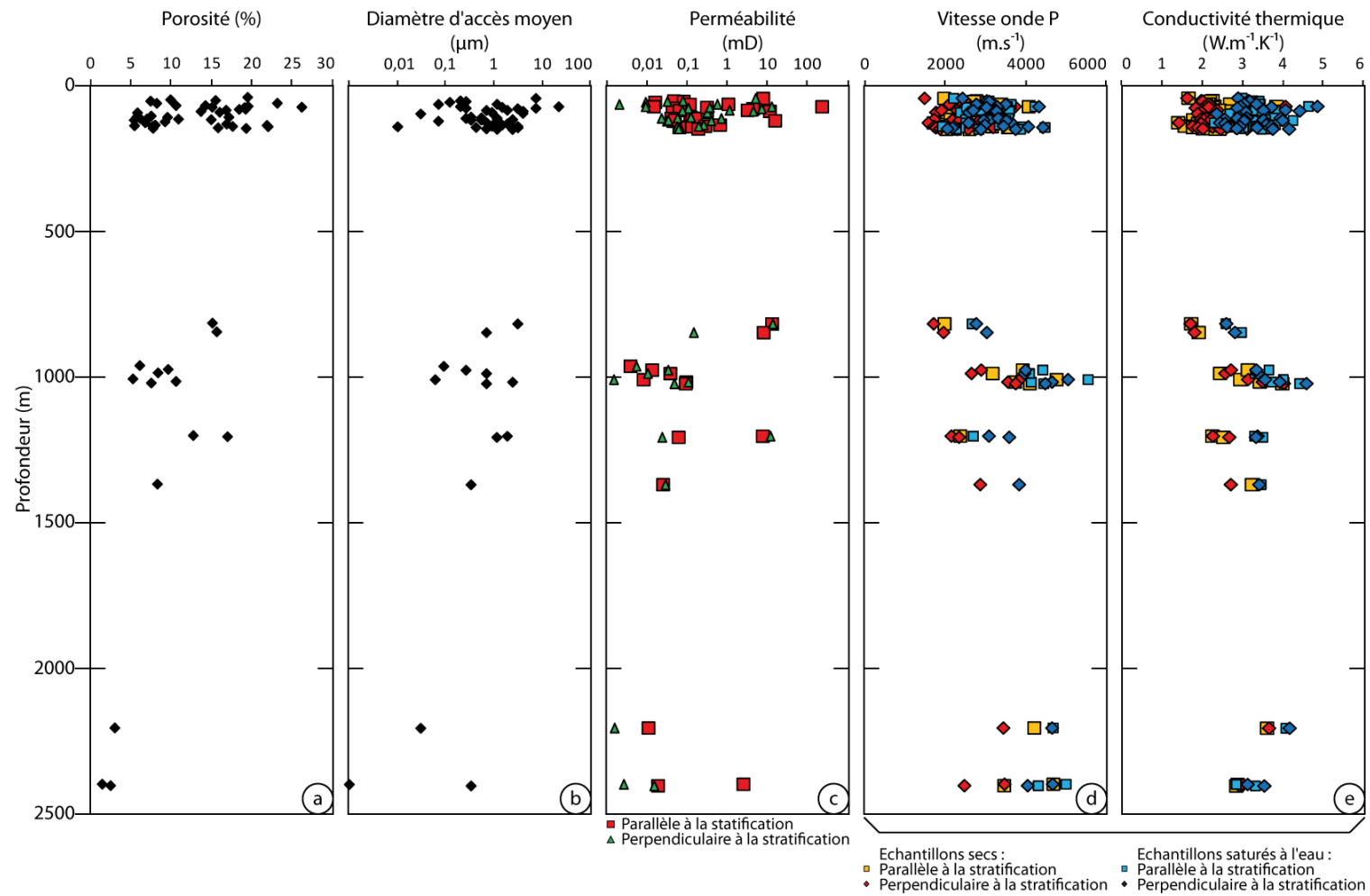


Figure 97 : Pour les grès à enrobage argileux, évolution de la porosité (a), des diamètres d'accès moyens (b), de la perméabilité mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification (c), de la vitesse de propagation des ondes P mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (d) et de la conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (e), en fonction de la profondeur

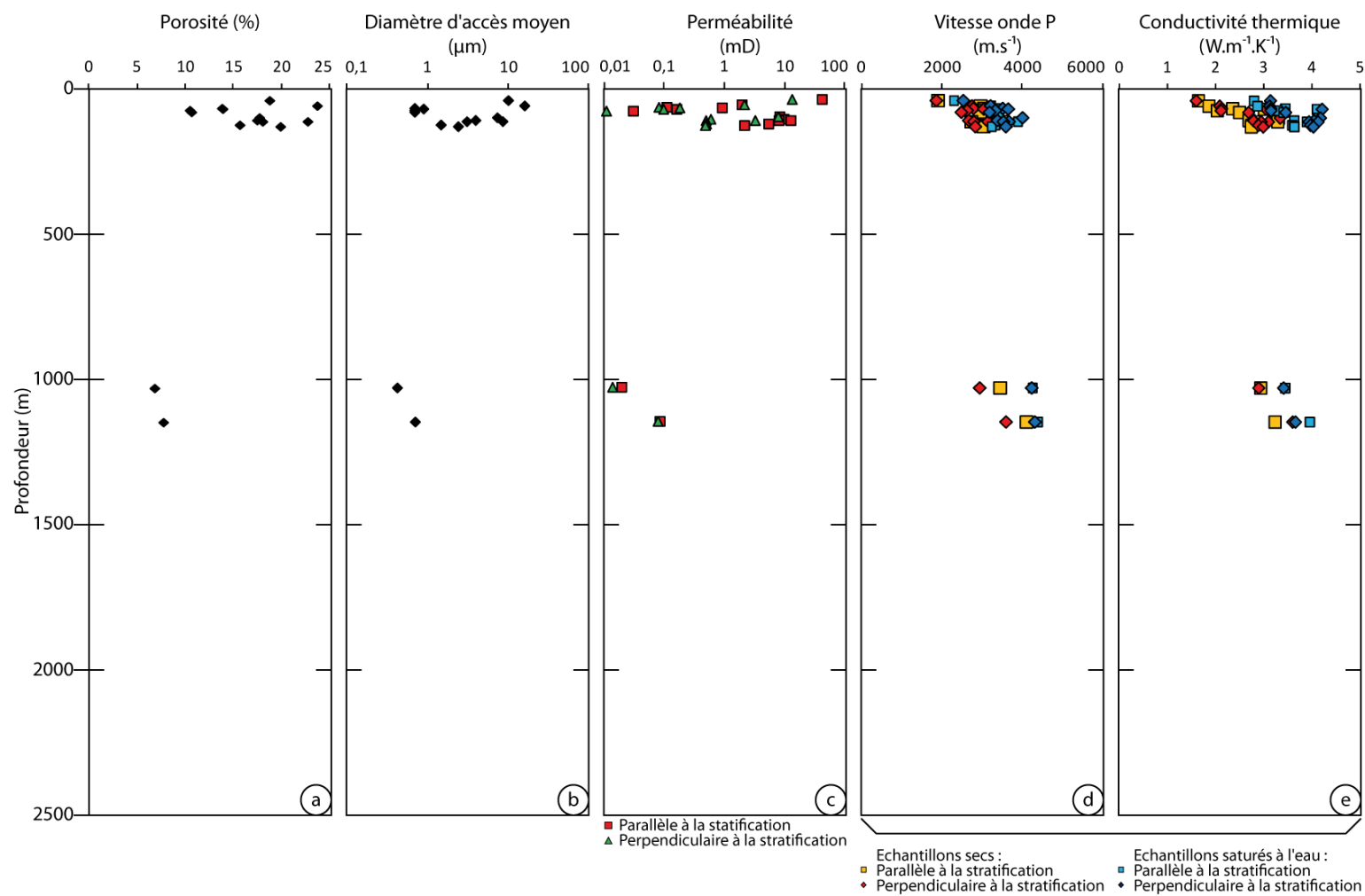


Figure 98 : Pour les grès propres, évolution de la porosité (a), des diamètres d'accès moyens (b), de la perméabilité mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification (c), de la vitesse de propagation des ondes P mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (d) et de la conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (e), en fonction de la profondeur

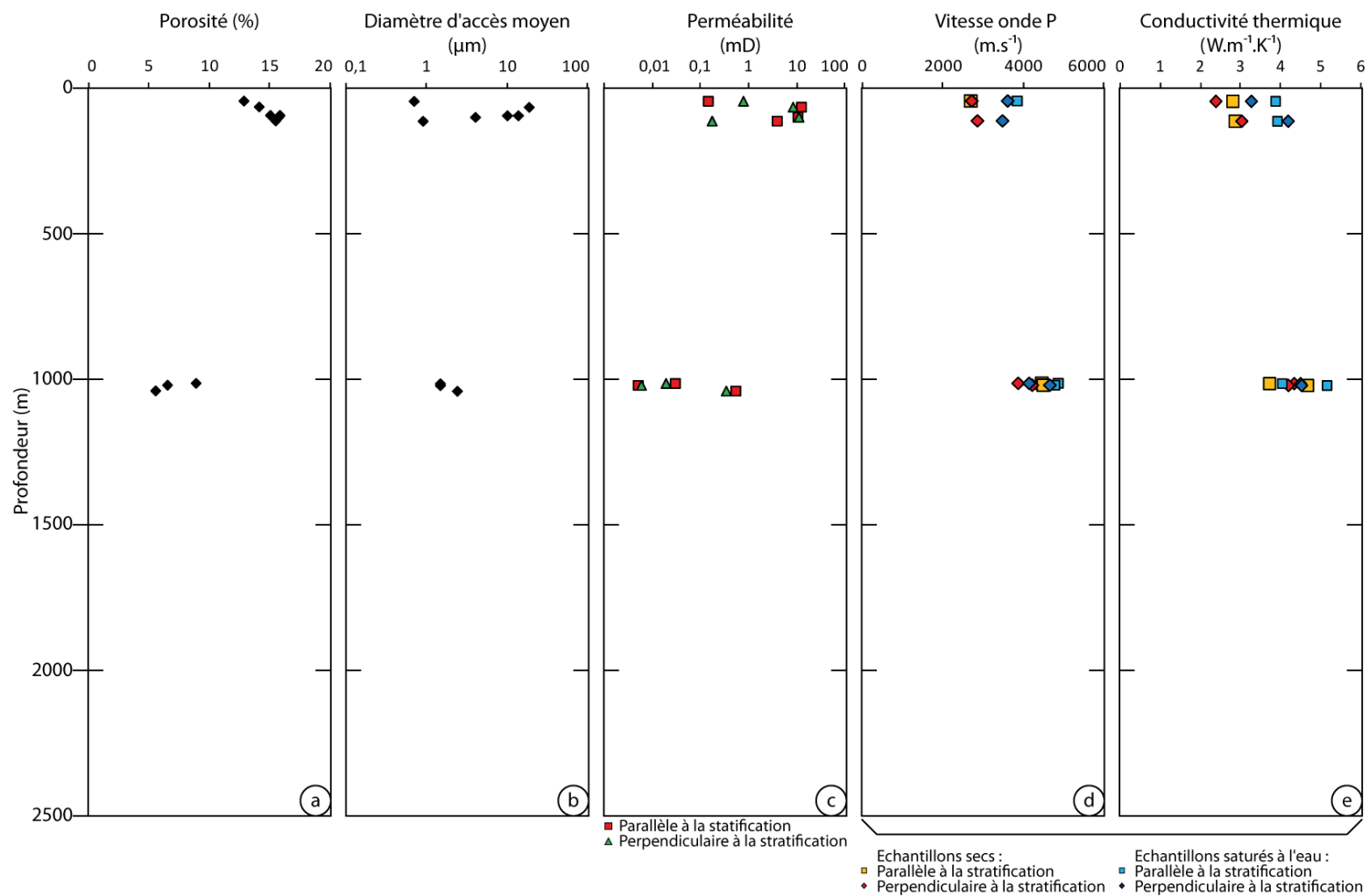


Figure 99 : Pour les grès silicifiés, évolution de la porosité (a), des diamètres d'accès moyens (b), de la perméabilité mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification (c), de la vitesse de propagation des ondes P mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (d) et de la conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (e), en fonction de la profondeur

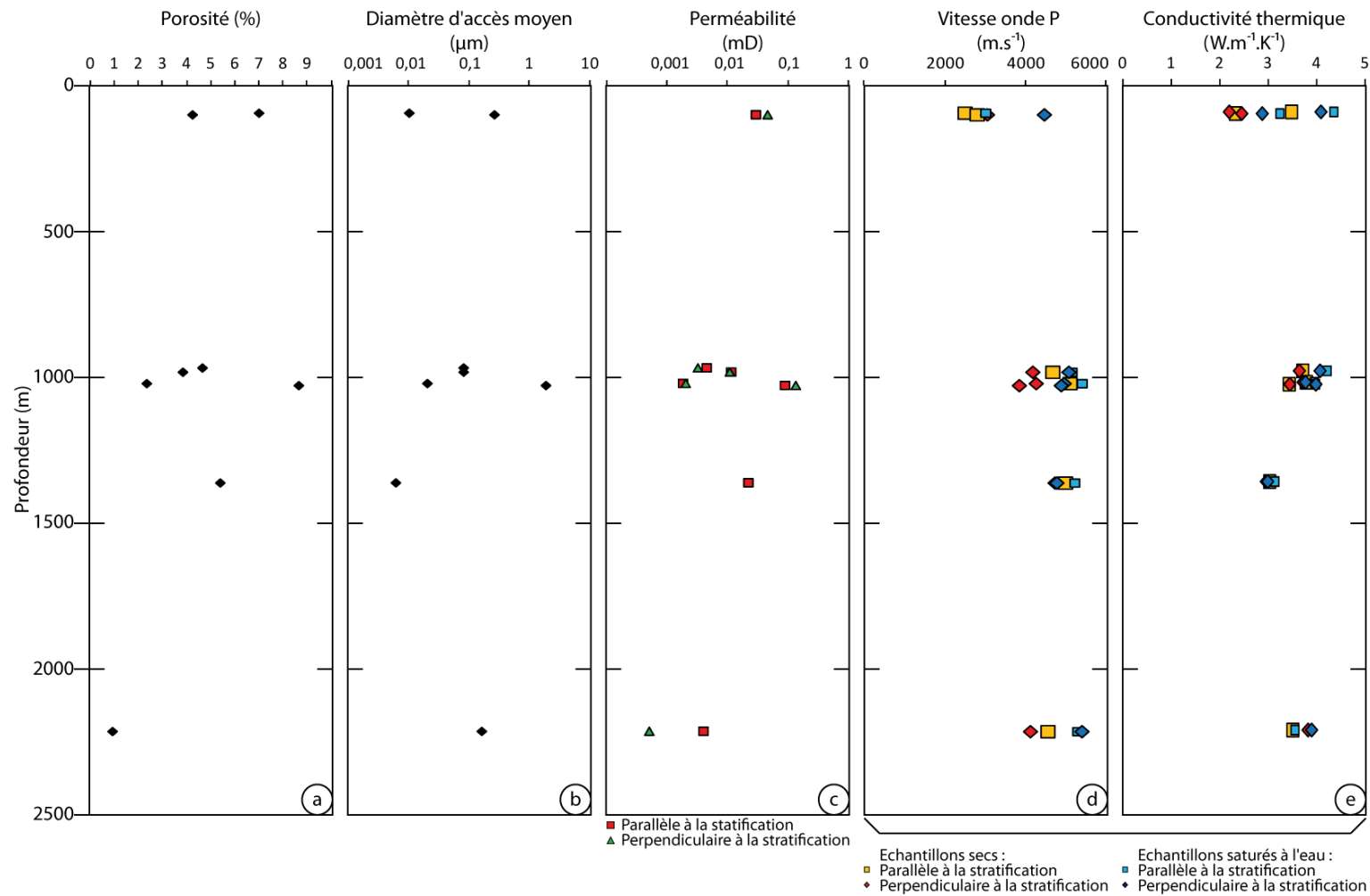


Figure 100 : Pour les grès à ciment carbonaté, évolution de la porosité (a), des diamètres d'accès moyens (b), de la perméabilité mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification (c), de la vitesse de propagation des ondes P mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (d) et de la conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la stratification sur les échantillons secs et saturés (e), en fonction de la profondeur

3 Discussion

3.1 Transfert de fluides

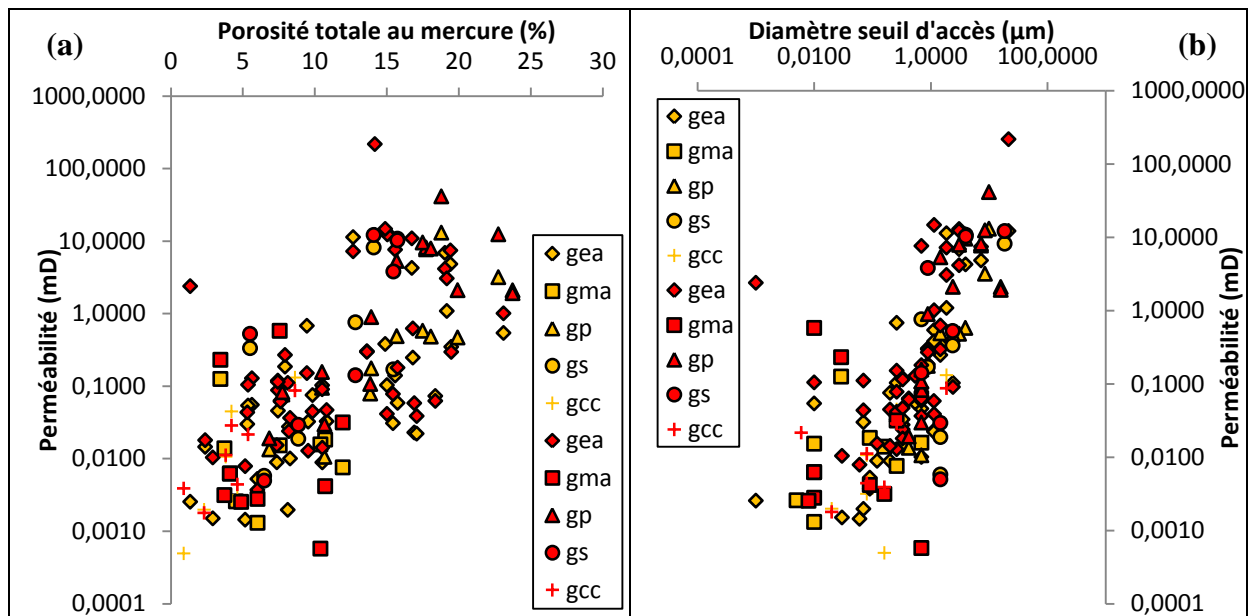


Figure 101 : (a) relation entre la porosité totale et la perméabilité, (b) relation entre les diamètres moyens d'accès à la porosité et la perméabilité. gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté, en rouge : la perméabilité mesurée parallèlement à la stratification, en orange : la perméabilité mesurée perpendiculairement à la stratification

Les grès propres correspondent au faciès le plus perméable, les grès à matrice argileuse, les grès à ciment carbonaté et les grès silicifiés correspondent aux faciès les moins perméables, et les grès à enrobage argileux correspondent à des perméabilités intermédiaires (Figure 101a, b). La tendance générale est une augmentation de la perméabilité avec la porosité et la taille des seuils d'accès, bien qu'une relation simple ne puisse être mise en évidence et que les seuils d'accès semblent avoir un contrôle plus important que la porosité sur la perméabilité. Les grès propres, qui ont les plus fortes porosités et seuils d'accès, ont les plus fortes perméabilités. Ce faciès couvre l'ensemble supérieur du domaine de variation de la perméabilité. Cette famille permet d'illustrer l'influence de la taille des grains (Chilingar, 2012; Shepherp, 1989) sur cette propriété de transfert : plus la taille des grains est petite, plus la porosité et la taille des seuils d'accès sont petites et plus la perméabilité est faible. Ce faciès porte essentiellement le signal sédimentaire. Par contre, les caractéristiques géométriques et la perméabilité des autres faciès sont fortement influencées par les processus secondaires, comme le dépôt des argiles ou des ciments secondaires (quartz et dolomite). Les variations observées sur la Figure 101 entre la perméabilité et les caractéristiques géométriques du réseau traduisent vraisemblablement deux effets : d'une part, l'importance de la localisation des précipitations secondaires dans le réseau poreux initial et d'autre part, un effet

d'interaction entre les structures primaires et les précipitations. Dans le premier cas, l'effet des précipitations au niveau des seuils d'accès sera plus important que s'il se produit au niveau des évaselements. Dans le second cas, pour une même quantité de minéraux précipités, son impact sera plus important pour un matériau à petits grains que pour un matériau à gros grains.

3.2 Transfert de chaleur

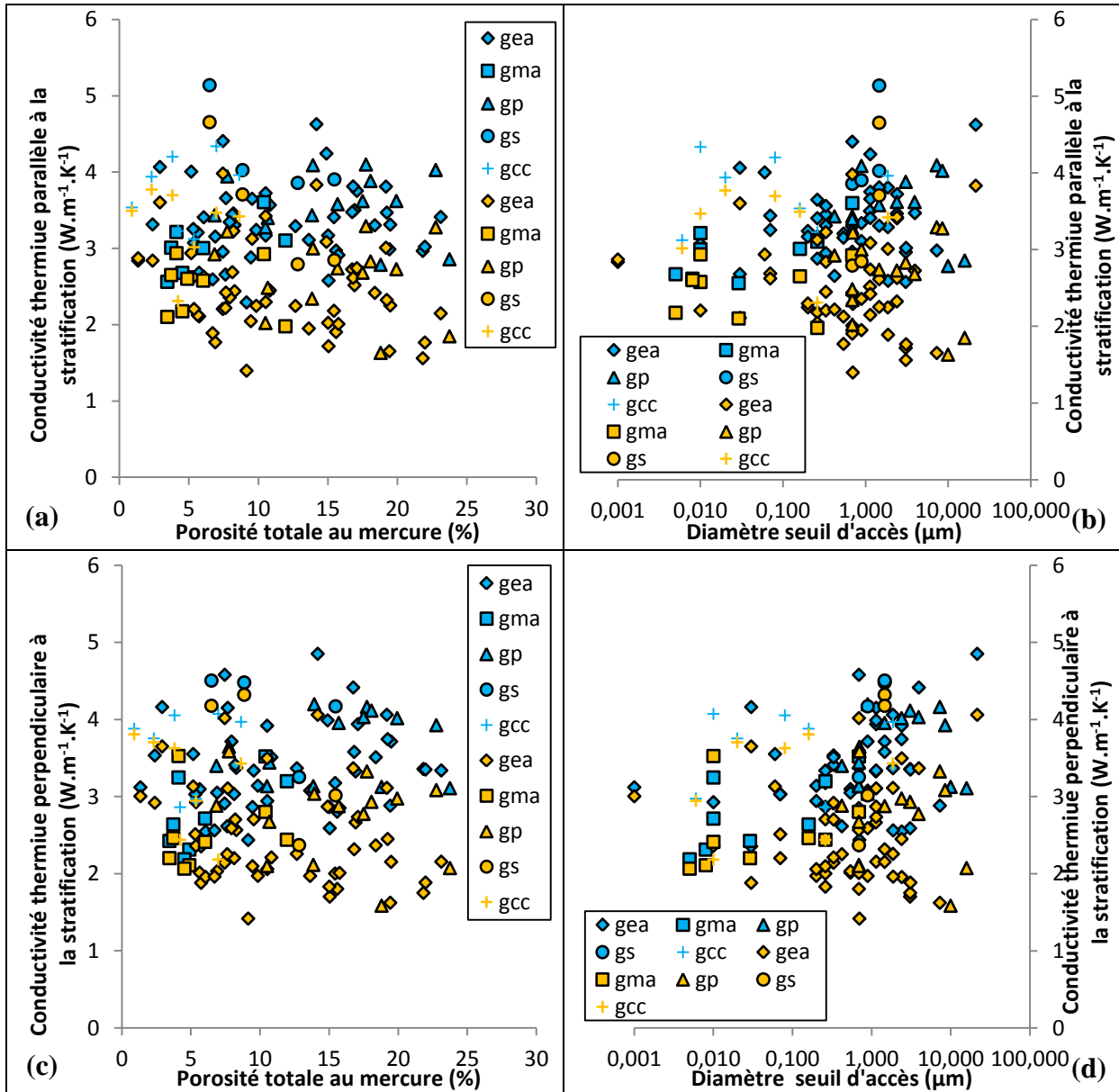


Figure 102 : (a) relation entre la conductivité thermique mesurée parallèlement à la stratification et la porosité totale mesurée par injection de mercure, (b) relation entre la conductivité thermique mesurée parallèlement à la stratification et le diamètre d'accès à la porosité, (c) relation entre la conductivité thermique mesurée perpendiculairement à la stratification et la porosité totale mesurée par injection de mercure, (d) relation entre la conductivité thermique mesurée perpendiculairement à la stratification et le diamètre d'accès à la porosité. gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés

La conductivité thermique est plus élevée pour les grès silicifiés et les grès à ciment carbonaté, elle est donc moins importante pour les grès propres et les grès à matrice argileuse. Les grès à enrobage argileux présentent des conductivités thermiques intermédiaires (Figure 102). Pour l'ensemble des échantillons, il n'y a pas de relation inverse évidente entre la conductivité thermique et la porosité, ni avec le diamètre d'accès moyen à la porosité (Figure 102). La conductivité thermique est donc contrôlée par la minéralogie et la structure du réseau poreux, notamment par la nature des contacts entre les différents composants que ces caractéristiques ne permettent pas de souligner.

3.3 Relation avec les vitesses de propagation des ondes P

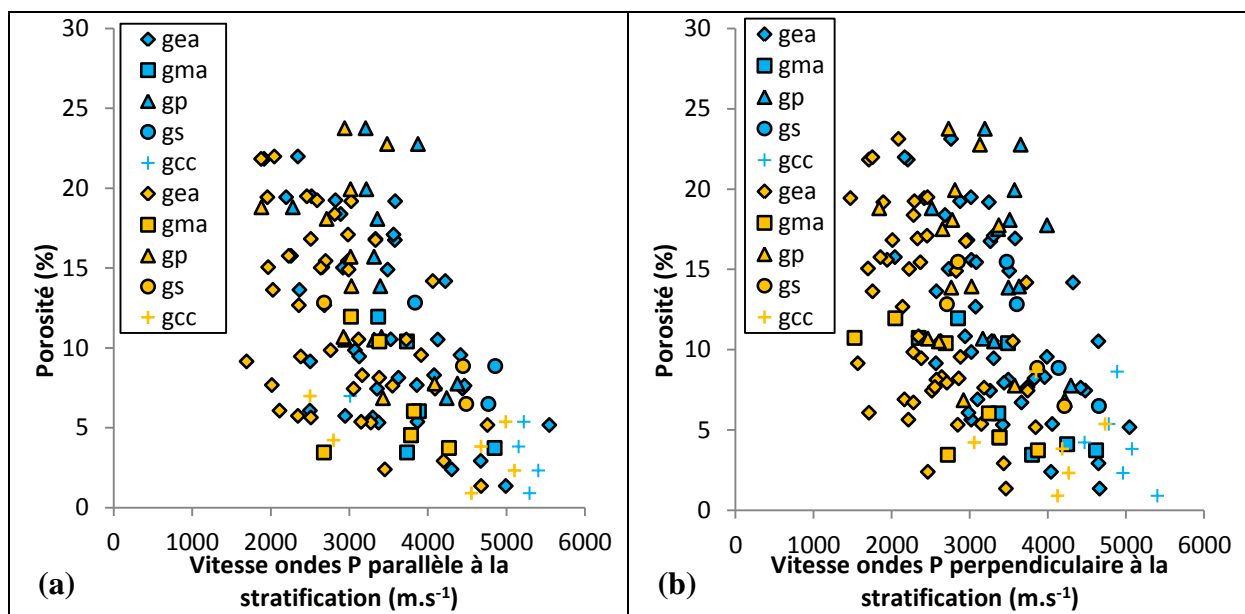


Figure 103 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes P mesurée parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et la porosité, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

Globalement, les vitesses de propagation des ondes P tendent à augmenter avec la diminution de la porosité (Figure 103a, b), des diamètres d'accès (Figure 104a, b) et de la perméabilité (Figure 105a, b). Toutefois, la dispersion des valeurs autour de cette tendance est liée aux variations de faciès et montre l'importance des structures et de la nature des contacts entre les phases.

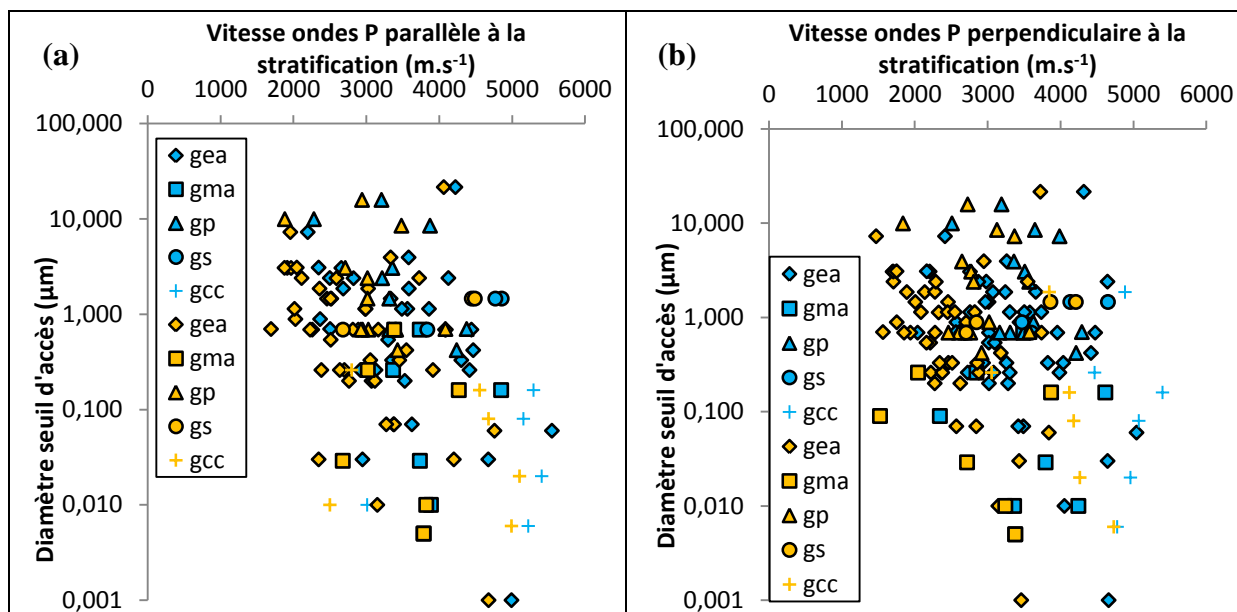


Figure 104 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et le diamètre moyen d'accès à la porosité, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

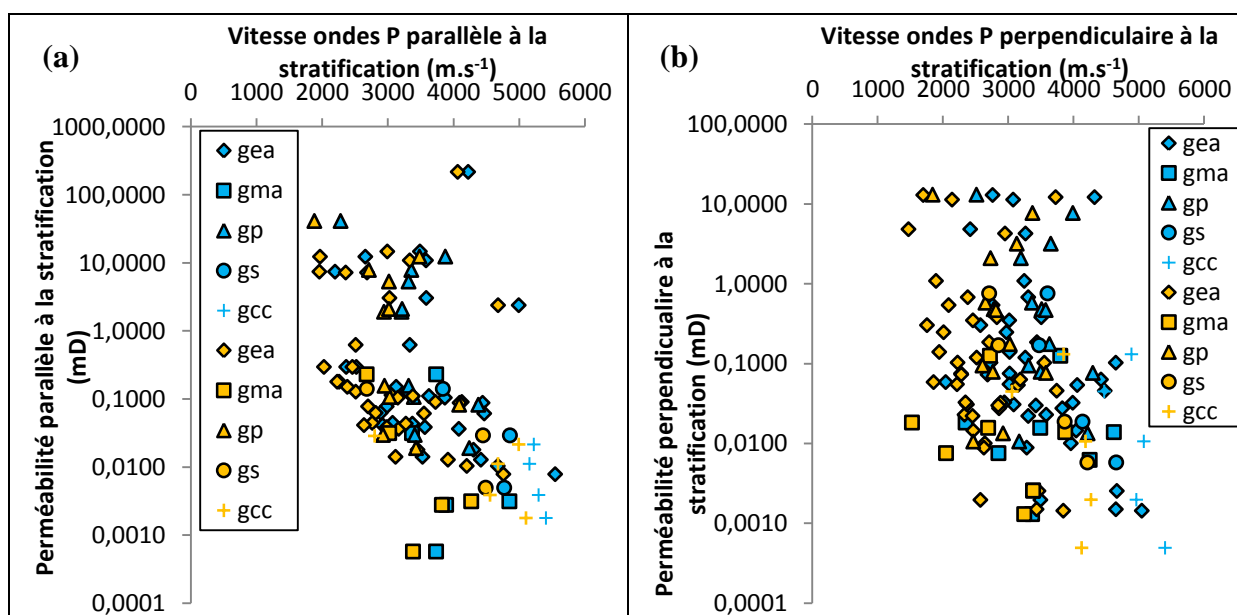


Figure 105 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et respectivement la perméabilité parallèle et perpendiculaire à la stratification, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

Pour l'ensemble des faciès pétrographiques, secs et saturés, la conductivité thermique augmente avec la vitesse de propagation des ondes P (Figure 106a, b). La vitesse de propagation des ondes P apparaît comme un bon estimateur de la conductivité thermique.

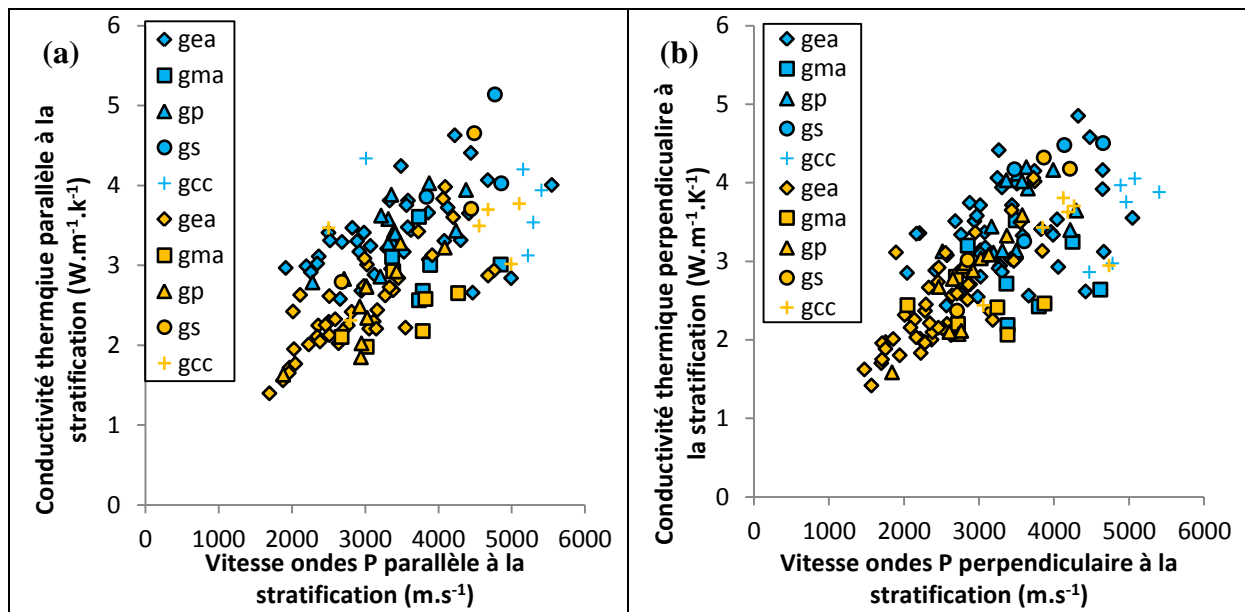


Figure 106 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes P mesurées parallèlement (a) et perpendiculairement (b) à la stratification et respectivement la conductivité thermique mesurée parallèlement et perpendiculairement à la stratification, en orange : les vitesses mesurées sur les échantillons secs, en bleu : les vitesses mesurées sur les échantillons saturés, gea : grès à enrobage argileux, gma : grès à matrice argileuse, gp : grès propre, gs : grès silicifiés, gcc : grès à ciment carbonaté

4 Conclusion

Une étude, réalisée à partir de mesures effectuées sur les carottes issues de différents forages dans le graben du Rhin supérieur, a permis de caractériser les propriétés pétrophysiques des grès du Buntsandstein. L'analyse de ces propriétés, en distinguant cinq faciès pétrographiques (les grès propres, les grès à enrobage argileux, les grès à matrice argileuse, les grès silicifiés et les grès à ciment carbonaté), permet d'expliquer les variations observées en fonction de la profondeur. Il en ressort que depuis la surface jusqu'à une profondeur comprise entre 1000 et 1500 m, les propriétés pétrophysiques présentent de fortes variations, notamment dans les premiers 500 m de profondeur à partir de la surface. A des profondeurs plus importantes, les porosités, les diamètres moyens d'accès à la porosité et les perméabilités diminuent fortement. Dans un même temps, les vitesses de propagation des ondes P et les conductivités thermiques tendent à augmenter. Ces résultats indiquent qu'il y a une relativement bonne corrélation entre les propriétés pétrophysiques des grès du Buntsandstein situés proche de la surface et celles des grès de surface (chapitre III). Cette relation autorise alors l'utilisation d'analogues de surface au cours de la suite de cette étude.

CHAPITRE VI : Analogues de terrain

Ce chapitre est consacré à l'étude des analogues de terrain. Il vise notamment à caractériser la fracturation affectant les grès du Buntsandstein du fossé Rhénan, dans le but de construire un modèle conceptuel de réservoir. L'étude d'affleurements permet une analyse des variations latérales de faciès, des zones de failles, ainsi que de la fracturation affectant les grès, conduisant à l'acquisition d'informations sur les variations latérales, d'origine sédimentaire et/ou structurale, qui compléteront les données « verticales » (1-D) obtenues par forages. Elle permet de rendre compte de l'organisation spatiale des structures (2-D ou 3-D).

1 Introduction

Les données structurales disponibles pour modéliser le réservoir gréseux fracturé du Buntsandstein dans le fossé Rhénan se composent :

(1) De données géophysiques (analyse des données magnétiques, gravimétriques et sismiques) qui permettent l'identification des structures tectoniques majeures, constituant le cadre structural du réservoir à l'échelle régionale. Le projet INTERREG IV Rhin supérieur/GeORG (2009-2011) vise à fournir un modèle géologique 3D à l'échelle du fossé, à partir de l'interprétation de coupes sismiques, de données de forages et de diverses autres informations (coupes géologiques...) (Capar et al., 2011). Le schéma structural proposé permettra de localiser avec précision les failles majeures affectant le réservoir gréseux, et ainsi de reconnaître sa compartimentation à l'échelle du fossé. Cependant, les failles ne sont pas de simples plans et ces techniques ne rendent pas compte de la fracturation associée aux zones de failles, et développée notamment dans la zone endommagée et qui pourtant contraint fortement le comportement hydraulique de la zone de faille (Caine et al., 1996). De même, ces techniques ne permettent pas de localiser les couloirs de fractures à proximité ou loin des zones de failles.

(2) Les observations de fractures sur les carottes de forage, ou à partir de l'imagerie de puits, permettent l'identification de la fracturation à l'échelle de l'échantillon, avec une distribution en 1-D et de façon très localisée dans le réservoir. L'extension des fractures est inconnue et l'échantillonnage par les méthodes d'imagerie de puits n'est pas exhaustif (Genter et al., 1997), cette technique sous-échantillonne les fractures. Il est difficile de contraindre la fracturation d'échelle intermédiaire, c'est-à-dire entre les failles régionales et les fractures centimétriques, alors qu'elle peut fortement contrôler le drainage d'un réservoir (Sausse et al., 2006).

L'autre élément qui contribue au transfert de fluides dans le grès du Buntsandstein est la matrice : dans le chapitre précédant nous avons montré, à partir de mesures sur des carottes de forage, qu'il y a peu d'effet de la profondeur sur les propriétés pétrophysiques des grès, entre la surface et jusqu'à 1500 m de profondeur. Ainsi, les données pétrophysiques mesurables à l'affleurement sont transposables aux grès situés dans les premières centaines de mètres en profondeur, à condition de s'affranchir des effets liés à l'altération météoritique.

Sur la bordure occidentale du fossé Rhénan, entre la Faille Vosgienne et la Faille Rhénane Occidentale, séparant les épaules du rift du bassin, se localise une zone de largeur variable (les deux failles pouvant être confondues), constituée d'un système de collines d'altitude inférieure à 400 m. Ces zones sont généralement fracturées et constituent les champs de fractures de Saverne, Ribeauvillé, Guebwiller et Thann. Les couches sont subhorizontales et les failles subverticales. Sur la bordure orientale du fossé Rhénan, les failles Schwartzwaldienne et Rhénane Orientale délimitent les champs de fracture de Kraichgau, Lahr, Freiburg et Dinkelberg (Villemin, 1986), décalés par rapport à ceux de la bordure occidentale. D'un point de vue structural, les champs de fractures correspondent à des zones de moindre effondrement, laissant à l'affleurement la couverture sédimentaire mésozoïque (Maurin & Nivière, 2000; Nivière, 1998) et notamment les grès du Buntsandstein.

Valley (2007) a synthétisé les données concernant les failles et linéaments affectant le Fossé Rhénan Supérieur et ses épaulements (Figure 107), elles permettent d'apprécier l'orientation des structures majeures. Trois orientations majeures ressortent : (1) les structures orientées N0° à N20° (en rouge Figure 107), correspondant aux failles normales de direction rhénane, formées durant l'ouverture oligocène du graben du Rhin supérieur (Schumacher, 2002; Villemin & Bergerat, 1987), (2) les structures erzgebirgiennes (Edel et al., 2007; Edel & Weber, 1995) orientées NE/SW à ENE/WSW (en vert Figure 107), correspondant à l'orientation hercynienne, (3) les structures globalement orientées NW/SE (en bleu Figure 107), très peu nombreuses dans la partie sud du fossé, mais nombreuses dans la partie la plus septentrionale du Fossé Rhénan Supérieur, elles sont également bien représentées sur les bordures du rift et dans les roches anté-cénozoïques. Dans la région de Soultz-Sous-Forêts et du champ de fractures de Saverne, l'analyse des linéaments sur les images SPOT (Genter, 1990) indiquent les mêmes orientations dominantes, plus des structures orientées NNW/SSE (en rose Figure 107) et WNW/ESE (en cyan Figure 107) qui apparaissent également fréquemment dans la partie nord du fossé Rhénan. Il ressort également que les accidents

tectoniques majeurs, localisés dans les différents champs de fractures, notamment dans celui de Saverne, présentent une organisation relativement similaire à ceux situés au centre du fossé *sensu stricto*, contrairement aux accidents tectoniques à l'Ouest et à l'Est respectivement des failles Vosgienne et Schwarzwaldienne. Ainsi, nous supposons que l'organisation structurale observable à l'affleurement est comparable à celle affectant le réservoir gréseux en profondeur, dans le fossé Rhénan.

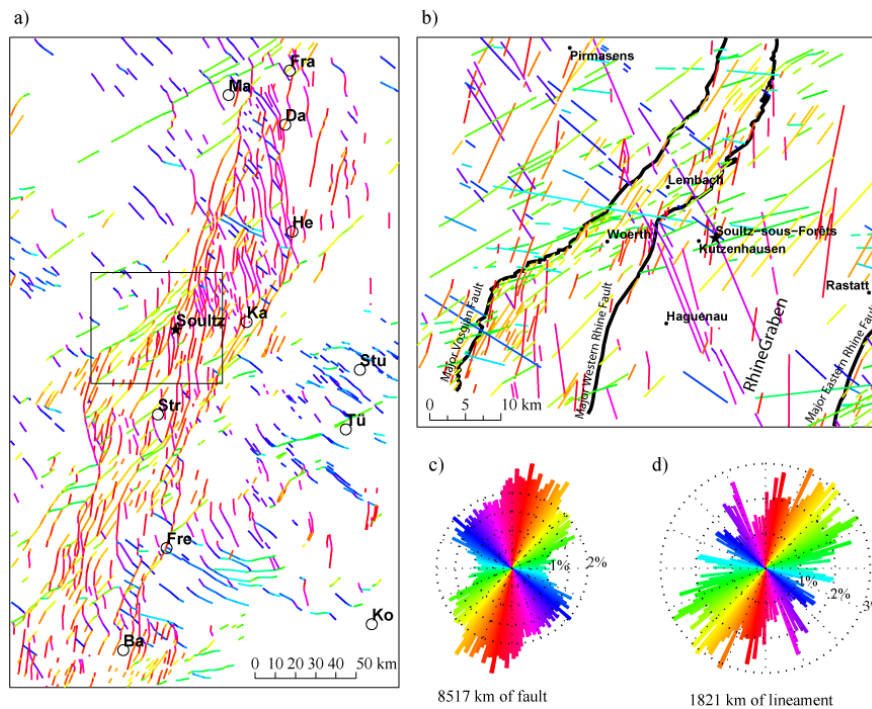


Figure 107 : Compilation de failles et linéaments (Valley, 2007), la couleur des segments étant fonction de leur direction. (a) failles affectant le Fossé Rhénan Supérieur (Illies & Greiner, 1979) et ses épaulements (Illies, 1972). Ba : Basel, Da : Darmstadt, Fra : Frankfurt, Fre : Freiburg, He : Heidelberg, Ka : Karlsruhe, Ko : Konstanz, Ma : Mainz, Str : Strasbourg, Stu : Stuttgart, Tü : Tübingen. (b) carte des linéaments détectés sur image satellite (Genter, 1990). (c) rosace représentant les azimuts des structures cartées en (a), pondérées par leur longueur. (d) rosace représentant les azimuts des structures cartées en (b), pondérées par leur longueur

A partir de l'analyse de la fracturation affectant les grès du Buntsandstein à l'affleurement, nous proposons de construire un bloc conceptuel théorique de la fracturation affectant ce réservoir. Pour cela, trois types de sites ont été sélectionnés : (1) une analyse de la fracturation affectant les grès à proximité d'une faille d'orientation rhénane, (2) une analyse de la fracturation affectant les grès à proximité d'une faille d'orientation hercynienne et (3) une analyse de la fracturation affectant les grès au cœur d'un bloc, loin des accidents majeurs.

2 Localisation des sites

Pour construire ce bloc, nous avons rassemblé des observations provenant de différents affleurements (Figure 108) : le Soultzerkopf, la carrière de Champenay, les carrières Royales de Soultz-les-Bains et le bloc de Marlenheim incluant le Kronthal, le rocher Kobus et le rocher du Lion.

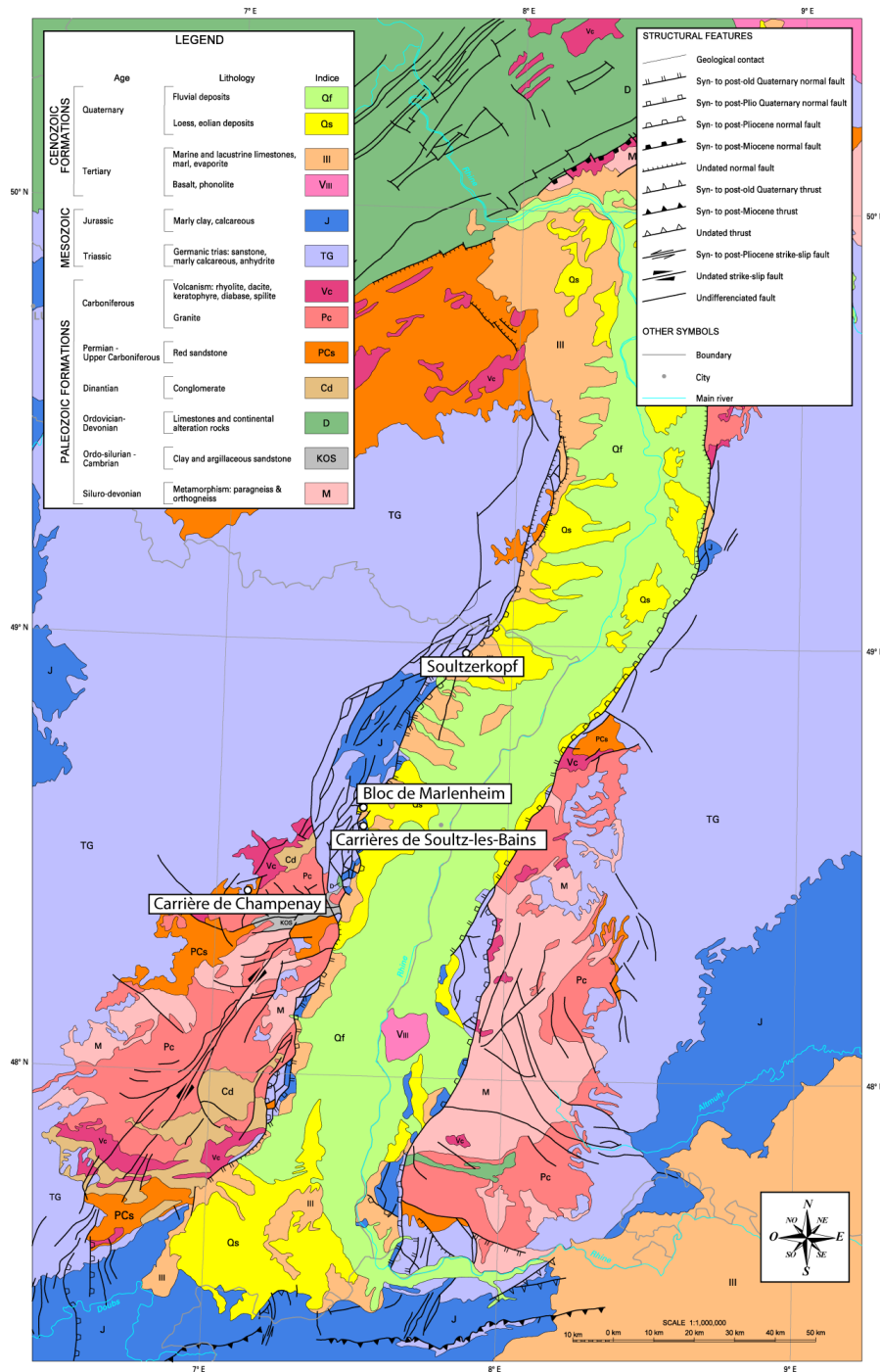


Figure 108 : Localisation des sites pour lesquels une analyse de la fracturation a été réalisée. Le bloc de Marlenheim, localisé dans le horst du Kochersberg, intègre le rocher Kobus, le Kronthal et le rocher du Lion, modifiée d'après Dezayes [2004] dans Genter et al. (2004).

L'ensemble de ces affleurements permet la caractérisation des fractures affectant les séries gréseuses du Buntsandstein, dans différentes positions structurales (Figure 109) : la carrière de Champenay permet l'analyse de la fracturation des grès dans un bassin permien à la base des grès du Buntsandstein, le Sultzerkopf fournit des informations sur la fracturation des Grès Vosgiens à proximité d'une faille majeure d'orientation rhénane, les carrières de Sultz-les-Bains permettent l'analyse de la fracturation affectant les Grès à Voltzia. Le bloc de Marlenheim permet l'analyse de la fracturation affectant les Grès Vosgiens, de façon subcontinue au travers d'un bloc, via une succession d'affleurements (Figure 109). Le premier est situé à proximité d'une faille majeure d'orientation rhénane, au niveau du Rocher du Lion. A l'opposée du bloc, se situe le Rocher Kobus qui est situé à proximité d'une faille d'orientation hercynienne. Entre ces deux sites, le Kronthal permet l'analyse de la fracturation au cœur du bloc, loin des accidents majeurs.

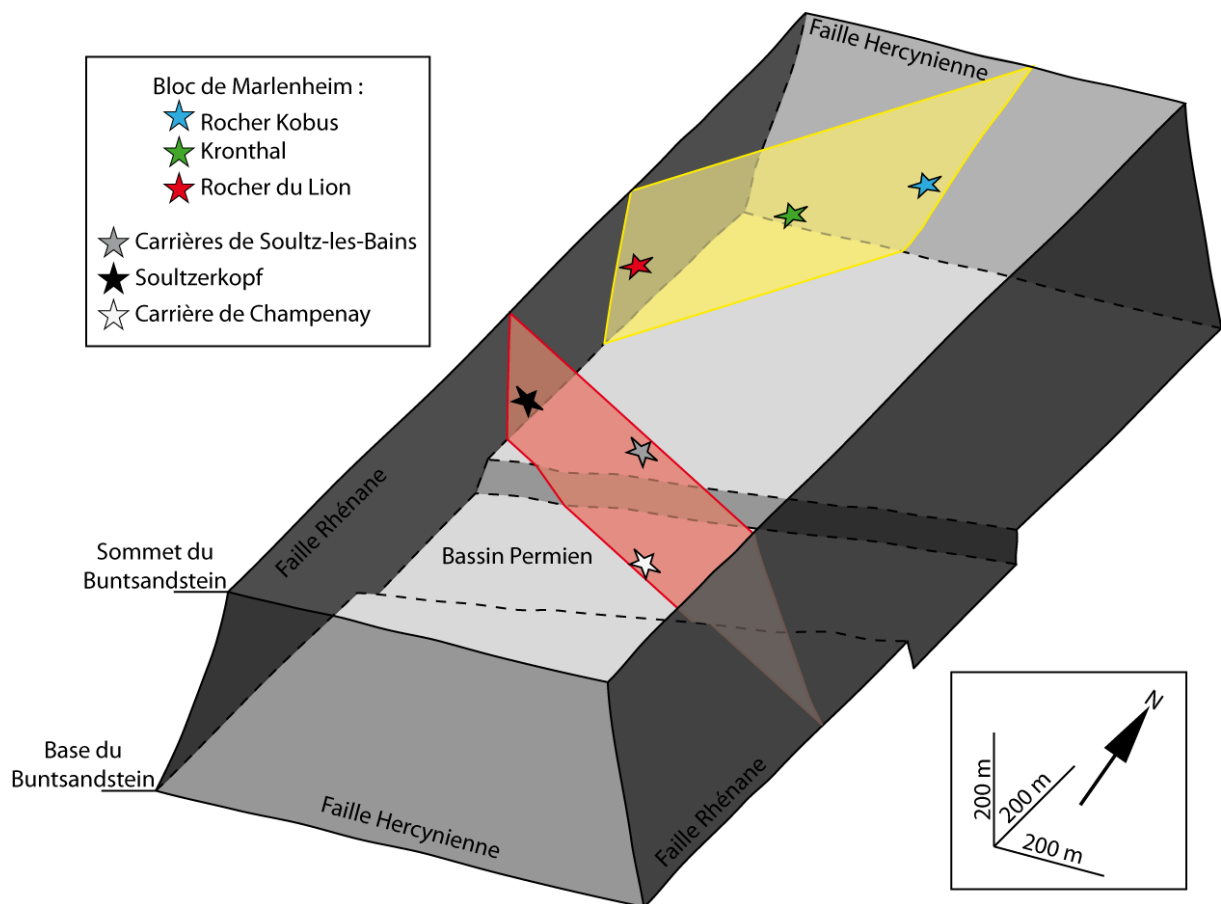


Figure 109 : Disposition structurale des sites d'études de la fracturation affectant les grès du Buntsandstein, replacés dans un bloc conceptuel 3-D, au niveau de deux coupes théoriques (plans rouge et jaune).

3 Le bloc de Marlenheim

3.1 Localisation

Le bloc de Marlenheim est situé dans le champ de fractures de Saverne, qui est le plus étendu des champs de fractures bordant le fossé Rhénan. Ce champ de fractures se présente sous la forme d'un croissant allongé du SSW au NNE, d'une longueur de 90 km et d'une largeur maximum de 20 km. Sa structure interne se compose de horsts et de grabens secondaires. Dans la région de Wasselonne, le horst de Wasselonne ou horst du Kochersberg forme une anomalie topographique positive relativement importante, plongeant vers le Nord. Des stries horizontales y indiquent des mouvements senestres pour les failles de direction NNE/SSW à NE/SW et dextres pour les failles sensiblement orthogonales à cette direction. Le horst du Kochersberg se termine en fuseau vers le Sud, entre le graben de Wasselonne et celui de Westhoffen (Ménillet et al., 1979). Entre Wasselonne et Marlenheim, la Mossig a entaillé le horst du Kronthal. Plusieurs carrières sont visibles depuis la route nationale 4 : le Rocher du Lion, le Kronthal et le Rocher Kobus, constituant les affleurements du bloc de Marlenheim (Figure 110).

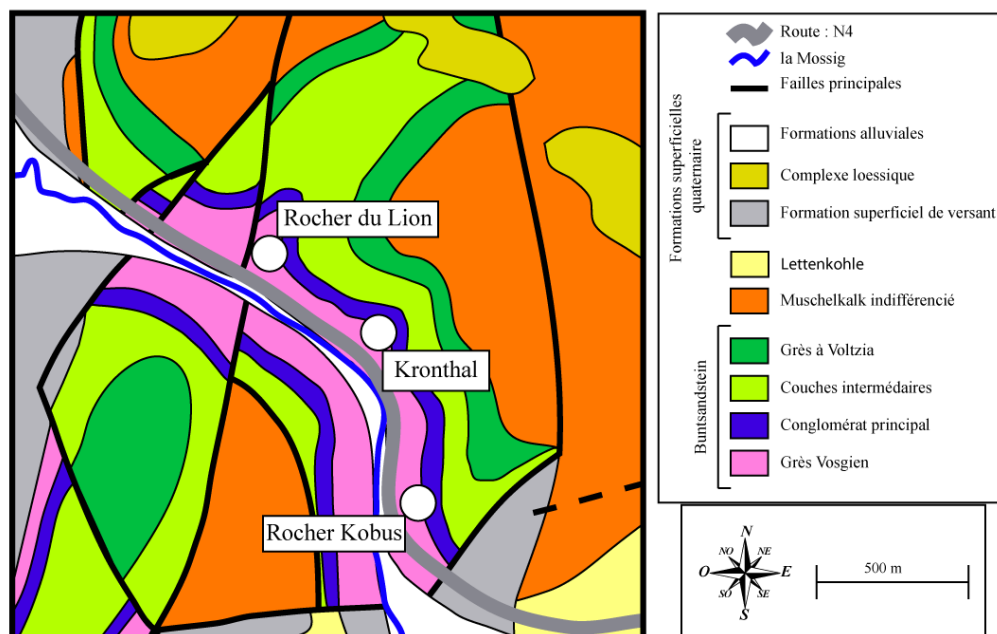


Figure 110 : Localisation des affleurements du bloc de Marlenheim, d'après la carte géologique de la France, feuille Saverne (1/50000)

Le bloc de Marlenheim apparaît ainsi comme un analogue pour le modèle de fracturation des grès du Buntsandstein, en permettant de faire une coupe grâce à une succession de carrières (Figure 111).

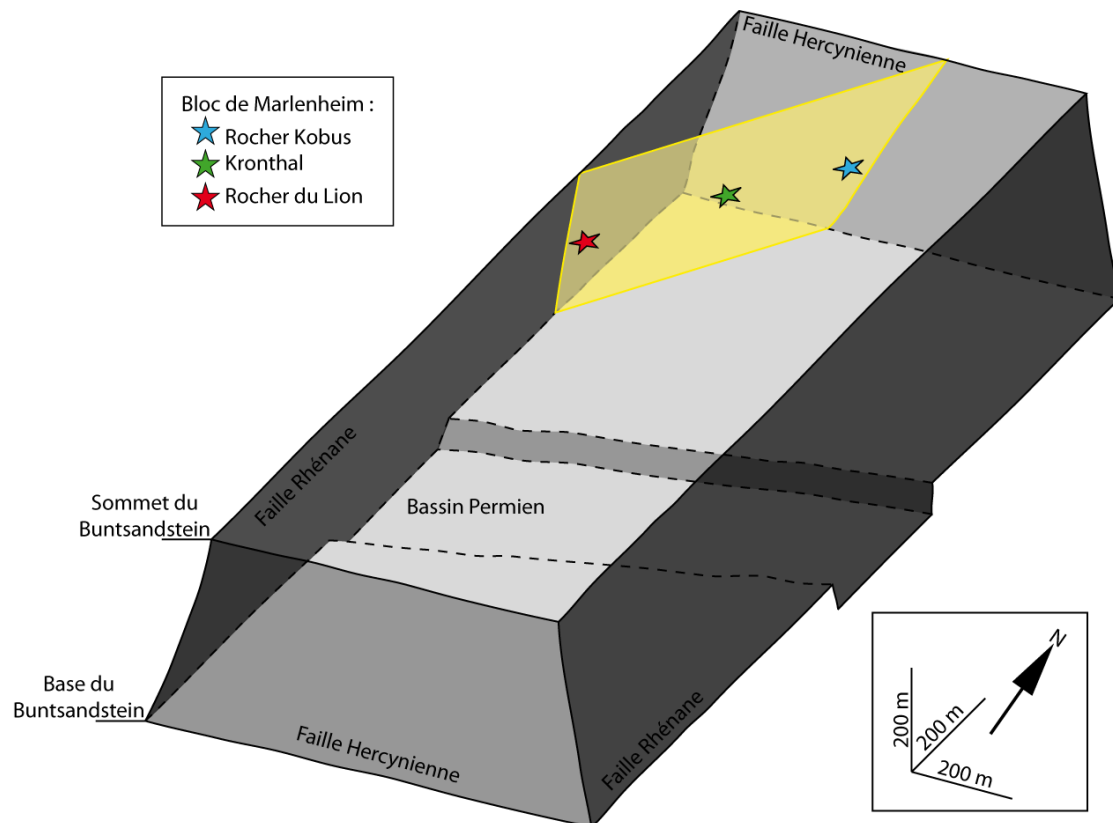


Figure 111 : Disposition structurale des sites du bloc de Marlenheim, replacés dans un bloc conceptuel 3-D au niveau d'une coupe théorique (en jaune)

3.2 Description

Les trois sites d'études se répartissent sous la forme d'affleurements orientés globalement NW/SE, au travers du bloc de Marlenheim, le long de la route nationale 4. Les fronts de taille de ces trois anciennes carrières sont situés dans la partie supérieure des Grès Vosgiens, sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur, avec au sommet le Conglomérat Principal, d'une puissance décamétrique, et directement recouvert par des sols (Figure 110). Les grès sont fins, moyens à grossiers, de couleur jaune, rose, rouge, rouge foncé, contenant des clastes, sub-arrondis à arrondis, centimétriques à pluri-centimétriques généralement de quartz, et des galets d'argiles brunes, dans certains cas seule l'empreinte du galet a été conservée. Les bancs de grès ont des structures globalement horizontales avec une extension généralement décamétrique à hectométrique et une hauteur métrique à décamétrique. Ces corps gréseux sont souvent séparés par de minces niveaux argileux, pouvant être d'extension décamétrique et de hauteur centimétrique.

3.3 Le rocher Kobus

Une faille normale N040°E recoupe l'ensemble des grès exposés, constituant la limite orientale de l'affleurement. Le miroir principal de cette faille est orienté N047°E 85°SE, et présente des stries subverticales. Des plans de glissements secondaires sont observables, formant les limites des lentilles, orientés respectivement N48°E 85°SE et N52°E 80°SE, et présentant des stries verticales (Figure 112A). Cet affleurement permet de construire la géométrie de la fracturation associée à une faille hercynienne et réactivée lors de la déformation cénozoïque.

3.3.1 Fracturation

La fracturation est analysée grâce à trois scanlines (Figure 112B). La première, la plus proche de la zone de faille, est orientée N030° et fait une longueur de 10,5 m. La seconde est orientée N170° et fait une longueur de 9,7 m. La troisième, la plus éloignée de la zone de faille, est orientée N130° et a une longueur de 11 m. La fracturation est caractérisée en fonction de son orientation et de sa position par rapport au plan de faille principal.

- Densité de fractures

La fracturation a une densité le long des scanlines de 1,29 fract/m. La densité de fracturation, recalculée à partir d'une projection des fractures sur un axe virtuel perpendiculaire au plan de faille, est de 1,82 fract/m.

A partir de cette projection, elle peut alors être divisée en deux parties : (1) entre le plan de faille principale et 7 m, la densité est de 3,57 fract/m, (2) entre 7 et 22 m (extension maximale des scanlines par rapport à la faille), la densité est de 0,83 fract/m. Ainsi, la zone endommagée correspond à une zone de forte augmentation de la densité de fracturation qui a une épaisseur de 7 m.

- Orientation des fractures

Trois orientations majeures ressortent : N045°, N110°, N150° et une quatrième moins bien exprimée et orientée N/S (Figure 112B). Des fractures à remplissages de barytine, résultats de paléo-circulations de fluides, sont observables dans des fractures proches de la faille et présentent une orientation moyenne N150° (Figure 112B).

L'analyse structurale de cette zone de faille fait ressortir trois points : (1) les traces de circulation de fluides ayant conduit au colmatage des fractures par de la barytine ne sont

visibles que dans les fractures très proches de la faille et orientées N150°. (2) La zone endommagée de la faille présente une épaisseur d'environ 7 m et est constituée par des fractures orientées essentiellement N110°. (3) En s'éloignant de la zone endommagée, la densité de fracturation diminue fortement, les fractures sont d'abord orientées N110°, puis N45°, et enfin N/S. Il est toutefois important de tenir compte du fait que l'orientation des scanlines peut induire un sur-échantillonnage des fractures subperpendiculaires à la scanline et à un sous-échantillonnage des structures subparallèles à celles-ci.

3.3.2 Perméabilité

Le long des scanlines, des mesures de perméabilité ont été effectuées à l'aide du perméamètre de terrain (Figure 112C). 64 mesures ont été effectuées sur l'ensemble des scanlines, la valeur moyenne est de 72,62 mD (écart type de 142,03 mD), pour des valeurs comprises entre 0,61 et 977,53 mD. Au niveau des lentilles de failles, 11 mesures de perméabilité ont été effectuées parallèlement aux plans de glissement et ont une valeur moyenne de 196,43 mD (écart type de 283,08), pour des valeurs s'étalant de 14,94 à 977,53 mD. De plus, 10 mesures de perméabilité ont été effectuées perpendiculairement aux différents miroirs de faille, et donnent des valeurs comprises entre 0,61 et 3,19 mD, pour une valeur moyenne de 1,26 mD (écart type de 0,60 mD). Ainsi, dans la zone de faille, la perméabilité est plus élevée parallèlement au plan de glissement (Figure 112C). Elle peut également être forte perpendiculairement au plan de glissement, mais seulement à l'intérieur des lentilles, car la perméabilité mesurée directement sur les miroirs de faille donne des valeurs de 1 mD ou inférieures (Figure 112C). Cette valeur étant le seuil de détection de l'appareil, elle montre l'importance de la structuration du matériau sur le plan de glissement.

Loin de la zone de faille, la perméabilité est comprise entre 10 et 100 mD. Ainsi, la zone de faille correspond à une zone de perturbation de la perméabilité, pouvant constituer un drain parallèlement au plan de glissement et une fonction de barrière dans une direction perpendiculaire au plan de faille, notamment du fait des propriétés des plans de glissement. De plus, on observe une diminution de la variabilité des mesures en dehors de la zone endommagée de la faille.

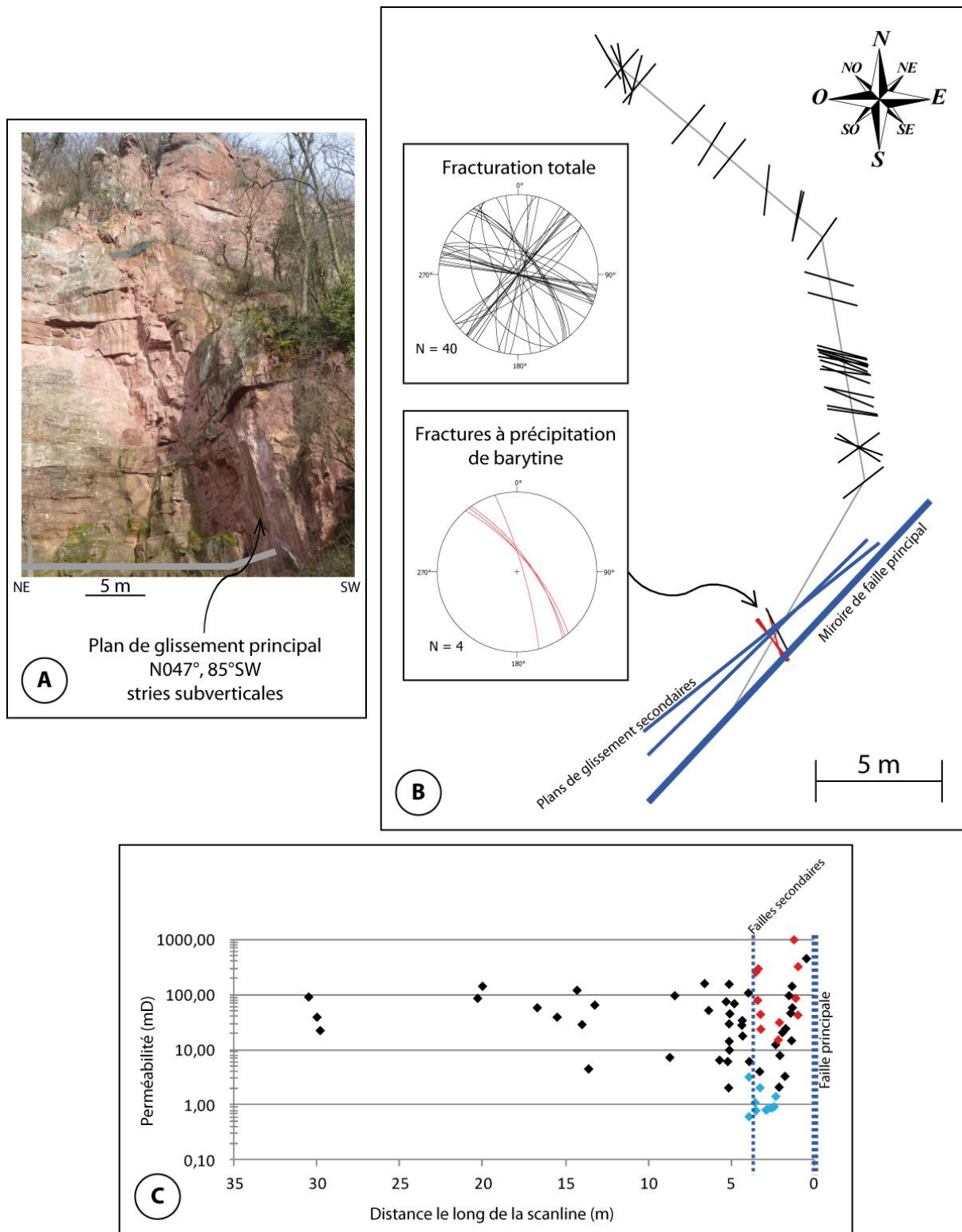


Figure 112 : (A) photo de l'affleurement du rocher Kobus avec en gris la position des scanlines, (B) vue aérienne de la répartition de la fracturation (en noir), par rapport à la faille, le long des scanlines en gris, diagramme en rosace de la fracturation totale et, en rouge, des fractures avec précipitation de barytine, (C) mesures de perméabilité effectuées à l'aide du perméamètre de terrain, en noir les mesures effectuées orthogonalement au front de faille, en rouge les mesures effectuées parallèlement aux miroirs de faille au niveau des lentilles de failles, en bleu, les mesures de perméabilité effectuées perpendiculairement et directement sur les miroirs de failles

3.4 Le rocher du Lion

L'affleurement se trouve à proximité d'une faille majeure, d'azimut N010°, qui n'affleure pas mais qui ressort dans la topographie (Figure 110). Des plans de glissements, présentant des stries subverticales, sont observables dans la zone étudiée. L'analyse de la fracturation du rocher du Lion permet la caractérisation des grès à proximité d'une faille orientée N/S.

3.4.1 Fracturation

La fracturation est analysée le long de deux scanlines, sur 75 m de longueur, en s'éloignant progressivement de la faille majeure (Figure 113) : la première, au Nord, est orientée N135° sur une longueur de 40 m, la seconde plus au Sud, est orientée N130° sur une longueur de 35 m.

- Densité de fractures

La densité de fractures, pour l'ensemble de l'affleurement, est de 3,85 fract/m. Cette fracturation est répartie de manière hétérogène. En effet, sept couloirs fortement fracturés ressortent nettement, sub parallèles à la faille majeure, et affectant le front de taille sur toute sa hauteur (Figure 113). Dans ces couloirs, les fractures sont souvent parallèles et des précipitations de barytine sont observables. Ils sont d'une largeur moyenne de 2,50 m et sont séparés par des zones dans lesquelles les fractures sont distribuées.

Le couloir de fractures 1, d'une largeur de 65 cm, présente une densité de 10,77 fract/m, le couloir de fractures 2, d'une largeur de 1,40 m, indique une densité de 14,29 fract/m, le couloir de fractures 3, d'une largeur de 2,50 m, présente une densité de 6,00 fract/m, la densité de fracturation est de 9,50 fract/m dans le couloir 4 qui fait 2 m de largeur, alors que la densité de fracturation diminue à 3,78 fract/m dans le couloir 5 qui fait 1,85 m de largeur, puis elle augmente à 7,46 fract/m dans le couloir de fractures 6 qui fait 6,30 m de largeur, et enfin, la densité de fracturation est de 8,95 fract/m dans le couloir de fractures 7 qui fait 1,60 m de largeur. Entre ces différents couloirs fracturés, la fracturation apparaît distribuée et présente une densité moyenne de 3,05 fract/m.

- Orientation des fractures

Quatre orientations sont reconnues : une orientation principale N040-060°, associée à des fractures orientées selon un axe N/S, E/W et N130° (Figure 113). Ces quatre orientations s'expriment en dehors des couloirs de fracturation, ainsi que dans les couloirs fracturés 6 et 7.

Dans le couloir 1, la fracturation est essentiellement orientée N040-060° et E/W. Dans le couloir 2, la fracturation est orientée N040-060° et N130°. Dans le couloir 3, la fracturation comprend les fractures orientées N040-060°, E/W et N130°. Dans le couloir 4, la fracturation est subméridienne et N040-060°, alors que dans le couloir 5, la fracturation est orientée N040-060°. Les fractures présentant un remplissage par de la barytine sont principalement orientées N040-060° ou N/S.

L'analyse structurale de cet affleurement indique que la fracturation, en s'éloignant de la faille orientée N/S, est très dense avec une orientation principale N040-060°. Elle se répartit sous la forme d'une série de couloirs fortement fracturés dans lesquels les fractures peuvent être subparallèles entre elles. Chaque couloir de fracturation présente ses propres caractéristiques. Ils sont entourés par des zones dans lesquelles la fracturation est distribuée et moins dense. De plus, les fractures présentant un remplissage par de la barytine sont principalement d'orientation hercynienne et très peu dans les plans d'orientation oligocène. Les paléo-circulations de fluides se feraient alors suite à la mise en place de ces structures anté-oligocènes.

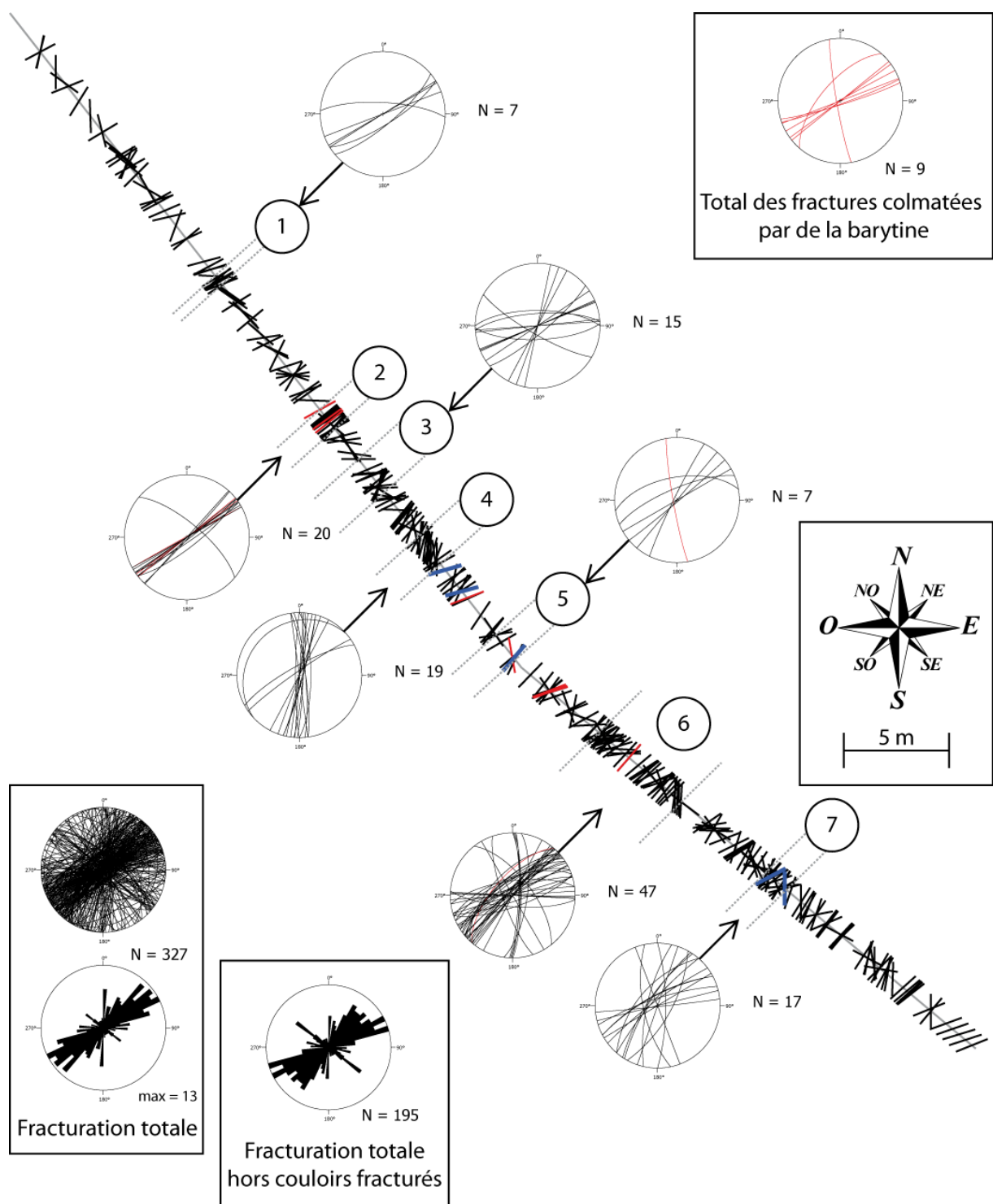


Figure 113 : Vue aérienne de la répartition de la fracturation (en noir) le long des scanlines (en gris), ainsi que des plans de glissement (en bleu) et des fractures colmatées par de la barytine (en rouge). Rosaces de la fracturation totale, de la fracturation de chaque couloir fracturé, de fractures colmatées par de la barytine.

3.4.2 Perméabilité

Des mesures de perméabilité ont été réalisées, à l'aide du perméamètre de terrain, le long de trois couloirs de fracturation et de leurs bordures, afin d'analyser l'impact de ces zones fracturées. Les mesures sont réalisées perpendiculairement à la paroi.

Les 30 mesures de perméabilité réalisées le long du couloir fracturé 1 ont une valeur moyenne de 168,17 mD (écart type de 127,73 mD), et sont comprises entre 3,89 et 498,49 mD (Figure 114). A l'extérieur du corridor fracturé, la perméabilité est globalement constante et est de l'ordre de 200 mD. La perméabilité chute brutalement au niveau des bordures internes du couloir fracturé, jusqu'à 3,89 mD. Enfin dans le couloir, la perméabilité va présenter des valeurs très hétérogènes, comprises entre 4 et 500 mD. La perméabilité varie fortement dans le couloir de fractures alors qu'elle apparaît plus homogène à l'extérieur du couloir, bien que les mesures soient réalisées dans la même unité lithologique.

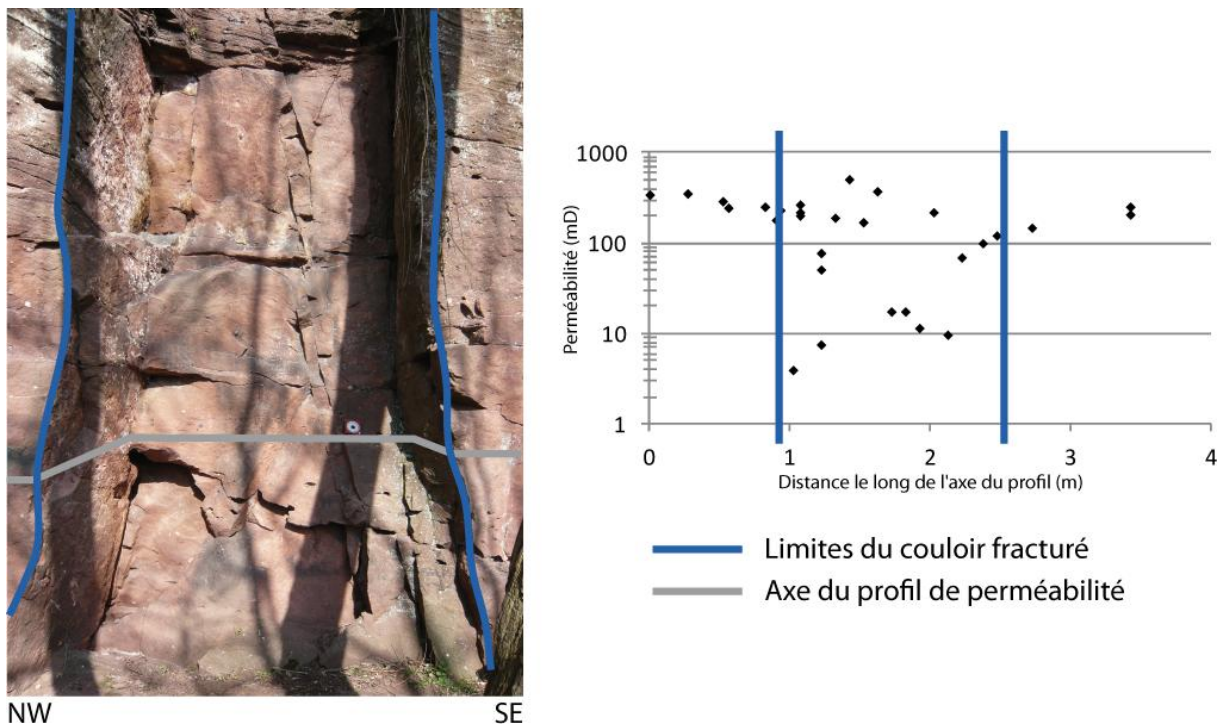


Figure 114 : Profil de perméabilité réalisé le long du couloir fracturé 1

Les 16 mesures réalisées le long du couloir fracturé 5 sont comprises entre 30,99 et 1863,85 mD, pour une valeur moyenne de 491,34 mD (écart type de 499,17 mD) (Figure 115). La perméabilité sur les bordures du couloir fracturé présente des valeurs de l'ordre de 100 mD. La perméabilité ne présente pas de variations importantes au cœur du couloir de fractures, seules deux mesures sont de l'ordre de 1,5 D.

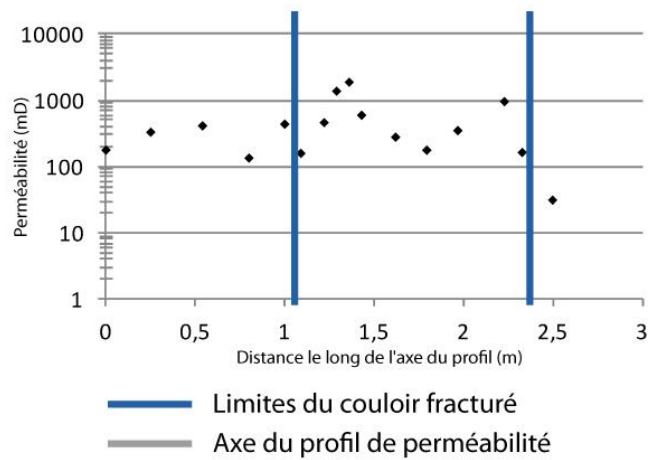


Figure 115 : Profil de perméabilité réalisé le long du couloir fracturé 5

Les 51 mesures de perméabilité effectuées au travers du couloir fracturé 6 ont une valeur moyenne de 285 mD (écart type de 343,99 mD), et sont comprises entre 6,81 mD et 1863,85 mD (Figure 116). La perméabilité est faible sur les bordures du couloir fracturé, de l'ordre de 10 mD. Dans le couloir de fractures, la perméabilité est de l'ordre de 100-300 mD, avec localement des valeurs faibles, d'environ 10 mD, et des valeurs très élevées, de l'ordre de 1,5 D.

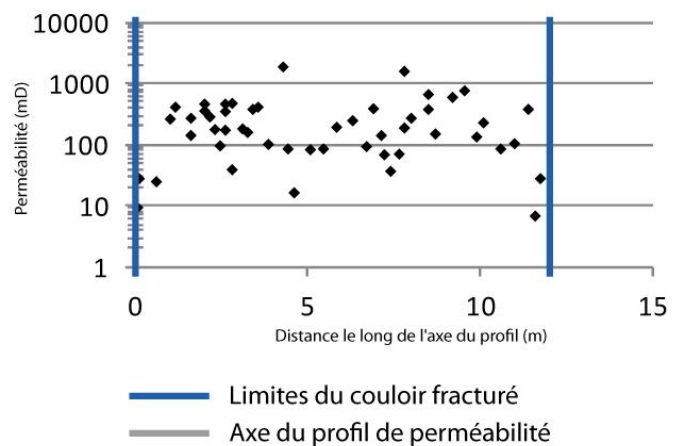
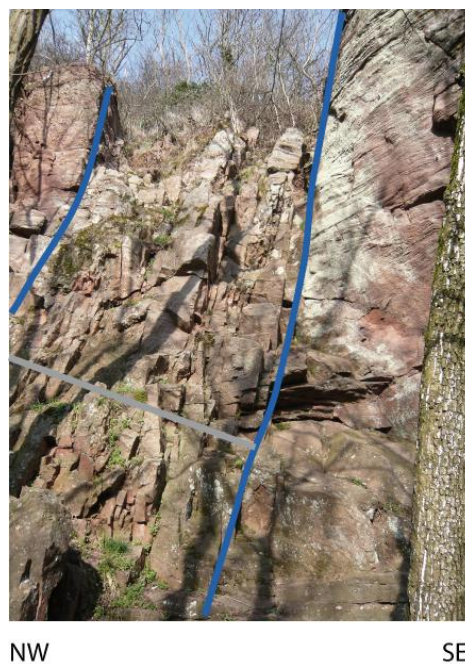


Figure 116 : Profil de perméabilité réalisé le long du couloir fracturé 6

Les perméabilités mesurées à l'extérieur des couloirs de fractures présentent des valeurs homogènes, alors qu'elles sont variables à l'intérieur de ces couloirs. Enfin, elles diminuent fortement sur les bordures de ces couloirs de fractures.

3.5 Le Kronthal

Le Kronthal est localisé dans la partie centrale du bloc de Marlenheim, entre le Rocher du Lion au NW et la rocher Kobus au SE (Figure 110). L'affleurement se trouve à environ 400 m de la faille N/S du rocher du Lion, 700 m de la faille N047° du rocher Kobus et 500 m de la faille N/S qui constitue la bordure orientale du bloc. Le Kronthal permet, le long de 300 m d'affleurement, l'analyse de la fracturation affectant le cœur d'un bloc, c'est-à-dire loin des structures de bordures du bloc.

3.5.1 Fracturation

La fracturation est analysée le long de scanlines, divisées en 4 zones, sur une longueur totale de 246 m, selon un azimut moyen d'environ N140° (Figure 117). Du Nord au Sud :

- La zone 1 comprend 3 scanlines : la scanline 1 fait une longueur de 12 m et est orientée N140°, la scanline 2 fait 7 m de longueur et est orientée N110°, puis la scanline 3 est orientée N160° pour une longueur de 11m.

Les zones 1 et 2 sont séparées par une zone de végétation de 15 m de longueur.

- La zone 2 est composée par 3 scanlines : la scanline 1 mesure 30 m de longueur et est orientée N145°, la scanline 2 de 60 m de longueur est orientée N140°, la scanline 3 fait 40 m de longueur et est orientée N145°.

Les zones 2 et 3 sont séparées par une zone de végétation de 10 m de longueur.

- La zone 3 est composée par une scanline de 35 m de longueur orientée N140°.

Les zones 3 et 4 sont séparées par une zone de végétation de 12 m de longueur.

- La zone 4 est composée par 3 scanlines : la scanline 1 fait une longueur de 26 m et est orientée N115°, la scanline 2 est orientée N175° et fait 17 m de longueur, la scanline 3 fait 8 m de longueur et est orientée N130°.

- Densité des fractures

La densité de fracturation moyenne est de 1,36 fract/m. Elle est pour la zone 1 de 2,10 fract/m, pour la zone 2 de 1,05 fract/m, pour la zone 3 de 1,69 fract/m, et pour la zone 4 de 1,51 fract/m. Sur l'ensemble de l'affleurement, la fracturation apparaît globalement distribuée, avec localement de petits couloirs fracturés, présentant une forte densité de fracturation, à l'extension latérale et verticale limitées (Figure 117). Toutefois, la fracturation est la plus dense dans la partie la plus septentrionale de l'affleurement, à proximité d'une faille d'orientation N040° qui constitue la bordure Nord de la zone d'étude. Elle présente des traces de précipitation de barytine (Figure 117). Sur l'ensemble de l'affleurement, sept autres failles ont été localisées. Toutes présentent des stries subverticales. A proximité des ces failles, la fracturation se densifie, formant ainsi des zones endommagées d'une épaisseur moyenne de 5 m. Il apparaît également des zones d'ordre métrique à décamétrique présentant une absence totale de fractures. Enfin, les fractures à colmatage de barytine sont peu nombreuses. Cette observation suggère un impact très limité des circulations de fluides dans les fractures au centre du bloc.

- Orientation des fractures

Les fractures s'organisent autour d'une orientation principale comprise entre N000° et N025° (Figure 117) et de deux orientations secondaires: E/W et N120°. Mais, une variation de l'orientation des fractures en fonction de la position dans le bloc est observée (Figure 117) : dans la zone 1, les fractures sont préférentiellement orientées N0° et N120°. La zone 2 comprend des fractures principalement orientées E/W ainsi que deux familles de fractures secondaires orientées N020° et N120°. La zone 3 est essentiellement composée de fractures orientées N020° alors que la zone 4 comprend des fractures orientées N040°. Il apparaît ainsi qu'en allant du NW vers le SE de l'affleurement, les fractures orientées selon un azimut N120° disparaissent progressivement.

L'analyse structurale de l'affleurement du Kronthal suggère que la fracturation, au centre du bloc de Marlenheim, présente une densité plus faible que les affleurements des bordures avec peu d'indice de circulation de fluide dans les fractures. La fracturation apparaît globalement distribuée dans le centre du bloc sauf à proximité des failles. La fracturation est marquée par 3 orientations majeures : N000-020° est l'orientation la plus fréquente et affecte l'ensemble des zones, N090° et N120°.

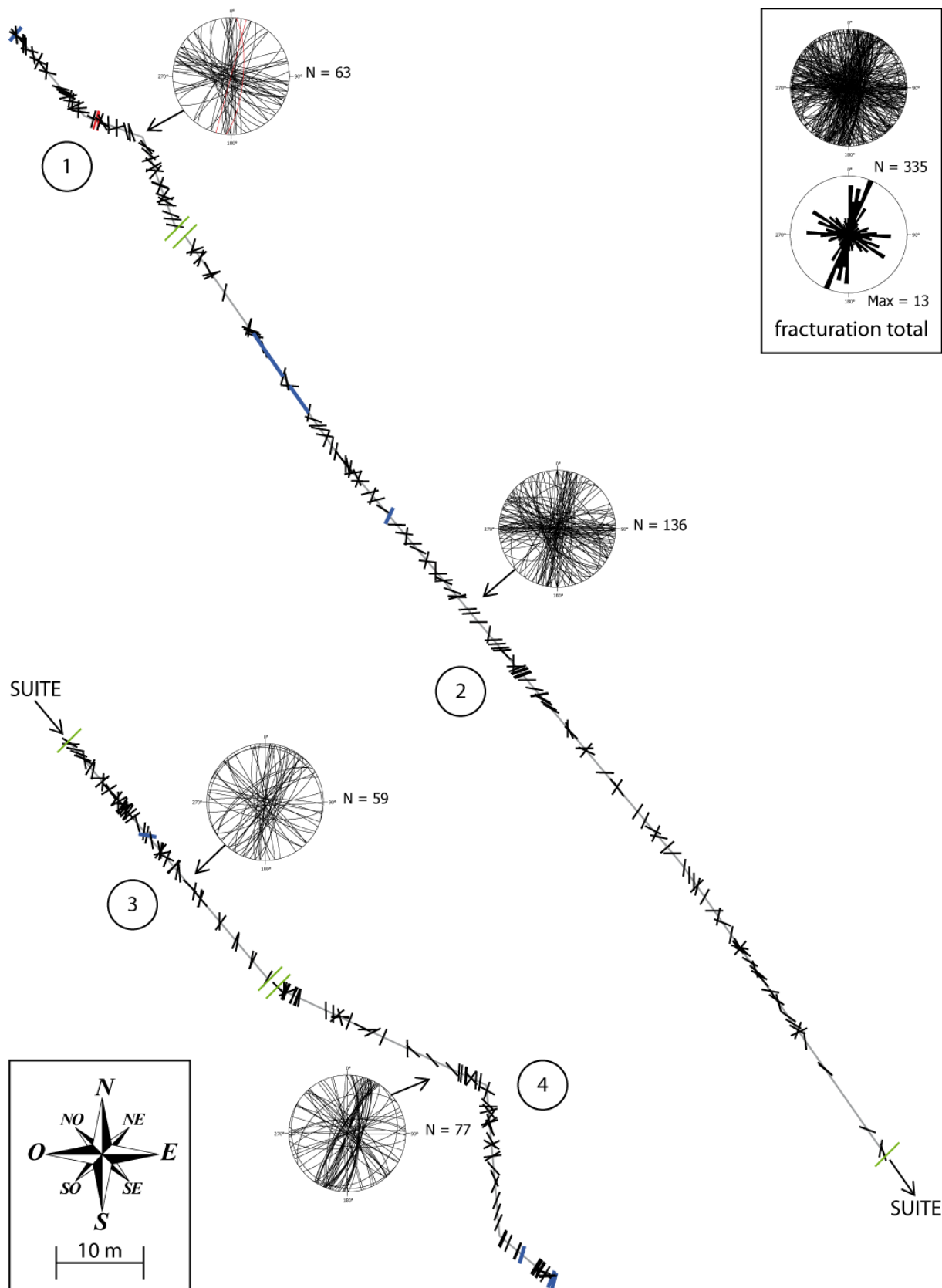


Figure 117 : Vue aérienne de la répartition de la fracturation (en noir) le long des scanlines (en gris) à partir des relevés effectués au Kronthal. En rouge, les fractures à colmatage de barytine, en bleu, les plans de faille. Les 4 zones sont délimitées par des traits verts, la distance entre les différentes zones n'étant pas respectée

3.5.2 Perméabilité

Des mesures de perméabilité ont été effectuées pour les 4 zones d'analyse de la fracturation. Les 58 mesures réalisées dans la zone 1 sont comprises entre 1,50 et 4205,44 mD, avec une valeur moyenne de 630,94 mD (écart type de 972,50 mD) (Figure 118). Les mesures indiquent de fortes hétérogénéités, notamment à proximité de la faille orientée N040°. Globalement, la perméabilité tend à diminuer en s'éloignant de cette faille, pour se stabiliser autour de valeurs de l'ordre de 100 mD, au delà de 20 m de l'accident. La variation de perméabilité est la plus importante dans la zone endommagée de la zone de faille. Au-delà de la zone endommagée, les variations de perméabilité sont contrôlées par la relativement forte fracturation qui permet de maintenir localement des perméabilités élevées. Les perméabilités les plus faibles sont provoquées par les variations sédimentaires et par les précipitations de barytine dans les fractures.

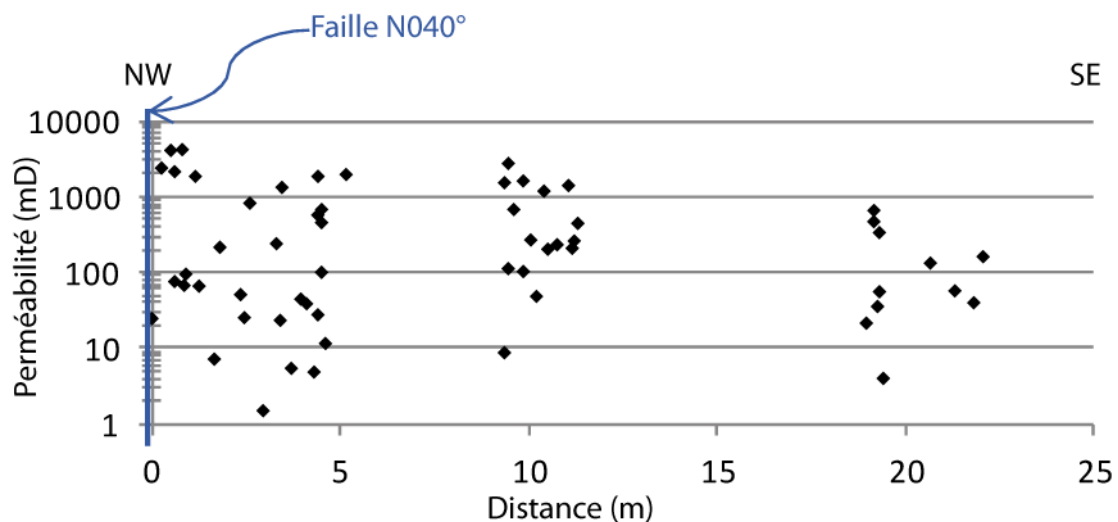


Figure 118 : Mesures de perméabilité réalisées à l'aide du perméamètre portable, dans la zone 1, du Kronthal (Figure 117)

Les 79 mesures de perméabilités réalisées dans la zone 2 ont une valeur moyenne de 376,64 mD (écart type de 413,84 mD), et varient entre 10,09 et 2027,55 mD (Figure 119). Les mesures de perméabilité sont réalisées en s'éloignant d'une faille orientée N140°, subparallèle à l'axe de la scanline. Les mesures montrent de fortes hétérogénéités de perméabilité, notamment à proximité de la faille. Globalement, la perméabilité tend à diminuer en s'éloignant de cette faille vers le Sud avec des valeurs comprises entre 11 et 500 mD, notamment en diminuant les valeurs de perméabilité les plus fortes. Au-delà de la zone endommagée, les variations de perméabilité sont contrôlées par des variations sédimentaires, l'impact de la fracturation est peu important.

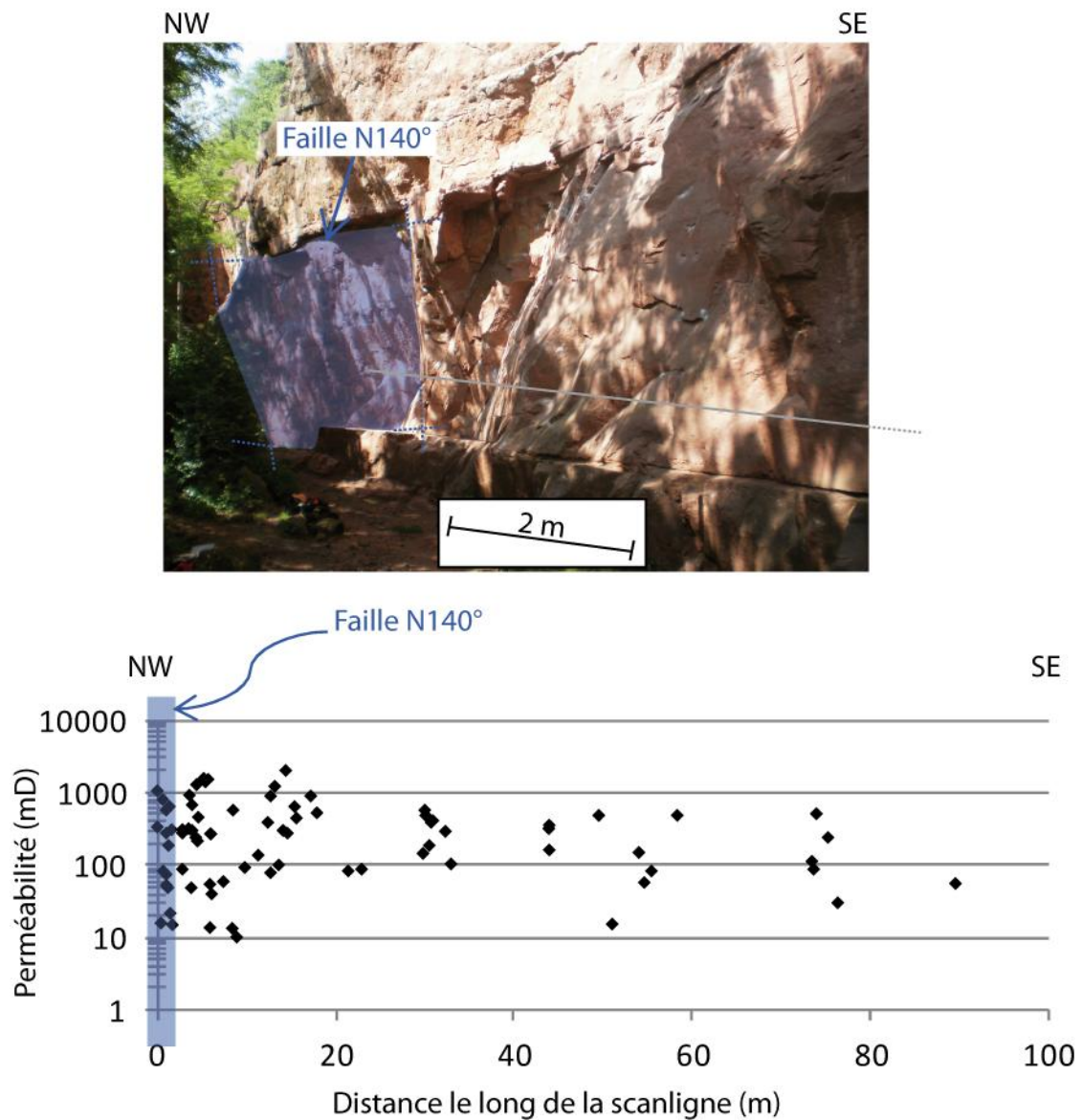


Figure 119 : Mesures de perméabilité réalisées à l'aide du perméamètre portable, dans la zone 2, du Kronthal (Figure 117) (en gris : l'axe de la scanline)

Les 17 mesures réalisées dans la zone 3 sont comprises entre 13,73 et 738,36 mD, avec une valeur moyenne de 233,14 mD (écart type de 211,83 mD) (Figure 120). Les perméabilités sont les plus faibles au centre de la zone, à proximité d'une faille mineure (Figure 117).

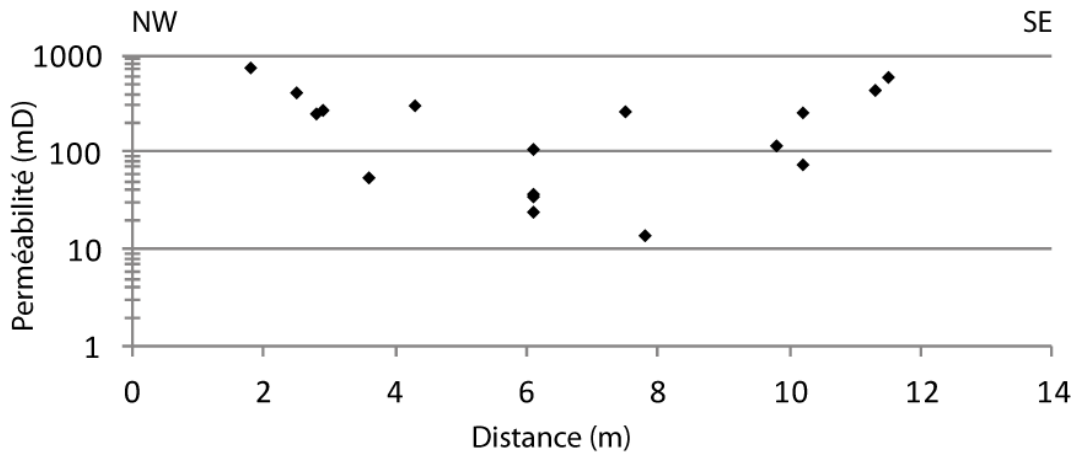


Figure 120 : Mesures de perméabilité réalisées à l'aide du perméamètre portable, dans la zone 3, du Kronthal (Figure 117)

Les 22 mesures réalisées dans la zone 4 ont une valeur moyenne de 439,17 mD (écart type de 473,35 mD), et s'étalent de 64,28 à 1665,97 mD (Figure 121). Les mesures sont réalisées dans un petit couloir de fractures, de 2 m de largeur. Deux zones de forte perméabilité (de l'ordre de 1D) sont localisées à proximité de fractures.

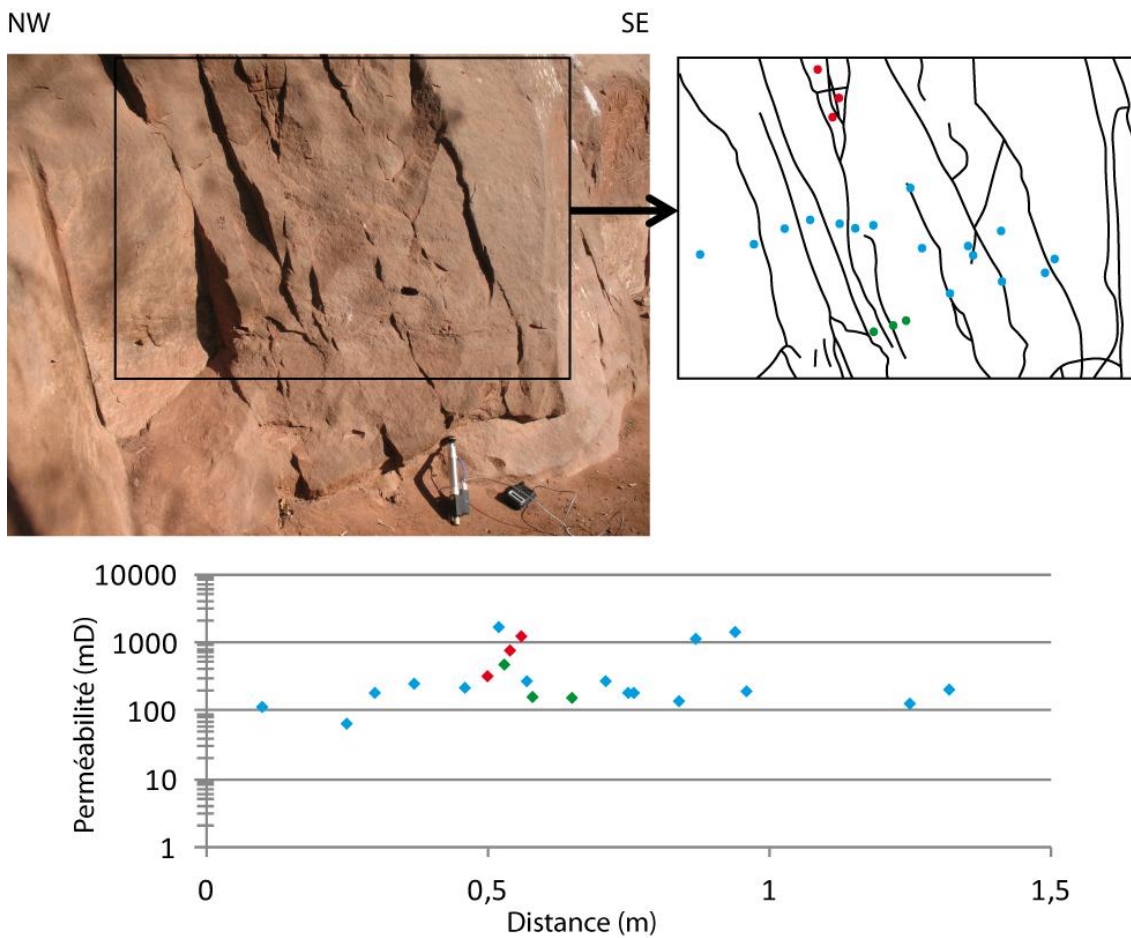


Figure 121 : Mesures de perméabilités réalisées à l'aide du perméamètre portable, dans la zone 4, du Kronthal (Figure 117). Les différentes couleurs aident à la localisation des points de mesures

Sur l’affleurement, dans la zone 4, nous avons également effectué des mesures perpendiculairement aux plans structurant la formation (Figure 122) : les plans de stratification et les plans de fractures. Perpendiculairement à la stratification, la perméabilité est de l’ordre de 20 mD, alors qu’elle est supérieure de 1 à 2 ordres de grandeurs parallèlement à la stratification. Perpendiculairement à la fracturation, les valeurs mesurées sont de l’ordre de 50 mD, ce qui tend à confirmer un effet d’anisotropie de perméabilité induit par la présence de plans de stratification et de fracturation.

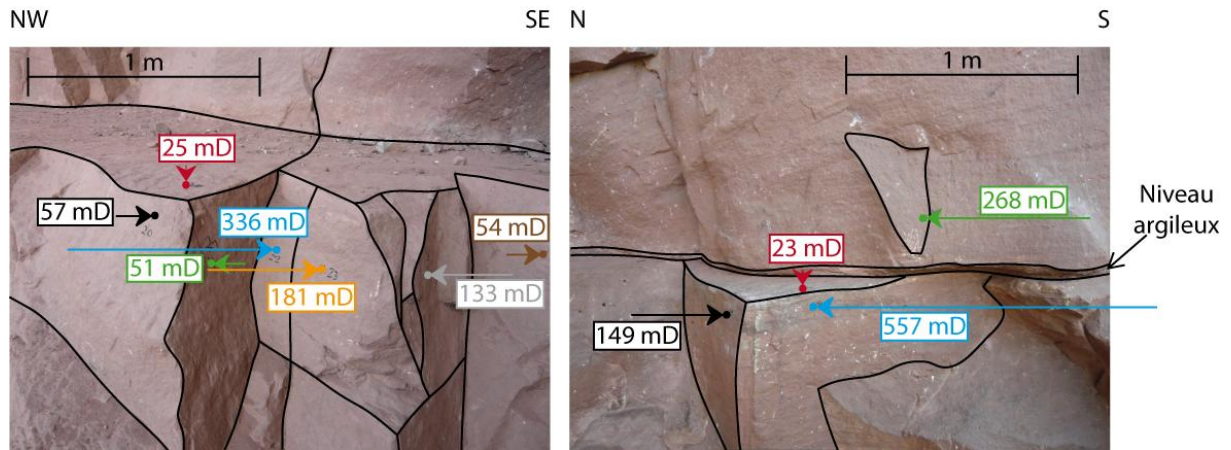


Figure 122 : Mesures de perméabilité réalisées à l’aide du perméamètre portable, dans la zone 4, du Kronthal (Figure 117). Analyse de l’anisotropie de perméabilité

4 Le Soutzkerkopf

4.1 Localisation

L'affleurement du Soutzkerkopf se situe dans le champ de fractures de Saverne, sur la bordure orientale du horst du Hochwald, à proximité de la Faille Rhénane Occidentale, orientée N050°E (Figure 123). Le horst du Hochwald forme une structure de la bordure occidentale du fossé Rhénan. Il est bien délimité par deux failles majeures, quasi symétriques par rapport à son axe d'allongement : au SE la Faille Rhénane qui marque un rejet trois fois plus important que la faille située au NW (1500 m contre 500 m). La structure interne du horst est monoclinale avec un pendage Sud (Ménillet et al., 1989) (Figure 123).

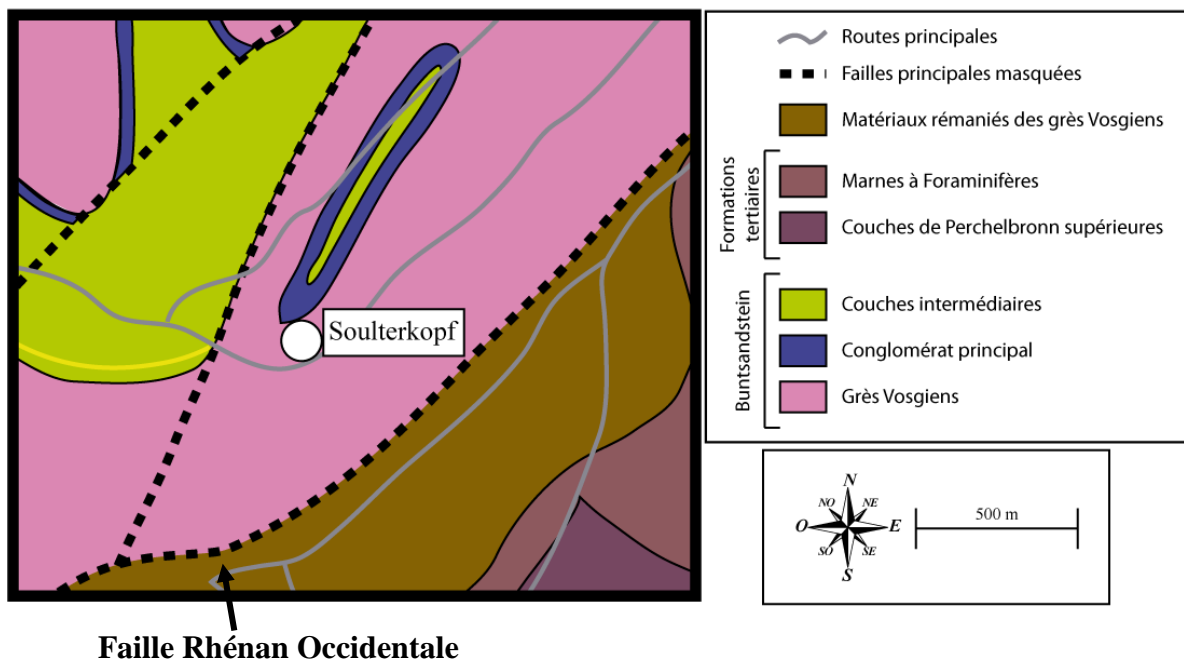


Figure 123 : Carte de localisation de l'affleurement du Soutzkerkopf, d'après la carte géologique de la France, feuille Lembach (1/50000)

Cette ancienne carrière permet de caractériser la fracturation affectant les Grès Vosgiens, à proximité d'une faille majeure bordière d'orientation rhénane (Figure 124).

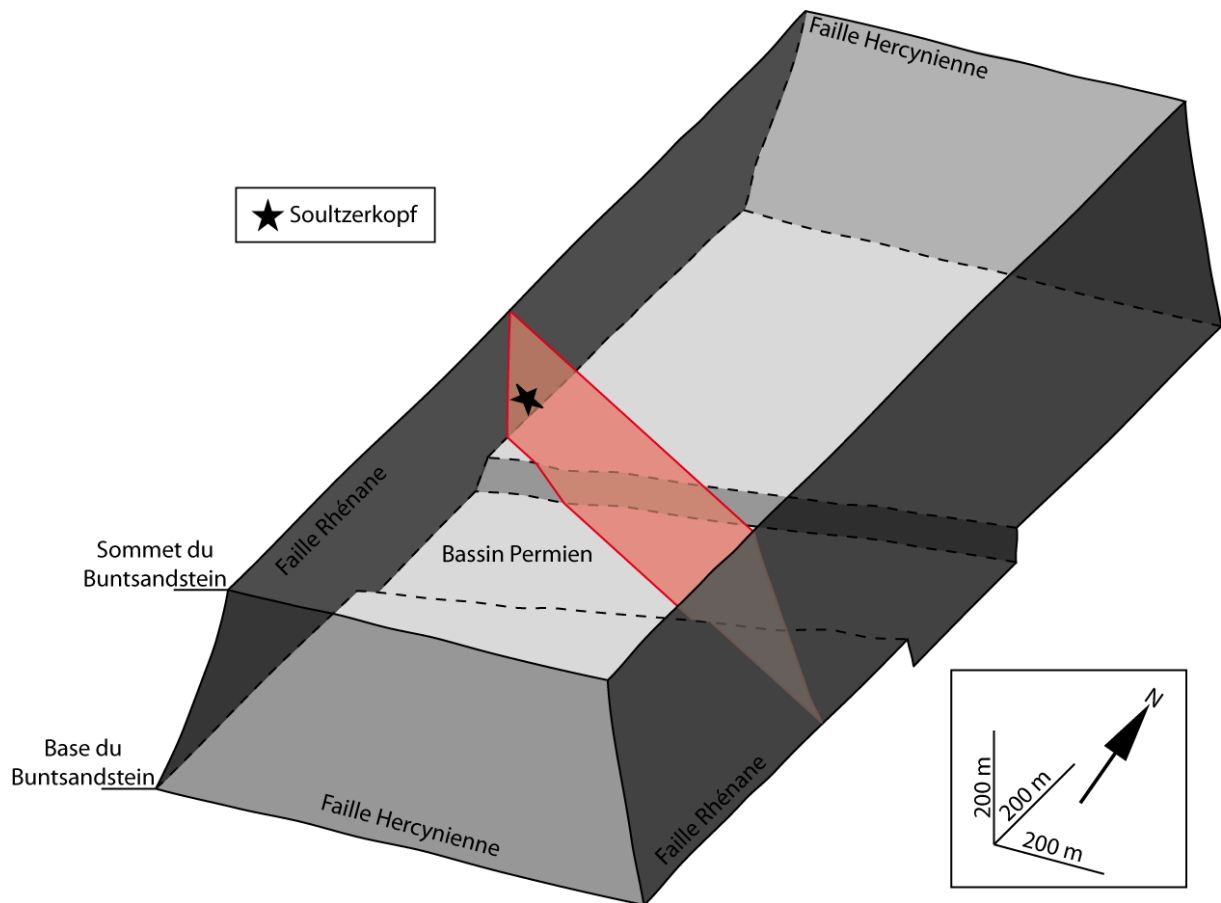


Figure 124 : Disposition structural du Sultzerkopf, replacé dans un bloc conceptuel 3-D au niveau d'une coupe théorique (en rouge)

4.2 Description

L'ancienne carrière du Sultzerkopf met à l'affleurement la partie supérieure des Grès Vosgiens (Figure 123). Au dessus, se trouve le Conglomérat Principal, les Couches Intermédiaires et localement les Grès à Voltzia, qui constituent les formations du sommet du horst du Hochwald (Figure 123). Les grès sont fins à moyens, localement grossiers, apparaissant bien cimentés et lessivés sur l'ensemble de l'affleurement. Les grès ont une couleur jaune, blanchâtre, orange, rouge clair, rosâtre, à patine sombre, grise ou noirâtre. Ils se composent de bancs de grès continus à l'échelle de l'affleurement, de tailles décimétriques à pluri métriques, intercalés par de fins niveaux argileux continus.

4.3 Fracturation

La fracturation est analysée le long du front de taille globalement orienté NW/SE, sur une longueur d'environ 30 m (Figure 125). Deux voies d'escalades nous ont permis d'étudier la fracturation des grès sur une hauteur d'environ 10 m, dans la partie NW de la paroi. L'analyse de la fracturation n'a pu être réalisée qu'à hauteur d'homme sur le reste de l'affleurement (Figure 125A). L'affleurement présente un couloir fracturé d'une largeur d'environ 1,50 m, limitée par les conditions d'affleurement (Figure 125B). D'une hauteur d'environ 5 m, ce couloir fracturé est constitué notamment par quelques fractures recoupant l'ensemble de l'affleurement.

L'approche est différente de celle utilisée lors de l'analyse structurale du Bloc de Marlenheim, du fait d'une organisation particulière de la fracturation. En effet, les fractures apparaissent généralement limitées à l'intérieur des bancs qui sont intercalés entre de minces joints argileux. La fracturation est analysée banc par banc et dans le couloir de fracture, permettant de suivre son évolution « verticale ».

4.3.1 Densité de fractures

La densité de fracturation est donnée pour chacun des bancs gréseux (Figure 125A) et pour l'ensemble du couloir fracturé (Figure 125 B). Il apparaît une importante variation de la densité de fractures intra-bancs: soit les bancs sont fortement fracturés, de l'ordre de 7 à 9 fract/m, soit ils présentent une faible densité de fracturation, de l'ordre de 1 à 3 fract/m. Aucune fracture ne recoupe verticalement tous les bancs. Toutefois, quelques rares fractures traversent plusieurs bancs. Cependant, la plupart des fractures recoupent le banc dans lequel elles se trouvent, depuis sa base jusqu'à son sommet, sans propagation aux bancs inférieurs ou supérieurs.

Le couloir fracturé, subparallèle au front de taille principal, présente une densité de fracturation importante de 22,60 fract/m. Il se compose de plusieurs fractures recoupant l'affleurement sur toute sa hauteur et par un grand nombre de fractures aux extensions limitées, se branchant fréquemment sur les fractures de grandes extensions.

4.3.2 Orientation des fractures

Les fractures sont principalement orientées N040°, avec des familles secondaires orientées N120°, N160°, et N/S (Figure 125C). Les bancs fortement fracturés sont affectés par des fractures essentiellement orientées N120°, N160° et N040°, et dans une moindre mesure N/S. Les bancs à faible densité ne comprennent que des structures orientées N160°. Enfin le couloir fortement fracturé est essentiellement composé de fractures orientées selon des azimuts compris entre N040° et N120° (Figure 125B).

Les fractures du Sultzerkopf, qui se situe à proximité de la faille Rhénane occidentale, sont globalement distribuées sur l'ensemble de l'affleurement, sauf au niveau du couloir fracturé. Cet affleurement présente la particularité d'avoir une densité de fracturation qui varie d'un banc à l'autre, entre 0,20 et 9,10 fract/m. Les fractures sont globalement à fort pendage. La fracturation s'organise suivant quatre familles principales, d'orientation : N040°, N120°, N160°, et N/S. Seules les fractures orientées N160° se trouvent sur l'ensemble des bancs de l'affleurement. Les fractures du couloir de fractures sont principalement orientées N040° et N120°. Le couloir de fractures présente une très forte densité de fracturation, les fractures s'organisant en deux groupes : (1) les fractures à forte extension affectant l'affleurement sur toute sa hauteur et (2) les fractures à l'extension limitée, se branchant couramment sur les premières.

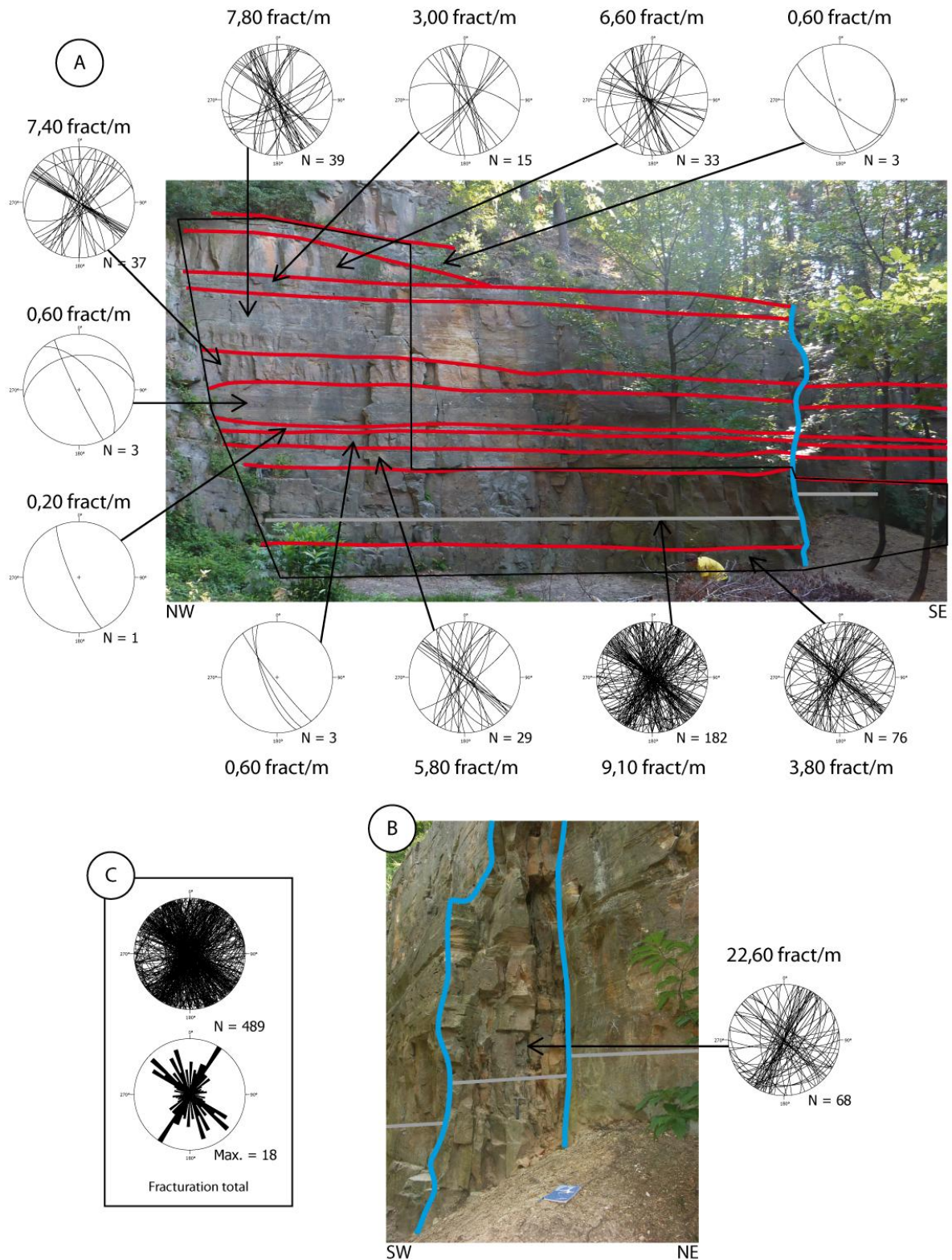


Figure 125 : (A) Analyse et densité de la fracturation du front de taille principal du Sultzerkopf, les limites entre les bancs sont marquées en rouge, le couloir fracturé est marqué en bleu, le cadre noir pointe la zone dans laquelle les mesures d'orientation de fracture ont été réalisées (B) analyse de la fracturation dans le couloir fracturé, perpendiculaire au front de taille principal, (C) fracturation totale du Sultzerkopf : front de taille principal et couloir fracturé. Le trait gris marque le profil selon lequel les mesures de perméabilité ont été effectuées

4.4 Perméabilité

La perméabilité a été mesurée à l'aide du perméamètre de terrain, le long d'un profil longeant l'ensemble de l'affleurement et incluant le couloir fracturé (Figure 126). Les 20 mesures de perméabilité ont une valeur moyenne de 133,97 mD (écart type de 145,05 mD), avec des valeurs comprises entre 2,41 et 445,57 mD. Les perméabilités mesurées sur le front de taille principal indiquent des valeurs comprises entre 10 et 100 mD, avec localement une forte diminution de la perméabilité. La perméabilité apparaît surtout très hétérogène dans le couloir de fractures : elle est de l'ordre de 500 mD à proximité de mesures de l'ordre de 20 mD.

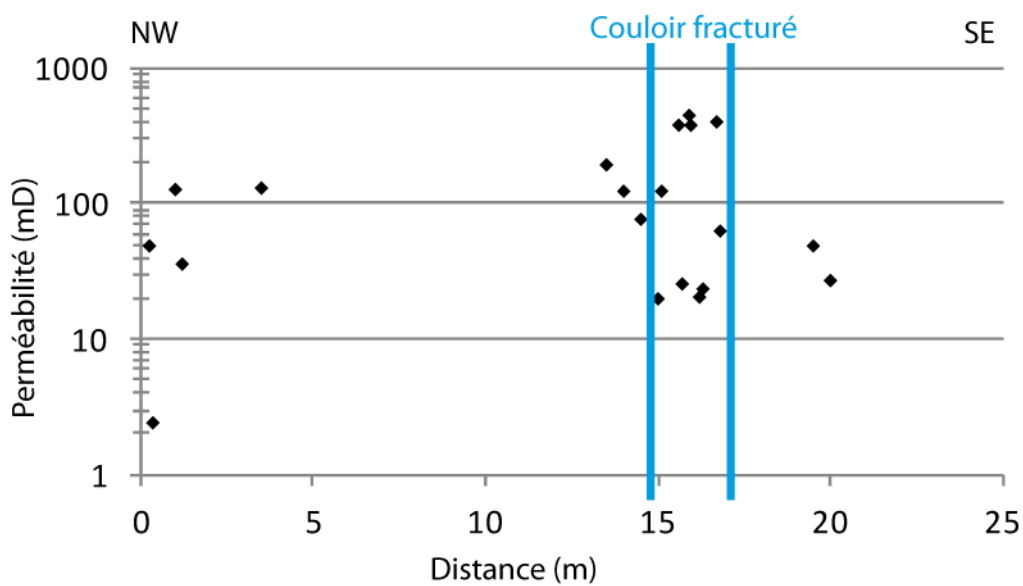


Figure 126 : Mesures de perméabilité réalisées sur les grès du Sultzerkopf (le couloir fracturé est orienté SW/NE)

5 Les Carrières Royales

5.1 Localisation

Les Carrières Royales (Figure 108) sont localisées sur la commune de Soultz-les-Bains (Bas-Rhin) (Figure 127), dans la partie orientale du champ de fractures de Saverne, à proximité de la Faille Rhénane Occidentale. Au Nord de la vallée de la Bruche, les compartiments où affleurent les séries du Trias Moyen et Supérieur, sont caractérisés par une structure sub-monoclinale. Dans ce cas, les termes de horst et de graben sont alors communément remplacés respectivement par ceux de dôme et cuvette (Théobald et al., 1975).

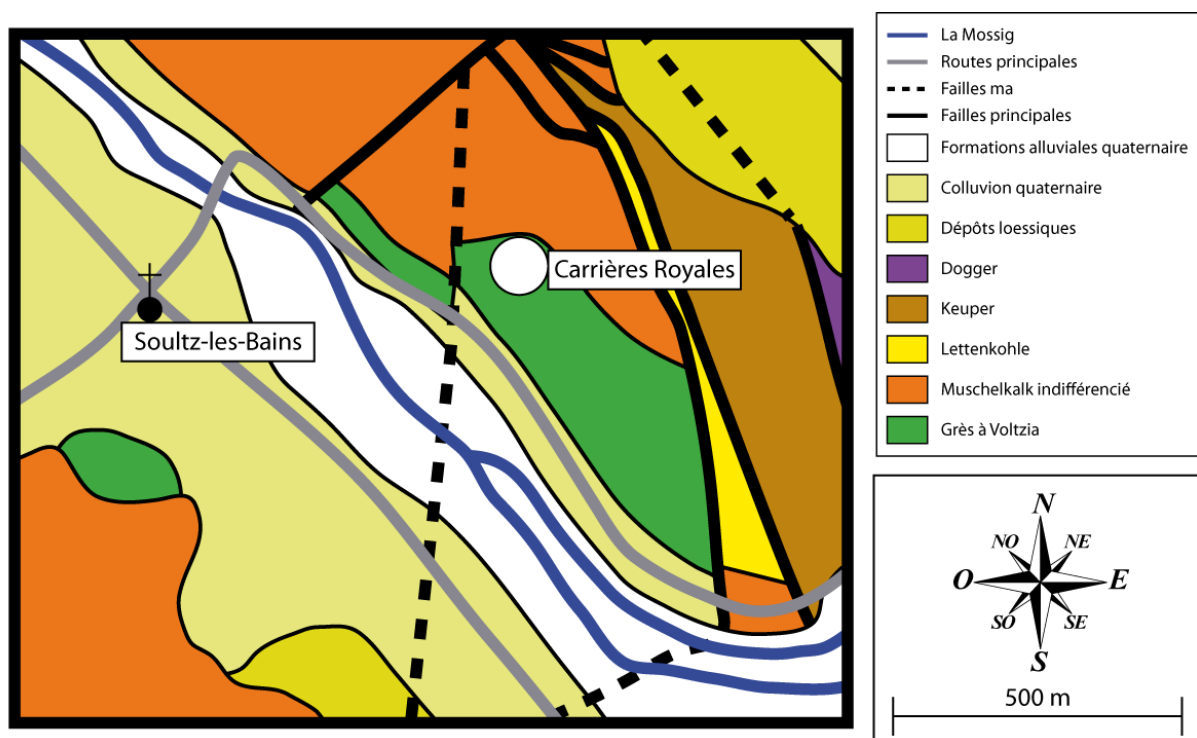


Figure 127 : Carte de localisation des carrières Royales de Soultz-les-Bains, d'après la carte géologique de la France, feuille Molsheim (1/50000)

Cette ancienne carrière permet de caractériser la fracturation affectant les grès du Buntsandstein Supérieur, non loin d'une faille majeure bordière d'orientation rhénane (Figure 128).

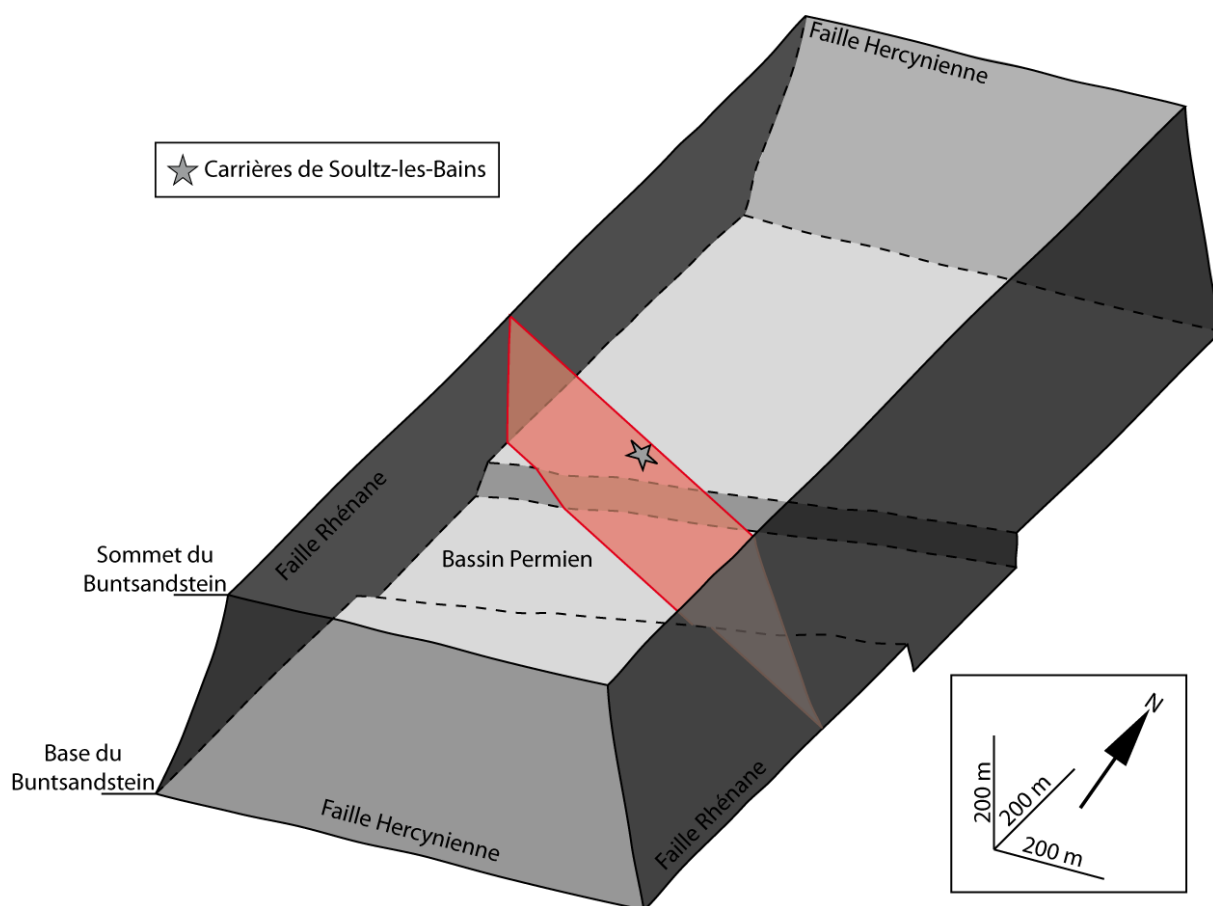


Figure 128 : Disposition structurale des carrières Royales de Sultz-les-Bains, replacées dans un bloc conceptuel 3-D au niveau de d'une coupe théorique (en rouge)

5.2 Description

Le front de taille principal des Carrières Royales de Sultz-les-Bains fait une longueur de près de 100 m. Cette carrière permet la mise à l'affleurement des Grès à Voltzia, du Buntsandstein Supérieur (Figure 129A). A la base de la carrière, se trouve la formation des Grès à Meules (Figure 129A). Ils sont constitués par des bancs de grès massifs de couleur rose et gris, sous la forme de lentilles entre lesquelles s'intercalent des lentilles argileuses, fossilifères (Théobald et al., 1975). Les lentilles gréseuses, compactes, ont une taille d'ordre métrique. Ces grès sont composés de grains de quartz fins, cimentés par des argiles, et par des micas. Des traces d'oxydes de fer sont observables dans certaines fractures, ainsi que des dendrites de manganèse. Cette formation fait une puissance de près de 10 m. Au-dessus des Grès à Meules, se trouvent les Grès Argileux (Figure 129A). Ces derniers présentent des bancs fossilifères à stratification horizontale, de couleur violacée (Théobald et al., 1975), sur une puissance de près de 10 m. Enfin, au sommet du front de taille, se trouvent les Grès Coquillers du Muschelkalk (Figure 129A), de couleur jaune clair, composés par des bancs

fossilifères bien lités d'épaisseur métrique, à stratification horizontale (Théobald et al., 1975) et d'une puissance d'environ 10 m.

Les Grès à Meules et les Grès Argileux se sont déposés dans un domaine margino-littoral, deltaïque ou estuarien. Ainsi, l'évolution des dépôts s'est faite de manière progressive, il n'y a pas de limite franche entre les faciès gréseux et argileux, mais une transition de faciès. Il est fréquent de trouver des lentilles gréseuses intercalées dans la formation des Grès Argileux (Figure 129B).

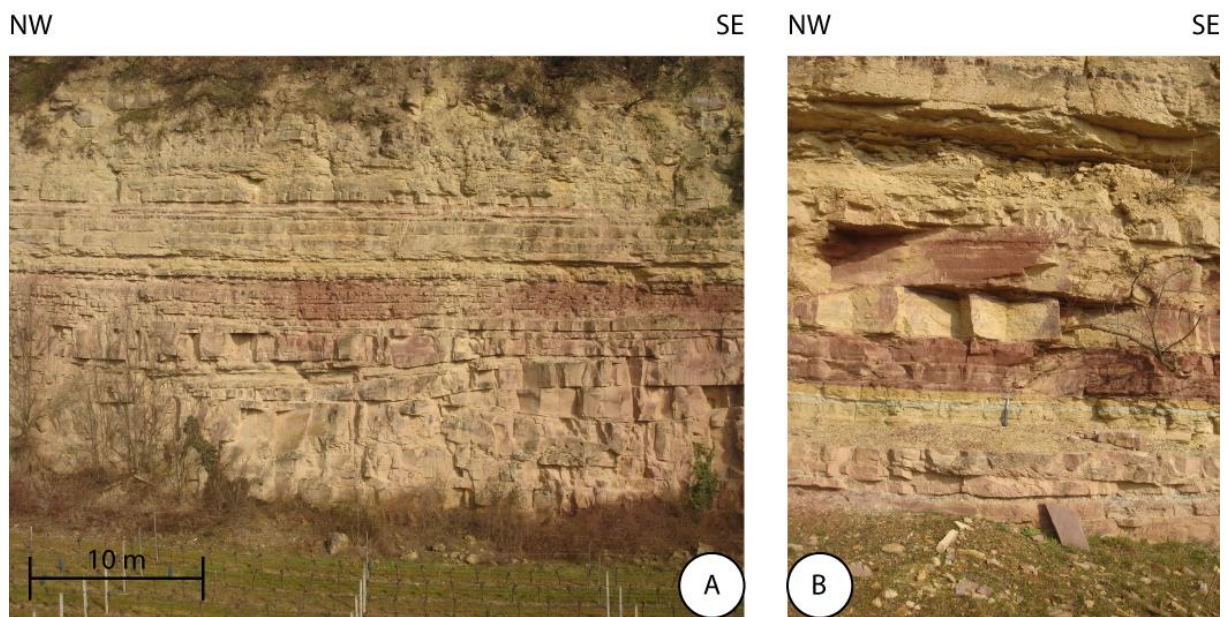


Figure 129 : (A) Photo du front de taille principal des Carrières Royales : à la base les Grès à Meules au-dessus desquels se trouvent les Grès Argileux, formant ensemble les Grès à Voltzia du Buntsandstein Supérieur. A sommet, se trouvent les Grès Coquilliers du Muschelkalk. (B) Photo montrant l'intercalation de lentilles gréseuses au cœur des niveaux argileux

5.3 Analyse de la fracturation

La fracturation est caractérisée le long de 4 scanlines, parallèles au front de taille principal qui est globalement orienté N135° sur près de 80 m de longueur, et le long du front de taille secondaire est qui orienté N045°, sur 4 m de longueur (Figure 130). Dans cette carrière, il est possible de suivre l'évolution de la fracturation à travers la formation des Grès à Voltzia. Cependant, comme la transition entre les Grès à Meules et les Grès Argileux n'est pas continue et nette, nous proposons une analyse de la fracturation en distinguant (1) la fracturation affectant les lentilles gréseuses, de la formation des Grès à Meules, de (2) la fracturation affectant les lentilles argileuses, de la formation des Grès Argileux.

5.3.1 Densité des fractures

Comme le sentier le long du front de taille est globalement en pente descendante du Nord vers le Sud, et que les bancs argileux et gréseux présentent une stratification subhorizontale, il n'a pas été possible d'analyser la fracturation affectant l'intégralité de chacun des bancs. Les niveaux gréseux et argileux sont minces vers le haut de la formation. Au milieu de la formation, les deux types de bancs sont épais, ils sont minces en allant vers le bas. A la base du front de taille, les lentilles gréseuses sont épaisses, les niveaux argileux sont alors très minces.

La densité de fracturation des niveaux argileux est plus importante dans la partie supérieure de la formation (Figure 130), passant de 6,25 fract/m au sommet, à 2,05 fract/m au milieu de la formation. La densité de fracturation affectant les lentilles gréseuses apparaît également plus forte dans les lentilles situées dans la partie supérieure de la séquence : 5,75 fract/m, alors que dans les lentilles situées à base de la séquence ont une densité de 0,83 fract/m.

Ainsi, la fracturation apparaît globalement plus dense dans les niveaux les moins épais. Une forte densité de fracturation est notamment observable en allant vers le sommet de la séquence argilo-gréseuse, où les bancs sont minces. La densité de fracturation est plus faible vers la base, où les bancs gréseux sont épais et les bancs argileux très peu exprimés.

5.3.2 Orientation des fractures

Les fractures affectant les lentilles gréseuses sont principalement orientées N/S et E/W avec une troisième famille de fractures orientée N110°.

Les fractures affectant les niveaux argileux sont principalement orientées N160°, deux directions secondaires ressortent également, N060° et N110° (Figure 130).

La fracturation affectant les grès à Voltzia des Carrière Royales de Soultz-les-Bains présente une organisation distribuée mais organisée de façon différente dans les lentilles gréseuses, assimilables aux Grès à Meules, et dans les lentilles argileuses, assimilables aux Grès Argileux. La fracturation apparaît dense dans les niveaux gréseux et argileux qui sont peu épais, vers le sommet de la séquence. Elle apparaît peu dense dans les niveaux gréseux épais, séparés par de minces niveaux argileux non-fracturés, vers la base de la séquence. Les niveaux gréseux sont caractérisés par une fracturation orientée N/S, E/W et N110°, alors que les niveaux argileux sont affectés par des fractures orientées N160°, N060° et N110°.

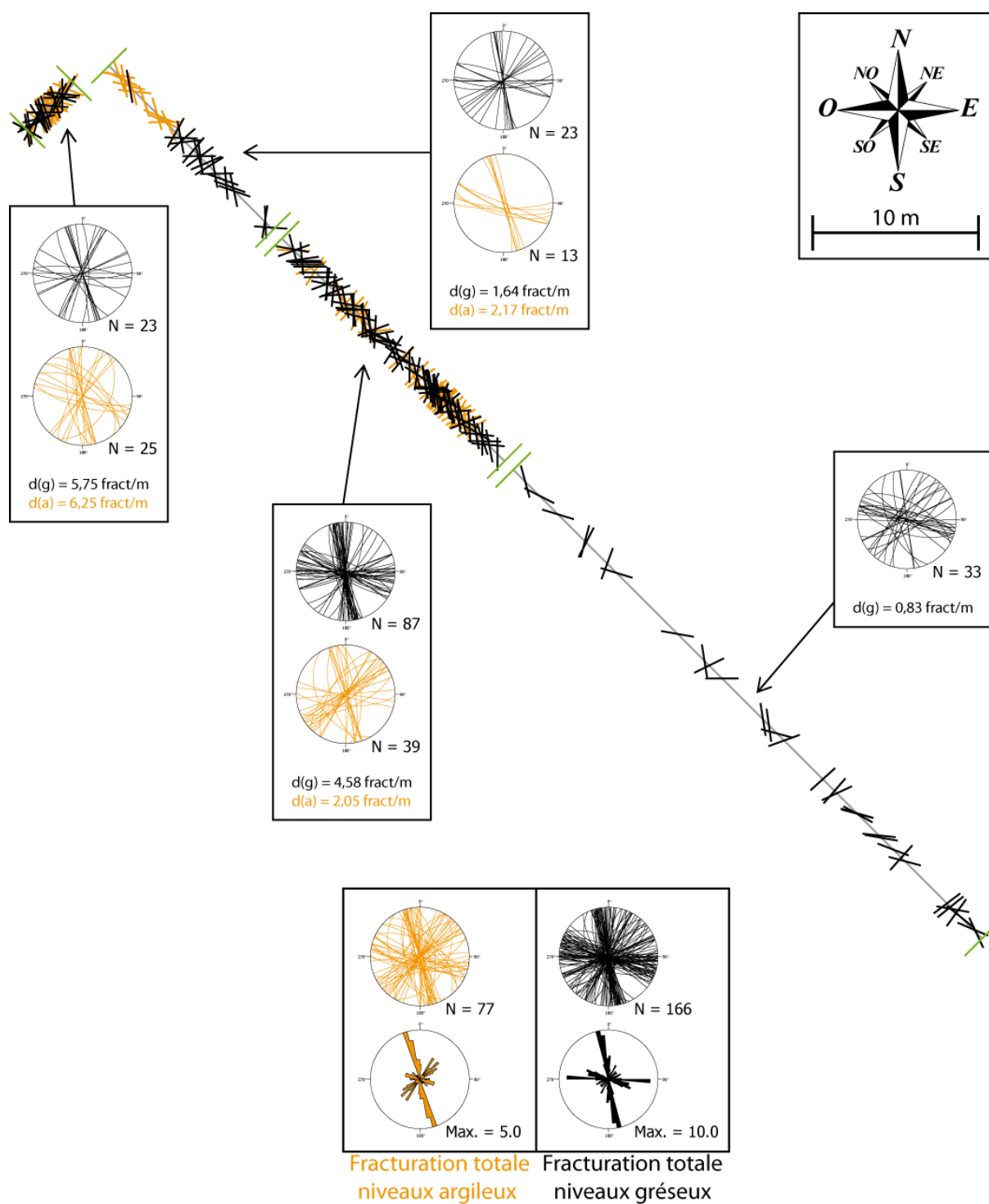


Figure 130 : Vue aérienne de la répartition de la fracturation affectant les Grès à Voltzia des Carrières Royales, densité et orientation de la fracturation, $d(g)$ = densité de la fracturation affectant les niveaux gréseux, $d(a)$ = densité de fracturation affectant les niveaux argileux. En noir : les fractures affectant des lentilles gréseuses, en orange : les fractures affectant les niveaux argileux, en gris : les scanlines. Les 4 zones analysées sont délimitées par des traits verts, la distance entre les différentes zones n'est pas respectée.

5.4 Analyse de la perméabilité

Une série de tests de perméabilité a été réalisée sur les Grès à Voltzia des Carrières Royales, à l'aide du perméamètre de terrain. Avec cette technique, certains échantillons ont des valeurs correspondant au seuil de détection de l'appareil. Ainsi, 10 échantillons ont été prélevés afin de réaliser des mesures de perméabilité à l'azote, permettant de mesurer des perméabilités plus faible que 1mD. Les 10 échantillons ont été prélevés le long du front de taille principal, dans les lentilles gréseuses, un seul échantillon a pu être prélevé dans une lentille argileuse. Les mesures de perméabilité ont été réalisées sur des carottes parallèles et perpendiculaires à la stratification. Sur l'échantillon argileux, seul une carotte a pu être réalisée perpendiculaire à la stratification. Pour cet échantillon, la perméabilité mesurée est de 0,01 mD. Pour les neuf autres échantillons (Figure 131), les mesures de perméabilité effectuées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,02 et 19,90 mD, pour une valeur moyenne de 5,22 mD (écart type de 7,66 mD), alors que les mesures de perméabilité effectuées perpendiculairement à la stratification ont une valeur moyenne de 0,87 mD (écart type de 1,17 mD), pour des valeurs allant de 0,01 à 3,08 mD. Il ressort que les mesures de perméabilité réalisées parallèlement à la stratification sont supérieures ou égales à celles mesurées perpendiculairement à la stratification, avec des écarts pouvant atteindre un ordre de grandeur (Figure 131). La perméabilité est croissante du sommet vers la base de la série, correspondant à une augmentation de l'épaisseur des bancs. (Figure 131). Elle est probablement liée à une évolution des faciès pétrographiques qui serait également cohérente avec la densité de fracturation, du fait d'une évolution de la cohésion des roches.

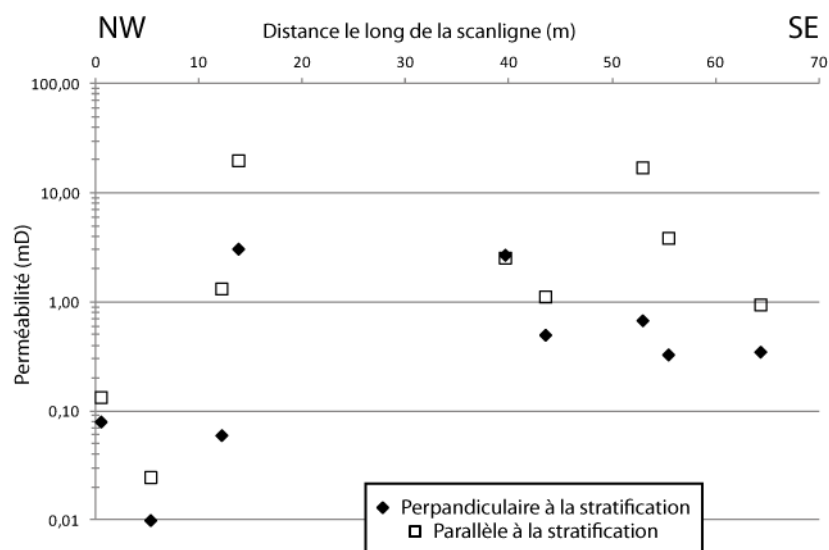


Figure 131 : Mesures de perméabilité effectuées dans les Grès à Voltzia des Carrières Royales

6 La carrière de Champenay

6.1 Localisation

Les Grès Permien de la carrière de Champenay (Bas-Rhin) (Figure 108 & Figure 132) appartiennent au bassin de Saint Dié qui s'étend au NW des Vosges Cristallines, depuis Bruyère jusqu'au Donon, en passant par Saint Dié (Von Eller et al., 1975). Au Permien Inférieur, deux dépressions de direction ENE/WSW, entre Saint Dié et Villé et entre Raon-sur-Plaine et le Nideck, se remplissent successivement à l'Autunien et au Saxonien.

Plus généralement, le Permien, dans la partie septentrionale des Vosges, commence avec des dépôts datant de l'Autunien et se poursuit sans interruption notable jusqu'au Buntsandstein. Six formations ont été identifiées : les couches d'Albé et les couches de Triembach, à l'Autunien, les couches de Meisenbuckel et les couches de Frapelle, au Saxonien, les couches de Champenay et les couches de Saint Dié, au Thuringien. L'Autunien et le Saxonien correspondent respectivement à l'Unterrotliegende et à l'Oberrotliegende, alors que le Thuringien correspond aux équivalents continentaux du Zechstein en Allemagne (Von Eller et al., 1975).

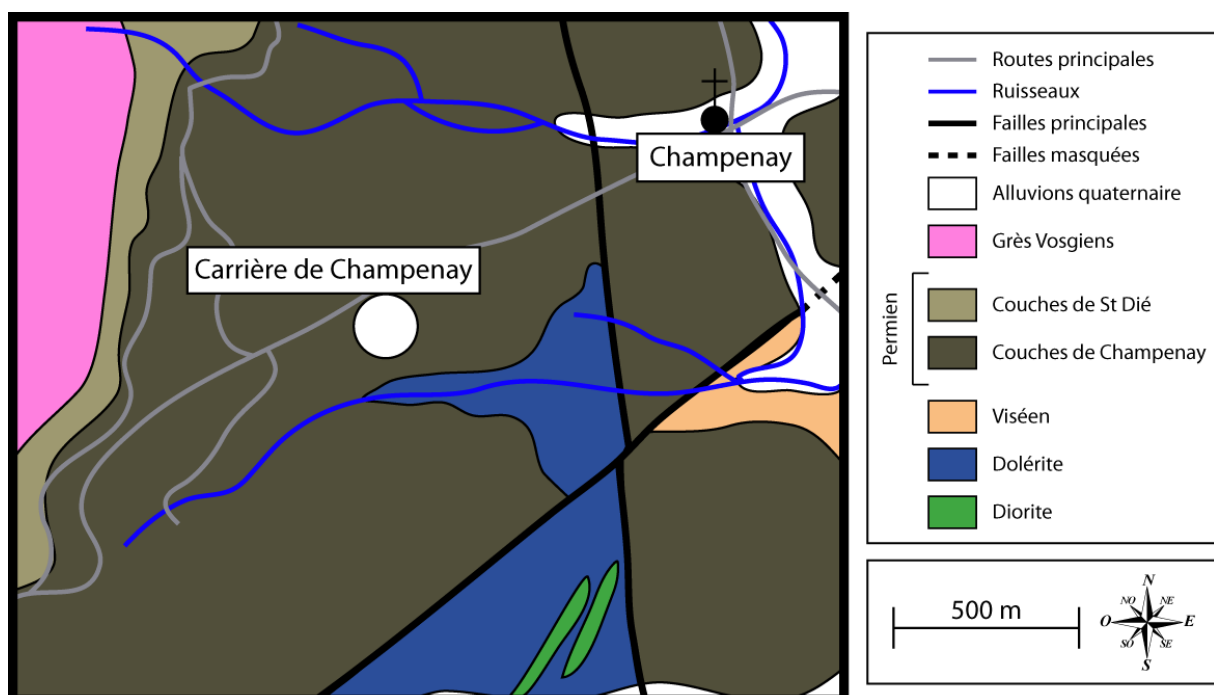


Figure 132 : Carte de localisation de la carrière de Champenay, d'après la carte géologique de la France, feuille Saint Dié (1/50000)

Le site de la carrière de Champenay permet la caractérisation structurale des grès déposés au Permien dans une dépression orientée ENE/WSW (Figure 133).

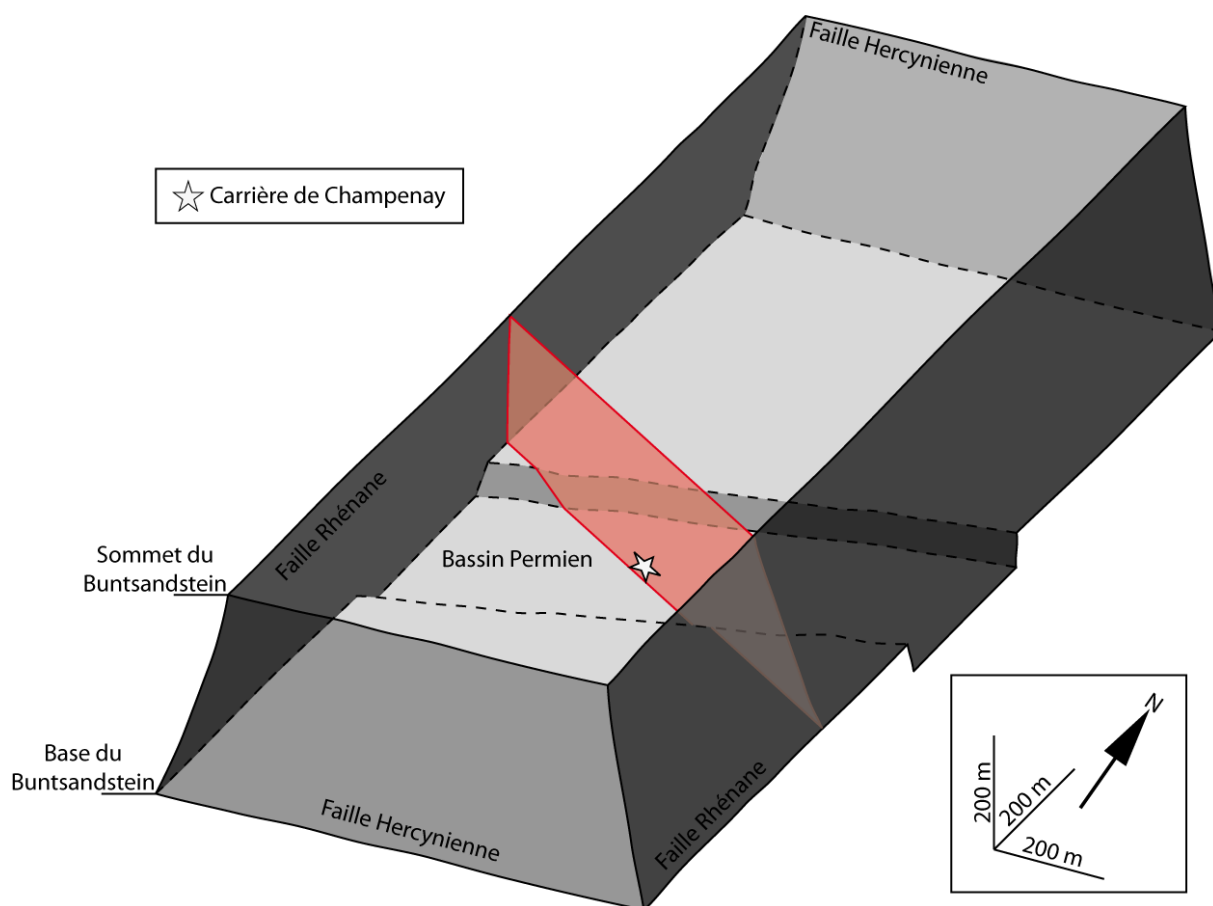


Figure 133 : Disposition structurale de la carrière de Champenay, replacée dans un bloc conceptuel 3-D au niveau d'une coupe théorique (en rouge)

6.2 Description

Les couches de Champenay se distinguent des autres formations des Grès Permien par un meilleur tri mécanique de la fraction sableuse, par une plus forte proportion d'argile et par un liant carbonaté qui manque dans les couches sous-jacentes. Dans la région de Belval-Champenay, les couches de Champenay sont marquées par un faciès essentiellement sableux, reposant directement sur le socle. Les faciès sont surmontés par une brèche composée de matériaux de socle, à laquelle se mêlent vers le haut de la séquence des grains de sable bien arrondis et des argiles. Aux deux tiers de cette formation qui fait 100 m d'épaisseur à Champenay, des corps gréseux sont intercalés, à grains bien classés et bien arrondis, à stratification oblique à grande échelle, riche en feldspaths mais sans micas. Au sommet de la formation, se trouvent des argiles de couleur brun-rouge avec de petits bancs de dolomie (Von Eller et al., 1975). Dans la carrière de Champenay, le front de taille étudié (Figure 134) présente à la base de grandes lentilles gréseuses à stratification oblique, composées par des grès fins à moyens et localement grossiers, incorporant quelques clastes centimétriques. Les grès sont de couleur blanchâtre, rose, violet, rouge, rouge foncé. Les sommets des lentilles ont

été érodés et les lentilles sont surmontées par des grès à stratification horizontale, de granulométrie moyenne à grossière de couleur rose, rouge, rouge foncé, présentant de nombreux clastes arrondis. Au sommet du front de taille se trouvent des grès mal triés, roses, rouges, de granulométrie fine, moyenne à grossière dans lesquels sont incorporés de nombreux clastes arrondis dont la quantité augmente vers le haut de la séquence.



Figure 134 : Photo du front de taille de la carrière de Champenay (en 2010)

6.3 Fracturation

La fracturation a été analysée le long de deux scanlines parallèles à deux fronts de tailles subperpendiculaires : celui situé à l'Ouest est orienté N060° sur une longueur de 20 m, celui situé à l'Est est orienté N145° sur une longueur de 30 m (Figure 135). La hauteur du front de taille est comprise entre 3 et 5 m. Une faille est présente dans la partie SE de la carrière, elle est caractérisée par des grès de couleur gris noir.

6.3.1 Densité de fractures

La densité moyenne de la fracturation est de 1,48 fract/m. Le front de taille le plus à l'Est présente une densité de 1,23 fract/m, alors que celui situé le plus à l'Ouest présente une densité de 1,85 fract/m. La fracturation est distribuée sur l'ensemble du site étudié (Figure 135). De plus, il n'y a pas d'augmentation de la densité de fracturation de part et d'autre de la zone de faille. Deux familles de fractures ressortent : (1) les fractures subverticales affectant l'affleurement sur toute sa hauteur, et entraînant un décalage au niveau des transitions de faciès et (2) celles affectant les lentilles gréseuses de la partie basale de l'affleurement, à faibles pendages, elles sont espacées horizontalement tous les deux mètres, et sont localisées aux niveaux des lamines argileuses dans les lentilles gréseuses.

6.3.2 Orientation des fractures

La fracturation s'organise autour d'une orientation moyenne N100°, comprise entre N080° et N110° et de deux familles secondaires orientées N160° et N050° (Figure 135). De plus, deux types de fractures apparaissent : celles à fort pendage, compris entre 80 et 90° et celles à pendage faible, inférieur à 30°. Il apparaît que la plupart des fractures orientées globalement E/W présentent un faible pendage. Ce sont les structures de déformation qui sont localisées aux niveaux des lamines argileuses dans les lentilles gréseuses basales. Les fractures orientées N160° et N050° affectent l'ensemble de la séquence gréseuse, elles sont subverticales et présentent un décalage aux niveaux des transitions de faciès.

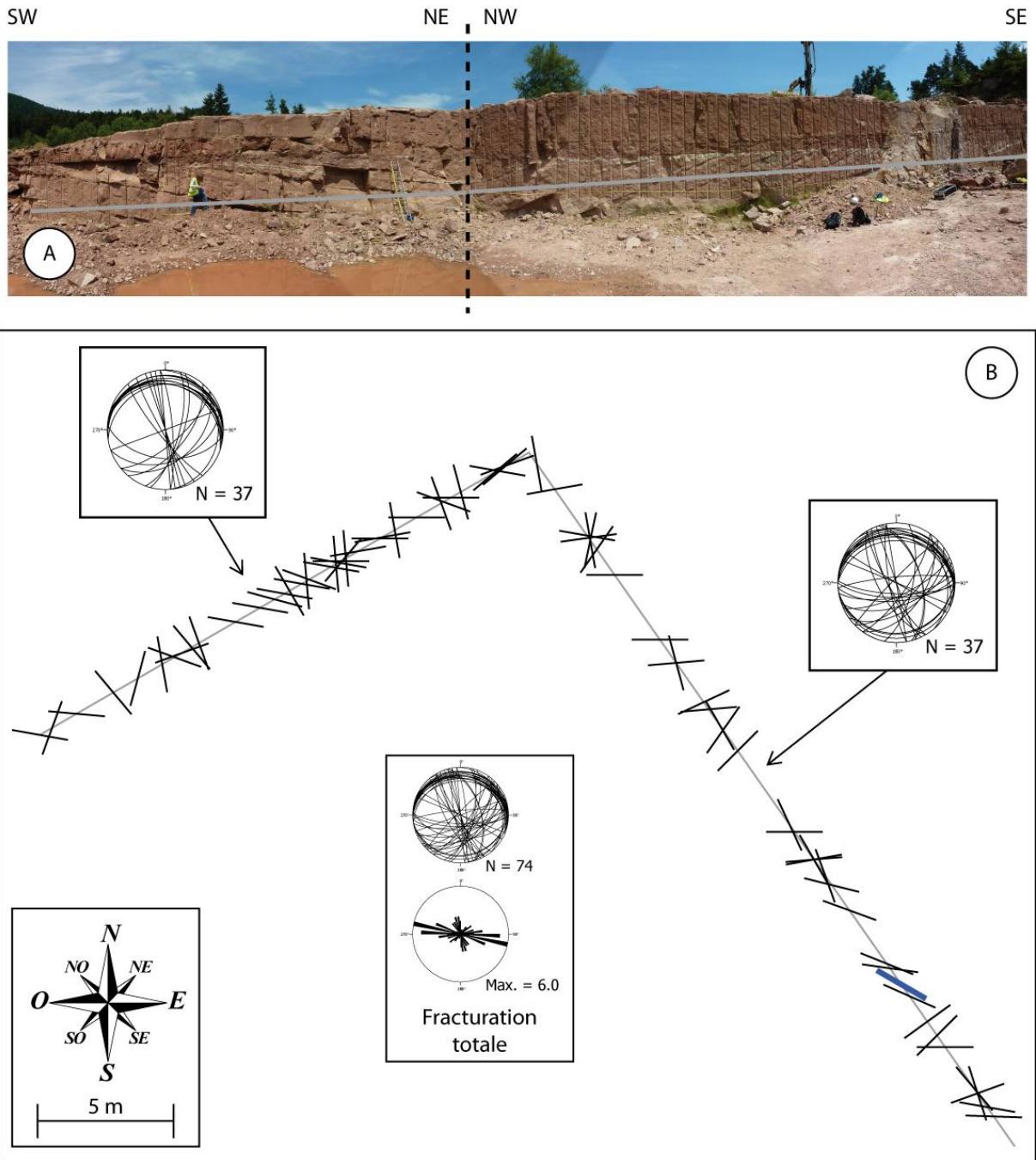


Figure 135 : (A) Photo des deux fronts de tailles le long desquels la fracturation a été analysée, en gris est représenté le tracé de la scanline, (B) vue aérienne et analyse de la fracturation affectant les Grès Permians de la carrière de Champenay, en gris : les scanlines, en bleu : la faille, en noir : les fractures

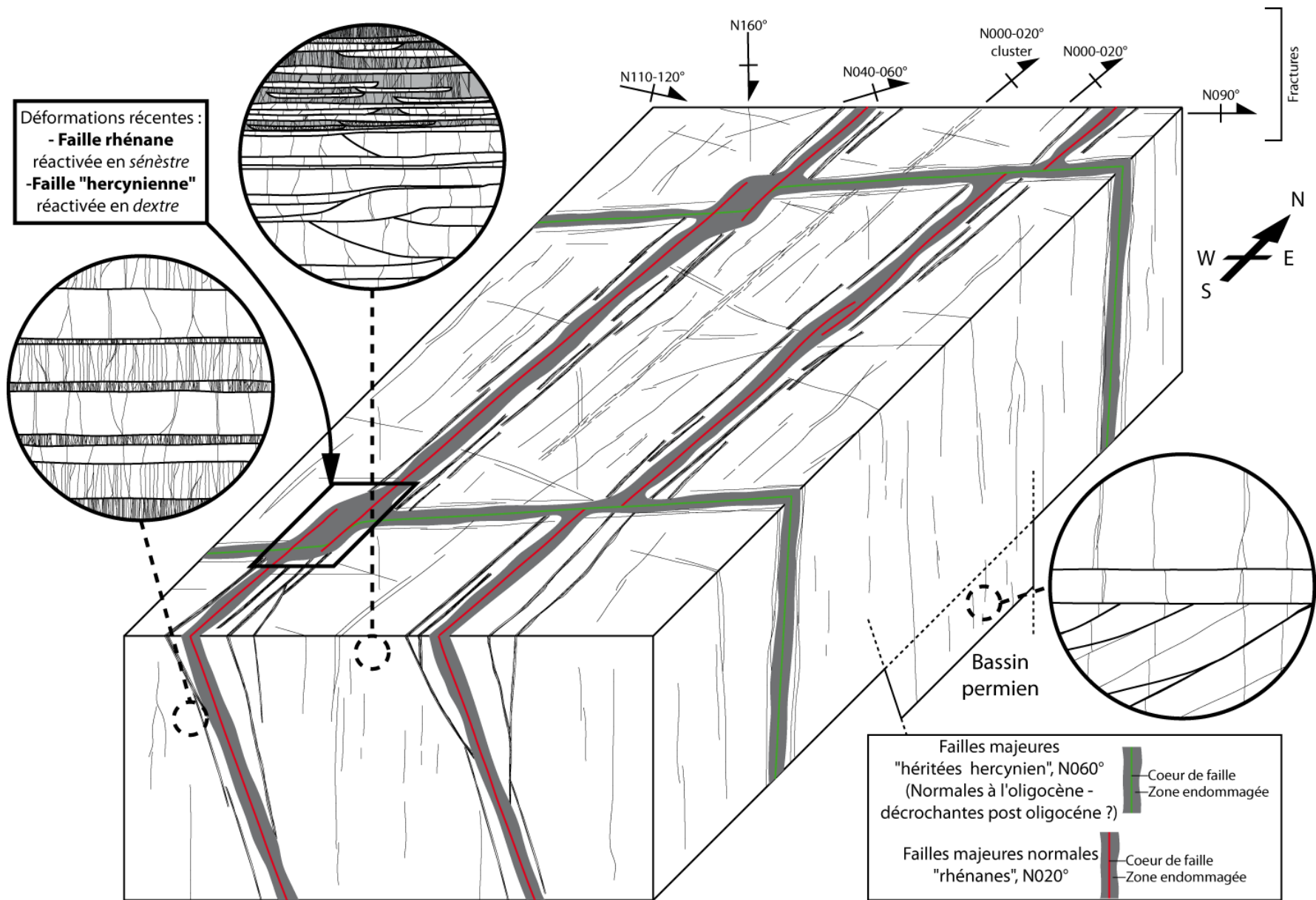
7 Discussion

Les données acquises, sur les affleurements décrits précédemment, apportent des éléments importants afin de construire un bloc conceptuel d'organisation de la fracturation, affectant les Grès du Buntsandstein du fossé Rhéna (Figure 136).

Le modèle conceptuel de la fracturation consiste en un bloc 3D. Les Grès du Buntsandstein sont compartimentés par quatre failles et leurs zones endommagées : deux failles d'orientation rhénane et deux failles d'orientation hercynienne. L'épaisseur des zones de failles, notamment de la zone endommagée, est variable (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Sibson, 1977). Celles observées au Kronthal et au rocher Kobus font environ 5 m d'épaisseur. A proximité des failles Rhénanes, des couloirs de fractures ressortent et peuvent être connectés aux failles, tels que ceux observés au Rocher du Lion, comme le suggèrent les précipitations de barytine. Dans ces zones, la densité de fracturation est importante et elles sont entourées par des zones à faible densité de fracturation. Ces couloirs de fractures n'ont pas été observés à proximité des failles hercyniennes. Le cœur du bloc est « habillé » à partir des observations réalisées sur les affleurements du bloc de Marlenheim. Il ressort notamment la faible fracturation affectant les grès, avec peu de trace de barytine, l'orientation des fractures est respectée par rapport à nos observations. Une zone de cluster figure au cœur du bloc, indiquant les petits couloirs fracturés observés au Kronthal. L'extension des fractures n'est pas respectée. Toutefois, ces extensions sont suggérées dans les trois « zooms » qui représentent la fracturation du Sultzerkopf, de la carrière de Champenay et des Carrières Royales. Les fractures sont caractérisées par des extensions limitées, notamment par les niveaux argileux interbanco sur lesquels elles se branchent. Peu de fractures traversent ces niveaux.

Il en résulte que la fracturation des grès évolue suivant deux paramètres : (1) en fonction de la situation dans la pile sédimentaire et (2) en fonction de la situation par rapport aux accidents tectoniques majeurs. Ce modèle apparaît comme un élément important à prendre en compte lors de l'exploitation géothermique du réservoir gréseux du Buntsandstein. En effet, les fractures ont un impact fort sur la circulation des fluides et donc sur la rentabilité économique d'une exploitation géothermique.

Figure 136 (Page suivante) : Modèle conceptuel de la fracturation affectant le réservoir gréseux du Buntsandstein dans le Fossé Rhéna, réalisé à partir des informations acquises sur les analogues de terrain (sans échelle)



8 Conclusion

Cette étude a permis de caractériser l'organisation de la fracturation affectant les grès du Buntsandstein, à partir d'analyses d'affleurements dans différentes positions structurales et dans différentes positions dans la pile sédimentaire. Elle a conduit à l'élaboration d'un modèle conceptuel de la fracturation qui apparaît comme un outil important dans le cadre d'une exploitation du réservoir gréseux. Loin des failles majeures, les grès présentent une relativement faible densité de fracturation, dont l'organisation est différente suivant la position à la base, au milieu ou au sommet de la séquence gréseuse, sous contrôle de la nature lithologique et de l'épaisseur des bancs. A proximité des failles majeures d'orientation rhénane, la fracturation apparaît organisée sous la forme de couloir de fractures d'épaisseur variable et présentant une forte densité de fracturation, elle-même variable. Ce type d'organisation de la fracturation n'a pas été reconnu à proximité des failles hercyniennes.

CHAPITRE VII : Modélisation

Dans ce chapitre sont présentés les résultats des essais de modélisation. A partir des résultats obtenus dans le chapitre IV, complétés par des données acquises sur le terrain, ces essais visent à valider le modèle de circulation de fluides proposé, notamment à partir des données pétrophysiques et des données de puits du forage EPS1, dans le horst de Soultz.

1 Avant-propos : mise en œuvre

Ces travaux ont été conduits en collaboration avec Michel Garcia et Déborah Siffert (KIDOVA, <http://www.kidova.com/>). Les essais de modélisation ont été réalisés à l'aide du logiciel dédié à la géothermie Tough2 (Transport Of Unsaturated Grounwater & Heat) (Pruess, 1991), développé par l'Université de Berkeley, Californie (Professeur K. Pruess), et commercialisé par le département de l'Energie des Etats-Unis (United States Department of Energy, DoE). Tough2 est un simulateur d'écoulement adapté pour des transports de fluides multiphasiques et de chaleur, dans un milieu poreux et/ou fracturé. Ce logiciel (<http://esd.lbl.gov/research/projects/tough/>) a été conçu pour des applications dans les domaines de la géothermie, des études de risques environnementaux notamment dans le cas de stockage de déchets radioactifs et de séquestration de CO₂ (Audigane, 2004; Croucher & O'Sullivan, 2008; Doughty & Pruess, 2004; Kiryukhin & Yampolsky, 2004; O'Sullivan et al., 2001; Pruess, 2002; Pruess & Garcia, 2002; Pruess et al., 1999). KIDOVA a assuré le développement des programmes utilitaires pour charger les résultats obtenus dans Gocad (Geological Object Computer Aided Design) du département informatique de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (<http://www.ensg.inpl-nancy.fr/pages/recherche/gocad.htm>) et les visualiser avec les outils du plugin KivMOGs (plugin développé par KIDOVA, dédié à l'analyse exploratoire de données et à l'analyse et la modélisation statistique et géostatique) (M. Garcia et D. Siffert, communication personnelle).

Tough2 résout l'équation de conservation de la masse et de la chaleur pour des systèmes multiphasiques et multicomposants (Pruess, 1991; Pruess et al., 1999). L'écoulement est décrit par la loi de Darcy et le flux de chaleur est décrit par conduction et convection. La discrétisation en temps et en espace est basée sur le schéma des « différences finies intégrales » (Integral Finite Difference Method, IDFM (Edwards, 1972; Narasimhan & Witherspoon, 1976)). La discrétisation des équations conduit à la résolution d'un système d'équations algébriques, non-linéaires, considérant les variables thermodynamiques dans chacune des mailles comme inconnues. La résolution du système d'équations est réalisée à

l'aide d'un schéma itératif de type Newton-Raphson. Le pas de temps peut être ajusté à la convenance durant la simulation (Pruess et al., 1999).

2 Introduction

A partir du logiciel Tough2, nous proposons une modélisation de l'évolution de la température et des flux de fluides dans le réservoir gréseux du Buntsandstein. L'analyse des propriétés pétrophysiques des carottes du forage EPS1, ainsi que l'analyse des gradients de température, indiquent qu'il semble y avoir des zones de circulation préférentielles dans le réservoir gréseux du Buntsandstein (Voir chapitre IV). Ces zones de circulation correspondent aux zones de plus fortes perméabilités qui sont d'origine sédimentaire (dans les grès fluvio-éoliens et dans ceux déposés dans un environnement de Playa Lake) et tectonique (zone endommagée autour des failles). L'objectif de la modélisation est donc de valider ces propriétés physiques macroscopiques par la détermination des chemins de circulation des fluides, notamment en reproduisant le profil de température à partir d'un modèle statique de réservoir. Ce modèle reprend, sous forme de couches horizontales, l'organisation sédimentaire décrite dans le forage EPS1 (Bourquin et al., 2009; Sizun, 1995), et, sous forme de couches verticales, deux failles correspondants aux limites du horst de Soultz (Cautru, 1989; Place et al., 2010; Renard & Courrioux, 1994).

Deux cas vont être testés :

- 1er cas : les gradients de température sont calculés à partir d'un modèle sans écoulement de fluides entre les deux failles : le transfert de chaleur ne serait dû qu'à la diffusion de la chaleur entre les failles et les couches dans la formation.

- 2^{ème} cas : les gradients de température sont calculés à partir d'un modèle avec un écoulement de fluides entre les deux failles : le gradient de température mesuré serait dû au fait que dans le bloc considéré, les failles opposées soient connectées par des niveaux perméables et qu'il y aurait donc des circulations de fluides dans certaines couches du Buntsandstein, depuis une faille vers la seconde.

3 Modèle géologique

3.1 Géométrie et données pétrophysiques

Le modèle géologique (Figure 137) est défini à partir des grandes unités lithostratigraphiques définies dans le réservoir gréseux intersecté par le forage EPS1 (Voir chapitre IV), en respectant l'épaisseur de ces unités et en les supposant continues « horizontalement » (Sizun, 1995). La fracturation des couches n'est pas prise en compte. Il est délimité dans sa partie supérieure par le Muschelkalk et dans sa partie inférieure par le granite paléozoïque. Les Grès Vosgiens sont divisés en 5 unités, composées de plusieurs niveaux de dépôts de chenaux en tresses de 1349,00 à 1243,00 m, de 1215,00 à 1183,00 m et de 1112,00 à 1084,00 m de profondeur, les dépôts fluvio-éoliens de 1243,00 à 1215,00 m de profondeur et les dépôts de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes de 1183,00 à 1112,00 m de profondeur (Bourquin et al., 2009). Le modèle est délimité de part et d'autre par deux failles (Faille A à gauche et Faille B à droite, Figure 137) distantes de 1000 m. Cette distance avoisine la taille du horst de Soultz (Chapitre IV §1.2) et permet donc de modéliser le comportement des fluides dans un bloc de référence. Les données pétrophysiques de ces différentes formations du Buntsandstein sont décrites dans le Tableau 33 et correspondent aux valeurs moyennes des mesures réalisées (Chapitre IV §2.1). Les propriétés du Muschelkalk et du granite sont issues de la littérature (Rosener, 2007; Sizun, 1995; Surma, 2003). Pour les failles, nous n'avons pas de mesures sur les carottes du forage EPS1, nous avons choisi de prendre des valeurs en accord avec nos données de terrain (voir chapitre VI) et issues de la littérature (Surma et al., 2003). Afin de comparer les températures mesurées dans le puits et les températures simulées, 12 puits ont été définis à travers le Buntsandstein, dont 10 fournissent les profils de température à des distances variables des failles, le puits 0 étant situé sur la faille A et le puits 11 sur la faille B. Les couches sont horizontales alors que les failles et les puits sont verticaux pour éviter les erreurs de positionnement des mailles par rapport aux failles pour des puits déviés.

Figure 137 (Page suivante) : Modèle du réservoir (100×1×90 cellules) : couches et perméabilités. Le puits 0 et le puits 11 sont positionnés respectivement sur la Faille A et sur la Faille B (l'axe des abscisses en m, l'axe des ordonnées en m et la perméabilité en m²) (élévation = profondeur). Distance entre les deux failles : 1000 m.

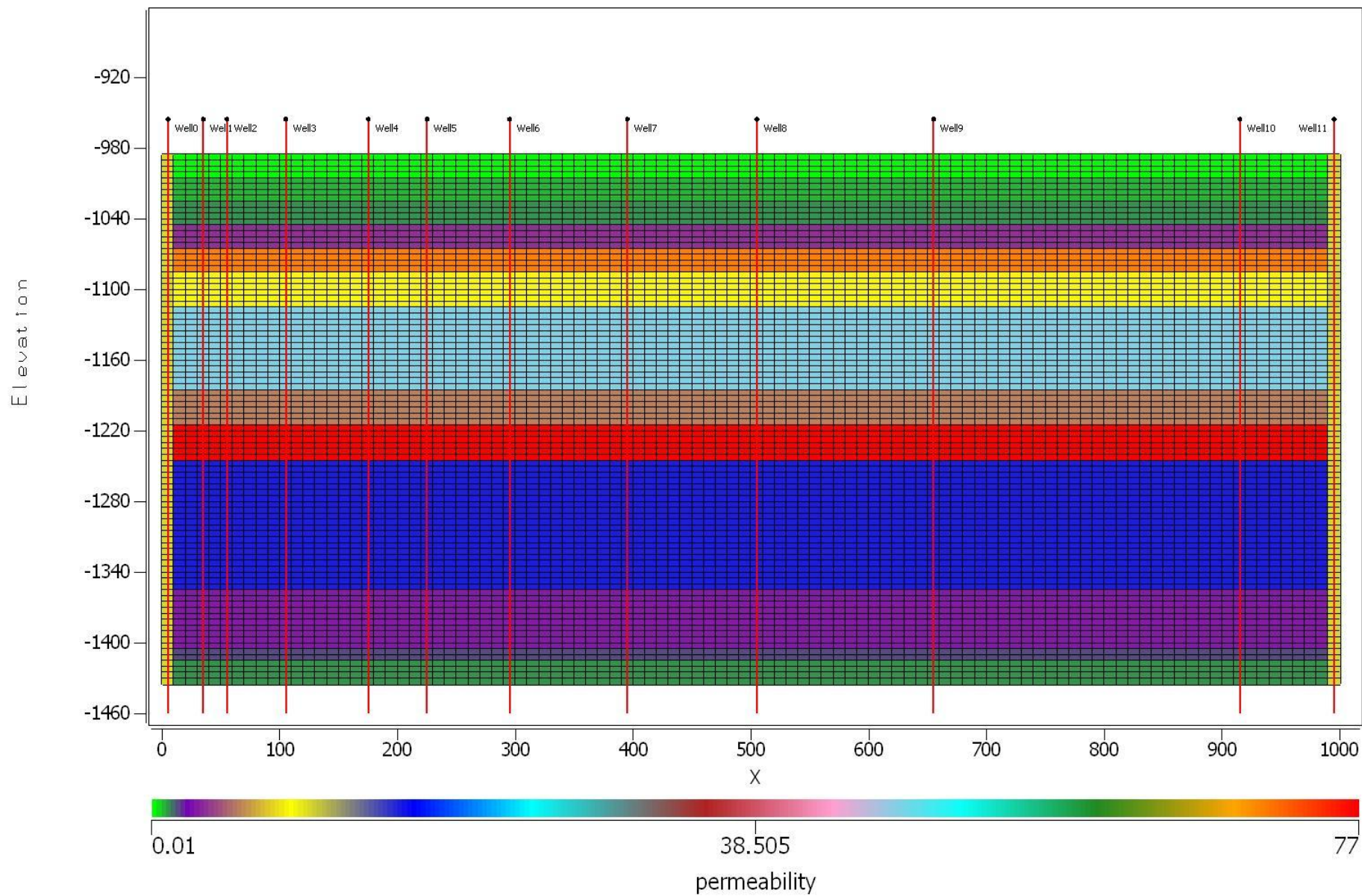


Tableau 33 : Récapitulatif des propriétés pétrophysiques utilisées pour les simulations

Lithostratigraphie	Masse volumique de la roche (kg,m ⁻³)	Porosité	Perméabilité parallèle à la stratification (m ²)	Perméabilité perpendiculaire à la stratification (m ²)	Conductivité thermique saturée (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	Chaleur spécifique de la roche (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)
<i>Faille A</i>	2350	0,5	1,01E-12	1,01E-12	3,01	700
<i>Faille B</i>	2350	0,5	1,01E-12	1,01E-12	3,01	700
<i>Muschelkalk</i>	2350	0,06	1,00E-17	1,00E-17	3,32	700
<i>Grès à Voltzia</i>	2350	0,06	7,50E-16	1,13E-14	3,32	700
<i>Couches Intermediaires Supérieures</i>	2350	0,06	1,14E-15	1,51E-15	3,7	700
<i>Couches Intermediaires Moyennes</i>	2350	0,08	3,57E-15	3,44E-15	3,59	700
<i>Obere Felsone</i>	2350	0,1	7,09E-14	2,14E-14	3,9	700
<i>Chenaux en tresses (1112-1084m)</i>	2350	0,08	8,73E-15	4,92E-15	4,33	700
<i>Playa Lake</i>	2350	0,1	4,77E-14	2,11E-14	4,35	700
<i>Chenaux en tresses (1215-1183m)</i>	2350	0,07	5,59E-15	3,74E-15	4,29	700
<i>Fluvio-éolien</i>	2350	0,14	7,77E-14	5,16E-14	4,04	700
<i>Chenaux en tresses (1349-1243m)</i>	2350	0,1	1,57E-14	1,46E-14	3,76	700
<i>Grès d'Annweiler</i>	2350	0,09	2,92E-15	4,05E-15	3,24	700
<i>Grès Permien</i>	2350	0,07	1,63E-15	1,37E-14	3,76	700
<i>Granite</i>	2700	0,2	1,01E-15	1,00E-17	2,2	700

3.2 Conditions initiales et conditions aux limites

Les deux cas sont simulés à partir d'une solution initiale à l'équilibre dont les conditions aux limites sont données dans le Tableau 34 :

Tableau 34 : Conditions aux limites appliquées à la base et au sommet du modèle

	P (bar)	T (°C)
Conditions à la limite supérieure	96	115
Conditions à la limite inférieure	136	130

Les valeurs imposées à la base et au sommet du réservoir correspondent aux pressions hydrostatiques à ces profondeurs et aux températures calculées à partir d'un gradient normal de température de $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

Afin de commencer les simulations d'écoulements avec un profil initial de température en adéquation avec les propriétés thermiques des différentes couches géologiques, le gradient initial de température, calculé par Tough2, a été comparé avec le gradient calculé à partir des mesures de conductivité thermique effectuées sur les carottes du forage EPS1 et à partir de la détermination du flux de chaleur, dans l'hypothèse où les failles ne sont pas conductrices (Figure 138). La bonne corrélation entre les deux courbes indique bien que le système est en adéquation avec les propriétés thermiques des différentes couches, le transfert de chaleur est donc bien gouverné par conduction. Les données de pressions à la limite entre le socle et le Buntsandstein n'étant pas connues, des simulations ont été réalisées en appliquant des surpressions de 5, 10 et 20 bars à la base du réservoir afin de trouver l'ordre de grandeur de la surpression permettant l'écoulement de fluides à l'origine du gradient de température mesuré.

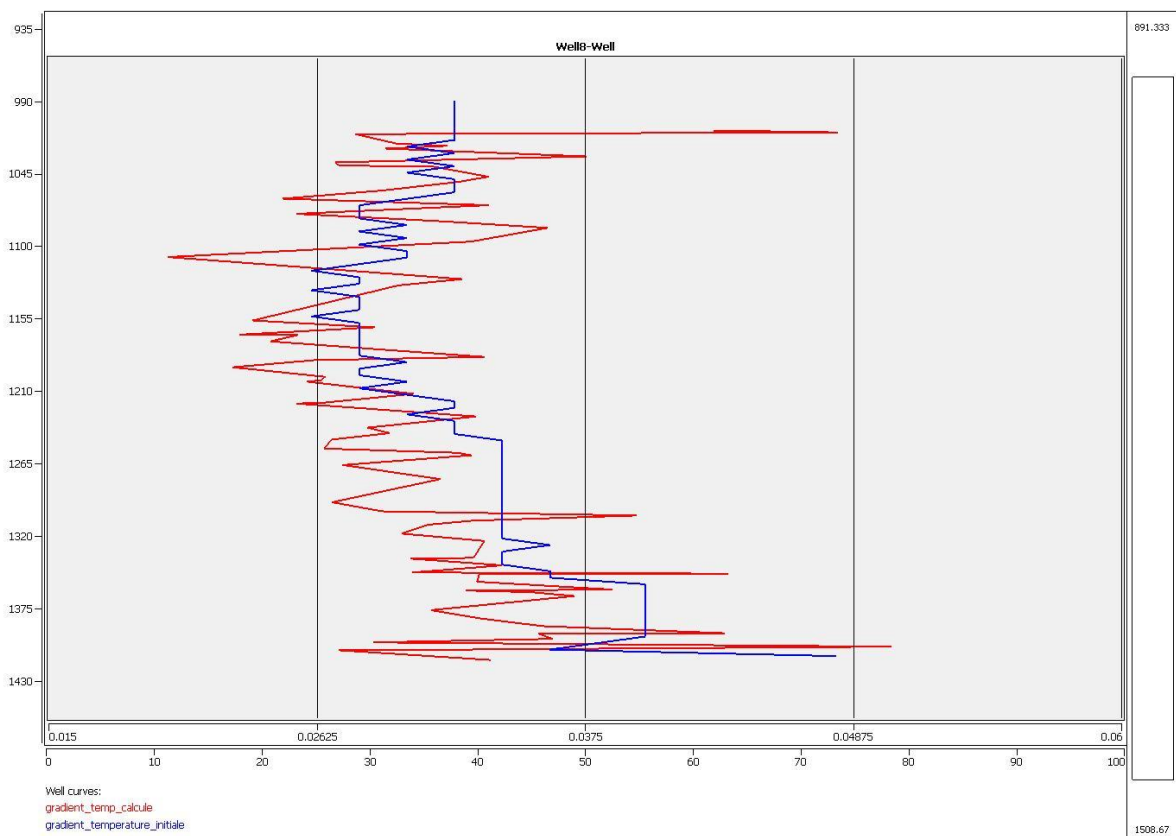


Figure 138 : Comparaison du gradient de température calculé à partir des mesures de conductivité thermique, permettant de représenter le flux conductif (en rouge), et de celui simulé à un stade initial c'est à dire pour lequel seule la conduction est prise en compte (en bleu). Le gradient simulé est identique dans tous les puits du modèle (Figure 137), à l'équilibre tous les puits ont le même profil de température, ici est représenté le puits 8 (l'axe des abscisses : le gradient en $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, l'axe des ordonnées : profondeur en m)

A partir de ces conditions initiales, deux schémas de circulation de fluides ont été testés : 1) les fluides ne circulent que dans les zones de failles et 2) les fluides circulent dans les zones de failles et dans les niveaux perméables du Buntsandstein.

4 Résultats

4.1 1^{er} cas : application d'une pression de fluides identique à la base des deux failles

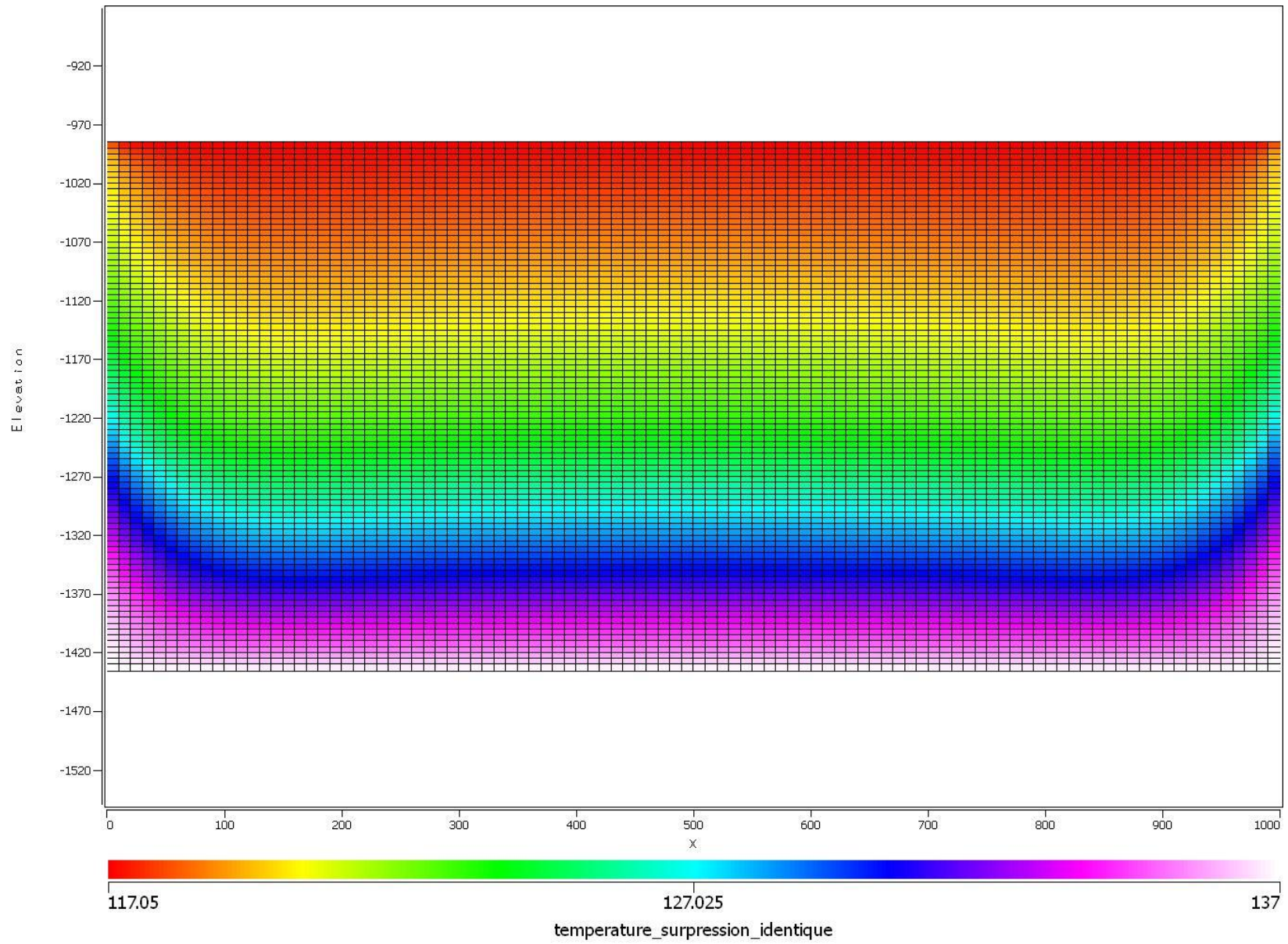
Une surpression de 10 bars est appliquée à la base de la série au niveau de l'interface avec le socle (Tableau 35). Le granite étant imperméable, cette surpression permet la remontée de fluides dans les deux failles. L'évolution du profil de température (Figure 139) montre que les circulations de fluides ne se font que dans les zones de failles, et qu'aucune circulation significative ne se produit dans les formations sédimentaires entre les zones de failles.

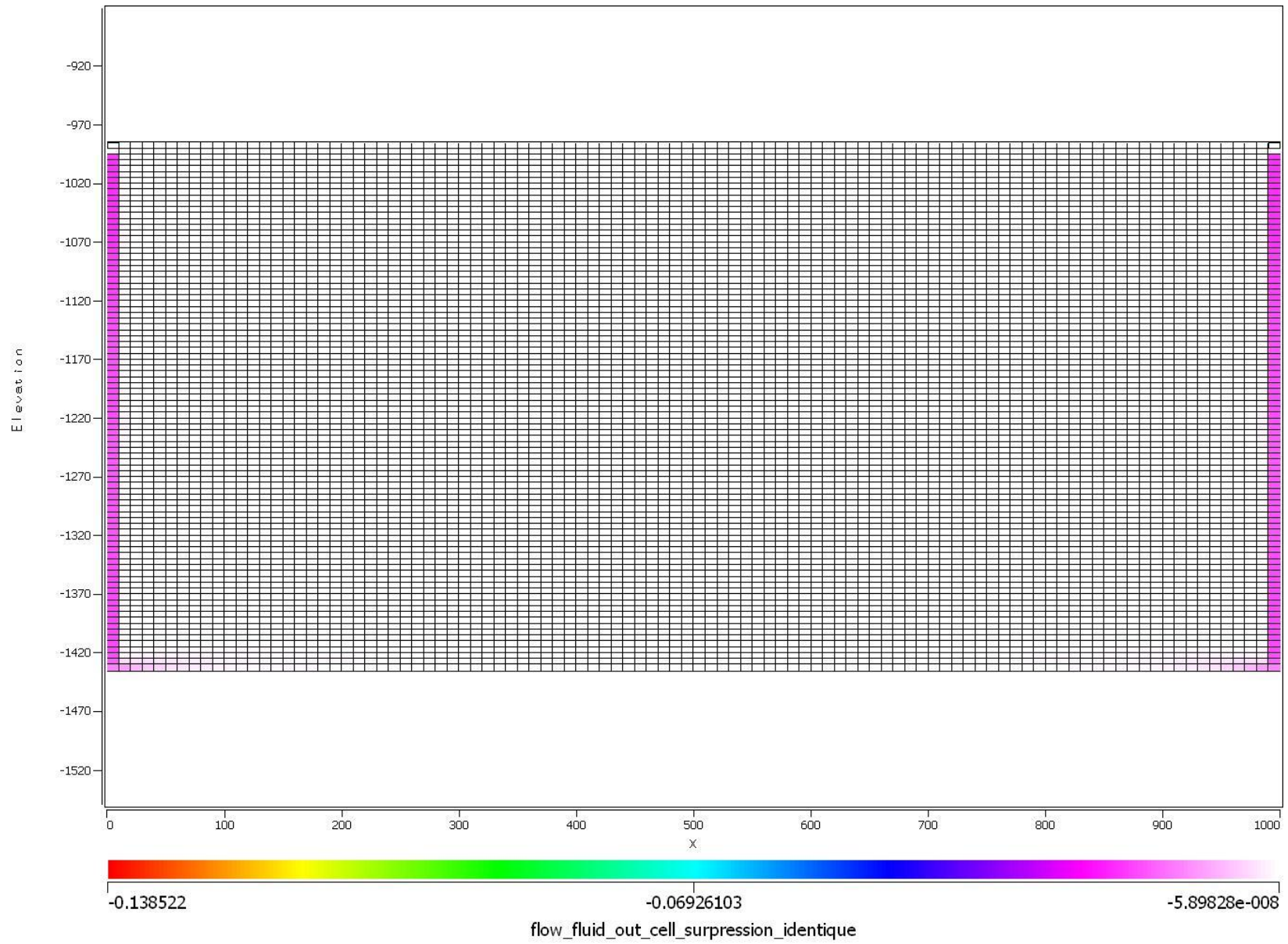
Tableau 35 : Conditions appliquées aux failles pour le cas 1 ($P =$ pression de fluides)

	P (bar)	T (°C)
Conditions à la limite supérieure	96	117
Conditions à la limite inférieure	146	137

Les Figure 139 et Figure 140 montrent que ces écoulements dans les failles modifient, par diffusion, le gradient de température initial sur une distance d'environ 100 mètres autour de la faille. Ainsi, il n'y a pas de circulation de fluides entre les 2 failles verticales et parallèles, malgré les connections potentielles formées par les niveaux sédimentaires perméables et perpendiculaires aux failles, si les pressions de fluides sont identiques à la base des failles. Il n'a pas de circulations significatives de fluides dans le réservoir.

Figure 139 (Page suivante) : Profil de température dans le Buntsandstein après simulation du cas 1 : failles présentant le même gradient de pression, (T en °C), l'axe des abscisses en °C, l'axe des ordonnées en m





4.2 2nd cas : application d'une pression de fluides différente à la base des deux failles

Application d'un différentiel de pression entre les deux failles (Tableau 36).

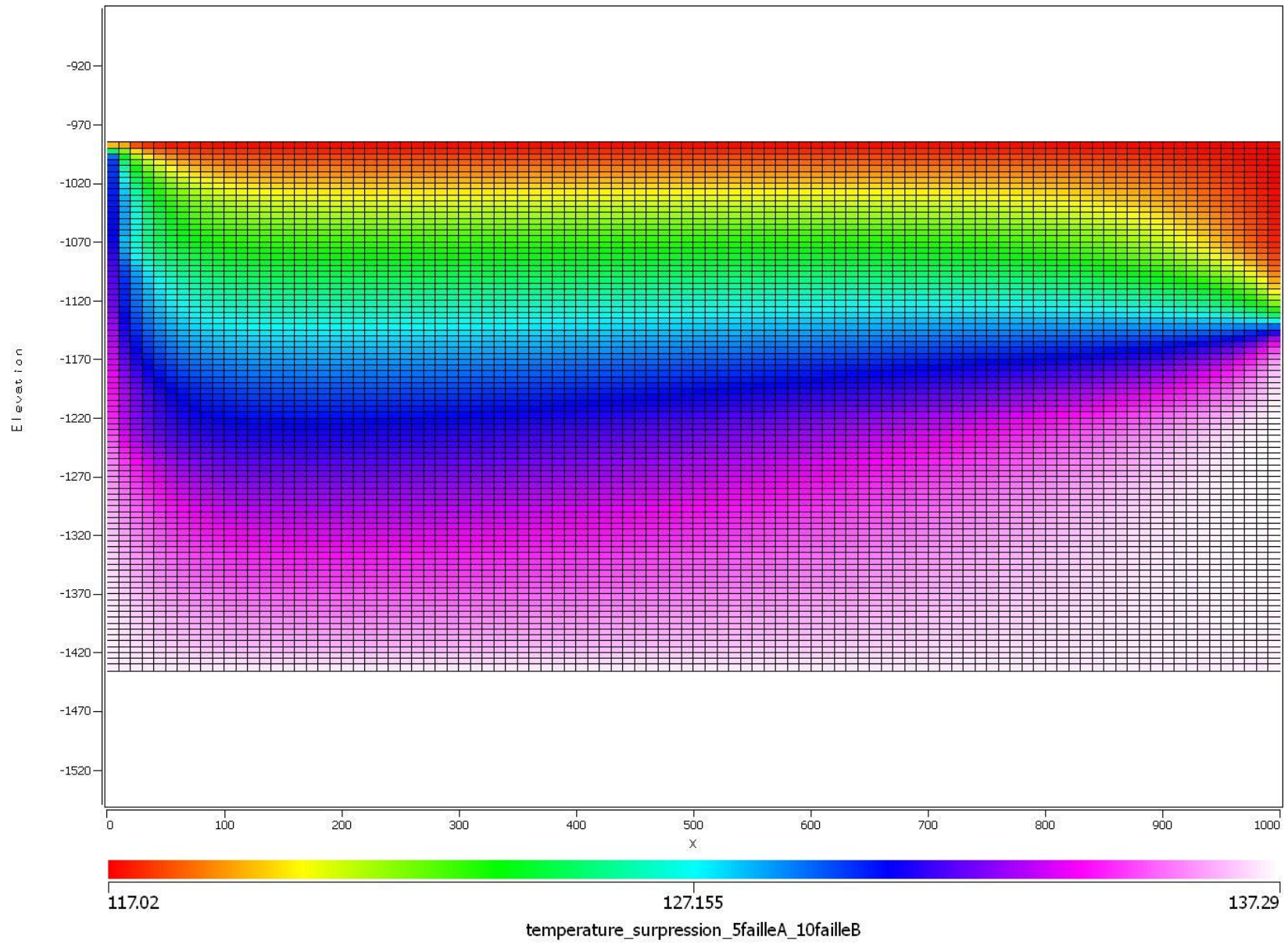
Tableau 36 : Conditions appliquées aux failles pour le cas 2 (P = pression de fluides)

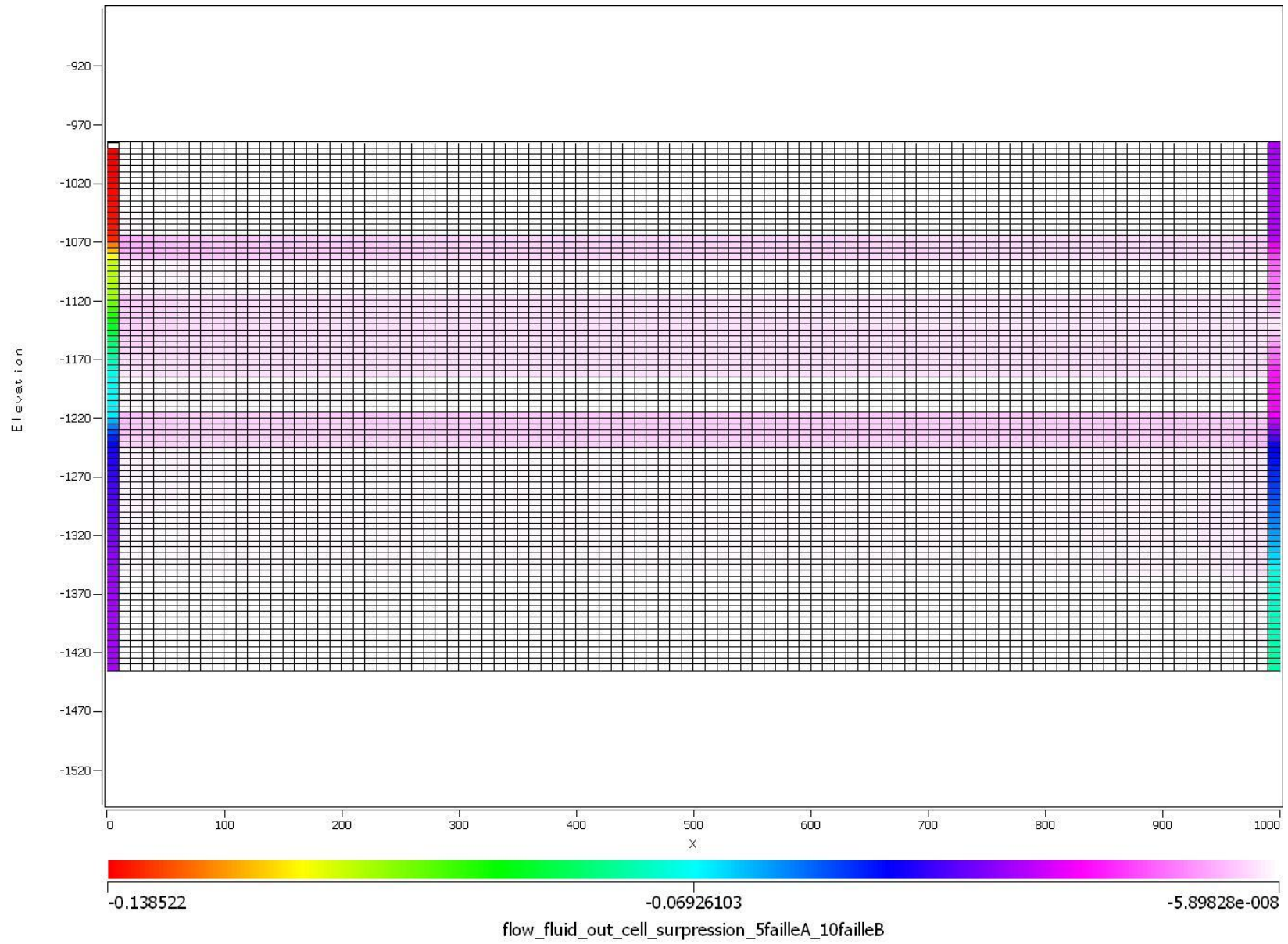
	P (bar) au niveau de la faille A	P (bar) au niveau de la faille B	T (°C)
Conditions à la limite supérieure	96	101	117
Conditions à la limite inférieure	140	145	137

La carte des températures (Figure 141) montre qu'au niveau de la faille B, la température est stable jusqu'à une profondeur d'environ 1100m, puis elle augmente rapidement jusqu'à 1200m pour se stabiliser à 137°C. Cet effet est lié à un drainage particulier d'un ou plusieurs niveaux sédimentaires. L'intervalle de profondeur (1100-1200m) correspond aux couches comprises entre la base de l'Obere Felsone et le sommet du grès Fluvio-éolien.

Figure 140 (Page précédente) : Débits entrant dans les mailles où il apparaît une circulation du fluide géothermal limitée aux failles (débit en $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$), l'axe des abscisses en $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$, l'axe des ordonnées en m

Figure 141 (Page suivante) : Profil de température (en °C) dans le Buntsandstein après simulation du cas 2, l'axe des abscisses en °C, l'axe des ordonnées en m



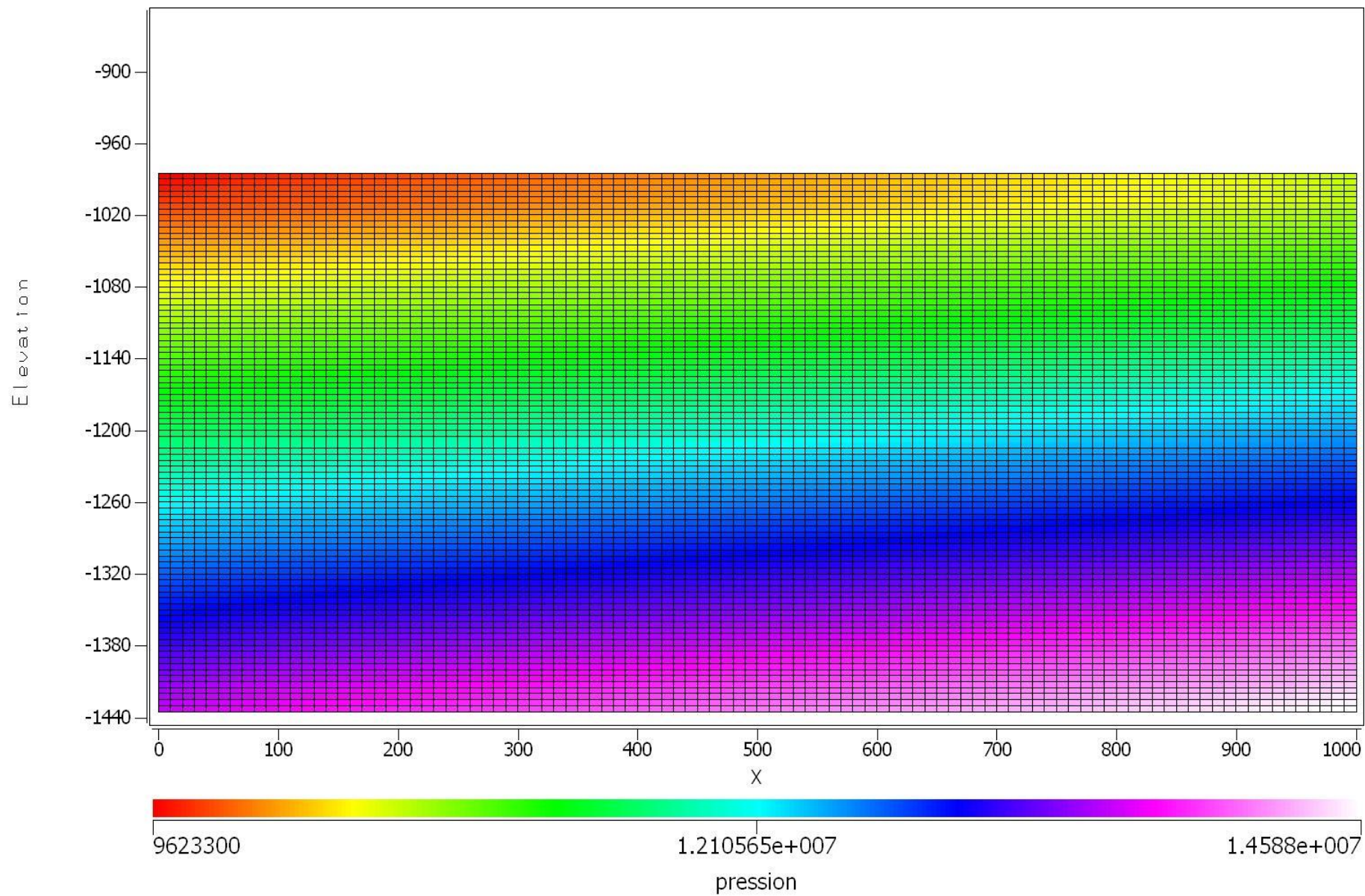


L'interprétation du profil de température grâce aux mesures de conductivité thermique réalisées sur des échantillons (chapitre IV) montre que la circulation des fluides dans le Buntsandstein, se fait principalement dans l'Obere Felsone, les grès déposés dans un environnement de Playa Lake et les Grès Fluvio-Eoliens (Figure 142). Une zone de circulation significative pourrait se trouver à la base des Grès Vosgiens. En effet, il existe un flux assez faible ($1,5 \times 10^{-3} \text{ kg.s}^{-1}$) dans la couche de chenaux fluviatiles se trouvant à la base du faciès fluvio-éoliens. A la base de cette couche les valeurs de porosité et de perméabilité sont fortes alors que celles obtenues vers le sommet de cette couche sont plus faibles (Chapitre IV §2.1), or les données utilisées pour créer ce modèle sont des valeurs moyennes de la porosité et de la perméabilité dans la couche. Par cette méthode d'homogénéisation les valeurs obtenues sont faibles et ont donc entraîné la génération d'un débit faible global dans la couche. Donc, l'application de pressions différentes à la base des deux failles conduit à la mise en place de circulation de fluides dans les couches les plus perméables, entre les deux failles. Ce différentiel de pression pourrait être induit par le basculement du bloc. En effet, si initialement le bloc est placé dans le cas 1, alors pour une même profondeur dans les deux failles, la pression est identique et ne génère aucune circulation de fluides dans les couches perméables horizontales. Mais si ensuite le bloc est basculé, pour un même niveau sédimentaire, la pression dans les deux failles sera différente. Elle entraîne un gradient de pression (Figure 143) et de température (Figure 141) « horizontal » qui est suffisant pour conduire à la mise en place de circulation de fluides. Cette géométrie est compatible avec celle du horst de Soultz qui présente un basculement vers l'Est d'environ 6° (Schnaebele, 1948).

La circulation des fluides se fait des zones de pressions les plus hautes vers les zones de pressions les plus faibles, en l'occurrence d'après la Figure 143, l'écoulement se fait de la faille B, vers la faille A, de la zone la plus profonde (plus haute pression), vers la zone plus proche de la surface (plus basse pression).

Figure 142 (Page précédente) : Circulation du fluide géothermal dans le Buntsandstein, avec le passage du fluide dans les couches perméables, l'axe des abscisses en kg.s^{-1} , l'axe des ordonnées en m

Figure 143 (Page suivante) : Pression (en bar) du réservoir après application d'une surpression de 5 bars à la base de la faille A et de 10 bars à la base de la faille B, l'axe des ordonnées en m

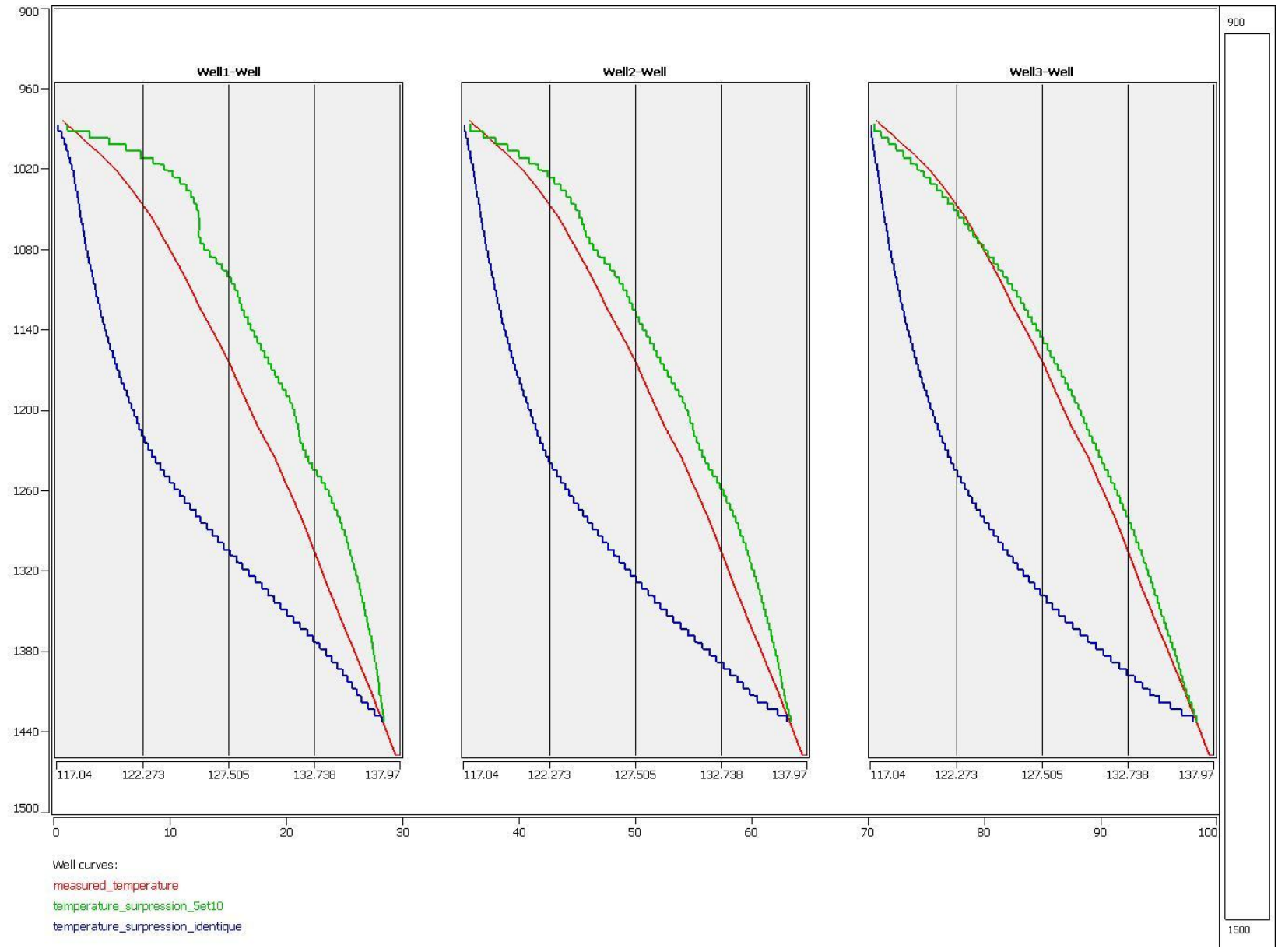


5 Discussion : Comparaison des résultats par rapport aux températures mesurées

La Figure 144 montre les résultats des cas 1 et 2.

Le profil de température disponible du forage EPS1 est la seule donnée disponible de puits utilisable afin de comprendre les circulations de fluides à l'échelle de la formation. La courbe de température du cas 1, c'est-à-dire celle d'un système dans lequel les circulations de fluides ne se font que dans les zones de failles, présente une forte concavité vers le bas et ne montre pas une allure proche de la réalité. Les courbes de température qui semblent correspondre le mieux à la forme de la courbe des températures mesurées, sont celles obtenues par la création d'un gradient de pression permettant la circulation de fluides géothermaux entre les failles, au niveau des puits 1, 2 et 3. La courbe de température du puits 3 est celle qui se rapproche le plus de la réalité. Cette même signature de courbe tend à confirmer l'hypothèse qui avait été faite en observant le gradient de température mesuré (Chapitre IV §2.4) : ce gradient serait dû à une circulation de fluides dans les couches perméables du Buntsandstein. Ce puits serait alors proche de la faille vers laquelle se dirige le flux de chaleur. Sans le différentiel de pression, le comportement simulé est très différent du comportement observé dans le puits. La circulation de fluides dans les couches perméables, entre les failles, permet d'approcher le comportement observé. La courbe de température du cas 2 tend à s'amortir en s'éloignant de la zone de faille. Ce caractère est sans doute lié à la diminution progressive de la diffusion de la chaleur depuis la zone de faille, en dehors de la perturbation de chaleur induite par la circulation de fluides dans les couches horizontales.

Figure 144 (Page suivante) : Comparaison de trois profils de température dans les puits 1, 2 et 3: profil de température mesurée dans le puits EPS1 (en rouge), après simulation des cas 1 (en bleu), et 2 (en vert). Dans le dernier cas la pression appliquée à la base de la faille A est de 5 bars et celle appliquée à la base de la faille B est de 10 bars, l'axe des abscisses en °C, l'axe des ordonnées en m



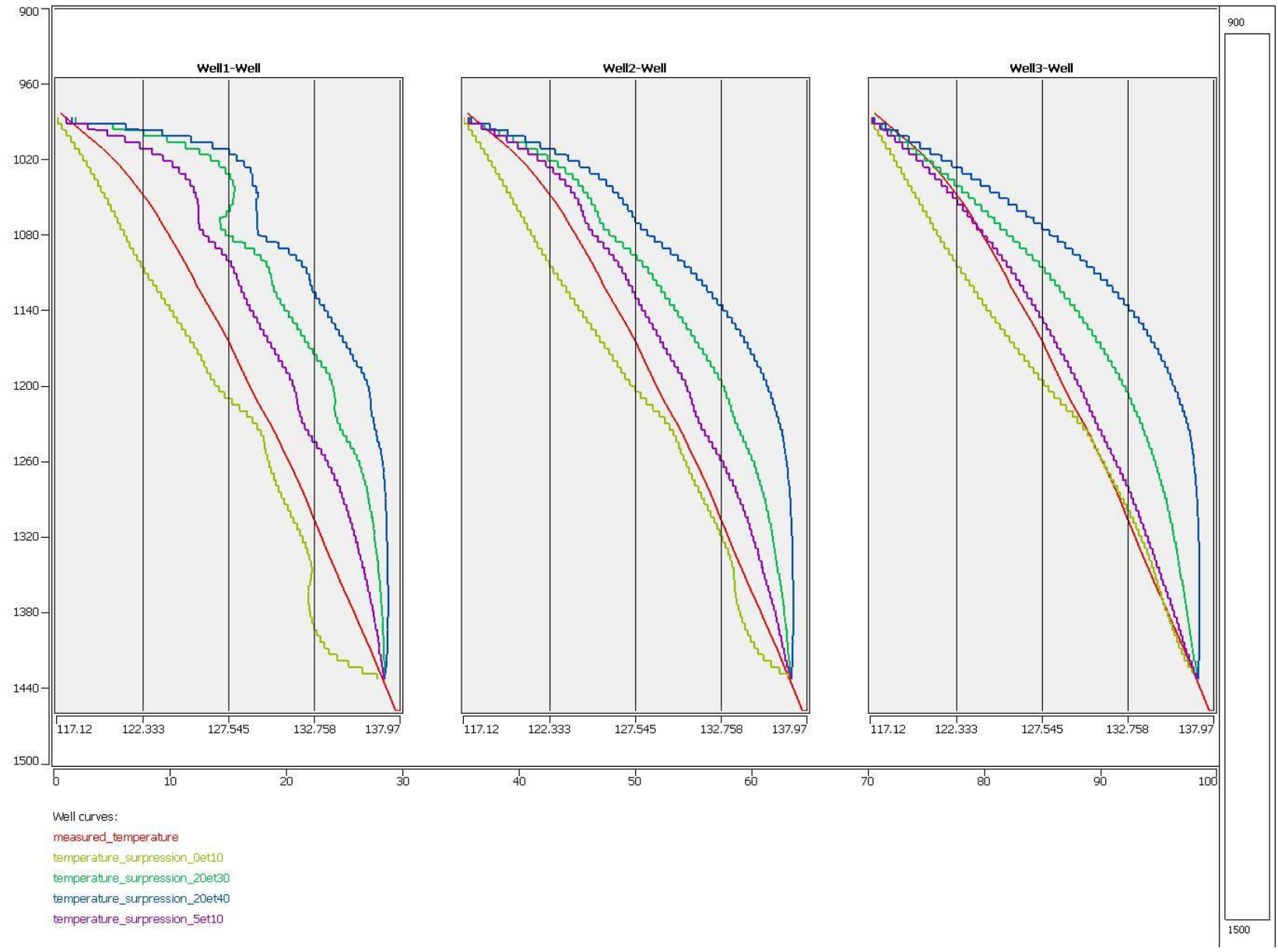
Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que le transfert de fluides est assuré dans les trois couches perméables, mais qu'on ne tient pas compte des deux zones fracturées (zones endommagées de zones de failles qui présentent des circulations de fluides dans EPS1 (Chapitre IV §2.4)). Ainsi, les zones endommagées ne permettent pas une circulation de fluides à grande échelle dans la formation, perpendiculairement à la faille.

Ce résultat a été obtenu après différents tests sur les différences de pression en base des failles (Tableau 37 & Figure 145), afin de définir quel différentiel de pression entre les failles A et B permet de simuler au mieux la courbe de température de EPS1. Une pression de 5 bars à la base de la faille A et une pression de 10 bars à la base de la faille B donne des résultats de simulation correspondant le mieux au comportement observé dans le puits EPS1, et donc ce différentiel permet de mieux approcher les chemins de circulation des fluides ainsi que leur débit au sein du horst basculé de Soultz.

Tableau 37 : Caractéristiques des différents tests sur les différences de pression en base des failles. Pour les quatre cas, les conditions à la limite supérieure restent les mêmes, les conditions à la limite inférieure changent

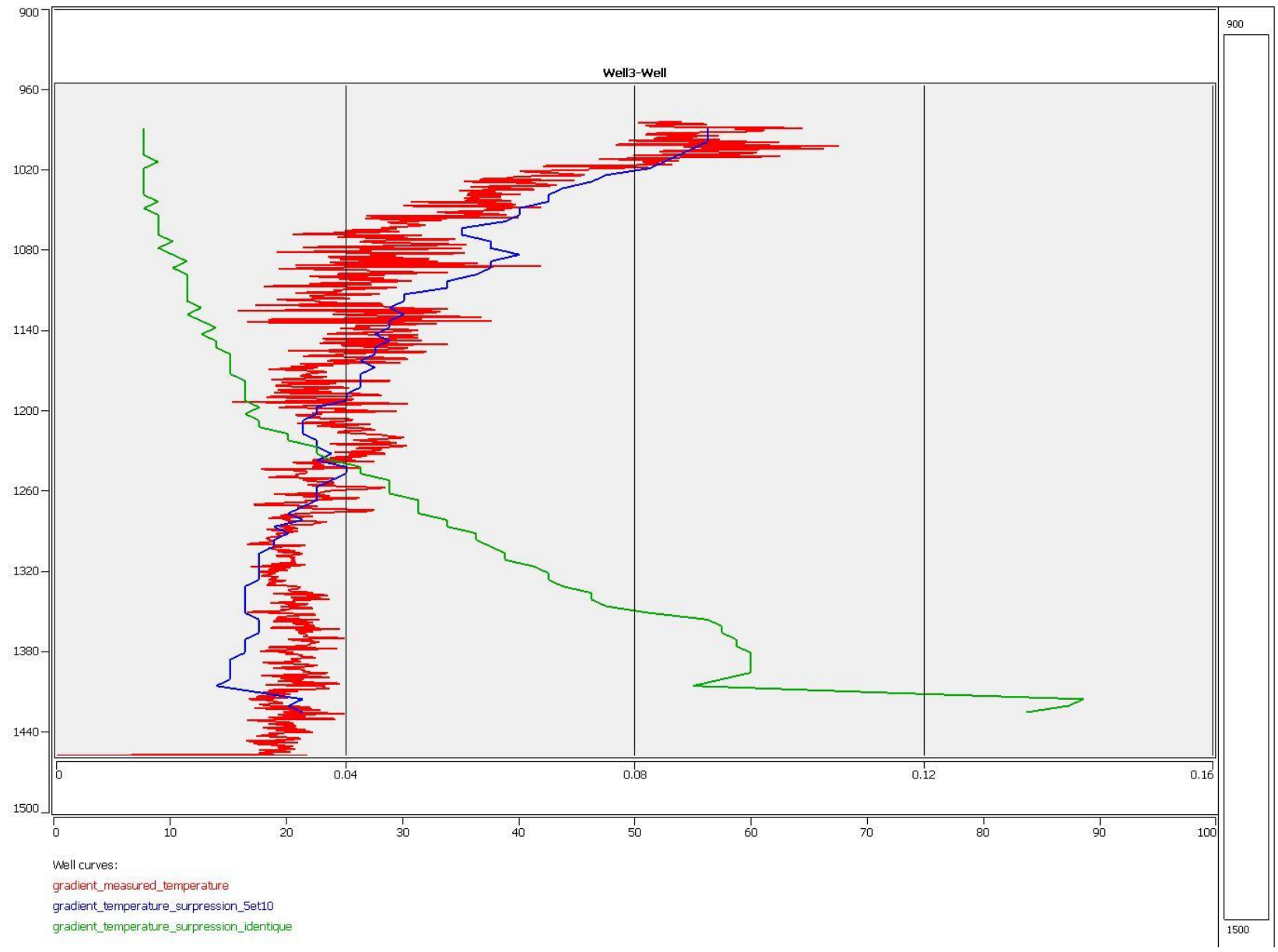
	P (bar) au niveau de la faille 1	P (bar) au niveau de la faille 2	T (°C)
Conditions à la limite supérieure	96	101	117
Conditions à la limite inférieure (courbe violette)	140	145	137
Conditions à la limite inférieure (courbe verte)	155	165	
Conditions à la limite inférieure (courbe bleue)	155	175	
Conditions à la limite inférieure (courbe jaune)	135	145	

Figure 145 (Page suivante) : Influence du différentiel de pression sur le profil de température, pour les puits 1, 2 et 3. En rouge : la température mesurée dans le puits EPS1, en jaune : pression de 0 bar dans la faille A et 10 bars dans la faille B, en vert : pression de 20 bars dans la faille A et 30 bars dans la faille B, en bleu : pression de 20 bars dans la faille A et 40 bars dans la faille B, en violet : pression de 5 bars dans la faille A et 10 bars dans la faille B, l'axe des abscisses en °C, l'axe des ordonnées en m



La comparaison des gradients de température mesurés et calculés (Figure 146), dans le cas 1 et le cas 2, montre que le profil du cas 2 est le plus proche du profil mesuré. Ce résultat confirme l'importance des couches sédimentaires perméables et du basculement des couches sur l'établissement des gradients de température observés en place. Ce calage peut se faire uniquement en considérant un gradient de potentiel modeste entre les deux failles, rendant compte d'un basculement du réservoir.

Figure 146 (Page suivante) : Comparaison du gradient de température mesuré (en rouge) avec celui du cas 1 (en vert) et celui du cas 2 (en bleu), dans le puits 3. Dans ce dernier cas, une pression de 5 bars est appliquée à la base de la faille A et une pression de 10 bars est appliquée à la base de la faille B, l'axe des abscisses en °C/m, l'axe des ordonnées en m



6 Conclusion

Les essais de simulation permettent de souligner les points suivants :

- sans différentiel de pression appliqué à la base des deux failles bordières : il n'y a pas de circulation de fluides dans les couches perméables du réservoir,
- s'il y a un différentiel de pression appliqué entre les deux failles bordières : il y a des circulations de fluides dans les couches perméables du réservoir,
- le modèle de circulation des fluides dans le Buntsandstein permettant d'obtenir le profil de température mesuré correspond au modèle où les failles sont connectées entre elles.
- l'origine de ces surpressions pourrait être expliquée par le basculement du réservoir, notamment par le basculement du horst de Soultz,
- les couches qui assurent la circulation entre les deux failles sont : les grès fluvio-éoliens, les grès déposés dans un environnement de Playa Lake et l'Obere Felsone, qui ne sont pas fracturés.
- dans la formation des grès du Buntsandstein, ces couches sont composées par des corps sédimentaires ayant des extensions latérales importantes, et apparaissent donc comme des cibles intéressantes pour la géothermie. Nos essais de simulation suggèrent que des couches continues, ayant leurs propriétés pétrophysiques, peuvent être connectées et permettre des circulations de fluides entre des failles distantes de 1km.

DISCUSSION

Dans cette partie, les différents éléments amenant à l'élaboration d'un modèle conceptuel de bloc dans les grès du Buntsandstein du fossé Rhénan seront rappelés. A partir de ce modèle et des données statistiques et dynamiques, il sera discuté de son utilisation pour l'implantation de doublets géothermiques dans la formation, aux limites et au centre du bloc.

1 Caractérisation des éléments favorables au drainage des fluides

1.1 Les structures sédimentaires

L'analyse pétrophysique des trois faciès sédimentaires reconnus dans les grès du Buntsandstein a été menée à partir de l'étude des carottes du forage EPS1 qui offrent une coupe verticale et continue entre 1008 et 1417 m de profondeur : les dépôts de chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride sont présents de 1349,00 à 1243,00 m, de 1215,00 à 1183,00 m et de 1112,00 à 1084,00 m de profondeur, les dépôts fluvio-éoliens d'erg de marge de 1243,00 à 1215,00 m de profondeur et les dépôts de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes de 1183,00 à 1112,00 m de profondeur) (Bourquin et al., 2009). Les grès fluvio-éoliens et ceux déposés dans un environnement de Playa Lake présentent les propriétés pétrophysiques les plus favorables pour le transfert de fluide (Chapitre IV : Figure 56, Tableau 3 & Tableau 4) : (1) les grès fluvio-éoliens ont des porosités comprises entre 8,28 et 19,93 % et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,42 et 21,56 μm . Les perméabilités à l'azote, mesurées parallèlement à la stratification, sont comprises entre 1,88 et 227 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,85 et 153 mD. Les mesures obtenues à l'aide du perméamètre de terrain sont comprises entre 0,63 et 512 mD. (2) Les grès déposés dans un environnement de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes ont des porosités comprises entre 1,21 et 17,02 % et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,04 et 3,07 μm . Les perméabilités à l'azote, mesurées parallèlement à la stratification, sont comprises entre 1,17 et 160 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,42 et 92 mD. Les mesures obtenues à l'aide du perméamètre de terrain sont comprises entre 0,35 et 387 mD.

Les grès fluviaux présentent des caractéristiques pétrophysiques moins favorables pour le transfert de fluides, sauf à la base des Grès Vosgiens et à la base des Couches Intermédiaires (Chapitre IV : Figure 56, Tableau 3 & Tableau 4). Les grès fluviaux ont des porosités comprises entre 1,28 et 17,63 % et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,01 et 9,94 μm . Les perméabilités à l'azote, mesurées parallèlement à la stratification, sont comprises entre 0,04 et 154 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont

comprises entre 0,06 et 55 mD. Les mesures obtenues à l'aide du perméamètre de terrain sont comprises entre 0,34 et 284 mD.

Les grès fluvio-éoliens s'organisent sous la forme d'unités génétiques de 5 à 15 m d'épaisseur, dans lesquelles les dépôts éoliens présentent des épaisseurs peu importantes : 1,5 m au maximum, mais qui présentent une extension latérale de plusieurs centaines de mètres (Bourquin et al., 2009). Les grès déposés dans un environnement de Playa Lake forment des unités génétiques de 5 à 20 m d'épaisseur, où les dépôts de nappes sableuses tabulaires peuvent constituer des séquences comprises entre 10 cm et 2 m d'épaisseur et pouvant être d'extension hectométrique (Bourquin et al., 2009). Les dépôts de chenaux, constituant des unités génétiques de 5 à 25 m d'épaisseur, sont formés par des unités élémentaires organisées en séquences d'épaisseur décimétrique à décamétrique, délimitées par des surfaces de discontinuités d'extension hectométrique (Bourquin et al., 2009; Ghienne et al., 1994). Dans toutes les unités génétiques précédentes, mais essentiellement dans la dernière, il peut également se trouver des faciès argileux de plaine d'inondation et/ou de mare dont l'épaisseur excède rarement 50 cm et parfois continue à l'échelle d'un affleurement, soit une extension décamétrique à hectométrique, (Bourquin et al., 2009; Ghienne et al., 1994). Il apparaît que les grès fluvio-éoliens et ceux déposés dans un environnement de Playa Lake ont les propriétés de transfert de fluides les plus intéressantes et sont caractérisés par des corps sédimentaires d'épaisseur peu importante mais montrant des extensions latérales importantes, d'ordre hectométrique. Un seul de ces corps sédimentaire présente une taille insuffisante pour une exploitation géothermique, car la distance entre les puits en profondeur est d'ordre kilométrique. Cependant, plusieurs corps « connectés » peuvent apparaître comme une cible intéressante pour l'implantation d'un doublet géothermique (Weber, 1986) (Chapitre III : Figure 35). Toutefois, les connexions entre ces différents corps sédimentaires, à l'échelle de la formation du Buntsandstein, sont mal documentées. Les dépôts de chenaux sont formés par des lentilles gréseuses, d'extensions limitées, séparées par de minces niveaux argileux. Ainsi, ces niveaux sont constitués par des corps pouvant présenter des caractéristiques favorables au drainage de fluides, mais qui sont plus ou moins isolés les uns des autres par de minces niveaux argileux. La connectivité des niveaux gréseux, à l'échelle de la formation, peut ainsi être limitée (Moreton et al., 2002; Pranter et al., 2007; Weber, 1986).

Bourquin et al. (2009) ont montré, dans le puits EPS1, que les unités génétiques correspondantes aux grès fluvio-éoliens d'erg de marge se situent dans la partie supérieure des Grès Vosgiens Inférieurs, au sommet du cycle mineur B2. Les unités génétiques

correspondant aux dépôts de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes se situent à la base des Grès Vosgiens Supérieurs, depuis le milieu du cycle mineur B3 jusqu'aux premiers niveaux annonçant la tendance progradante de dépôts du Conglomérat Principal, au milieu du cycle mineur B4. Ces deux zones sont séparées par les unités génétiques correspondant aux dépôts de chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride (les dépôts de chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride sont présents de 1349,00 à 1243,00 m, de 1215,00 à 1183,00 m et de 1112,00 à 1084,00 m de profondeur, les dépôts fluvio-éoliens d'erg de marge de 1243,00 à 1215,00 m de profondeur et les dépôts de Playa Lake et de nappes de sables fluviales et éoliennes de 1183,00 à 1112,00 m de profondeur). De plus, la formation des grès du Buntsandstein tend à s'épaissir depuis le Bassin de Paris jusqu'au Bassin Germanique, selon un axe globalement orienté W/SW à E/NE, les dépôts scythiens évoluant latéralement de dépôts de chenaux fluviaux à des dépôts de Playa Lake au centre du Bassin Germanique (Aignier & Bachmann, 1992; Armour et al., 2003; Bourquin et al., 2011; Bourquin et al., 2006; Clemmensen & Tirsgaard, 1990; Röbling, 1991; Van der Zwan & Spaak, 1992). Plus particulièrement, les grès déposés dans un environnement de Playa Lake tendent à s'épaissir suivant cet axe, en allant vers l'E/NE (Bourquin et al., 2006). Ainsi, il est probable que ces niveaux tendent à s'épaissir en allant vers le Nord dans le Fossé Rhénan. Ainsi, dans la partie la plus septentrionale du Fossé Rhénan, les grès déposés dans un environnement de Playa Lake apparaissent comme une cible intéressante pour la géothermie, en associant une formation gréseuse relativement épaisse et présentant des caractéristiques pétrophysiques favorables pour le drain de fluides, avec des conditions de températures élevées (de l'ordre de 150 à 200°C au toit du Buntsandstein (Chapitre III : Figure 43) (Dezayes et al., 2007)).

1.2 Les caractéristiques pétrographiques

Les formations sédimentaires, rencontrées dans les forages et sur les affleurements, sont composées de plusieurs faciès pétrographiques, dont les proportions sont variables d'un faciès sédimentaires à l'autre. Les variations des propriétés pétrophysiques des formations sédimentaires peuvent être expliquées par celles des différents faciès pétrographiques, pondérées de leurs proportions dans chacun des faciès sédimentaires (les faciès ont notamment été décrits par Sizun (1995) et Sizun et Jeannette (1995)) (Chapitre V : Tableau 32):

(1) les grès à matrice argileuse ont des porosités comprises entre 1,49 et 11,95% et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,01 et 0,7 μm . Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,001 et 115 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,001 et 15 mD.

(2) Les grès à enrobages argileux ont des porosités comprises entre 1,35 et 26,16% et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,001 et 21,58 μm . Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,004 et 217 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,001 et 40 mD.

(3) Les grès propres ont des porosités comprises entre 6,71 et 23,75% et des diamètres moyens d'accès compris entre 0,26 et 21,56 μm . Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,02 et 227 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,01 et 153 mD.

(4) Les grès silicifiés ont des porosités comprises entre 3,80 et 15,82% et des diamètres moyens d'accès à la porosité compris entre 0,16 et 18,47 μm . Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,005 et 12,17 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,01 et 10,81 mD.

(5) Les grès à ciment carbonaté ont des porosités comprises entre 0,90 et 8,63% et des diamètres moyens d'accès à la porosité compris entre 0,01 et 1,86 μm . Les perméabilités mesurées parallèlement à la stratification sont comprises entre 0,002 et 0,09 mD, alors que celles mesurées perpendiculairement sont comprises entre 0,0005 et 0,13 mD.

Les grès propres et les grès à enrobages argileux apparaissent comme des niveaux ayant des capacités de stockage et de transfert de fluide importantes, plus élevées que celles des grès à matrice argileuse, des grès silicifiés et des grès à ciment carbonaté qui vont jouer les rôles de barrière (ou de frein) aux transferts de fluide.

Pour une profondeur inférieure à 500 m, les différents faciès pétrographiques (Chapitre V : Figure 96, Figure 97, Figure 98, Figure 99 & Figure 100) sont caractérisés par des propriétés pétrophysiques très hétérogènes. Entre 500 et environ 1500 m de profondeur, la porosité, les diamètres d'accès à la porosité et la perméabilité diminuent. Cette diminution s'accompagne de fortes hétérogénéités. Enfin, pour des profondeurs supérieures à 1500 m, ces propriétés pétrophysiques diminuent fortement. Cette tendance doit être regardée avec précaution du fait du faible nombre de données acquises en profondeur.

Pour l'ensemble des faciès pétrographiques, la forte proportion de volume poreux piégé (Chapitre IV : Figure 68 & Chapitre V : Figure 90) suggère que le réseau poreux est très hétérogène, c'est-à-dire formé par des successions de volumes relativement gros, séparés entre eux par des chemins d'accès aux diamètres fortement réduits. La porosité apparaît donc contrôlée par les structures sédimentaires et diagénétiques. L'impact de la fracturation ou de la micro-fracturation est peu important, car les fissures sont plutôt associées à des structures « régulières » peu favorables au piégeage du mercure. La perméabilité augmente avec le volume poreux et avec les diamètres d'accès à la porosité, suggérant un contrôle de ces deux paramètres sur le transfert de fluides (Chapitre IV : Figure 70 & Chapitre V : Figure 101).

De par leurs variations de composition minéralogique et de porosité, les différents faciès pétrographiques vont induire les variations de conductivité thermique mesurées (Chapitre IV : Figure 71 & Chapitre V : Figure 94). Les grès à ciment carbonaté, peu poreux, comprennent une abondante matrice dolomitique (conductivité thermique de la dolomite : $5,1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Clauser & Huenges, 1995)) qui explique les fortes conductivités thermiques mesurées. Pour les grès silicifiés deux cas sont distingués : (1) s'ils sont peu poreux, avec notamment d'importants quartz authigènes (Conductivité thermique du quartz : $7,8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Clauser & Huenges, 1995; Fjeldskaar et al., 2009)) qui colmatent la porosité et avec peu de dissolution des feldspaths potassiques, alors les conductivités thermiques sont élevées, (2) lorsque la porosité augmente, généralement du fait d'une dissolution plus importante des feldspaths potassiques, la conductivité thermique diminue légèrement. Les grès à matrice argileuse, peu poreux, sont caractérisés par une abondante matrice d'illite (conductivité thermique de l'illite : $1,9 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Clauser & Huenges, 1995; Fjeldskaar et al., 2009)) qui explique les faibles conductivités thermiques mesurées, associées à une augmentation de la résistance de contact entre les grains. Les grès propres présentent des conductivités thermiques relativement faibles lorsqu'ils sont très poreux. La conductivité thermique augmente avec une diminution de la porosité. Les grès à enrobage argileux présentent les plus grandes variations de conductivité thermique. Ils ont un comportement assez similaire à celui des grès propres, en présentant des valeurs de conductivité thermique légèrement plus faibles qui pourraient être induites par les fines auréoles argileuses autour des grains, conduisant à une augmentation de la résistance de contact entre les grains. Plus localement, des dissolutions des feldspaths potassiques ou des silicifications peuvent induire d'importantes diminutions ou augmentations de la conductivité thermique. Les conductivités thermiques présentent une bonne corrélation avec les vitesses de propagation des ondes P (Chapitre IV : Figure 77 & Chapitre V : Figure

106). Ces dernières apparaissent ainsi comme un bon estimateur du potentiel de transfert de chaleur de la formation gréseuse. Ce comportement est lié au fait que ces deux propriétés sont contrôlées par la vibration du réseau cristallin des roches.

Avec la profondeur, de la surface jusqu'à 1500 m, la conductivité thermique et les vitesses de propagation des ondes P augmentent tout en conservant de fortes hétérogénéités. Enfin, elles augmentent significativement en dessous de 1500 m de profondeur.

1.3 Circulation de fluides en profondeur

A partir du profil de température, mesuré à l'équilibre dans le forage EPS1, et de mesures de conductivité thermique sur les carottes, nous avons identifié les zones de circulation de fluides dans la formation gréseuse du Buntsandstein (Chapitre IV : Figure 79 & Figure 80).

Dans le forage EPS1, les zones de circulation de fluides sont caractérisées par des gradients de température mesurés supérieurs aux gradients calculés. Trois zones principales de circulation de fluides chauds sont identifiées : (1) au niveau des grès fluvio-éoliens, (2) au niveau des grès qui se sont déposés dans un environnement de Playa Lake et (3) au niveau des grès fluviaux affectés par une forte fracturation, liée aux zones endommagées des zones de failles. Ainsi, l'analyse des gradients de température conduit à localiser les zones perméables, à l'échelle de la formation, dans lesquelles les circulations de fluides chauds se produisent. La température de 120,24°C, mesurée à 1009,19 m de profondeur, met en évidence une anomalie de température qui a une origine profonde. Les fluides chauds remontent par la zone de faille, circulent dans les zones endommagées et dans certains niveaux sédimentaires connectés. Ces données suggèrent également que les grès, situés à la base des Grès Vosgiens et des Couches Intermédiaires, sont constitués par des lentilles très perméables limitées par des couches imperméables, héritées de processus sédimentaires. Ces écrans imperméables réduisent la perméabilité macroscopique de ces formations.

Des modélisations numériques, qui à partir du modèle de réservoir proposé cherchent à reproduire le profil de température mesuré en puits, soulignent l'importance d'une bonne connexion de ces corps sédimentaires perméables à l'échelle d'un bloc délimité par les failles (Chapitre VII : Figure 146) et la possibilité d'un basculement de ce bloc réservoir pour l'établissement des circulations (Chapitre VII : Figure 141 & Figure 142).

1.4 Organisation de la fracturation

L'analyse d'affleurements, dans différentes positions structurales, a permis d'apporter des éléments nécessaires à la construction d'un bloc conceptuel de la fracturation affectant les grès du Buntsandstein du fossé Rhéna (Chapitre VI : Figure 136). Il en résulte que la fracturation des grès évolue (1) en fonction de la situation dans la pile sédimentaire et (2) en fonction de la situation par rapport aux accidents tectoniques majeurs.

Les grès présentent une plus faible densité de fractures, au cœur d'un bloc, loin des failles majeures. Cependant, la fracturation évolue suivant la position verticale dans la pile sédimentaire et apparaît distribuée de façon différente pour les bancs gréseux séparés par des niveaux argileux avec un contrôle de la nature lithologique et de l'épaisseur des bancs.

Au sommet de la série gréseuse, une forte densité de fracturation est observée dans certains bancs (Chapitre VI : Figure 130) des Carrières Royales, alors que celles-ci sont situées à moins d'un kilomètre à l'Ouest de la faille Rhénane Occidentale. Alors que les mêmes niveaux, recoupés par le forage EPS1, présentent également une forte densité de fracturation (Chapitre IV : Figure 54), fracturation qui a été attribuée à la présence de la zone endommagée de la faille de Soultz. Ainsi, la forte densité de fracturation dans ces niveaux, observée à l'affleurement, correspond à la fracturation intrinsèque de la formation, avec probablement peu d'effet de la zone de faille.

A proximité des failles majeures d'orientation rhénane, la fracturation apparaît organisée sous la forme de couloirs présentant une forte densité de fractures, et qui sont séparés par des zones à faible densité. Ce type d'organisation n'a pas été reconnu à proximité des failles hercyniennes.

Des fractures sont colmatées par de la barytine à proximité des failles hercyniennes et dans les couloirs de fracturation à proximité des accidents d'orientation rhénane. Par contre, peu de barytine a été observée dans les fractures au cœur des blocs, loin des failles majeures. Les traces de barytine indiquent des zones de paléocirculations. La précipitation de la barytine peut conduire à une forte diminution de la porosité dans la fracture et constitue ainsi une barrière au transfert de fluides (Chapitre IV §2.2.5).

2 Modèle de bloc

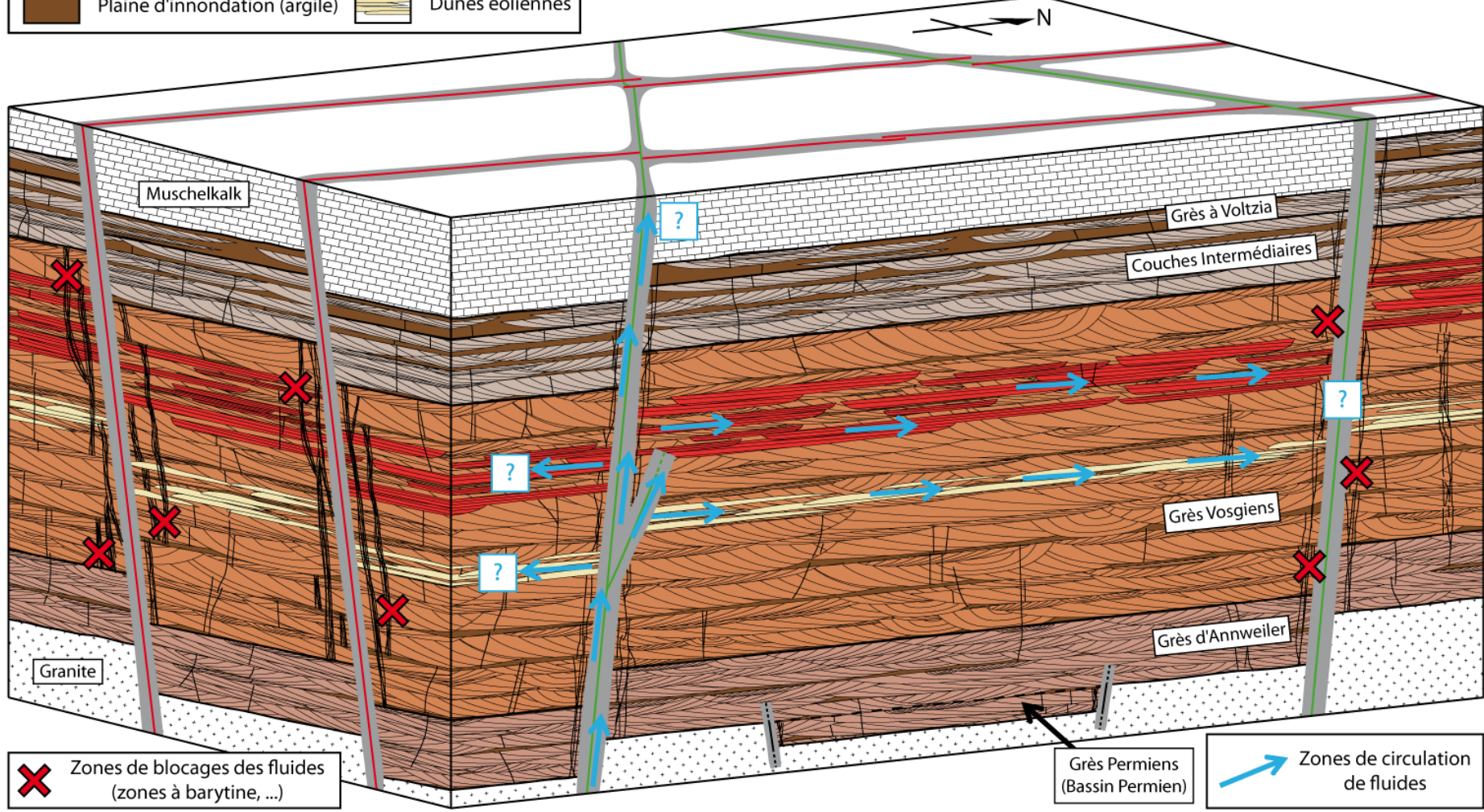
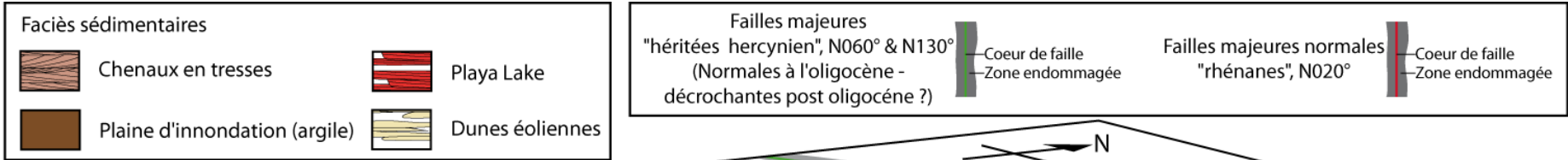
L'ensemble des données, acquises à partir des données de forages et des données d'affleurements, conduit à la construction d'un modèle conceptuel de bloc du réservoir gréseux du Buntsandstein dans le fossé Rhénan (Figure 147).

Le modèle conceptuel se présente sous la forme d'un bloc 3D, recoupé par différentes structures représentatives des structures régionales d'origine tectonique et sédimentaire. Cette approche permet l'observation des caractéristiques du réservoir gréseux au cœur du bloc et à proximité des accidents tectoniques principaux qui le délimitent.

Le bloc est recoupé par quatre failles représentant les principaux accidents tectoniques régionaux : deux failles rhénanes orientées N000-020°E à jeu normal et deux failles hercyniennes orientées N060°E et N130°E qui ont eu un jeu normal à l'Oligocène et décrochant post-Oligocène. Cette dernière faille majeure est équivalente à celle intersectée par le forage EPS1 à environ 1000 m de profondeur. Les grès du Buntsandstein sont intercalés entre les calcaires du Muschelkalk et le granite paléozoïque. Les Grès Permien sont représentés dans un bassin permien. Les blocs délimités par les failles majeurs sont représentés avec un basculement vers l'Ouest d'environ 5°.

Il est à noter que ce modèle conceptuel n'a pas d'échelle. En effet, l'extension horizontale d'un bloc, délimité par des failles, peut être d'ordre hectométrique à plurikilométrique (Capar et al., 2011; Valley, 2007). L'épaisseur des grès du Buntsandstein varie de quelques mètres au Sud du fossé Rhénan, à plus de 1600 m dans la partie Nord (Dezayes et al., 2007). De plus, la base du réservoir gréseux peut varier entre des profondeurs comprises entre 450 et 4850 m en fonction de sa situation géographique dans le Fossé Rhénan (Dezayes et al., 2007) (Chapitre III §5.4).

Figure 147 (page suivante) : Modèle conceptuel d'un bloc délimité par des failles majeures dans la formation gréseuse du Buntsandstein du Fossé Rhénan (schéma sans échelle)



Zones de blocages des fluides (zones à barytine, ...)

Grès Permien (Bassin Permien)

Zones de circulation de fluides

2.1 « Habillage » sédimentaire et structural du modèle

Les grandes unités lithologiques du Buntsandstein ont été intégrées au modèle, elles sont délimitées par des traits continus noirs sur la Figure 147 : les Grès Permians, les Grès d'Annweiler, les Grès Vosgiens, les Couches Intermédiaires et les Grès à Voltzia. Les épaisseurs représentées sont celles reconnues dans le forage EPS1 (Sizun, 1995; Vernoux et al., 1995) en gardant à l'esprit que ces épaisseurs sont variables en fonction de la position du bloc dans le fossé Rhénan. L'environnement de dépôt principal correspond à des chenaux en tresses dans une plaine alluviale aride, dont l'axe d'écoulement principal est orienté vers le NNE (Durand, 1978; Durand et al., 1994). Certains niveaux des Grès Permians correspondent à des dépôts de cônes de déjection, alors que vers le sommet de la série gréseuse l'environnement de dépôts évolue vers un domaine margino-littoral, deltaïque ou estuarien (Courel et al., 1980; Durand, 1978; Perriaux, 1961). Les grès fluvio-éoliens et ceux déposés dans un environnement de Playa Lake ont été intégrés suivant les épaisseurs et les positions rencontrées dans le forage EPS1 (Bourquin et al., 2009). La connectivité entre ces corps poreux et perméables, à l'échelle de la formation, reste inconnue. Toutefois, les essais de modélisation montrent qu'une bonne connectivité est nécessaire d'une part entre ces corps à l'échelle du bloc et d'autre part entre ces corps et les failles de bordures pour reproduire le profil de température mesuré (voir chapitre VII).

L'information structurale est intégrée suivant les résultats de l'analyse d'affleurements ayant conduit à la construction d'un bloc conceptuel (Chapitre VI §7). Les zones de circulation de fluide sont intégrées suivant les résultats obtenus par l'analyse des gradients de température dans le forage EPS1 (Chapitre IV §2.4).

3 Discussion de la dynamique des fluides

3.1 Modèle à triple porosité

Le modèle conceptuel de bloc du réservoir gréseux fracturé du Buntsandstein proposé dans cette étude peut être défini comme un réservoir à triple porosité. D'une part, les zones de failles, avec leur zone endommagée, jouent le rôle de drain pour la circulation des fluides (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Sibson, 1977; Surma et al., 2003). Elles constituent ainsi la colonne vertébrale du réservoir, permettant notamment la remontée de fluides chauds depuis le socle granitique. Elles déterminent une porosité de drain plus ou moins verticale et à l'extension latérale contrainte par la géométrie des failles.

D'autre part, la porosité de fracture (hors zone de faille) est fonction du colmatage total ou partiel par les précipitations minérales et notamment par la barytine. Elle est généralement d'échelle métrique à décamétrique, c'est-à-dire de la taille du banc gréseux qu'elle affecte en se branchant sur les niveaux argileux sous- et sus-jacents. Affectant peu la porosité matricielle au cœur d'un bloc, elle est toutefois localement importante dans les couloirs fracturés ou les zones de clusters, où son extension peut alors être d'ordre hectométrique.

Enfin, la porosité au cœur du bloc, loin des zones de failles, est essentiellement constituée par la porosité de matrice des corps argilo-gréseux. Elle est contrôlée par l'environnement de dépôts, les faciès pétrographiques et leur répartition dans la séquence de dépôt, la diagenèse et l'enfouissement. Elle est d'ordre micrométrique, mais à la faveur de nombreuses connexions entre les corps gréseux les plus poreux, ces formations poreuses peuvent avoir une extension latérale importante et une organisation contrôlée par les conditions de sédimentation. Cette porosité de matrice existe également dans les zones de failles et les couloirs de fractures, où elle est modifiée.

3.2 Zones de production

Le modèle de circulation proposé dans les grès du Buntsandstein est donc caractérisé (1) par un système de failles (cœur de faille et zone endommagée), (2) par un réseau de fractures, peu dense et peu connecté au centre d'un bloc, mais dense et probablement connecté à proximité des zones de failles, (3) par un réseau matriciel jouant un rôle de drain pour la circulation de fluides dans les grès fluvio-éoliens et ceux déposés dans un environnement de Playa Lake, ou de barrière pour la circulation de fluides avec les niveaux argileux, les grès à ciment carbonaté et les grès silicifiés. Les fluides peuvent théoriquement circuler dans les

zones de failles, les zones densément fracturées connectées et les corps poreux et perméables connectés.

Toutes les zones de failles ne correspondent pas à des zones favorables pour la circulation de fluides. La porosité et la perméabilité confèrent à chaque faille un comportement hydraulique particulier : drain, barrière ou les deux (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Sibson, 1977; Surma et al., 2003). Ces différents comportements peuvent affecter différentes parties d'une même faille, suivant l'évolution de sa géométrie. De plus, le régime de contraintes dans la formation est un facteur important qui contrôle l'ouverture, la fermeture, la propagation et la connexion des fractures (voir par exemple Jolly & Cosgrove (2003) ou Rogers (2003)). Ainsi, l'orientation des failles par rapport au champ de contrainte va contrôler en partie son comportement hydraulique.

Le comportement de barrière pour le transfert de fluides peut conduire un ensemble de failles à isoler un bloc du reste de la formation. Jouant à la fois le rôle de barrière au transfert de fluides, perpendiculairement à l'axe de la faille, et le rôle de drain, parallèlement au plan de la faille, les failles peuvent apparaître comme une cible préférentielle. En effet, elles permettent une circulation « localisée » et « dirigée » de fluides. Une stratégie d'implantation de doublets géothermiques pourrait être : (1) le puits d'injection intersectant la zone endommagée de la zone de faille au sommet des grès et le puits de production l'intersectant, vers la base de la série gréseuse (Cas A Figure 148). Les fluides denses descendent alors dans la zone endommagée, suivant un chemin de circulation inverse à celui proposé dans le cadre de la faille de Soultz. (2) Une autre possibilité consisterait à forer les puits injecteur et producteur à des profondeurs voisines, en intersectant la zone endommagée d'un même côté d'une zone de faille. La boucle géothermale pourrait alors être envisagée via une migration latérale des fluides dans le plan de la faille.

Des mesures de perméabilités réalisées à l'affleurement sur le site du Kronthal (Chapitre VI §3.5) montrent que perpendiculairement aux fractures, la perméabilité chute, due à une modification des propriétés de bordures des failles et fractures.

Un facteur déterminant à prendre en compte est l'orientation des contraintes actuelles (Jolly & Cosgrove, 2003; Rogers, 2003). En effet, elle va contrôler l'ouverture ou la fermeture des fractures suivant leurs orientations, au cœur d'un bloc ou dans les zones endommagées. Les fractures orientées parallèlement à la direction de contrainte majeure seront plutôt ouvertes alors que celles présentant une forte obliquité seront plutôt fermées.

Ainsi en fonction du champ de contrainte actuel, les orientations avoisinant N150° seront les plus favorables aux écoulements dans le fossé Rhénan. Du fait des caractéristiques des épontes présentées plus haut, ces conduits seront fortement anisotropes et peu favorables aux transferts latéraux.

Des puits intersectant perpendiculairement les fractures ouvertes seront plus efficaces que s'ils les recoupent avec un angle trop faible. Une stratégie d'implantation de doublets géothermiques pourrait être envisagée en exploitant notamment les couloirs de fractures de grandes extensions, subparallèles aux failles Rhénanes, qui sont relativement bien orientés par rapport à la contrainte.

Les grès fluvio-éoliens et ceux déposés dans un contexte de Playa Lake sont notamment constitués par des corps sédimentaires de grandes extensions, poreux et perméables. Ces corps apparaissent comme une cible pour l'exploitation géothermique du réservoir, notamment si un corps poreux et perméable d'extension suffisante (d'ordre kilométrique), ou si plusieurs corps poreux et perméables interconnectés, sont intersectés par des puits d'injection et de production (Cas B Figure 148). Ces puits, probablement distant en profondeur de plusieurs centaines de mètres, seraient orientés selon un axe SSW/NNE, correspondant à l'axe d'écoulement principal lors de la mise en place des dépôts. Enfin, à la base des Grès Vosgiens Inférieurs et des Couches Intermédiaires, nous avons identifié des lentilles très perméables, séparées par des niveaux imperméables qui réduisent la perméabilité à l'échelle macroscopique. Ces zones apparaissent comme des cibles afin de développer des zones de transfert de fluides à partir de perméabilité matricielle, par stimulations hydrauliques permettant de « rompre » les niveaux argileux obliques qui bloquent la perméabilité à grande échelle de la formation.

Ainsi, à partir de cette étude, deux types de réservoirs sont potentiellement exploitables et sont d'origine structurale et sédimentaire. La modélisation permet de montrer que la circulation actuelle des fluides, mise en évidence à partir des gradients de température, se fait dans un réservoir composite utilisant des sous réservoirs structuraux et sédimentaires. A partir de ce constat, différentes stratégies d'exploitation peuvent être envisagées.

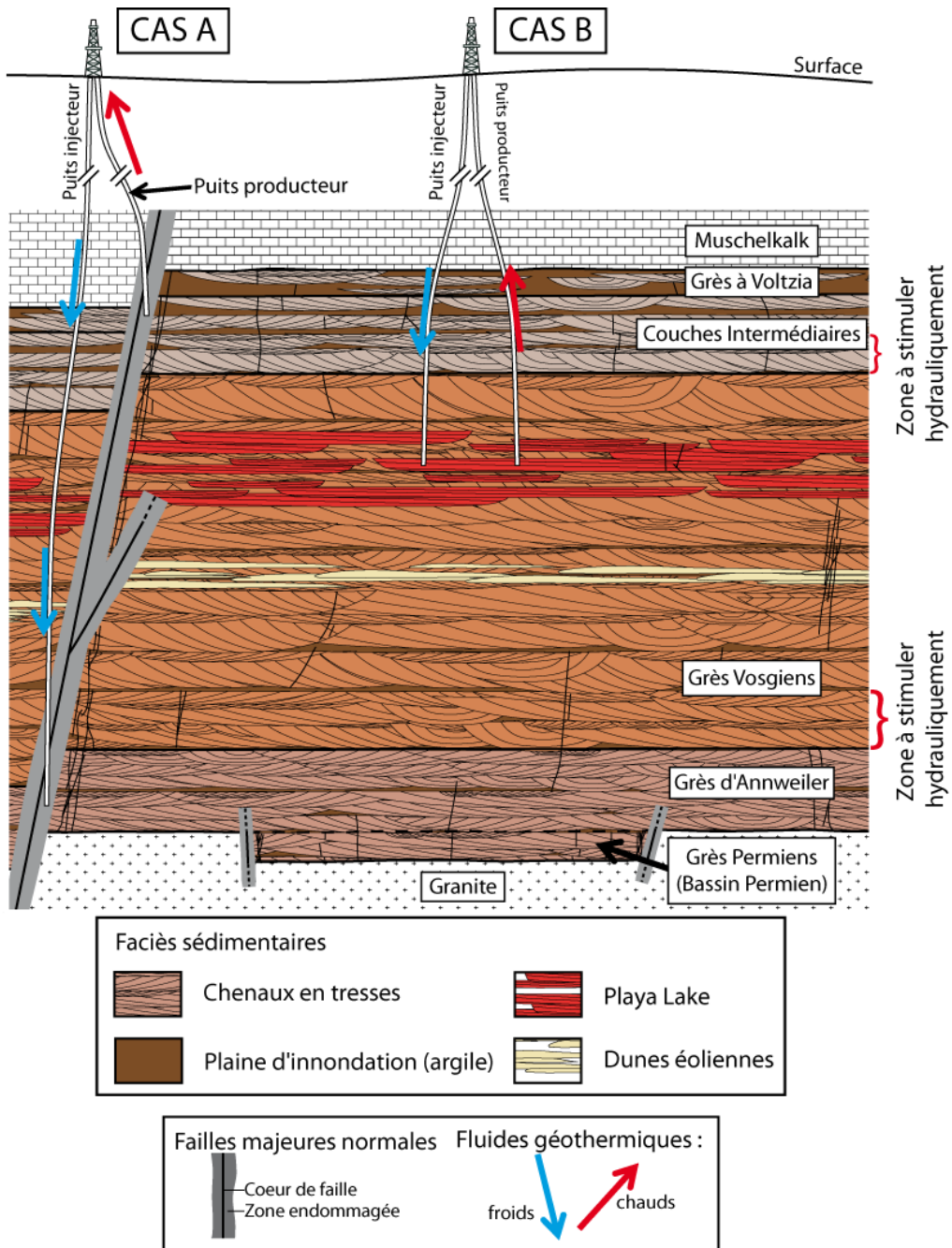


Figure 148 : Modèles d'implantation de doublets géothermiques dans les grès du Buntsandstein du fossé Rhénan (Schéma sans échelle). Cas A : à proximité d'une faille, cas B au centre d'un bloc

CONCLUSION

Dans le cadre actuel de forte demande en énergie, associée à une volonté politique de réduction des émissions de gaz à effet de serre, il apparaît essentiel d'évaluer les ressources énergétiques renouvelables présentes dans le sous-sol. En France, l'exploitation des réservoirs géothermiques, si elle est principalement concentrée dans les grands bassins sédimentaires post-paléozoïques, tels que le bassin de Paris et le bassin Aquitain, concerne également les formations volcaniques des Antilles, ou encore les roches de socle comme à Soultz-Sous-Forêts, dans le fossé Rhénan.

Dans le fossé Rhénan, les formations du Buntsandstein (Permo-Trias) apparaissent également comme une cible intéressante pour l'exploitation géothermique, car elles se composent de matériaux argilo-gréseux qui peuvent être perméables et qui se trouvent dans le contexte de l'anomalie thermique du graben du Rhin supérieur. En outre, dans cette formation géologique particulière, la formation mésozoïque se trouve compartimentée par des failles régionales, issues de la mise en place polyphasée du graben et de l'héritage structural paléozoïque, qui peuvent modifier considérablement les propriétés hydrauliques de ces formations.

Les travaux présentés dans ce manuscrit se placent dans le cadre de la caractérisation pétrophysique de la formation gréseuse fracturée du Buntsandstein, dans le but d'évaluer ses propriétés de transfert de fluides et de chaleur. Ils visent à l'élaboration d'un modèle conceptuel, reprenant l'ensemble des résultats acquis, qui servira de « guide » pour l'exploration et l'exploitation géothermiques futures. Pour cela, nous proposons une étude qui s'appuie sur la caractérisation pétrophysique des grès, notamment à partir de carottes de forages, et sur la caractérisation de la fracturation à partir d'analogues d'affleurement. Ces données sont utilisées pour construire un modèle conceptuel du réservoir, ce modèle réservoir est testé numériquement.

Les résultats pétrophysiques, obtenus à partir de mesures de porosité, perméabilité, conductivité thermique et vitesse de propagation des ondes P, acquis sur 400 m de grès du Buntsandstein, recoupés par le forage EPS1 (Soultz-sous-Forêts), montrent que les faciès sédimentaires sont composés en proportions variables de quatre faciès pétrographiques (grès propres, grès à enrobage argileux, grès à matrice argileuse et grès silicifiés). Ces faciès pétrographiques sont les éléments de base qui permettent de décrire les propriétés pétrophysiques des faciès sédimentaires.

Les mesures de conductivité thermique effectuées sur les carottes du forage EPS1 ont permis de calculer un profil de gradients de température « conductif » qui, comparé au profil mesuré en puits, permet de localiser les zones macroscopiques de circulation de fluides dans la formation. Cette comparaison met en évidence un contrôle sédimentologique et un contrôle structural sur les zones de circulation.

Ainsi, la comparaison des données pétrophysiques, des données macroscopiques et de la fracturation permet de construire un modèle de circulation dans le réservoir. Cette analyse met en avant le rôle de la zone endommagée des zones de failles pour le transfert de fluides à grande échelle, mais aussi celui de deux faciès sédimentaires correspondant à des grès déposés dans un environnement de Playa Lake et fluvio-éolien. L'interprétation de ces données permet également d'identifier des zones à stimuler hydrauliquement pour développer une zone de transfert, comme la base des Grès Vosgiens et la base des Couches Intermédiaires.

En parallèle de cette première approche, une étude pétrophysique a été réalisée sur les carottes issues de différents forages dans le graben du Rhin supérieur. L'analyse de ces propriétés, en distinguant cinq faciès pétrographiques : les grès propres, les grès à enrobage argileux, les grès à matrice argileuse, les grès silicifiés et les grès à ciment carbonaté, permet de proposer un schéma de variations des propriétés en fonction de la profondeur. Il en ressort que, à partir de la surface et jusqu'à une profondeur comprise entre 1000 et 1500 m, les propriétés pétrophysiques présentent de fortes hétérogénéités, notamment dans les premiers 500 m de profondeur. A des profondeurs plus importantes, les porosités, les diamètres moyens d'accès à la porosité et les perméabilités diminuent fortement. Dans un même temps, les vitesses de propagation des ondes P et les conductivités thermiques tendent à augmenter.

Ces résultats indiquent qu'il y a une bonne corrélation entre les propriétés pétrophysiques des grès du Buntsandstein situés à une profondeur inférieure à 500 m, et celles des grès à l'affleurement.

L'analyse de différents affleurements, dans différentes positions structurales, a permis d'apporter des éléments importants conduisant à la construction d'un bloc conceptuel de la fracturation affectant les grès du Buntsandstein du fossé Rhéna. Les grès présentent une plus faible densité de fracturation, au cœur d'un bloc, loin des failles majeures, bien que variable en fonction de la situation dans la pile sédimentaire. A proximité des failles majeures d'orientation rhénane, la fracturation apparaît organisée sous la forme de couloirs présentant

une forte densité de fracturation. Ils sont séparés par des zones à faible densité de fracturation. Ce type d'organisation de la fracturation n'a pas été reconnu à proximité des failles hercyniennes. Des fractures sont colmatées par de la barytine notamment à proximité des failles hercyniennes et dans les couloirs de fracturation à proximité des accidents d'orientation rhénane. Par contre, peu de barytine a été observée dans les fractures au cœur des blocs, loin des failles majeures.

L'ensemble de ces données a conduit à la construction d'un modèle conceptuel de bloc, correspondant à une structure élémentaire de la formation du Buntsandstein du graben du Rhin supérieur, intégrant l'information sédimentaire et structurale. Il ressort également que les zones de circulation naturelle de fluides, qui présentent donc une perméabilité et une connectivité élevée à l'échelle du bloc, peuvent être considérées comme des zones cibles pour l'implantation de doublets géothermiques. Des essais de modélisation confirment le modèle de circulation, ils suggèrent également une bonne connexion des corps perméables à l'échelle d'un bloc délimité par les failles. Il ressort également que les circulations de fluides seraient induites par le basculement de ce bloc réservoir.

BIBLIOGRAPHIE

- Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., Ramm, M., 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences *Clay Minerals*, 35: 261-269.
- Aharonov, E., Rothman, D.H., Thompson, A.H., 1997. Transport properties and diagenesis in sedimentary rock; the role of micro-scale geometry. *Geology*, 25: 547-550.
- Aignier, T., Bachmann, G.H., 1992. Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 80: 115-135.
- Ajdukiewicz, J.M., Lander, R.H., 2010. Sandstone reservoir quality prediction: The state of art. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 94: 1083-1091.
- Al-Aboud, N., 2003. Observation et quantification des mécanismes de pression-dissolution dans un réservoir gréseux. Thèse de Doctorat de l'Université de Lille: 175p.
- Allen, D.J., Brewerton, L.J., Coleby, L.M., Gibbs, B.R., Lewis, M.A., MacDonald, A.M., Wagstaff, S.J., Williams, A.T., Barker, J.A., Bird, M.J., Bloomfield, J.P., Cheney, C.S., Talbot, J.C., 1997. The physical properties of major aquifers in England and Wales. *British Geological Survey Technical Report WD/97/34*: 312p.
- Anadon, P., Cabrera, L., Kelts, K., 1991. Lacustrine facies analysis. *International Association Sedimentologists, Special Publication, n°13*, Oxford, Blackwell: 327p.
- Antonellini, M., Aydin, A., 1994. Effect of Faulting on Fluid Flow in Porous Sandstones: Petrophysical Properties. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 78: 355-377.
- Aquilina, L., Pauwels, H., Genter, A., Fouillac, C., 1997. Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine Graben: Geochemical investigation of a geothermal reservoir. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 61: 4281-4295.
- Armour, A., Bathurst, P., Evans, D., Gammage, J., Hickey, C., 2003. *The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*. The Geological Society of London, Editors: Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P.: 989p.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercynien du sud-ouest de l'Europe. *Geometrie et essai de reconstruction des conditions de déformation*. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Atkins, J.E., MacBride, E.F., 1992. Porosity and packing of Holocene river dune and beach sands. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 76: 339-355.
- Audigane, P., 2004. Adaptation de TOUGH2 au transport de CO₂ supercritique. *BRGM/RP-53392-FR*, 39 p., 19 fig., 2 tabl.: 42p.
- Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 797-814.
- Bär, K., Felder, M., Götz, A., Molenaar, N., Saas, I., 2011. The Rotliegend Reservoir System of the Northern Upper Rhine Graben, Germany: From Outcrop Analogue Studies to Geothermal Reservoir Assessment. *Search and Discovery Article, Poster*, October 24, 2011, 80194.
- Barton, C., Zoback, M., Moos, D., 1995. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23: 683-686.
- Baumann, H., 1981. Regional stress field and rifting in Western Europ. *Tectonophysics*, 73: 105-111.

- Baumann, J., Buhmann, D., Schulz, H.D., 1985. Calcite dissolution kinetics in porous media. *Chemical Geology*, 53: 219-228.
- Beach, A., Welbon, A.I., Brockbank, P.J., McCallum, J., 1999. Reservoir damage around faults; outcrop examples from the Suez Rift. *Petroleum Geoscience*, 5: 109-116.
- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.C., Johansen, H., 1998. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, 33: 297-316.
- Beck, A.E., 1988. Methods for determining thermal conductivity and thermal diffusivity. In: *Handbook of terrestrial heat-flow density determination*, Haenel et al. Eds.: 87-124.
- Beck, A.E., 1957. A steady state method for the rapid measurements of the thermal conductivity of rock. *Journal of Scientific Instruments*, 34: 186-189.
- Bense, V., Person, M., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., Simon, S., 2008. Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, 35: L24406, doi:10.1029/2008GL036017
- Berger, J.P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C., Schaefer, A., 2005. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *International Journal of Earth Science*, 94: 697-710.
- Bergerat, F., 1977. La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19: 325-338.
- Bertrand, G., Elsass, P., Wirsing, G., Luz, A., 2006. Quaternary faulting in the Upper Rhine Graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 338: 574-580.
- Beuning, K.R.M., Talbot, M.R., Kelts, K., 1997. A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 136: 259-279.
- Beyer, D., Kunkel, C., Hilse, U., Aehnelt, M., Pudlo, D., Voigt, T., Gaupp, R., 2011. Reservoir properties and fluid circulation in Buntsandstein aquifer sandstones of the Thuringian Basin in Central Germany. EGU, Vienna, Poster 13819.
- Birch, F., 1960. The Velocity of compressional Waves in Rocks to 10 kilobars, Part 1. *Journal of Geophysical Research*, 65: 1083.
- Bjorkum, P.A., Gjelsvik, N., 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 58: 506-511.
- Bjorlykke, K., Egerberg, P.K., 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 77: 1538-1548.
- Bjorlykke, K., 1984. Formation of secondary porosity: How important is it. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 37: 227-286.
- Blackwell, D.D., Spafford, R.E., 1987. Experimental methods in continental heat flow. In: *Methods of experimental physics*, Sammis & Henyey Eds., Academic Press, New York, 24: 189-226.
- Blenkinsop, T.G., 2008. Relationships between fault, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, 30: 622-632.

- Bloch, S., Lander, R.H., Bonnell, L., 2002. Anomalously High Porosity and Permeability in Deeply Buried Sandstone Reservoirs: Origin and Predictability. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 86: 301-328.
- Bloomfield, J.P., Moreau, M.F., Newell, A.J., 2006. Characterization of permeability distributions in six lithofacies from the Helsby and Wilmslow sandstone formations of the Cheshire Basin, UK. Barker, R. D. & Tellam, J. H. (eds), *Fluid Flow and Solute Movement in Sandstones: The Onshore UK Permo-Triassic Red Bed Sequence*. Geological Society, London, Special Publications, 263: 83-101.
- Boer, R.B.D., Nagtegaal, P.J.C., Duyvis, E.M., 1977. Pressure solution experiments on quartz sand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 257-260.
- Boer, R.B.D., 1977. On the thermodynamics of pressure solution—interaction between chemical and mechanical forces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 249-256.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. In: *Lake basins through space and time*, E.H. Gierlowsky-kordesch and K.R. Kelts (Eds), *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Studies in Geology*, 46: 3-34.
- Boles, J.R., Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Research*, 49: 55-70.
- Bongiolo, D.E., Scherer, C.M.S., 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial-aeolian reservoir of the Sergi formation (Upper Jurassic), Revôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1885-1897.
- Bonjer, K.P., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern Rhine Graben. *Tectonophysics*, 275: 41-69.
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Lopez, S., Bourguin, B., Lucazeau, F., Bouchot, V., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basin: new data compilation and new interpolation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181: 377-390.
- Bouchot, V., Dezayes, C., Lopez, S., et collaborateurs, 2008. Pojet CLASTIQ : CLAYed sanSTone In Question Rapport final, BRGM/RP-56626-FR, 68p., 15 fig., 3 tabl.
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszer, B., 1986. *Acoustiques des milieux poreux*. Publication de l'Institut Français du Pétrole: 339p.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *International Journal of Earth Science*, 96: 1003-1031.
- Bourquin, S., Bercovici, A., Lopez-Gomez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durant, M., Arché, A., Linol, A., Amour, F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Paleogeographic map and geodynamic implication. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 299: 265-280.
- Bourquin, S., Guillocheau, F., Peron, S., 2009. Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin): recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56: 2235-2264.

- Bourquin, S., Durant, M., Diez, J.B., Broutin, J., Fluteau, F., 2007. The Permian-Triassic boundary and lower Triassic sedimentation in western European basins: an overview. *Journal of Iberian Geology*, 33: 221-236.
- Bourquin, S., Péron, S., Durant, M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the German Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology*, 186: 187-211.
- Bourquin, S., Guillocheau, F., 1996. Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in the other Peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura Basin). *Sedimentary Geology*, 105: 159-182.
- Bourquin, S., Friedenberg, R., Guillocheau, F., 1995. High-resolution sequence stratigraphy in the Triassic series of the Paris Basin: geodynamic implications. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 337-362.
- Bousquié, P., 1979. Texture et porosité dans les roches calcaires. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI et Ecole des mines de Paris: 191p.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B., Blanco, O., 1999. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant fault during thrusting: the Colombian emerald deposit. *Geological Society London Special Publication*, 155: 183-195.
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and Floodplains. Forms, Process and Sedimentary Record: 491p.
- Brigaud, F., Chapman, D.S., Le Douaran, S., 1990. Estimating thermal conductivity in sedimentary basin using lithological data and geophysical well logs. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74: 1459-1477.
- Brun, J.P., Gutscher, M.A., team, D.-E., 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208: 139-147.
- Brun, J.P., Wenzel, F., 1991. Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic-reflection data. *Geology*, 19: 758-762.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24: 1025-1028.
- Capar, L., Beccaletto, L., Elsass, P., Marc, S., Rupf, I., Nitsch, E., Groupe, G., 2011. Failles transverses dans le fossé rhénan. 13eme Congrès de Sédimentologie, Dijon, France, Résumé.
- Caron, J.M., Gauthier, A., Lardeaux, J.M., Schaaf, A., Ulysse, J., Wozniak, J., 2003. Comprendre et enseigner la planète Terre. Edition Ophrys: 303p.
- Carrio-Schaffhauser, E., 1987. Evolution des propriétés pétrophysiques d'un calcaire : le rôle de la dissolution-cristallisation dans une déformation cassante. Thèse de Doctorat de l'Université de Marseille: 291p.
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 1995. A stratigraphic classification of lake types and hydrocarbon source potential: Balancing climatic and tectonic controls. First International Limno-geological Congress, Copenhagen, Danamark, August 21-25th: 18-19.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1986. Conduction of heat in solids. Oxford Science Publications: 510p.
- Cassini, G., Durant, M., Ronchi, A., 2003. Permian-Triassic continental sequences of Northwest Sardinia and South Provence: stratigraphic correlations and palaeogeographical implications. *Bolletino della Societa geologica Italiana*, 2: 119-129.

- Cautru, J.P., 1989. Coupe géologique passant par le forage GPK1 calée sur sismique réflexion et documents annexes. Document internes IMRG, GEIE "Exploitation Minière de la Chaleurs", Kutzenhausen, France.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 400: 377-386.
- Chester, F.M., Logan, J.M., 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9: 621-634.
- Chilingar, G.V., 2012. Relationship between porosity, permeability and grain size distribution of sands and sandstones. In : *Developments in Sedimentology*, Volume 1, edited by L.M.J.U. van Straaten: 71-75.
- Chorowicz, J., Deffontaines, B., 1993. Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. *Journal of Geophysical Research*, 98: 14339-14351.
- Chowdhury, A.H., Noble, J.P.A., 1992. Porosity Evolution in the Albert Formation of the Stoney Creek Oil and Gas Field, Moncton Subbasin, New Brunswick, Canada (1). *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 76: 1325-1343.
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal conductivity of rock and minerals, In: *Rock physics and phase relations - a Handbook of physical constants*, T.J. Ahrens Ed., AGU reference shelf, 3: 105-126.
- Clauser, C., Neugebauer, J., 1991. Thermisch relevante Tiefenwasserzirkulation in der Oberkruste unter dem Oberrheingraben ? Eingrenzungen mit Hilfe hydrothermischer Modellrechnungen *Geologie Jahrbuch*, E48: 185-217.
- Clauser, C., Villinger, H., 1990. Analysis of conductive and convective heat-transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophysical Journal International*, 100: 393-414.
- Clemmensen, L.B., Tirsgaard, H., 1990. Sand-drift surface: a neglected type of bounding surface. *Geology*, 18: 1142-1145.
- Cloetingh, S., Ziegler, P., Beekman, F., Andriessen, P.A.M., Hardebol, N., Dezes, P., 2005. Intraplate deformation and 3D rheology structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the Northern Alpine foreland. *International Journal of Earth Science*, 94: 758-778.
- Cloos, H., 1910. Tafel und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zut Kenntnis des Tertiärs. *Neues Jb. Mineral. Geol. & Palaont.*, BB: 97p.
- Cojan, I., 2010. Les événements globaux au travers des plaines d'inondation ou le fil d'Ariane des systèmes fluviaux. *Memoire d'Habilitation à Diriger des Recherches*: 92p.
- Cojan, I., Renard, M., 1999. *Sédimentologie*. Edition Dunod, Paris: 418p.
- Contraires, S., 2008. Effet hydrauliques d'une injection de CO₂ en réservoir souterrain : mise au point de méthode géophysique de surface permettant de suivre ces effets. Thèse de Doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris: 206p.
- Courel, L., Durant, M., Maget, P., Maiaux, C., Menillet, F., Pareyn, C., Dubois, P., Marchal, C., Yapaudjian, L., 1980. Trias. In: Mégnien, C. (Eds.), *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, Mémoire, Volume 101. BRGM: 37-74.

- Cox, S.F., 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold system. Geological Society London Special Publication, 155.
- Croucher, A.E., O'Sullivan, M.J., 2008. Application of the computer code TOUGH2 to the simulation of supercritical conditions in geothermal systems. *Geothermics*, 37: 622-634.
- Dal Pont, S., 2004. Lien entre la perméabilité et l'endommagement dans les bétons à haute température. Thèse de l'Ecole Normale des Ponts et Chaussées: 222p.
- D'Alessio, M.A., Martel, S.J., 2004. Fault termination and barriers to fault growth. *Journal of Structural Geology*, 26: 1885-1896.
- Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.
- David, C., 1991. La perméabilité et la conductivité électrique des roches dans la croûte: expérience en laboratoire et modèles théoriques. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 255p.
- Debschütz, W., Kruckel, U., Schopper, J.R., 1989. Effects of geostatic stress and pore pressure on the Klippenberg permeability factor and other fluid parameters. *Proceeding the Symposium "Rock at great depth"*, eds Maury & Fourmaintraux, Balkema: 179-185.
- Deming, D., Chapman, D.S., 1988. Heat flow in the Utah-Wyoming thrust belt from analysis of bottom-hole temperature data measured in oil and gas wells. *Journal of Geophysical Research*, 93: 13657-13672.
- Dewers, T., Ortovela, P., 1990. A coupled reaction/transport/mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites, and differential compaction and cementation in clean sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1609-1625.
- Dezayes, C., Thinon, I., Courrioux, G., Tourlière, B., Genter, A., 2007. Estimation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias dans le Fossé rhénan. Rapport Finale. BRGM/RP-55729-FR: 72p.
- Dezayes, C., Chevremont, P., Tourlière, B., Homeier, G., Genter, A., 2004. Geological study of the GPK4 HFR borehole and correlation with the GPK3 borehole (Soulz-sous-Forêts, France). BRGM/RP-53697-FR, 94p., 28 fig., 6 tabl., 3 ann.
- Dezes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P., 2005. Reply to comments by L. Michon and O. Merle on "Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean Orogens with their foreland lithosphere" By P. Dezes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, *Tectonophysics* 389 (2004) 1-33. *Tectonophysics*, 401: 257-262.
- Dezes, P., Schmidt, S.M., Ziegler, P., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389: 1-33.
- Doughty, C., Pruess, K., 2004. Modeling Supercritical Carbon Dioxide Injection in Heterogeneous Porous Media. *Soil Science Society of America*, 3: 837-847.
- Dullien, F.A.L., 1979. Porous media fluid transport and pore structure. Academic press: 396p.
- Durand, M., Chrétien, J.C., Poinson, J.M., 1994. Des cônes de déjections permien au grand fleuve triasique: évolution de la sédimentation continentale dans les Vosges du Nord autour de 250 Ma. Livret guide d'excursion du Congrès national de l'APBG. Edition Pierron, Sarreguemines: 32p.
- Durand, M., Meyer, R., 1982. Silicification (silicrètes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sciences Géologiques, Bulletin, Strasbourg*, 35: 17-39.

- Durand, M., Meyer, R., 1978. Fossil silcretes in Upper Permian and Lower Triassic of North Eastern France. 10th International Congress of Sedimentology, Jerusalem, Abstract 1: 188-189.
- Durand, M., 1978. Paléocourants et reconstitution paléogéographique: l'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Science de la Terre, laboratoire de sédimentologie (Nancy)*, 4: 301-390.
- Durand, M., Jurain, G., 1969. Eléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionale. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, 269: 1047-1049.
- Duringer, P., 1988. Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïques Rhéna. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique Thèse d'Etat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 278p.
- Dutton, S.P., Land, L.S., 1988. Cementation and burial history of a low-permeability quartzarenite, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1271-1282.
- Dylikowski, J., 1985. Etude en stratigraphie sismique de remplissage tertiaire de la région de Pechelbronn (Fossé Rhéna): application au développement pétrolier en domaine de fossé d'effondrement. Thèse de Doctorat d'Orsay, Paris, France: 248p.
- Eberhardt, J.P., 1989. Analyse structurale et chimique des minéraux: microscopie électronique à balayage. Dunod: Chap 20.
- Edel, J.B., Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the "Saxothuringian and Rhenohercynian subduction - magmatic arc system" in NE France and SW Germany. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180: 545-558.
- Edel, J.B., Schulmann, K., Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivation in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to recent. *International Journal of Earth Science*, 96: 305-325.
- Edel, J.B., Whitechurch, H., Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push? *Tectonophysics*, 428: 49-64.
- Edel, J.B., Lutz, H., Elsass, P., 2002. Le socle Varisque et les tectoniques Rhénanes dans le Fossé Rhéna méridional: traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé à partir du lever densité des MDP. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3: 43-49.
- Edel, J.B., Dubois, D., Marchant, R., Hernandez, J., Cosca, M., 2001. La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172: 275-283.
- Edel, J.B., Weber, K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geologische Rundschau*, 84: 412-432.
- Edwards, A.L., 1972. TRUMP: A computer program for transient and steady state temperature distribution in multidimensional systems. Springer, VA, National Technical Information Service, National Bureau of Standards: 267p.
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R., Duthie, D.M.L., 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 28: 325-352.

- Eisbacher, G.H., Luschen, E., Wickert, F., 1989. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europ. *Tectonics*, 8: 1-21.
- Elias, B.P., Hajash, A., 1992. Changes in quartz solubility and porosity due to effective stress: An experimental investigation of pressure solution. *Geology*, 20: 451-454.
- Evans, J.P., 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal depth. *Journal of Structural Geology*, 10: 437-443.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32: 1557-1575.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 1998. Fault sealing process in siliciclastic sediments. *Geological Society London Special Publication*, 147: 117-134.
- Fjeldskaar, W., Christie, O.H.J., Midttomme, K., Virnovsky, G., Jensen, N.B., Lohne, A., Eide, G.I., Balling, N., 2009. On the determination of thermal conductivity of sedimentary rocks and the significance for basin temperature history. *Petroleum Geoscience*, 15: 367-380.
- Flores Marquez, E.L., 1992. Transfert de chaleur et de masse en milieu sédimentaire et fracturé. Modélisation numérique de la convection naturelle autour du site géothermique de Soultz (Graben du Rhin) Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France: 267 p.
- Flower, R.J., Mackay, A.W., Rose, N.L., Boyle, J.L., Dearing, J.A., Appleby, P.G., Kuzmina, A.E., Grania, L.Z., 1995. Sedimentary records of recent environmental change in Lake Baikal, Siberia. *The Holocene*, 5: 323-327.
- Foehn, J.P., 1985. Interprétation des campagnes sismiques 1981 et 1984, concessions de Péchelbronn, permis de Haguenau. Total Exploration internal report, October.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Varicides: tectonostratigraphic units, terrane boundary and plate tectonics evolution. *Geological Society, London, Special Publication*, 179: 35-61.
- Friedenberg, R., 1994. Stratigraphie génétique des dépôts continentaux du Buntsandstein de l'Est du Bassin de Paris. Application aux stockages de gaz naturel en nappe aquifère. Extension au Bassin de Paris. Thèse de Doctorat de l'Université de Strasbourg: 182p.
- Fuchs, S., Förster, A., 2010. Rock thermal conductivity of Mesozoic geothermal aquifers in the Northeast German Basin. *Chemie der Erde*, 70: 13-22.
- Gall, J.C., Durand, M., Muller, E., 1977. Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélation entre les marges et le centre du bassin germanique. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, 15: 307-322.
- Gall, J.C., 1971. Faunes et paysages du Grès à Volzia du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstien supérieur. *Mémoire du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 34: 318.
- Geluk, M.C., 1998. Palaeogeographic and structural development of the Triassic in the Netherlands-new insights. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1: 545-570.

- Geluk, M.C., Durin, E.J.T., Dugar, M., Rijkers, R.H.B., Van Den Berg, M.W., Van Rooijen, P., 1994. Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. *Geologie en Mijnbouw*, 73: 129-141.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Breton, J.P., Denis, L., Dezayes, C., Egal, E., Feybesse, J.L., Goyeneche, O., Nicol, N., Quesnel, F., Quinquis, J.P., Roig, J.Y., Schwartz, S., 2004. Typologie des systèmes géothermiques HDR/HFR en Europe. Rapport final. BRGM/RP-53452-FR, 165 p., 75 fig., 10 tab.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybasse, J.L., Nicol, N., Dezayes, C., Schwartz, S., 2003. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics*, 32: 701-710.
- Genter, A., Castaing, C., Martin, P., 1997. Assessment of reservoir fracturing from boreholes: Comparison between core and wall-image data. *Revue de l'institut Français du Pétrole*, 52: 45-60.
- Genter, A., 1990. Géothermie roches chaudes sèches. Le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Fracturation naturelle, altération hydrothermales, et interactions eau-roche. Document du BRGM, n°185, Université d'Orléans, France: 201p.
- Géraud, Y., 1991. Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques : évolution des espaces poreux. Thèse de Doctorat de l'Université de Marseille: 291p.
- Ghienne, J.F., Deynoux, M., Jeanette, D., 1994. Structures sédimentaires, discontinuités et caractère pétrographiques des grès du Buntsandstein des Vosges du Nord, Trias de l'Est de la France. *Comptes Rendus Academie des Sciences*, II, 319.
- Giles, M.R., Indrelid, S.L., Beyoun, G.V., Amthor, J., 2000. The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large datasets and coupled head-fluid mass transport modelling. In: (Worden, R.H. & Morad, S. eds.) *Quartz Cementation in Sandstones*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 29.
- Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoir. *Marine and Petroleum Geology*, 4: 188-204.
- Goddard, J.V., Evans, J.P., 1994. Chemical changes and fluid-rock interaction in fault of crystalline thrust sheets, Northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17: 533-547.
- Gong, G., 2005. Physical properties of the Alpine rocks: A Laboratory Investigation. Thèse de Doctorat de l'Université de Genève.
- Grant, M.A., Bixley, P.F., 2011. *Geothermal Reservoir Engineering*. 2nd Ed./ Malcolm A. Grant, Paul F. Bixley. 378 pp.
- Gratier, J.P., 1984. La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Université médicale et scientifique de Grenoble: 315p.
- Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M., Riss, J., 1991. Les propriétés physiques des roches : Théorie et modèle. Masson Eds: 462p.
- Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann Edition: 299 p.
- Guillocheau, F., Péron, S., Bourquin, S., Dagallier, G., Robin, C., 2002. Les sédiments fluviaux (faciès buntsandstein) du Trias inférieur et moyen de l'est du bassin de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 39: 5-12.

- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.P., Gaulier, J.M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13: 189-245.
- Guillocheau, F., 1991. Mise en évidence de grands cycles transgression-regression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Compte Rendu de l'Academie des Sciences Paris*, 312: 1587-1593.
- Haenel, R., Legrand, R., Balling, N., Gable, R., Fanelli, M., Prins, S., Burley, A.J., 1980. Atlas of subsurface temperature in European Community. Luxembourg, Commission of the European Communities, Directorate-General Scientific and Technical Information and Information Management: 36p.
- Haimberger, R., Hoppe, A., Schäfer, A., 2005. High-resolution seismic survey on the Rhine River in the Northern Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Science*, 94: 657-668.
- Heald, M.T., Lareze, R.E., 1974. Influence of coatings on quartz cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 1269-1274.
- Heald, M.T., Renton, J.J., 1966. Experimental study of sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Research*, 36: 977-991.
- Heald, M.T., 1955. Stylolites in sandstones. *The Journal of Geology*, 63: 101-114.
- Hippler, S.J., 1993. Deformation microstructures and Diagenesis in sandstone adjacent to an extensional fault: Implication for the flow and entrapment of Hydrocarbons. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 77: 625-633.
- Hogg, A.J.C., 1989. Petrographic and isotopic constraints on the diagenesis and reservoir properties of the Brent Group Sandstones, Alwyn South, northern U.K. North Sea. *Université d'Aberdeen*: 414p.
- Hollinger, J., 1970. Breitag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 121: 79-91.
- Holtzapf, 1985. Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du Nord*, 12: 20p.
- Homand, F., Duffaut, P., 2000. Manuel de mécanique des roches. Ecole des Mines, Paris: 265p.
- Hornung, J., Aignier, T., 2002. Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany). Part 1: sédimentology and pétrophysics. *Journal of Petroleum Geology*, 25: 3-30.
- Houseknecht, D.W., 1988. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 58: 228-246.
- Houseknecht, D.W., 1987. Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 71: 633-642.
- Houseknecht, D.W., 1984. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 348-361.

- Housse, B.A., 1984. Reconnaissance du potentiel géothermique du Buntsandstein à Strasbourg-Cronenbourg. *Geothermie Actualités*, 1: 36-42.
- Huenges, E., Burkhardt, H., Erbas, K., 1990. Thermal conductivity profile of the KTB pilot corehole. *Scientific Drilling*, 1: 224-230.
- Illies, J.H., Greiner, G., 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 52: 349-359.
- Illies, J.H., 1975. Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 29: 251-264.
- Illies, J.H., Fuchs, K., 1974. Approaches to Taphrogenesis. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 460.
- Illies, J.H., 1972. The Rhine graben rift system-plate tectonics and transform faulting. *Surveys in Geophysics*, 1: 27-60.
- Illies, J.H., Mueller, S., 1970. Graben Problems. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 316.
- Jaupart, C., Labrosse, S., Mareaschal, J.C., 2007. Temperature, heat and energy in the mantle of the earth. *Treatise on Geophysics 7 (Mantle Dynamics)*: 253-303.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Meyer, B., Prouteau, G., Rouchy, J.M., Scaillet, B., 2008. *Geodynamique méditerranéenne*. Société géologique de France, Vuiberg Edition: ISBN 978-972-71117-4071-7110.
- Jolly, R.J.H., Cosgrove, J.W., 2003. Geological evidence of patterns of fluid flow through fracture networks: examination using random realizations and connectivity analysis. *Geological Society London Special Publication*, 209: 177-186.
- Jordan, R., 2006. Etude expérimentale de la conductivité thermique : application au forage EST 205 du site de Meuse/Haute Marne (ANDRA). Thèse de Doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris: 259p.
- Jourdan, A., Thomas, M., Brevart, O., Robson, P., Sommer, F., Sullivan, M., 1987. Diagenesis as the control of the Brent sandstone reservoir properties in the Greater Alwyn area In: Brooks, J. & Glennie, K., (eds.) *Petroleum Geology of North West Europe*: 951-961.
- Junghans, W.D., 2003. Fazies, Zyklizität, Petrophysik and Paläomagnetik im Buntsandstein der Bohrung Kraigslist 1002 (SW-Deutschland). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe A, Band 69*, Tübingen.
- Junghans, W.D., Rösler, W., Aignier, T., Appel, E., 2002. Magnetostratigraphie an der Perm/Trias Grenze der Bohrung Kraichgau 1002 (SW Deutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 2: 92-106.
- Katsube, T.J., 1981. Pore structure and pore parameters that control the radionucléide transport in cristalline rocks. In *Proc. Tech. Program. Int. Powder Bulk Solid Handling Proceesing (Rosemont Illinois) CAANERS Exp. Group.*, Chicago, Illinois.
- Katz, A.J., Thompson, A.H., 1986. A quantitative prediction of permeability in porous rock. *Physical Review B*, 24: 8179-8181.
- Kelts, K., 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: *Lacustrine Petroleum Source Rock*, A.J. Fleet, K. Kelts and M.R. Talbot (Eds), Oxford, Geological Society Spécial Publication, 40: 3-26.

- Keys, W.S., 1990. Borehole geophysics applied to ground-water investigations. In: USGS (Ed.), *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 2: pp 150.
- Khristoforova, N., Khristoforov, A., 2005. Fluid migration and location of fractured layers in the crystalline basement by temperature logging in the Volga Region, Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 187-190.
- Kiryukhin, A.V., Yampolsky, V.A., 2004. Modeling study of the Puzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia. *Geothermics*, 33: 421-442.
- Klikenberg, L.J., 1941. Permeability of porous media to liquid and gases. *American Petroleum Institut, Drilling and production practice*, 2: 200-213.
- Kloubek, J., 1981. A new method for the investigation of porous structures using mercury porosimetry. *Powder Technology*, 29: 89-97.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-bounding surfaces revisited, In: *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the U.S.*, G. Kocurek (Ed.). *Sedimentary Geology*, 56: 193-206.
- Konrad, H.J., 1971. Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nordvogesen. *Abhandlungen des Hessisches Landesamtes für Bodendorschung*, 60: 258-262.
- Krohe, A., 1992. Structurale evolution of intermediate-crustal rocks in a strike-slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW Germany): differential upward transport of metamorphic complexes changing deformation mechanism. *Tectonophysics*, 205: 357-386.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Exemple from the Bolivian Sud-Andean Zone. *Journal of Structural Geology*, 23: 1659-1675.
- Lagarde, J.L., Capdevila, R., Fourcade, S., 1992. Granites et collision continentale, l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163: 597-610.
- Land, L.S., Dutton, S.P., 1978. Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone; isotopic data. *Journal of Sedimentary Research*, 48: 1167-1176.
- Lander, R.H., Walderhaug, O., 1999. Porosity prediction through simulation of sandstone compaction and quartz cementation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 83: 443-449.
- Lardeaux, J.M., Faure, M., Ledru, P., 2008. Cadre général de la chaîne varisque. *Géochronique*, 105: 19-21.
- Laubscher, H.P., 1986. The eastern Jura: Relation between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geologische Rundschau*, 75: 535-553.
- Le Carlier, C., Royer, J.J., Flores, E.L., 1994. Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forêts geothermal site, implication for oil potential. *First Break*, 12: 553-560.
- Lemeille, F., Cushing, M.E., Cotton, F., Grellet, B., Ménillet, F., Audru, J.C., Renardy, F., Fléhoc, C., 1999. Trace d'activité pléistocène de failles dans le Nord du fossé du Rhin supérieur (plaine d'Alsace, France). *Compte Rendu de l'Academie des Sciences - serie IIA - Earth and Planetary Science*, 328: 839-846.
- Li, Y., Wardlaw, N.C., 1986a. The influence of wettability and critical pore-throat size ratio on snap-off. *Journal of Colloid and Interface Science*, 109: 461-472.

- Li, Y., Wardlaw, N.C., 1986b. Mechanism of nonwetting phase trapping during imbibition at slow rate. *Journal of Colloid and Interface Science*, 109: 473-486.
- Lindqvist, S.J., 1977. Secondary porosity development and subsequent reduction, overpressured Frio Formation sandstone (Oligocene), south Texas. *Gulf Coast Association of Geological Society*, 27: 99-107.
- Lopez Cardoso, G.G.O., Edel, J.B., Granet, M., 2005. Detection of active crustal structures in the Upper Rhine Graben using local earthquake tomography, gravimetry and reflection seismics. *Quaternary Science Reviews*, 24: 339-346.
- Louks, R.G., Dodge, M.M., Galloway, W.E., 1979. Importance of secondary leached porosity in Lower Tertiary sandstone reservoirs along the Texas Gulf Coast. *Gulf Coast Association of Geological Society*, 29: 164-171.
- Lovell, M.A., Jackson, P.D., Harvey, P.K., Flint, R.C., 2006. High-resolution petrophysical characterization of samples from an aeolian sandstone: the Permian Penrith sandstone of NW England. Barker, R. D. & Tellam, J. H. (eds), *Fluid Flow and Solute Movement in Sandstones: The Onshore UK Permo-Triassic Red Bed Sequence*. Geological Society, London, Special Publications, 263: 49-63.
- Lundegard, P.D., Land, L.S., Galloway, W.E., 1984. Problem of secondary porosity: Frio Formation (Oligocene), Texas Gulf Coast. *Geology*, 12: 399-402.
- Lutz, M., Cleinhuar, M., 1999. Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben (Alsace Centrale, France). *Bulletin for Applied Geology*, 4: 3-80.
- MacBride, E.F., 1977. Secondary porosity-importance in sandstone reservoirs in Texas. *Gulf Coast Association of Geological Society*, 27: 121-132.
- MacClay, K.R., 1977. Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *Journal of the Geological Society*, 134: 57-75.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonique definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126.
- Maurin, J.C., Nivière, B., 2000. Extensional forced folding and decollement of the pre-rift series along the Rhine graben and their influence on the geometry of the syn-rift sequences. From: Cosgrove, J. W. & Ameen, M.S. (eds). *Forced Folds and Fractures*, Geological Society, London, Special Publication, 169: 73-86.
- Mc Kenzie, D., 1978. Some remark on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- McAulay, G.E., Burley, A.J., Fallick, S.D., Kusnir, N.J., 1994. Paleohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotropic studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. *Clay Minerals*, 29: 609-626.
- McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krzywiec, P., Lopez-Gomez, J., Wetzels, L., Krawczyk, C.M., Rieke, H., Lamarche, J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. *Geological Society Memoirs*, London, 32: 355-388.

- McKenna, T.E., Sharp, J.M., Lynch, F.L., 1996. Thermal conductivity of Wilcox and Frio sandstones in south Texas (Gulf of Mexico Basin). *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 80: 1203-1215.
- McKinley, J.M., Atkinson, P.M., Lloyd, C.D., Ruffell, A.H., Worden, R.H., 2011. How porosity and permeability vary spatially with grain size, sorting, cement, volume, and mineral dissolution in fluvial triassic sandstones: the value of geostatistics and local regression. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 844-858.
- McKinley, J.M., Worden, R.H., Ruffell, A.H., 2003. Smectite in sandstones: a review of the control on occurrence and behavior during diagenesis. In: (Worden, R.H. & Morad, S. eds.) *Clay mineral cements in sandstones*. Special publication of International Association of Sedimentologists. 34: 109-128.
- Ménillet, F., Coulombeau, C., Geisser, F., Konrad, H.J., Schwoerer, P., 1989. Notice explicative, Carte géologique. France, Feuille Lembach, 168, Orléans. Ed. BRGM: 91p.
- Ménillet, F., Vogt, H., Boudot, J.P., Geissert, F., Schwoerer, P., Lougnon, J., 1979. Notice explicative, Carte géologique France, Feuille Saverne, 233. Orléans, Ed, BRGM, 65p.
- Meyer, R., Krause, F.F., 2006. Permeability anisotropy and heterogeneity of a sandstone reservoir analogue: An estuarine to shoreface depositional system in the Virgelle Member, Milk River Formation, Writing-on-Stone Provincial Park, southern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 54: 301-318.
- Meyer, R., 2002. Anisotropy of sandstone permeability. CREWES Research Report, 14: 1-12.
- Miall, A.D., 1978. Fluvial sedimentology: an historical review, In : A.D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, 5: 1-47.
- Michon, L., Merle, O., 2005. Discussion on "Evolution of the European Cenozoic Rift System: Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere" By P. Dezes, S.M. Schmidt and P.A. Ziegler, *Tectonophysics* 389 (2004) 1-33. *Tectonophysics*, 401: 251-256.
- Michon, L., Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach. *Tectonophysics*, 409: 125-146.
- Michon, L., 2000. Dynamique d'extension continentale-Application au Rift Ouest Européen par l'étude de la province du Massif Central. Thèse de Doctorat de l'Université de Clermont-Ferrand II, France: 266p.
- Midttomme, K., Roaldset, E., 1999. Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurements and modelling. In: Aplin, A.C., Fleet, A.J. & Macquaker, J.H.S. (eds) *Mud and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*. Geological Society, London, Special Publication, 158: 191p.
- Moore, C.H., Druckman, Y., 1980. Post-Compaction, Subsurface Secondary Porosity Generation and Occlusion in Upper Jurassic Smackover in Southern Arkansas. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 94: 753p.
- Morad, S., 1998. Carbonate cementation in Sandstones. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 26: 511p.
- Morad, S., 1986. Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatsheft*: 145-156.

- Moreton, D.J., Ashworth, P.J., Best, J.L., 2002. The physical scale modelling of braided alluvial architecture and estimation of subsurface permeability. *Basin Research*, 14: 265-285.
- Müller, B., Zobach, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C., 1992. Regional Patterns of Tectonic Stress in Europ. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11783-11803.
- Müller, E.M., 1954. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. *Annales Universitatis Saraviensis Medizin III*, 3: 176-201.
- Munck, F., Walgenwitz, F., Maget, P., Sauer, K., Tietze, R., 1979. Synthèse géothermique du Fossé Rhénan Supérieur. Commission of the European Communities. BRGM Service Géologique Régionale d'Alsace - Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Nagtegaal, P.J.C., 1978. Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis. *Journal of the Geological Society*, 135: 101-105.
- Naiman, R., Dechamps, H., Fournier, F., 1989. Role of Land/Inland Water Ecotones Landscape Management and Restoration, MAB Digest 4, UNESCO, Paris: 85p.
- Narasimhan, T.N., Witherspoon, P.A., 1976. An integral finite difference method for analysing fluid in porous media. *Water Resources Research*, 12: 57-64.
- Nedkvitne, T., Bjorlykke, K., 1992. Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic), Huldra Field, North Sea; implication for predicting lateral continuity of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 62: 23-34.
- Nenna, F., Aydin, A., 2011. The formation and growth of pressure solution seams in clastic rocks: A field and analytical study. *Journal of Structural Geology*, 33: 633-643.
- Nivière, B., 1998. Géomorphologie quantitative et tectonique du fossé Rhénan : Modèles de soulèvement des flancs du rift et de dégradation de terrasses quaternaires. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 327p.
- North, N.K., 1985. *Petroleum Geology*. Allen & Unwin eds. Boston: 607p.
- Norton, D., Knapp, R., 1977. Transport phenomena in hydrothermal system: the nature of porosity. *American Journal of Science*, 277: 913-917.
- O'Hara, K., 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina U.S.A. *Tectonophysics*, 156: 21-36.
- Olivet, J.L., 1996. Kinematics of the Iberian plate. *Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production*, 20: 131-195.
- Onasch, C.M., 1994. Assessing brittle volume-gain and pressure solution volume-loss processes in quartz arenite. *Journal of Structural Geology*, 16: 519-530.
- Onasch, C.M., 1993. Determination of pressure solution shortening in sandstones. *Tectonophysics*, 277: 145-159.
- O'Sullivan, M.J., Pruess, K., Lippmann, M., 2001. State of the art of geothermal reservoir simulation. *Geothermics*, 30: 395-429.
- Parker, C.A., 1974. Geopressures and secondary porosity in the deep Jurassic of Mississippi. *Gulf Coast Association of Geological Society*, 24: 69-80.
- Paxton, S.T., Szabo, J.O., Ajdukiewicz, J.M., Klimentidis, R.E., 2002. Construction of an Intergranular Volume Compaction Curve for Evaluating and Predicting Compaction and

- Porosity Loss in Rigid-Grain Sandstone Reservoirs. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 86: 2047-2067.
- Paxton, S.T., Szabo, J.O., Calvert, C.S., Ajdukiewicz, J.M., 1990. Preservation of primary porosity in deeply buried sandstones: A new play concept from the Cretaceous Tuscaloosa Sandstone of Louisiana. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74: 737p.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J., 2000. Glossary of Normal Faults. *Journal of Structural Geology*, 22: 291-305.
- Pellerin, F.M., 1980. La porosité mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. *Bulletin de liaison du Laboratoire des ponts et chaussées*, 106: 106-116.
- Perlmutter, M.A., Matthews, M.D., 1990. Global cyclostratigraphy-a model. In: *Quantitative dynamic stratigraphy*, T.A. Cross (Ed.), Englewood cliffs, New Jersey, Prentice Hall: 233-260.
- Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F., Guillocheau, F., 2005. Paleoenvironment reconstruction and climate simulation of the Early Triassic: Impact of the water table and sediment supply on the preservation of fluvial system. *Geodynamica Acta*, 18: 431-446.
- Perriaux, J., 1961. Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mémoire du Service de Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 18: 236 p.
- Place, J., Diraison, M., Naville, C., Geraud, Y., Schaming, M., Dezayes, C., 2010. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forets area). *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 575-586.
- Place, J., 2010. Caractérisation des chemins de circulation de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique. Thèse de Doctorat de l'Université de Strasbourg: 360p.
- Pokar, M., West, L.J., Odling, N.E., 2006. Petrophysical characterization of the Sherwood Sandstone from East Yorkshire, UK. Barker, R. D. & Tellam, J. H. (eds), *Fluid Flow and Solute Movement in Sandstones: The Onshore UK Permo-Triassic Red Bed Sequence*. Geological Society, London, Special Publications, 263.
- Pollard, D.D., Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock, with application of faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. In *Fracture mechanics of rock*, Edited by B.K. Atkinson.
- Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F., Burkhardt, H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics*, 28: 253-276.
- Popov, Y.A., Berezin, V.V., Seminov, V.G., Korosteliyov, V.M., 1985. Complex detailed investigation of the thermal properties of rocks on the basis of a moving point source. *Izvestiya, Physics of the solid Earth*, 21: 64-70.
- Popov, Y.A., Seminov, V.G., Korosteliyov, V.M., Berezin, V.V., 1983. None-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. *Izvestiya, Physics of the solid Earth*, 19: 563-567.
- Porter, E.W., James, W.C., 1986. Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones. *Chemical Geology*, 57: 359-369.

- Powell, W.G., Chapman, D.S., Balling, N., Beck, A.E., 1988. Continental Heat-flow density. In: Haenel, R., Stegena, L., Rybach, L. (Eds). Handbook of Terrestrial Heat-flow Density Determination. 504 p, 167-222.
- Praeg, D., 2004. Diachronous Variscan late-orogenic collapse as response to multiple detachment: A view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. Geological Society Special Publication, 223: 89-138.
- Pranter, M.J., Ellison, A.I., Cole, R.D., Patterson, P.E., 2007. Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 91: 1025-1051.
- Pribnow, D., Clauser, C., 2000. Heat and fluid flow at the Soultz hot dry rock system in the Rhine Graben. Proceeding World Geothermal Congress: 6 p.
- Pribnow, D., Schellschmidt, R., 2000. Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. Geophysical Research Letters, 27: 1957-1960.
- Pribnow, D., Fesche, W., Hägedorn, F., 1999. Heat production and température to 5 km Depth at the HDR Site in Soultz-sous-Forêts. G.G.A. report: 17p.
- Pribnow, D., Williams, C.F., Sass, J.H., Keating, R., 1996. Thermal conductivity of water saturated rocks from the KTB pilot hole at temperatures of 25° to 300°C. Geophysical Research Letter, 23: 391-394.
- Pribnow, D., Sass, J.H., 1995. Determination of thermal conductivity for deep boreholes. Journal of Geophysical Research, 100: 9981-9994.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London, UK: 502p.
- Primmer, T.J., Cade, C.A., Evans, I.J., Gluyas, J., Hopkins, T., Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., Warren, E.A., Worden, R.H., 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: Their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. American Association of Petroleum Geologist Bulletin Memoir, 69: 61-78.
- Pruess, K., Garcia, J., 2002. Multiphase flow dynamics during CO₂ disposal into saline aquifers. Environmental Geology, 42: 282-295.
- Pruess, K., 2002. Numerical simulation of multiphase tracer transport in fractured geothermal reservoirs. Geothermics, 31: 475-499.
- Pruess, K., Oldenburg, C., Moridis, G., 1999. TOUGH2 User's Guide Version 2.0. Lawrence Berkley National Laboratory LBNL-43134: 208p.
- Pruess, K., 1991. Tough2-a general purpose numerical simulator for multi-phase fluid and heat flow. Lawrence Berkley Laboratory Report LBL-29400: 115p.
- Pye, K., Krinsley, D.H., 1986. Diagenetic carbonate and evaporite minerals in Rotliegend aeolian sandstones of the Southern North Sea: their nature and relationship to secondary porosity development. Clay Minerals, 21: 443-457.
- Pye, K., Krinsley, D.H., 1985. Formation of secondary porosity in sandstones by quartz framework grain dissolution. Nature, 317: 54-56.
- Rasolofosaon, P., Zinszer, B., 2003. Petroacoustic Characterization of reservoir Rock for Seismic Monitoring Studies Oil & Gas Science and Technology, Revue de l'Institut Français du Pétrole, 58: 615-635.

- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environment. Second, revised and updated edition corrected second printing. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York: 551p.
- Reis, O.M., Von Ammon, L., 1903. Erläuterung zu Blatt Zweibrücken des geognostischen Karte 1/100000 des Königreiches Bayern.
- Renard, F., Park, A., Ortovela, P., Gratier, J.P., 1999. An integrated model for transitional pressure solution in sandstones. *Tectonophysics*, 312: 97-115.
- Renard, F., 1997. La déformation mécano-chimique dans la croûte supérieure terrestre. Exemples de processus couplés et de systèmes auto-organisés. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I: 206p.
- Renard, P., Courrioux, G., 1994. Three-dimensional geometric modelling of a faulted domain: The Soultz horst example (Alsace, France). *Computer & Geosciences*, 20: 1379-1390.
- Renaut, R.W., Last, W.M., 1994. Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication*, 50: 51-59.
- Renton, J.J., Heald, M.T., Cecil, C.B., 1969. Experimental investigation of pressure solution of quartz. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1107-1117.
- Ricour, J., 1962. Contribution à une révision du trias Français. *Memoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, 1: 445-453.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the Central Catalan margin (Northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315: 209-233.
- Rogers, S.F., 2003. Critical stress-related permeability in fractured rocks. *Geological Society London Special Publication*, 209: 7-16.
- Röhling, H.G., 1991. A lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma-Ray and Sonic Logs. *Geologisches Jahrbuch*, A 119: 3-24.
- Ronchi, A., Sarria, E., Broutin, J., 2008. The "Autuniano Sardo": basic features for a correlation through the Western Mediterranean and Paleoeurope. *Bolletino della Societa geologica Italiana*, 127: 655-681.
- Ronchi, A., Broutin, J., Diez, J.B., Freytet, P., Glatier, J., Lethiers, F., 1998. New paleontological discoveries in some Early Permian sequences of Sardinia. Biostratigraphic and paleogeographic implications. *Compte Rendu de l'Academie des Sciences - serie IIA* -, 327: 713-719.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motion of Africa, Iberia and Europe during the Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Rosener, M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 207 p.
- Rotstein, Y., Schamming, M., Roussé, S., 2005a. Structure and Tertiary tectonic history of the Mulhouse High, Upper Rhine Graben: Block faulting modified by changes in the Alpine stress regime. *Tectonics*, 24: 1-15.

- Rotstein, Y., Schamming, M., Roussé, S., 2005b. Tertiary tectonics of the Dannemarie Basin, Upper Rhine Graben and regional implication. *International Journal of Earth Science*, 94: 669-679.
- Roussé, S., 2006. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du fossé Rhénan : Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 483 p.
- Rozsa, S., Mayer, M., Westerhaus, M., Seits, K., Heck, B., 2005. Towards the determination of displacements in the Upper Rhine Graben area using GPS measurements and precise antenna modelling. *Quaternary Science Reviews*, 24: 427-440.
- Rutter, E.H., 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society*, 140: 725-740.
- Rybach, L., 2007. The geothermal conditions in the Rhine Graben - a summary. *Bulletin für Angewandte Geologie*, 12/1: 29-32.
- Sass, I., Götz, A., 2012. Geothermal reservoir characterization: a thermofacies concept. *Terra Nova*, 00: 1-6.
- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Munroe, R.J., 1971. Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3391-3401.
- Sausse, J., Fourar, M., Genter, A., 2006. Permeability and alteration within the Soultz granite inferred from geophysical and flow log analysis. *Geothermics*, 35: 544-560.
- Schärli, U., Rybach, L., 1984. On the thermal conductivity of low-porosity crystalline rocks. *Tectonophysics*, 103: 307-313.
- Scheidegger, A.E., 1974. *The physics of flow through porous media*, 3rd edition. University of Toronto Press.
- Schellschmidt, R., Clauser, C., 1996. The Thermal Regime of the Upper Rhine Graben and the Anomaly at Soultz. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 42: 40-44.
- Schenk, C.J., Randall, W.R., 1985. Recognition of Interstitial Anhydrite Dissolution: A Cause of Secondary Porosity, San Andres Limestone, New Mexico, and Upper Minnelusa Formation, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 69: 1064-1076.
- Schettino, A., Scotese, C.R., 2002. Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous. *Journal of Virtual Explorer*, 8: pp23.
- Schmidt, V., MacDonald, D.A., 1979a. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. *The Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists*, 26: 209-225.
- Schmidt, V., MacDonald, D.A., 1979b. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: *Aspect of Diagenesis* (Eds P.A. Scholle & P.R. Schuldger), Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Tulsa, OK, 29: 175-207.
- Schnaebeler, R., 1948. Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. *Mémoire du Service de Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, Strasbourg, 7: 254p.

- Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, east Africa. In: Lacustrine Basin Exploration, B.J. Katz (Ed.), American Association of Petroleum Geologist, 50: 151-168.
- Schön, J.H., 1996. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics. Handbook of Petroleum Exploration and Production, 8: 585p.
- Schulz, S.E., Evans, J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip fault. Journal of Structural Geology, 22: 913-930.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. Tectonics, 21: 17p.
- Schutjens, P.M.T.M., 1991. Experimental compaction of quartz sand at low effective stress and temperature conditions. Journal of the Geological Society, 148: 527-539.
- Sheldon, H.A., Wheeler, J., Worden, R.H., Cheadle, M.J., 2003. An Analysis of the Roles of Stress, Temperature, and pH in Chemical Compaction of Sandstones. Journal of Sedimentary Research, 73: 64-71.
- Shepherp, R.G., 1989. Correlation of Permeability and Grain Size. Ground Water, 27: 633-638.
- Sibley, D.F., Blatt, H., 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. Journal of Sedimentary Research, 46: 881-896.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, 133: 191-213.
- Sissingh, W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Graben: correlation of Alpine Foreland events. Tectonophysics, 300: 249-284.
- Sittler, C., 1992. Illustration de l'histoire géologique du Fossé Rhénan et de l'Alsace. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 186: 255-282.
- Sittler, C., 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production, 9: 335-371.
- Sittler, C., 1983. Le fossé Rhénan. Encyclopédie de l'Alsace, Strasbourg, 5: 122-137.
- Sittler, C., 1969. Le fossé Rhénan en Alsace, Aspect structural et histoire géologique. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 11: 465-494.
- Sizun, J.P., Jeannette, D., 1995. Transformations pétrographiques successives conduisant à la structuration des réservoirs du Buntsandstein : le forage géothermique EPS1 de Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). Compte Rendu de l'Académie des Sciences - serie IIA -, 320: 365-372.
- Sizun, J.P., 1995. Modification des structures de porosité de grès lors de transformations pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme Thèse, Institut de Géologie. Strasbourg, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France: 297 p.
- Smith, D.A., 1980. Sealing and nonsealing Fault in Louisiana Gulf Coast Salt Basin. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 80: 329-337.
- Somerton, W.H., 1992. Thermal Properties and Temperature Related Behavior of Rock/Fluid Systems. Development in Petroleum Sciences, Elsevier, Amsterdam, 37: 275p.

- Srivastava, S., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Schouten, H., Kligord, K., 1990. Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. The Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstruction. *Journal of Virtual Explorer*, 7: 75-104.
- Stanton, G.D., 1977. Secondary porosity in sandstones of the Lower Wilcox (Eocene), Karnes County, Texas. *Gulf Coast Association of Geological Society*, 27.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M., Hernandez, J., 1998. Mesozoic sequence of fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in Central Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 1304-1317.
- Stephenson, L.P., Plumley, W.J., Palciauckas, V.V., 1992. A model for sandstone compaction by grain interpenetration. *Journal of Sedimentary Research*, 62: 11-22.
- Sur, H.K., Lee, Y.L., Hisada, K., 2002. Diagenesis of the Lower Cretaceous Kanmon Group sandstones, SW Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 921-935.
- Surma, F., Geraud, Y., pourcelot, L., Gauthier-Lafaye, F., Clavaud, J.B., Zamora, M., Lespinasse, M., Cathelineau, M., 2003. Microstructures d'un grès affecté par une faille normale : anisotropie de connectivité et de perméabilité. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174: 295-303.
- Surma, F., 2003. Détermination de la porosité des zones endommagées autour des failles et rôle de l'état du matériau sur les propriétés d'échange fluides-roches : minéralogie, structures de porosité, caractéristiques mécaniques. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg: 297p.
- Szabo, J.O., Paxton, S.T., 1991. Intergranular volume (IGV) decline curves for evaluating and predicting compaction and porosity loss in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 75: 678p.
- Szurliès, M., 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 602-619.
- Tada, R., Siever, R., 1989. Pressure solution during diagenesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17.
- Tada, R., Maliva, R., Siever, R., 1987. A new mechanism for pressure solution in porous quartzose sandstone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2295-2301.
- Tada, R., Siever, R., 1986. Experimental knife-edge pressure solution of halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 29-36.
- Taylor, T.R., 1990. The influence of calcite dissolution on reservoir porosity in Miocene sandstones, Picaroon Field, offshore Texas Gulf Coast. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 322-334.
- Théobald, N., Ménillet, F., Vogt, H., Thevenin, A.G., Boudot, J.P., Schwoerer, P., Loughon, J., 1975. Notice explicative, Carte géologique. France, Feuille Molsheim, 271, Orléans. Ed. BRGM: 82p.
- Thomson, A., 1959. Pressure solution and porosity. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication*, 7: 92-110.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence* (2nd ed). Berlin, Springer-Verlag: 699p.

- Trainer, F.W., 1968. Temperature profile in water wells as indicators of bedrocks fracture. USGS, Professional Paper, 600-B, Washington.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. Geodynamics. C. U. Press. New York, 456p.
- Valley, B., 2007. The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France). Thèse de l'Institut Fédéral Suisse de Technologie (ETH), Zurich, Suisse: 297p.
- Van Brakel, J., 1975. Pores spaces models and transport phenomena in porous media; review and evaluation with special emphasis on capillary liquid transport. Powder Technology, 11: 205-236.
- Van der Zwan, C.J., Spaak, P., 1992. Lower and middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherland, a model. Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology, 91: 277-290.
- Vergés, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. Journal of Virtual Explorer, 8: 55-74.
- Vernoux, J.F., Genter, A., Razin, P., Vinchon, C., 1995. Geological and petrophysical parameters of a deep fractured sandstone formation as applied to geothermal exploitation, EPS-1 borehole, Soultz-sous-Forêts, France. BRGM Open file Report, R 38622: 69 p.
- Villemin, T., 1986. Tectonique en extension, fracturation et subsidence : le fossé Rhénan et le fossé de Sarre-Nahe. Thèse de Doctorat de l'Université Paris IV: 270 p.
- Villemin, T., Bergerat, F., 1987. L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. Bulletin de la Société Géologique de France, 8: 245-255.
- von Eller, J.P., 1984. Guide géologique régional Vosges - Alsace.
- von Eller, J.P., Ménillet, F., Hollinger, J., Guillaume, C., Billoret, R., Fluck, P., Maïaux, C., 1975. Notice explicative, Carte géologique. France, Feuille Saint Dié, 306, Orléans. Ed. BRGM: 45p.
- Vosteen, H.D., Schellschmidt, R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. Physics and Chemistry of the Earth, 28: 499-509.
- Walderhaug, O., Lander, R.H., Bjorkum, P.A., Oelkers, E.H., Bjorlykke, K., Nadeau, H., 2000. Modelling Quartz Cementation and Porosity in Reservoir Sandstones: Examples from the Norwegian Continental Shelf. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 29: 39-49.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies models. Response to sea level change. GEOText 1: 454p.
- Walker, R.G., Cant, D.J., 1984. Sandy fluvial system. In: Facies Models, R.G. Walker, (Ed.), 2nd ed. Geosci.Can. Repr. ser., 1: 71-89.
- Wang, Z., Nur, A., 1992. Elastic wave velocity in porous media: a theoretical recipe. In Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks, Tulsa, Edition F.K. Levlin.
- Ward, J.D., 1988. Eolian, fluvial and pan (playa) facies of the Tertiary Tsondab Sandstone Formation in the central Namib Desert, Namibia. Sedimentary Geology, 55: 143-162.

- Wardlaw, N.C., McKellar, M., 1981. Mercury porosimetry and interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models. *Powder Technology*, 29: 127-143.
- Wardlaw, N.C., Cassan, J.P., 1978. Estimation of recovery efficiency by visual observation of pore systems in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 26: 572-585.
- Wardlaw, N.C., Taylor, R.P., 1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 24: 226-262.
- Washburn, E.W., 1921. Note on a method of determining the distribution of pores sizes in a porous material. *Proceeding of the National Academy of Science*, 7: 115-116.
- Weber, K.J., 1986. How heterogeneity affects oil recovery. In: *Reservoir characterisation*, L.W. Lake & H.B. Caroll, Academic press.
- Weller, J.M., 1959. Compaction of sediments. *American Association of Petroleum Geologists*, 43: 273-310.
- Wenzel, F., Brun, J.P., Blum, R., Bois, C., Burg, J.P., Coletta, B., Durbaum, H., Durst, H., Fuchs, K., Grohmann, N., Gutscher, M.A., Hubner, M., Karcher, T., Kessler, G., Klockner, M., Lucazeau, F., Luschen, E., Marthelot, J.M., Meier, L., Ravat, M., Reichert, C., Vernassat, S., Villemin, T., 1991. A deep reflection seismic line across the northern Rhine graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 140-150.
- Westphal, M., Munsch, M., Whitechurch, H., 2003. *La tectonique des plaques*. Editions Scientifiques, GB: 307 p.
- Weyl, P.K., 1959. Pressure Solution and the Force of Crystallization—A Phenomenological Theory. *Journal of Geophysical Research*, 64: 2001-2025.
- Wibberley, C.A.J., McCaig, A.M., 2000. Quantify orthoclase and albite muscovitisation sequences in fault zones. *Chemical Geology*, 165: 181-196.
- Wibberley, C.A.J., 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology*, 21: 1219-1227.
- Wickert, F., Altherr, R., Deutsch, M., 1990. Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along a segment of the Saxothuringian-Moldanubian boundary: the Baden-Baden Zone, northern Schwarzwald (F.R.G.). *International Journal of Earth Science*, 79: 627-647.
- Wilkinson, M., Milliken, K.L., Haszeldine, R.S., 2001. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *Journal of the Geological Society*, 158: 675-683.
- Wilson, M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. *Geological Society, London, Special Publication*, 223: 1-10.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: *Sandstone diagenesis: recent and ancient*, S.D. Burley & R.H. Worden (Eds), *International Association of Sedimentologists*, 4: 3-47.
- Worden, R.H., Morad, S., 2000a. Quartz Cementation in Oil Field Sandstones: A Review of the Key Controversies. *Special publication of the International Association of Sedimentologists*, 29.
- Worden, R.H., Morad, S., 2000b. Quartz cementation in sandstones. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 29: 342p.

- Zamora, M., Sartoris, G., Chelini, W., 1994. Laboratory measurements of ultrasonic wave velocity in rock from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13553-13561.
- Ziegler, P., Schumacher, M.E., Dezes, P., Van Wees, J.D., Cloetingh, S., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 97-112.
- Ziegler, P., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208: 91-111.
- Ziegler, P., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Geological Society Publishing House, Bath: 239p.
- Ziegler, P., 1986. Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126: 303-328.

ANNEXES

Les annexes sont fournies sur le CD-Rom joint au manuscrit. Elles intègrent les mesures :

- de porosité à l'eau,
- de porosité par injection de mercure,
- de perméabilité à l'azote
- de perméabilité à l'air
- de conductivité thermique
- de vitesse de propagation des ondes P
- de diffraction des rayons X

réalisées sur les carottes des différents forages analysés au cours de cette étude.

Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace

Résumé

Le Buntsandstein, localisé dans le graben du Rhin supérieur, apparaît comme une cible intéressante pour la géothermie, associant une formation argilo-gréseuse à l'anomalie thermique régionale. Cette étude vise à caractériser les propriétés pétrophysiques de ces grès ainsi que la fracturation les affectant, dans le but de fournir un modèle conceptuel de la formation qui servira de guide pour son exploitation futur. Les faciès sédimentaires sont composés par cinq faciès pétrographiques (grès propres, grès à enrobage argileux, grès à matrice argileuse, grès silicifiés et grès à ciment carbonaté), qui se répartissent dans des proportions variables et contrôlent une partie des propriétés pétrophysiques mesurées à l'échelle matricielle. La comparaison des données pétrophysiques, des données macroscopiques issues d'une analyse de gradients de température, des données de modélisation et de la fracturation permet de construire un modèle de circulation dans le réservoir. Ces analyses mettent en avant le rôle de la zone endommagée des zones de faille pour le transfert de fluides à grande échelle, mais aussi celui de deux faciès sédimentaires : les grès déposés dans un environnement de Playa Lake et fluvio-éolien. L'analyse de différents affleurements montre que la fracturation évolue en fonction de la situation dans la pile sédimentaire et en fonction de la situation par rapport aux accidents tectoniques majeures.

Mots clés : Buntsandstein, graben du Rhin supérieur, géothermie, réservoir fracturé, pétrophysique, circulation de fluides

Abstract

The Buntsandstein, located in the Upper Rhine Graben, appears to be an easy target for geothermal exploitation, linking sandstone and clay with the regional thermal anomaly. This study aims at characterizing petrophysical characteristics of these sandstones as well as the fracturation affecting them, with the intention of providing a conceptual model of the formation which will act as guide for future exploitation. The sedimentary facies are composed by five petrographical facies (clean sandstones, sandstones with clayed coating, clay matrix sandstones, silicified sandstones and carbonated matrix sandstones) which split with variable proportions and control a part of petrophysical properties measured at matrix scale. The comparison between petrophysical data, macroscopic data from temperature gradient analysis, modelling data and fracturing, allows the building of a Buntsandstein Sandstones fluids circulation conceptual model. This analysis points the role of the damage zone of fault zones for fluids transfer at large scale, but also that of two sedimentary facies: marginal erg and Playa Lake. The analysis of different outcrops shows that the fracturation evolves according to the situation in the sedimentary pile and according to the situation in comparison with major tectonic accidents.

Keywords: Buntsandstein, Upper Rhine Graben, geothermal science, fractured reservoir, petrophysical, fluid circulation