HAL
open science

Le log complet de la stratigrahie de la zone rhénane ainsi que les modilités stratigraphiques, sédimentaires et structurales de la transition socle-couverture : application à la géothermie profonde

Coralie Aichholzer

▶ **To cite this version:**

Coralie Aichholzer. Le log complet de la stratigrahie de la zone rhénane ainsi que les modilités stratigraphiques, sédimentaires et structurales de la transition socle-couverture : application à la géothermie profonde. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2019. Français. NNT : 2019STRAH008 . tel-02457804

HAL Id: tel-02457804

https://theses.hal.science/tel-02457804v1

Submitted on 28 Jan 2020

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.

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

École doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE présentée par :
Coralie AICHHOLZER
soutenue le : **jeudi 10 octobre 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**
Discipline : *Sciences de la Terre*
Spécialité : *Géologie, stratigraphie, sédimentologie*

Le log complet de la stratigraphie de la zone rhénane ainsi que les modalités stratigraphiques, sédimentaires et structurales de la transition « socle-couverture ». Application à la géothermie profonde.

THÈSE dirigée par :

Mr Philippe DURINGER	Professeur, Université de Strasbourg (Fr)

RÉFÉRENT INDUSTRIEL :

Mr Albert GENTER	Directeur Général Adjoint, ÉS-Géothermie (Fr)

RAPPORTEURS :

Mme Eva SCHILL	Professeure, Technische Universität Darmstadt (De)
Mr Michel LOPEZ	Professeur, Géosciences Montpellier (Fr)

AUTRES MEMBRES DU JURY :

Mme Sylvie BOURQUIN	Directrice de recherche, Géosciences Rennes (Fr)
Mr Jean-François GHIENNE	Chargé de recherche, Université de Strasbourg (Fr)

Le log complet de la stratigraphie de la zone rhénane ainsi que les modalités stratigraphiques, sédimentaires et structurales de la transition « socle/couverture ». Application à la géothermie profonde.

Thèse présentée et soutenue publiquement par :
Coralie AICHHOLZER le 10 octobre 2019.

Forage Illkirch, 2018

Université de Strasbourg
École et observatoire des sciences de la Terre
Université de Strasbourg

« L'université n'entend donner aucune approbation, ni improbation aux opinions contenues dans cette thèse. Elles sont considérées comme propres à leur auteur. »

à Christine, à Kurt, à Olivier et à Annie,
et à toutes les personnes qui me sont chères,

« Quand le sang de tes veines retournera à la mer,
et que la terre de tes os retournera dans le sol,
alors peut-être te rappelleras-tu que cette terre ne t'appartient pas,
mais que c'est toi qui appartient à cette terre. »

Proverbe indien

Cette partie de la thèse est l'une de mes préférées dans les manuscrits, indépendante du domaine de la recherche, c'est celle-ci qui dévoile la personnalité de son auteur. Cette partie ça a été l'espoir et le plaisir qu'un jour ce sera à mon tour, et bim m'y voilà !

Enfin est venu le moment de mettre la touche finale à ce manuscrit !

Un travail de thèse nous apprend beaucoup sur nous-même tant personnellement que professionnellement. Et comme tout travail réalisé dans la communauté scientifique (ou comme il devrait l'être), il a été réalisé grâce à l'aide de nombreuses personnes et c'est pourquoi je dédie ces quelques pages pour remercier tout le monde (ou du moins je vais essayer, car il y a beaucoup de personnes à citer).

Mes premiers remerciements vont à la personne qui m'aura le plus aider ces dernières années et qui est surement la personne la plus impatiente de lire ces remerciements, mon directeur de thèse.

- **Philippe Duringer**

J'ai eu des moments de doute, qu'ils soient personnels ou scientifiques. J'ai fait des erreurs (à en avoir perdu le fil) et j'ai aussi pris de bonnes décisions *soulagement*. Mais dès le début je n'ai jamais douté du choix de me lancer dans cette aventure avec toi. Humanité et gentillesse, source intarissable de connaissance, et surtout enthousiasme et partage, j'ai pu découvrir tellement grâce à toi ! Un simple merci ne suffirait jamais pour toutes les heures où tu m'as supporté, où nous avons échangé sciences mais aussi de la pluie et du beau temps, toutes les heures sur le terrain (dans le cadre de mes missions de thèse, mais aussi lors de l'encadrement de tes terrains géol pour la formation des étudiants, et sans oublier au Vietnam-Laos sur la mission archéo de l'équipe de Paris (Fabrice, Anne-Marie et tous les autres merci !) où tu m'as emmené avec toi). **MERCI**. Franchement, je ne vois pas comment tu aurais pu mieux m'encadrer et me soutenir. Ces six années passées à travailler avec toi ont été extrêmement enrichissante, je ne les oublierais jamais. J'espère que ta femme et tes enfants me pardonneront d'avoir, par moment, monopolisé ton temps durant de longues et nombreuses heures, même parfois pendant tes vacances.

- **Albert Genter**

Patience, partage de connaissance, gentillesse, humanisme et optimisme, tant de belles qualités qui te définissent si bien. Une personne véritablement incroyable que j'ai eu le plaisir de côtoyer depuis mes débuts dans la géothermie (en master 1 ; cela me paraît déjà tellement loin) et ce jusqu'à la fin de ma thèse. Merci pour tes analyses assidues, ton sens du détail et pour tout ce que tu m'as appris. Merci aussi pour toutes les possibilités que tu m'as offerte durant toutes ces années. Merci de m'avoir toujours apporté plein d'idées et de m'avoir donné tant d'optimisme quand j'en avais le plus besoin. Je n'oublierais jamais tous les échanges, les rires, le partage, le travail et tous les bons moments que nous avons partagé ces six dernières années, que ce soit sur le terrain ou dans les locaux d'ÉS-G.

- **Membres du Jury**

Je voudrais remercier les membres du jury (rapporteurs et examinateurs) qui m'ont fait l'honneur de lire, d'évaluer et de corriger ce manuscrit, ma soutenance et mon travail de thèse : Eva Schill, Michel Lopez, Sylvie Bourquin, Jean-François Ghienne. Merci d'avoir fait le déplacement jusqu'à Strasbourg, ville qui m'est si chère. J'espère sincèrement que vous avez pris autant de plaisir que moi à discuter de mon travail. J'ai appris énormément à votre contact et merci de m'avoir proposé des pistes de recherches à venir lors de ma soutenance orale.

- **Chefs/directeurs de carrière**

Ce travail n'aurait pas pu exister sans le soutien des responsables de carrières (mairie, directeurs et/ou chefs de carrière) qui m'ont permis de travailler de nombreux jours répartis par-ci et par-là durant la thèse :

Thierry Wojnowski (Colas Est, Raon-l'Étape et Hersbach), Sébastien Wolff et Loïc Firtion (Lingenheld, Vieux Moulin), Jérémie de Bonneval et Benoît Mathis (Leonhart, Saint-Pierre-Bois), la mairie de Saint-Nabor ; et les responsables allemands : Christine Schultes (Basalt-Actien-Gesellschaft, Albersweiller), Willi Kuhn (Gebrucher Kuhn, Waldhambach) ainsi que ceux de Sankt-Georgen-im-Schwarzwald, qui m'ont toujours permis de travailler au sein de leur carrière lors de mes visites.

- **Les accompagnateurs lors de mes missions de terrain**

Afin de ne prendre aucun risque, une mission de terrain ne s'effectue jamais seul. Merci à toutes les personnes qui m'ont accompagnés de façon active durant les campagnes de terrain et qui m'ont obligé à avancer dans mon étude en me confrontant à leurs questions *le plus souvent* très pertinentes : Jean-Luc Ponche, Quentin Boesch, Stéphanie Colicchio, Pauline Harlé, Alix Scheer, Charlotte Ribes, Carole Glass et Guillaume Modeste (que je voudrais d'ailleurs remercier personnellement de m'avoir emmené dans les mines de potasse dans le cadre de sa thèse et de ces mesures géophysiques).

- **Géothermie team**

Jeanne Vidal tout d'abord. Etudiante à mes débuts et géologue géothermicienne à la fin de ma thèse, c'est toi qui m'a toujours aidé à mes débuts en géothermie il y 6 ans maintenant. Même si tu es au Chili au moment où je rédige ces lignes, on voit que l'équipe géothermie française est quand même au top ! Merci pour ta gentillesse, ton aide et ta patience. Je te souhaite le meilleur dans ta carrière à venir, tu as toujours été un magnifique modèle de persévérance. Merci à toute l'équipe d'ÉS-G : Eléonore Dalmais, Vincent Maurer, Régis Hehn, Clément Baujard, Alexandre Richard, Emmanuelle Calmes, Muriel Kobler, Jean-Jacques Graff, Albert Genter, Carole Glass, Nicolas Cuenot, Julien Kirba, Benoît Imbs, Catherine Lanoix, Wilfried Moeckes avec qui j'ai eu le plus contact tout au long de ces six dernières années, que ce soit dans les bureaux, sur les plateformes de forage, sur les sites en exploitation ou dans les lieux de stockage, et n'oublions pas les restaurants de milieu de journée de travail *bien mérités* (ou barbecue à Soultz-sous-Forêts !). Beaucoup de rires, de partage, de simplicité et pourtant tellement riche scientifiquement aussi, merci pour tout. Un grand merci à tous les autres de l'équipe que je n'oublie pas également, bien entendu.

- **Les plateformes de forage**

Sergio Orciani, Hichem Abada, Chabane Hambidouche, merci de m'avoir autant appris en cabine durant les périodes de forage (et après), cela a toujours était un échange très intéressant avec de belles découvertes du métier de Data Engineer et Well Site Geologist. Merci aussi à Louis Hirsinger, Arnaud Fisseau et tous les autres avec qui j'ai

pu interagir et qui m'ont appris beaucoup sur les phases de forage sur toute la partie ingénierie.

- **Le laboratoire**

Parce que j'y passé des heures incalculables avec tant d'autres collègues. Ces gens, qui comme moi, étaient les « précaires » du laboratoire, les « non-permanents ». Cette équipe qui a évolué au fil des années avec des départs et des arrivées, mais où le lendemain est bien incertain pour chacun avec nos CDD... Merci pour les pauses café, les pic-nics dans le parc, les canettes du soir, avec nos conversations diverses et variées (*heureusement pas que de science*).

Dans le désordre, tellement de personnes sont concernés

Marie-Eva Epin, Charlotte Ribes, Antoine Clausse, Simon Tomasi, Marion Corbé, Pauline² Le Maire et Chenin, Jeanne² Vidal et Le Mercier de Lepinay, Paul² Calou et Bernard, Rodolphe Lescoutre, Francis Chopin, Sonia Brahimi, Nolwenn Portier (pour notre congrès en Islande notamment), Bérénice Vallier (pour notre congrès à Bochum avec sa spectaculaire panne de GPS et de téléphone sur la longue route retour lancée à vive allure sur les autoroutes allemandes), Médéric Amman (et les super bons savons !), Mickaël Nirrengarten, Pierre Dietrich, Frédéric Dubois, Jordi Miro, Nicolo Incerpi, Gianlucas Frasca, Patricia Cadenas, Flora Hochscheid, Bruno Gavazzi, Coralie Ranchoux, Justine Négrel, Arnaud Bouissonnie, Aurélie Schultz et tant d'autres encore…

Je n'oublie pas non plus les permanents de l'EOST que je voudrais remercier. Présent pour nous aider, ou simplement pour discuter au détour d'un repas ou d'un café, cela représente aussi de nombreuses personnes : Benoit Pétri, Jean-François² Ghienne et Girard, Mathieu Schuster, Julia Autin, Anne-Marie Karpoff, Pavla Stipska, Karel Schulmann, Gianreto Manatschal, Laurence Jouniaux, François Chabaux, Marie-Claire Pierret, Anne-Désirée Schmitt, Alexandra Kushnir, Mike Heap, Patrick Baud, etc.. et les invités de l'IPGS (dont Philippe Werner que je n'oublie pas, merci pour ces heures à se triturer les méninges sur ces belles lignes et réflecteurs, je n'aurais jamais pu apprendre autant sans toi !).

- **Gestionnaires et autres personnels**

La recherche scientifique ne peut émerger que par l'effort de tous, et personne n'est dispensable qu'il soit chargé de recherche ou gestionnaire. Tant de personnes ont été nécessaire pour s'en sortir dans les méandres administratifs, et je ne vais pas pouvoir tous les citer mais je peux en remercier quelques-unes : Emmanuelle Calmes avant son départ (de l'Unistra à ÉS-G) et surtout Andréa Caciolo qui s'est occupé de quasiment toutes mes missions terrain et congrès et de mes vacances aussi (*et il en faut pour tenir le coup !*), puis Cindy Froehly. Nous avons aussi beaucoup échangé de rires. Merci Betty Kieffer, parce que rien ne vaut de bons livres papiers (je reste pour certains peut-être de l'ancienne école mais bon je l'assume). Didier Baumann pour toutes nos conversations et toutes les minutes échangés par ci par là et le soir à la fermeture avec tes « reste pas trop tard ce soir ! ». Merci aussi à Joëlle Jelaca, Kévin Jeanneau, Cathie Nothisen, Rosite Taunomal, et tous les autres.

- **Gé-P-To, Géosciences Pour Tous**

Je ne pourrais pas écrire ces remerciements sans parler de Gé-P-To, Géosciences Pour Tous (et ses nombreux événements). Cette association que j'ai eu plaisir à fonder avec Marie-Eva Epin. Merci à l'EOST (et surtout Frédéric Masson, Marie-Claire Pierret et Véronique Bertrand), à tous les étudiants et personnels qui nous ont suivis, aidé et/ou soutenu sur ce projet. Ce fût un réel bonheur, et je suis fière d'avoir fait tout cela avec vous, d'avoir eu la chance de partager la science avec le grand public et les enfants. Que du bonheur, des tonnes de souvenirs et de photos ! Merci aussi à Margot Loubière qui a prit la vice-présidence lors de ma dernière année de thèse et qui a fait un travail monstrueux et incroyable. Merci à toi et Alix également d'être tout simplement des amis. Merci pour votre amitié, votre soutient infaillible et tellement bénéfique en fin de thèse, et pour toutes les choses que nous avons partagé en terrain, en escalade, en soirée sushi et lors de nos vacances à Saint-Tropez, la consécration du rendu de ce manuscrit.

- **La famille et les amis**

Merci à toute ma famille du support qu'ils ont pu apporter tout au long de cette thèse. Un énorme merci à mes parents (qui ont toujours rêvé de me voir porter ce titre de

docteur, voilà je l'ai fait !). Merci pour votre soutien et votre amour indéfectible, malgré mes périodes « flous » de fatigue intense, ces périodes où je ne vous voyez plus beaucoup (merci de l'avoir compris). Pensée aussi à ma filleule chérie qui me met du baume au cœur depuis sa naissance dans la famille de ma sœur aimée. Un grand merci à mes grands-parents aussi ! Des moments difficiles il y en a eu, et pas uniquement professionnellement parlant... la perte d'être cher n'épargne personne, et je voudrais dédier ces quelques mots à tous ceux qui ont malheureusement dû nous quitter. Sachez que je ne vous oublie pas, vous que j'ai tellement chérie. Vous me manquer. Merci aussi à mes oncles, tantes, parrain et marraine, cousins et cousines que j'ai la chance d'avoir à mes côtés.

Un immense merci à mes meilleurs amis Morgane, Malvina & Julien (et de pair Scott, Vincenzo & Claire) d'avoir toujours était là avec leur amour, leur soutien et leur patience, parce que je n'ai pas toujours été forcément la plus rapide à répondre… La place commence à me manquer, je ne vais pas m'étaler plus longtemps vous savez déjà tous ce que je pense de vous ! Merci pour tout, je vous aime. Je voudrais aussi remercier Luc & Amandine et Mickaël & Marion, merci d'avoir compris que je n'avais pas beaucoup de temps à consacrer par période mais que je ne vous oublie pas et que vous restez des amis cher à mon cœur. Marie-Eva et Charlotte, de très beau coup de cœur au laboratoire et qui sont devenues plus que de simples collègues, de vraies amies. Merci pour les sessions de sport, les crises de fous rires, les sorties et aussi les discussions scientifiques, un bonheur complet. Merci Marie-Eva pour tout ce qu'on a partagé ensemble, une amitié pleine de vie et de projets qu'on a réalisé en commun, c'est un vrai bonheur de t'avoir rencontré. Merci pour les initations au yoga, à l'acroyoga, au séance de piscine où l'on est morte avec Margot. Merci Antoine pour tout ce que tu nous as fait découvrir avec Charly, je n'oublierais jamais toutes nos sorties montagnes et surtout le Grand Paradis (même dans le dur, je recommencerais !). Merci infiniment Charlotte d'avoir était l'un de mes plus gros piliers de ma fin de thèse, tu as été géniale. Une sœur de cœur tellement nous sommes similaires, les siamois du laboratoire comme certains aimaient nous le faire remarquer. Merci pour tout, une amie comme toi c'est une chance inouïe. Et merci beaucoup Pauline pour tout. J'ai eu la chance de t'encadrer réellement et pas juste sur le papier, j'ai pu t'apprendre beaucoup de choses, mais je suis heureuse car tu m'as appris beaucoup en retour aussi. Merci pour les dessins et ton aide à la fin, sans toi je n'aurais pas été aussi loin et aussi bien, donc profites bien de ton long voyage au Vietnam et au Laos tu l'as amplement méritée.

Mon remerciement final, et pas le moindre bien au contraire, va à celui avec qui je partage ma vie. Entre nos boulots très prenants et donc nos fatigues intenses cela n'a pas été facile tous les jours… mais ton soutien infaillible à mon égard a été une véritable bouée dans ce flot tumultueux de la thèse, une bouffée d'oxygène incroyable. Aucun mot ne serait suffisant pour dire tout ce que j'ai sur le cœur alors je finirais en te disant juste **merci**, et sache que **je t'aime**. Et cette fois-ci, pour de bon, le dernier remerciements je l'adresse aussi à toute ta famille pour son amour et son soutien, j'en serais toujours énormément touchée.

Après ces longues pages, et avant les prochaines,
Bonne lecture,

La passion d'une thèse de terrain _

Remerciements

«Quand on ne se sert pas de sa pelle, on ne risque pas d'en casser le manche.»
Mike Horn

Avant-propos

Cette thèse de l'EOST-IPGS (École et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe) a bénéficié d'un co-financement du ministère de l'Education nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, et du Laboratoire d'Excellence de G-EAU-THERMIE PROFONDE. Ce LabEx est un partenariat entre l'Université de Strasbourg (Unistra), et l'industrie représentés par Électricité de Strasbourg (ÉS) et le Groupement Européen d'Intérêts Économiques d'Exploitation Minière de la Chaleur (GEIE-EMC), plus connu sous le dénominatif de projet Soultz. Le financement obtenu a permis, en plus de la bourse de thèse, de prendre en charge tout le support financier nécessaire aux campagnes de terrains (24 jours dans les carrières de thèse et environ une 40aine jours pour les autres analogues, ainsi que dans la carothèque et le forage), à la participation à des congrès (7) en France et à l'étranger, à la numérisation de mesures géophysiques anciennes comme des diagraphies (9 puits soit 17 718 m), au financement des licences d'outils bureautiques tels qu'Adobe Illustrator et InDesign. Sans ce soutient, ce travail ne serait pas celui présenté aujourd'hui dans ce manuscrit.

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire s'appuie sur des données de terrains, les données sous-sols accessibles du BRGM et sur les données des projets industriels de Rittershoffen, de Soultz-sous-Forêts et d'Illkirch-Graffenstaden respectivement d'ECOGI, du GEIE et d'ESIG. Les données sismiques et les diagraphiques ont été traitées avec les logiciels Petrel (convention signée par l'EOST avec Schlumberger), et WellCAD. Ce dernier software a également été utilisé pour les diagraphies (licence du LabEx G-EAU-THERMIE PROFONDE).

Au début, mon sujet de thèse était axé sur la transition « socle-couverture » dans le cadre de la compréhension des niveaux sédimentaires à l'interface entre le Grès Vosgien et le socle granitique varisque, tous deux naturellement fracturés et potentiel siège de réservoirs géothermiques. Les observations faites à partir des logs gamma-ray lors de l'étude de ces interfaces, et lors de la phase exploratoire d'Illkirch-Graffenstaden se sont révélées nettement plus prometteuses qu'envisagées initialement. De ce fait, une bonne partie de la thèse a été réorientée sur l'étude des forages anciens et actuels et leur mise en corrélation stratigraphiques.

Les travaux réalisés sur ces sites géothermiques ou sur le terrain ont été présentés à l'European Geothermal Congress 2016, European Geothermal PhD days 2017, Final conference Image FP-7 2017, International Meeting of Sedimentology 2017, European

Geothermal Workshop 2018, Réunion des Sciences de la Terre 2018, et Workshop on Geothermal Reservoir Engineering 2018. Les résultats ont été publiés ou soumis (au moment du rendu du manuscrit) dans 3 articles en 1er auteur dans les revues : Geothermal Energy Journal (2) et Geothermics (1), et 2 articles en co-auteur dans les revues : Bulletin de la Société Géologique de France et Scopus-listed SpringerOpen Geothermal Energy Journal.

La doctorante a également été consultante sur la réalisation des deux forages profonds d'Illkirch-Graffenstaden à partir d'août 2018, au démarrage du forage de GIL-1.

Cette thèse a été encadrée par le Professeur Philippe Duringer (Université de Strasbourg) et a été supervisée par Albert Genter (ÉS-Géothermie, Strasbourg). Ce manuscrit de thèse est structuré sur la base de la production scientifique des trois années de thèse.

Forewords

This thesis of the EOST-IPGS (École et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe) has benefited from a co-financing of the Ministry of National Education, Higher Education and Research, and the Laboratory of Excellence G-EAU-THERMIE PROFONDE. This LabEx is a partnership between the University of Strasbourg (Unistra), and the industry represented by Électricity of Strasbourg (ÉS) and the European Economic Interest Grouping 'Heat Mining' (GEIE-EMC), better known as Soultz project. The funding obtained allowed, in addition to the thesis salary, to take care of all the financial support necessary for the field campaigns (24 days in the studied quarry and about forty days for the others field analog and time in the core shelter and drilling mission), the participation in the congresses (7), the digitization of ancient geophysical measurements like well logs (9 logs representing 17 718 m), the financing of office software licenses such as Adobe Illustrator and InDesign. Without this support, this work would not be the one presented today in this manuscript.

The research work presented in this thesis is based on field data, the BRGM's accessible basement data and on the industrial project datas of Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts and Illkirch-Graffenstaden respectively of ECOGI, the GEIE and of ESIG. The seismic and logging data were processed under Petrel (convention signed by EOST with Schlumberger) and WellCAD softwares. This latter was also used for logging data (LabEx G-EAU-THERMIE PROFONDE license).

At first, my thesis topic focused on the "cover-basement" transition as part of the understanding of sedimentary levels at the interface between the Grès Vosgien and the Variscan granitic basement, both naturally fractured and potential seat of geothermal reservoirs. The observations made on the base of the gamma-ray logs during the study of these interfaces, and during the exploratory phase of Illkirch-Graffenstaden proved to be much more promising than initially envisaged. It reoriented a good part of the thesis on the study of old and actual borehole datas and their stratigraphic correlation.

The work carried out on these geothermal sites or in the field was presented at the European Geothermal Congress 2016, European Geothermal PhD days 2017, Image FP-7 2017, International Meeting of Sedimentology 2017, European Geothermal Workshop 2018, Earth Science Meeting 2018, and Workshop on Geothermal Reservoir Engineering 2018. The results were published or submitted (at the time of rendering of the manuscript)

in 3 articles as 1st author in the following journals: Geothermal Energy Journal (2) and Geothermics (1), and 2 articles as co-author in the journals: Bulletin de la Société Géologique de France and Scopus-listed SpringerOpen Geothermal Energy Journal.

The doctoral student was also consultant on the realization of the two deep boreholes of Illkirch-Graffenstaden from August 2018, when the drilling of GIL-1 began.

This thesis was supervised by Professor Philippe Duringer (University of Strasbourg) and Albert Genter (ÉS-Géothermie, Strasbourg). This thesis manuscript is structured based on the scientific production of the three years of thesis.

Résumé étendu

À l'échelle planétaire, les besoins énergétiques ne cessent d'augmenter tandis que les énergies fossiles se raréfient. En plus de cette problématique d'épuisement des ressources, nous savons que l'utilisation de ces énergies fossiles provoque des effets néfastes pour la planète. Leur combustion entrainant l'augmentation dans l'atmosphère de la teneur en gaz à effet de serre (*Criqui et al., 2009*). Les ressources énergétiques non polluantes et renouvelables sont donc devenues un objectif majeur du 21ème siècle. De nombreuses nouvelles ressources énergétiques ont vu le jour ces dernières décennies dont l'éolien, le photovoltaïque, la géothermie, l'hydroélectricité, et les carburants issus de la biomasse agricole ou forestière. La géothermie profonde, qui en fait partie, possède un fort potentiel puisqu'elle permet de produire de l'électricité et/ou de la chaleur de façon non intermittente par l'exploitation de la chaleur interne de la planète. Ce qui en fait une énergie indépendante des aléas climatiques et très faible producteur de CO_2. Si contribuer à la résolution des problèmes énergétiques mondiaux est un point crucial, les avancées dans la compréhension des modèles géologiques dans le but d'exploiter cette ressource le sont tout autant.

Le continent européen est le fruit d'une histoire tectonique polyphasée depuis le Paléozoïque jusqu'à l'Actuel. La convergence des plaques Laurentia, Baltica, Avalonia et Gondwana a provoqué consécutivement l'orogène Calédonienne puis l'orogène varisque (*Ziegler et al., 2006 ; McCann et al., 2006 ; Praeg, 2004 ; Wilson et al., 2004 ; Matte, 2001*). C'est l'effondrement de la croûte orogénique varisque épaissie qui a entraîné une extension crustale et donc l'amincissement de cette chaîne durant la poursuite de la convergence continentale. Ce qui va par la suite induire en partie l'orogène alpine (*Stampfli et al., 2002 ; Steiner et al., 1998 ; Froitzheim and Manatschal, 1996 ; Favre and Stampi, 1992*). De cette histoire géodynamique résulte une croûte fragile et amincit à certains endroits du continent européen comme par exemple le Fossé Rhénan Supérieur. Ainsi, la faible profondeur du Moho y étant située entre 24 et 28 km de profondeur (*Buchmann and Connolly, 2007*), permet au manteau terrestre de diffuser sa chaleur à cette croûte amincie, ce qui provoque des anomalies de température. En plus de cette situation, l'émission des éléments radioactifs des granites du socle explique également une partie de l'origine de cette source de chaleur. Dans les nombreux bassins extensifs de type rift (e.g. le Fossé Rhénan Supérieur, le Fossé Rhodanien ou encore le Fossé de Valence, …), on observe également à plusieurs échelles un grand nombre de fractures et de failles, depuis les failles régionales jusqu'aux microcracks présents à l'échelle cristalline. Dans ces réseaux de fractures se localisent des circulations hydrothermales profondes, chaudes et salines.

Le potentiel géothermique de ces rifts se localise donc à la fois dans le socle varisque et à la base de la couverture sédimentaire fracturés, où ont été observés de forts gradients thermiques (*Genter et al., 2003 ; Hurtig et al., 1992*).

Dans le Fossé Rhénan Supérieur, à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque, se trouve un des plus importants réservoirs d'Europe : la formation gréseuse du Buntsandstein qui présente une forte anomalie thermique régionale. Résulte de ce fort gradient géothermique associé à la remontée de fluides chauds le long des fractures, un essor pour la géothermie profonde (supérieure à 2 km de profondeur) avec pour objectif la réalisation de centrales géothermiques capables de fournir de l'électricité et/ou de chaleur. Si les conditions géologiques sont favorables pour l'exploitation du gradient géothermal, la quantité de chaleur extraite est également directement liée à la perméabilité des réservoirs et au débit disponible. Dans le Fossé Rhénan Supérieur, le potentiel géothermique théorique exploitable des formations clastiques (Buntsandstein) qui reposent sur le socle varisque est compris entre 15 et 30 GJ/m² (GigaJoule par mètre carré). L'énergie géothermique exploitable est ainsi estimée autour de 10 500 Giga Watts thermique par an (GW_t/an), en comparaison elle est au maximum à 7 GJ/m² dans le Dogger et à 15 GJ/m² d ans le Trias du bassin de Paris (*Dezayes et al., 2007*).

En 1980, a été réalisé dans la région de Strasbourg le premier forage expérimental (Cronenbourg, GCR-1) qui constituait la première tentative de géothermie profonde dans le Fossé Rhénan Supérieur. Après quelques tests de débit dans les grès du Buntsandstein, les résultats n'ont pas été concluants avec 25 m³/h et avec une température assez faible de 112°C, insuffisant pour l'exploitation industrielle (*Housse, 1984*). En parallèle dans les années 80, le projet pilote de Soultz-sous-Forêts avait pour objectif de développer un échangeur artificiel profond de chaleur. De l'eau aurait été injectée dans le socle granitique sec et chaud, et un échangeur de chaleur aurait ainsi été créé par fracturation hydraulique de la roche (*Gérard and Kappelmeyer, 1987*), il s'agit de l'exploitation HDR (Hot Dry Rock). Or à Soultz, foré en 1988, une saumure (96 g/L, pH variant entre 4,9 et 5,3) (*Mouchot et al., 2018*) circule naturellement en profondeur dans un réseau de fractures naturelles et denses entre 150 et 200°C, dans le socle granitique et dans les grès triasiques. Ainsi, la technologie Enhanced Geothermal System (EGS) y a été développée. Elle permet d'augmenter les perméabilités naturelles des fluides par stimulations hydrauliques et/ou chimiques, sans avoir à fracturer la roche puisqu'elle l'est déjà naturellement. Cette technique EGS permet d'améliorer la connexion hydraulique entre le forage et le proche puits fracturé. Les forages profonds de Soultz-sous-Forêts (GPK) ont donc révélé les énormes potentiels

géothermiques du Fossé Rhénan Supérieur par la présence de circulations naturelles localisées dans les zones faillées et les zones altérées et fracturées. Suite aux succès de ce projet géothermique et aux nombreuses recherches qui en ont résulté, de nouveaux projets ont vu le jour dans la région : Rittershoffen (GRT) en 2014, puis Vendenheim-Reichstett (VDH-GT) et Illkirch-Graffenstaden (GIL), les deux derniers étant en cours de réalisation. Le forage du puits de Rittershoffen a bénéficié d'une expertise géologique (cf. *annexe 1*), continue et détaillée, lors des opérations de forage. Et c'est cette étude qui a propulsé l'importance de la géologie au cœur de toutes les phases de géothermie profonde.

Tous ces projets industriels nécessitent à la fois des connaissances approfondies en science et en ingénierie, aussi bien pour les phases exploratoires, pour les opérations de forage que pour la mise en route de la production de chaleur et sa transformation. L'objectif de cette thèse a été de mieux comprendre la succession lithostratigraphique précise et les faciès de la couverture sédimentaire forée autant pour la définition de la trajectoire du puits que pour l'implantation des différents « sabot de forage ». C'est à ces endroits que se font les relais verticaux de l'emboitement des tubages de diamètre de plus en plus petits du haut vers le bas, et qui nécessitent une bonne connaissance des faciès et de leur comportement en termes de géotechnique et de contraintes. Il est difficile dans un bassin sédimentaire aussi vaste de réaliser des coupes stratigraphiques de toute la couverture sédimentaire à l'aide seule des affleurements présents sur les épaules du rift. Les cartes géologiques sont de ce fait difficilement harmonisables les unes avec les autres. L'étude de la couverture sédimentaire dans les puits peut donc de ce fait apporter de nombreuses réponses sur la méconnaissance de la géologie régionale. Les travaux de cette thèse ont ainsi permis de montrer, au travers des résultats, qu'il y a eu une sédimentation continue et homogène, à l'échelle du bassin, des formations dans le Secondaire malgré des variations latérales d'épaisseurs et de faciès. Ces travaux scientifiques ont ainsi pu contribuer à faire avancer les problématiques industrielles en lien avec la transition énergétique de la région, en plus de la compréhension de son histoire géologique.

Le manuscrit est organisé en quatre parties distinctes, ▫ État de l'art, problématiques et objectifs de la thèse, ▫ La couverture sédimentaire traversée par les puits, ▫ La transition « socle-couverture », réservoir géothermique du Fossé Rhénan Supérieur et ▫ Synthèse et perspectives.

▫ **Partie 1 : État de l'art, problématiques et objectifs de la thèse**

La première partie propose une introduction générale au sujet présenté dans ce manuscrit. Elle constitue une revue bibliographique, à la fois du Fossé Rhénan Supérieur, terrain d'étude de cette thèse, et de la géothermie profonde, application sur laquelle s'appuie cette étude. Ce sont respectivement le : Chapitre 1, *Le Fossé Rhénan Supérieur* et le Chapitre 2, *La géothermie profonde*. Y seront développés, dans le premier, le contexte géographique, l'évolution géodynamique et l'histoire géologique dont celle du remplissage sédimentaire. En partant du cadre énergétique mondial de la géothermie, sera ensuite présenté la géothermie profonde et son développement dans le Fossé Rhénan Supérieur. Les problématiques et les objectifs de la thèse seront exposés dans le troisième chapitre, qui conclut cette première partie (Chapitre 3, *Le sujet de thèse*).

▫ **Partie 2 : La couverture sédimentaire traversée par les puits**

La deuxième partie est consacrée à l'étude stratigraphique, sédimentologique et diagraphique des puits. En effet, dans le contexte de puits, qu'ils soient pétroliers ou géothermiques, les données ne sont pas nécessairement abondantes en raison de leurs coûts élevés. Les principales données acquises sont les cuttings (broyats des formations traversées par l'outil de forage et remontés à la surface par la boue de forage) et les diagraphies (mesures géophysiques acquises dans les puits). Lorsque l'on compare le type de données disponibles dans plusieurs puits (il y en a des centaines dans la région grâce à l'intérêt pétrolier des années 70 et 80), il n'y en a que deux qui soient accessibles et interprétables : il s'agit de la description générale des données de forages basées principalement sur la description des cuttings (le masterlog) et le log du gamma-ray (mesure de la radioactivité naturelle émise par les roches traversées par le puits). De ce fait, il devient très intéressant de tenter de caractériser ce log géophysique afin d'en faire un outil de détection des formations géologiques traversées par les puits.

Le premier chapitre concerne les observations menées à Soultz-sous-Forêts (Chapitre 4, *Les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts*). Ce chapitre est divisé en deux parties majeures dont les résultats sont présentés sous forme d'article. À Soultz, un ancien puits pétrolier (appelé 4589), qui a atteint la Lettenkohle, a fait l'objet d'un approfondissement jusqu'au granite, en carottage (renommée par la suite EPS-1). Pour la région, ce sont presque les seules carottes continues disponibles pour la partie la plus profonde de la couverture sédimentaire du fossé (*Genter and Traineau, 1996*), et elles font parties des plus récentes

disponibles à ces profondeurs. Des diagraphies de puits ont également été acquises dans EPS-1. Toutes ces données ont donc été analysées et décrites. Le premier article soumis au Geothermal Energy Journal concerne cette étude sur les carottes triasiques (à partir du Muschelkalk moyen) et permiennes du puits d'exploration EPS-1, avec en parallèle une description du log du gamma-ray. Le deuxième article de ce chapitre, publié également au Geothermal Energy Journal, se concentre sur la réinterprétation chronostratigraphique des puits géothermiques GPK de Soultz. Grâce aux données de Rittershoffen (*Duringer et al., in press*) et celles obtenues grâce à EPS-1 (*Aichholzer et al., under review*), il a été possible de réinterpréter les données des puits GPK de Soultz-sous-Forêts. Les deux logs chronostratigraphiques ainsi obtenus de GPK-1 et GPK-2 ont mis en évidence la présence de failles majeures, observées en sismique, ayant intersectées les puits.

Le chapitre suivant correspondra à la réinterprétation litho-chronostratigraphique d'anciennes données pétrolières et géothermiques de la région de Strasbourg (Chapitre 5, *Les puits de la zone de Strasbourg*). Quatre puits ont été réinterprétés : Cronenbourg (GCR-1), Meistratzheim (MEI-2), Schaeffersheim (SCS-101) et Lipsheim (LIP-2). La sédimentation tertiaire étant synchrone avec le jeu des failles du rift, les dépôts des terrains sont plus épais dans les compartiments effondrés. Ainsi, la couverture sédimentaire traversée par les puits ci-dessus varie entre 1,5 et 3,5 km d'épaisseur selon leur position dans le bassin de rift. La totalité des formations observées (en moyenne entre 50 et 65) dans les puits a été décrite. Ces deux premiers chapitres proposent en parallèle l'analyse du log gamma-ray (GR) acquis dans les puits en plus de la réinterprétation géologique.

Le dernier chapitre de cette deuxième partie du manuscrit fait la synthèse de toutes les observations réalisées à Soultz-sous-Forêts et à Strasbourg, en allant plus loin par l'ajout de l'analyse d'autres puits répartis du nord au sud, à travers le fossé (Chapitre 6, *Synthèse gamma-ray dans le Fossé Rhénan Supérieur*). Pour la première fois, une synthèse sur la diagraphie gamma-ray de l'intégralité de la couverture sédimentaire dans le Fossé Rhénan Supérieur a été proposée. Y est également naturellement associée une synthèse purement géologique de la couverture sédimentaire du fossé, dans son intégralité. Les résultats seront soumis à la revue Geothermics. Actuellement on dispose seulement de la carte harmonisée par département, du Haut-Rhin (68), du Bas-Rhin (67), des Vosges (88) et de la Moselle (57) (*Skrzypek et al., 2008a, 2008b ; Chèvremont, 2008 ; Roger, 2007*) et de synthèses pour certains horizons géologiques proposées dans le cadre du projet de synthèse européen INTERREG-GEORG (*GeORG Projektteam, 2013*) et du projet français de Référentiel Géologique de la France (RGF).

▫ **Partie 3 : La transition « socle-couverture », réservoir géothermique du Fossé Rhénan Supérieur**

La troisième partie est consacrée plus spécifiquement à la transition entre le socle varisque et la couverture sédimentaire. En effet, le réservoir géothermal à Soultz-sous-Forêts et à Rittershoffen comprend à la fois le toit du socle varisque et les grès permo-triasiques fracturés qui reposent dessus. Or, si dans le nord du fossé où sont implantées ces deux plateformes géothermiques, se trouve moins d'une centaine de mètres de formations permiennes gréseuses bien connues, qu'en est-il du reste du Fossé Rhénan Supérieur ? Dans le chapitre 5 de la partie précédente, ont été observées, dans la région strasbourgeoise, des formations permiennes pouvant atteindre au moins 200 m d'épaisseur. À l'incertitude concernant l'épaisseur de ces formations s'ajoute l'incertitude de la nature des faciès qui pourraient comporter des parties argileuses et/ou volcaniques. Ce permien peut-il toujours être dans la partie réservoir géothermique (entre le Buntsandstein et le socle varisque fracturés), en open-hole (trou ouvert) sans poser des problèmes de stabilité dans la mesure où les formations permiennes peuvent être très argileuses ? Pour essayer de caractériser ces formations, cette partie du manuscrit présentera sous forme de chapitre, l'étude des lignes sismiques passant par les puits de la région de Strasbourg (Chapitre 7, *La sismique*). Par ailleurs, une campagne de terrain effectuée dans le Fossé Rhénan Supérieur qui argumentera cette première étude (Chapitre 8, *Contexte géologique de la transition « socle-couverture »*). Dans la zone de Strasbourg, a été observé 56 m de permien à Meistratzheim et 192 m à Cronenbourg (P2. C5). Cette zone bénéficiant de nombreuses anciennes lignes sismiques pétrolières (de 1975 et 1985 majoritairement) en plus des nouvelles lignes acquises dans le cadre du projet géothermique d'Illkirch-Graffenstaden, il a été possible d'étudier la variation de l'épaisseur des séries permiennes à l'interface « socle-couverture ». Dans le premier chapitre de cette troisième partie sont ainsi présentées les images d'interprétation de lignes sismiques avec le « pointage » des possibles dépôts permiens. On y observe, grâce à plusieurs lignes sur près de 40 km d'extension entre Schaeffersheim et Cronenbourg les variations latérales et d'épaisseur du Permien. Une campagne de terrain a été conduite dans plusieurs carrières du Fossé Rhénan afin de présenter des analogues de terrains aux observations précédentes. D'est en ouest, et vers le nord ont été sélectionnées plusieurs carrières présentant l'interface « socle-couverture ». Dans toutes ces carrières ont été observées les paléo-vallées « pré-permiennes » creusées sur le socle varisque et la nature du remplissage sédimentaire selon les roches composants ce socle : des basaltes, aux gneiss et aux granites.

▫ **Partie 4 : Synthèse et perspectives**

La quatrième et dernière partie de ce manuscrit synthétise, dans un premier temps, tous les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse. Y sont exposés les principales conclusions des chapitres précédents, et ces dernières sont ainsi discutées (Chapitre 9, *Discussion et conclusions générales*).

Les analyses et études menées dans cette thèse ont permis de montrer comment des travaux scientifiques sont essentiels et peuvent contribuer à faire avancer des problématiques industrielles en lien avec la transition énergétique d'une région. Tout d'abord les études ont porté sur l'intégralité de la couverture sédimentaire du Fossé Rhénan Supérieur. Avec une trentaine de cartes géologiques sur tout le fossé, et seulement quatre cartes harmonisées (*Skrzypek et al., 2008a, 2008b ; Chèvremont, 2008 ; Roger, 2007*), le résultat majeur de cette étude de thèse a été la caractérisation de la couverture sédimentaire du Paléozoïque au Quaternaire avec la description détaillée de toutes les formations et caractérisation de leurs épaisseurs. Les résultats ont permis d'harmoniser les formations géologiques à travers tout le bassin. Certaines formations remarquables ont été observées dans les puits au sud du fossé, même si dans les cartes géologiques leur mention est faite au nord uniquement. Cette étude a montré qu'il y a une succession de dépôts continus du Trias au Jurassique, avec simplement des variations latérales d'épaisseurs et quelques variations de faciès mais globalement homogènes à toute la formation. Pour le Jurassique, on observe bien l'érosion, déjà largement décrite dans le fossé, plus ou moins importante des dépôts du Jurassique supérieur, alors plus émergé au nord (*Hinsken et al., 2011 ; Rousse, 2006 ; Schumacher, 2002 ; Sissingh, 1998 ; Doebl and Olbrecht, 1974 ; Sittler, 1965, 1969a, 1969b*). Néanmoins les dépôts jurassiques sont les mêmes du Nord au Sud du fossé, avec de haut en bas des formations essentiellement marno-argileuses et quelques niveaux repères carbonatés comme par exemple les calcaires de Zinswiller et de Kirrwiller, bancs métriques de calcaires. Ainsi que les Calcaires et Marnes à Gryphées à la base de la série Jurassique qui présentent une alternance entre bancs de marnes et bancs calcaires. Ces trois formations sont les plus évidentes à positionner dans la série jurassique, et c'est à partir de ces dernières qu'on peut identifier les autres formations marneuses les unes des autres, très similaires entre elles. Pour le reste des formations sous-jacentes : Keuper, Muschelkalk, et Buntsandstein, on observe également les mêmes formations du Nord au Sud avec toujours, simplement, des variations latérales de faciès et d'épaisseurs. Pour le Buntsandstein inférieur, les formations sont d'âge Permien (Paléozoïque). Ces formations étant principalement continentales et mises en place sur un socle à surface très irrégulière,

on observe de fortes différences à travers le fossé, par leur présence ou absence, et leur énorme variation de faciès et d'épaisseurs. Néanmoins, avec un faciès très distincts des formations du Buntsandstein moyen, la limite entre les deux est facilement observable.

Plusieurs logs chronostratigraphiques, de toute la couverture sédimentaire, ont été ainsi présentés dans la deuxième partie du manuscrit. En parallèle de ces logs, l'étude du log GR acquis dans ces puits a aussi été réalisée. Pour la première fois, une caractérisation diagraphique de chaque formation sédimentaire a été effectuée. Cela pourra donc servir de base à la réinterprétation d'anciennes données de puits, où les interprétations ne sont pas forcément homogènes en fonction de l'opérateur d'analyse des données de sondage. Les personnels réalisant ces interprétations ne connaissent généralement pas la géologie régionale et se basent simplement sur les cartes géologiques (pas harmonisées) et sur les cuttings qui ne sont pas toujours évidents à interpréter (entre les outils plus ou moins abrasifs, et la tranche de 5 m de cuttings en vrac étudiée dans la coupelle en cabine). De ce fait, le gamma-ray, ayant un pas de mesure de l'ordre d'une vingtaine de centimètres, totalement indépendant de l'interprétation « humaine », est beaucoup plus fiable. Cela peut également être un outil pour les opérations de forage à venir. Si un GR est acquis en direct pendant les opérations de forage, le positionnement des limites (bases et sommets des formations sédimentaires) peut être accru. Néanmoins, ce catalogue de signatures GR, même s'il permet de visualiser rapidement les formations rencontrées, possède des limites telles que la présence de failles ou la présence de variations latérales importantes de faciès comme cela peut-être le cas avec le Grès à Roseaux ou les Grès Rhétiens. En effet, dans le cas de ces exemples, il peut y avoir de fortes différences d'épaisseurs ou la présence de passées fortement plus micacée ce qui va induire des variations importantes du signal gamma-ray acquis.

Suite à cette étude, une étude approfondie sur la transition « socle-couverture » a été réalisé. En effet, les formations permiennes présentent une forte variation d'épaisseur. Or, ce sont les granites tardi-varisques et les grès triasiques fracturés qui sont les réservoirs géothermiques dans le Fossé Rhénan. Les grès permiens sont-ils également réservoirs ? Dans la négative, leur présence entre les roches cristallines varisques et les roches sédimentaires triasiques représente-elle une limite physique ? Afin d'essayer de caractériser cette transition, une étude sismique a été effectuée dans la région de Strasbourg de nombreuses lignes sismiques passent les puits réinterprétés (ayant à minima atteint les formations triasiques). L'intégralité des lignes sismiques a été pointée afin de contraindre au mieux l'interprétation de la transition « socle-couverture ». Ont été pointés sur celles-

ci les horizons des Schistes à poissons (Cénozoïque), le toit du Jurassique, du Keuper, du Muschelkalk, du Buntsandstein (Mésozoïque), du Permien et du socle (Paléozoïque). Les lignes montrent bien la structure faillée du Fossé Rhénan avec les failles majeures (de l'ordre de mille mètres de rejet, exemple de la faille d'Eschau visée par les puits géothermiques d'Illkirch-Graffenstaden), et l'ensemble des failles plus petites connectées à celle-ci. Le passage entre le Buntsandstein moyen (d'âge triasique) et inférieur (d'âge permien) a bien été observé et caractérisé par un fort changement dans le caractère des horizons sismiques. Si le Buntsandstein a montré sur toute son épaisseur des réflecteurs de faibles amplitudes, les marqueurs sous-jacents montrent des amplitudes plus élevées, et il donc possible de suivre la limite entre le Grès Vosgien (Buntsandstein moyen) et les grès permiens (Buntsandstein inférieur). Le contraste du signal sismique entre le Permien et le socle étant moins fort, il est plus difficile de pointer précisément la base de la couverture sédimentaire tout le long des lignes. L'étude sismique à ces grandes profondeurs a néanmoins bien mis en avant la variation latérale et verticale des formations permiennes. Une campagne de terrain a été réalisée afin de contraindre au mieux les interprétations effectuées en sismique. Plusieurs carrières sur les épaules du rift et au Nord du fossé présentent la transition « socle-couverture » à l'affleurement. De ce fait, il a été possible d'étudier le type de dépôt et le mode de remplissage des dépôts permiens, et cela sur des socles varisques de différentes natures : basalte/andésite à Raon-l'Étape, granite à Vieux-Moulin et Saint-Pierre-Bois et autres volcanites à Saint-Nabor, Sankt-Georgen-im-Schwarzwald, Albersweiler, Baiersbronn et Waldhambach. Le relief des paléo-vallées « pré-permiennes » a été bien observé à chaque endroit du fossé. Les premiers dépôts, généralement bréchiques à l'est et à l'ouest du fossé remanient le toit du socle affleurant autours de ces dépressions. Ainsi à Vieux-Moulin, on observe une diversité incroyable dans la nature des clastes de nature volcaniques : des rhyolithes aux andésites, ainsi que des granites et des phénocristaux isolés de feldspaths. Le faciès, plus rougeâtre et plus argileux que le Grès Vosgien déposé par-dessus a également été observé de façon ubiquiste, avec un passage progressif tout le long des dépôts permiens des brèches aux grès grossiers. Dans le Nord du Fossé Rhénan ce sont des dépôts volcano-sédimentaires qui moulent la topographie « pré-permienne », avant d'être recouverts par les grès grossiers. Dans tous les cas, il est difficile d'envisager l'intégralité du Permien en tant que réservoir géothermique aux vues des épaisseurs importantes d'argiles possibles dans les formations permiennes. D'autant plus que le réservoir géothermique recherché doit être fracturé. En effet, les boucles de circulations de fluides se propagent essentiellement le long de failles, et non dans la porosité des roches, qui par ailleurs peut être cimenté par la diagénèse (*Bjørlykke et al., 1989*).

Dans un second temps, un chapitre a été dédié aux ouvertures du sujet mises en avant par les différents résultats présentés ci-dessus et leur impact sur les connaissances actuelles (Chapitre 10, *Question à élucider*). De nombreuses questions ouvertes restent en suspens actuellement, comme par exemple : - pourquoi le toit des granites atteints par les forages profonds sont rubéfiés alors qu'ils ne le sont pas sur le terrain ? - La signature gamma-ray des formations épicontinentales du Buntsandstein au Jurassique est-elle la même dans le bassin de Paris par exemple ? - Certains signaux gamma-ray très spécifiques comme le Grès à *Voltzia*, les Schistes à Poissons et le Grès à Roseaux peuvent-ils être caractérisés et expliqués de façon sûre par une acquisition du signal GR à l'affleurement ? Ce dernier chapitre de thèse propose des ouvertures scientifiques et des questionnements qui sont apparues grâce à cette thèse, en essayant d'y émettre des hypothèses de recherches.

Extended abstract

On a global scale, energy needs are constantly increasing while fossil energies are becoming scarce. In addition to this problem of depletion of resources, we know that the use of these fossil energies causes adverse effects for the planet, their combustion causing the increase in the atmosphere of the greenhouse gas content (*Criqui et al., 2009*). Non-polluting and renewable energy resources have therefore become a major goal of the 21st century. Many new energy resources have emerged in recent decades including wind energy, photovoltaics, geothermal energy, hydroelectricity, and fuels derived from agricultural or forestry biomass. Deep geothermal energy, which is part of it, has a great potential since it allows to produce electricity and/or heat in a non-intermittent way by exploiting the internal heat of the planet, which makes it an independent energy of climatic hazards and very low producer of CO_2. While contributing to the resolution of global energy problems is crucial, advances in the understanding of geological models for the purpose of exploiting this resource are equally important.

The European continent is the result of a polyphase tectonic history from the Paleozoic to the Present. The convergence of the Laurentia, Baltica, Avalonia and Gondwana plates caused consecutively the Caledonian orogenesis and then the Variscan orogene (*Ziegler et al., 2006; McCann et al., 2006; Praeg, 2004; Wilson et al., 2004; Matte, 2001*). It is the collapse of the thickened Variscan orogenic crust that has caused crustal extension and thus the thinning of this chain during the continuation of the continental convergence. This convergence will later lead to the Alpine orogenesis (*Stampfli et al., 2002; Steiner et al., 1998; Froitzheim and Manatschal, 1996; Favre and Stampi, 1992*). This geodynamic history results in a fragile crust and thins in some parts of the European continent such as the Upper Rhine Graben (URG). Thus, the shallow depth of Moho, located between 24 and 28 km deep in this graben (*Buchmann and Connolly, 2007*) allows the Earth's mantle to diffuse its heat to this thinned crust, which causes heat anomalies. In addition to this situation, the emission of radioactive elements from the granitic basement also explains part of the origin of this heat source. In numerous extensive rift-type basins (e.g. the URG, the Rhodanian Graben or the Valence Graben, etc.) many fractures and faults can be observed on many scales, from regional faults to microcracks present at the crystalline scale. In these fracture networks, deep, hot and saline hydrothermal circulations are located. The geothermal potential of these rifts is thus located both in the fractured Variscan basement and at the base of the sedimentary cover, where high thermal gradients have been observed (*Genter et al., 2003; Hurtig et al., 1992*).

In the Upper Rhine Graben, at the base of the Mesozoic sedimentary cover, is one of the most important geothermal reservoirs in Europe: the Buntsandstein sandstone formation which has a strong regional thermal anomaly. Result of this high geothermal gradient associated with the rise of hot fluids along the fractures, the development for deep geothermal energy (deeper than 2 km) with the aim of producing geothermal power plants capable of supplying electricity and/or heat. If the geological conditions are favorable for the exploitation of the geothermal gradient, the amount of heat extracted is directly related to the permeability of the reservoirs and the available flow. In the URG, the theoretical exploitable geothermal potential of the clastic formations (Buntsandstein) deposited on the Variscan basement is between 15 and 30 GJ/m² (GigaJoule per square meter). The exploitable geothermal energy is thus estimated at around 10 500 Thermal Giga Watts per year, compared to a maximum of 7 GJ/m² in the Dogger and 15 GJ/m² in the Triassic of the Paris Basin (*Dezayes et al. 2007*).

In 1980, the first experimental drilling (Cronenbourg, GCR-1) was carried out in the Strasbourg region and was the first deep geothermal attempt in the Upper Rhine Graben. After some flow tests in Buntsandstein sandstones, the results were inconclusive with only 25 m^3/h and a rather low temperature of 112°C, insufficient for industrial exploitation (*Housse, 1984*). In the 1980s, the Soultz-sous-Forêts pilot project aimed to develop a deep artificial heat exchanger. Water would have been injected into the dry and hot granitic basement, and a heat exchanger would have been created by hydraulic fracturing of the rock (*Gérard and Kappelmeyer, 1987*), it is the HDR exploitation (Hot Dry Rock). However, in Soultz, drilled in 1988, a brine (96 g/L, pH between 4.9 and 5.3) (*Mouchot et al., 2018*) flows naturally deep into the network of natural and dense fractures between 150 and 200°C , in the granitic basement and in the Triassic sandstones. Thus, the Enhanced Geothermal System (EGS) technology has been developed. It allows to increase the natural permeability of the fluids by hydraulic and/or chemical stimulations, without having to fracture the rock since it is already naturally fractured. This EGS technology improves the hydraulic connection between the borehole and the nearby fractured well. The Soultz-sous-Forêts deep boreholes (GPK) have thus revealed the enormous geothermal potential of the URG by the presence of natural circulations located in the fault networks and the weathered, altered and fractured zones. Following the success of this geothermal project and the great researching results of it, new projects have emerged in the region: Rittershoffen (GRT) in 2014, then Vendenheim-Reichstett (VDH-GT) and Illkirch-Graffenstaden (GIL), these two lasts being currently underway. The drilling of the Rittershoffen wells have benefited from a continuous and detailed geological survey (see *appendix 1*) during the

drilling operations. And it is this study which has propelled the importance of geology at the heart of all phases of deep geothermal energy projects.

All the industrial projects require in-depth knowledge of both science and engineering, as much for exploratory phases, as for drilling operations and for the initiation of heat production and processing. The aim of this thesis was to better understand the precise lithostratigraphic succession and the facies of the sedimentary cover drilled, as much for the definition of the trajectory of the well as for the implantation of the various «drill shoes». It is in these places that the vertical relays of the interlocking casings of smaller and smaller diameter are made. It requires therefore a good knowledge of the facies and their behavior in terms of geotechnics and constraints. It is difficult in such a large sedimentary basin to make stratigraphic cuts of all the sedimentary cover with only the help of outcrops located on the shoulders of the rift. Geological maps are therefore difficult to harmonize with each other. The study of the sedimentary cover in the wells can thus bring many answers on the ignorance of the regional geology. This thesis shows, through the results, that there has been a continuous and homogeneous sedimentation, at the basin scale, of the formations in the Secondary despite lateral variations of thicknesses and facies. This scientific work has therefore helped to advance industrial issues related to the energy transition of the region, in addition to understanding its geological history.

The manuscript is organized in four distinct parts, ▫ State of the art, problems and objectives of the thesis, ▫ Sedimentary cover through which the wells pass ▫ The «cover-basement» transition, geothermal reservoir of the Upper Rhine Graben and ▫ Synthesis and perspectives.

▫ **Part 1: State of the art, problems and objectives of the thesis**

The first part offers a general introduction to the subject presented in this manuscript. It constitutes a bibliographical review, about the Upper Rhine Graben, the field of study of this thesis, and of deep geothermal energy, an application on which supports this study. Respectively chapter 1, *The Upper Rhine Graben* and chapter 2, *Deep geothermal energy*. It will be developed, in the first one, the geographical context, the geodynamic evolution and the geological history including the one of the sedimentary filling. Starting from the global energy framework of geothermal energy, will be presented the deep geothermal energy and its development in the Upper Rhine Graben. The issues and objectives of the thesis will be presented in the third chapter, which concludes this first part (chapter 3, *Thesis subject*).

▫ **Part 2: Sedimentary cover through which the wells pass**

The second part is devoted to the stratigraphic, sedimentological and well logging study. Indeed, in the context of wells, be they oil or geothermal, the data are not necessarily abundant because of their high costs. The main data acquired are the cuttings (pieces of crushed rock formations intersected by the drilling tool and brought to the surface by the drilling mud) and the well logs (geophysical measurements acquired in the wells). When comparing the type of data available in several wells (there are hundreds in the region due to the oil interest of the 1970s and 1980s), there are only two that are accessible and interpretable: the general description of the drilling data based mainly on the description of cuttings (the masterlog) and the gamma-ray log (a measure of the natural radioactivity emitted by the rocks, crossed by the well). Therefore, it becomes very interesting to try to characterize this geophysical log in order to make of it a tool for detecting the geological formations crossed by the wells.

The first chapter concerns the observations made at Soultz-sous-Forêts (chapter 4, *Soultz-sous-Forêts geothermal wells*). This chapter is divided into two major parts, the results of which are presented as articles. In Soultz, a former oil well (called n°4589), which reached the Lettenkohle, was deepened to granite, in coring (later renamed EPS-1). For the region, these are almost the only continuous cores available for the deepest part of the sedimentary cover of the URG (*Genter and Traineau, 1996*), and they are among the most recent available at these depths. Well logs were also acquired in the EPS-1 exploration well. All these data have therefore been analyzed and described. The first article submitted to the Geothermal Energy Journal concerns this study of the Triassic (from the middle Muschelkalk to Buntsandstein) and Permian cores of the EPS-1 well, with a parallel description of the gamma-ray log. The second article in this chapter, also published in the Geothermal Energy Journal, focuses on the chronostratigraphic reinterpretation of the Soultz-sous-Forêts geothermal GPK wells. Thanks to data from Rittershoffen (*Duringer et al., in press*) and those obtained with EPS-1 (*Aichholzer et al., under review*), it was possible to reinterpret the data of the geothermal GPK wells of Soultz-sous-Forêts. The two chronostratigraphic logs thus obtained from GPK-1 and GPK-2 revealed the presence of major faults, observed in seismic, having intersected the wells.

The next chapter corresponds to the lithochronostratigraphic reinterpretation of old oil and geothermal data from the Strasbourg region (chapter 5, *Wells in the Strasbourg area*). Four wells are reinterpreted: Cronenbourg (GCR-1), Meistratzheim

(MEI-2), Schaeffersheim (SCS-101) and Lipsheim (LIP-2). Since tertiary sedimentation is synchronous with the rift opening, sedimentary deposits are thicker in the collapsed compartments. Thus, the sedimentary cover intersected by the wells varies between 1.5 and 3.5 km thick depending on their position in the rift basin. All the formations observed (average between 50 and 65) in the wells have been described. These first two chapters propose the parallelization of the GR log acquired in the wells in addition to the geological reinterpretation.

The last chapter of this second part of the manuscript summarizes all the observations made at Soultz-sous-Forêts and Strasbourg and goes even further by adding the analysis of other wells distributed north to south across the basin (chapter 6, *Gamma-ray synthesis in the Upper Rhine Graben*). For the first time, a synthesis on the gamma-ray log of the entire sedimentary cover in the Upper Rhine Graben has been proposed. It is also associated with a purely geological synthesis of the sedimentary cover, in its entirety, since the region does not yet have harmonized geological maps. The results will be submitted to the journal Geothermics. Currently only the harmonized map is available for each department, Haut-Rhin (68), Bas-Rhin (67), Vosges (88) and Moselle (57) (*Skrzypek et al., 2008a, 2008b; Chèvremont , 2008; Roger, 2007*) and syntheses for certain geological horizons proposed in the framework of the European synthesis project INTERREG-GEORG (*GeORG Projektteam, 2013*) and the French Geological Referential Project of France (RGF).

▫ **Part 3: The «cover-basement» transition, geothermal reservoir from the Upper Rhine Graben**

The third part is devoted more specifically to the transition between the Variscan basement and the sedimentary cover. In fact, the geothermal reservoir at Soultz-sous-Forêts and at Rittershoffen includes both the upper part of the Variscan basement and the permo-Triassic sandstones deposited on it. However, if in the north of the graben where these two geothermal platforms are located, is less than one hundred meters of well-known Permian sandstones formations, what about the rest of the URG? In chapter 5 of the previous section, Permian formations up to 200 m-thick have been observed in the Strasbourg region. To the uncertainty concerning the thickness of these formations is added the uncertainty of the nature of the facies which could include clay and volcanic parts. Can this Permian still be in the reservoir (between the fractured Buntsandstein and Variscan basement), in open hole without posing problems of stability to the extent that the Permian formations can be very clayey? To try to characterize these formations,

this part of the manuscript will present in chapter form, the study of the seismic lines passing through the wells of the Strasbourg region (chapter 7, *Seismic lines*). In addition, a field campaign carried out in the URG will argue this first study (chapter 8, *Geological context of the cover-basement transition*). In the Strasbourg area, 56 m Permian deposits were observed at Meistratzheim and 192 m at Cronenbourg (P2. C5). This area also benefits from numerous old oil seismic lines (mainly from 1975 and 1985), in addition to the new lines acquired as part of the Illkirch-Graffenstaden geothermal project. It was possible to study the variation of the thickness of the Permian formations on the different lines. In the first chapter of this third part are presented the interpretation images of seismic lines with the «pointing» of the possible developments of the Permian formations. It is observed, thanks to several lines over almost 40 km of extension between Schaeffersheim and Cronenbourg, the lateral variations and thickness of the Permian. A field campaign was carried out in several quarries of the URG in order to present field analogs to the previous observations. From east to west, and to the north have been selected several quarries presenting the «cover-basement» interface. In all these quarries were observed the «pre-Permian» paleovalleys excavated on the Variscan basement and the nature of the sedimentary filling according to the rocks forming this basement: basalts, gneisses and granites.

▫ **Part 4: Synthesis and perspectives**

The fourth and last part of this manuscript synthesizes, initially, all the results obtained within the framework of this thesis. The main conclusions of the preceding chapters are presented, and these are discussed (chapter 9, *General Discussion and Conclusions*).

The analyses and the studies conducted in this thesis have shown how scientific work are essential and can contribute to advancing industrial issues related to energy transition of a region. First, the studies focused on the entire sedimentary cover of the Upper Rhine Graben. With thirty or so geological maps on all the graben, and only four harmonized maps (*Skrzypek et al., 2008a, 2008b; Chèvremont, 2008; Roger, 2007*), the major result of this thesis study was the characterization of the sedimentary cover from the Quaternary to Paleozoic sedimentary deposits, with a detailed description of all formations and characterization of their thicknesses. The results made it possible to harmonize the geological formations throughout the basin. Some remarkable formations have been observed south of the graben in the wells, although in the geological maps they

are mentioned only in the north. This study showed that there is a succession of continuous deposits from the Triassic to the Jurassic, with only lateral variations in thickness and some variations of facies but globally homogeneous throughout the formation. For the Jurassic, erosion has been observed, already widely described in the graben, more or less important for the upper Upper Jurassic deposits, more emerged in the north (*Hinsken et al., 2011; Rousse, 2006; Schumacher, 2002; Sissingh, 1998; Doebl and Olbrecht, 1974; Sittler, 1965, 1969a, 1969b*). Nevertheless the Jurassic deposits are the same from north to south of the graben, with from top to bottom essentially marly-clays formations and some carbonate reference levels such as Calcaire de Zinswiller and Calcaire de Kirrwiller, metric banks of limestones as well as the Calcaires et Marnes à Gryphées at the base of the Jurassic series which presents an alternation between marl and limestone benches. These three formations are the most obvious to position in the Jurassic series, and it is from these that we can identify the other marly formations very similar to each other. For the rest of the underlying formations: Keuper, Muschelkalk, and Buntsandstein, we also observe the same formations from north to south with always, simply, lateral variations of facies and thicknesses. For the lower Buntsandstein, the formations are of Permian (Paleozoic) age. Since these formations are mainly continental and set up on a base with a very irregular surface, we observe strong differences across the graben, by their presence or absence, and their enormous variation of facies and thicknesses. Nevertheless, with very distinct facies of the middle Buntsandstein formations, the boundary between the two is easily observable.

Several chronostratigraphic logs, of all the sedimentary cover, were thus presented in the second part of the manuscript. In parallel with these logs, the log of the gamma-ray acquired in these wells was also studied. For the first time, a logging characterization of each sedimentary formation was carried out. This can therefore be used as a basis for the reinterpretation of old well data, where the interpretations are not necessarily homogeneous depending on the operator of analysis of the survey data. The personnel performing these interpretations are generally not familiar with regional geology and simply rely on geological maps (not harmonized) and cuttings, which are not always easy to interpret (between the more or less abrasive tools, and the 5 m slice of bulk cuttings studied in the cabin cup). As a result, the gamma-ray, with a measuring step of about twenty centimetres, totally independent of «human» interpretation, is much more reliable. It can also be a tool for future drilling operations. If a GR is acquired directly during drilling operations, the positioning of the boundaries (sedimentary formation bases and vertices) can be increased. Nevertheless, this catalog of GR signatures, even if it allows

to quickly visualize the formations encountered, has limitations such as the presence of faults or the presence of significant lateral variations of facies as it may be the case with the Grès à Roseaux or the Grès Rhétiens. Indeed, in the case of these examples, there may be strong differences in thickness or by the presence of much more micaceous past, which will induce significant variations in the acquired gamma-ray signal.

Following this study, an in-depth study of the «cover-basement» transition was realized. Indeed, the Permian formations have a strong variation of thickness. However, it is the late Variscan granites and the fractured Triassic sandstones that are the geothermal reservoirs in the URG. Are Permian sandstones also reservoirs? If not, does their presence between the Variscan crystalline rocks and the Triassic sedimentary rocks represent a physical limit? In order to try to characterize this transition, a seismic study was carried out in the Strasbourg region, since several wells reinterpreted, reaching at least the Triassic formations, pass through numerous seismic lines. The entirety of the seismic lines has been pointed out in order to best constrain the interpretation of the «cover-basement» transition. The horizons of the Schistes à Poissons (Cenozoic), the top of the Jurassic, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein (Mesozoic), Permian and Paleozoic (Paleozoic) have been pointed. The lines clearly show the fault structure of the URG with the major faults (of the order of a thousand meters of rejection, example of the Eschau fault, target of the geothermal wells of Illkirch-Graffenstaden), and all the smaller faults connected to it. The passage between middle (Triassic age) and lower (Permian age) Buntsandstein has been observed and characterized by a strong change in the character of the seismic horizons. Although the Buntsandstein has shown small amplitude reflectors throughout its thickness, the underlying markers show higher amplitudes, and it is therefore possible to follow the boundary between the Grès Vosgien (middle Buntsandstein) and these characterizing the Permian sandstones (lower Buntsandstein). Since the contrast of the seismic signal between the Permian and the basement is less strong, it is more difficult to accurately point the base of the sedimentary cover along the lines. The seismic study at these great depths has nonetheless highlighted the lateral and vertical variation of the Permian formations. A field campaign was therefore carried out in order to better constrain the interpretations made in seismic. Several quarries on the rift shoulders and north of the graben present the «cover-basement» basement to the outcrops. As a result, it has been possible to study the type of deposit and the method of the Permian filling deposits, and this on different natures of Variscan basement: basalt/andesite at Raon-l'Étape, granite at Vieux-Moulin and Saint-Pierre-Bois and other volcanites at Saint-Nabor, Sankt-Georgen-im-Schwarzwald, Albersweiler, Baiersbronn and Waldhambach. The relief of the «pre-

Permian» paleovalleys was well observed at each point of the graben. The first deposits, generally breccially to the east and west of the graben, reshape these depressions with the roof of the basement flush around these depressions. Thus, in Vieux-Moulin, there is an incredible diversity in the nature of volcanic-type clasts: from rhyolites to andesites, as well as granites and isolated feldspars phenocrysts. The facies, more reddish and more clayey than the Vosgian sandstones (Triassic) deposited on top, has also been observed in a ubiquitous way, with a gradual passage all along the Permian deposits from breaches to the coarse sandstones. In the north of the URG are volcano-sedimentary deposits that mold the «pre-Permian» topography, before being covered by coarse sandstones. In any case, it is difficult to consider the entire Permian as a geothermal reservoir in view of the large thicknesses of clays possible in the Permian formations. Especially since the desired geothermal reservoir must be fractured. In fact, fluid circulation loops propagate mainly along faults, and not in the porosity of rocks, which can be cemented by diagenesis (*Bjørlykke et al., 1989*).

In a second step, a chapter was dedicated to the openings of the subject highlighted by the different results presented above and their impact on current knowledge (chapter 10, *Question to be elucidated*). Many open questions remain open at the moment, such as: - why are the top granites reached by deep boreholes rubbed when they are not rubbed in the field? - Is the gamma-ray signature of epicontinental formations from Buntsandstein to Jurassic the same in the Paris basin, for example? - Can some very specific gamma-ray signals such as the Grès à *Voltzia*, the Schistes à Poissons, the Grès à Roseaux be characterized and explained reliably by acquiring the GR signal at the outcrop? This last chapter of the thesis proposes scientific openings and questions that have emerged as a result of this thesis, trying to formulate research hypotheses.

Table des matières

Remerciements . . . . . **ix**

Avant-propos . . . . . **I**

Forewords . . . . . **III**

Résumé étendu . . . . . **VII**

Extended abstract . . . . . **XIX**

Liste des figures . . . . . **XXXIX**

Liste des tableaux . . . . . **LV**

Liste des notes de bas de page . . . . . **LV**

Acronymes . . . . . **LVII**

Note de l'auteur . . . . . **LXI**

PARTIE 1 État de l'art, problématiques et objectifs de la thèse **2**

Chapitre 1 Le Fossé Rhénan Supérieur **4**

I. Contexte géographique **6**

II. Histoire géologique et évolution géodynamique **9**

1. Mise en place de l'orogène varisque 10
2. Équilibrage de la chaîne varisque 13
3. Le cycle alpin 14
4. Formation du Système du Rift Paléogène Ouest-Européen 16

III. Histoire du remplissage sédimentaire **17**

1. Les formations sédimentaires pré-rift du Paléozoïque terminal au Mésozoïque . 19
2. Les formations sédimentaires contemporaines au rift cénozoïque 19

Chapitre 2 La géothermie profonde **24**

I. Cadre énergétique : une problématique environnementale **26**

1. Cadre mondial 26
2. Cadre français 28

II. La géothermie profonde, une solution écologique **31**

1. Définition de la géothermie 31
2. Le développement de la géothermie profonde 33

2.1. La géothermie profonde dans le Fossé Rhénan Supérieur. 33
a. Les sites de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen. 39
b. Illkirch-Graffenstaden 46
2.2. Avantages et inconvénients de cette ressource énergétique 48

Chapitre 3 Le sujet de thèse 54
I. Problématiques et objectifs du sujet de thèse 56
II. Organisation de la thèse. 61

PARTIE 2 La couverture sédimentaire traversée par les puits 66

I. Introduction 68
II. Qu'est-ce que le gamma-ray (GR) ? 69

Chapitre 4 La puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts 76
I. Le puits carotté d'exploration EPS-1 78
1. Introduction. 79
2. Context of the study 80
3. Materials and methods 83
4. Results and discussion. 84
4.1. Muschelkalk 84
a. Marnes Bariolées 85
b. Couches à Orbicularis and Schaumkalk (or Schaumdolomit) 89
c. Wellenkalk (Wellendolomit). 89
d. Wellenmergel and Couches à Térébratules 91
e. Couches à *Myacites* 92
f. Grès Coquillier 92
4.2. Buntsandstein 93
a. Grès à *Voltzia*. 93
b. Couches Intermédiaires 94
c. Poudingue de Sainte-Odile 95
d. Grès Vosgien. 99
d.1. Couches de Karlstal 99
d.2. Couches de Rehberg 100
d.3. Couches de Trifels 100
e. Grès Permien. 101

e.1. Grès Permien d'Annweiler . . . 103
e.2. Grès Permien Anté-Annweiler . . . 106
4.3. Application of lithostratigraphic results to new geothermal projects . . . 107
5. Conclusion . . . 109
II. Les puits géothermiques GPK . . . 112
1. Background . . . 113
1.1. Introduction . . . 113
1.2. Geological setting . . . 114
2. Methods . . . 117
2.1. Masterlog and field work . . . 118
2.2. Sampling . . . 118
2.3. Well logs . . . 119
2.4. Workflow process . . . 120
2.5. Terminology . . . 120
3. Results and discussion . . . 126
3.1. Visual methods for the stratigraphic correlations . . . 126
3.2. Chrono-lithostratigraphic sequence of Soultz-sous-Forêts . . . 127
a. Pliocene-Quaternary . . . 127
b. Oligocene and Eocene . . . 127
c. Jurassic and Triassic . . . 128
d. Palaeozoic granitic basement . . . 133
3.3. Structural correlations between the geothermal Soultz-sous-Forêts wells . 133
a. Faults observed on the seismic profile . . . 133
b. Fracture zones observed on mud logging or log cutting . . . 134
3.4. The Soultz-sous-Forêts (GPK) wells compared with the wells of Rittershoffen (GRT) . . . 137
a. Thickness variations in formations explained by erosion . . . 137
b. Fracture zones and effects on associated units reduction . . . 138
c. Conclusion from the structural and stratigraphic analyses . . . 139
4. Conclusion . . . 139
III. Harmonisation des noms de formations sédimentaires . . . 142

Chapitre 5 Les puits de la zone de Strasbourg . . . 150
I. Introduction . . . 152
II. Méthode de travail . . . 153
III. Résultats de l'interpuits strasbourgeois . . . 154

1. Synthèse des quatre puits 154
1.1. Le Tertiaire et le Quaternaire 154
1.2. Le Jurassique 157
1.3. Le Keuper 161
1.4. Le Muschelkalk 163
1.5. Le Buntsandstein et le Permien 165
2. Estimation pour Illkirch-Graffenstaden 168

Chapitre 6 Synthèse gamma-ray dans le Fossé Rhénan Supérieur 174

I. Introduction 177
II. Context of the study 178
III. Material and methods 179
IV. Results 180
1. Tertiary 180
2. Jurassic 185
2.1. Dogger 185
2.2. Lias 187
3. Keuper 190
3.1. Upper to middle Keuper 191
3.2. Middle to lower Keuper 192
4. Muschelkalk 195
4.1. Upper to middle Muschelkalk 195
4.2. Middle to lower Muschelkalk 199
5. Buntsandstein 200
5.1. Upper Buntsandstein 203
5.2. Middle Buntsandstein 204
6. Permian 204
7. Large scale GR signature from Keuper to basement 205
8. Example of normal faults intersecting wells 205
V. Discussion and conclusion 208

PARTIE 3 La transition « socle-couverture », réservoir géothermique du Fossé Rhénan Supérieur 214

Chapitre 7 La sismique 224

I. Intérêt de l'étude sismique 226
II. Traitement des campagnes sismiques vintages et récentes 226
III. Interprétation des réflecteurs 230
1. Généralité sur les réflecteurs à Strasbourg 230
2. Caractéristiques de ces réflecteurs 233
IV. Résultats de l'interprétation 238
1. Les puits de Strasbourg 238
2. Le faciès Permien 245

Chapitre 8 Contexte géologique de la transition « socle-couverture » 254
I. Introduction et mise en contexte 256
II. Les carrières des Vosges 263
1. Raon-l'Étape (FR) 263
1.1. Localisation 263
1.2. Origine 263
1.3. Les formations rencontrées 264
1.4. Les observations de terrain 265
2. Vieux-Moulin (FR) 274
2.1. Localisation 274
2.2. Origine 274
2.3. Les formations rencontrées 275
2.4. Les observations de terrains 275
3. Saint-Pierre-Bois (FR) 284
3.1. Localisation 284
3.2. Origine 284
3.3. Les formations rencontrées 284
3.4. Les observations de terrain 285
4. Saint-Nabor (FR) 291
4.1. Localisation 291
4.2. Origine 291
4.3. Les formations rencontrées 291
4.4. Les observations de terrain 292
III. Les carrières de la Forêt Noire 298
1. Baiersbronn (DE) 298
1.1. Localisation 298
1.2. Les formations rencontrées 298

1.3. Les observations de terrain . . . 299
2. Sankt-Georgen-im-Schwartzwald (DE) . . . 307
2.1. Localisation . . . 307
2.2. Les formations rencontrées . . . 307
2.3. Les observations de terrain . . . 308
IV. Les carrières du sud du Palatinat . . . 313
1. Albersweiler (DE) . . . 313
1.1. Localisation . . . 313
1.2. Les formations rencontrées . . . 313
1.3. Les observations de terrain . . . 314
2. Waldhambach (DE) . . . 318
2.1. Localisation . . . 318
2.2. Les formations rencontrées . . . 318
2.3. Les observations de terrain . . . 319
V. Conclusions sur les carrières rhénanes . . . 324

PARTIE 4 Synthèses et perspectives 334

Chapitre 9 Discussions et conclusions générales . . . 336

Chapitre 10 Questions à élucider . . . 350

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 356

ANNEXES 396

Annexe 1 Duringer et al., 2019 . . . 398
Annexe 2 Cotes de puits de la région strasbourgeoise . . . 412
Annexe 3 Maurer et al., 2018 ; Harlé et al., 2019 . . . 418
Annexe 4 La sismique . . . 444
Annexe 5 Les logs de Saint-Nabor . . . 456

Liste des figures

Chapitre 1 _ Le Fossé Rhénan Supérieur

Figure 1.1 : Carte structurale du Système du Rift Paléogène Ouest-Européen dans le bassin d'avant-pays NO-Alpin (*Bourgeois et al., 2007*). BF : Black Forest, EG : Eger Graben, FP : Franconian Platform, HG : Hessian Grabens, LG : Limagne Graben, LRG : Lower Rhine (Roer Valley) Graben, LRhG : Lower Rhône, Grabens, NBG : Northern Bresse Graben, RG : Roanne Graben, SBG : Southern Bresse Graben, URG : Upper Rhine Graben, V : Vosges, VG : Valence Graben. 7

Figure 1.2 : Carte simplifiée du Fossé Rhénan Supérieur (redessinée et modifiée d'après *Dezayes, 1995*). 8

Figure 1.3 : Coupe transversale géologique schématique à travers le Fossé Rhénan Supérieur de la bordure occidentale à orientale, passant par les centrales géothermiques de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen (*Duringer et al., 2019* ; redessiné d'après Kappelmeyer et al. (*1992*) et Brun et al. (*1992*)). 9

Figure 1.4 : Schéma de la chaîne varisque en Europe de l'Ouest (*Pétri, 2014* modifié d'après *Martinez Catalan, 2011* et *Ballèvre et al., 2014*). Distribution des granitoïdes datés de 340 à 325 Ma d'après *Henk et al., 2000*. 10

Figure 1.5 : Reconstruction Paléozoïque de Matte (*2001*) de l'Ordivicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieure (340 Ma).. 12

Figure 1.6 : Carte des unités lithotectoniques : Rhénohercynienne, Moldanubienne et Saxothuringienne de la chaîne varisque en Europe (*Tabaud, 2012*). 13

Figure 1.7 : Reconstruction de l'évolution géodynamique du domaine ouest téthysien (compilation issu de *Stampfli et al., 2002*).. 15

Figure 1.8 : Cartes structurales de l'évolution de l'orogène Alpine (*Bourgeois et al., 2007*). . 18

Chapitre 2 _ La géothermie profonde

Figure 2.1 : Production mondiale totale d'énergie de 1971 à 2015 (tableau de gauche) avec un zoom sur les répartitions de cette production en 1973 et 2015 (droite) (*IEA, 2017*). 27

Figure 2.2 : Carte de France des Permis Exclusif de Recherche : bleu en cours d'exploitation, en gris en cours d'instruction et en rouge en concession (source : *Géoportail minergies*). 30

Figure 2.3 : Système géothermique à diverses échelles (graphique *S. Cattin, CREGE*). . . . 33

Figure 2.4 : Carte de température extrapolée à 5 km de profondeur (*Hurtig et al., 1992*). .URG : Graben du Rhin supérieur ; U : Urach ; LG : Massif Central Limagne-Français ; C : Catalogne ; Ca : Campidano graben ; Cm : granite de Camborne ; GB : bassin allemand ; T : la Toscane ; PB : bassin

pannonien. 35

Figure 2.5 : Carte des températures à 2000 m de profondeur dans le Fossé Rhénan Supérieur (*Agemar et al., 2012 ; Pribnow and Schellschmidt, 2000*).. 36

Figure 2.6 : Carte d'Alsace des Permis Exclusif de Recherche (bleu) et des titres d'exploitation (rouge) (source : *Géoportail minergies*).. 38

Figure 2.7 : Localisation des puits de Soultz-sous-Forêts (EPS-1, GPK-1, GPK-2, GPK-3, GPK-4) et de Rittershoffen (GRT-1 et GRT-2).. 40

Figure 2.8 : Profil de température acquis à l'équilibre dans le puits GPK-2 de Soultz-sous-Forêts (données collectées par le *LIAG Hanovre, Allemagne*). Les limites des formations sont données en TVD.. 43

Figure 2.9 : Schéma du projet de Rittershoffen de géothermie profonde afin d'alimenter l'usine Roquette Frères en chaleur par le biais de conduites enterrées entre Rittershoffen et Beinheim (modifié d'après *source ES*).. 46

Figure 2.10 : Profils de température acquis à l'équilibre dans les puits GRT de Rithtershoffen (*Baujard et al., 2017*). La profondeur est en TVD, et les limites des formations varient de ± 30 m selon le puits. 47

Chapitre 3 _ Le sujet de thèse

Figure 3.1 : Le log chronostratigraphique complet de GRT-1 (Rittershoffen) avec le log du gamma-ray et les principales limites stratigraphiques (*Duringer et al., 2019*). 59

Préface partie 2

Figure P2.1 : Log composite dans la partie open-hole de GRT-1 (Rittershoffen) avec la profondeur mesurée (MD), la chronostratigraphie, la présence de fractures perméables, les logs du nombre cumulé de fractures et l'épaisseur cumulée des fractures, le log neutron porosité, SGR et les trois logs GR spectraux (Thorium, Uranium et Potassium) (*Vidal et al., 2017*).. 71

Chapitre 4 _ Les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts

Figure 4.1 : Location of wellheads of EPS-1 exploration well, the GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4 geothermal wells at Soultz-sous-Forêts and GRT-1 and GRT-2 at Rittershoffen. It is located in the French north-western part of the Upper Rhine Graben. 82

Figure 4.2 : Litho-chronostratigraphic log from the middle Muschelkalk (Anisian) to the upper Buntsandstein (Anisian), issued from the EPS-1 core analysis. This log presents from top to base the Marnes Bariolées, the Couches à Myophoria Orbicularis, the Schaumkalk, the Wellenkalk, the Wellenmergel, the Couches à Térébratules, the Couches à Myacites, the Grès Coquillier and the Grès à Voltzia facies observed on the cores. At the right of the log column, the occurence of gypsum,

fossils and bioturbations is indicated. The cores are stored in boxes of 1-m-length; in the figure their labels are indicated. The number 01 corresponds to the top of the coring (middle Muschelkalk), as the number 542 the transition between the Permian and the granitic Variscan basement (not represented on this log which shows only the cores from top of the deepening). 86

Figure 4.3 : Photo board of the cores from the middle Muschelkalk, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the name and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. All the boxes correspond to the Marnes Bariolées formation. Box 06 corresponds to dolomite alternating with dolomitic marl with sealed fractures nearly vertical (in white). Box 12 shows great amount of anhydrite layer (in white) in the dolomitic formation (gray). Boxes 14, 18, 19 and 21 corresponds to dolomite strongly folded, with fractures (in white in the Box 14 and 21). Box 29 corresponds to a hydraulic breccia with mineralized fractures. 87

Figure 4.4 : Complete EPS-1 chronostratigraphic log from the middle Muschelkalk to the Variscan basement in front of the gamma-ray log acquired in the borehole. The limits between each formation are given jointly by the geological- and the GR log. Figure 2 (see preceding) represents the detail of the middle and lower Muschelkalk and upper Buntsandstein. Figure 8 represents the detail of the upper part of the Couches de Trifels formation. The violet arrow represents the occurrences of gypsum (same legend as in *Figure 4.2*). 88

Figure 4.5 : Photo board of the cores from the lower Muschelkalk, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Box 30 corresponds to the Couches à Myophoria Orbicularis composed of massive dolomite, alternating between dolomicrite and dolosparite, with marl content. Box 35 corresponds to the Schaumkalk composed of dolomite (generally dolomicrite) alternating with clays (in dark, wavy and bioturbated). Boxes 43 and 45 correspond to the Wellenkalk formation, where dolomite alternates with millimetric marls and silty marls, with the whole facies as wavy to lenticular bedding interpreted as tidal deposits. The lower part of the formation (Box 45) marks the passage from wavy to lenticular bedding. Boxes 50 and 56 correspond to the Wellenmergel formation, a centimeter-scale dolomite laminae interbedded with centimetric bioturbated marls. Box 69 corresponds to the Couches à Myacites formation composed of marls intercepted by fine dolomites, sandy dolomites, and sometimes sandstone beds. Box 70 corresponds to the Grès Coquillier composed of sandstones with few clayey and silty marls levels. 90

Figure 4.6 : Photo board of the cores from the upper and middle Buntsandstein, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Box 76, Grès Argileux (upper Grès à *Voltzia*) composed of micaceous sandstone and dolomitic sandstone alternating with green to red-colored clays and silty clays. Boxes 86 and 94, Grès à Meules (lower Grès à *Voltzia*) composed of massive clayey sandstone banks with thin micaceous surfaces. Are observed in the Box 96 oblique beddings. In the Box 94, occurrence of nearly vertical fractures, filled with white barite. Boxes 103, 104 and 121, Couches Intermédiaires composed of coarse-grained sandstones with oblique beddings (Box 103 and Box 104) alternating with red to purplish clays and silty clays, with numerous rip-up mud clasts and oxidations zones. Boxes 132 and 150, Poudingue de Sainte-Odile composed of coarse-grained sandstone to true conglomerate, with mostly rounded white milky quartz pebbles and very fine-grained red quartzites. Boxes 189, 195, 215, 251, 254 and 255, Couches de Karlstal: this formation presents two distinct facies with planar sandstone beds alternating with horizontally stratified fine silty clay lamina (milli- to centimetric scale) (Box 254 and Box 255) interpreted as typical playa facies with many desiccation cracks (Box 195 and Box 215), wind/wave ripples and small bioturbations (Box 251). The second facies consists of large oblique tabular and trough cross-beds (Box 189), which looks like aeolian dunes shape. Box 284, Couches de Rehberg composed of coarse-grained sandstones with large cross-beddings. Box 415, Couches de Trifels: medium- to coarse-grained sandstones with

various mud clasts (sometimes imbricated and formed by desiccation cracks) 96

Figure 4.7 : (a) EPS-1 gamma-ray log between the Couches de Karlstal and the Grès Anté-Annweiler showing the limits and b cores from EPS-1 from the middle Buntsandstein to the Variscan basement. Box 241: "caviar-like" facies sandstone typical from the Couches de Karlstal. Box 326, Couches de Rehberg: coarse sandstone with white quartz pebbles and a filled fracture (white circular arc). Box 446, Couches de Trifels: coarse-grained sandstone with white quartz pebbles and a decolored level. Box 472, Grès d'Annweiler: clayey sandstone with high frequency rip-up clay clasts of all sizes rounded or angular. Box 537, Grès d'Anté-Annweiler: coarse-grained clayey arkosic sandstones with a thick clay level at the base. Boxes 545 and 1003, Variscan granitic basement: unaltered monzogranite with K-feldspar megacrystals and oxidized facies, respectively. c GRT-1 GR log and borehole image log showing unrolled vertically compressed image of the sedimentary cover-basement transition in GRT-1. This acoustic log presents the amplitude data, highlighting natural fractures (Grès d'Annweiler) and induced fractures (Grès Anté-Annweiler). 102

Figure 4.8 : Focus on the cores from the upper part of the Couches de Trifels (Grès Vosgien inférieur), in conjunction with the gamma-ray log. Boxes 364, 384 and 392, Couches de Trifels: medium-grained sandstones showing white quartz rounded pebbles, mud clasts and three thick silty and micaceous clay beds and cross-bed laminations. The GR peaks located at 1255, 1273 and 1281 m are associated with the schematic log and cores, respectively number 1, 2 and 3. 104

Figure 4.9 : Photo board of the cores from the lower Buntsandstein (Permian age), with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Boxes 478, 496, 505, 516 and 525, Grès d'Annweiler: clayey sandstones with very high frequency of clay rip-up clasts of all sizes rounded and angular (related to desiccation plates) and thin clay banks. A filled fracture with barite is observed in the Box 596. Boxes 538 and 540, Grès d'Anté-Annweiler: medium to coarse clayey sandstones with feldspathic megacrystal clasts (up to 2 cm) and numerous Variscan basement clasts such as rhyolite (9 mm) and granite (6 mm). The difference of color with Box 496, compared to the others, is linked to the fact that the photo is coming from another shooting.. 105

Figure 4.10 : Map of the extrapolate temperatures of the Upper Rhine Graben region at 1 km depth. Main oilfields and major geothermal projects projected on the map. Re-drawn from GeORG (*2013*), version modified. 115

Figure 4.11 : GPK-1 (Soultz) complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing all the limits and geological formations encountered. 122

Figure 4.12 : GPK-2 (Soultz) complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing all the limits and geological formations 123

Figure 4.13 : Complete chrono-lithostratigraphic logs showing all the limits and geological formations encountered in GPK-1 and GPK-2, wells located at Soultz-sous-Forêts. 124

Figure 4.14 : Well-to-well stratigraphic correlations of the Soultz-sous-Forêts (GPK-1 and GPK-2) and Rittershoffen (GRT-1) wells. The start depth is 0 m, the elevation is about 148 m for GPK-1, 145 m for GRT-1 and 164 m for GPK-2 above sea level. 125

Figure 4.15 : Seismic reflection profile interpreted in term of geological cross section. The oil wells and the geothermal boreholes GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4 are projected on this profile. 135

Figure 4.16 : Version modifiée. Log chrono-lithostratigraphique de GPK-1 (Soultz-sous-Forêts) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées. . 144

Figure 4.17 : Version modifiée. Log chrono-lithostratigraphique de GPK-2 (Soultz-sous-Forêts) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées. . 145

Figure 4.18 : Tableau stratigraphique du Jurassique supérieur à inférieur. 146

Chapitre 5 _ Les puits de la zone de Strasbourg

Figure 5.1 : Position des puits : GCR-1 (Cronenbourg) ancien puits géothermique, SCS-101 (Schaeffersheim), MEI-2 (Meistratzheim) et LIP-2 (Lipsheim) anciens puits d'exploration pétrolière, proche des nouveaux puits de géothermie profonde du projet d'Illkirch-Graffenstaden : GIL (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*).. 152

Figure 5.2 : Corrélations chrono-lithostratigraphiques interpuits de la région strasbourgeoise avec GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La profondeur de départ est de 0 m, l'altitude est d'environ 150 m pour les puits (l'altitude exacte étant donnée dans : *Tableau 4*).. 156

Figure 5.3 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Jurassique de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). LIP-2 et GCR-1 présentent une Grande Oolithe réduite par faille, et LIP-2 passe des Marnes de Grassendorf directement à la Formation de Schalkendorf par jeu de faille également. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1500. 160

Figure 5.4 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Keuper de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La Dolomie Inférieure est réduite par faille dans GCR-1 et une faille à fort rejet est intersectée par le puits SCS-101 ne présentant plus qu'une partie des Argiles Bariolées Dolomitiques et des Marnes Irisées inférieures. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1500. 162

Figure 5.5 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Muschelkalk de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La base de la Dolomie Inférieure, le Calcaire à Térébratules et le sommet des Couches à Cératites sont absents par jeu de faille dans GCR-1. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1500. 164

Figure 5.6 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Buntsandstein au socle varisque de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). Il n'est pas possible de donner la position exacte des limites intra-Grès Vosgien. Le Grès Vosgien de MEI-2 est réduit par jeu de faille. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1050. 166

Figure 5.7 : Log chrono-lithostratigraphique de GCR-1 (Cronenbourg) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées. La limite Priabonien-Bartonien n'a pu être positionnée précisément. 170

Chapitre 6 _ Synthèse gamma-ray dans le Fossé Rhénan Supérieur

Figure 6.1 : Map of the Upper Rhine Graben with the position of the different oil and geothermal wells used in this study. 181

Figure 6.2 : Rupelian (Tertiary) well-to-well gamma-ray correlation between GRT-2, GCR-1, GIL-1, LIP-2, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000. 184

Figure 6.3 : Dogger (Jurassic) well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, MEI-2, GIL-1, SCS-101, GCR-1 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300. 186

Figure 6.4 : Lias (Jurassic) well-to-well gamma-ray correlation between OBR-101, GRT-1, GIL-1, MAM-1, MUM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000. 189

Figure 6.5 : Upper to middle Keuper well-to-well gamma-ray correlation between GPK-1, OBR-101, GRT-1, GIL-1, MEI-2 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000. 193

Figure 6.6 : Upper to lower Keuper well-to-well gamma-ray correlation between GPK-1, OBR-101, GRT-1, GIL-1, GCR-1 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500. 194

Figure 6.7 : Upper to lower Muschelkalk well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, GPK-2, GIL-1, LIP-2, MAM-1 and MUM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000. 197

Figure 6.8 : Middle to lower Muschelkalk well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, OBR-101, LIP-2, SCS-101, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300. . . . 198

Figure 6.9 : Upper to middle Buntsandstein well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, EPS-1, MEI-2, LIP-2, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500. 201

Figure 6.10 : Upper Buntsandstein to Permian well-to-well gamma-ray correlation between EPS-1, GPK-2,MEI-2 and GCR-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000. 202

Figure 6.11 : Keuper formations down to the Variscan basement well-to-well gamma-ray correlation between EPS-1, GRT-1, MEI-2 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500. . . . 206

Figure 6.12 : Examples of faults occurrence. Well-to-well gamma-ray correlation between : -A : GIL-1 and GIL-1 ST2 (Side Track) and -B : MEI-2, GPK-2 and SCS-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300. 207

Préface partie 3

Figure P3.1 : Tableau stratigraphique du Jurassique supérieur à inférieur, avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan). 217

Figure P3.2 : Tableau stratigraphique du Keuper au Muschelkak (Trias), avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan). 218

Figure P3.3 : Tableau stratigraphique du Buntsandstein supérieur à moyen (Trias), avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan). 219

Chapitre 7 _ La sismique

Figure 7.1 : Différence d'interprétation géologique et structurale sur la ligne 85ST04 entre CDP Consulting (2016) et celle effectuée dans le cadre de cette thèse. Sur la réinterprétation, on observe la présence de deux failles normales à vergence Ouest dont la plus orientale est une des failles principales du graben montrant un rejet d'environ 1 200 mètres. Liée à cette dernière on observe plusieurs failles associées synthétiques et antithétiques d'extensions verticales limitées, affectant essentiellement le pré-rift dont beaucoup viennent se terminer dans la couche de sel de la Zone Salifère inférieure. La première interprétation est différente car elle ne montre quasiment pas de failles et ni déplacements dans les compartiments bas, et sans complexité structurale notable. Cette réinterprétation montre qu'il est possible d'avoir beaucoup de détails dans le compartimentage associé aux failles ainsi que le rejet des différents horizons sismiques calés sur les niveaux lithologiques. 228

Figure 7.2 : Carte de position des lignes sismiques vintages et des puits pétroliers dans la région strasbourgeoise. 229

Figure 7.3 : Schéma d'acquisition d'enregistrement PSV (*Mari et Coppens, 2000*). 231

Figure 7.4 : Discordance entre les sédiments pré- et syn-rift observée sur la ligne 85ST05, avec en bleu les sédiments secondaires et orange les sédiments tertiaires. 235

Figure 7.5 : Interprétation de la ligne sismique 75GE3 (PSTM). Le puits GCR-1 (Cronenbourg) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les failles principales à vergence ouest qui s'enracinent profondément dans le socle ont un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée orange. Les compartiments entre les failles principales sont essentiellement affectés par des failles antithétiques. 239

Figure 7.6 : Interprétation de la ligne sismique 75AC2 (PSTM). Le puits LIP-2 (Lipsheim) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. La faille principale à vergence ouest qui s'enracine profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel. 240

Figure 7.7 : Interprétation de la ligne sismique 87ADL1 (PSTM). Le puits SCS-101 (Schaeffersheim) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des

Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée orange. Il y a des séquences d'horizons sismiques inexpliquées dans le cadre de cette thèse mais marquées par des « points d'interrogations » sur la figure. L'ensemble des failles principales est généralement découplé par le sel. Il y a de nombreuses failles antithétiques dans les différents compartiments (elles aussi découplées par le sel). 242

Figure 7.8 : Lignes (à la même échelle) 75GE3 (près de Cronenbourg) et 85ST04 (près d'Illkirch-Graffenstaden). On observe le même faciès sismique entre les Schistes à Poissons (orange) et le Jurassique (bleu). Entre les deux on retrouve les mêmes séquences d'horizons sismiques avec : A- un ensemble d'une dizaine de réflecteurs lités plus ou moins continus de moyenne à haute amplitude, B- une zone plus sourde, C- un ensemble de trois/quatre réflecteurs continus d'amplitude moyenne, D- une zone sourde, E- une dizaine de réflecteurs continus de moyenne à haute amplitude et F- une zone sourde. Or sur la ligne 75GE3, les épaisseurs d'intervalles en temps double sont de 725 ms et 632 ms contre 437 ms et 339 sur la 85ST04, pour le compartiment bas et haut, respectivement. . 244

Figure 7.9 : Détail des lignes sismiques 85ST03, 85ST04 et 85ST05 des horizons sismiques permiens. Le bleu correspond au toit du Jurassique, le violet au toit du Keuper, le vert au toit du Muschelkalk, le rose au toit du Buntsandstein, le brun au toit du Permien et le rouge au toit du socle. Le niveau orange correspond à la base du sel massif de la Zone Salifère inférieure et les traits jaunes marquent les multiples qui sont des artefacts qui se répercutent dans le socle cristallin. On observe ainsi la variation latérale d'épaisseur du Permien et les horizons intra-permiens en contact de type onlap. 247

Figure 7.10 : Détail des lignes sismiques 75GE3, 75AC12, 75AC2 des horizons sismiques permiens. Le bleu correspond au toit du Jurassique, le violet au toit du Keuper, le vert au toit du Muschelkalk, le rose au toit du Buntsandstein, le brun au toit du Permien et le rouge au toit du socle. Le niveau orange correspond à la base du sel massif de la Zone Salifère inférieure et les traits jaunes marquent les multiples qui sont des artefacts qui se répercutent dans le socle cristallin. On observe ainsi la variation latérale d'épaisseur du Permien et les horizons intra-permiens en contact de type onlap. 248

Figure 7.11 : Carte d'épaisseur du Permien extraite du logiciel « Petrel » avec la position des lignes vintages. L'encadré bleu correspond à la zone où des pointés « toit du Permien » et « toit du socle » ont été réalisés sur les lignes. À l'extérieur de celui-ci la carte est extrapolé. À l'intérieur de ce dernier, à la vue de l'espacement entre les lignes (sans compter un problème dans le fichier source récupéré vis-à-vis de l'intégration des lignes), et du pointé non-continus du toit du socle et du toit du Permien, l'interpolation est sujette à caution. 249

Chapitre 8 _ Contexte géologique de la transition « socle-couverture »

Figure 8.1 : Modifié d'après (*Bourquin et al., 2011*). A : Reconstitution paléogéographique du Permien moyen à supérieur du domaine péri-téthysien du nord-ouest. Ws : Shetland ouest ; cs : Mer Celtique ; wb : Bassin du Wessex ; cg : Mer du Nord graben central ; bkw : puits bockenem ; v : Vosges et Trier ; cb : Branche castillane ; ab : Branche aragonaise ; ccr : Chaîne côtière catalane ; bal : îles Baléares (Minorque et Majorque) ; pt : Provence (Bas-Argen, bassin de Luc et région de Toulon-Cuers) ; s : Sardaigne ; sp : Pyrénées du sud ; b : Brive ; r : Rodez ; sa : Saint Affrique ; l : Lodève ; aut : Autun ; aum : Bourbon L'Archambault/Aumance ; bl : Blanzy-Le Creusot ; RM : Massif Rhénan. B : Évolution N-S géomorphologique de la ceinture appalacho-variscaine et des bassins sédimentaires associés du Permien, profil tracé sur la partie A. 257

Figure 8.2 : Tableau stratigraphique de la Sous-commission allemande de stratigraphie permienne et triasique (SKPT) (*Röhling et al., 2018*).. 258

Figure 8.3 : Carte de localisation des différentes carrières étudiées dans le cadre de cette thèse, en vue satellite (Map data ©*2018 Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. 260

Figure 8.4 : Schéma de corrélation entre la nomenclature française et allemande (*Durand, 2013*). 261

Figure 8.5 : Légende harmonisé à toutes les carrières des Vosges, de la Forêt Noire et du sud du Palatinat. 262

Figure 8.6 : Localisation de la carrière de Raon-l'Étape (France) en vue satellite (Map data ©*2018 Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°24'18.29''N – Longitude 6°52'49.93''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A, B et C, d'orientation NE-SO et SE-NO, reliés aux *Figure 8.7, Figure 8.8, Figure 8.10, Figure 8.12, Figure 8.13* et *Figure 8.14*. 263

Figure 8.7 : De haut en bas, l'affleurement A de la carrière de Raon-l'Étape (localisé sur la *Figure 8.6*) est donné sans interprétation, avec interprétation superposée sur la photo et le schéma interprétatif. La ligne jaune délimite la transition entre le socle volcanique et la couverture sédimentaire bréchique (en rouge) et gréseuse (rose). Sur le schéma, on observe dans le socle la partie saine diaclasée (gris foncé) et la partie fracturée et minéralisée par la dolomite et la silice (gris clair). L'encadré bleu correspond à la *Figure 8.10*. 266

Figure 8.8 : Photo de l'affleurement A interprétée à plus grande échelle, où l'on observe également la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire sur la partie droite de la cuvette principale. 267

Figure 8.9 : Photo de détail du basalte fracturé de la carrière. a à d : morceaux disjoints de basalte qui se sont écartés les uns des autres avec la minéralisation (silice et dolomite essentiellement) progressive des fissures ; e et f : minéralisation rubanée le long des fractures (silice et dolomite) où les flèches jaunes pointent les niveaux de minéralisation qui recoupent les anciens ; g : minéralisation d'une fracture (silice et dolomite) où la flèche jaune pointe un niveau de dolomite tardif qui recoupe et borde le filon minéralisé, h : matrice de brèche quasiment totalement digéré par la dolomitisation où seul les clastes ne sont pas affectés. Des niveaux de silice sont présents également, sous forme de filons ou de nodules. 268

Figure 8.10 : Photo d'agrandissement de la *Figure 8.7* (encadré bleu) où le socle fracturé et minéralisé est en contact avec la brèche permienne dolomitisée. 269

Figure 8.11 : 6 photos de la brèche permienne, au niveau du profil A (*Figure 8.6*), affectée par la dolomitisation. Cette dernière, centrifuge (f), se propage à travers la matrice jusqu'à la digérer totalement, mais elle n'affecte pas les clastes de volcanite.. 270

Figure 8.12 : Le sommet de chaque séquence sédimentaire permienne a été surimposé d'une ligne orange. Sur le profil A, on observe que la dolomitisation est massivement présente sur le profil A dans les deux premiers bancs, tandis que pour les autres séquences elles se limitent à la partie supérieure de celles-ci. Dans le profil B' (localisation de l'affleurement sur la *Figure 8.13*), à part localement la première séquence, la dolomitisation se trouve au sommet de chacune d'entre elles. 271

Figure 8.13 : L'affleurement B de la carrière de Raon-l'Étape (localisé sur la *Figure 8.6*) est donné sans interprétation et avec interprétation surimposée à la photo. La ligne jaune délimite la transition entre le socle basaltique et la couverture sédimentaire. La partie bréchique et gréseuse est délimitée par la ligne orange. Le profil C (localisé sur la *Figure 8.6*) montre également le passage entre le socle et la couverture sédimentaire (ligne jaune).. 272

Figure 8.14 : Photo de détail de l'affleurement B (*Figure 8.13*) présentant le contact entre le basalte et la couverture sédimentaire déposée dessus (ligne jaune). Deux séquences ont été observées à l'affleurement, la dolomitisation étant à chaque fois au sommet de celles-ci. 273

Figure 8.15 : Localisation de la carrière de Vieux-Moulin (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°23'24.47''N – Longitude 6°59'57.85''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A, B et C, d'orientation NE-SO et SE-NO, reliés aux *Figure 8.16* et *Figure 8.17*. 274

Figure 8.16 : Profil NE-SO dans la carrière de Vieux-Moulin. La localisation du secteur A, B et C (sur le premier panneau vierge) se trouve sur la carte de la carrière (*Figure 8.15*). Le second panneau interprété présente la transition (en jaune) entre le socle granitique et la couverture sédimentaire permienne (en rouge). Le socle est majoritairement sain dans la carrière (figuré croix rouge), seul le dernier palier vers le SO présente un socle altéré (figuré croix noir). Trois photos de roches associées à ces faciès se succèdent : un grès permien, un granite sain et un granite altéré. 276

Figure 8.17 : Sur la première ligne de cette planche se trouve un agrandissement de chaque profil (B, C et D, cf. *Figure 8.15* et *Figure 8.16*). On y observe le socle sain à altéré, dans tous les cas fortement diaclasé et fracturé. Sur la deuxième ligne se trouve des agrandissements de la zone 1 et 2, localisés sur la *Figure 8.18*. Dans le premier cas la photo vierge (1) et sa version interprétée (1') présente la transition (en jaune) entre le socle granitique et la couverture sédimentaire. Dans le socle, des failles (rouge) présentent un remplissage d'argile et des filons de minéralisation secondaire de silice et de dolomie (gris). En transparence, entre le granite sain (bleu) et la couverture sédimentaire (jaune) se trouve une arène in situ. Dans le second cas (2) il s'agit du passage de l'arène granitique in situ à la brèche permienne. Les lignes continues en noir représentent les limites de paliers (gradin) de la carrière.. 277

Figure 8.18 : Le premier panneau est un agrandissement de l'affleurement A de la *Figure 8.16*. Le second panneau, d'interprétation, délimite de façon plus précise la transition (ligne jaune) entre le socle sain (figuré croix rouge) et la couverture sédimentaire (rouge). De nombreuses failles pré- et syn-sédimentaires (ligne rouge) sont observables, certaines créant des petits horsts et grabens découpant de façon assez abrupte la paléo-topographie du socle varisque. De façon générale, la transition socle-couverture remonte en altitude vers le SO. Pour finir, se trouve le schéma interprété de l'affleurement. Dans la couverture sédimentaire on observe des zones bréchiques (les galets ne sont pas à la bonne échelle à cause de l'échelle horizontale, on ne les verrait pas) et des zones plus gréseuses (figuré de points). La ligne jaune, remplie de carbonate jointif marque la limite entre cette couverture et le socle granitique. Un reliquat d'un ancien chaos granitique est observé dans la formation sédimentaire (boule ronde de granite vers le SO du profil). Au niveau des failles (ligne rouge), on observe des remplissages secondaires (en gris foncé) et au niveau du profil jaune il y a des arènes granitiques in situ (gris clair). 279

Figure 8.19 : La même photo, une fois vierge et une fois interprétée, montre le reliquat d'une boule granitique (croix rouge) d'un ancien chaos granitique. Se succèdent de bas en bas, le socle granitique, la brèche permienne dolomitisée (rose claire), l'argile (rouge) et la seconde brèche permienne (rose). La ligne jaune correspond à la transition entre le socle et la couverture. . . . 280

Figure 8.20 : a et b : Photos de la couverture sédimentaire prise au NE de l'affleurement. On y observe des alternances, globalement rectilignes, rouge à jaune. Les premières correspondent aux zones bréchiques et grossières, les secondes à des passées plus fines. c et d : Sur ces photos on observe des zones décolorées de façon assez aléatoire (autour de clastes de granite). 282

Figure 8.21 : Sur cette figure sont présentés divers clastes de roches volcaniques déposés dans la partie sédimentaire de la carrière Vieux Moulin. a, b, c : roches volcaniques mélanocrates à vacuoles remplies de calcite (c) ou totalement fracturées et recimentées (d), e : granite de Sénones, f : microgranite fin et homogène et g : rhyolithe. 283

Figure 8.22 : Localisation de la carrière de Saint-Pierre-Bois (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°19'59.63''N – Longitude 7°22'10.42''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation NE-SO, reliés aux *Figure 8.23* et *Figure 8.24* et *Figure 8.25*. 284

Figure 8.23 : Cette figure présente l'affleurement A (localisé sur la *Figure 8.22*) sans interprétation (en haut) et avec interprétation (en bas). La ligne jaune délimite la transition entre le socle et la couverture sédimentaire, en bleu la limite entre le granite sain et l'arène in situ, en rouge les failles et en orange des surfaces de bancs sédimentaires. L'encadré A' correspond à la *Figure 8.24*. Sur la partie supérieure de l'affleurement, il y a des colluvions. 286

Figure 8.24 : Cette figure correspond à l'agrandissement de la *Figure 8.23*. S'observe sur cette figure, le jeu de la faille (rouge) qui décale de façon visibles les bancs sédimentaires (délimités par l'orange, de bas en haut : arkose, pélite, arkose). Le socle sous-jacent (délimité par la ligne jaune) est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées d'une ligne noire). Sur la partie gauche de la photo, se trouve entre le granite sain et le premier banc d'arkose, une arène granitique in situ (délimitée par la ligne bleu et jaune). Sur la partie supérieure de l'affleurement il y a des colluvions. 287

Figure 8.25 : Quatre photos de roches macro avec en a : un leucogranite, en b : le granite à deux micas de Dambach, en c : un filon d'aplite dans le granite de Dambach et en d : l'arkose permienne avec des petits galets. 288

Figure 8.26 : Cette figure présente l'affleurement B (localisé sur la *Figure 8.22*) sans interprétation (en haut) et avec interprétation (en bas). La ligne jaune délimite la transition entre le socle et la couverture sédimentaire, en bleu la limite entre le granite sain et l'arène in situ, en rouge les failles et en orange des surfaces de bancs sédimentaires. La paléosurface varisque monte progressivement vers le SSE de la carrière. Dans la partie gauche de la couverture sédimentaire se trouvent principalement des chenaux tandis que sur la partie droite on observe surtout les dépôts de plaines d'inondations associées. 290

Figure 8.27 : Localisation de la carrière de Saint-Nabor (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°26'34.73''N – Longitude 7°24'44.11''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation NE-SO, relié aux *Figure 8.28* et *Figure 8.31*. 291

Figure 8.28 : Profil NE-SO dans la carrière de Saint-Nabor (localisé sur la *Figure 8.27*). S'observe une forte paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé de roches pyroclastiques et de dépôts volcaniques est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir). 6 profils ont été acquis dans la couverture sédimentaire permienne (ils sont donnés en *annexe 5*) afin de pouvoir interpréter l'évolution du remplissage sédimentaire Permien qui est : 1 – bréchique, de moins en moins dense

vers le sommet des petites cuvettes remplissant les paléosurfaces, 2 - gréso-argileux avec quelques galets épars et 3 – plus gréseux qu'argileux. Le Grès Vosgien du Trias (4) recouvre simplement l'ensemble de la surface. L'encadré A' correspond à la *Figure 8.31*. 294

Figure 8.29 : a : Socle varisque fracturé, dont les fissures et fractures sont remplies par des grès et des argiles permiennes ; b : Socle varisque fracturé avec en rouge en bas à gauche un dépôt de cornaline (minéralisation secondaire) ; c : Photo de détail d'un bloc de cornaline trouvé dans la carrière ; d : Fracturation hydraulique dans le socle varisque, remplis de minéraux secondaires ou de grès et d'argiles sédimentaires ; e : Dolomitisation (en bas à droite de la photo) de la brèche basale permienne par circulation de fluide. 295

Figure 8.30 : Log synthétique de la couverture sédimentaire de la carrière de Saint-Nabor (logs détaillés en annexe *Figure A5.1*). 6 photos prises dans la carrière sont associées à ce log. 1 et 1' : Brèche basale permienne majoritairement à petits clastes hyper anguleux, à matrice argilo-gréseuse. 2 : Grès fins à siltites argileuses finement lités, avec quelques petits clastes anguleux épars. 3 : Grès argileux mal cimenté. 4 : Grès fins rouges argileux à rares passées de galets épars et 5 : Grès de Senones. 296

Figure 8.31 : Photo vierge et interprété d'un détail de l'affleurement (*Figure 8.28*). S'observe la paléosurface varisque marqué par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé de roches pyroclastiques et de dépôts volcaniques est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir). Sur l'interprétation, la limite supérieure de la brèche permienne (en rouge) correspond au chemin marquant le dernier palier de la carrière. 297

Figure 8.32 : Localisation de la carrière de Baiersbronn (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°32'28.18''N – Longitude 8°23'32.22''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation globalement NE-SO, reliés aux *Figure 8.33* et *Figure 8.35* et *Figure 8.39*. 298

Figure 8.33 : Photo vierge et interprétée de l'affleurement de l'ancienne carrière de Baiersbronn. S'observe la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé d'un paragneiss (figuré ondulant) fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir) et d'une migmatite (figuré croix rouge). Deux niveaux sédimentaires reposent sur le socle, une brèche basale (rouge) et des grès (rose). Deux parties ont été encadrées sur l'affleurement, le profil A correspondant à la *Figure 8.35* et le profil B correspondant à la *Figure 8.39*.. 300

Figure 8.34 : Photo macro de - a : migmatite, b : - pegmatite intrudée dans le paragneiss, c : masse ovoïde de granite associé à la migmatite dans le paragneiss et d : gneiss où l'on observe la schistosité et les filons de pegmatite. 301

Figure 8.35 : Profil A à gauche de la carrière (*Figure 8.32*), avec la ligne jaune qui marque la transition entre le socle (figuré ondulant) et la couverture sédimentaire. Le premier dépôt sédimentaire (rouge) est une brèche, le second (rose) correspond à des niveaux gréseux. Le profil A' présente (sur photo vierge à gauche et interprétée à droite) un ensemble de faille ayant permis, par décalage du socle, un remplissage sédimentaire plus important. 302

Figure 8.36 : Photos de la brèche basale (a à d) à claste anguleux, parfois jointifs. La nature des clastes est diverse : gneiss et granite essentiellement. Photos de différents litages sédimentaires obliques et planaires soulignés par des oxydes de fer (e à g) et du grès tacheté d'oxydes de manganèse (h).. 303

Figure 8.37 : a : galets mous arrondis et anguleux, b : galets mous imbriqués, c : empreinte de galets mous issus de fentes de dessiccations, d : galets mous imbriqués et déposés le long des litages, e et f : fentes de dessiccations, g : rides de courant et h : figures de courant telles que des flutes clasts. 304

Figure 8.38 : Diverses figures sédimentaires avec en a : figure sédimentaire de groove, b : trace d'impact (prod), c : figures de charge, d : bioturbations affectées par des structures de charge, e : bioturbations de type Diplocraterion, f : bioturbations, g : deux niveaux de bioturbations (au-dessous et sous la main), h : trace de bioturbation, possiblement de limule. 305

Figure 8.39 : Profil B à droite de la carrière (*Figure 8.32*), avec la ligne jaune qui marque la transition entre le socle (figuré ondulant) et la couverture sédimentaire. Une migmatite (croix rouge) se trouve à droite de l'affleurement, dans le socle. Le premier dépôt sédimentaire (rouge) est une brèche, le second (rose) correspond à des niveaux gréseux. 306

Figure 8.40 : Localisation de la carrière de Sankt-Georgen-im-Schwartzwald (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°6'0.84''N – Longitude 8°23'55.13''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation NNO-SSE *Figure 8.41* et *Figure 8.42*. 307

Figure 8.41 : Photo vierge et interprétée de l'affleurement de la carrière à Santk-Georgen-im-Schwartzwald. On voit clairement la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé d'un paragneiss (figuré ondulant) fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir), intrudé d'un corps granitique (figuré croix rouge). Les sédiments qui reposent sur le socle sont intersectés par diverses failles sur lesquelles deux agrandissements ont été réalisés. 309

Figure 8.42 : Sur la photo du haut qui correspond à la partie gauche de l'affleurement *Figure 8.41*, sont surimposés, de blanc, les gros nodules de quartz présents dans le paragneiss. L'intrusion granitique dans le socle est représentée par le figuré des croix rouges. La photo du bas est une vue de détail de ce quartz laiteux. 310

Figure 8.43 : Log synthétique de la carrière de Santk-Georgen-im-Schwartzwald. Chaque numéro est associé à un faciès sédimentaire dont les photos sur la partie droite y sont associées. 1 : conglomérat basal, 2 : grès éoliens, 3 : pélites, 4 : grès fluviatiles, 5 : argile à faciès évaporitique et 6 : grès fluviatile. 311

Figure 8.44 : a : trace de reptile, b : figures de charge sur figure d'impact (prod), c et d : fentes de dessiccation, e : figures de bioturbation et f : figures de courant avec crescent marks au premier plan.. 312

Figure 8.45 : Localisation de la carrière d'Albersweiler (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*). Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 49°13'21.64''N – Longitude 8°1'12.72''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation N-S *Figure 8.46* et *Figure 8.47*. 313

Figure 8.46 : Photo vierge et interprété de l'affleurement de la carrière à Albersweiler. S'observe la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle est formé d'un gneiss intrudé de nombreux dykes de lamprophyres (certains dykes ont été surimposés de beige). Il y eu sur le socle, une coulée volcanique qui s'est déposée (sommet marqué par la limite orange), puis deux niveaux gréseux (limite entre les deux en violet). La dernière photo de la figure correspond à un zoom sur la partie S de l'affleurement, on y observe

les contacts successifs liés aux différents dépôts érodés. 315

Figure 8.47 : Schéma d'interprétation (réalisé sur la photo panorama de l'affleurement) de la succession des dépôts et des érosions sur le socle de la carrière entre le Carbonifère et le Permien. 1 – Érosion du socle gneissique (figuré ondulant) intrudé de dykes de lamprophyre (contour de dyke en beige), 2 –Mise en place de la coulée volcanique, 3 – Érosion de cette coulée et dépôt de la première séquence de grès permiens et 4 – Érosion de ce niveau de grès, et dépôt d'une nouvelle séquence de grès permiens. Les formations permiennes montrent des faciès généralement très immatures avec des passées bréchiques : clastes anguleux (jusqu'à 10 cm de diamètre), sables grossiers mal classés et souvent arkosiques et faciès dominés par des laminations planes de type « épandage en nappe » (sheet flow). 316

Figure 8.48 : Photo de détails a : gneiss avec filon d'aplite, b, et d : grès grossier avec passée bréchique de la base du Permien à clastes hétérométriques hyper anguleux. 317

Figure 8.49 : Localisation des profils A et B de la carrière de Waldhambach (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*). Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 49°9'39.53''N – Longitude 8°0'6.54''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation NO-SE et SO-NE : *Figure 8.50* et *Figure 8.52*. 318

Figure 8.50 : Photo vierge et schémas d'interprétation de la carrière de Waldhambach (réalisé sur la photo panorama de l'affleurement) de la succession des dépôts et des érosions entre le Carbonifère et le Permien sur le socle varisque de la carrière. 1 – Érosion du socle gneissique (figuré ondulant) intrudé de dykes de lamprophyre (couleur surimposée au dyke en blanc) et dépôt volca-sédimentaire, 3 – Érosion de cette unité et dépôt de la coulée volcanique et 4 – Érosion de la coulée et dépôt des séquences de grès permiens.. 320

Figure 8.51 : Log synthétique de la carrière de Waldhambach. Chaque numéro est associé à un faciès et aux photos sur la partie droite. 1 : granodiorite intrudée de lamprophyre et photo de détail du granite avec une enclave, 2 : tufs, 3 : roches mélanocrates à vacuoles minéralisées de chamosite (vert) et de calcite (blanc ocre), 4 : grès à grands litages obliques et 6 : alternance argilo-pélitique. . 321

Figure 8.52 : Deux photos vierges de deux pans de la carrière de Waldhambach et les photos interprétées associées. La limite jaune correspond à la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. La limite orange marque la transition entre le dépôt volca-sédimentaire et la coulée volcanique (mélaphyre). Les niveaux de tufs drapent la paléotopographie varisque. 322

Figure 8.53 : a : Vacuoles de la coulée de mélaphyre remplies par de la silice zonée formant des agates, a, b : cristallisation de la silice formant des agates riches en cornaline, c : fractures minéralisées par de la dolomite et de la silice dans la coulée volcanique, d : fractures minéralisées par la dolomite dans la coulée volcanique, e, f, g : présence d'agate et de minéralisations filoniennes le long des fractures dans la coulée volcanique (silice et dolomite essentiellement), h : présence d'agate et de minéralisations filoniennes le long des fractures dans la coulée volcanique (silice et dolomite essentiellement) avec des petits morceaux de clastes de la coulée fracturés et cimentés par les minéraux secondaires dans la fracture. 323

Figure 8.54 : Photo de détail, de l'affleurement principal à la carrière de Vieux-Moulin, d'un niveau horizontal de dolomie-cornaline marquant probablement un paléosol au niveau du sommet d'une séquence bréchique permienne. 326

Figure 8.55 : Carte de la région strasbourgeoise issu de la dérivée verticale de l'anomalie de

Bouguer d'après Edel et al. (2018). Sur la carte les granites sont représentés par les anomalies en rouge à violet, les roches sédimentaires paléozoïques et les gneiss par ceux de couleur blanc-jaune-orange et les volcanites mafiques, diorites et schistes du Paléozoïque précoce par le vert et bleu foncé. 329

Figure 8.56 : a : Détail de la ligne sismique 75GE3 montrant les horizons sismiques permiens. Les lignes en violet correspondent au toit du Keuper, les lignes en vert au toit du Muschelkalk, les lignes en rose au toit du Buntsandstein, les lignes en brun au toit du Permien et les lignes rouges au toit du socle. Il y a une différence d'épaisseur entre les deux côtés de la faille principale du niveau Permien ; b : agrandissement de la partie NE du schéma interprétatif de la carrière de Vieux-Moulin présentant une différence d'épaisseur du remplissage permien par le jeu de faille.. 330

Annexe 1 _ Duringer et al., 2019

Figure A1.1: General outline of the Upper Rhine Graben (URG) with the localization of the wells of Rittershoffen.. 401

Figure A1.2: Schematic geological cross section through the Upper Rhine Graben at the latitude of Rittershoffen. Cross section modified after Brun et al. (*1992*) **and** Kappelmeyer et al. (*1992*).. 402

Figure A1.3: Complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing the main boundaries. Musch. : Muschelkalk.. 403

Figure A1.4: Complete chrono-lithostratigraphic log of the Tertiary with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well. 404

Figure A1.5: Complete chrono-lithostratigraphic log of Jurassic and Keuper with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well. Low. : Lower Triassic.. 405

Figure A1.6: Complete chrono-lithostratigraphic log of the Muschelkalk, Buntsandstein and granit with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well. Orb.: Couches à *Myophoria orbicularis*; G.: Grès; C.: Couches; Musch.: Muschelkalk.. 406

Figure A1.7: Comparative stratigraphic table between the formations of Pechelbronn (North URG) and the Potash basins and Mulhouse/Sundgau horst (South URG). The Marnes à Cyrènes and the topmost part of the Couches à Mélettes are lacking in the GRT wells. The Calcaire à Planorbes is lateraly discontinuous and was not intercepted by the wells of Rittershoffen.. 407

Figure A1.8: Chronostratigraphic table of the Muschelkalk and the Keuper in the Upper Rhine Graben. 408

Annexe 3 _ Maurer et al., 2018 ; Harlé et al., 2019

Figure A3.1: a) Simplified geological map of the Upper Rhine Graben (URG) with geothermal gradient b) detailed lithological log of the Tertiary formations in the URG. 423

Figure A3.2: NW-SE schematic sections of hydrothermal circulation in the Upper Rhine Graben (from *Le Carlier et al., 1994*). 424

Figure A3.3: Geothermal temperature profiles at Rittershoffen GRT-1 and GRT-2 wells (from *Baujard et al., 2017*). 426

Figure A3.4: Locations of the borehole (red stars) and the fault polygons (green lines) at the level of the top Buntsandstein.. 427

Figure A3.5: Statistical analysis realized on the thermal log of the EPS1 thermal profile by simulating a well of 200 m depth. The difference temperature between the estimated temperature and the effective one is less than 2.5°C.. 429

Figure A3.6: Stratigraphic logs of the gradient wells associated to temperature profiles and geothermal gradients in the Wissembourg area.. 431

Figure A3.7: Left: Geothermal gradient obtained for the well located in the zone n°6.2 (see *Figure A3.4*). Upper right: set of all linear regressions calculated. Down right: Gaussian law fitted on a histogram of the weighted gradients used to estimate the error done on the geothermal gradient measurement. 432

Figure A3.8: Results of the gradient wells exploration campaign. The figures show for each measurement the best and the worst cases (bleu dashed lines) and the median case (red dashed lines). Depth of the gradient wells and uncertainties on the depth of the cap-rock are shown by purple line. Temperatures at target for each case are indicated at the bottom of each curve. . . 435

Annexe 4 _ La sismique

Figure A4.1 : Interprétation de la ligne sismique 85ST04 (PSTM). Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les failles principales à vergence ouest qui s'enracine profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel. Il y a de nombreuses de failles antithétiques et failles qui affectent les compartiments effondrés. 446

Figure A4.2 : Différence d'interprétation géologique et structurale sur la ligne 85ST04 entre CDP Consulting (2016) et celle effectuée dans le cadre de cette thèse. Cf. *Figure 7.1*. 447

Figure A4.3 : Interval des vitesses mis sous la forme d'un tableau avec la profondeur en mètres et en temps doubles associés. Figurent également les isochrones de profondeur en mètres et temps doubles afin d'obtenir la vitesse en temps d'interval pour les différentes formations. Cela a été calculé pour les puits de Meistratzheim, d'Eschau, de Cronenbourg et d'Illkirch. En noir les valeurs sont issues des données de puits ou de la sismique ; en rouge elles proviennent de CDP Consulting (*2016*).. 448

Figure A4.4 : Discordance entre les sédiments pré- et syn-rift observée sur une ligne acquise dans la région de Gebwiller, issu de Duringer (*1988*), avec en bleu les formations secondaires et en orange les formations tertiaires. On observe sur la ligne le doublet de réflecteur de haute amplitude

associé à la Grande Oolithe. Le Jurassique est fracturé.. 449

Figure A4.5 : Version de la *Figure 7.9* sans le tracé des multiples ni des réflecteurs intra-permiens.. 450

Figure A4.6 : Version de la *Figure 7.10* sans le tracé des multiples ni des réflecteurs intra-permiens.. 451

Figure A4.7 : Interprétation de la ligne sismique 85ST03 (PSTM). Le puits ESC-1 (Eschau) a été projeté sur la ligne sismique. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les deux failles principales à vergence ouest et est qui s'enracinent profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel. Il y a de failles antithétiques et de nombreuses failles qui affectent les compartiments effondrés.. 452

Annexe 5 _ Les logs de Saint-Nabor

Figure A5.1 : Logs de la partie supérieure de Saint-Nabor montrant les formations permiennes en discordance sur le socle Paléozoïque. Pour la position altimétrique exactes des logs voir *Figure 8.28.* 456

Liste des tableaux

Table 1: Information about the EPS-1 exploration well, focusing on the Muschelkalk–Buntsandstein section (interest of the study). This table gives the main technical information about the well and the logging operations. More details are given in the Final Report of EPS-1(*Degouy et al., 1992*). MSL: Mean Sea Level. 83

Table 2: Faults observed on the seismic profile analysed in mud logging and log cutting 134

Table 3: Fracture zones observed through the stratigraphic analysis (log cutting) analysed with the mud logging and on the seismic profile. 136

Tableau 4 : Tableau d'informations concernant les puits MEI-2 (Meistratzheim), GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim) et SCS-101 (Schaeffersheim) compilant les coordonnées du puits, l'altitude du puits, la date de forage, l'opérateur et l'entrepreneur du puits, la catégorie et l'état du puits. 153

Table 5: Name of the wells used for the gamma-ray well-to-well correlations and their location. 180

Tableau 6 : Tableau définissant la géométrie des réflecteurs, la caractéristique de leur amplitude, l'image sans et avec interprétation de la ligne sismique et le log lithostratigraphique associé. . 234

Liste des notes de bas de page

1.1 « Länge des Rhein », Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, 9 janvier 2015 . 6

2.1 *https://www.gouvernement.fr/programmation-pluriannuelle-de-l-energie-quelle-ambition* . . . 29

2.2 *http://www.minergies.fr/sites/default/files/upload/france_tmg_01_2018.pdf (Mise à jour : 1er février 2018)* 30

2.3 *http://www.minergies.fr/fr/cartographie*. 30

2.4 *http://www.minergies.fr/fr/cartographie*. 38

2.5 *https://www.geothermie-illkirch.es.fr/* 46

5.1 Si certains puits d'Eschau ont été étudiés rapidement pour voir les formations sédimentaires intersectées, ils n'ont pas été présentés dans la partie précédente (1. Synthèse des quatres puits) car le log GR n'a pas été acquis sur l'intégralité des puits. 168

9.1 *http://rgf.brgm.fr/page/vosges-fosse-rhenan-pilote-rgf* 344

9.2 *http://www.geopotenziale.org/home/index_html* 344

Acronymes

Abréviation	Définition
ACP	Analyse en Composante Principale
ADEME	Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie
BF	Black Forest (Forêt Noire)
BHTV	BoreHole TeleViewer (Imagerie de parois)
CAH	Classification Ascendante Hiérarchique
CND	Compensated Neutron litho Density
CSPE	Contribution au Service Public de l'Électricité
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
DST	DrillStem Test (Test par tiges de forage)
ECOGI	Exploitation de la Chaleur d'Origine Géothermique pour l'Industrie
EEG-Umlage	Erneuerbaren-Energien-Gesetz (Loi allemande sur l'énergie renouvelable)
EG	Eger Graben
EGS	Enhanced Geothermal System (Système Géothermique Stimulé)
EnBW	Energie Baden-Württemberg
EnR	Énergie Renouvelable
EPS-1	Nom du puits pétrolier approfondi pour le projet géothermique de Soultz-sous-Forêts
ÉS	Électricité de Strasbourg
ESIG	ÉS Illkirch Géothermie
ÉS-G	Électricité de Strasbourg - Géothermie
FP	Franconian Platform
gAPI	GR American Petroleum Institute
GCR-1	Noms du puits abandonné de géothermie profonde de Cronenbourg
GEIE-EMC	Groupement Européen d'Intérêts Économiques d'Exploitation Minière de la Chaleur
GEISER	Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced Seismicity in Reservoirs (Génie géothermique intégrant l'atténuation de la sismicité induite dans les réservoirs)
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GIL-1, -2	Noms des puits de géothermie profonde du projet d'Illkirch-Graffenstaden
GJ/m²	Giga Joule par mètre carré

GPK-1, -2, -3, -4	Noms des puits de géothermie profonde du projet de Soultz-sous-Forêts
GR	Gamma-ray
GRT-1, -2	Noms des puits de géothermie profonde du projet de Rittershoffen
HDR	Hot Dry Rocks (Roche chaude sèche)
HG	Hessian grabens
IEA	International Energy Agency
K	Potassium
LabEx	Laboratoire d'Excellence
LG	Limagne Graben
LIP-2	Nom du puits pétrolier de Lipsheim
LRG	Lower Rhine (Roer Valley) Graben
LRhG	Lower Rhône Grabens
LWD	Logging While Drilling
Ma	Million d'années
MAM-1	Nom du puits pétrolier de Mackenheim
MD	Measured Depth
MEI-2	Nom du puits pétrolier de Meistratzheim
MeV	Million électronvolt
MT	Million de tonnes
Mtep	Million de tonnes équivalent pétrole
MUM-1	Nom du puits pétrolier de Muntzenheim
MW	Mégawatts
MW_e	Mégawatts électrique
MW_h	Mégawatts heure
MW_{th}	Mégawatts thermique
NBG	Northern Bresse Graben
OBR-101	Nom du puits pétrolier d'Oberroedern
OM	Organic Matter
ORC	Organic Rankyne Cycle (Cycle de Rankine organique)
PER	Permis Exclusif de Recherche
PII	Parc d'Innovation de la commune d'Illkirch-Graffenstaden
PPE	Programmation Plurianuelle de l'Énergie
PSDM	Pre-Stack Depth Migration
PSTM	Pre-Stack Time Migration
PSV	Profil Sismique Vertical
Ra	Radium

RéNaSS	Réseau National de Surveillance Sismique
RESIF	Réseau sismologique & géodésique français
RG	Roanne Graben
RGF	Référentiel Géologique de la France
ROP	Rate of Penetration (Taux de pénétration)
RPM	Rotation Per Minute (Tour par minute)
R&D	Recherche & Développement
SBG	Southern Bresse Graben
SKPT	Subkommission Perm-Trias (Sous-commission allemande de la stratigraphie permienne et triasique)
SCR-101	Nom du puits pétrolier de Sainte-Croix-en-Plaine
SCS-101	Nom du puits pétrolier de Schaeffersheim
Th	Thorium
TJ/an	Tera-Joule par an
TMD	True Mesured Depth (Profondeur réel de mesure)
TOC	Total Organic Carbon
TVD	True Vertical Depth (Profondeur verticale réelle)
U	Uranium
URG	Upper Rhine Graben (Fossé Rhénan Supérieur)
V	Vosges
VDH-GT	Noms des puits de géothermie profonde du projet de Vendenheim-Reichstett
VG	Valence Graben
VSP	Vertical Seismic Profiling
WEC	World Energy Council (Conseil mondial de l'énergie)
WOB	Weight on bit (Poids de l'outil)
4589	Ancien nom du puits pétrolier approfondi pour le projet géothermique de Soultz-sous-Forêts

Note de l'auteur

Dans ce manuscrit seront écrits, dans le texte, les renvois aux sections désignées de la façon suivante :

Exemple : P1. C1 pour *Partie 1. Chapitre 1.*

Exemple : P1. C1. II-3 pour *Partie 1. Chapitre 1. II. Histoire géologique et évolution géodynamique, 3. Le cycle alpin*

Les figures et les notes de bas de page seront écrient de la façon suivante :

Exemple *:* Figure 1.1 pour *Figure n°chapitre.n°figure*

Exemple *:* Figure A1.1 pour *Figure n°annexe.n°figure*

Exemple *:* 1.1 pour *n°chapitre.n°note*

Je souhaite remercier toutes les personnes qui, pour des raisons de sécurité, ont accepté de m'accompagner sur le terrain tout au long de ma thèse. Merci également de m'avoir permis d'exploiter certaines de vos photos dans ce manuscrit (tout particulièrement Quentin Boesch avec son reflex et ces photos de haute résolution).

PARTIE 1

État de l'art, problématiques et objectifs de la thèse

« Nous vivons une époque d'incertitude sans précédent pour le secteur énergétique. La demande en énergie va continuer de croître. La pression pour développer et transformer le système énergétique est immense. »

World Energy Council

CHAPITRE 1

★ ★

Le Fossé Rhénan Supérieur

I. Contexte géographique

Le Fossé Rhénan Supérieur (graben du Rhin, Southern Rhine Graben, ou encore Upper Rhine Graben : URG) fait partie d'une série de failles du *Système du Rift Paléogène Ouest-Européen* (*Figure 1.1*) qui s'étend sur plus de 1 000 km selon une orientation NNE-SSO (*Ziegler, 1992*) de l'Espagne au nord des Pays-Bas, vers la mer du Nord (*Bauer et al., 2015 ; Edel et al., 2007 ; Berger et al., 2005b ; Ziegler et Dèzes, 2005 ; Rotstein et al., 2005 ; Schumacher, 2002 ; Villemin et Bergerat, 1987 ; Illies, 1967*). Ce méga système tectonique comprend notamment les fossés Rhénan (URG, LRG : Lower Rhine Graben), la Limagne (LG), la Bresse (BG), la dépression de la Hesse (HG), le fossé de Valence (VG) et celui de Bohème (EG).

Situé dans le nord-est de la France et dans le sud-ouest de l'Allemagne, le Fossé Rhénan Supérieur est l'une des structures tectoniques majeures de l'Europe occidentale, avec une orientation moyenne SSO-NNE (N20°E) (*Bergerat, 1987*). Il s'étend sur environ 300 km de longueur entre Bâle (Suisse) au sud et Francfort-sur-le-Main (Allemagne) au nord. Sa largeur est environ de 30 à 40 km. Dans la partie méridionale, il s'élargit légèrement avec le bassin de Dannemarie à l'Ouest et le fossé de Sierentz-Bâle à l'Est dessinant entre les deux zones subdsidentes le horst du Sundgau. Ce dernier en position haute probablement dès l'Éocène présente des faciès très spécifiques absents dans les zones adjacentes.

Le Fossé Rhénan Supérieur s'est mis en place au Tertiaire. Les premiers dépôts datent de l'Éocène. Il est délimité, au Sud et au Nord respectivement par le Jura et le Massif Schisteux Rhénan et le Taunus, ces derniers formant une topographie rectiligne au-delà de laquelle le fossé se prolonge vers la dépression de Hesse (*Sittler, 1969a*). Les limites à l'Ouest sont les Vosges au Sud et le Pfälzerwald au Nord et à l'Est la Forêt Noire (Sud), la dépression de Kraichgau (centre) et l'Odenwald (Nord) (*Figure 1.2*). L'altitude moyenne de ces deux massifs paléozoïques bordiers diminue progressivement du Sud au Nord, avec une altitude maximale respectivement dans les Vosges de 1424 m (Grand Ballon d'Alsace) et de 1 493 m (Feldberg) en Forêt Noire. Dans la plaine du Rhin l'altitude moyenne est de 200 m environ. La pente actuelle de la plaine d'Alsace est d'environ 0,6 m par kilomètre.

Le fleuve du Rhin (*Figure 1.2*), long de 1 233 km[1], prend sa source dans les Alpes suisses et s'écoule actuellement vers la Mer du Nord. C'est à Bâle qu'il pénètre dans le

1.1 « Länge des Rhein », Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, 9 janvier 2015

Fossé Rhénan Supérieur pour ensuite le traverser sur toute sa longueur avec un court d'eau globalement parallèle aux bordures du fossé. C'est à hauteur de Mayence qu'il bifurque vers le NO pour pénétrer dans le Massif Schisteux Rhénan.

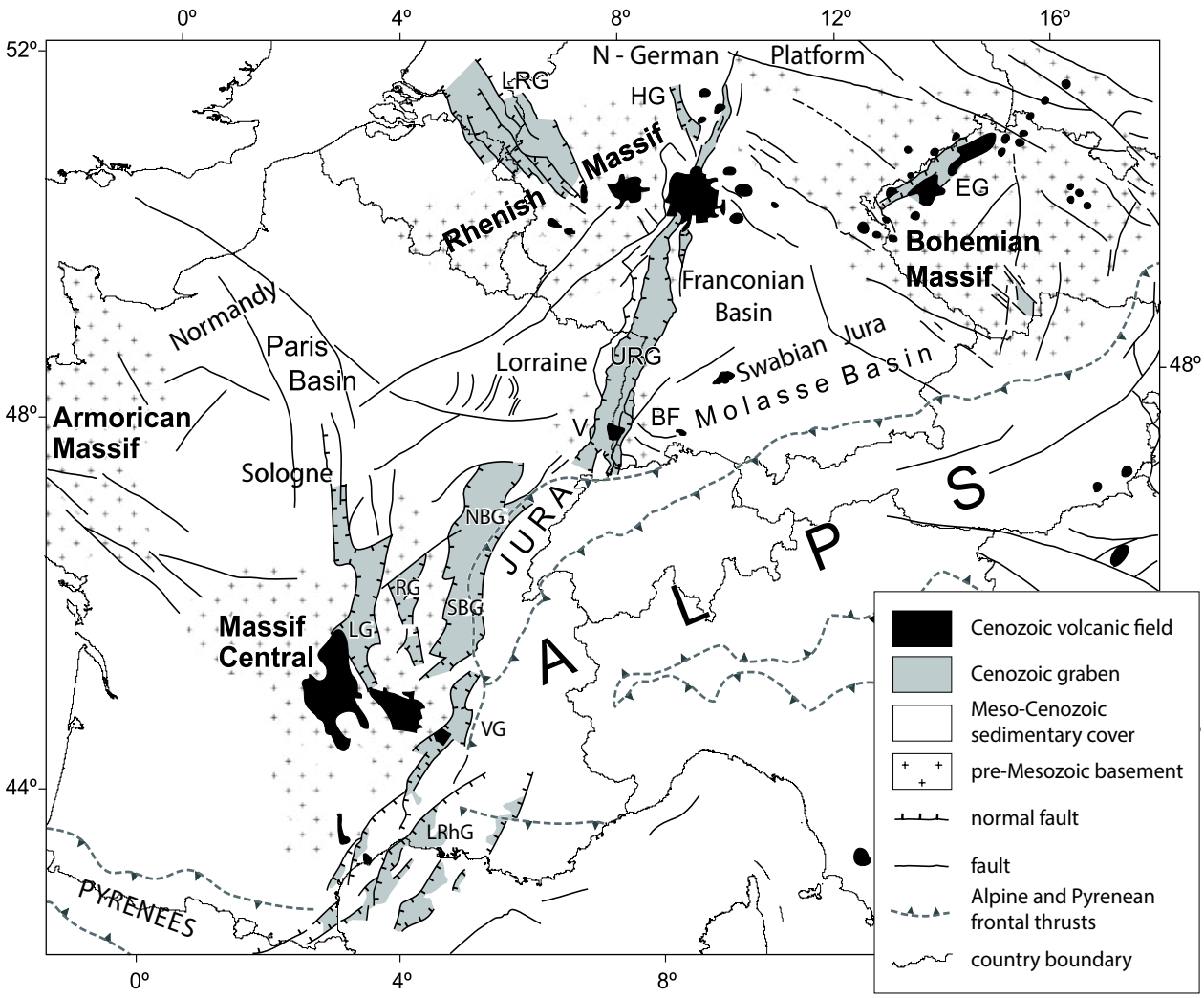


Figure 1.1 : Carte structurale du Système du Rift Paléogène Ouest-Européen dans le bassin d'avant-pays NO-Alpin (*Bourgeois et al., 2007*). BF : Black Forest, EG : Eger Graben, FP : Franconian Platform, HG : Hessian Grabens, LG : Limagne Graben, LRG : Lower Rhine (Roer Valley) Graben, LRhG : Lower Rhône, Grabens, NBG : Northern Bresse Graben, RG : Roanne Graben, SBG : Southern Bresse Graben, URG : Upper Rhine Graben, V : Vosges, VG : Valence Graben.

La plaine du Rhin est séparée du massif Vosgien et de la Forêt Noire par une bande discontinue d'avant-monts appelés respectivement collines sous-vosgiennes et collines sous-schwartzwaldiennes (*Sittler, 1969a, 1969b*). Il s'agit de zones de failles à jeux complexes, qui forment les « champs de fracture » (*Figure 1.3*) entre les massifs paléozoïques et la plaine du Rhin (*Sittler, 1969a, 1969b ; Illies, 1967*). Ces champs sont séparés de la plaine du Rhin par les Failles rhénanes Est et Ouest.

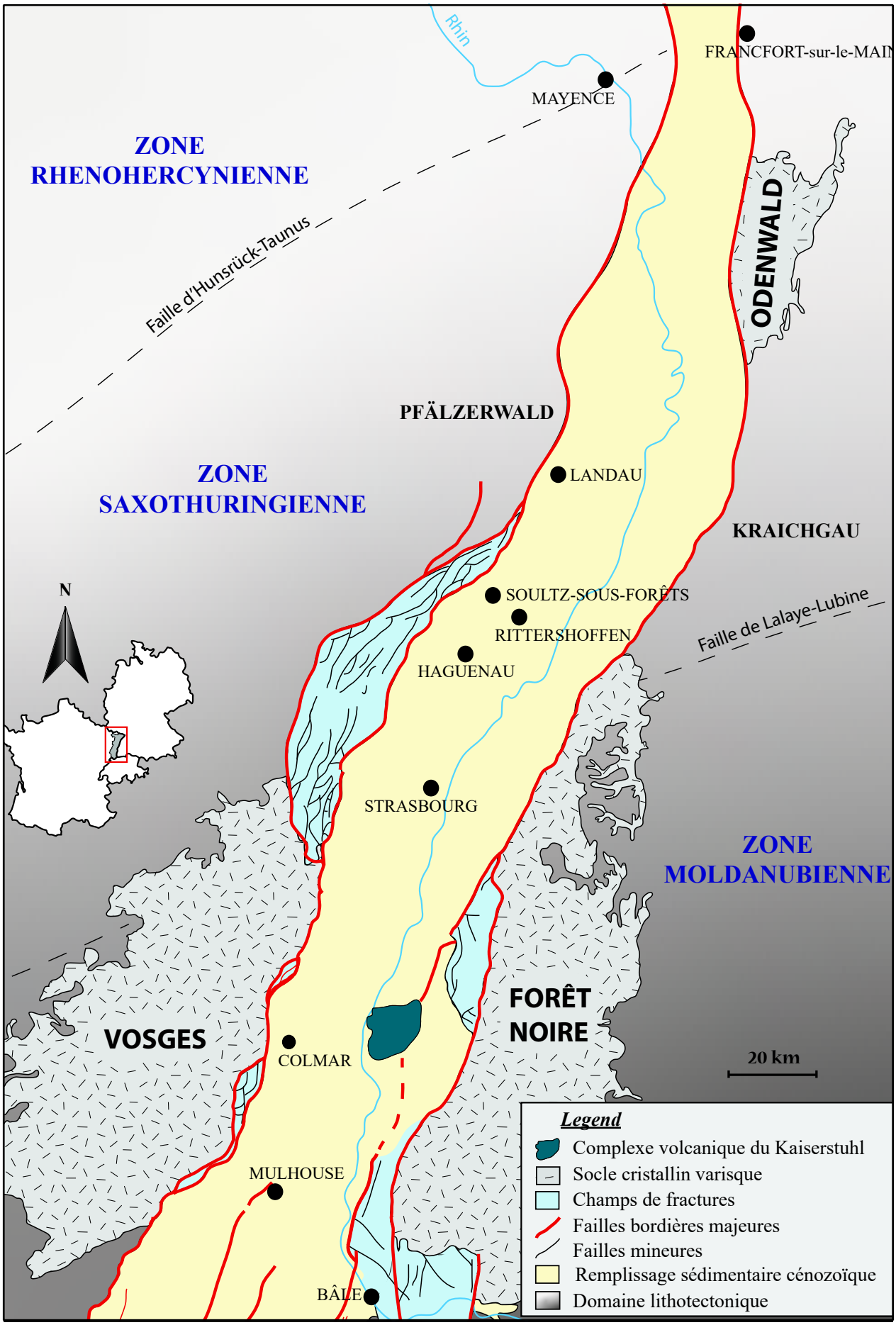


Figure 1.2 : Carte simplifiée du Fossé Rhénan Supérieur (redessinée et modifiée d'après *Dezayes, 1995*).

Dans les Vosges, c'est la faille vosgienne qui marque le passage entre le massif paléozoïque et le champ de fracture. En Forêt Noire c'est la faille schwartzwaldienne qui forme la limite entre le massif paléozoïque et le champ de fracture (*Brun et al., 1992 ; Kappelmeyer et al., 1992 ; Sittler, 1969a, 1969b ; Illies, 1967*). Si ce sont les failles vosgienne et schwartzwaldienne qui sont les plus visibles dans le paysage, ce sont les failles rhénanes, peu visibles, qui ont les rejets d'effondrements tectoniques les plus importants (*Sittler, 1992*). D'après les travaux de Brun et al., (*1992*) les zones de cisaillement le long de failles listriques relient la déformation fragile de la croûte supérieure à une région de déformation ductile de la croûte inférieure.

Deux autres systèmes tectoniques complexes sont présents aux bordures du Fossé Rhénan Supérieur, il s'agit des systèmes transformants : Rhin-Saône qui délimite au sud ce dernier du Fossé de la Bresse (*Villemin et Bergerat, 1987*) et celui de Hunsrück-Taunus au Nord qui marque la limite avec le Fossé de Hesse et le Fossé Rhénan Inférieur (*Figure 1.1*).

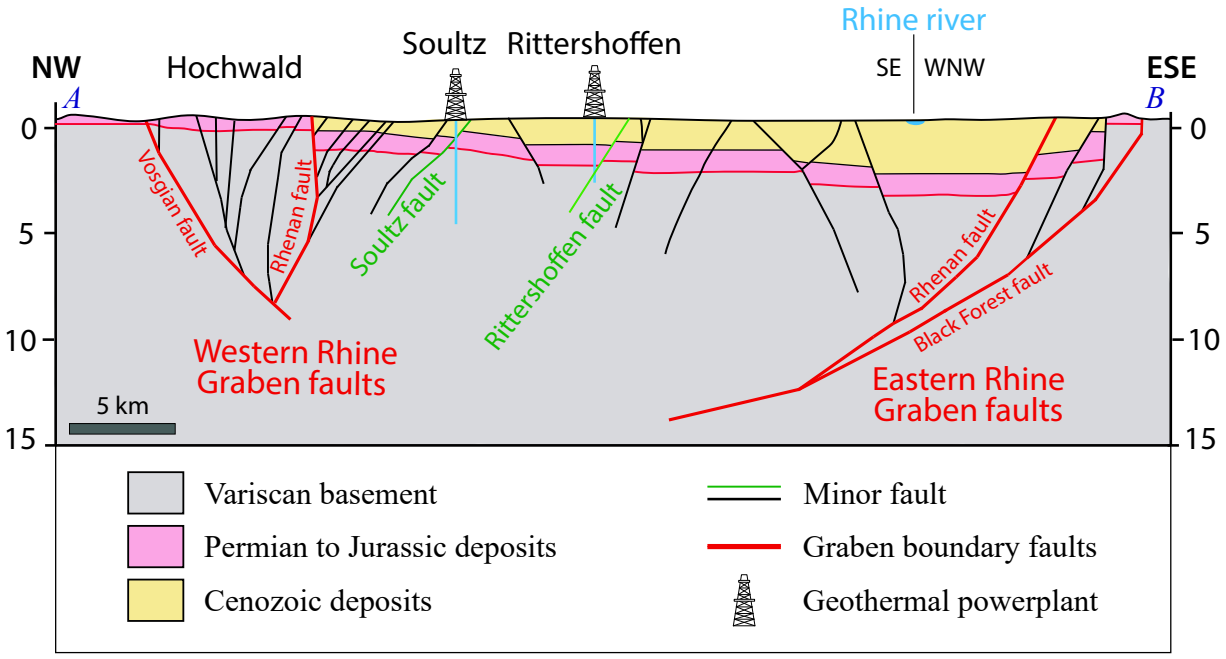


Figure 1.3 : Coupe transversale géologique schématique à travers le Fossé Rhénan Supérieur de la bordure occidentale à orientale, passant par les centrales géothermiques de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen (*Duringer et al., 2019* ; redessiné d'après Kappelmeyer et al. (*1992*) et Brun et al. (*1992*)).

II. Histoire géologique et évolution géodynamique

La mise en place du Fossé Rhénan Supérieur est issue d'une très longue histoire qui débute avec l'extension Varisque au Paléozoïque qui s'étend sur 8 000 km de long et 1 000

km de large d'Ouachita (États-Unis) et de la Mauritanie (Afrique) au Massif de Bohème (République Tchèque et Pologne) (*Matte, 2001*), et qui s'est poursuivi jusqu'à l'actuel. Cet événement majeur va créer des zones de faiblesse crustales qui seront réactivées plus tard, lors de la formation du Fossé Rhénan (*Edel et al., 2007 ; Schumacher, 2002 ; Ziegler, 1992*).

1. Mise en place de l'orogène varisque

L'extension de la chaîne varisque en Europe s'étend sur environ 3 000 km de la Pologne à la péninsule ibérique (*Matte, 1991, 1986)* (*Figure 1.4*). Son socle, anté-Permien, est formé de roches gneissiques et granitiques d'âge Protérozoïque à Paléozoïque (Carbonifère moyen) (*Sittler, 1992*). De nombreuses études ont été menées sur les reconstructions paléogéographiques et l'évolution géodynamique de l'Ordovicien moyen au Carbonifère inférieur grâce aux analyses des structures tectoniques et des événements magmatiques et métamorphiques qui sont les témoins de la collision (*Von Raumer et al., 2009, 2003 ; Schulmann et al., 2009 ; Robardet, 2003 ; Matte, 2001, 1991, 1986 ; Tait et al., 2000 ; Cocks, 2000 ; Franke, 2000 ; Tait et al., 1997 ; Unrug, 1997 ; Van der Voo, 1993 ; Paris et Robardet, 1990 ; Autran et Cogné, 1980 ; Bard et al., 1980*) (*Figure 1.5 et Figure 1.6*).

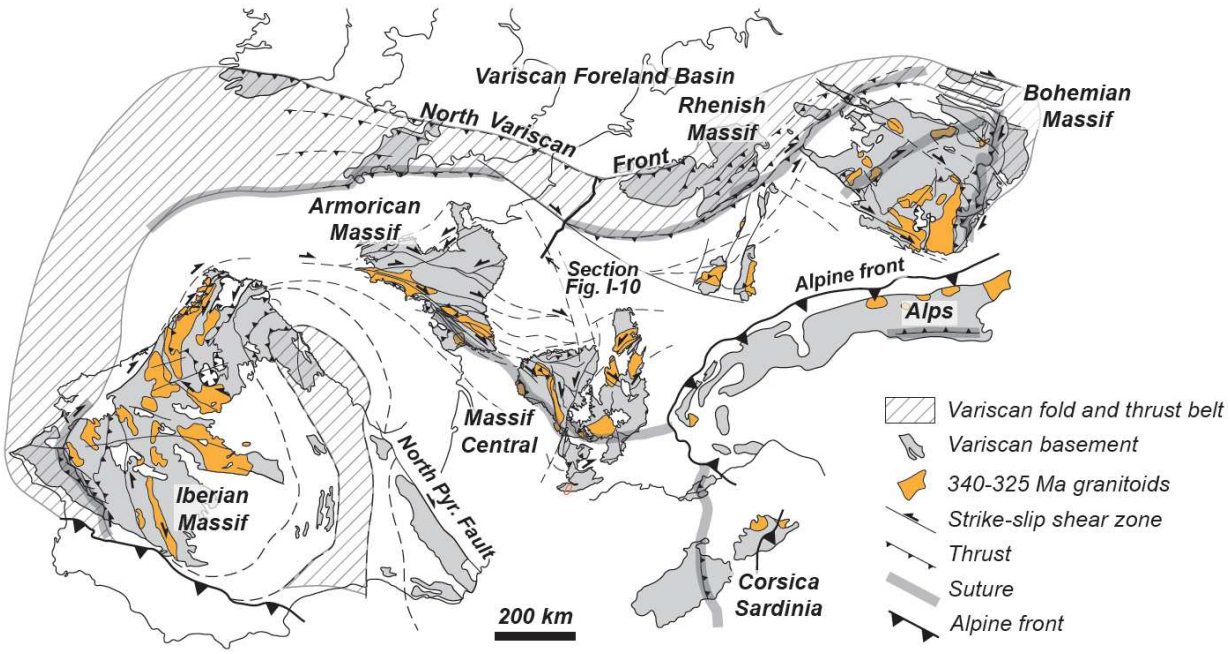


Figure 1.4 : Schéma de la chaîne varisque en Europe de l'Ouest (*Pétri, 2014* modifié d'après *Martinez Catalan, 2011* et *Ballèvre et al., 2014*). Distribution des granitoïdes datés de 340 à 325 Ma d'après *Henk et al., 2000*.

Du Néo-protérozoïque (725 millions d'années (Ma)) à l'Ordovicien moyen (465 Ma), le supercontinent Rodinia s'est individualisé en quatre plaques tectoniques majeures : Laurentia, Gondwana, Baltica, Siberia et en deux microplaques : Armorica et Avalonia (qui se sont détachés de Gondwana durant l'Ordovicien inférieur, puis qui se sont connectés à Laurentia et Baltica avant la collision finale avec Gondwana (*Matte, 2001*) (*Figure 1.5*).

Au Silurien moyen (425 Ma) se met en place l'orogène calédonienne : création de la mégaplaque Laurussia par collision entre Laurentia et Baltica puis accrétion d'Avalonia suite à la fermeture de l'océan Iapetus. À partir de là et jusqu'au Dévonien moyen (~ 375 Ma), se ferment les domaines océaniques suivants : océan Rhéique et océan Galicia-Brittany. La collision finale entre Gondwana et Laurussia qui s'est faite entre 375 et 340 Ma (Viséen), appelée l'orogenèse varisque, a conduit à leur fusion et la formation du supercontinent Paléozoïque supérieur, la Pangée (*McCann et al., 2006*).

Lors de la phase d'orogenèse une compression N-S est à l'origine de la formation des failles décrochantes sénestres NE-SO et dextres NO-SE observées dans les Vosges centrales (*Schneider, 1984*).

En Europe, du Sud au Nord, on distingue trois unités lithotectoniques majeurs : le domaine Moldanubien qui chevauche -vers le Nord le domaine Saxothuringien, lui-même surmontant la ceinture Rhénohercynienne (*Figure 1.6*) (*Pitra et al., 2010 ; Ballèvre et al., 2009 ; Edel et Schulmann, 2009 ; Kossmatt, 1927*). Ces différents domaines sont séparés respectivement par la zone de faille *Lalaye-Lubine* et par la *Mid-German Crystalline High* (appelée aussi *Hunsrück-Taunus*), subparallèles d'orientation OSO/ENE et SO/NE (*Edel et Schulmann, 2009 ; Eisbacher et al., 1989*). Les limites entre ces unités lithotectoniques sont soit des chevauchements soit des sutures (*Edel et Schulmann, 2009 ; Franke, 2000*). Le surépaississement crustal dans ce contexte de subduction a permis la fusion partielle de la croûte moyenne par anatexie hydratée, produisant de nombreux granites (*Dezayes et al., 2005 ; Fluck et al., 1987*) qui sont observés dans les Vosges du Nord et dans l'Odenwald (*Edel and Schulmann, 2009*). On observe des corps granitiques jusque dans le permien dans les zones de faiblesse orientées NNE-SSO à NE-SO (*Lagarde et al., 1992*). La distribution de ces plutons sous forme de ceintures souligne ainsi principalement l'emplacement des zones de collision ou de cisaillement, qui sont ainsi devenus les zones de faiblesse et de migration préférentielle.

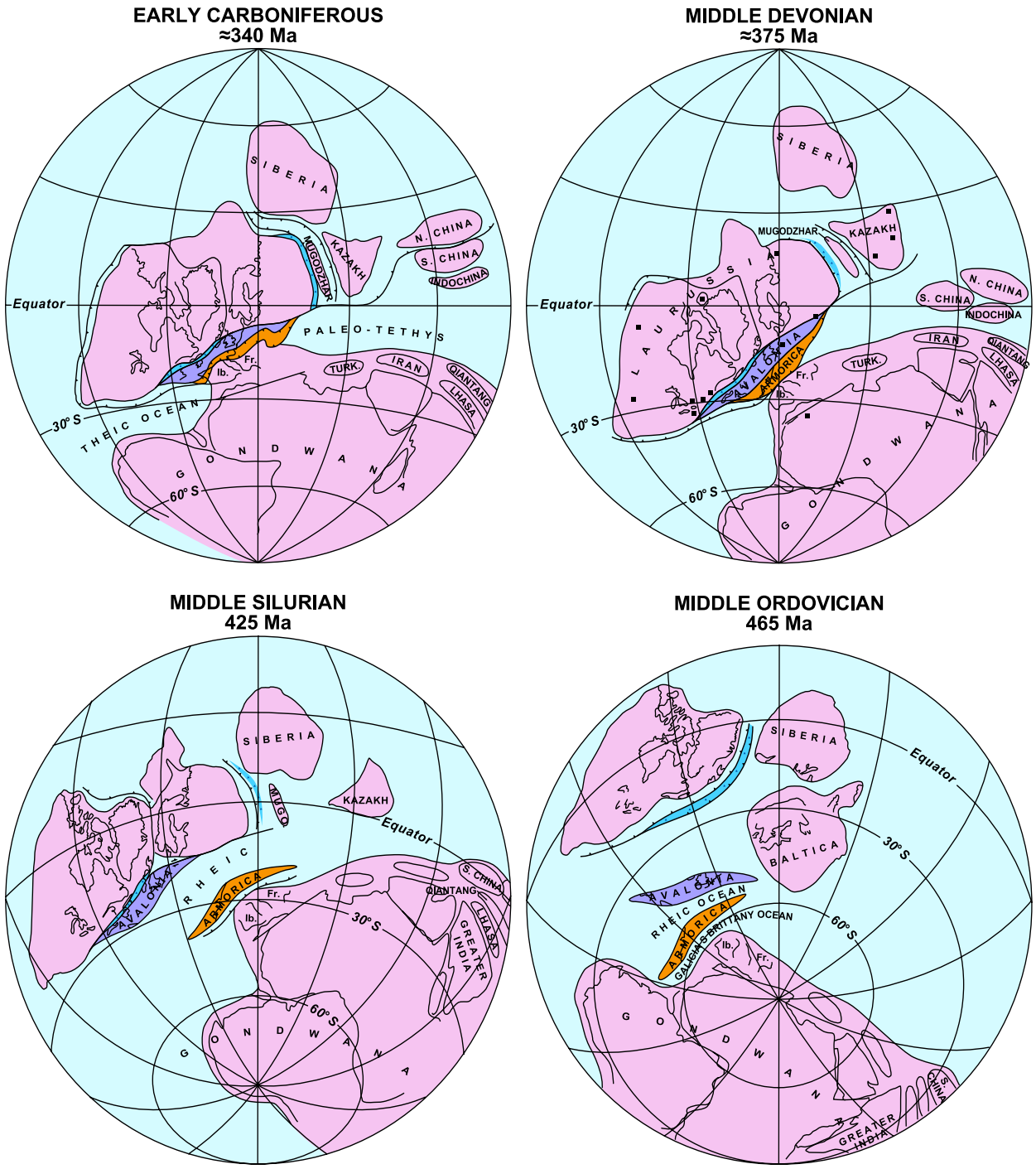


Figure 1.5 : Reconstruction Paléozoïque de Matte (*2001*) de l'Ordivicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieure (340 Ma).

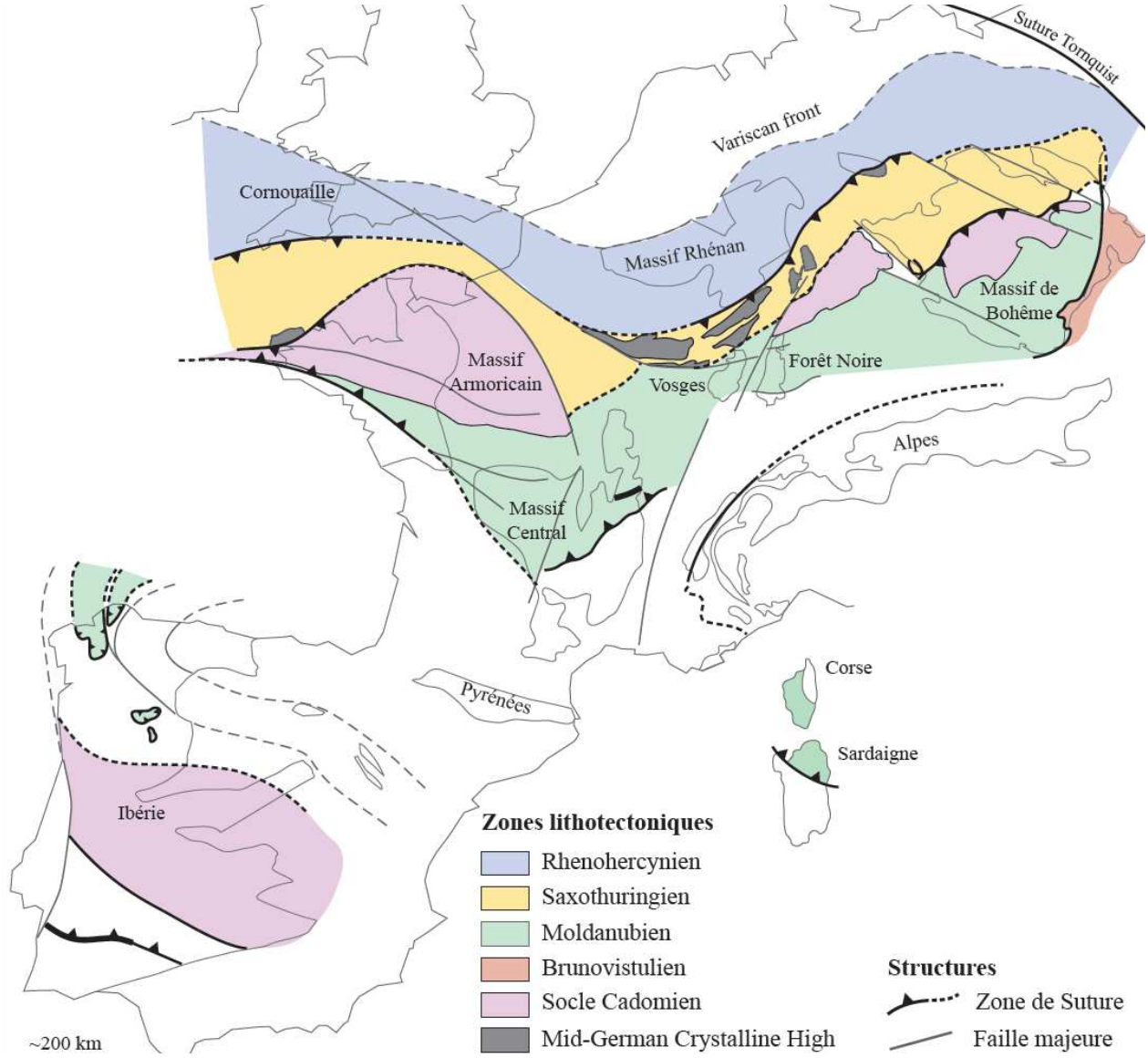


Figure 1.6 : Carte des unités lithotectoniques : Rhénohercynienne, Moldanubienne et Saxothuringienne de la chaîne varisque en Europe (*Tabaud, 2012*).

2. Équilibrage de la chaîne varisque

Du Viséen (340 Ma) au Westphalien (304 Ma), l'effondrement de la croûte orogénique varisque épaissie a entraîné une extension crustale tardive et donc l'amincissement de la chaîne durant la poursuite de la convergence continentale (*Ziegler et al., 2006 ; McCann et al., 2006 ; Praeg, 2004 ; Wilson et al., 2004*). À la fin du Carbonifère on observe de ce fait la formation de grabens en pull-apart et d'hémi-grabens dus à de grands décrochements (*Arthaud and Matte, 1977, 1975*). L'Europe serait donc devenue une importante zone de cisaillement dextre d'orientation E-O sous l'effet des contraintes des deux zones de collision actives : l'Oural et les Appalaches. Au Carbonifère terminal se développent des structures distensives de type « Basin and Range », résultat du collapse post-orogénique de la chaîne (*Arthaud and Matte, 1977 ; Dewey, 1988 ; Villemin, 1986*). De ce fait, la période

post-varisque était une période de rééquilibrage crustal et de réorganisation sous une alternance de régime tectonique en transtension et transpression, puis de distension pure (*Matte, 1986; Villemin, 1986*). L'effet combiné de ces deux effets a contrôlé les modèles cinématiques et la subsidence d'environ 70 bassins, tous caractérisés par une importante composante décrochante dans leur histoire de déformation (*McCann et al., 2006*). L'Europe centrale et de l'ouest était déjà affaiblie thermiquement, il y a en effet plusieurs indications que l'évolution convergente des Variscides était accompagnée d'extension localisée (*Henk, 1999*). Ainsi l'évolution des bassins permo-carbonifères implique une sédimentation extensive, principalement clastique proximaux, et ces rifts nouvellement formés sont devenus les *locus* d'un magmatisme intraplaque extensif (*Ziegler et al., 2006 ; Wilson et al., 2004 ; Neumann et al., 2004 ; Lagarde et al., 1992*) avec la mise en place de granitoïdes datés entre le Viséen et le Permien (*McCann et al., 2006*). Cette extension NNE-SSO est visible dans l'Odenwald, dans les bassins de Lorraine et de Sarre avec un réseau de faille normales N110° à N140° (*Krohe and Willner, 1995 ; Schneider, 1984*). Par ailleurs, de nombreuses structures de transfert d'échelle crustale sont activées comme la faille des Cévennes, le sillon houiller, la zone de cisaillement sud armoricaine, la faille de Bray entre autres (*Arthaud and Matte, 1975*).

Vers la fin du Permien inférieur (~ 280 Ma), l'activité magmatique et les anomalies thermiques introduites au cours du cycle tectono-magmatique Permo-Carbonifère ont commencé à diminuer, contrôlant l'affaissement thermique régional de la lithosphère. Associées à une érosion progressive de la topographie résiduelle par altération supergène (*McCann et al., 2006*) et une élévation cyclique du niveau de la mer, de plus grandes zones ont subsidé au-dessous du niveau de base d'érosion et ont été incorporées dans un nouveau système de bassins intracratoniques (*Ziegler et al., 2006*). Cette grande zone de sédimentation, appelé bassin Germanique, s'étend de l'Est de la France jusqu'à la Pologne (*Bourquin et al., 2009, 2006 ; Gall et al., 1977*). Ceci va permettre notamment l'ouverture de domaines océaniques durant le Mésozoïque, avec également la transgression d'Est en Ouest de l'océan Néotéthys au Trias (~ 250 Ma). Une extension E-O va affecter le bassin de Lorraine et le Fossé Rhénan de la fin du Trias jusqu'au Jurassique (*Villemin, 1986*).

3. Le cycle alpin

Le début du cycle alpin pourraient être placés quand l'océan « Alpine-Téthys » s'est ouvert, c'est-à-dire au début du Jurassique moyen (~ 170 Ma) suite à l'ouverture de l'océan Atlantique central (*Figure 1.7*) (*Stampfli et al., 2002 ; Steiner et al., 1998 ; Froitzheim*

et Manatschal, 1996 ; Favre et Stampi, 1992). L'océan Néotéthys, dont la fermeture est responsable de l'orogène Téthysides n'interfère pas directement avec le cycle alpin, et l'Alpine-Téthys serait plutôt une extension de l'océan Atlantique central qu'une branche de l'océan Néotéthys grand et plus vieux (*Stampfli, 2000*). En ce sens, le début du cycle alpin pourrait aussi être placé dans le Carnien (~ 237 Ma), une période correspondant à la fermeture finale de Paléotéthys (*Stampfli et al., 2002*). Les nombreux modèles concernant la mise en place de ce système, et les débats toujours animés parmi les scientifiques montrent que ce système alpin est complexe et polyphasé, et que malgré plus d'un siècle de recherche il n'est pas encore pleinement compris (*Epin, 2017* et références citées).

Au Jurassique supérieur (~ 160 Ma), l'expansion de l'océan Atlantique central se poursuit vers le Nord, ce qui entraîne la séparation de l'Ibérie du bloc Nord Amérique (*Schettino et Scotese, 2002*). À la fin du Jurassique (~ 150 Ma), par flambage lithosphérique (*Bourgeois et al., 2007*) ou par panache mantellique (*Bourgeois et al., 2007 ; Ziegler, 1994 ; Illies, 1975*), une surrection est observée dans le bassin d'avant-pays alpin, notamment à l'endroit où se formera le Fossé Rhénan Supérieur. Les formations jurassiques marines sont de ce fait émergées et érodées , et un réseau karstique se met en place dans ces calcaires (*Berger et al., 2005a, 2005b*). La flexure est de longueur d'onde déca-kilométrique et son amplitude diminue vers le Nord (*Schumacher, 2002*), ainsi les épaisseurs du Jurassique varie dans le Fossé Rhénan essentiellement par érosion entre le Nord et le Sud.

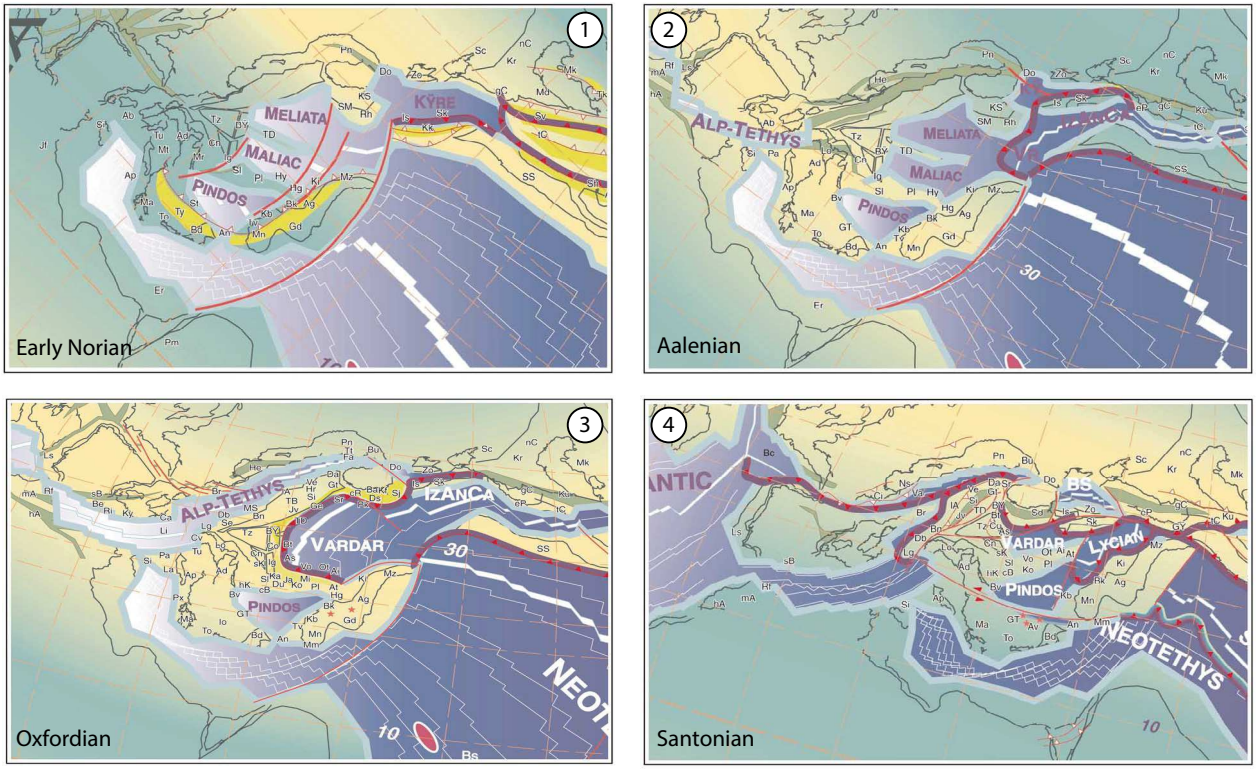


Figure 1.7 : Reconstruction de l'évolution géodynamique du domaine ouest téthysien (compilation issu de *Stampfli et al., 2002*).

Durant l'Albien/Aptien (125/113 Ma, Crétacé), ce sont les blocs européen et nord-américain qui se séparent (*Srivastava et al., 1990*). La poursuite de cette ouverture au Crétacé entraîne la convergence de la plaque africaine sur celle de l'Europe, et entraîne également au Campanien (83 Ma) la convergence du bloc ibérique sur la plaque européenne (*Rosenbaum et al., 2002*). Durant le Paléocène supérieur (60 Ma), se ferme par subduction l'océan Alpine-Téthys, provoquant une collision entre ces plaques et formation de la chaîne des Pyrénées et des Alpes (*Dèzes et al., 2004*). Durant l'Éocène inférieur (52,4 Ma), le taux de convergence entre la plaque africaine et européenne a fortement augmenté, avant de diminuer à nouveau durant le Miocène inférieur (19,2 Ma) (*Rosenbaum et al., 2002*).

4. Formation du Système du Rift Paléogène Ouest-Européen

La formation du Système du Rift Ouest-Européen reste un sujet de grand débat. En effet, en tant que rift continental, son origine peut être attribuée à deux processus tectoniques différents : - le rifting continental, qui serait entièrement régi par l'extension de la lithosphère (appelé rifting passif), ou, -le rift continental initié au-dessus d'un panache de manteau ou diapir (rifting actif) (*Ziegler et Dèzes, 2005 ; Dèzes et al., 2004 ; Merle et Michon, 2001*). En tous les cas, l'évolution du Fossé Rhénan Supérieur est issue en partie au moins de la réactivation de structures varisques préexistantes (*Schumacher, 2002*).

Durant le Cénozoïque, l'orogène Alpine, par convergence entre les plaques africaine et européenne, est accompagnée de la formation du Système de Rift Ouest-Européen, une zone de cisaillement transtensionnelle d'orientation SSO-NNE entre la Méditerranée occidentale et le massif de Bohême (*Figure 1.8*) (*Bourgeois et al., 2007 ; Sissingh 2003*). À l'Éocène moyen (Lutétien) jusqu'à la base de l'Oligocène se mettent en place les premières importantes subsidences dans les fossés Rhénan, de la Bresse, de la Saône et de la Limagne (*Bourgeois et al., 2007 ; Merle et Michon, 2001 ; Michon, 2000 ; Ziegler, 1992 ; Sittler, 1992 ; Sengör, 1976*). C'est sans doute la phase paroxismale de l'effondrement du fossé marquée par le développement d'importantes masses de conglomérats côtiers sur les bordures et l'établissement d'un vaste lac alternativement d'eau douce et sursalé dans le bassin (*Duringer, 1988*). Cette phase qui oscille entre lac d'eau douce et lac sursalé avec le dépôt de plusieurs centaines de mètres de sels (Halite et Potasse) est suivie au Rupélien (33 Ma, Oligocène inférieur) de l'ouverture du Fossé Rhénan Inférieur au Nord, puis du couloir rhodanien et du fossé de Valence au Sud (*Michon, 2000*).

La connexion du Fossé Rhénan avec la Mer du Nord s'établit à l'Oligocène inférieur (premier dépôt marin avéré dès la base de la série grise, Rupélien). Cette incursion marine pénètre par la dépression de la Hesse dans le fossé et va, pendant l'Oligocène supérieur, progressivement se retirer du Sud vers le Nord. Cette régression, qui traduit un soulèvement de la partie méridionale du fossé, et la surrection de certains fossés (URG, LG) tandis que les autres restent en subsidence pourrait être expliquée par le flambage de la lithosphère de l'avant-pays alpin (*Bourgeois et al., 2007*). L'avancée du Système de Rift vers le sud durant l'Oligocène supérieur et le Miocène (23 Ma) provoque une rotation antihoraire du bloc corso-sarde (*Figure 1.8*) à cause de l'ouverture du bassin algéro-provençal (*Roca et al., 1999*).

Le plissement alpin s'est terminé à la fin du Miocène et le plissement d'avant-pays a continué jusqu'au Pliocène moyen. Depuis lors, seul le rebond isostatique se produit avec des taux élevés de soulèvement régional. Le Fossé Rhénan Supérieur, principalement établi au cours de l'Éocène comme un rift d'extension, a été remodelé en une zone de cisaillement à la suite de la rotation des conditions de contraintes régionales (*Edel et al., 2001 ; Baumann, 1981 ; Illies et Greiner, 1978 ; Illies, 1975*), rejeu Quaternaire des failles rhénanes et schwarzwaldiennes. Il reste encore une contrainte horizontale régit par la poussé alpine orientée N150°E, en effet les mécanismes aux foyers des séismes forts indiquent du décrochement le long des failles N-S et NE-SO formées au Varisque et au Tertiaire (*Baumann, 1981 ; Edel et al., 2006*). La sismicité du Fossé Rhénan est plus active au sud, proche du front Alpin (*Barth et al., 2015 ; Edel et al., 2006*). Dans la partie nord du Fossé Rhénan, zone des sites géothermiques de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen, la sismicité est plus faible (*Doubre et al., 2014*).

III. Histoire du remplissage sédimentaire

Si géographiquement on observe une symétrie entre les épaules du rift, parallèles entre elles et avec une diminution de l'altitude du sud vers le nord des deux côtés, il n'en va pas de même pour le remplissage sédimentaire. Sur ce dernier point, c'est un graben asymétrique avec des dépôts plus épais dans le nord que dans le sud (*Sittler , 1965, 1969a, 1969b ; Doebel and Olbrecht, 1974 ; Sissingh, 1998 ; Schumacher, 2002 ; Roussé, 2006 ; Hinsken et al., 2011*). C'est à partir du Chattien que le pôle de subsidence se déplace peu à peu vers le Nord donnant des dépôts très importants au Nord du fossé tandis que la subsidence au Sud du fossé reste globalement stable (*Sittler, 1965*).

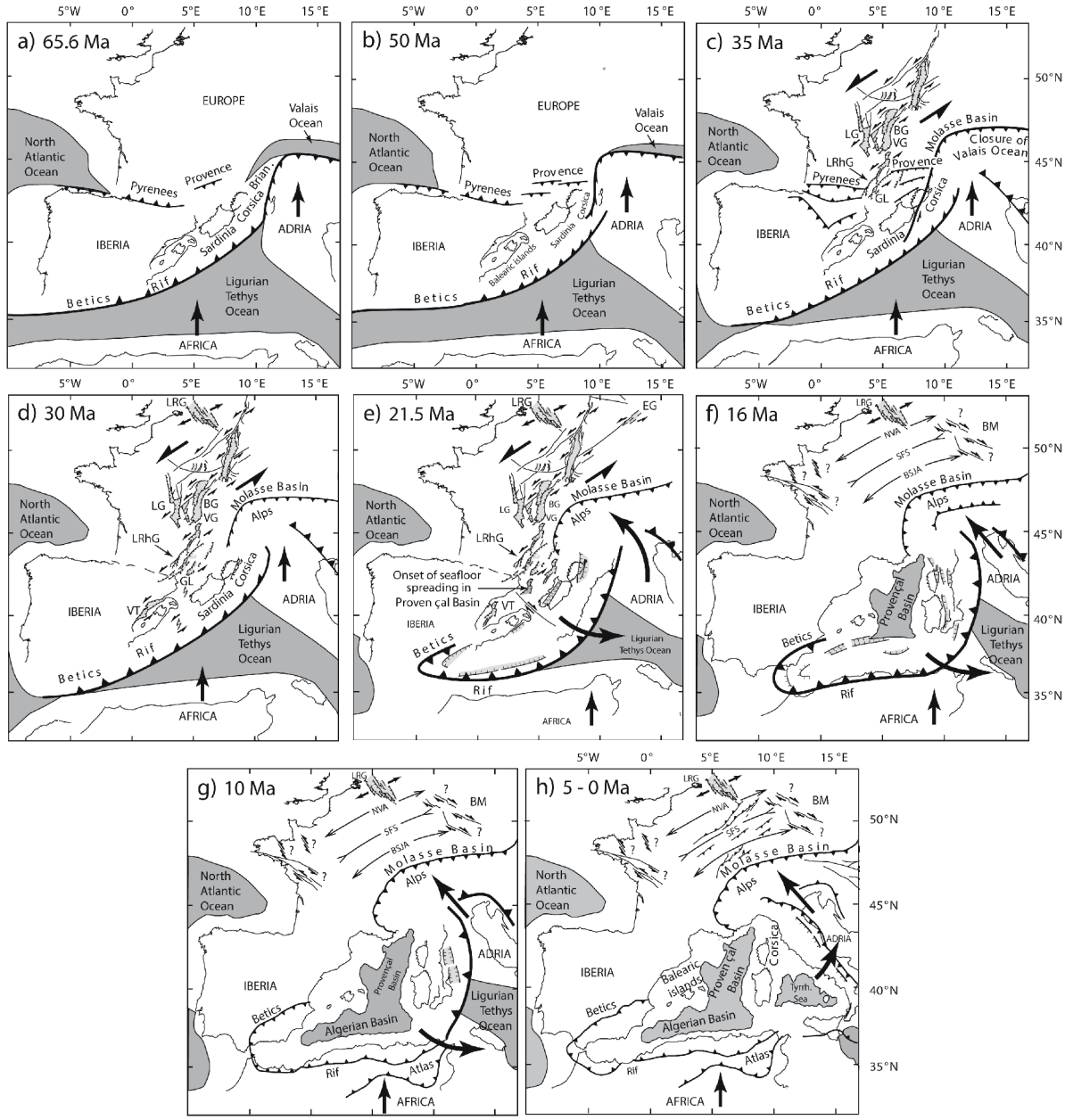


Figure 1.8 : Cartes structurales de l'évolution de l'orogène Alpine (*Bourgeois et al., 2007*).

Dans le Fossé Rhénan Supérieur, les premiers dépôts sédimentaires sensu-stricto sont contemporains à l'effondrement du bassin et donc à la mise en place du fossé, d'âge Lutétien (Éocène moyen, 47 Ma) (*Berger et al., 2005a, 2005b ; Sissingh, 2003, 1998 ; Sittler, 1992, 1965 ; Blanc-Valleron, 1990 ; Duringer, 1988 ; Schuler, 1988*).

La couverture sédimentaire complète du Fossé Rhénan consiste en deux grandes unités : les formations sédimentaires pré-rift permiennes et mésozoïques, et celles contemporaines du fonctionnement du rift (formations cénozoïques et quaternaires). Cette couverture sédimentaire repose sur un socle paléozoïque magmatique, métamorphique et sédimentaire (*Sittler, 1992*).

1. Les formations sédimentaires pré-rift du Paléozoïque terminal au Mésozoïque

Les unités permiennes sont principalement continentales avec des intercalations volcaniques et volcano-sédimentaires (*Durand et al., 1994 ; Hollinger, 1970 ; Perriaux ,1961*). Les séries mésozoïques reposent dans certains secteurs avec une faible discordance angulaire sur le Permien, dont l'environnement fluviatil est attribué au Buntsandstein inférieur. De la base au sommet de la séquence, le Trias est caractérisé (*Mattray et al., 1989 ; Courel et al., 1980 ; Dubois et Umbach, 1974 ; Perriaux, 1961*) par des environnements fluviatiles et éoliens au Buntsandstein moyen et fluviatiles et fluvio-deltaïques au Buntsandstein supérieur, notamment le Grès à *Voltzia* qui termine la séquence continentale juste avant la transgression marine du Muschelkalk (*Haffen, 2012 ; Bourquin et al., 2011 ; Bourquin et al., 2006 ; Guillocheau et al., 2002 ; Courel et al., 1980 ; Gall, 1971 ; Ricour, 1962 ; Perriaux, 1961*). Le Muschelkalk est principalement marin avec des passées évaporitiques au Muschelkalk moyen (*Klug et al., 2005 ; Vecsei et Duringer, 2003 ; Vecsei et al., 2003 ; Duringer et Vecsei, 1998 ; Vecsei, 1998 ; Klein, 1985; Courel et al., 1984*). Le Keuper est principalement évaporitique avec de rare passées fluviatiles (*Bourquin et Guillocheau, 1996*). Le Jurassique est entièrement marin (chaud et profond) (*Von Eller, 1984 ; Rauscher et Schmitt, 1990*).

2. Les formations sédimentaires contemporaines au rift cénozoïque

Dans le Fossé Rhénan, il y a une lacune de sédimentation du Crétacé, en raison de la surrection du Fossé Rhénan dès le Jurassique supérieur. Dans les premiers dépôts « Tertiaires » sont parfois remaniés des éléments du Jurassique que l'on retrouve sous la forme de clastes remaniés dans l'Éocène (*Berger et al., 2005a, 2005b*). L'Éocène est entièrement lacustre et/ou évaporitique selon la position dans le rift et les périodes de dépôts (la plus grosse masse de sel est concentrée dans la partie Sud du fossé : le bassin potassique). Près des bordures Ouest et Est (Vosges et Forêt Noire), les faciès marneux du bassin deviennent rapidement conglomératiques (fan-delta des bordures du rift) (*Duringer, 1995, 1988 ; Duringer et Gall, 1994*). L'Oligocène est caractérisé par des dépôts marins dans la partie supérieure (Série Grise) et par des dépôts lacustres à évaporitiques dans la partie inférieure (Couches de Pechelbronn) (*Freytet et al., 2001 ; Sittler, 1965*). Dès le Miocène moyen, la partie sud du graben est soulevée et est soumise partiellement à l'érosion (*Schumacher, 2002 ; Sissingh, 1998 ; Illies, 1975*). Il manque ainsi la presque totalité des dépôts miocènes dans toute la partie centrale et méridionale du fossé, mais ceux-ci sont largement représentés dans la partie Nord du fossé notamment dans le bassin de

Mayence (*Rousse, 2006*). La période Pliocène-Quaternaire est caractérisée par des dépôts fluviatiles, marécageux et lacustres au cours du Pliocène et par une grande variété de loess au cours du Quaternaire (*Hagedorn et Boenigk, 2008 ; Geissert et al., 1976 ; Théobald, 1948*).

Les premières manifestations volcaniques sont principalement fissurales et de très faibles importances, elles datent de l'Oligocène. Sur la bordure française du Graben, les témoins de cette activité volcanique sont réduits à des dykes (au niveau des villes de Riquewihr, Reichshoffen, etc) (*Ménillet et al., 2015 ; Sittler, 1992 ; Lippolt et al., 1974 ; Wimmenauer, 1967*). Les phases majeures de volcanisme syn-rift se développe au Miocène avec des éruptions importantes conduisant à la mise en place du massif de Vogelberg (nord du Fossé), qui a débuté il y 17 Ma et qui a duré jusqu'à 9 Ma (*Jung et Masberg, 1998 ; Lippolt, 1982*). Cet activité volcanique était probablement liée aux mouvements de masse dans le manteau supérieur lors de l'orogenèse alpine (*Illies et al., 1981*). Au Sud, le complexe volcanique du Kaiserstuhl a commencé son activité il y a environ 18 Ma (*Wimmenauer, 1974*), et contrairement à celui du Vogelsberg, est de courte durée de vie (~ 2 Ma) (*Sengör et Burke, 1978*).

CHAPITRE 2

★ ★

La géothermie profonde

I. Cadre énergétique : une problématique environnementale

1. Cadre mondial

De la révolution néolithique à la révolution industrielle, la population mondiale est passée d'à peu près 5 millions à 300 millions d'individus (*United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 1999 ; McEvedy and Jones, 1978*). Une première problématique associée à la croissance exponentielle de l'humanité est la ressource alimentaire, qui à l'échelon global est devenue insuffisante. Il est également apparu que les besoins énergétiques sont associés au développement industriel et à la croissance de l'urbanisation qui n'ont pas cessé d'augmenter à l'échelle mondiale, avec pour effet, l'augmentation spectaculaire de la demande en énergie. Si ces derniers ne cessent d'augmenter, les énergies fossiles, elles, tendent à se raréfier (*Criqui et al., 2009*). C'est depuis la fin du 19ème siècle avec la crise du charbon puis des chocs pétroliers (1973 et 1979) que la préoccupation des énergies fossiles est apparue. Or pour répondre à la demande en énergie de toute la population mondiale, l'offre devrait encore doubler d'ici à 2050 (*Gadonneix, 2013*).

En parallèle de ces problèmes, le réchauffement climatique (ou dérèglement climatique) est devenu un autre sujet sensible lié à ces énergies fossiles. En effet, la combustion de celles-ci ne cessent d'augmenter la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre (*Criqui et al., 2009*). Selon des experts de la communauté scientifique (e.g. *Florides and Christodoulides, 2009 ; Cox et al., 2000 ; McMichael, 1993*), il est devenu urgent de combattre l'augmentation de cet effet de serre qui menace notamment l'équilibre écologique par le réchauffement globale de la Terre. Signé en 1997 et entrée en vigueur en 2005, le *Protocole de Kyoto* est un accord international qui s'est décidé à la suite du rapport de 1995 du *Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* (GIEC) qui a conduit à la convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques avec comme objectif majeur la réduction de l'émission de gaz à effet de serre. Ces gaz, retenus dans les accords de Kyoto, sont : les gaz carbonique ou dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), le protoxyde d'azote (N_2O), les hydrofluorocarbones (HFC), les hydrofluorocarbures perfluorés (PFC), et l'hexafluorure de soufre (SF_6). Ce sont eux qui jouent un rôle décisif dans les échanges énergétiques entre notre planète et l'environnement car leur présence dans l'atmosphère terrestre piège une partie des rayonnements solaires réfléchis par la Terre, à la manière d'une serre (*Guesnerie, 2003*). Ce sont actuellement 196 États qui l'ont signé et ratifié. Les gaz frigorigènes ou chlorofluorocarbures (CFC) ne sont pas pris en compte par le *Protocole de Kyoto* mais par le *Protocole de Montréal*. La vapeur d'eau, responsable de 2/3 de l'effet de

serre résulte notamment des réchauffements et de l'évaporation provoqués par les autres gaz à effet de serre, c'est pourquoi les vapeurs d'eau ne sont pas non plus dans le *Protocole de Kyoto*.

En conclusion, les problèmes provenant de notre dépendance aux combustibles fossiles, les risques environnementaux associés à leur extraction, et les dommages environnementaux causés par leurs émissions sont devenus un sujet majeur pour les politiques de développement économique mondial (*Chow et al., 2003*). Dans ce contexte, il est devenu primordial de développer les ressources énergétiques compétitives, non polluantes et renouvelables.

L'Agence International de l'Énergie (*IEA : International Energy Agency*) présente tous les ans un rapport sur les bilans énergétiques. La production mondiale totale en énergie primaire s'élève à 13 647 Mtep (million de tonnes équivalent pétrole) en 2015 (*Figure 2.1*) alors qu'en 1973 cette production n'était qu'à 6 101 Mtep (*IEA, 2017*), ce qui explique qu'en 1973 les émissions de CO_2 issues de la combustion des énergies fossiles s'élevaient à 15 458 Mt (million de tonnes), et qu'en 2015 ces chiffres affolants étaient de 32 294 Mt (*IEA, 2017*). Ces chiffres confortent le compte-rendu du conseil mondial de l'énergie (*World Energy Council*) sur l'évaluation de la politique et des pratiques énergétiques (*Gadonneix, 2013*) qui se préoccupe de l'augmentation de la demande et de l'offre en énergie.

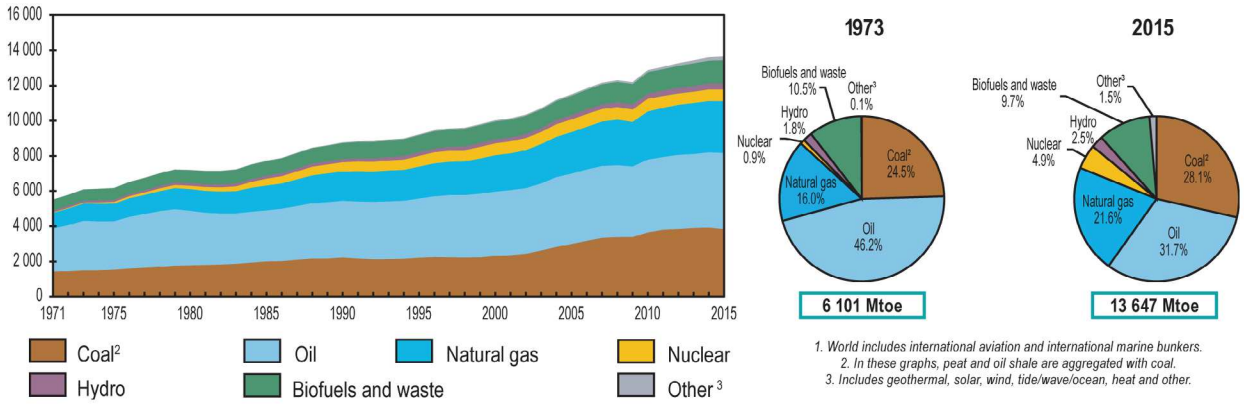


Figure 2.1 : Production mondiale totale d'énergie de 1971 à 2015 (tableau de gauche) avec un zoom sur les répartitions de cette production en 1973 et 2015 (droite) (*IEA, 2017*).

Il est essentiel que les énergies renouvelables continuent de se développer et de se diversifier afin de prendre une part toujours plus importante dans la production mondiale d'énergie pour répondre aux enjeux géopolitiques, socio-économiques et environnementaux. D'autant plus que la Terre possède un fort potentiel de ces énergies naturelles inépuisables puisqu'elle constitue un réservoir à la fois thermique et mécanique,

et avec les avancées technologiques et scientifiques, les nations industrialisées et celles en voie de développement peuvent se tourner de plus en plus vers ces énergies. Ces dernières sont les suivantes : - l'énergie éolienne par l'exploitation du vent, - le photovoltaïque par l'exploitation du rayonnement solaire, - la biomasse et les biocarburants en tant que combustible dit « propre », - l'hydro-électricité par l'exploitation de l'énergie hydraulique des marées (appelée hydroliennes ou usines marémotrices) et au niveau des barrages et - la géothermie par l'exploitation de la chaleur interne.

2. Cadre français

Chaudes-Aigues, dans le Massif Central, possède une trentaine de sources naturelles d'eau chaude (entre 45°C et 82°C) et de ce fait la ville possède un réseau de chauffage par géothermie partagé parmi les habitants depuis 1332 (*Bérard and Loizeau, 2002*). C'est le premier système de chauffage urbain collectif créé en France. Le premier exemple mondial de l'exploitation de fluides naturels pour de la production électrogène remontre à 1904, à Larderello (Italie du nord) où la première usine de géothermie profonde a été conçue à partir d'un champ à vapeur sèche. Les caractéristiques géologiques de l'Islande (son emplacement sur la dorsale médio-atlantique) favorisent la grande utilisation de l'énergie géothermique dans l'approvisionnement énergétique de cette île où la production en énergie primaire est d'environ 69%, atteignant 90% de toute l'énergie utilisée pour le chauffage domestique (*Bertani, 2016*). Dans le territoire d'Outre-Mer français (Antilles, Guadeloupe, Martinique, La Réunion), le contexte géologique volcanique est également favorable à l'exploitation de la ressource géothermique. À titre d'exemple, à la concession de Bouillante en Guadeloupe on observe des températures de 248°C entre 550 et 1 100 mètres de profondeur (*Sanjuan et al., 2001*).

Malgré ces exemples prometteurs, les contextes géologiques en Europe ne sont pas toujours favorables à l'exploitation géothermique profonde. En France par exemple, on observe des gradients géothermiques élevés uniquement dans les rifts tertiaires tels que le Fossé Rhénan Supérieur, le Fossé Rhodanien et celui de Valence. Or, en plus de la température, il faut que le sous-sol soit fracturé et perméable pour permettre la circulation de fluides géothermaux et que les débits soient assez importants pour que l'exploitation soit rentable en termes de retour d'investissements. Ensuite, que ce soit lors de la phase d'exploration ou d'exploitation, il est nécessaire de minimiser les risques géologiques. Par ailleurs, si le potentiel énergétique est là pour passer aux énergies renouvelables, le coût du remplacement pour la transition du nucléaire est trop important pour que cela puisse être fait rapidement.

Depuis le sommet de Rio en 1992, en France les tables rondes du Grenelle Environnement permettent de prendre des décisions en matière d'environnement et de développement durable. Avec les lois Grenelle 1 et Grenelle 2 (2009 et 2010), et plus récemment la Cop 21 (2015), un mouvement pour la transition écologique énergétique s'est mis en marche afin d'assurer un modèle durable respectueux de l'environnement, bas carbone. Depuis 2016, le ministre de l'environnement a également publié dans le *Journal Officiel*, la programmation pluriannuelle de l'énergie (PPE) qui n'est pas une loi mais la présentation de la trajectoire des 10 prochaines années en matière de politique de l'énergie et donc de la transition écologique[1]. À travers cette programmation, le gouvernement français poursuit les deux objectifs majeurs et indissociables suivants : réduire la consommation d'énergie fossile et assurer la transition claire, juste et durable pour tous les Français. L'objectif pour ce faire étant de développer les énergies renouvelables (EnR) afin de réduire les émissions de gaz à effet de serre (GES) avec un objectif de baisse de 40% des GES d'ici 2030 (par rapport à 2012, avec un objectif de 40% d'EnR dans la part de production d'électricité dès 2030), vers une neutralité carbone à l'horizon 2050. Pour ce faire, la PPE comprend différents points : - la sécurité de l'approvisionnement, - le développement de l'exploitation des énergies renouvelables et de récupération, - le développement équilibré des réseaux, du stockage, de la transformation des énergies et du pilotage de la demande d'énergie, - la stratégie du développement de la mobilité propre, - la préservation du pouvoir d'achat des consommateurs et de la compétitivité des prix de l'énergie et – l'évaluation des besoins de compétences professionnelles. La croissance verte nécessite une aide aux investissements de production d'électricité, de production de chaleur et aux investissements dans le secteur du gaz. Cette aide varie régulièrement dans le temps en fonction des politiques et des environnements sociétales, de ce fait ce manuscrit présente une synthèse en 2019.

La France a donc engagé une politique volontariste pour soutenir le développement de la filière géothermique à toutes les échelles avec notamment une simplification du cadre réglementaire pour la géothermie de très basse énergie accessible à l'échelle domestique, des aides à l'investissement, un soutien à la production d'électricité renouvelable, des fonds de garantie en géothermie et un soutien à la recherche et à l'innovation en géothermie profonde. Selon sa situation climatique et géologique, chaque territoire possède un capital d'EnR locales qui lui est propre, l'Alsace présente un potentiel de développement unique dans le domaine de la géothermie. Ajouter à ce potentiel, un tarif d'achat de l'énergie qui permet d'obtenir une rentabilité industrielle et c'est pourquoi on observe actuellement un réel engouement pour la géothermie profonde en France avec de nombreux Permis

2.1 *https://www.gouvernement.fr/programmation-pluriannuelle-de-l-energie-quelle-ambition*

Exclusif de Recherche (PER) en cours de validité ou de prolongation (8 845 km²) ou en cours d'instruction (2 090 km²) (source : *minergies*[2]) (*Figure 2.2*).

Figure 2.2 : Carte de France des Permis Exclusif de Recherche : bleu en cours d'exploitation, en gris en cours d'instruction et en rouge en concession (source : *Géoportail minergies*[3]).

En France, la chaleur géothermique produite annuellement dans notre pays est de l'ordre de 2 346,9 MW_{th} et de 15 867 TJ/an (*Vernier et al., 2015*), ce qui place la France dans les dix premières nations, leader au rang mondial en terme d'unités installées et de capacité installée (MW_{th}) ainsi que pour l'utilisation de cette ressource notamment vis-

2.2 *http://www.minergies.fr/sites/default/files/upload/france_tmg_01_2018.pdf (Mise à jour : 1er février 2018)*

2.3 *http://www.minergies.fr/fr/cartographie*

à-vis du chauffage urbain en termes d'utilisation énergétique annuelle (*Lund and Boyd, 2016*).

II. La géothermie profonde, une solution écologique

De la Chine Ancestrale à la Rome Antique, l'homme exploite depuis des millénaires les fluides géothermaux naturels affleurant localement et naturellement (par exemple les régions volcaniques avec fumerolles et sources d'eaux chaudes), pour se chauffer ou pour disposer d'eau chaude pour la cuisine, la toilette ou la simple baignade. Les Romains connaissaient également les effets thérapeutiques des eaux thermales (par ex. dans la célèbre station thermale romaine de Pompéi) (*De Groote and Molderez, 1996*). Une tradition qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours avec le développement des très nombreuses villes thermales (Vichy, Dax, Contrexéville en France, et Baden-Baden, Badenweiler, Bad Wildbad en Forêt Noire en Allemagne).

1. Définition de la géothermie

Le mot « géothermie » provient du grec « Gê » : Terre et « thermo » : chaleur (*Foucault and Raoult, 2010*). De nos jours, dans le langage courant, le mot géothermie désigne à la fois la science qui l'étudie et la technologie qui exploite la ressource. Dans ce manuscrit, nous emploierons ce terme en parlant de la technique qui puise l'énergie dans le sous-sol, et ce pour des applications de chauffage (en utilisant directement la chaleur collectée) ou pour de la production d'électricité (par conversion thermodynamique des calories récupérées).

Les sources à l'origine de la production thermique de la Terre sont : - la radioactivité d'isotopes instables, - l'évacuation de la chaleur initiale de la planète acquise lors de sa formation (accrétion de la planète), - la chaleur de différentiation et - des mouvements différentiels des enveloppes de la Terre de différentes compostions (*Caron et al., 2003*). La plus grande partie de cette chaleur provient de la radioactivité naturelle, par désintégration des éléments radioactifs présents dans les roches tels que l'uranium (U), le thorium (Th), le potassium (K), le radium (Ra), etc. Les noyaux obtenus après désintégration radioactive sont excités, et lorsqu'ils vont revenir à l'équilibre, ils vont émettre un rayonnement électromagnétique et également de la chaleur. Ce dernier phénomène représente environ 80% de la chaleur interne de la Terre, et la chaleur que possède la Terre va se propager au sein de cette dernière soit par conduction des roches, soit par convection de fluides au sein de ces dernières.

Le gradient géothermique moyen dans le sous-sol de la Terre est de 30°C par kilomètre. Un point intéressant de cette source de chaleur est qu'il existe également de nombreuses anomalies thermiques positives. En effet, liées à la géologie (propriété thermiques, discontinuités structurales, etc), aux structures géologiques et géodynamiques telles que les rifts (URG avec un gradient géothermique > 100°C/km) et les zones volcaniques (par exemple l'Islande avec des valeurs > 150°C/km) ou les aquifères profonds en domaine sédimentaire (bassin de Paris > 33°C/km), la température peut être élevée localement. De ce fait, la géothermie exploite cette source de chaleur qui représente une ressource énergétique naturelle et renouvelable. D'autant plus que ces zones sont économiquement attractives car ces fortes températures peuvent être exploitées à faible et/ou moyenne profondeur, ce qui est nécessaire dans le cadre de la géothermie profonde. En effet, la rentabilité énergétique et financière est primordiale dans le cadre industriel.

Il existe différents types d'exploitation de la ressource énergétique (*Figure 2.3*), mais il existe également différents types de classification de la géothermie. Initialement divisée en géothermie de très basse énergie, de basse énergie, de moyenne énergie et de haute énergie, cette classification est aussi fonction de la profondeur. Il s'agit de faibles profondeurs pour une température <30°C, de profondeurs moyennes d'environ ~ 2 km pour des températures de 30°C à 90°C, et de grandes profondeurs avec des températures comprises entre 90 et 150°C. En France, depuis le 24 mars 2012, relèvent du régime légal des mines les gîtes dits « gîtes géothermiques « où sont extrait l'énergie sous forme thermique (Article L112-1, non applicable à des profondeurs < 10 m). De ce fait, le Code Minier a fourni une classification de trois types d'exploitation de la ressource géothermique, des échelles domestiques à urbaines et industrielles.

Les systèmes d'exploitation domestiques enterrés à faible profondeur extraient l'énergie thermique du sous-sol grâce à des sondes géothermiques verticales, des champs de sondes ou des pieux énergétiques (*Figure 2.3*). La température de la ressource utilisée étant généralement faible (inférieure à 25°C), cette énergie peut être valorisée par à une pompe à chaleur (pompe à chaleur sur échangeur horizontal, sur échangeur compact, sur échangeur vertical, sur aquifère ou eau libre et sur eaux usées). Grâce à ce système, ces installations sont utilisées pour le chauffage individuel ou la climatisation. En effet la faible température de la ressource permet également de rafraîchir les bâtiments en été, sans système frigorifique.

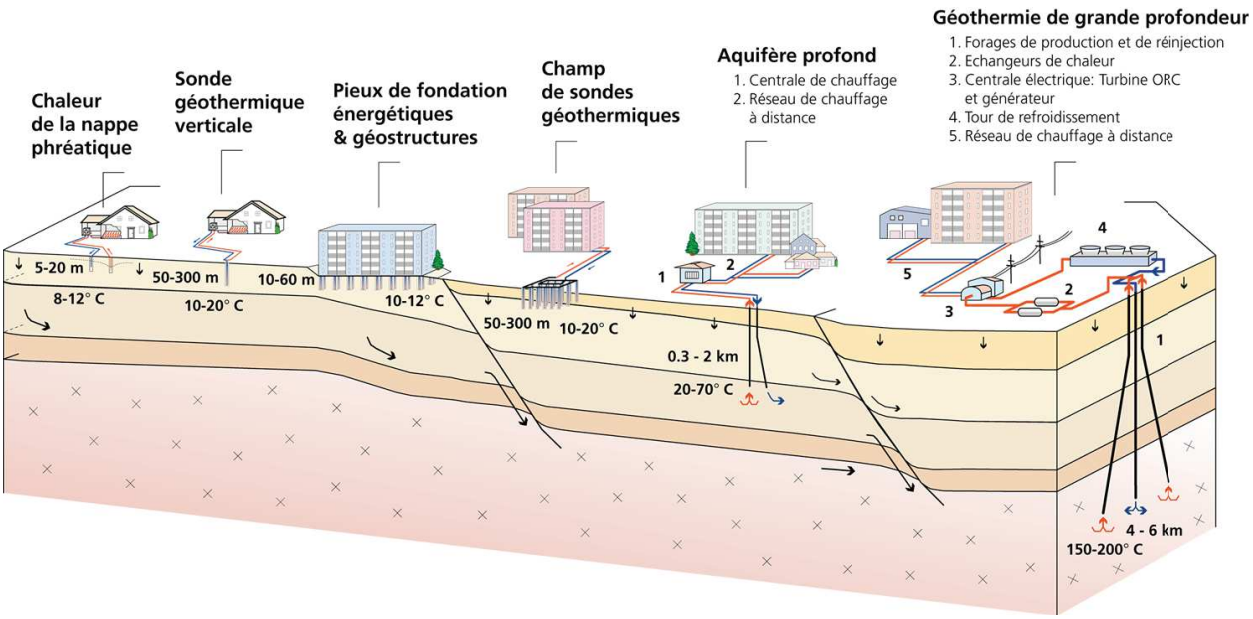


Figure 2.3 : Système géothermique à diverses échelles (graphique *S. Cattin, CREGE*).

Les réseaux de chaleur urbains (réseau de chauffage, pisciculture, chauffage de serres, de piscines et de thermes, etc) constitués de forages de moyenne profondeur pompent le fluide dans des aquifères sédimentaires qui présentent des températures normales (environ entre 30°C jusqu'à 90°C) pour ensuite le faire passer dans un échangeur de chaleur dans lequel son énergie calorifique est transférée dans un circuit secondaire (*Figure 2.3*). Il existe également différents types de pompes à chaleur qui valorisent cette énergie et sur fondations thermoactives (également appelés pieux géothermiques).

Les systèmes d'exploitation constitués de forages profonds visent des fluides plus chauds (> 90°C) dans les formations géologiques (cristallines à sédimentaires) (*Figure 2.3*). Exploitée pour les industries ou les serres agricoles par exemple, ce type de géothermie peut également produire de l'électricité.

Compte tenu des évolutions technologiques rapides, il pourrait être possible de produire de l'électricité avec des sources de chaleur domestiques, ce qui pourrait modifier à nouveau les classifications les plus récentes. Ces évolutions sont cependant limitées par la rentabilité thermodynamique de chaque projet.

2. Le développement de la géothermie profonde

2.1. La géothermie profonde dans le Fossé Rhénan Supérieur

En Europe, les principales ressources géothermiques sont liées au développement du système alpin, ainsi ces dernières se situent dans le *Système du Rift Paléogène Ouest-*

Européen contemporain de l'orogène alpin (*Genter et al., 2003*). Sont concernés les rifts péri-alpins (Fossé Rhénan, Graben de l'Eger, Catalogne) et les bassins d'arrière-arc complexes (bassin pannonien, région de la Toscane) (*Figure 2.4*).

À la vue de sa structure et de son histoire géologique particulière, le Fossé Rhénan Supérieur est depuis longtemps un bassin à fort intérêt économique, pour les sels de potassium, pour le pétrole et notamment pour les poches de minerais tel que le fer qui ont fait la renommée des entreprises « De Dietrich ». L'histoire industrielle dans le Fossé Rhénan a débuté dans la région de Pechelbronn avec le pétrole dès le milieu du 18ème siècle (ce qui en fait le premier site d'exploitation européen connu) ou dans le cadre de l'exploitation de la potasse (cette dernière surtout au sud du fossé), ainsi de nombreuses études ont été menées dans le sous-sol afin de mieux le caractériser (*Wannesson, 1998 ; Blanc-Valleron, 1990 ; Schuler, 1988 ; Blanc-Valleron and Gannat, 1985 ; Courtot et al., 1972 ; Sittler, 1965 ; Lagneau-Hérenger, 1965 ; Blumenroeder, 1962 ; Schnaebele et al., 1948 ; Maïkovsky, 1941; Clapp, 1932 ; Haas and Hoffmann, 1929*). Le site pétrolier de Pechelbronn-Merkwiller a également été le premier site d'étude des deux frères alsaciens Marcel et Conrad Schlumberger où le premier carottage électrique du monde y a été réalisé en 1927 (*Luthi, 2001*). Cette méthode, connue de nos jours sous le nom de « logging », a depuis révolutionné le monde pétrolier et le groupe Schlumberger est devenu le leader mondial dans son domaine.

Les connaissances acquises dans le Fossé Rhénan ont été possibles grâce à la quantité d'informations disponibles car, jusque dans les années 1970, des centaines de forages pétroliers ont été forés, et de nombreux profils sismiques ont été réalisés. En 1929, *Haas et Hoffmann* ont cherché à savoir s'il existait une relation entre les anomalies thermiques et les gisements d'huile sur le secteur de Pechelbronn. De ce fait, ils ont réalisé plus de 500 mesures thermométriques, qui ont été synthétisées sur une carte d'isothermes réalisée à 400 m de profondeur. Elle met en évidence des températures élevées dans les sédiments et le sous-sol. En 1948, *Schnaebele* a mis en évidence une relation entre la structure géologique du fossé et l'allure générale de l'anomalie thermique où l'allongement observé des isothermes autour de N20°E équivaut à la direction des accidents structuraux dans les sédiments. Pour l'auteur, les cellules de convection thermique se calent donc sur les blocs basculés délimités par ces accidents (*Dezayes, 1995 ; Schnaebele et al., 1948*) où les fluides circulent dans les réseaux de failles. À l'échelle du graben des modèles conceptuels ont été développés, basés sur la distribution de température en supposant des processus de transport de chaleur advectif ou convectif et des observations géochimiques montrant

un mélange d'eau de surface de faible salinité avec une eau de formation profonde de salinité supérieure (*Aquilina et al., 1997*). Confirmée par la modélisation numérique des processus thermohydrauliques couplés, la distribution de la température a été attribuée à un écoulement régional dirigé E-O associé à des cellules de convection locales à travers plusieurs systèmes de failles à tendance NS (*Baillieux, 2012 ; Pribnow and Schellschmidt, 2000 ; Le Carlier et al., 1994*).

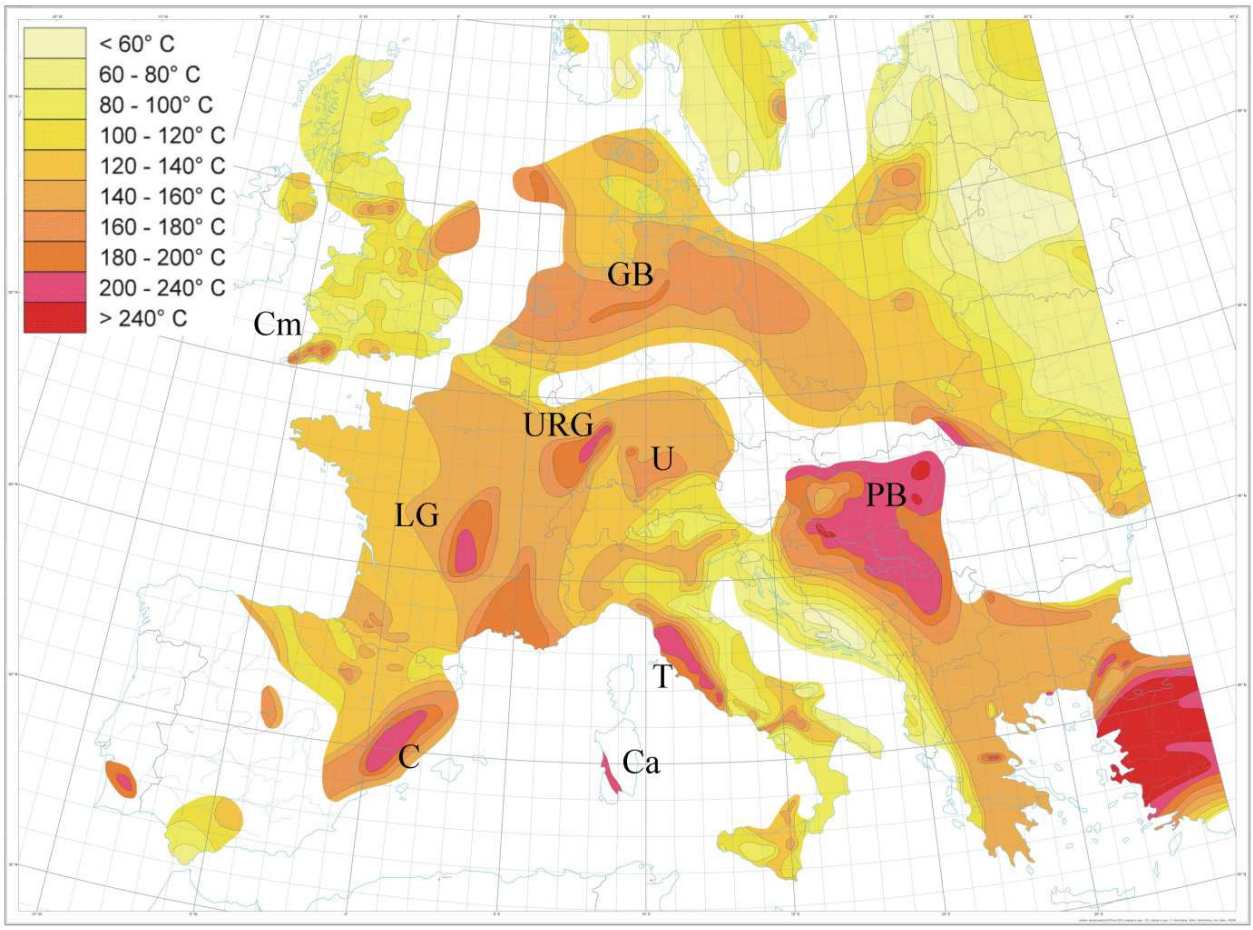


Figure 2.4 : Carte de température extrapolée à 5 km de profondeur (*Hurtig et al., 1992*). URG : Graben du Rhin supérieur ; U : Urach ; LG : Massif Central Limagne-Français ; C : Catalogne ; Ca : Campidano graben ; Cm : granite de Camborne ; GB : bassin allemand ; T : la Toscane ; PB : bassin pannonien.

Quant à l'origine de cette source de chaleur, il existe plusieurs explications à cette anomalie. La première provient de l'émission radioactive des granites du socle. La seconde s'explique de par la faible profondeur du Moho située entre 24 et 28 km de profondeur (*Buchmann and Connolly, 2007*), ce qui permet au manteau terrestre de diffuser sa chaleur à une croûte amincie. De plus, la couverture sédimentaire dans le graben est importante ce qui maintient le flux de chaleur en profondeur car les roches sédimentaires présentent un fort gradient thermique (*Schellschmidt and Schulz, 1992*). Le sous-sol étant fortement fracturé, l'eau de pluie qui s'est infiltré dans le sol va se réchauffer au contact

des roches chaudes très profondes (~ 240°C à 4 000/5 000 m dans le Trias). Physiquement l'eau chaude étant plus légère, celle-ci va remonter naturellement au travers du réseau de fracture et c'est cette eau qui est exploitée en géothermie profonde. D'autant plus que le champ de contrainte actuel du fossé (transtension sénestre) est favorable à la circulation de fluides (*Meixner et al., 2016 ; Moeck, 2014 ; Cloetingh et al., 2007*).

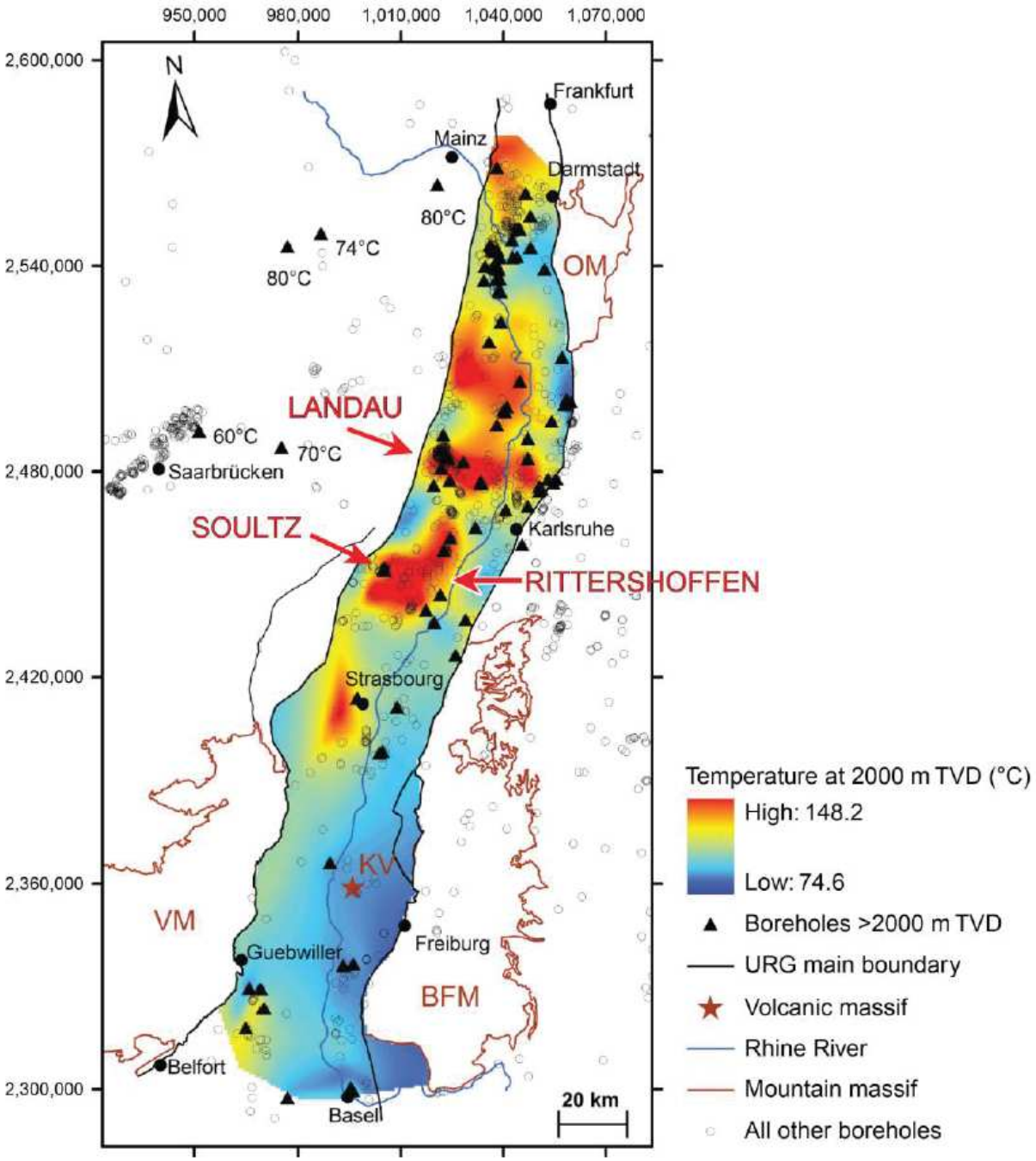


Figure 2.5 : Carte des températures à 2000 m de profondeur dans le Fossé Rhénan Supérieur (*Agemar et al., 2012 ; Pribnow and Schellschmidt, 2000*).

Le Fossé Rhénan Supérieur est donc marqué par des anomalies thermiques locales avec des températures supérieures à 150°C à 2 000 m de profondeur ce qui rend l'exploitation de la chaleur particulièrement prometteuse (*Figure 2.5*) (*Vidal, 2017 ; Baillieux et al., 2013 ; Agemar et al., 2012 ; Pribnow and Schellschmidt, 2000 ; Schellschmidt and Clauser, 1996*). Il est d'ailleurs intéressant de noter que les zones pétrolières sont également localisées au niveau des anomalies positives de température (la température ayant permis la maturation de la matière organique et la transformation en hydrocarbures).

C'est pourquoi cette région pionnière en géothermie profonde à l'échelle mondiale est devenue un site remarquable pour les projets géothermiques profonds, d'autant plus, qu'outre son fort gradient géothermique, on relève la présence de saumures naturelles (de l'ordre de 100 g/L) qui sont des vecteurs de transport de chaleur très efficaces (*Sanjuan et al., 2010 ; Vernoux et al., 1995 ; Le Carlier et al., 1994 ; Schellschmidt and Schulz, 1992 ; Housse, 1984*). On décompte actuellement 6 PER en Alsace : celui de Soultz-sous-Forêts, de Rittershoffen-Hatten, de Lauterbourg, de Wissembourg, de Strasbourg et d'Illkirch-Erstein pour une surface totale de 1 210 km² et un titre de concession de 23 km² (*Figure 2.6*). Dans la partie allemande du Fossé, c'est à Landau, Insheim et Bruchsal que sont développés les projets de géothermie profonde.

Utilisée à l'échelle industrielle, cette géothermie profonde est exploitée pour la production de chaleur ou d'électricité, comme c'est le cas notamment avec les projets respectifs de Rittershoffen et de Soultz-sous-Forêts (*Baujard et al., 2017 ; Gérard and Kappelmeyer, 1987*). Pour ce faire, un forage de production transporte le fluide géothermal à la surface au moyen d'une pompe ; ensuite un échangeur de chaleur prélève l'énergie thermique pour la transmettre à un deuxième fluide, qui est ensuite distribuée dans un réseau de chauffage à distance (source : *www.crege.ch*) ou transformé en électricité. Une fois l'eau géothermale refroidie, elle est restituée au réservoir à une certaine distance par un forage d'injection à 70°C. Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, avec des puits artésiens où sont pompés des fluides salins autours de 150°C, la centrale géothermique a une production d'électricité à hauteur de 1,7 MW_e (*Ravier et al., 2018*). Depuis 2016 est également en production la centrale géothermique de Rittershoffen, où des fluides similaires à Soultz-sous-Forêts sont pompés à une température de 168°C, où la production de chaleur s'élève à 24 MW thermiques (*Ravier et al., 2018*). À Illkirch-Graffenstaden (dont le forage a débuté en août 2018), l'objectif principal est de produire environ 20 MW_{th} et de fournir de la chaleur à un futur réseau de chauffage urbain, et de produire de l'électricité en été (*Richard et al., 2016*).

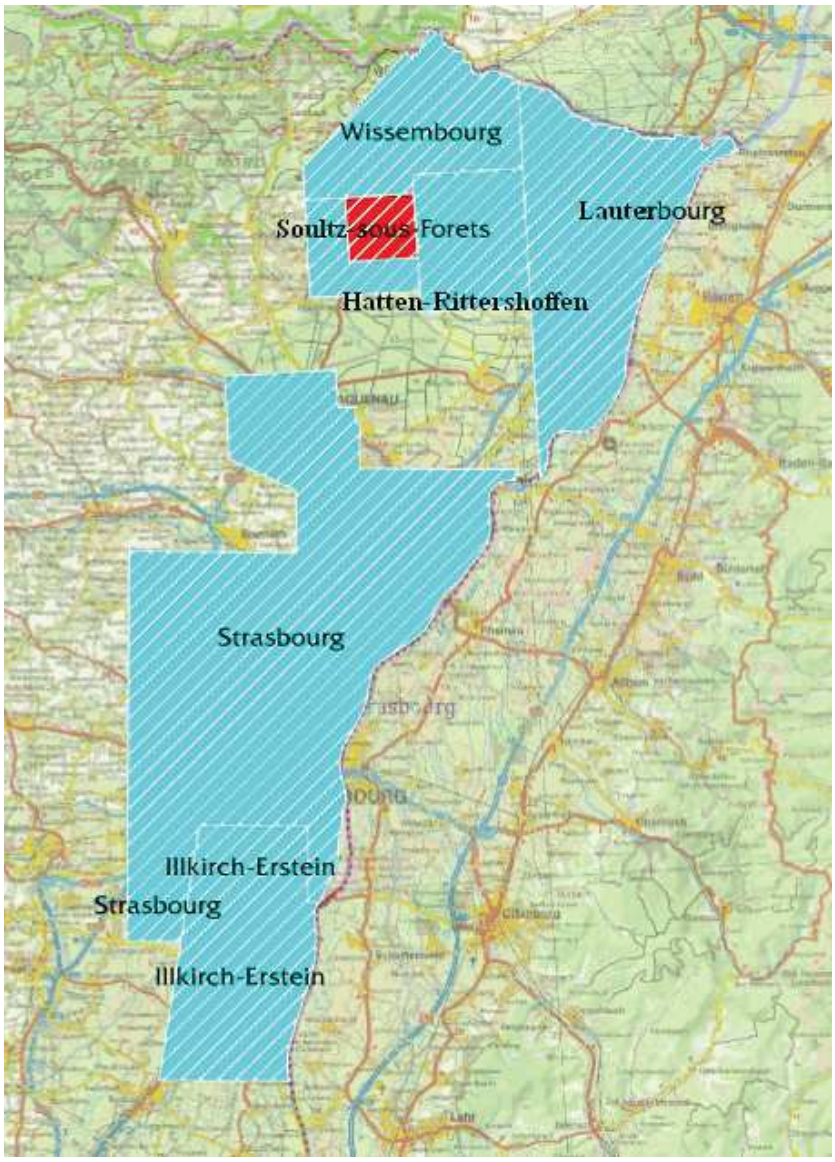


Figure 2.6 : Carte d'Alsace des Permis Exclusif de Recherche (bleu) et des titres d'exploitation (rouge) (source : *Géoportail minergies*[4]).

Du côté allemand du Fossé Rhénan, qui possède les mêmes atouts que du côté français vu qu'il s'agit de la même unité géologique, la géothermie profonde a plus de mal à s'imposer. En effet, à la différence de la France avec la loi Grenelle, la géothermie est deux fois plus taxée que le charbon par exemple (*Weber et al., 2015*). Mais des progrès sont en cours concernant ce dernier point puisqu'à partir de 2019, la loi EEG-Umlage (Erneuerbaren-Energien-Gesetz) vise à soutenir les filières renouvelables productrices d'électricité à l'image de la CSPE (Contribution au Service Public de l'Électricité) en France (source : EEG-Umlage sur *www.netztransparenz.de/EEG/EEG-Umlagen-Uebersicht* ; CSPE mis en place par la Commission de Régularisation de l'Énergie sur *www.cre.fr*). Ces taxes sont naturellement un frein important, qui est renforcé par la réticence des citoyens qui s'inquiètent des phénomènes négatifs associés aux projets géothermiques comme

2.4 *http://www.minergies.fr/fr/cartographie*

le soulèvement du sol ayant eu lieu en 2008 à Staufen-en-Brisgau (Baden-Wurtemberg, Allemagne) (Regierungspräsidium Freiburg, 2010) ou à Landau (Rhénanie-Palatinat, Allemagne) (*Heimlich, 2016*). En France, on note également des réticences selon les secteurs géographiques, comme par exemple à Strasbourg, ce qui a empêché la réalisation des projets du Port au Pétrole (Fonroche Géothermie) et Mittelshausbergen (ÉS) (*Chavot et al., 2018*).

a. Les sites de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen

Les sites de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen se situent dans le Nord-Ouest du Fossé Rhénan, entre la zone de failles anciennes d'*Hunsrück-Taunus* et la faille dextre de *Lalaye-Lubine* (*Figure 1.2*), avec un socle du domaine lithotectonique Saxothuringien (*Edel and Schulmann, 2009 ; Schumacher, 2002*). Appartenant au bloc d'Haguenau-Landau, les dépôts qui se sont succédés sont passés d'une orientation NNE à NE puis N à NNO selon les directions du champ de contrainte locale après 25 Ma (*Grimmer et al., 2017 ; Wirth, 1962*). Les deux sites sont localisés dans l'Outre-Forêt, zone qui s'étend au nord de la forêt d'Haguenau (*Ménillet et al., 2015*). Il y existe plusieurs sources artésiennes d'eau chaude salée où la température d'origine était de 65°C. Les sites géothermiques sont tous deux proches de la Faille Rhénane occidentale où le socle cristallin et la base de la couverture sédimentaire présentent une fracturation intense due à l'histoire tectonique multiphasée du Fossé Rhénan Supérieur.

Le site géothermique de Soultz-sous-Forêts est situé dans le horst où a été observée la plus forte anomalie de température dans le Fossé Rhénan Supérieur (*Guillou-Frottier et al., 2012 ; Genter et al., 2010 ; Genter and Traineau, 1996 ; Renard and Courrioux, 1994*). Les caractéristiques du réservoir géothermique ont été mis en évidence par les 5 forages profonds de Soultz-sous-Forêts (*Figure 2.7*) : EPS-1 (*Exploration Puits Soultz 1*) un ancien puits pétrolier (n°4589) approfondis à 2 227 m en carottage (du Muschelkalk moyen, Buntsandstein et Permien au socle paléozoïque) et les forages d'exploitation GPK (*Géothermie Puits Kutzenhausen*) : GPK-1 (3,6 km de profondeur) implanté entre Soultz-sous-Forêts et Kutzenhausen, et GPK-2, GPK-3 et GPK-4 (5 090 m, 5 000 m, 4 985 m de profondeur respectivement) implanté sur un deuxième site à 400 m au SSE, entre Soultz-sous-Forêts et Surbourg. Le puits EPS-1 est quasiment vertical dans la partie sédimentaire, et dévie légèrement plus dans le socle (déviation de 23° vers l'est). Les puits GPK sont verticaux dans la partie sédimentaire. C'est en profondeur, dans le socle granitique, qu'ils dévient les uns des autres afin d'avoir un espace suffisamment important entre le

fond de chaque puits pour éviter les pertes thermiques entre les zones d'injection et de production. Les puits sont alignés par rapport à la contrainte horizontale maximale et deux granites ont été recoupés par les forages profonds : un monzogranite porphyroïde daté à 334.0+3.8/3.5 Ma et un granite à deux micas daté à 327 ± 7 Ma (*Cocherie et al., 2004; Stussi et al., 2002; Köhler, 1989*). Ces granites sont affectés par la fracturation naturelle liée à l'histoire varisque, et la partie supérieure de ce socle est affectée par une altération supergène ou par une rubéfaction qui date de la période où le socle affleurait en surface durant le Permo-Trias (*Hooijkaas et al., 2006 ; Genter and Traineau, 1996*). La position de Soultz-sous-Forêts sur le horst permet d'atteindre le granite à une position relativement élevée (~ 1 400 m de profondeur).

Foré en 1988, le projet pilote de Soultz-sous-Forêts a permis d'initier de nombreuses recherches car pour maximiser l'exploitation géothermique, le principal objectif de développement consiste à trouver des gisements de chaleur à des températures et des débits les plus élevées à la profondeur la plus faible possible. Le projet de Soultz-sous-Forêts exploite une chaleur de 150°C contenue dans les granites entre 2 000 et 5 000 m de profondeur afin de la convertir en électricité par le biais d'un échangeur de chaleur couplé à une turbine.

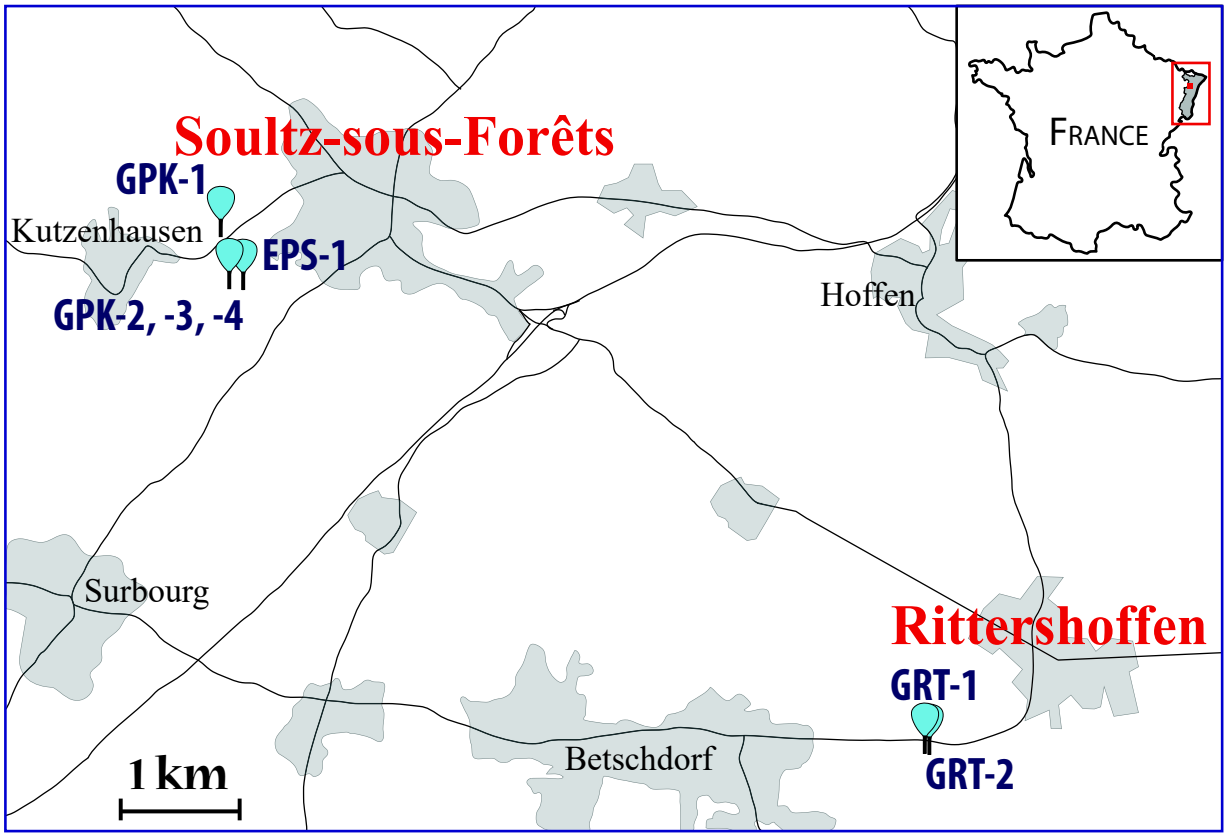


Figure 2.7 : Localisation des puits de Soultz-sous-Forêts (EPS-1, GPK-1, GPK-2, GPK-3, GPK-4) et de Rittershoffen (GRT-1 et GRT-2).

Genter et al (2009, 2010) retracent l'historique du projet géothermique de Soultz-sous-Forêts et les apports scientifiques qui en sont issus. Au départ, le projet de la Communauté Européenne et des ministères de l'Énergie et de l'Environnement français, allemand et britannique était d'exploiter l'anomalie géothermique du sous-sol et d'y développer un échangeur artificiel de chaleur profond en chauffant une eau qui aurait été injectée dans un sous-sol sec et chaud : exploitation HDR (*Hot Dry Rock*), l'échangeur de chaleur aurait ainsi été créé par fracturation hydraulique de la roche (*Gérard and Kappelmeyer, 1987*). Or à Soultz-sous-Forêts une saumure (96 g/L, pH variant entre 4,9 et 5,3) (*Mouchot et al., 2018*) circulait naturellement en profondeur dans un réseau de fractures naturelles et denses entre 150 et 200°C dans le socle granitique et dans les grès triasiques. Ainsi, la technologie *Enhanced Geothermal System* (EGS) y a été développée. La méthode consiste à extraire un fluide géothermal par un puits (ou plusieurs) au moyen d'une pompe de production avant de réinjecter ce fluide refroidi dans le réservoir fracturé à pression équivalente par un ou plusieurs puits injecteurs après avoir extrait ses calories. Des stimulations hydrauliques (*Schindler et al., 2010*) et/ou chimiques (*Hébert and Ledésert, 2012*) et/ou thermiques (*Vidal et al., 2016*) peuvent être opérées pour augmenter la faible performance hydraulique naturelle d'un réservoir géothermique (*Schulte et al., 2010*). En effet, les fractures peuvent être scellées par la présence de dépôts hydrothermaux (*Genter and Traineau, 1996*). La stimulation hydraulique consiste à injecter de l'eau sous pression pour ouvrir les fractures scellées par dilatance et cisaillement ; la stimulation chimique consiste à dissoudre les minéraux qui colmatent les fractures. Les failles souterraines sont détartrées en douceur, l'eau circule librement, sans modification du milieu géologique (*Ravier et al., 2018*). La stimulation thermique consiste à injecter une eau froide dans le réservoir chaud, et la production de micro-fissures ainsi induites par contraction thermique affecte les grains de quartz secondaires qui scellent les failles (*Gentier et al., 2003*). Ainsi, le concept EGS implique la création de connexions entre les forages par la réactivation de fractures préexistantes dans le granite (*Evans et al., 2005*), puis la capture des saumures présentes dans les réservoirs naturellement fracturés. Comme le granite est une roche naturellement radioactive, la production de chaleur est favorisée par la désintégration des radionucléides, et les fluides abondants qui circulent dans le socle granitique fracturé transportent cette chaleur. Le système de production d'électricité de Soultz-sous-Forêts utilise le système géothermal ORC (Organic Rankine Cycle) qui utilise le fluide organique comme fluide caloporteur dans la boucle secondaire. À Soultz-sous-Forêts plusieurs tubages d'aciers et de ciment forment une barrière étanche entre le système géothermal et la nappe phréatique. Les couches sédimentaires traversées ainsi que les aquifères sont ainsi protégés. Cette architecture est contrôlée et radiographiée très régulièrement tout au

long de la vie des forages.

Différents réservoirs géothermiques ont été mis en évidence : - entre 0,8 et 1,2 km dans les couches sédimentaires (Rupélien à Olénékien), dans le socle granitique entre 1,4 et 2,5 km, 3,4 et 3,6 km et à plus 4,5 km de profondeur (*Vidal et al., 2015*). Ces réservoirs sont tous liés à la présence d'un réseau de fractures ou de failles locales. Les fluides sont de différentes origines combinant de façon non homogène les eaux météoriques infiltrées par les failles bordières, chaudes et faiblement salées, et une saumure d'eaux marines très salée dans les sédiments (*Cathelineau and Boiron, 2010 ; Sanjuan et al., 2016*). L'altération hydrothermale est principalement localisée le long des failles à pendage ouest, ces dernières formant les circulations hydrothermales intenses (*Baillieux et al., 2014*). Les anomalies thermiques observées sont globalement liées aux horsts (*Schill et al., 2009 ; Illies, 1965*).

À Soultz-sous-Forêts le profil thermique peut être divisé en trois parties distinctes (*Figure 2.8*) :

- un régime de type conductif caractérisé par une droite, dans les formations sédimentaires du Cénozoïque au Trias supérieur, avec un gradient thermique d'environ 110°C/km. Le Muschelkalk faisant office de cap-rock, en effet, cette formation relativement imperméable recouvre le système hydrothermal sous-jacent ;
- un régime de type convectif avec un gradient thermique d'environ 5°C/km du cap-rock au toit du socle cristallin altéré (Trias inférieur et Permien sédimentaire, socle paléozoïque) ;
- à nouveau un régime conductif à partir du socle sain avec un gradient thermique de 30°C/km.

On observe sur les profils de températures des zones refroidies dans le socle granitique qui seraient associées aux zones fracturées et altérées souvent perméables (*Genter et al., 2010*) où la boue de forage ou l'eau des stimulations hydrauliques aurait refroidit la zone par leur contact. Des fractures perméables ont également été observées dans les séries sédimentaires du Trias moyen et inférieur, mais ces dernières ont une signature thermique différente de celles du socle (*Vidal et al., 2015*). Le Buntsandstein qui marque la transition entre le régime conductif et convectif indique de ce fait la ressource géothermique puisqu'à partir de ce point la température n'augmentera plus de façon significative en profondeur.

En 2001 a été créé le GEIE-EMC (Groupement Européen d'Intérêts Économiques d'Exploitation Minière de la Chaleur) constitué par des partenaires européens. Aujourd'hui ÉS et EnBW, sont les deux actionnaires de la centrale de Soultz-sous-Forêts qui ont pour objectif de produire de l'électricité. Il s'agit du premier site au monde à avoir démontré que la production d'électricité est possible à partir de la technologie EGS à partir d'un socle granitique. En 2008, la centrale pilote de Soultz-sous-Forêts produisait les premiers mégawatts à hauteur de 1,5 MW_e. C'est en 2015 que le projet évolue vers une exploitation industrielle et c'est en 2016 que la nouvelle centrale est inaugurée produisant 1,7 MW_e brut (soit 1,4 MW_e net en produisant 11,4 MW_{th}). GPK-2 est le puits producteur, tandis que le fluide est réinjecté dans le granite. Les trajectoires des puits déviés sont alignées sur la direction N170°E. Le fond de GPK-2 est situé à 700 m de celui de GPK-3 qui est lui-même à 700 m de GPK-4 (*Baujard et al., 2018*).

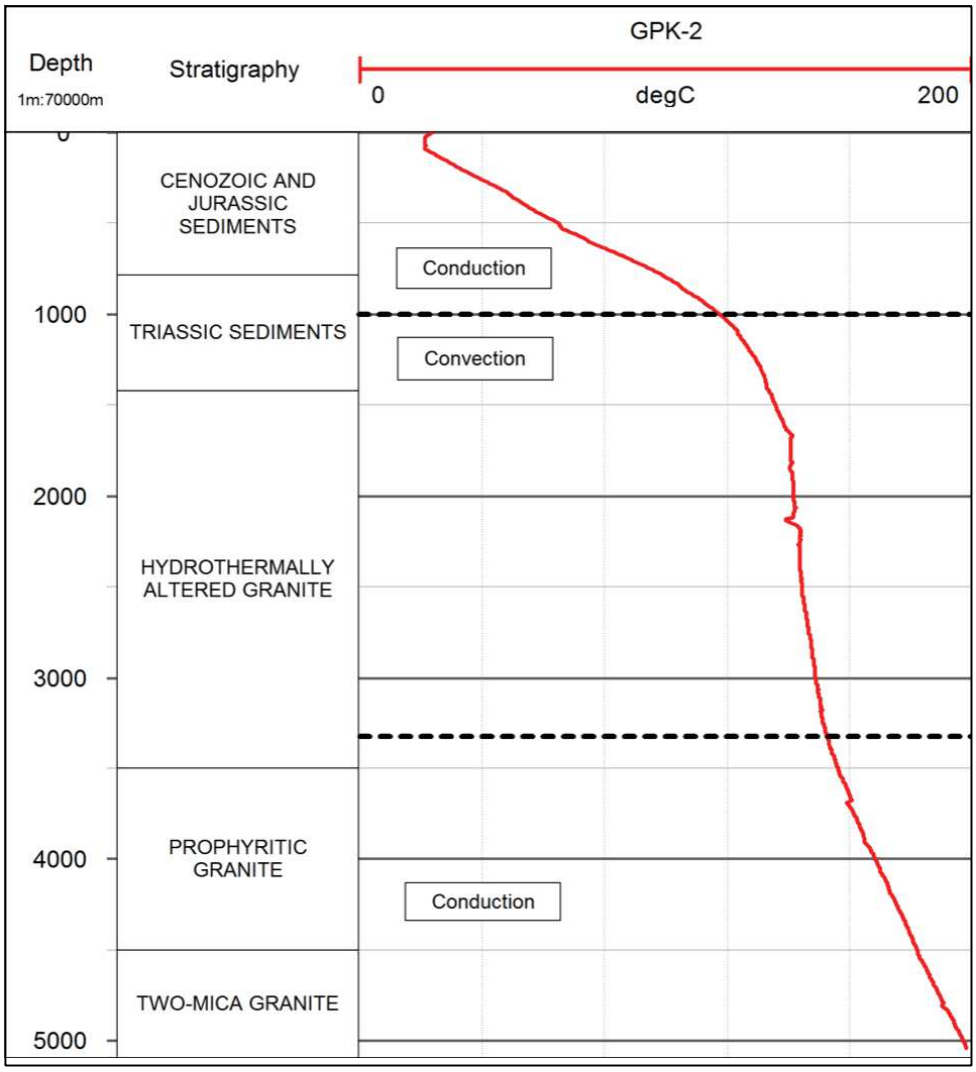


Figure 2.8 : Profil de température acquis à l'équilibre dans le puits GPK-2 de Soultz-sous-Forêts (données collectées par le *LIAG Hanovre, Allemagne*). Les limites des formations sont données en TVD.

Suite aux nombreuses connaissances acquises avec les études effectuées sur Soultz-sous-Forêts, le premier projet EGS à vocation industrielle français est initié au sud-ouest du village de Rittershoffen en 2008 avec l'obtention d'un PER à 6 km environ à vol d'oiseau de Soultz-sous-Forêts (*Figure 2.7*) (*Baujard et al., 2017 ; Genter et al., 2015a*). En effet, en 2006, la société *Roquette Frères* voulant maîtriser la consommation énergétique de son usine agro-alimentaire (leader mondial de transformation d'amidon) à Beinheim, contact ÉS pour trouver une solution écologique à cette dernière (*Ravier et al., 2017*). Une étude préliminaire a été conduite de 2006 à 2008 pour déterminer la faisabilité du projet par le biais de l'analyse des données de forages pétrolières et de sismique acquise dans les années 80 par les pétroliers. Le socle, selon l'anomalie magnétique serait selon toute vraisemblance le même batholite granitique qu'à Soultz-sous-Forêts (*Baillieux et al., 2014 ; Edel and Schulmann, 2009*). De nombreux blocs basculés ont été observés à fort pendage monoclinal vers l'Est et le bloc de Rittershoffen délimité par les failles antithétiques de Rittershoffen et de Betschdorf montre une zone moins effondrée (*Dezayes et al., 2009*). Ces grandes failles à fort rejet vertical pourraient être les drains qui expliqueraient l'anomalie thermique. En effet, les puits pétroliers au Nord du site ont révélé des températures de 159°C à 1 771 m à GRT-1 (Rittershoffen) et 157°C à 1 778 m à OBR-101 (Oberroedern). Munck et al., (*1979*) ont également indiqué que la faille à vergence ouest est favorable en termes de débit. Une solution de production énergétique renouvelable est engagée par l'industriel à hauteur de 75% avec un mix énergétique de 50% en biomasse et 25% de géothermie profonde (les 25% restant au gaz), car l'usine à un besoin très important en chaleur pour sa production.

Le projet ECOGI (Exploitation de la Chaleur d'Origine Géothermique pour l'Industrie) de Rittershoffen est issu d'un partenariat entre trois financeurs : *Roquette Frères S.A.* (40%), ÉS (40%) et la Caisse des dépôts et consignations (20%). La ressource géothermique plus chaude qu'à Soultz-sous-Forêts (>160°C) y est exploitée à 3 000 m de profondeur afin d'alimenter la bioraffinerie *Roquette Frères* localisée à 15 km de l'usine géothermale, à Beinheim (où il aurait fallu forer le double de profondeur pour trouver les mêmes températures) (*Baujard et al., 2017*). La centrale est inaugurée en 2016, et a une puissance installée de 24 MW_{th} sous forme de vapeur, ce qui représente 190 millions de kWh/an (*Figure 2.9*). Le débit de production est de 50 à 80 L/s et de 40 à 70 L/s pour la réinjection. L'émission de CO_2 évitée par le biais de cette ressource géothermale est de 39 000 t/an soit 16 000 tep. L'exploitation est prévue pour 20 ans.

Rittershoffen est composé d'une centrale géothermique et d'un réseau secondaire

(*Figure 2.9*). La centrale assure la circulation de la boucle géothermale entre les deux puits GRT (Géothermie Rittershoffen) : GRT-1 et GRT-2 qui font office respectivement de puits injecteur et de puits producteur (*Baujard et al., 2017*). GRT-1 (2 565 m de profondeur réelle verticale : TVD) est positionné à l'ouest de la structure du horst, il recoupe la faille de Rittershoffen sur la branche occidentale avec une trajectoire faiblement déviée vers l'Ouest (*Baujard et al., 2017*). La faille de Rittershoffen a une orientation nord-sud avec un plongement ouest. GRT-2 (2 715 m TVD) est quant à lui dévié d'un angle de 37° vers le nord, mais la tête du puits en surface est situé à 8 m seulement de GRT-1. Ce puits présente une injectivité naturelle (3,5L/s/bar) comparé à GRT-1 (0,45 L/s/bar), aucune stimulation n'est donc nécessaire (*Baujard et al., 2017*). Le fluide présent dans le sous-sol présente la même composition géochimique qu'à Soultz-sous-Forêts (avec une salinité supérieure à 100 g/L et un pH équivalent à 5,2) (*Mouchot et al., 2018*). La circulation dans le circuit secondaire jusqu'à l'usine et l'échange de chaleur entre la boucle géothermale et ce circuit est fait à la centrale. Le circuit secondaire grâce à son isolation et à son vide d'air partiel limite les pertes thermiques sur le trajet entre la centrale et l'usine à moins de 5°C. Ce circuit contient également 2 000 m^3 d'eau adoucie. Le doublet de Rittershoffen puise à 2 500 m une saumure à 170°C naturellement présente avant de réinjecter ce fluide à 70°C par l'échangeur de chaleur afin de se recharger en calories en se réchauffant dans le milieu profond chaud (*Baujard et al., 2018*). Le raccordement entre Rittershoffen et l'usine Roquette Frères se fait à l'aide de conduites enterrées à 1,5 m de profondeur et marque un tracé aller-retour de 15 km (*Ravier et al., 2018*).

À Rittershoffen, sur le profil thermique, on observe deux parties (*Figure 2.10*) :

- un régime conductif caractérisé par une droite, dans les formations sédimentaires du Cénozoïque et Jurassique, avec un gradient thermique d'environ 95°C/km. Le Muschelkalk faisant office de cap-rock ;
- un régime convectif à partir du Muschelkalk avec un gradient thermique de 0°C/km dans GRT-1 et de 18°C/km dans GRT-2.

Des observations faites dans le puits GRT-1 ont permis de mettre en évidence un réseau de fractures naturelles denses dans les calcaires du Muschelkalk (*Dezayes et al., 2013*). Les grès du Buntsandstein présente également un réseau de fractures, avec une fracturation plus importante dans la partie inférieure. Et la densité de fractures augmente encore plus dans le Permien. Dans le socle granitique, la densité de fractures naturelles est très élevée dans la partie supérieure altérée. Cette densité diminue en fond de puits.

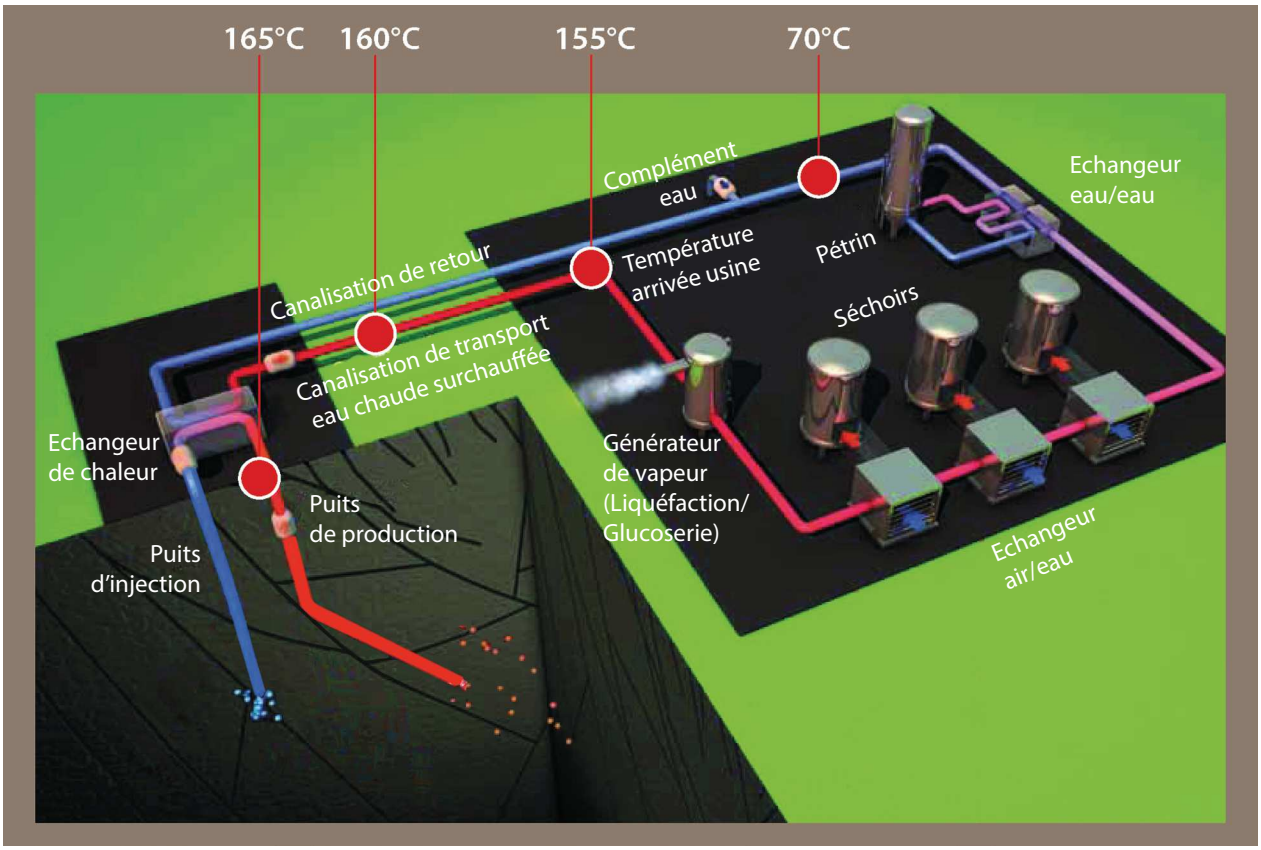


Figure 2.9 : Schéma du projet de Rittershoffen de géothermie profonde afin d'alimenter l'usine Roquette Frères en chaleur par le biais de conduites enterrées entre Rittershoffen et Beinheim (modifié d'après *source ES*).

b. Illkirch-Graffenstaden

La viabilité de la géothermie profonde démontrée avec les centrales opérationnelles de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen dans le Fossé Rhénan, ont depuis plusieurs années permis à nombreux autres projets de se développer. Avec l'intérêt et le soutien de la ville d'Illkirch-Graffenstaden, ÉS développe un nouveau projet de centrale géothermique afin d'alimenter un réseau de chaleur urbain et industriel à proximité (qui en fera le 4ème réseau majeur de l'eurométropole de Strasbourg) et de production d'électricité[5]. Sur le principe de Rittershoffen, le projet en cours est un doublet géothermique composé de deux forages profonds (puits de production et puits d'injection nommés GIL : Géothermie Illkirch) à 3 000 m de profondeur dans une zone fracturée/faillée à l'interface entre les grès du Trias et le socle cristallin varisque. Grâce à une eau géothermale attendu de 150°C et un débit nominale de 70 L/s, la centrale permettra en plus d'alimenter directement un futur réseau de chaleur, d'assurer la production d'électricité dans les périodes de faible demande (*Richard et al., 2016*). La puissance thermique attendue est de 20 MW thermique avec une production de 28 000 à 50 000 MW_h par an d'énergie thermique et une production de 22

2.5 *https://www.geothermie-illkirch.es.fr/*

000 MW_h par an d'énergie électrique, soit l'équivalent de 11 000 tonnes de CO_2 évitées par an.

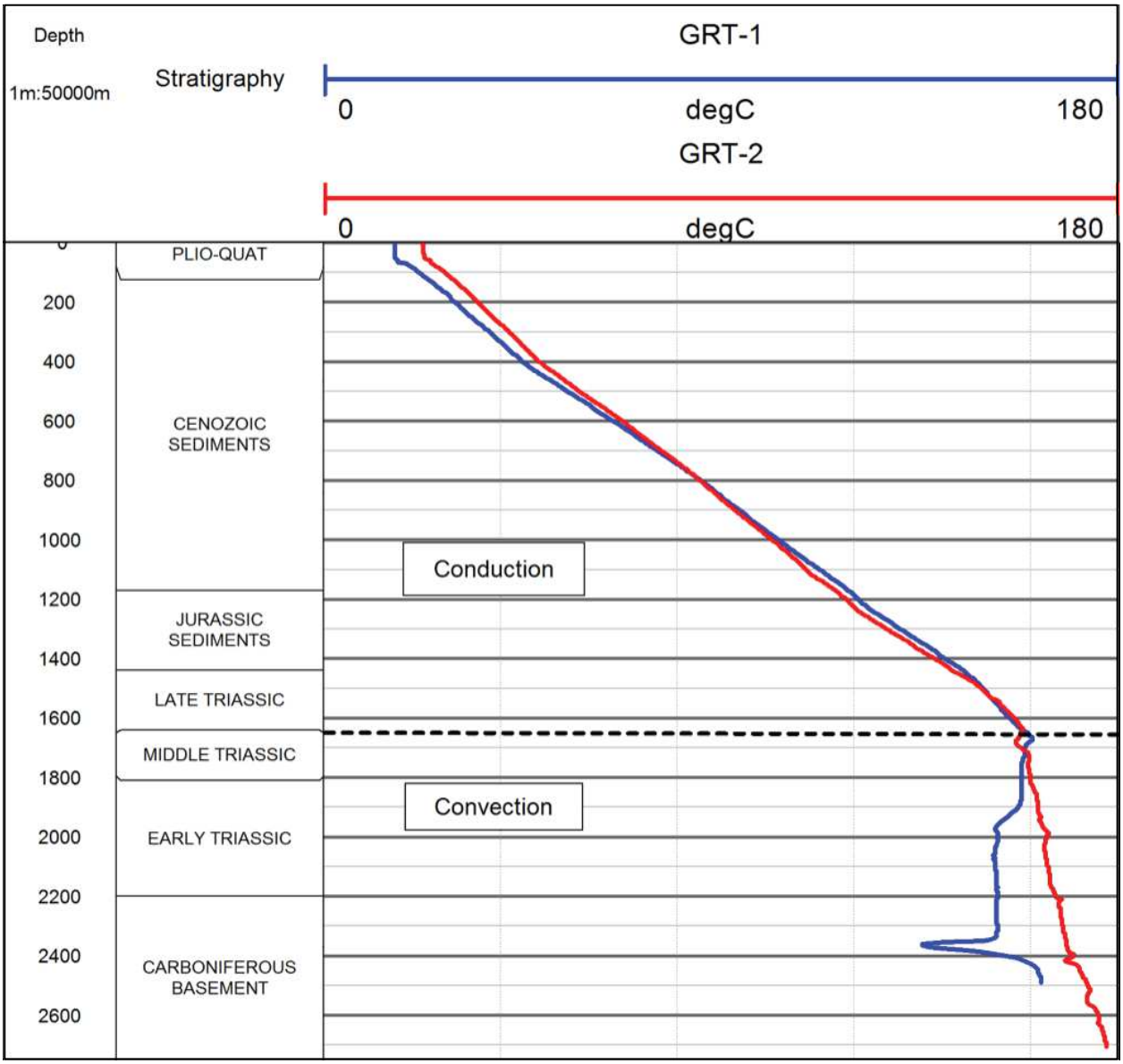


Figure 2.10 : Profils de température acquis à l'équilibre dans les puits GRT de Rithtershoffen (*Baujard et al., 2017*). La profondeur est en TVD, et les limites des formations varient de ± 30 m selon le puits.

L'autorisation de forage par Arrêté préfectoral a été obtenue le 25 septembre 2015. Suite à la mise en place d'un comité de suivi par la Préfecture, un contrôle de toutes les phases est réalisé par la DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement).

Comme tous projets, les premières phases ont été celles d'exploration. La cible géothermique est une faille normale, tendance N-S, avec un décalage vertical important

qui sera exploitée via deux puits profonds inclinés. L'exploration a pour but de mieux contraindre la géométrie de la faille et de positionner au mieux la cible qui est le socle cristallin (*Richard et al., 2016*). Le Fossé Rhénan, de par sa structure et donc son activité sismique, bénéficie déjà de réseaux de surveillance sismologique français et allemand (ReNaSS/RESIF). Mais plus de six mois avant le début de travaux de forage de nombreuses stations sismologiques ont été installées dans un secteur proche et éloigné de la nouvelle plate-forme. Ce réseau de six stations de surveillance enregistre de manière continue la micro-sismicité naturelle avant travaux, et celle durant toute la phase de travaux puis durant l'exploitation de la centrale. Pour fixer la cible précise des forages, ÉS a réalisé une campagne d'acquisition d'imageries du sous-sol en juin 2015 (*Richard et al., 2016*). Étudiés scientifiquement dans le cadre du projet, un rapport a été transmis en 2016 à la DREAL pour le suivi demandé par la Préfecture. Un réseau de piézomètres a été mis en place en février 2016 et les rapports de suivi sont également transmis à la DREAL. Une étude gravimétrique a été achevé en 2013 avec l'acquisition de 250 nouvelles mesures de points en 2015 (*Edel et al., 2018 ; Rotstein et al., 2006*). De plus, un levé aéromagnétique a été réalisé en 2015 visant à déterminer la nature cristalline du socle sous-jacent (*Richard et al., 2016*). Son interprétation calée sur des données d'affleurements des Vosges a considéré la nature granitique du socle (*Edel et al., 2018*). De nombreuses autres études géologiques ont été effectuées dans la région, notamment avec un examen approfondi des anciennes données de forages. Une synthèse plus loin dans ce mémoire présente les résultats des corrélations interpuits incluant les données du puits d'Illkirch-Graffenstaden.

Les premiers travaux de mise en place de la plate-forme d'Illkirch-Graffenstaden ont été effectués en septembre 2017 avec le forage des premiers 110 m de sous-sol (graviers quaternaires principalement) pour l'installation des tubes guides en acier d'un diamètre de 71 cm. Ces tubes cimentés sur toute la hauteur permettent de protéger toutes les couches aquifères, dont la nappe phréatique, lors du forage des puits profonds. Depuis septembre 2018, les puits sont en phase de forage.

2.2. Avantages et inconvénients de cette ressource énergétique

Les systèmes géothermiques offrent de nombreux avantages pour la production de chaleur et/ou d'électricité. Ils ont de relativement courtes périodes de construction, et sont une ressource énergétique locale qui réduisent la demande de pétrole importé avec ses problèmes de défense nationale et de balance des paiements (*Mock et al., 1997*), et de ce fait limitent aussi les risques de pollution. Produisant peu de déchets, et émettant peu

de gaz à effets de serre (émissions négligeables de CO_2, SOx, NOx et particules) (*Mock et al., 1997*), ils ne nécessitent que de modestes surfaces de terre en termes de surface et d'eau. Les capacités de production de cette ressource sont importantes et ces systèmes peu encombrants nécessitent un entretien peu coûteux en comparaison des prix d'une centrale à fuel ou atomique par exemple. Théoriquement, c'est un système qui peut être mise en place à beaucoup d'endroit de la planète, et qui ne dépend pas des aléas climatiques ce qui permet une production de base continue.

Néanmoins, comme tout développement industriel, on note également divers inconvénients, car comparée à d'autres énergies renouvelables, la géothermie nécessite un coût d'investissement élevé. En effet, cet investissement est coûteux car il prend en compte les travaux d'exploration et de forage et notamment la mise en place de pompes de production immergées à grande profondeur. Le débit massique est un point crucial pour la viabilité économique d'un projet industriel. Si on l'associe schématiquement aux caractéristiques pétrophysiques du sous-sol (porosité, perméabilité), c'est un facteur difficile à prévoir simplement depuis les mesures de surface. Un autre problème majeur concerne la chimie des fluides géothermaux, notamment dans le Fossé Rhénan. En effet, compte tenu qu'ils circulent dans les massifs cristallins, la prise de calories lors des échanges thermiques de surface abaisse la température des fluides naturels sursalés et peut provoquer des dépôts ou scaling qui piègent les radioéléments (*Scheiber et al., 2015*). Des travaux de recherche menés sur les centrales alsaciennes ont permis de diminuer drastiquement la précipitation de dépôts radioactifs via l'injection d'inhibiteurs de dépôts (*Mouchot et al., 2018*). La forte salinité du fluide hydrothermal génère aussi des problèmes de corrosion qui peuvent abîmer les installations de surface ou nécessité l'usage d'alliages coûteux. Là aussi, l'usage d'inhibiteur de corrosion limite fortement ces déboires. La présence de bactéries naturellement présentes dans les fluides géothermaux peut aussi contribuer à influencer les problèmes de dépôts et de corrosion (*Mundhenk et al., 2014*). L'usage d'inhibiteurs de corrosion injectés dans le puits de production limite également ces effets négatifs (*Ungemach and Turon, 1988*).

Les caractéristiques des fluides (salinité, présence de CO_2 naturel) et l'origine radiogénique du réservoir peuvent générer des coûts de maintenance qui pèsent sur l'exploitation des centrales géothermiques.

Un autre problème non négligeable lié à la géothermie profonde en Alsace concerne la sismicité induite lors des stimulations hydrauliques ou de l'exploitation. Les mécanismes

mis en jeu lors des stimulations hydrauliques modifient localement les contraintes pouvant être à l'origine de déformations/glissements qui, dans leur plus grande majorité, correspondent à une libération locale d'énergie très faible (*Gentier, 2013*). Ces événements ne sont généralement pas ressentis par la population car ces microséismes sont faibles. Cependant, le projet de géothermie profonde de Bâle (Suisse) a été arrêté en raison d'un événement sismique de magnitude 3,4 ayant provoqué quelques dommages (fissures) sur des bâtiments en décembre 2006. Mais les séismes induits par l'activité humaine surviennent également dans le domaine pétrolier conventionnel, dans la construction de barrages, dans les opérations minières et dans le stockage souterrain de CO_2 (*Gentier, 2013*). À Soultz-sous-Forêts, le séisme ressenti le plus significatif date de 2003 suite à des stimulations hydrauliques. Depuis, aucun événement sismologique n'a été ressenti et les centrales géothermiques font l'objet d'une surveillance continue (*Maurer et al., 2018, 2016*).

Pour que l'énergie géothermique (T> 150°C) devienne plus universellement disponible et ait un impact significatif sur l'approvisionnement énergétique mondial au siècle prochain, il faut poursuivre vigoureusement un programme de recherche avancé pour réduire les coûts de développement sur le terrain (en particulier de forage et de stimulation) et augmenter l'efficacité de conversion de l'énergie (*Mock et al., 1997*). De plus, concernant le problème de sismicité, un projet de recherche européen (GEISER : Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced Seismicity in Reservoirs) a été dédié à l'étude de cette microsismicité afin d'éviter autant que possible l'apparition d'événements majeurs lors de l'exploitation des futurs sites (*Gentier, 2013*). Des capteurs en périphérie proche et lointaine des forages analysent en continu le « bruit de fond » émis par les forages et pendant toute la durée d'exploitation des gisements. Les résultats de ces analyses sont contrôlés par les autorités publiques (*Ravier et al., 2016*). Par ailleurs, il a été démontré que la stimulation hydraulique n'était pas forcément nécessaire. Par exemple, le puits GRT-2 à Rittershoffen n'a jamais été stimulé car le puits est artésien et naturellement hydrothermal (*Baujard et al., 2017*).

CHAPITRE 3

★ ★

Le sujet de thèse

I. Problématiques et objectifs du sujet de thèse

À l'heure actuelle, entre les questionnements politiques et sociétaux, dans le contexte de changement climatique, la question de l'approvisionnement énergétique est un enjeu majeur. Afin d'assurer la transition énergétique, la valorisation de nouvelles sources d'énergie en France est en plein essor. La géothermie profonde est une énergie respectueuse de l'environnement, car elle est décarbonée, renouvelable, disponible en continue (non soumise aux aléas météorologiques) et possède un impact paysager et environnemental faible. De ce fait, cette énergie qui peut produire 24h/24 et qui possède une puissance élevée et constante est un atout majeur. Comme nous l'avons évoqué précédemment dans la synthèse bibliographique (P1. C2), le Fossé Rhénan Supérieur bénéficie d'un fort potentiel géothermique.

L'Alsace, qui est une région pionnière en géothermie profonde effectuée dans le graben rhénan, connaît une forte densité de population et possède un tissu industriel important. L'exploitation de la ressource géothermique, une énergie locale, y est donc un véritable atout dans le processus de transition énergétique du territoire. Côté allemand, toujours dans le partie du graben rhénan, plusieurs projets géothermiques ont vu le jour ou sont en cours de développement, dans le Palatinat et dans le Baden-Württemberg, pour exploiter les ressources localisées à l'interface socle-couverture (*Genter et al., 2015a*). Cette énergie largement exploitable, comme l'a montré le succès des plate-formes de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen, est capable d'alimenter des industries, des réseaux de chaleurs urbains, et de contribuer à la production d'électricité. Énergéticien majeur en Alsace depuis plus de 115 ans et filiale d'EDF, ÉS a été pionnier dans la recherche et la valorisation de ce potentiel énergétique local exceptionnel (*Dossier de presse, 2016*). À Soultz-sous-Forêts, premier site pilote, le potentiel géothermique du réservoir granitique a été démontré. Après l'abandon du concept de création d'un échangeur géothermique artificiel à l'origine du projet Soultz, la mise en évidence de fluides hydrothermaux profonds au toit du socle a laissé place à des modèles conceptuels géothermiques nouveaux fondés sur l'exploitation de boucles de convection hydrothermale circulant dans les failles rhénanes enracinées dans le socle, comme à Rittershoffen (*Genter et al., 2015a*). Toutes les études menées dans ces laboratoires de recherche scientifique et d'ingénierie ont permis de mettre au point un ensemble de technologies innovantes et désormais internationalement reconnues pour l'extraction, la circulation et l'exploitation de cette ressource : c'est la technique EGS (Enhanced Geothermal System) (*Dossier de presse, 2016*).

Sous les horizons sédimentaires du Tertiaire riches en hydrocarbures (Eschau par exemple) et étudiés depuis longtemps par les pétroliers, les caractéristiques des interfaces profondes susceptibles d'accueillir des réservoirs géothermiques sont peu connues en termes de nature et d'extension de faciès, notamment pour les formations sédimentaires du Permien. Au-delà de l'acquisition des connaissances de base sur la géologie rhénane, les enjeux socio-économiques sont d'importance pour le développement de la filière géothermique française, voire allemande. En France, le rush en exploration géothermique dans le Fossé Rhénan a été initié par un tarif d'achat attractif du kWh géothermique combiné aux succès des forages de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen en termes de température et débit (170°C, 70L/s in *Baujard et al., 2015*). Il en résulte que depuis 2010, avec une « histoire géothermique » qui dure depuis trente ans dans le Fossé Rhénan, plusieurs opérateurs (énergéticiens, pétroliers) se sont lancés dans des projets géothermiques dans l'Outre-Forêt (Wissembourg, Lauterbourg), ou dans la région de Strasbourg en réalisant de nouvelles campagnes d'exploration géophysique. Ainsi, actuellement, de nombreux projets sont, soit en exploitation (Rittershoffen, Soultz), soit en cours de développement (Wissembourg et Lauterbourg), soit en cours de forage (Vendenheim-Reichstett et Illkirch-Graffenstaden). La réalisation future de forages géothermiques profonds dans ce secteur, combinée à l'acquisition récentes de nouvelles données géophysiques d'infrastructure (gravimétrie, aéromagnétisme, sismique 2D) offre une opportunité exceptionnelle pour revisiter la géologie profonde sous Strasbourg qui fait encore l'objet de controverse scientifique compte tenu de la méconnaissance du sous-sol à grande profondeur. C'est d'ailleurs le projet d'Illkirch qui a initié ce projet de thèse lors de la phase d'exploration. Comme nous l'avons vu dans la section *Avantages et Inconvénients* (P1. C2. II-3), malgré des projets réussis, de nombreux freins majeurs subsistent encore tels que le coût des forages, le risque géologique lié aux phases de forage, les risques liés aux stimulations de puits ainsi que le risque que le puits foré soit sec ou avec une chaleur de fluide insuffisante pour son exploitation. C'est la recherche scientifique qui vise à mieux comprendre le fonctionnement des réservoirs géothermiques et à limiter les éventuels problèmes associés.

Le sujet de thèse s'inscrit dans une volonté d'améliorer les connaissances sur la nature de la couverture sédimentaire (types de formations traversés, épaisseurs de la formation, type de roche et faciès). Si le réservoir géothermique dans le granite paléozoïque fracturé est très étudié depuis longtemps, le reste de la couverture sédimentaire intersectée par les puits n'a pas bénéficié du même intérêt scientifique. Il n'existait avant le démarrage de ces travaux de thèse, aucune synthèse stratigraphique de la couverture sédimentaire dans sa globalité. Les seules informations globales étaient données par les cartes géologiques

harmonisées réalisées entre 2007 et 2008 (*Chèvremont, 2008 ; Skrzypek et al., 2008a, 2008b ; Roger, 2007*) et les cartes géologiques régionales notamment avec celle d'Haguenau (*Ménillet et al., 2015*) qui est sans doute le travail le plus abouti du point de vue stratigraphique et qui a servi de fil conducteur pour l'élaboration de la colonne stratigraphique. Cependant, lors de l'expertise géologique menée à Rittershoffen (*Duringer et al., 2019* ; cf. *annexe 1*) lors de la phase de forage, un regain d'intérêt s'est clairement manifesté pour la couverture sédimentaire. La caractérisation de cette dernière est primordiale, à la fois lors des phases exploratoires dont le but est la caractérisation des paramètres géologiques régionaux (nature, type et épaisseur de la couverture sédimentaire, contexte structurale local, localisation précise du projet) ainsi que pour tout ce qui est lié au puits lui-même (diamètre et trajectoire du puits, coupe technique, positions des sabots, etc). En application à la géothermie profonde, et dans le cadre de recherche sur la couverture sédimentaire, cette thèse est l'une des premières dans le Fossé Rhénan à étudier de façon globale la couverture sédimentaire du Quaternaire au socle varisque et d'en donner les caractéristiques.

Le travail de Duringer et al. (*2019*) sur les puits de Rittershoffen a été la première tentative de présentation d'un log descriptif complet du Quaternaire au socle varisque (*Figure 3.1*). Ce travail met également en parallèle les formations avec leur signature gamma-ray (GR), ce qui constitue un précieux guide pour tous les forages à venir. Cependant, du point de vue géologique, comparer les données acquises sur Rittershoffen et Soultz-sous-Forêts aux nouveaux projets de Strasbourg et de Wissembourg nécessite une série d'ajustements de la colonne stratigraphique. Par exemple, une des premières inconnues concerne l'épaisseur des séries sédimentaires du Tertiaire a priori bien plus épaisses, plus variées et en partie très riches en sels (halite notamment) : assez réduites dans les forages de Rittershoffen, les séries cumulées de l'Éocène au Quaternaire pourraient être, au minimum, doublées sur le secteur de Strasbourg passant de 1 km à près de 2 kilomètres, avec des faciès riches en sels (Zone Salifère du bassin potassique). Au Nord de l'Alsace (Palatinat Sud), le Tertiaire pourrait être encore plus épais. Par ailleurs, l'importance de l'érosion au toit du Jurassique sous la discordance majeure « Tertiaire/ Secondaire », totalement diachrone du Sud au Nord du fossé (*Schumacher, 2002*), dont il reste à estimer l'importance. À Strasbourg par exemple, le Tertiaire repose sur le sommet du Jurassique moyen à supérieur alors qu'il touche le Keuper dans le secteur de Landau dans le Palatinat (au Nord de Wissembourg) ce qui représente une érosion de plus de 500 mètres (disparition totale du Jurassique par érosion « pré Tertiaire »).

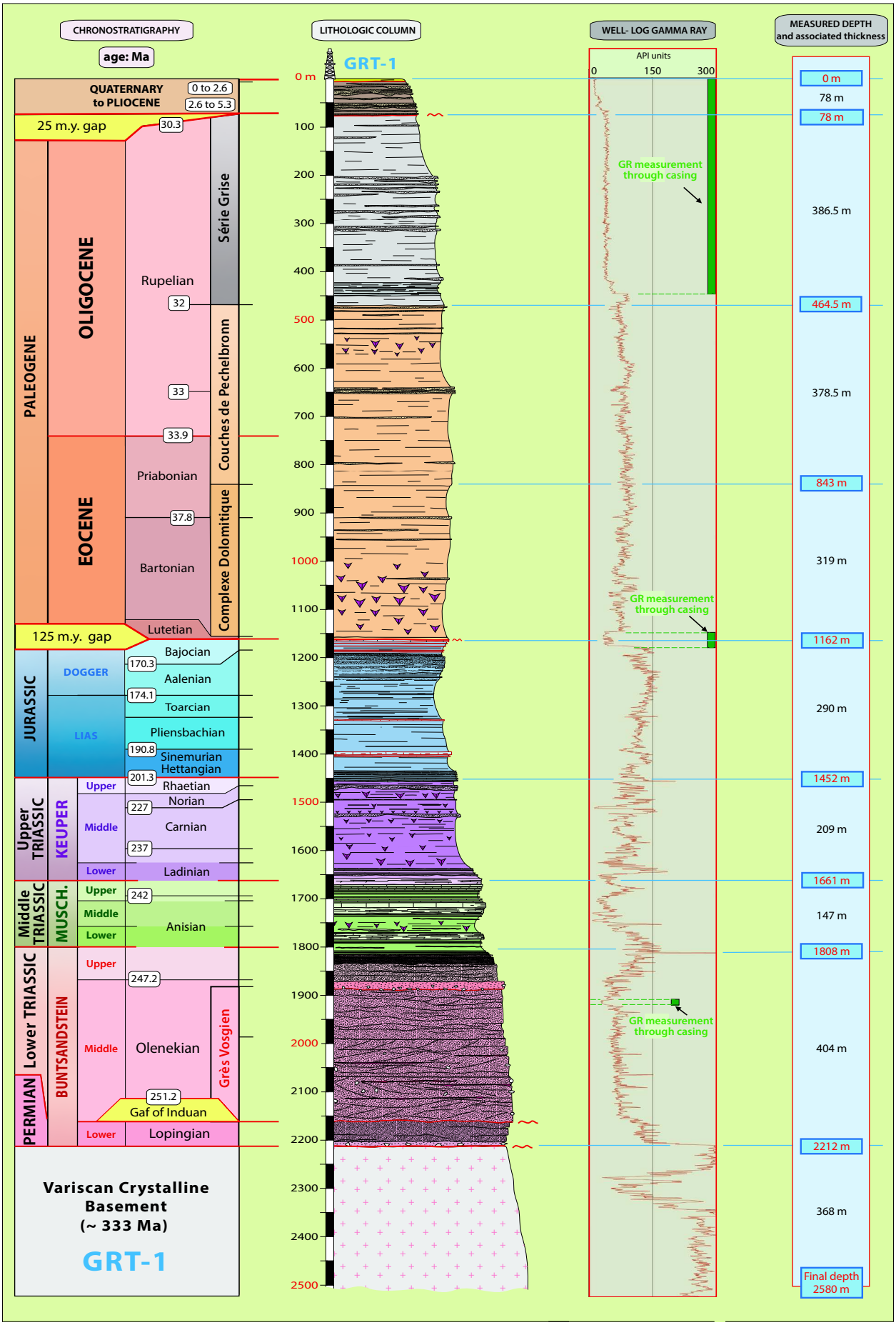


Figure 3.1 : Le log chronostratigraphique complet de GRT-1 (Rittershoffen) avec le log du gamma-ray et les principales limites stratigraphiques (*Duringer et al., 2019*).

Pour lever un log complet et cohérent de toute la couverture sédimentaire, à partir des données de forages disponibles (anciennes ou nouvellement acquises), les travaux de thèse se sont d'abord focalisés sur la réinterprétation des limites litho-chronostratigraphiques de toutes les formations rencontrées par les puits. Ces travaux tenteront ensuite de caractériser une « signature gamma-ray » par formation géologique afin de proposer également une synthèse de ces signaux à travers le Fossé Rhénan (du Nord au Sud). En effet, le GR (ou mesure de la radioactivité naturelle totale) est systématique enregistré et une des seules mesures géophysiques en forage reproductibles quelles que soient les conditions de logging. Cette signature du signal GR par formation géologique pourrait être un fil conducteur pour les prochaines études et forages d'autant plus que l'analyse des cuttings est actuellement rendu très difficile par l'utilisation de tête de forage de type PDC qui produit de la poudre de roches souvent peu à pas interprétable en termes de formation sédimentaire.

Ce travail de thèse s'intéresse également plus spécifiquement à l'interface socle-couverture qui est un enjeu majeur pour la compréhension des circulations hydrothermales et donc pour la connaissance de la ressource géothermique. À Soultz-sous-Forêts et à Rittershoffen, le réservoir géothermal sédimentaire correspond au passage de faille ou de zones de fractures sub-verticales qui recoupent les formations triasiques de nature clastique du Buntsandstein. Entre cette cible et le granite fracturé et altéré, se trouvent également entre 50 et 70 mètres de formations permiennes (P2. C1 et *annexe 1*, respectivement). Cependant, l'épaisseur autant que la nature de ce Permien sont extrêmement variables selon les endroits. Pour mémoire, le forage de Cronenbourg (*Housse, 1984*), s'est arrêté à 3 220 m de profondeur dans du sédimentaire d'âge Permien terminal ce qui représente au moins 190 mètres de formation permienne. On ne sait pas grand-chose de la nature comme de l'épaisseur de ce Permien, ni de la nature du socle sous-jacent. Ce point constitue sans doute l'une des interrogations fondamentales de cette étude géologique, stratigraphique et structurale à l'interface socle-couverture du Fossé rhénan. Si la compréhension de la variabilité des épaisseurs représente une première problématique scientifique majeure (depuis des grès comparables à ceux du Trias jusqu'à des épaisseurs d'argiles importantes), la connaissance de la nature des lithofaciès et leur distribution spatiale dans le bassin de Strasbourg notamment, représente un deuxième important challenge. C'est la raison pour laquelle, la généralisation de ces résultats à l'échelle du fossé a été étudiée grâce au calage sur des affleurements types ou sur des puits de référence distribués dans le fossé. Pour appréhender les questions d'épaisseur et de faciès à une échelle régionale, une étude des lignes sismiques passant par la région de Strasbourg a été réalisée (P3. C7). Une fois les

variations d'épaisseurs et la géométrie des dépôts observées, une campagne de terrain a été menée afin de proposer un schéma synthétique de remplissage des bassins permiens (P3. C8).

Les conséquences en termes de risques et de coûts de ces travaux sur le développement de la géothermie profonde ne sont pas neutres. Il ne s'agit pas forcément de trouver des formations sédimentaires réservoirs à perméabilité matricielle mais plutôt d'être capable de caractériser la litho-stratigraphie d'une formation donnée recoupée par le forage, notamment en ce qui concerne l'architecture des puits. Un forage est toujours structuré par phase de foration avec des diamètres des puits de plus en plus petits. Cette structuration du puits peut être dépendante de la géologie traversée notamment du point de vue géomécanique. Par exemple, doit-on poser le tubage dans une section donnée du puits en raison du caractère instable des argiles recoupées ? Ce type de question d'ingénierie est généralement contraint par les connaissances de base qu'apportent les géologues d'après l'examen des cuttings et leur connaissance sur la géologie régionale. Tout progrès et connaissances nouvellement acquises dans les formations sédimentaires du Fossé Rhénan, notamment à Strasbourg, peuvent concourir à limiter les risques durant les opérations de forage généralement très coûteuses, même avant la foration du réservoir cristallin. Enfin, plus les forages sont profonds, moins les niveaux sédimentaires sont connus, ce qui accentue les risques et donc les coûts des forages.

II. Organisation de la thèse

Le manuscrit est organisé en quatre parties distinctes :

- État de l'art, problématiques et objectifs de la thèse ;
- La couverture sédimentaire traversée par les puits ;
- La transition « socle-couverture », réservoir géothermique du Fossé Rhénan Supérieur ;
- Synthèse et perspectives.

La première partie du manuscrit, dans laquelle s'intègre ce chapitre, est une introduction générale à la thèse. Y est détaillée le terrain d'étude sur lequel repose le sujet : le Fossé Rhénan Supérieur. Le second chapitre est quant à lui consacré à la géothermie profonde, application sur laquelle s'appuie cette étude. Pour conclure, le sujet de thèse est présenté dans sa globalité, avec ses objectifs.

Pour répondre aux différentes problématiques détaillées dans la partie précédente (P1. C3. I), le manuscrit a été divisé en deux parties scientifiques majeures.

La deuxième partie concerne l'étude du log complet de la stratigraphie de la zone rhénane (P2). Avec les analyses chronostratigraphiques des puits de Rittershoffen (*annexe 1*), les premiers travaux se sont concentrés sur les données des puits géothermiques GPK de Soultz-sous-Forêts, qui n'avaient pas fait l'objet d'une interprétation détaillée dans la partie sédimentaire (P2. C4). En vue de la phase exploratoire du secteur d'Illkirch-Graffenstaden, les réinterprétations suivantes se sont localisées dans la région de Strasbourg, avec l'analyse de quatre puits (P2. C5). Les observations menées sur ces deux zones du Fossé Rhénan ont montré qu'il y a une signature gamma-ray spécifique à chaque formation sédimentaire. De ce fait, pour aller plus loin dans ces observations, d'autres puits localisés au nord et au sud du Fossé Rhénan ont été sélectionnés pour être réinterprétés en vue de présenter un catalogue plus complet des signatures GR par formation (P2. C6).

La troisième partie de ce manuscrit correspond à l'étude approfondie sur la transition « socle-couverture » de la zone rhénane. Pour essayer de caractériser ces formations, cette partie du manuscrit présentera tout d'abord l'étude des lignes sismiques passant par les puits de la région de Strasbourg (P3. C7). Le chapitre suivant sera consacré à la campagne de terrain qui a été conduite dans plusieurs carrières du Fossé Rhénan afin de présenter des analogues de terrains aux observations issues de la campagne sismique (P3. C8).

La quatrième et dernière partie du manuscrit synthétise, dans un premier temps, tous les résultats obtenus dans les deux parties scientifiques de la thèse. Y sont exposés les principales conclusions des chapitres précédents, et ces dernières sont discutées (P4. C9). Pour finir, le dernier chapitre de thèse est consacré aux ouvertures scientifiques et questionnements qui sont apparues lors de cette étude. Des hypothèses de recherches seront émises pour essayer d'y répondre ou d'orienter les futures recherches (P4. C10).

PARTIE 2

La couverture sédimentaire traversée par les puits

« _ En physique, la chaleur est une perte d'énergie non utilisée.
_ Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme. »

Steve Lambert & Lavoisier

I. Introduction

Se succèdent dans cette partie du manuscrit, une étude détaillée sur les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts (*chapitre 4*), puis des puits de la région strasbourgeoise (*chapitre 5*) avant de présenter une synthèse par formation du signal gamma-ray nord-sud du Fossé Rhénan (*chapitre 6*).

Le chapitre sur Soultz-sous-Forêts se présente sous la forme de deux articles scientifiques sur les différents puits du projet géothermique de Soultz-sous-Forêts.

Le premier article (*Aichholzer et al., 2019*), concernant le puits d'exploration EPS-1, présente pour la première fois la description complète et détaillée de l'ensemble des carottes sédimentaires de ce forage. Jusqu'alors les études avaient essentiellement concerné les carottes du socle granitique : Genter et Traineau (*1996, 1992a, 1992b*), Schild et al. (*1998*), Just et al. (*2004*) et Hooijkaas et al. (*2006*) pour ne citer qu'eux. Concernant les formations sédimentaires d'EPS-1, les études s'étaient intéressées uniquement aux paramètres pétrophysiques et thermiques essentiellement (e.g. *Heap et al., 2018, 2019; Kushnir et al., 2018a, 2018b ; Haffen et al., 2013 ; Vernoux et al., 1995*). Aucun log détaillé n'a jamais été donné pour définir la succession litho-chronostratigraphique des formations sédimentaires rencontrées par le puits, même si une partie du GR d'EPS-1 figure dans une publication sur l'évolution fluviatile du Buntsandstein (*Bourquin et al., 2006*). Ainsi, les carottes sédimentaires ont été levées au centimètre près. Le log ainsi reconstruit, du Muschelkalk moyen au Permien, a été mis en parallèle avec le signal gamma-ray qui donne pour la première fois une description complète du signal mis en lumière par les photos de faciès issus des carottes. De nombreuses données de terrain ont servi de comparaison pour la détermination des limites stratigraphiques.

Le second article (*Aichholzer et al., 2016*), concernant les puits géothermiques GPK de Soultz-sous-Forêts, présente la réinterprétation litho-chronostratigraphique des puits GPK-1 et GPK-2, distants l'un de l'autre de 493 mètres (le papier ne présente pas les puits car GPK-3 et GPK-4 qui sont trop proche de GPK-2 dans la partie sédimentaire ; de l'ordre de la dizaine de mètres de distance). L'expertise réalisée lors du forage des puits du projet géothermique de Rittershoffen (GRT-1 et GRT-2 ; 6 km environ à vol d'oiseau de Soultz-sous-Forêts) ainsi que l'analyse détaillée du puits EPS-1 renforçant nos connaissances à Soultz, ont permis une réinterprétation des données de GPK. Un log litho-chronostratigraphique pour chacun des deux puits a été présenté dans l'article,

avec l'analyse d'autres paramètres de forage (*Vidal et al., 2015*) qui a permis de définir la position des failles majeures traversées par les puits dans leur partie sédimentaire.

Le second chapitre de cette partie se concentre sur la zone de Strasbourg, lieu d'implantation des nouveaux projets géothermiques. Si Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen sont très proches l'un de l'autre du point de vue du contexte géologique et géographique, il faut refaire toute la réinterprétation de la zone strasbourgeoise en vue des nouveaux forages. De ce fait, les anciennes données de forages (pétroliers et géothermiques) atteignant à minima les formations triasiques ont été sélectionnées. Leur réinterprétation est donnée dans la première partie.

L'ensemble des formations sédimentaires réinterprétées à Soultz-sous-Forêts, Rittershoffen et Strasbourg ont permis de caractériser certaines signatures gamma-ray clés par formation sédimentaire. Une étude plus large a donc été réalisée sur le Fossé Rhénan afin de présenter, dans une synthèse nord-sud, l'ensemble des signatures caractéristiques.

II. Qu'est-ce que le gamma-ray (GR) ?

Une diagraphie de puits (*Howell and Frosch, 1939*) est un enregistrement continu de la variation d'un paramètre en fonction de la profondeur et présente des avantages importants, comme de fournir des données géologiques continues en plus des cuttings ou des carottes (*Desbrandes, 1985*). Les diagraphies sont donc très utiles lors de la mise en place de corrélations spatiales multi-puits et peuvent fournir des informations précises sur les dépôts sédimentaires et les variations verticales de lithologie. La diagraphie aux rayons gamma est une méthode de mesure quantitative et continue du rayonnement gamma naturel émis par les roches adjacentes au puits lors de la descente de l'outil dans le trou de forage (*Serra and Serra, 2000*). Il s'agit d'une méthode d'enregistrement filaire utilisée dans l'exploration et l'exploitation minière, pétrolière, gazière, également pour la géothermie, pour les forages de puits quels qu'ils soient (*Ellis and Singer, 2007*). Les émissions d'ondes électromagnétiques gamma proviennent de la désintégration d'isotopes naturellement radioactifs d'éléments tels que le potassium (K : ^{40}K), l'uranium (U : ^{238}U et ^{235}U principalement) et le thorium (Th : ^{232}Th et ^{230}Th principalement) (*AGR Pioneering Achievements, 2013*). Ces isotopes radioactifs émettent chacun des rayons gamma ayant un niveau d'énergie caractéristique mesurés en MeV (million électronvolt). Le rayonnement gamma mesuré est, soit total ou décomposé, appelé respectivement log total ou spectral. Le log spectral isole la contribution de chacun des isotopes susmentionnés (*Fertl, 1979*);

ainsi, il est composé de trois logs (*Figure P2.1* : exemple des logs GR spectraux de GRT-1, Rittershoffen ; *Vidal et al., 2017*). Pour le log total, la valeur mesurée du rayonnement gamma est calculée à partir de la concentration en uranium en ppm, de thorium en ppm et de potassium en pourcentage en poids (*Serra and Serra, 2000*). Le log gamma-ray (GR) spectral est utilisé pour fournir une lecture individuelle pour chaque élément afin de pouvoir trouver et interpréter de façon correcte les concentrations anormales. L'unité de mesure est le gAPI (GR American Petroleum Institute). La digitalisation continue des données GR récentes (Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts ou Illkirch par exemple) est donnée en fichier .las avec un pas de 15 cm permet d'identifier de minces dépôts sédimentaires.

Il est important de garder en mémoire les considérations suivantes. Chaque type de roche émet différentes quantités et différents spectres de rayonnement gamma naturel. D'un point de vue pratique, les argiles contiennent les éléments les plus radioactifs, alors que les sables, les grès, les calcaires en contiennent peu et le gypse/anhydrite/halite très peu, voire rien. Par conséquent, les séquences sablo-argileuses ou calcaro-argileuses sont facilement identifiables dans les logs GR. Cependant, il faut être très prudent lors de la lecture de ces logs car certains minéraux, tels que la sylvite (riche en K) et le feldspath (riche en K et Th), certains types de matières organiques voir certains grès immatures et conglomérats (riches en U) peuvent avoir des valeurs de GR très fortes (*Fiet and Gorin, 2000 ; Bourquin et al., 1998 ; Hesselbo, 1996 ; Howell and Frosch, 1939*). De plus, la présence de potassium dans la boue de forage peut entraîner des augmentations et des diminutions des radiations du signal GR (*Desbrandes, 1985*). Les rayons gamma s'atténuent également en fonction du diamètre du trou de forage principalement à cause des propriétés du fluide remplissant celui-ci (*Howell and Frosch, 1939*). Les diagraphies gamma étant généralement utilisées de manière qualitative, les corrections d'amplitude dans ces cas-là ne sont généralement pas nécessaires. Dans les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts, de l'argile de type bentonite (*Datalog Technology Ltd, 1995 ; Herbrich, 1988*) et l'eau salée étaient principalement utilisées comme fluides de forage. Ainsi, les valeurs de GR n'ont pas été influencées par la composition de la boue de forage. Ceci est également le cas à Rittershoffen qui a utilisé principalement une boue à base de bentonite et un polymère biodégradable avec l'eau salée. En dernier lieu, l'intensité du signal peut être considérablement réduite lorsque la mesure est effectuée à travers le casing (forage tubé) par la présence d'acier et de béton, mais la forme du signal ne change pas (*Smolen, 1995*). Dans ce cas, comme le signal est tout de même enregistré à travers le casing, cela en fait un des avantages majeurs de la diagraphie gamma par rapport à d'autres types de diagraphies de puits incapables d'échantillonner des mesures physiques dans un puits tubé.

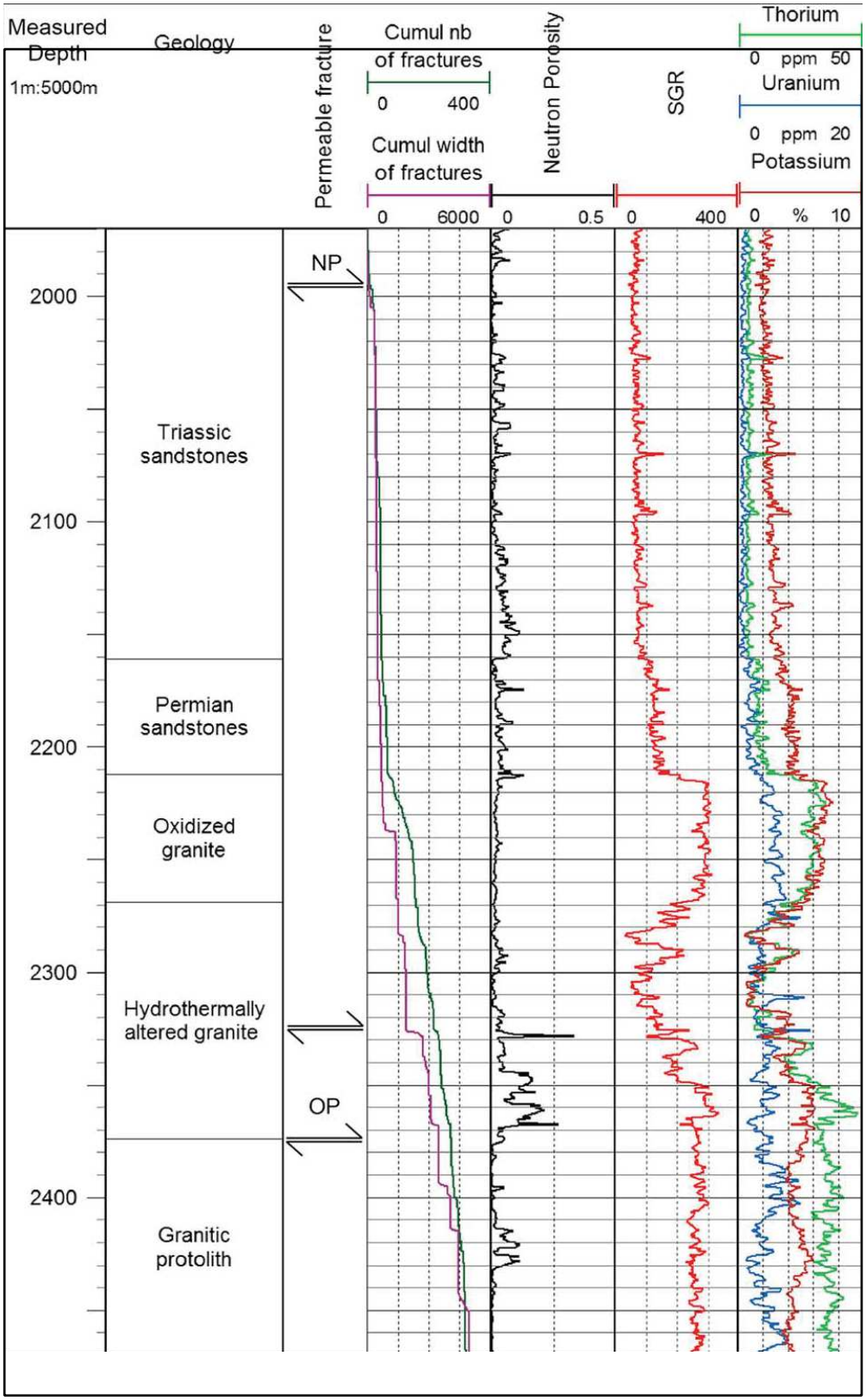


Figure P2.1 : Log composite dans la partie open-hole de GRT-1 (Rittershoffen) avec la profondeur mesurée (MD), la chronostratigraphie, la présence de fractures perméables, les logs du nombre cumulé de fractures et l'épaisseur cumulée des fractures, le log neutron porosité, SGR et les trois logs GR spectraux (Thorium, Uranium et Potassium) (*Vidal et al., 2017*).

Les shales émettent généralement plus de rayons gamma que le grès mature, le gypse, le sel, la dolomie ou le calcaire, car le potassium et thorium radioactif sont des composants communs et principals de leur teneur en argile. Dans notre cas, la plupart des grès sont relativement matures et donc peu radioactifs. En raison de la capacité d'échange cationique de l'argile, cette dernière peut également absorber de forte teneur d'uranium et de thorium. Cette différence de radioactivité naturelle entre les shales et les grès/ carbonates permet à l'outil GR de les distinguer des autres formations. Mais il ne peut pas faire la distinction entre les carbonates et le grès car ils présentent tous deux une déviation similaire sur le log GR. Dans le cadre cette étude de thèse, c'est la connaissance précise des séries stratigraphiques qui a permis de calibrer le puits de Rittershoffen grâce de l'examen de cuttings (*Duringer et al., 2019*). De ce fait, il a été possible de simplement décrire le log du GR associé à chacune des formations sédimentaires. Grâce au carottage continue dans le puits EPS-1, il a été possible de faire le même travail sur la base des descriptions de carottes : décrire les formations sédimentaires traversées par le puits d'après les carottes, puis le GR associé (*Aichholzer et al., 2019*). Ces deux études ont permis d'observer une signature GR par formations sédimentaires. Le travail effectué dans cette thèse ne cherche donc pas à définir chaque variation du signal au sein d'une formation afin d'en définir le faciès, mais simplement de délimiter les toits et murs de chacune des formations de la couverture sédimentaire rhénane.

Si la signature de chaque formation est bien caractérisée, l'interprétation gamma-ray pourrait être un outil puissant dans la réinterprétation de la couverture sédimentaire du Fossé Rhénan. De nombreuses données de puits sont disponibles dans la région, cependant au vu de leur coût prohibitif, celles-ci ne sont acquises que sur une partie du puits, du moins lorsqu'une acquisition est effectuée. L'un des seuls logs réalisés de façon quasi systématique et sur l'intégralité du forage est le gamma-ray. En effet, cette diagraphie est un outil reproductible de calage car la radioactivité émise par les roches ne varie quasiment pas dans le temps, d'autant plus que c'est la seule diagraphie car systématiquement associée à toutes les phases de logging (car peu cher). Ainsi, d'une série d'acquisition à une autre il est possible de recaler la position des pics de gamma-ray entre eux et donc de recaler deux logs GR ensemble, même avec un puits tubé. Ce qui permet par la suite de recaler toute une phase de logging avec la précédente ?

Pour finir, le log GR est une mesure géophysique qui ne peut être biaisé par le point de vue de l'opérateur de cabine comme cela peut être le cas avec la description et l'interprétation des cuttings (donnée dans le masterlog). De ce fait, s'il existe un

enregistrement du signal GR cela peut être réutilisé par tout le monde d'un forage à un autre.

L'interprétation GR est donc primordiale dans le cadre de la réinterprétation aussi bien pour les anciennes données de forage, que pour les nouvelles. De nos jours, un certain nombre de diagraphies de puits sont produites pendant les opérations de forage. Celles-ci sont appelées diagraphies instantanées, synchrone de la foration ou LWD (Logging While Drilling), tandis que d'autres diagraphies sont produites pendant les périodes d'interruption des opérations de forage et sont appelées diagraphies différées. Les diagraphies instantanées ainsi obtenus permettent une évaluation plus précise des formations traversées par un puits de forage afin de permettre un meilleur contrôle du forage et de contribuer directement à l'exploration de gisements d'hydrocarbures, de circulations de fluides et autres (*Staron et al., 1988*).

CHAPITRE 4

★ ★

Les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts

I. Le puits carotté d'exploration EPS-1

Article publié dans la revue : *Geothermal Energy Journal*

DETAILED DESCRIPTIONS OF THE LOWER-MIDDLE TRIASSIC AND PERMIAN FORMATIONS USING CORES AND GAMMA-RAYS FROM THE EPS-1 EXPLORATION GEOTHERMAL BOREHOLE (SOULTZ-SOUS-FORÊTS, UPPER RHINE GRABEN, FRANCE).

[1]AICHHOLZER C., [1]DURINGER Ph., [2]GENTER A.

1 – Université de Strasbourg (Unistra), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), UMR 7516, CNRS - Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

2 –ÉS-Géothermie, 3A chemin du Gaz, 67500 Haguenau, France

Abstract

In the 1950s, a petroleum well in Soultz-sous-Forêts (no 4589; Upper Rhine Graben, France) reached the Lettenkohle (Triassic) at 830 m depth. During the exploration phase at Soultz-sous-Forêts, the first enhanced geothermal system pilot project in the world, the well was core-deepened up to 2227 m into the granitic basement (then renamed EPS-1). The objectives of this deeper well were (i) to explore the granitic fractured reservoir and (ii) provide a precise geological characterization of the Soultz-sous- Forêts horst. This paper presents the first complete core analysis of the sedimentary formations observed in the EPS-1 cores (from the middle Muschelkalk to the Permian) in conjunction with the gamma-ray log description and field works. The detailed descriptions of the geological formations encountered in the well are presented with photo boards displaying the most characteristic facies of each formation, since the wells are rarely cored, especially in the Muschelkalk. This study also aims to describe the gamma-ray log to provide a strong baseline for future geothermal well exploration in this area (or old well reinterpretations). At this time, it is the only available reference for the complete section: Muschelkalk to Permian sedimentary formations.

Keywords

URG, core, stratigraphy, gamma-ray, Permian, Muschelkalk, Buntsandstein.

DOI: 10.1186/s40517-019-0148-1

1. Introduction

The Upper Rhine Graben (URG), located in eastern France, is an attractive region for the development of new renewable energy projects, such as deep geothermal energy. Over the last few decades, many projects have taken place in the French part of the URG, including electricity production and/or industrial heating at Soultz-sous-Forêts, Rittershoffen, Illkirch-Graffenstaden and Vendenheim (the latter two being underway). The first Enhanced Geothermal System (EGS) pilot project in the world, located in Soultz-sous-Forêts (northwest URG), was drilled in the 1990s. Between 1990 and 1991, for detailed geothermal exploration research, an abandoned petroleum well (called n°4589; reaching the Lettenkohle, 830 m deep) was core-deepened from 930 to 2 227 m (the first 100 meters corresponding to the interval 830-930 m was drilled in rotary mode; the well was renamed EPS-1 after this operation). The main objective of the EPS-1 well was to reach the granitic basement to perform hydraulic tests of possible future geothermal wells of the Soultz-sous-Forêts project. Regarding geothermal energy, these are almost the only continuous cores available for the deepest part of the URG sedimentary cover (*Genter and Traineau, 1996*). Based on a very good core recovery of close to 99%, Perrin and Baudu (*1992*) worked on the EPS-1 cores to provide a depth recalibration. Combining the correlations between the gamma density measurements of the cores with the gamma-gamma log from the well, they gave a fine scale-resolution depth recalibration, observing the nonoverlapping areas of the successive passes and missing material between the nested cores.

The cores have provided numerous pieces of valuable information about the middle Muschelkalk (Anisian) up to the Paleozoic Variscan granitic basement, including the Permian sedimentary formations. If the geological results from the granite cores analysis are already described by Genter and Traineau (*1992*), there is still no precise description of the sedimentary part whereas these cores are very useful especially for the identification of the formations. For the middle and lower Muschelkalk, there are only a small number of outcrops which are in addition of poor qualities most of the time. With no quarries and excessively rare outcrops, having these cores from the middle Muschelkalk up to the basement represents the only available, continuous and complete reference of this sedimentary interval. Extensive formations over the continent, the Muschelkalk and the Buntsandstein formations are relatively similar in facies and thickness throughout the URG, therefore these cores are of great interest for any future geothermal project in the graben.

In this geological approach, we logged the lower part of the middle Muschelkalk, the entire lower Muschelkalk, the complete Buntsandstein formation (Triassic and Permian) of the URG. The second objective of this work was to characterize the gamma-ray (GR) signal corresponding to this sedimentary succession to provide a reference for future geothermal projects planned in this area. Indeed, during the drilling operation, the limited knowledge of the sedimentary formations presented challenges for setting the casing and managing the borehole strategy (trajectometry, technical design). Therefore, having a GR signature for each sedimentary formation could be a powerful tool for close to real-time recognition of the geological boundaries, taking into account that most of the geothermal wells are drilled in rotary mode (cuttings), and thus, no cores are available due to cost issues. The GR signature is also a great tool for the reinterpretation of old well data of which the sedimentary cover was not always the subject of a specific analysis. For example, the GR signature collected during the recent drilling of GRT-1 (Géothermie Rittershoffen 1; *Figure 4.1*. *Duringer et al., 2019*) was a great help for the Soultz-sous-Forêts GPK wells reinterpretation (*Aichholzer et al., 2016*). Thus, to be sure of the given lithostratigraphic limits, an assessment of the geological formations was conducted through the comparison of ESP-1 core analyses and field data on available outcrops. Afterwards, the stratigraphic log was put in superimposed on to the GR data to observe if there was a particular signature for each formation. In this paper, we present the cores and gamma-ray analyses from the middle and lower Triassic and Permian based on the EPS-1 core analysis.

2. Context of the study

The Upper Rhine Graben belongs to a series of faults of the West European Paleogene Rift System, which stretches for more than 1 000 km from Spain to north of the Netherlands and finally to the North Sea (*Bauer et al., 2015; Edel et al., 2007; Ziegler and Dèzes 2005; Rotstein et al., 2005; Berger et al. 2005b; Schumacher 2002; Ziegler 1992; Villemin and Bergerat 1987; Illies 1967*). Located in northeastern France and southwestern Germany, the URG is one of the major tectonic structures of Western Europe, with a mean orientation NNE-SSW (N20°E; *Bergerat, 1987*). As a rift, the URG is delineated by a system of major fault zones separating the sediment-filled graben (Tertiary history) from the uplifted graben shoulders on both the eastern and western sides (Paleozoic massif: Black Forest and Vosges, respectively). During the Cenozoic, by convergence between the African and European plates, the Alpine orogeny becomes a transtensional shear zone with a SSO-NNE orientation, the West-European Rift System (*Bourgeois et al., 2007*). In the

Middle Eocene (Lutetian) to the base of the Oligocene the first important rifts are set up in subsidence, as the URG, the Bresse Basin, the Saône and the Limagne graben. With the Alpine orogeny, the graben were established in the Tertiary, and the first synrift deposits are dated from the middle Eocene (*Berger et al., 2005a, 2005b; Sissingh, 2003, 1998; Sittler, 1992, 1965; Blanc-Valleron, 1990; Duringer, 1988; Schuler, 1988*). The URG is an asymmetric graben with much thicker deposits in the north than in the south (*Hinsken et al., 2011; Rousse, 2006; Schumacher, 2002; Sissingh, 1998; Doebl and Olbrecht, 1974; Sittler, 1969a, 1969b, 1965*). During the Chattian age, the subsidence, which had previously occurred in the southern part of the rift, moved gradually towards the north, producing very large deposits north of the graben, while the subsidence in the south remained consistently stable (*Sittler, 1965*). The complete sedimentary cover from the basement top to the Quaternary of the Rhenish Graben consists of two major units: the Permian and Mesozoic prerift sedimentary formations and the synrift to postrift (Cenozoic and Quaternary) formations. In this work, we focus on the deepest part of the sedimentary cover: the lower part of the middle Triassic, the lower Triassic and the entire Permian units.

The Upper Rhine Graben has long been a basin of great economic interest for potash and petroleum exploration. Due to the latter, thousands of wells and seismic lines were undertaken in the region. In the 1930s, Haas and Hoffman (*1929*) found a relationship between the thermal anomalies and oil accumulations in the Pechelbronn basin and analyzed more than 500 thermometer measurements at a deep of 400 m in old oil mines. They showed that an intense geothermal anomaly following the overall structure is located in the area of Soultz-sous-Forêts. This is why the European deep geothermal project took place at Soultz-sous-Forêts: by taking advantage of that abnormally high geothermal gradient (with temperature of 141°C at 2 000 m depth) in the deep-seated fractured rocks to produce electricity (*Kappelmeyer et al., 1992; Gérard and Kappelmeyer, 1987*). During that prosperous economic period of the early 20th century, an old petroleum well (n°4589) was drilled at Soultz-sous-Forêts. This borehole was core-deepened in the 1990s for the Soultz-sous-Forêts geothermal project from 830 m to 2 227 m depth (renamed EPS-1).

Five deep wells were drilled for the Soultz-sous-Forêts project (*Figure 4.1*): EPS-1 (Exploration Puits Soultz 1) and four GPK (Géothermie Puits Kutzenhausen) wells, including: GPK-1 (3600 m deep), between Soultz-sous-Forêts and Kutzenhausen (location on *Figure 4.1*), and GPK-2, GPK-3 and GPK-4 (at 5090 m, 5000 m and 4985 m depth, respectively) drilled in the SSE, 400 m from GPK-1, between Soultz-sous-Forêts and Surbourg (location on *Figure 4.1*). EPS-1 is a nearly vertical borehole in the sediments,

while the GPK wells are vertical boreholes in the sedimentary part only. Few investigations have been done in the sedimentary part of EPS-1. Vernoux et al. (*1995*) did petrophysical and geological studies of the Buntsandstein cores whereas Bourquin et al (*2006*) used EPS-1 GR log for a Buntsandstein basin scale correlation. Deep in the granitic basement, each well deviates away from each other to create a sufficiently horizontal space between the bottom of each well to avoid thermal losses between the injection and production zones. The magmatic basement intersected by the deep drillings is composed of two granites: a porphyritic monzogranite dated at 334.0 + 3.8/3.5 Ma and a two-mica granite dated at at 327 ± 7 Ma (*Cocherie et al., 2004; Stussi et al., 2002; Köhler, 1989*). These granites are affected by natural fractures related to the late Variscan history (reactivated during the Mesozoic and Cenozoic URG tectonic; *Valley, 2007; Dezayes and Lerouge, 2019*). Moreover, the upper part of this basement was affected by paleosupergene weathering before the deposits of the Permo-Triassic series (*Hooijkaas et al., 2006 ; Genter and Traineau, 1996*). The position of Soultz-sous-Forêts wells on a horst structure enables reaching the top of the granite at a relatively high position (~ 1 400 m depth), limiting drilling time and costs.

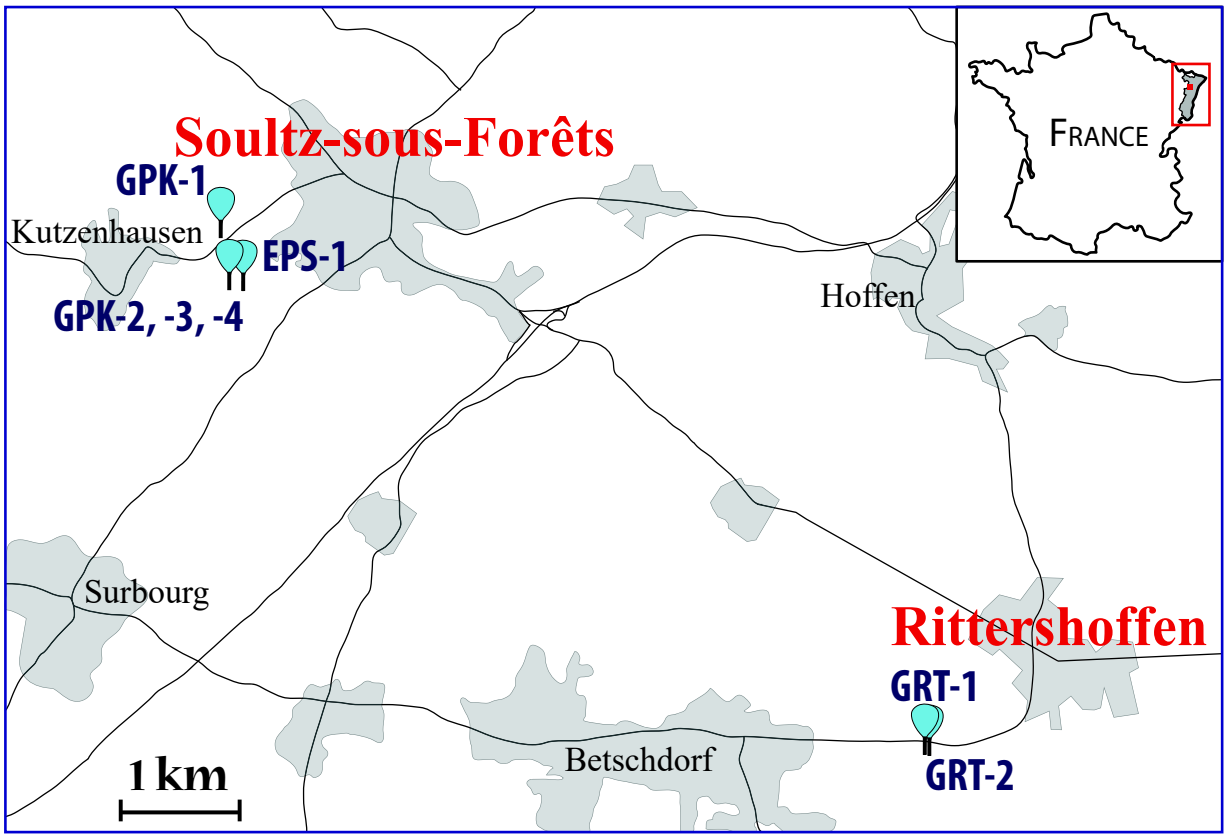


Figure 4.1: Location of wellheads of EPS-1 exploration well, the GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4 geothermal wells at Soultz-sous-Forêts and GRT-1 and GRT-2 at Rittershoffen. It is located in the French north-western part of the Upper Rhine Graben.

3. Materials and methods

The old petroleum well (N°4589) in Soultz-sous-Forêts reached the Lettenkohle (Triassic, Upper Ladinian) at 830 m depth. Deepened from 830 to 930 m in rotary mode, no cores are available. From 930 to 2 227 m it has been core-deepened for the geothermal exploration at Soultz (renamed EPS-1; *Table 1*).

TECHNICAL INFORMATION: EPS-1 well			
Company	Socomine	Date deepening	1990-1991
Field area	Soultz-sous-Forêts	Mud data	Density 1.10 kg/cm^3 ; composition: clay, salt, calcium carbonate, viscosifiers
Well coordinates	X: 1104.89 and Y: 1151.62 Z: 174.9 above MSL	Drilling equipment	IDECO H1000 Hook load 156 tonnes
Initial depth	933 m	Casing of the section	4 ½" system (SK80 rods)
Final depth	2 227.2 m	Bit size of the section	4 7/8" (124 mm)
Deviation	No deviation between 0 and 1 400 m	Section data logged	Gamma-ray: Muschelkalk to Permian Sonic: Buntsanstein to Permian (poor quality) BHTV acoustic log: Buntsandstein to Permian Gamma-density on cores: Buntsandstein to Permian

Table 1: Information about the EPS-1 exploration well, focusing on the Muschelkalk–Buntsandstein section (interest of the study). This table gives the main technical information about the well and the logging operations. More details are given in the Final Report of EPS-1(*Degouy et al., 1992*). MSL: Mean Sea Level.

From 930 to 1 997 meters depth, the cores have a diameter of 78 mm, and from there to 2227 m, the diameter is 57 mm (*Genter and Traineau, 1991*). The core recovery was excellent, close to 99%. Core quality was also excellent except at the beginning of the coring operations between 930 and 940 m deep in the Middle Muschelkalk. The cores described here are all 78 mm in diameter. The cores are stored in boxes of one meter. Perrin and Baudu (*1992*) showed the nonoverlapping of the successive core passes and the lack of material between the nested cores with their depth recalibration. Thus, core depth and well data are fully depth matched with very good accuracy. As shown in those documents, the first meters were difficult to drill. The target was to drill 9-m-long cores. Due to technical drilling difficulties, the first meters of the cores are shorter in length and some portions of the cores are missing at approximately 935 m deep. Below 940 m, the drilling operations proceeded as expected.

Time was spent in the Pechelbronn core shelter to precisely analyze the 484 meters

of the cores from the lower part of the middle Muschelkalk to the base of the Permian formations. Time was also spent on the outcrops to observe most of the formations and to obtain representative samples for comparison with the cores, especially in the lower Muschelkalk, for which data are relatively scarce. The detailed log has been redrawn to show the main lithofacies and sedimentary features of each formation. Particular attention was also focused during this synthesis on the position of the main facies. Wireline logs were run in the EPS-1 borehole to measure the gamma-ray (GR), which registered the natural radioactivity in geological formations, as reported in gAPI. Thus, the GR signal was placed in regard to the geological log.

In this paper, the names of the formations are given in French, as defined by the last geological mapping of the region which uses the classical stratigraphic international scheme and the German nomenclature commonly accepted and used in the region for the name of the formation (*Ménillet et al., 2015)*. The gamma-ray log has been logged in the vertical well; therefore, the depth of the cores and the depth of the GR can be easily compared. For the labelling of the figure, it is done in this paper as follows: (Figure Number, Box number in italic). In the following section, the core descriptions will be compared to the outcrop data in order to upstream the analyses.

4. Results and discussion

Top to bottom cores descriptions in conjunction with the gamma-ray log

4.1. Muschelkalk

Top of Box 1 to the middle of Box 76, corresponding to depths of 933 m to 1 001 m

The Muschelkalk formations (*Vecsei and Duringer, 2003 ; Duringer and Vecsei, 1998; Schumacher, 1891, 1890; Geisler-Cussey, 1986; Aigner, 1985, 1979; Duringer, 1985, 1984, 1982; Adloff et al., 1982; Geisler, 1978; Kozur, 1974; Schwarz, 1970; Haguenauer, 1963; Perriaux, 1961; Théobald, 1952*) represent the main marine episode within the Germanic Triassic and displays mainly argillaceous limestones, marl/limestone alternations, limestones, dolomites and dolomitic marls. Some anhydrite intervals in the lower part of the middle Muschelkalk also occur. If the upper Muschelkalk (Anisian-Ladinian) is a pure marine deposit, the middle Muschelkalk (Anisian) is shown to be the result of both evaporitic and shallow marine environments. The lower Muschelkalk (Anisian) represents the first marine transgression covering the siliciclastic fluvial-dominated Buntsandstein.

a. Marnes Bariolées

Top of Box 1 to the middle of Box 29, corresponding to depths of 933 m to 965 m

- Core observations

The characterization of the upper contact is always difficult because the facies from the base of the previous formation (Dolomie à Lingules) is quite similar to the facies on the top of the Marnes Bariolées composed of a marl/dolomite alternation (*Figure 4.2*). The main difference with the Dolomie à Lingules is the number of marls between the dolomite banks (thickness and frequency of marls increase progressively downward in the Marnes Bariolées at the expense of development of dolomite). In the EPS-1, the first 32 meters cored correspond to the Marnes Bariolées. The first nine meters of the cored well consists of dolomite and are strongly similar to the facies of the Dolomie à Lingules, but the usual alternation with dolomitic marls (*Figure 4.3, 6*) shows that the dolomite belongs to the top of the Marnes Bariolées. Immediately downwards, marly dolomite soon appear with great amount of anhydrite (*Figure 4.3, 12*). From boxes 13 to 19, the formation (*Figure 4.3, 19 and 21*) is strongly folded and fractured (*Figure 4.3, 14 and 18*). Close to the base, in Box 26, there exist one-meter-thick hydraulic fracture breccias, based on the observation of mineralized fractures and the total lack of typical sedimentary structures (*Figure 4.3, 21 and 29*).

- Gamma-ray observations

From the massive dolomite of the Dolomie à Lingules, just above, the top of the Marnes Bariolées is marked by an increase in radioactivity attributed to the enrichment in marls (*Figure 4.4*). Downwards, a great amount of anhydrite gives several strong low value characterizing the middle part of the Marnes Bariolées. The anhydrite disappears towards the base and is replaced by marls that once again shifts the GR signal to the high values. The alternation between the clays, the dolomitic limestone banks and the marly dolomites explains the high frequency and amplitude of the GR signal throughout the rest of the formation.

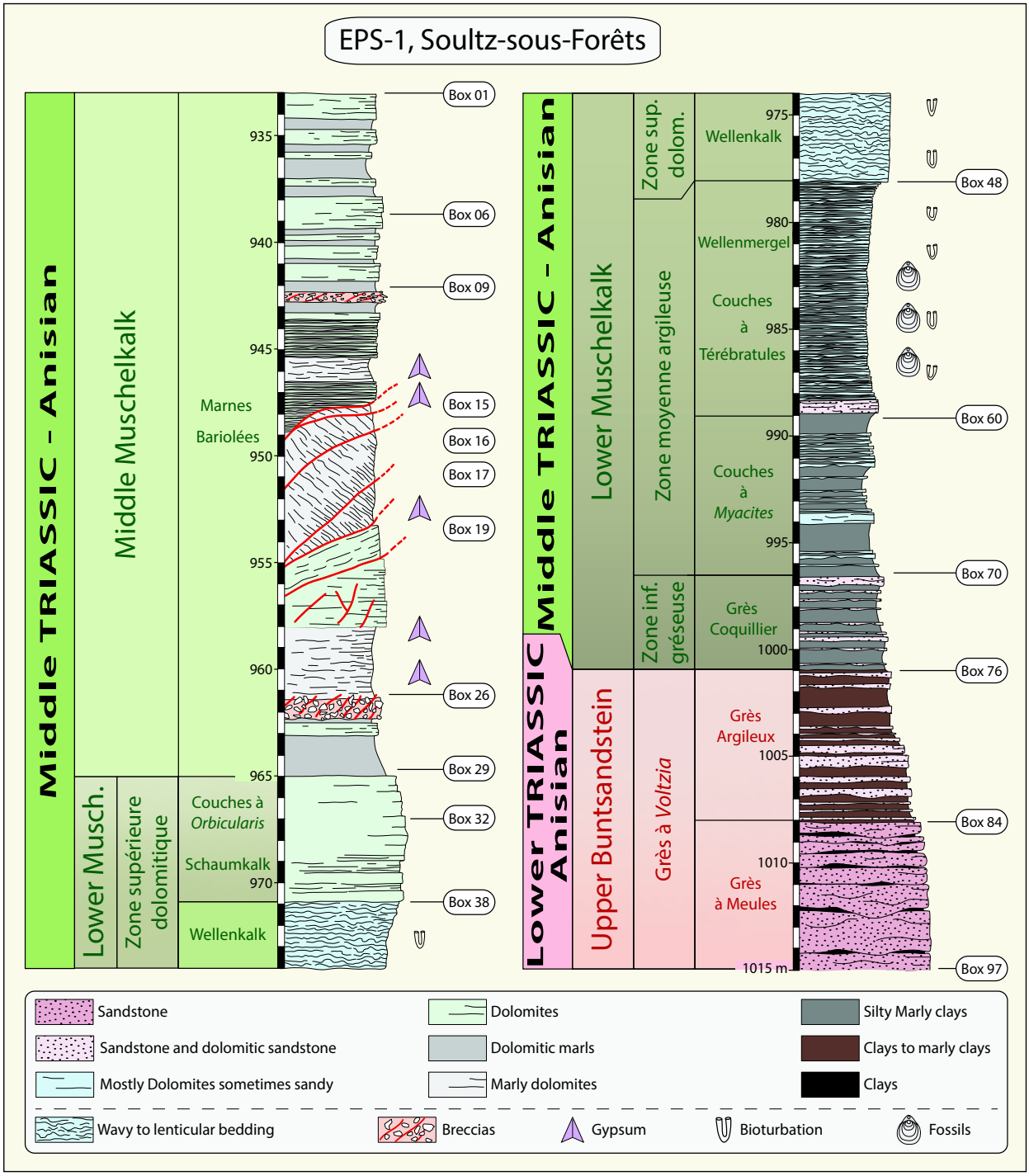


Figure 4.2: Litho-chronostratigraphic log from the middle Muschelkalk (Anisian) to the upper Buntsandstein (Anisian), issued from the EPS-1 core analysis. This log presents from top to base the Marnes Bariolées, the Couches à Myophoria Orbicularis, the Schaumkalk, the Wellenkalk, the Wellenmergel, the Couches à Térébratules, the Couches à Myacites, the Grès Coquillier and the Grès à Voltzia facies observed on the cores. At the right of the log column, the occurence of gypsum, fossils and bioturbations is indicated. The cores are stored in boxes of 1-m-length; in the figure their labels are indicated. The number 01 corresponds to the top of the coring (middle Muschelkalk), as the number 542 the transition between the Permian and the granitic Variscan basement (not represented on this log which shows only the cores from top of the deepening).

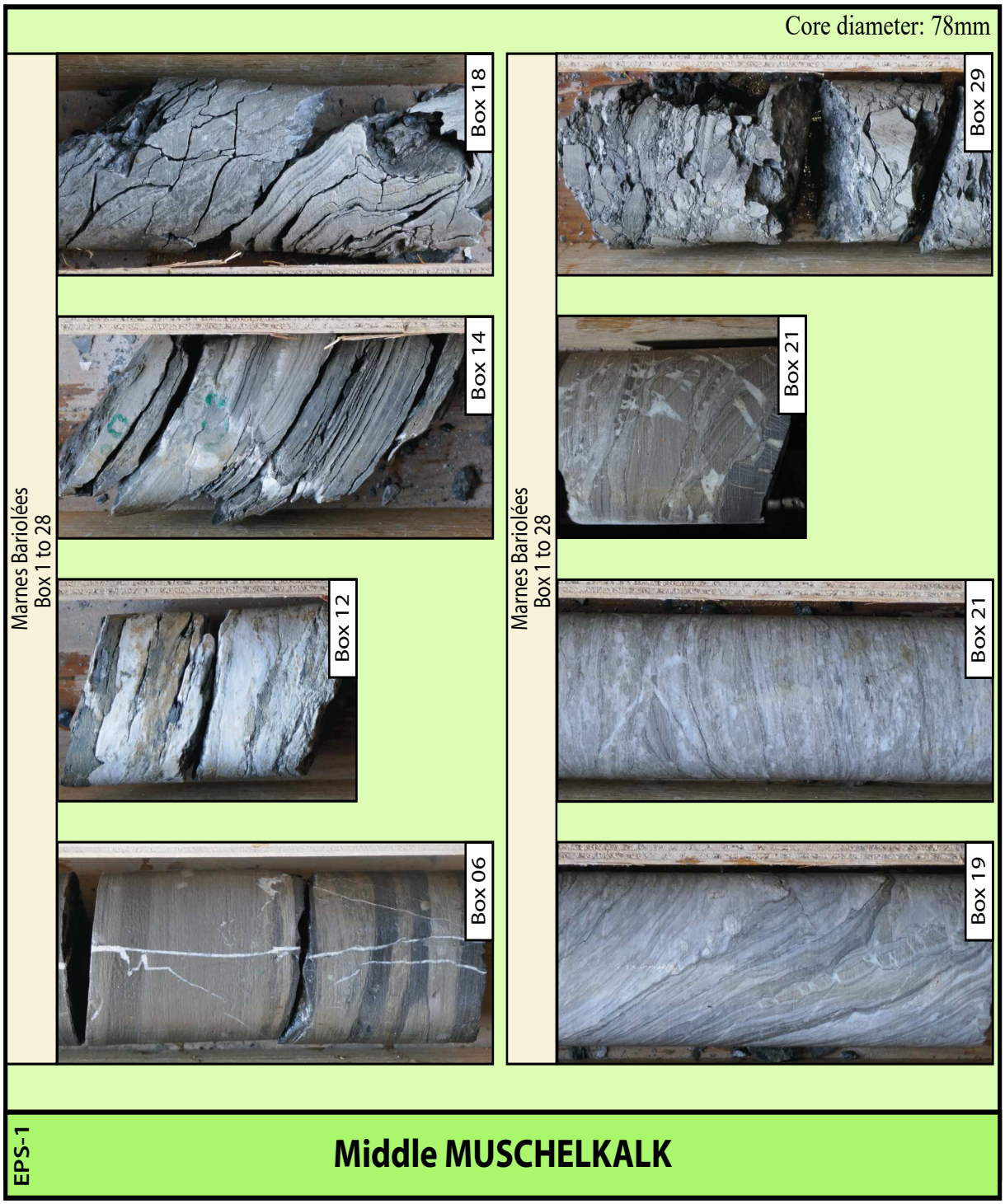


Figure 4.3: Photo board of the cores from the middle Muschelkalk, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the name and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. All the boxes correspond to the Marnes Bariolées formation. Box 06 corresponds to dolomite alternating with dolomitic marl with sealed fractures nearly vertical (in white). Box 12 shows great amount of anhydrite layer (in white) in the dolomitic formation (gray). Boxes 14, 18, 19 and 21 corresponds to dolomite strongly folded, with fractures (in white in the Box 14 and 21). Box 29 corresponds to a hydraulic breccia with mineralized fractures.

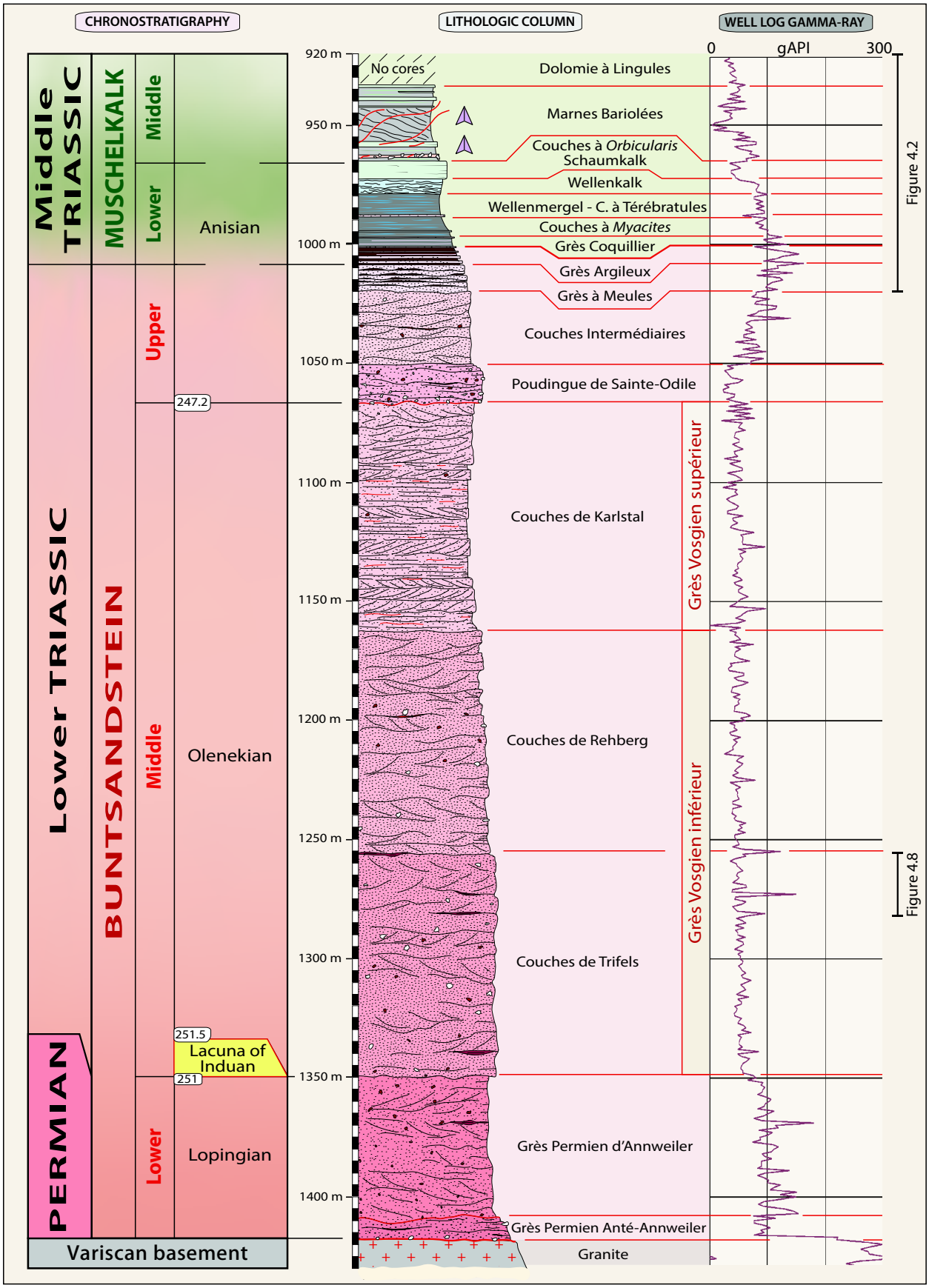


Figure 4.4: Complete EPS-1 chronostratigraphic log from the middle Muschelkalk to the Variscan basement in front of the gamma-ray log acquired in the borehole. The limits between each formation are given jointly by the geological- and the GR log. Figure 2 (see preceding) represents the detail of the middle and lower Muschelkalk and upper Buntsandstein. Figure 8 represents the detail of the upper part of the Couches de Trifels formation. The violet arrow represents the occurrences of gypsum (same legend as in *Figure 4.2*).

b. Couches à Orbicularis and Schaumkalk (or Schaumdolomit)

From the middle of Box 29 to the base of Box 38, corresponding to depths of 965 m to 971 m

- Core observations

The small-sized *Myophoria orbicularis*, the typical fossil that gives the name to the formation, has not been conclusively identified, and the typical spongy structure of the Schaumkalk expressed mainly in the field could not be characterized (*Figure 4.2*). However, a massive continuous dolomite succession with rare marl content is typical of these beds (*Figure 4.5, 30*). The dolomite of around 6 meters of thickness consists of well-cemented dolomicrite to dolosparite (*Figure 4.5, 35*), together forming consistent unbroken massive cores that are relatively rare. In the country, from one place to another, according the geochemistry composition (proportion of carbonate) the formation varies from Schaumkalk to Schaumdolomit.

- Gamma-ray observations

After the high radioactive signal at the base of the marly lower Marnes Bariolées, the GR signal strongly shifts to the left beginning at the contact of the formation with the occurrence of the massive dolomite bank; the signal remains unchanged over more than 10 meters, i.e., up to the base of the formation (*Figure 4.4*).

c. Wellenkalk (Wellendolomit)

From the top of Box 38 to the Box 47, corresponding to depths of 971 m to 978 m

- Core observations

The Wellenkalk facies, which means "wavy limestone" in English, is one of the most distinctive facies of the lower Muschelkalk (*Figure 4.2*). It consists of around 7 meters of centimetric-scale undulated limestone alternating with millimetric marls and silty-marls. The whole facies is strongly reminiscent of what is described as wavy to lenticular bedding in many tidal deposits. The facies can be effectively interpreted as the stacking of mostly small wave to current ripples formed in very shallow water (*Schwarz, 1970*) (*Figure 4.5, 43*). There are very few facies variations throughout the formation, other than the downward increase in the percentage of marls (passage from wavy to lenticular bedding (*Figure 4.5, 45*), and the occurrence of bioturbation (potentially Planolites) giving to the facies a nodular appearance. According to the carbonate composition (calcite or dolomite), the name varies from Wellenkalk to Wellendolomit.

Figure 4.5: Photo board of the cores from the lower Muschelkalk, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Box 30 corresponds to the Couches à Myophoria Orbicularis composed of massive dolomite, alternating between dolomicrite and dolosparite, with marl content. Box 35 corresponds to the Schaumkalk composed of dolomite (generally dolomicrite) alternating with clays (in dark, wavy and bioturbated). Boxes 43 and 45 correspond to the Wellenkalk formation, where dolomite alternates with millimetric marls and silty marls, with the whole facies as wavy to lenticular bedding interpreted as tidal deposits. The lower part of the formation (Box 45) marks the passage from wavy to lenticular bedding. Boxes 50 and 56 correspond to the Wellenmergel formation, a centimeter-scale dolomite laminae interbedded with centimetric bioturbated marls. Box 69 corresponds to the Couches à Myacites formation composed of marls intercepted by fine dolomites, sandy dolomites, and sometimes sandstone beds. Box 70 corresponds to the Grès Coquillier composed of sandstones with few clayey and silty marls levels.

- Gamma-ray observations

The great transition from the massive dolomite free of marls to the wavy bedding characterized by a relative enrichment in marls leads to an increase in the radioactivity and thus a shifting of the GR signal, first to the right and then, as the facies remains unchanged, more vertical line up to the base (*Figure 4.4*).

d. Wellenmergel and Couches à Térébratules

From the Box 48 to the middle of Box 59, corresponding to depths of 978 m to 989 m

- Core observations

The Wellenmergel facies, which means "wavy marls" in English, are similar to the Wellenkalk that occurs close to their contact, but they differ downward due to the rapid increase in marl content (*Figure 4.2*). Otherwise, the dolomite facies is also very different. The ripple-like lenticular bedding of the former formation disappears rapidly on account of centimeter-scale dolomite laminae (without dominant characteristics) interbedded with centimetric marls, giving the facies its wavy appearance (*Figure 4.5, 50*). Some beds are often loaded, lateral pinch-out and strongly bioturbated (potentially Skolithos à Cruziana). The thickness of the carbonate beds as well as those of marls varies on average between 1 to 5 centimeters (*Figure 4.5, 56*). The two characteristics shell banks of Terebratula (upper and main banks) described by Schumacher (*1890, 1891*) as the "Terebratel Bank" in a scarce outcrop have not been identified, but shelly limestone has been observed from boxes 53 to 58; some has been identified as Terebratula. However, based on our outcrop observations (with for example Helstroff in Moselle), Terebratula often occurs without forming solid limestone banks that are strongly laterally discontinuous which is why we prefer to replace the term Calcaire à Térébratules with Couches à Tétébratules, largely dominated by marls. Some sandy dolomites and sandstones are observed in the cores, and a massive sandstone is observed in Box 59. It is not rare to find sandy dolomites and sandstones in the outcrops (the abandoned quarry of Diemeringen is the most beautiful example, at 45 km from Soultz-sous-Forêts). In EPS-1, these formations are 11 meters thick.

- Gamma-ray observations

From the top to the base of the Wellenmergel, even though the GR signal is slightly oscillating, it remains relatively stable as a vertical section (*Figure 4.4*). Schumacher (*1890, 1891*) described two typical limestone banks rich in Terebratula called upper and main "Terebratel Bank" not identified in the EPS-1 cores (at Volmunster-Lengelsheim, 40 km of Soultz-sous-Forêts). However, as in the majority of other wells (e.g., OBR-101 at

Oberroedern), a less radioactive signal at the base of the formation exists. Knowing that the main Terebratula bank described by Schumacher and located at the base can be very discontinuous and replaced locally by sandstone, we put the base of the formation at this level of the well underlined by a massive sandstone bank.

e. Couches à *Myacites*

From the middle of Box 59 to the middle of Box 70, corresponding to depths of 989 m to 996.60 m

- Core observations

The fossil *Myacites mactroides* has not been identified with certainty in the cores, but the facies is sufficiently representative for the formation identification. In fact, the fossil characterizing this formation is also very difficult to find in the field. Concerning the facies, observed on the cores, it consists mainly of gray to black marls (yellow in the field) intercepted by fine dolomites, sandy dolomites, and sometimes sandstone beds (*Figure 4.5, 69*). The thickness of the marls and solid banks is highly variable. The former varies from 10 cm to 1 meter and sometimes more; the latter is approximately 10 centimeters, rarely more, in the well. The percentage of carbonate decreases from the top to the base of the formation (*Figure 4.2*). The thickness of the Couches à Myacites is of around 8 meters thick.

- Gamma-ray observations

The bottom of the formation occurs just before the sudden higher radioactive curve announcing the start of the Grès Coquillier. The Couches à Myacites, which have a thin thickness, do not display a significant signal, but from the top to the base, the GR signal generally displays a uniform increase in radioactivity (*Figure 4.4*).

f. Grès Coquillier

From the middle of Box 70 to the middle of Box 76, corresponding to depths of 996.60 m to 1 001 m

- Core observations

The 4.4-m-thick formation consists of sandstones and dolomitic sandstones alternating with marly and silty clays (*Figure 4.2*). The thickness of the sandstones varies from 10 to 40 centimeters, and the thickness of the clays, from 20 to 80 cm on average. Based on only core observations, the difference between the Couches à Myacites and the

Grès Coquillier is not always obvious close to the contact between the two formations. One of the best criteria is the increase in sandstone levels in the Grès Coquillier concomitant with the decrease in marls to more clayey and silty marls (*Figure 4.5, 70*). In the field, the facies can display many changes (the number and thickness of sandstone banks as well as the thickness of whole formation, linked to the partly deltaic environments) between quarries separated by over a few kilometers.

- Gamma-ray observations

With only 4 meters of formation, the description of the GR signal is not evident. The top of the Grès Coquillier is easy to identify. It is characterized by the strongest signal observed since the beginning of this sequence, explained by the increase of both pure clays and micaceous sandstones (*Figure 4.4*). The only additional feature that can be observed here is that the signal remains consistently stronger than before; the incursion to the left of the oscillations are due to the sandstone levels.

4.2. Buntsandstein

From the middle of Box 76 to Box 542, corresponding to depths of 1 001 m to 1 417 m

The Buntsandstein group is subdivided into eight formations (*Ménillet et al., 2015; Durand, 2010, 1978; Gall, 1985, 1972, 1971; Dachroth, 1985; Mader, 1985; Perriaux, 1961*) and entirely consists entirely of 450-m-thick continental, fluvially dominated red sandstone that is fine to coarse-grained with frequent conglomeratic beds, especially at the base. However, some aeolian environments occur. The Buntsandstein is separated into three parts, upper, middle and lower. From the top to the base (*Figure 4.4*), these eight formations are the Grès à *Voltzia* and Couches Intermédiaires in the upper Buntsandstein (Anisian), the Poudingue de Sainte-Odile, Grès Vosgien subdivided into Couches de Karlstal, Couches de Rehberg and Couches de Trifels in the middle Buntsandstein (Olenekian) and finally the Grès d'Annweiler and Grès Anté-Annweiler in the lower Buntsandstein. The last two belong to the Permian (Lopingian) but are included in eastern France to the Buntsandstein Group (*Ménillet et al., 2015; Durand, 2010*).

a. Grès à *Voltzia*

From the middle of Box 76 to Box 97, corresponding to depths from 1 001 m to 1 019 m

- Core observations

The Grès à *Voltzia*, approximately 18 meters thick, is composed (from the top to

the base) of two units, the Grès Argileux and the Grès à Meules (*Figure 4.2*). The former consists of micaceous sandstone and dolomitic sandstone alternating with green to red-colored clays and silty clays (*Figure 4.6, 76*). The latter consists of massive clayey sandstone banks with micaceous surfaces, light red or gray in outcrop, gray in deep drilling (*Figure 4.6, 86 and 94*). The subformation of the Grès à Meules is quite homogeneous in facies and thickness through the country, but this is not the case for the Grès Argileux, which displays huge lateral changes, from clay dominated to sand or silt dominated facies. In all cases, the Grès à *Voltzia* sandstones are fine grained from the top to the base. In EPS-1, the Grès Argileux is observed between 1 001 m and 1 008 m (Box 83); the Grès à Meules is observed between 1 008 m and 1 019 m, for a total thickness of 18 m. In the cores, the top of the Grès à Meules is characterized by the sudden arrival of massive sandstone beds, compared with the sandstone and dolomitic sandstone/clay alternations in the Grès Argileux. In the Grès à Meules, the sandstone banks can reach several meters and are separated by discontinuous centimetric to decametric clay layers.

- Gamma-ray observations

Muschelkalk is characterized by the constant increase of the natural radioactivity towards the bottom of the series, which is directly linked to a constant increase in the clay content (*Figure 4.4*). The top of the Grès Argileux (upper Grès à *Voltzia*) is characterized by a less radioactive peak followed seven meters below by a very strong radioactive peak, which is the highest value along the entire Triassic sedimentary column. This highest peak characterizes the summit of the Grès à Meules, which could be related to the presence of radioactive minerals (probably in zircon) in the sole of the transgressive phase of the Grès Argileux, which is often described as a transgressive series (see *Duringer et al., 2019*). Progressing downwards through the entire Grès à *Voltzia*, the GR signal decreases progressively as the clayey sandstones disappear, marking the passage between the Grès Argileux and the massive Grès à Meules. Within the Grès à Meules, the signal consistently has wide right/left oscillations (high amplitude, low frequency for the interbedded clays) until it reaches a less radioactive plateau that characterizes the summit of the Couches Intermédiaires.

b. Couches Intermédiaires

From Box 98 to Box 129, corresponding to depths of 1 019 m to 1 050.5 m

- Core observations

The Couches Intermédiaires are 31.5 meters thick. Formed by slightly coarser

sandstones that are more reddish, the series is generally less micaceous and less clayey. Oblique bedding (*Figure 4.6, 103 and 104*), medium to fine grained, can be observed on meter-scale sets. In outcrops, channels are frequent. In the Grès à *Voltzia*, the sandstone strata alternate with centimetric to pluridecimetric red to purplish clay and silty clay levels. Dolomitic concretions of boulder size (paleosols), numerous rip-up mud clasts, and manganiferous and ferrous oxidation zones with occasional Liesegang rings are common. The lack of pebbles in general characterizes the upper and middle part of the Couches Intermédiaires (*Figure 4.6, B121*). In its lower part, one observes an increase in the grain size up to, in some places, enriched pebbly zones (mainly milky quartz and quartzite pebbles) announcing the passage to the following formation: the Poudingue de Sainte-Odile (*Ménillet et al., 1989, 2015*). If the clay banks in the Grès à Meules vary from light red to green, in the Couches Intermédiaires, these banks are always red to dark red.

- Gamma-ray observations

As described above, the Couches Intermédiaires can be divided into two sections: an upper part with clay alternations, similar to the overlying Grès à Meules, and a lower part that is more massive and often coarse-grained. Both sections can be observed in the gamma-ray signal, with a frequency that is higher in the upper part rather than in the lower part. Despite this, the GR signal decreases continuously downwards from the Grès Argileux with right/left oscillations that are less well expressed. This is due to the progressive decrease in clay content (*Figure 4.4*).

c. Poudingue de Sainte-Odile

From Box 130 to Box 152, corresponding to depths of 1 050.5 m to 1 064.5 m

- Core observations

In most of the country, the Couches Intermédiaires overlies a prominent conglomeratic formation called the Poudingue or Conglomérat de Sainte-Odile; it is sometimes also called Conglomérat Principal, but that name is less used now. This latter formation is a conglomerate spreading for hundreds of kilometers from the Paris Basin (SSW) to Germany (NNE). Real marker beds are found in the middle and southern part of the Vosges; the Poudingue de Sainte-Odile seems poorly developed in the northern part of the Vosges or is even completely absent, according to Durand (*2010*). Approximately twenty meters thick, the formation displays an almost continuous prominent ridgde in the landscape. The conglomerate is mainly composed of milky quartz and very fine-grained pink quartzite pebbles. Lydian pebbles rarely occur (*Perriaux, 1961*).

Figure 4.6: Photo board of the cores from the upper and middle Buntsandstein, with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Box 76, Grès Argileux (upper Grès à *Voltzia*) composed of micaceous sandstone and dolomitic sandstone alternating with green to red-colored clays and silty clays. Boxes 86 and 94, Grès à Meules

(lower Grès à *Voltzia*) composed of massive clayey sandstone banks with thin micaceous surfaces. Are observed in the Box 96 oblique beddings. In the Box 94, occurrence of nearly vertical fractures, filled with white barite. Boxes 103, 104 and 121, Couches Intermédiaires composed of coarse-grained sandstones with oblique beddings (Box 103 and Box 104) alternating with red to purplish clays and silty clays, with numerous rip-up mud clasts and oxidations zones. Boxes 132 and 150, Poudingue de Sainte-Odile composed of coarse-grained sandstone to true conglomerate, with mostly rounded white milky quartz pebbles and very fine-grained red quartzites. Boxes 189, 195, 215, 251, 254 and 255, Couches de Karlstal: this formation presents two distinct facies with planar sandstone beds alternating with horizontally stratified fine silty clay lamina (milli- to centimetric scale) (Box 254 and Box 255) interpreted as typical playa facies with many desiccation cracks (Box 195 and Box 215), wind/wave ripples and small bioturbations (Box 251). The second facies consists of large oblique tabular and trough cross-beds (Box 189), which looks like aeolian dunes shape. Box 284, Couches de Rehberg composed of coarse-grained sandstones with large cross-beddings. Box 415, Couches de Trifels: medium- to coarse-grained sandstones with various mud clasts (sometimes imbricated and formed by desiccation cracks)

From the cores (EPS-1 well), it is observed that the proportion of pebbles is much lower than expected; most intervals are closer to coarse-grained sandstone bodies with scattered pebbles rather than to true conglomerates (*Figure 4.6, 132*).

According to Durand (*2010*), tthe Poudingue de Sainte-Odile does not exist in most sectors in the northern part of the Vosges (approximatively 15 km northeast from Haguenau). This absence could be the result of significant erosion, the surface of which was named by Trusheim (*1961*) as the "Hardegsen Diskordanz". The new deposits on this surface of erosion on the top of the Grès Vosgien belong, according to Durand (*2010)*, to the new cycle of the Couches Intermédiaires whose base is conglomeratic. Durand (*2010*) calls this new conglomerate distinct from the Poudingue de Sainte-Odile, the Conglomérat de Grosbliederstroff (*Ménillet et al., 2015*). According to Bourquin and Durand (*2007*), the existence of the conglomerate of Grosbliederstroff is defined by two key criteria. First there is the presence of small immature pebbles and the occurrence of carnelian clasts (reworked clasts of the top of Poudingue de Sainte-Odile, which were deposited after a long time without deposition that allowed the development of a paleosol called Zone Limite Violette (ZLV)). This ZLV area was described by Müller (*1954a, b, c)*, who first carried out a complete study in the Saar region of Germany and gave it a name that suits perfectly because even if some places do not contain any dolomite or carnelian, they still retain the typical violet color (*Perriaux, 1961*). The ZLV is linked to a subaerial weathering episode (*Ménillet et al., 2015; Durand, 2013, 2010; Müller, 1954a, b, c*) corresponding to a complex of dolocrete and silcrete palaeosoils that developed on top of the Poudingue de Sainte-Odile, in a less arid climate (*Durand, 2010*). Then, according to Durand (*2010*), the building of a new detrital sequence after this long period of subaerial weathering started

with a new conglomeratic unit that forms the Conglomérat de Grosbliederstroff in place of the eroded Poudingue de Sainte-Odile. So, in the northern part of the Vosges, this conglomeratic unit occurs between the Couches de Karlstal (Grès Vosgien supérieur) and the Couches Intermédiaires.

After observing the cores of the EPS-1 well at Soultz-sous-Forêts, the question remains whether the observed conglomeratic zone is the distal termination of the Poudingue de Sainte-Odile or the Conglomérat de Grosbliederstroff? In the case of the erosion hypothesis, the carnelian clasts would appear in the cores. For the hypothesis of a northern distal part of the Poudingue de Sainte-Odile sequence, there would be an important decrease in the pebble proportion which is observed in the core of EPS-1, characterized by mainly very scattered pebbles at approximately 1 050 m and 1 070 m (*Figure 4.6, 132 and 150*). Even if the pebbles of the Poudingue de Sainte-Odile are characteristic and the majority have a high degree of maturity, smaller, more angular pebbles are also observed, since we also consider the smaller part of the pebbles and gravels. In the case of distal termination, at the end of the sequence, only the small clasts would be deposited (the decrease in energy far from the source), as demonstrated by the pebbles observed in the EPS-1 cores. A total absence of carnelian clasts in the cores is noticed. Moreover, even if the formation is poor in pebbles, the overall observed thickness of this quite conglomeratic zone is equivalent to the thickness of the Poudingue de Sainte-Odile, whenever it exists southward. Therefore, in the case of the EPS-1 cores, the conglomeratic zone observed between the Couches Intermédiaires and the Couches de Karlstal is interpreted as representing the Poudingue de Sainte-Odile.

- Gamma-ray observations

Whether the formation belongs to the Poudingue de Sainte-Odile or the Conglomérat de Grosbliederstroff remains questionable, the GR signal is strongly representative. It presents two broad curve-shaped signals, with a great decrease in the value at the transition between the Couches Intermédiaires and this conglomeratic zone. Afterward, the value at the base increases (the beginning of the Grès Vosgien) (*Figure 4.4*). With fewer variations in frequency and amplitude, the signal is smoother over this conglomeratic part. At the middle of the signal, an increase in the value is observed (which makes the signal look like an 'ε'). Due to older sampling, some cores are missing around that depth, which could coincide with clay banks and would explain the increase in the GR value. Indeed, in the Poudingue de Sainte-Odile, from the top to the bottom, the conglomeratic facies alternates with more sandstone facies or even clayey sandstones.

Considering the question of whether the formation is the Poudingue de Sainte-Odile or the Conglomérat de Grosbliederstroff, in the EPS-1 well, the GR signal brings an important clue: the intensity of the signal and its general shape as well as the thickness of the formation are similar, point to point, to the GR signal of the Poudingue de Sainte-Odile south of Strasbourg (e.g., MEI-2; Meistratzheim), where its occurrence is indisputable (*Aichholzer, 2019*). This conglomeratic zone of approximately twenty meters at the same chronostratigraphic position has also been observed in all the geothermal wells of Soultz-sous-Forêts (GPK) and Rittershoffen (GRT) (*Figure 4.1*).

d. Grès Vosgien

From Box 153 to Box 466, corresponding to depths of 1 064.5 m to 1 349 m

- Core observations

The cores show facies variations in the Grès Vosgien, even if, objectively, the variations are not evident enough to set a sublimit as it was defined for the first time in Germany by Leppla (*1888*) and Thürach (*1894*). Regarding the French nomenclature Grès Vosgien supérieur and Grès Vosgien inférieur, the Couches de Karlstal belongs to the former, while both the Couches de Rehberg and Couches de Trifels belong to the latter (*Ménillet et al., 2015*). The GR synthesis will be given after the core descriptions of each unit composing the Grès Vosgien.

d.1. Couches de Karlstal

From Box 153 to the middle of Box 259, corresponding to depths of 1 064.5 to 1 161 m

The Couches de Karlstal (Grès Vosgien supérieur) consist of sandstone that is coarser than the two overlying sandstone units: the Couches Intermédiaires and the Grès à *Voltzia*. In the cores, the thickness of the formation is 96.5 m in the well. The thickness can reach 120 m in the field and is divided at the middle (of the two intervals) by a harder bank, usually conglomeratic, though it is not identified with certainty in the well. With a thickness of approximately 20 meters, this level represents the recurrence of facies as massive banks with planar cross-stratification to trough-cross stratification, which are predominant in the Couches de Trifels (Grès Vosgien supérieur) (*Ménillet et al., 2015, 1989*).

From pink to reddish brown, the Couches de Karlstal forms multimetric beds. There are two distinct facies in the Couches de Karlstal (*Figure 4.6; Figure 4.7b*). The first facies, observed in the cores, is composed of planar sandstone beds alternating with horizontally stratified fine silty clay lamina (milli- to centimetric scale) (*Figure 4.6, 254 and 255*). This

centimetric alternation of sandstone and silty clays is typical of playa facies from the Couches de Karlstal. It is in this medium- to coarse-grained facies that many desiccation cracks, wind/wave ripples and small bioturbations can be observed (*Figure 4.6, 195; 215 and 251*). In this playa type, sediments alternate with coarser, poorly cemented sandstone, with strong, spherical smoothed and frosted grains: named «caviar-like» facies. This aeolian facies forms multidecimetric to plurimetric sets that are poorly cemented, and the size of these rounded grains varies between 0.5 and 1 mm (*Durand, 2010; Dachroth, 1985*). In the field, this lithofacies consists of large oblique tabular and trough cross-beds that look like aeolian dunes shape (*Figure 4.6, 189*). In the EPS-1 cores, the presence of mud chips and pebbles generally less than 3 cm, usually in place in "regs like" layers, are observed in the upper part of the sandstones, which are impregnated with oil. The "caviar-like" facies sandstone (*Figure 4.7b, 241*) is observed in the two different aeolian facies described above.

d.2. Couches de Rehberg

From the middle of Box 259 to Box 364, corresponding to depths of 1 161 m to 1 256 m

The Couches de Rehberg (Grès Vosgien inférieur), approximately one hundred meters thick, consists of very coarse sandstones with large crossbedding (*Figure 4.6, 284; Figure 4.7b, 326*). At the top of the formation, numerous brown ferromanganese patches called Grès tigrés ("Tiger sandstones"), mud clasts and some clayey layers occur. At the base of this formation, coarser sandstones with scattered pebbles and some micaceous beds appear. In the field, this formation shows conglomeratic thin intervals. The Couches de Rehberg are very similar in facies to the Couches de Trifels, which makes their distinction difficult based only on cores (and cuttings) analysis.

d.3. Couches de Trifels

From Box 365 to Box 466, corresponding to depths of 1 256 m to 1 349 m

The Couches de Trifels (Grès Vosgien inférieur) consists of medium- to coarse-grained sandstones that frequently embed scattered quartz pebbles throughout the formation, as well as mud clasts (*Figure 4.6, 415; Figure 4.7b, 446*). Cross-bedded facies are frequent. At around 90 m thick, the formation has a pink to red-brown color. The top of the unit contains three characteristic silty and micaceous clay beds, each twenty centimeters thick (*Figure 4.8*). The first marks the upper contact with the Couches de Rehberg. These three horizons of silty clays of few meters of thickness were also found in the GRT-1 well

(Rittershoffen, 7 km away from Soultz-sous-Forêts, *Figure 4.1*), so we can consider that their extent is almost regional and therefore can regard them as a marker for the upper part of the Couches de Trifels.

- Gamma-ray observations for all the formations of the Grès Vosgien

The three formations that comprise the Grès Vosgien – the Couches de Karlstal, Couches de Rehberg and Couches de Trifels (from top to base, respectively) – are similarities also explain why the GR signal is homogeneous and quite linear, with the same value within approximately 50 gApi (*Figure 4.4; Figure 4.7a*). The upper limit of the Grès Vosgien, just below the conglomeratic Poudingue de Sainte-Odile, is easy to observe from the GR signal. Moving downward from a low value in the Poudingue de Sainte-Odile the signal jumps to the right, with a higher value and a signal that shows greater amplitude and frequency; in contrast, the signal is smooth and more regular in the Poudingue de Sainte-Odile.

Although the GR is quite similar throughout the Grès Vosgien, the upper part, corresponding to the Couches de Karlstal, is slightly different from the signals of both underlying formations. They are close to each other in terms of facies and therefore in terms of their well-log signal, with quite a constant amplitude and frequency. However, the Couches de Karlstal shows little variation (even if linear in the first order) with amplitude and frequency variations, which could be attributed to the differences observed in the cores between the two main types of facies (playa and aeolian).

Another substantial GR response, in the linear Grès Vosgien, can be found in Couches de Trifels because it is underlined by a thick clay bank. Due to their compositions and potassium-rich minerals (especially illite; *Clauer et al., 2016*), these three banks of clay are very well emphasized in the GR log because it forms three peaks with a pronounced shift to the right (the radioactive pole) (*Figure 4.4; Figure 4.7a; Figure 4.8*). Observed in the box's core at depths of 1255 m, 1272 m and 1280 m, these clays were detected by the GR sensor at depths of 1255 m, 1273 m and 1281 m (*Figure 4.8*).

e. Grès Permien

From Box 467 to Box 542, corresponding to depths of 1 349 m to 1 417 m

- Core observations

After Durand (*2010*) and Ménillet et al. (*2015*), tthe Grès d'Annweiler belongs in eastern France in the Buntsandstein Group but is included to the uppermost Permian

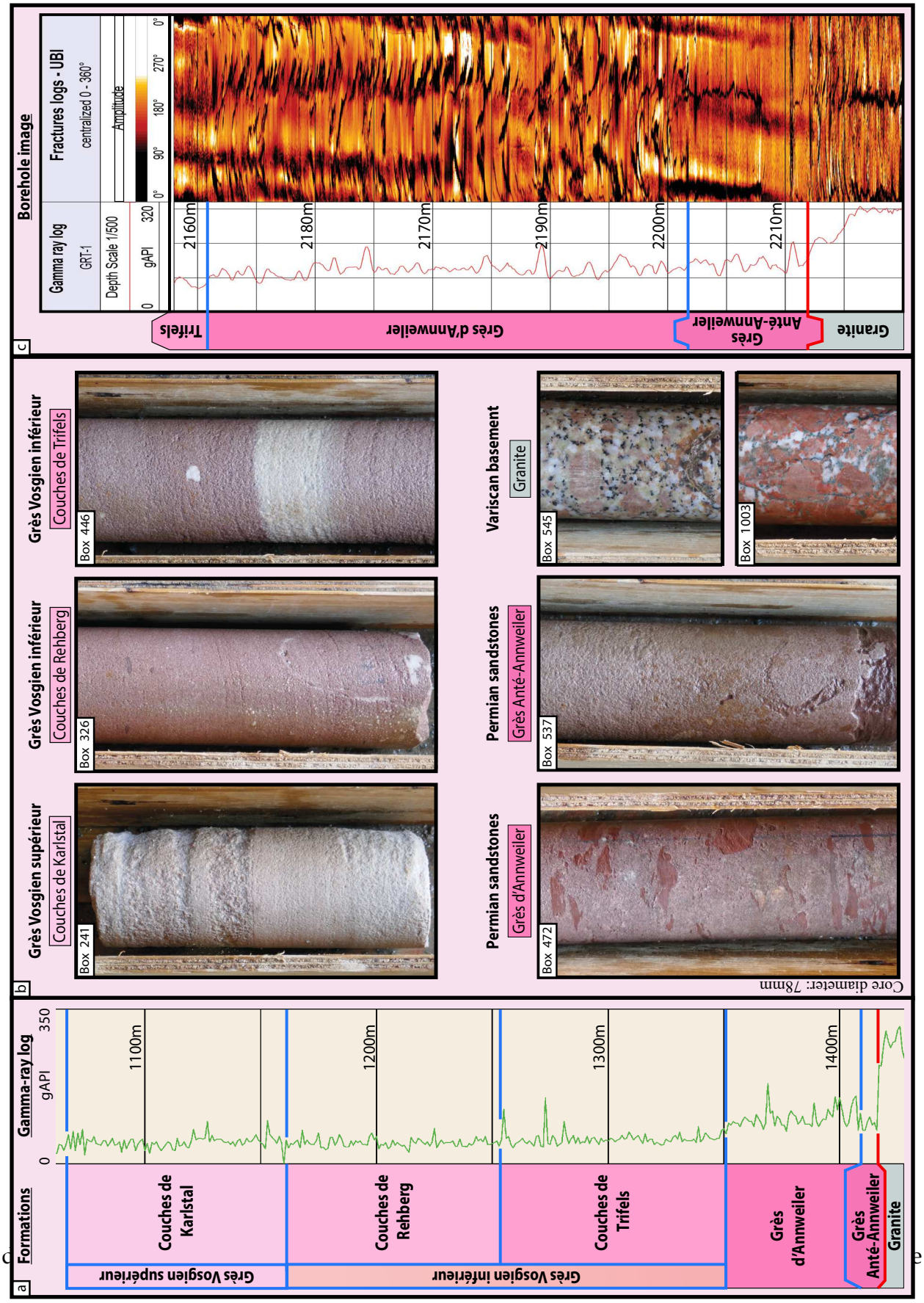


Figure 4.7: (a) EPS-1 gamma-ray log between the Couches de Karlstal and the Grès Anté-Annweiler showing the limits and b cores from EPS-1 from the middle Buntsandstein to the Variscan basement. Box 241: "caviar-like" facies sandstone typical from the Couches de Karlstal. Box 326, Couches de Rehberg: coarse sandstone with white quartz pebbles and

a filled fracture (white circular arc). Box 446, Couches de Trifels: coarse-grained sandstone with white quartz pebbles and a decolored level. Box 472, Grès d'Annweiler: clayey sandstone with high frequency rip-up clay clasts of all sizes rounded or angular. Box 537, Grès d'Anté-Annweiler: coarse-grained clayey arkosic sandstones with a thick clay level at the base. Boxes 545 and 1003, Variscan granitic basement: unaltered monzogranite with K-feldspar megacrystals and oxidized facies, respectively. c GRT-1 GR log and borehole image log showing unrolled vertically compressed image of the sedimentary cover-basement transition in GRT-1. This acoustic log presents the amplitude data, highlighting natural fractures (Grès d'Annweiler) and induced fractures (Grès Anté-Annweiler).

(Lopingian), which can bring a lot of trouble because Buntsandstein is defined in the international chart as lower Triassic (Induan to Anisian). In Soultz-sous-Forêts, the Grès Permien is composed of the Grès d'Annweiler and Grès Anté-Annweiler (lower Buntsandstein). The GR synthesis will be given after the core descriptions of the two formations.

e.1. Grès Permien d'Annweiler

From Box 467 to Box 532, corresponding to depths of 1 349 m to 1 408 m

Compared to the formations of the Grès Vosgien, the Grès d'Annweiler, 59 m thick is of finer lithology, mainly of fine to very fine grain size. On average, the size of the grains can be divided into two classes, sometimes more. The mean diameter of the grains oscillates between 0.1 and 0.3 mm, while in the Grès Vosgien inférieur, the diameter is between 0.2 and 0.5 mm. The Grès d'Annweiler is a clayey sandstone of red brick color. Overall, it is very homogeneous, but some coarse beds occur locally (*Figure 4.9, 516 and 525*). Except for the red color, the facies is very similar to the sandstone of the Grès à *Voltzia*. Based only on field or core samples, it remains impossible to differentiate those formations from light-colored samples. Some milli- to decimetric clay beds alternate with the sandstone (*Figure 4.9, 496*). The best criteria are both the numerous traces of bioturbations (very rare in the Grès Vosgien) and the high frequency of clay rip-up clasts of all sizes, which are rounded, more angular or related to true desiccation plates (*Figure 4.9, 478 and 505; Figure 4.7, 472*). There are also numerous nodules of dolomite and manganese oxide stains (concentrated in some areas) (*Figure 4.9 516*). By contrast, the pebbles always present in the Grès Vosgien disappear at the boundary of this formation. The stratification is flat to slightly oblique. This latter formation alternates with more coarse sandstones (sometimes similar to the sandstone of the Grès Vosgien), which are obliquely bedded and still very rarely contain pebbles.

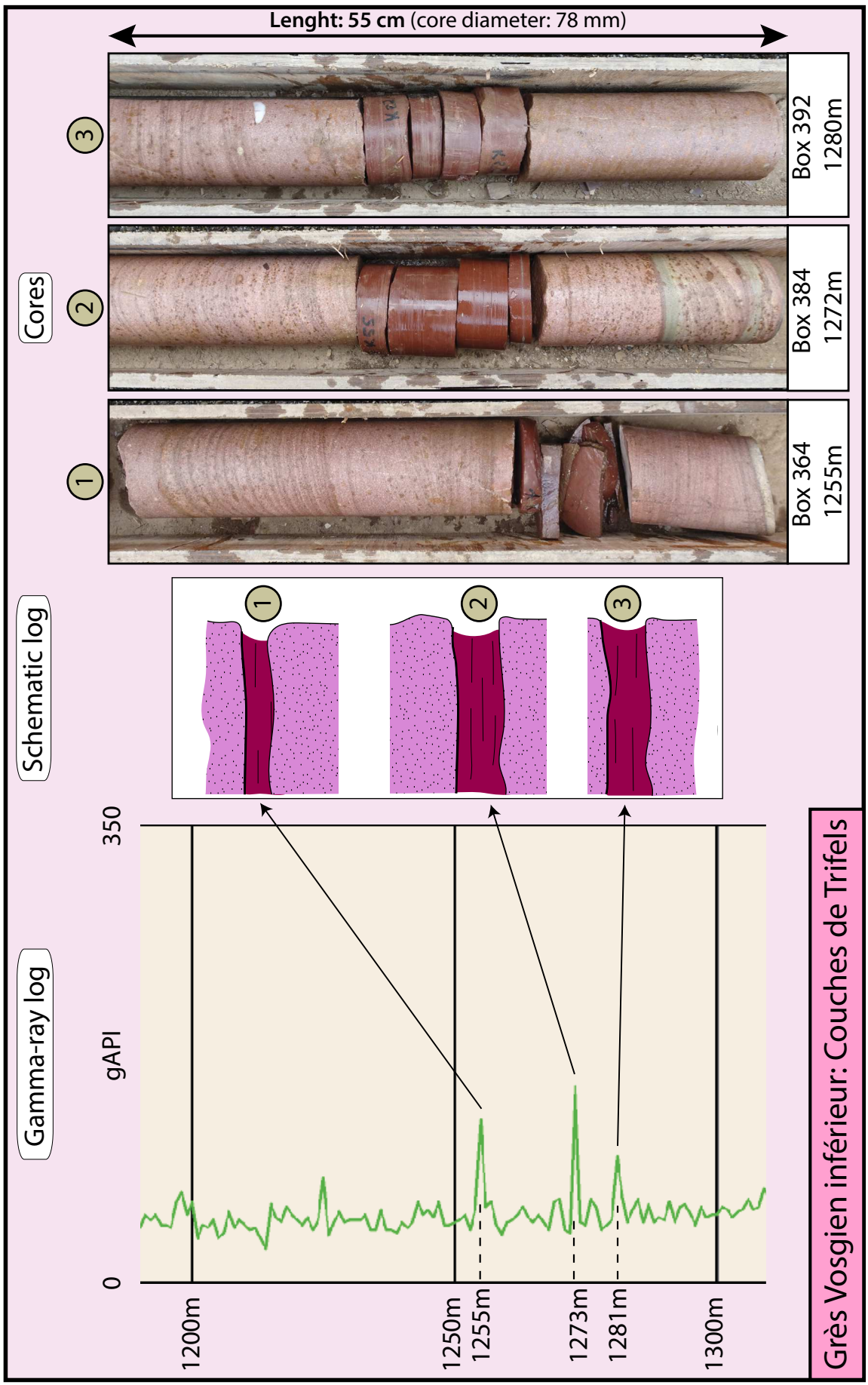


Figure 4.8: Focus on the cores from the upper part of the Couches de Trifels (Grès Vosgien inférieur), in conjunction with the gamma-ray log. Boxes 364, 384 and 392,

Couches de Trifels: medium-grained sandstones showing white quartz rounded pebbles, mud clasts and three thick silty and micaceous clay beds and cross-bed laminations. The GR peaks located at 1255, 1273 and 1281 m are associated with the schematic log and cores, respectively number 1, 2 and 3.

Figure 4.9: Photo board of the cores from the lower Buntsandstein (Permian age), with the Box associated with the cores; this package is correlated to a formation (with the names and boxes concerned). All the cores have a diameter of 78 mm. Boxes 478, 496, 505, 516 and 525, Grès d'Annweiler: clayey sandstones with very high frequency of clay rip-up clasts of all sizes rounded and angular (related to desiccation plates) and thin clay banks. A filled fracture with barite is observed in the Box 596. Boxes 538 and 540, Grès d'Anté-Annweiler: medium to coarse clayey sandstones with feldspathic megacrystal clasts (up to 2 cm) and numerous Variscan basement clasts such as rhyolite (9 mm) and granite (6 mm). The difference of color with Box 496, compared to the others, is linked to the fact that the photo is coming from another shooting.

e.2. Grès Permien Anté-Annweiler

From Box 533 to Box 542, corresponding to depths of 1 408 m to 1 417 m

The Grès Anté-Annweiler (*Figure 4.4*) is a transitional formation between the basement and the Grès Permien. It is composed of dark red mostly coarse-grained arkosic sandstones (*Figure 4.9, 538*). Unlike the previous Permian formation, there are no more mud clasts and far fewer clay benches (*Figure 4.7, 537*). Nevertheless, there are scattered milky quartz pebbles and brown to blackish oxidation spots. In the field, microconglomerate zones are locally observed as tuff and volcanic ashes. The Permian formation observed in the cores is only approximately nine meters thick. As the base of the formation lies just above the granitic basement (*Figure 4.7, 545 and 1 003*), some immature granite pebbles and feldspathic megacrystal clasts are observed (*Figure 4.9, 540*).

- Gamma-ray observations

Easily recognizable in the field or in the cores, the Permian sandstones are generally made by clayey fine-grained sandstone, rich in clay intervals. They contain numerous rip-up mud clasts and are highly bioturbated. Therefore, due to a high percentage of clays, the contact between the Grès Vosgien and the Grès d'Annweiler is also easily recognized in the GR signal. Thus, the transition between the Grès Vosgien and the Permian formations is marked by a sudden shift to the right (radioactive high values) of the GR signal after the very vertical linear signal from the Grès Vosgien (*Figure 4.4; Figure 4.7a*).

Another interesting change in the GR is noticed between the Grès d'Annweiler and the Grès Anté-Annweiler. Indeed, the GR shifts slightly to the left and is less radioactive because of the decrease in the clay percentage, together with a grain size increase between both formations (*Figure 4.4; Figure 4.7a*). However, this signal is higher than the one observed in the Grès Vosgien because despite the low clay content (compared to the Grès d'Annweiler), it still remains higher than that in the Grès Vosgien. This signal is attributed to the fact that the Permian facies is more feldspathic (K-rich) and that the matrix of these sandstones is more clayey than the pure siliciclastic Triassic sandstones. It contains relics from the granitic basement and is therefore more radioactive because of high potassium (K), thorium (Th) and uranium (U) in the feldspars and granite clasts.

During the drilling phase, the identification of the contact between the sedimentary cover and the Variscan basement (*Figure 4.7a*) remained complicated; based only on

observations of the cuttings, the difference between the crushed, reddish, altered granite and the feldspar-rich arkose is very subtle and challenging (*Figure 4.9; 540*). However, the GR is undeniably associated with the presence of all the radioactive minerals in the basement, and the GR signal unquestionably gives the exact position of the Permian/ Variscan boundary, with the largest jump to the right in the log at the top of the granite (*Figure 4.4; Figure 4.7a*).

Based on acoustic image logs, it is also possible to spatially correlate the gamma-ray curve with the lithology at the transition between the sedimentary cover and the granitic basement (*Figure 4.7c*). This detailed correlation is especially useful for boreholes drilled in rotary mode, which is the more standard case for deep wells. In that context, cutting examination could be interpreted in terms of arkose facies or reddish altered granite. It is really difficult to distinguish between a real arkose facies of sedimentary origin and a paleo-weathered granite. For example, in the neighboring geothermal well GRT-1 located at Rittershoffen (*Figure 4.1*), a detailed comparison of GR logs and image logs allows the visualization of the different lithologic facies with depth. In the upper part, between 2161 and 2202 m, the image logs show sedimentary facies with an abundance of local natural fractures (strong amplitude image), which geologically corresponds to the Grès d'Annweiler (*Figure 4.7c*). From 2202 to 2212 m, the image logs show a massive rock with the presence of vertical induced fractures that correspond to the basal Permian formation, the Grès Anté-Annweiler. Finally, deeper than 2212 m depth, a darker image shows natural sinusoidal traces corresponding to steeply dipping natural fractures that characterize the Paleozoic fractured basement (*Genter and Traineau, 1996*). In this section, it is also clearly visible that the GR curve increases from 150 to 300 gAPI due the occurrence of radioactive minerals in the granite (primary biotite, K-feldspar megacrystals, and secondary clays such as illite …). Therefore, the combination of the GR log and the high-resolution image logs calibrated by the cutting samples is a powerful tool for understanding the different lithofacies lying at the transition between the sedimentary cover and the granitic basement.

4.3. Application of lithostratigraphic results to new geothermal projects

This section highlights how fine resolution geological observations calibrated on high quality cores could contribute to secure the development of new geothermal projects in the URG. High quality observations done in terms of lithostratigraphy on the EPS-1 cores and representative outcrops were used in several geothermal projects under

development in the URG, like Rittershoffen and Illkirch, close to Soultz-sous-Forêts and Strasbourg, respectively. These main achievements were applied to ongoing industrial geothermal projects based on this geological approach. Important geological observations in the Triassic layers such as the occurrences of a given clay layer in the Buntsandstein sandstones or a well-known limestone bench in the Muschelkalk are very useful during drilling. For example, during drilling operations in Rittershoffen, the casing shoe of the liner installed after drilling of the 12 ¼ section, was laid on the Upper Buntsandstein in the Grès à Meules (*Baujard et al., 2017*). Then, the cuttings' examination during drilling was interpreted in terms of lithostratigraphical units. The precise depth of the casing shoe was decided on the basis of the daily geological profile produced and calibrated with the knowledge gained from the EPS-1 cores (*Duringer et al., 2019*). The use of the lithostratigraphic column for setting the casing was therefore applied to the two successful Rittershoffen geothermal wells (*Baujard et al., 2017*).

More recently, the drilling of the geothermal well GIL-1 in Illkirch, also benefited from both the detailed lithostratigraphic column and the use of LWD (Logging While Drilling) technology. Gamma-ray data were collected by LWD and then compared systematically to the specific signature of GR logs known in adjacent wells or from EPS-1. The comparison between the Soultz geothermal wells, the Rittershoffen wells and many old wells drilled in the Strasbourg area leads to the conclusion that the Triassic layers of Muschelkalk and Buntsandstein are isopach (*Aichholzer et al., 2016*).

This information is also very useful during drilling for forecasting the predictive geological section. For example, in the recent Illkirch well, the decision that led to the precise depth for setting the casing shoe of the liner was also successfully derived from the lithostratigraphic log calibrated with the LWD gamma-ray log. These kinds of isopach properties of the Triassic layers in Northern Alsace were used to forecast geological formations during a geothermal exploration phase in the Strasbourg area. Several 2D seismic profiles were interpreted by using constant thickness values for Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper (*Richard et al., 2016*). A 3D geological model taking into account various boreholes and vintage 2D seismic profiles was also built by using this isopach rule for those sedimentary layers of Trias (*Maurer et al., 2016*). In the coming years, it will be enhanced by applying those constant Triassic layer thickness values to a 3D seismic reflection survey done in 2018 in Northern Alsace over 200 km² (*Richard et al., 2019*). It is very important for preparing complex well trajectories of future deviated wells targeting nearly-vertical faults to document the 3D geometrical model with accurate thickness

estimation of those layers. On the other hand, when such layers show a higher thickness than expected for the Triassic sandstone layers, it could be interpreted as the trace of a normal fault which thickened this sedimentary layer. Such a result was observed in the Soultz GPK-1 well in the Buntsandstein sandstone by Aichholzer et al. (*2016*).

5. Conclusion

Based on the 484-meter-continuous cores of excellent quality, this analysis was conducted to give solid petrographic and stratigraphic data for future chronostratigraphic interpretations of wells. This paper gives for the first time a realistic description of each formations' lithofacies and corresponding gamma-ray responses from the middle Muschelkalk to the Buntsandstein formations. In the EPS-1 well (Soultz-sous-Forêts), the basement was reached at 1417 m depth. After studying of the cores between 933 and 1417 m, it became possible to propose a precise stratigraphic frame and to analyze the lithofacies from the middle Muschelkalk up to the basement, associated with the GR signals. A synthesis of all core descriptions with the most representative photos of each formation is given. Afterward, with the spatial correlation of the core observations with their descriptions, it is possible to explain the variations in the gamma-ray signals acquired in the EPS-1 well.

The GR signal corresponds to a physical response from the lithologic facies, and each variation in the formation composition induces a specific signal. Many facies observed in the cores are compared to equivalent ones in the field. The most evident transition is the strong shift of the GR signal between the sedimentary cover (base of the Permian) and the basement observed at 1417 m deep. The Variscan basement is primarily composed of radioactive minerals, and its GR signal is therefore very high.

In the Muschelkalk, from top to base we can observe that the signal can be divided into two main parts. The first part corresponds to the Marnes Bariolées (middle Muschelkalk) showing a great cyclic signal linked to the alternation of dolomite/marls. Further, downward, the main shifts to the left are related to the high percentage of anhydrite that is characteristic of the lower part of the middle Muschelkalk. In the second part lower Muschelkalk, the GR signal shows low values due to the massive dolomitic complex of the Couches à Orbicularis, Schaumkalk and Wellenkalk, and then increases progressively from the top to the base.

On a first order, the transition between the Muschelkalk and the Buntsandstein is obvious, with a consistent increase in the GR throughout the lower Muschelkalk linked to the clay increase, until its maximum at the Grès Argileux (Buntsandstein) and Grès à Meules (Buntsandstein) transition. From there, the signal progressively decreases again until it reaches the Poudingue de Sainte-Odile, in which the signal is linked to the decrease in clay observed in each formation from the Grès à *Voltzia* through the Couches Intermédiaires progressively less clayey and sandier. The Poudingue de Sainte-Odile has an important leftwards GR signal which presents two broad curve-shaped signals clearly distinct from the formations above and below. The homogeneous underlying Grès Vosgien and the clayey Permian formations are also evident on the GR log, with a very long stable signal linked to the former, and a shift to a more radioactive signal linked to the latter. In the linear signal of the Grès Vosgien, there are two interesting signals: the amplitude and frequency variation observed in the Couches de Karstal (even if linear on a first order), which can be attributed to the two types of facies of the formation (playa like facies composed of more clayey deposits deposits, in fact, millimetric sand-clays alternations, and aeolian dunes characterized by more sandy arenites); and three peaks with a strong push to the right at the top of the Couches de Trifels, which correspond to the three thick clay banks occurring at the top of the formation (observed on the cores and also present in the GRT-1 and GRT-2 wells at Rittershoffen).

The Permian formations, being more clay-rich, therefore have a higher gamma-ray signal than the Grès Vosgien. Thus, a jump in the GR value at the transition between the Grès d'Annweiler and the first Permian formation is observed. In the case of the Grès Anté-Annweiler, which has a lower content of clay than the first Permian formation (Grès d'Annweiler), a decrease in the GR signal is observed in the log. Otherwise, many facies are also more coarse-grained. However, since it has a higher clay content than the Grès Vosgien, the signal does not decrease below the Grès Vosgien gamma-ray value.

With few outcrops in the region for the middle and lower Muschelkalk, having this complete description with high quality photo boards of each formations brings an important base for all the future geothermal wells drilled in the region, but also for the reinterpretation of old well logs.

Availability of data and materials

The cores are stored at the Pechelbronn-Merkwiller core shelter. Geophysical logs such as gamma-ray may be obtained from the digitized georeferenced data from the BRGM, the French Geological Survey.

Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

Funding

The present work has been conducted under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU-THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the "Investments for the Future" program. The authors are grateful to GEIE Exploitation Minière de la Chaleur for accessing to the cores and geophysical data available at Soultz-sous-Forêts, ADEME and ÉS are also acknowledged in the framework of EGS Alsace project.

Authors' contribution

AC and PD analyzed all the sedimentary data available (EPS-1 cores, gamma-ray, and field works) and positioned the sedimentary limits of the formations encountered by the EPS-1 well. AG worked on the application of lithostratigraphic tools on-going geothermal wells in Alsace, the granitic part of the EPS-1 cores and added the observation of the GRT-1 well logs. AC prepared the manuscript with contributions from all co-authors. All authors read and approved the final manuscript.

Authors' details

1 - Université de Strasbourg (Unistra), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), CNRS/Unistra UMR 7516, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

2 - ÉS-Géothermie, Le Belem, 5 rue de Lisbonne, 67300 Schiltigheim, France.

Acknowledegments

We would like to thank Charlotte Wolff for her participation and involvement in the initial project with the establishment of the first geological log. We would also like to kindly thank the two anonymous ers and the editor for their contributions and manuscript improvement.

II. Les puits géothermiques GPK

Article publié dans la revue : *Geothermal Energy Journal*

NEW STRATIGRAPHIC INTERPRETATION OF THE SOULTZ-SOUS-FORÊTS THIRTY-YEAR-OLD GEOTHERMAL WELLS CALIBRATED ON THE RECENT ONE FROM RITTERSHOFFEN (UPPER RHINE GRABEN, FRANCE).

[1]AICHHOLZER C., [1]DURINGER Ph., [2]ORCIANI S., [3]GENTER A.

1 – Université de Strasbourg (Unistra), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), UMR 7516, CNRS - Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

2 – GEOLOG France SAS, 9/11 allée de l'Arche 92671 Courbevoie Cedex La Défense.

3 – ÉS-Géothermie, 3A chemin du Gaz, 67500 Haguenau, France

Abstract

The Soultz-sous-Forêts site (Alsace, France) is the first pilot geothermal project in the world that furnished the proof of concept of enhanced geothermal systems by producing energy from a deep-seated granite. The Alsace region, with its hundreds of previous drillings and seismic history related to both oil and potash exploitation, has been shown to have high subterranean temperatures. In the Soultz-sous-Forêts geothermal project, most attention has focused on the basement and the sedimentary cover/basement interface. Thus, the sedimentary portion of the well (approximately 1.4 km thick) has never been fully investigated. The only available data on the Soultz-sous-Forêts sedimentary cover are from an old masterlog (GPK-1) with interpretations of the tops and bases of the main geological formations, and from some other less well-documented well logs (EPS-1 and GPK-2). The main challenge of this work is therefore to re-interpret the old well data to provide precise and detailed chronolithostratigraphic logs for GPK-1 and GPK-2, especially in their sedimentary portions. These new investigations of the GPK wells have been possible due to the new data collected in the recent geothermal wells at Rittershoffen (GRT-1 and GRT-2, located 6.5 km from Soultz-sous-Forêts), which are characterized by a quite complete stratigraphic succession. Both sites have been explored by deep drilling operations aiming to exploit the heat extracted from a deep granitic basement (Palaeozoic) covered by a stack of 1.4- and 2.2-km-thick sedimentary rocks (Mesozoic to Cenozoic) at Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen, respectively. Thus, the Rittershoffen chrono-lithostratigraphic logs have been used as a baseline to interpret the sedimentary succession in GPK-1 and GPK-2. In conclusion, all the well logs are compared for stratigraphic comparisons. With approximately 1400 m of sedimentary cover at Soultz-sous-Forêts instead of 2200 m at Rittershoffen, the correlation between the two sites showed many differences exist in the sedimentary columns: layers missing due to erosion, lateral thickness variations in formations, and—above all—the occurrence of at least four major fracture zones affecting the units. In addition, a structural analysis was made to more precisely define the limits of the geological formations observed and to present more arguments for the presence of fracture zones or faults.

Keywords

Geothermal energy, well, stratigraphy, rift, gamma ray, Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts, Alsace.

DOI: 10.1186/s40517-016-0055-7

1. Background

1.1. Introduction

Due to the "West European Palaeogene Rift System", the geothermal gradient is abnormally high in Northern Alsace (with temperatures of ~ 50°C noted at depths of 400 m) (*Figure 4.10*). In this region, there are thousands of oil wells and seismic profiles, which have highlighted the high temperatures in both the sediments and the basement (*Haas and Hoffmann, 1929*). These high subterranean temperatures have led to different geothermal projects in the Alsace region. The Upper Rhine Graben (URG) is therefore one of the most studied regions in Europe, mainly for petroleum and potash exploitation, and recently for geothermal applications, such as the projects on the French side at the Soultz-sous-Forêts geothermal pilot site and the Rittershoffen industrial geothermal site. To maximize the geothermal exploitation, the main development goal involves reaching the highest temperature and flowrate conditions at the shallowest depth. In Northern Alsace, enhanced geothermal systems (EGS) technology was developed and consists of hydraulic and/or chemical stimulation to increase the low natural hydraulic performance of a geothermal reservoir (*Gérard et al., 2006; Schulte et al., 2010*). Thus, the EGS concept involves creating connections between the hydraulic boreholes by the reactivation of pre-existing fractures in the granite (*Evans et al., 2005*) and then capturing brines present within the naturally fractured reservoirs.

Between 2012 and 2014, at Rittershoffen, two new geothermal boreholes—GRT-1 and GRT-2—were successfully drilled into the granitic basement to final depths of 2 562 and 2 707 m vertical depth, respectively (*Baujard et al., 2015*). This doublet was the subject of particular attention in the acquisition of a very precise stratigraphic profile (*Aichholzer et al., 2015*). GRT-1 and GRT-2 have been used as a reference well for the chrono-lithostratigraphic analysis that aims to reinterpret the Soultz-sous-Forêts wells GPK-1 and GPK-2, which were drilled in 1987 and 1995, respectively. At Soultz-sous-Forêts, the five deep boreholes closely spaced at approximately 500 m (EPS-1, GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4), provide abundant geological and geophysical data for the Soultz-sous-Forêts site. The EPS-1 borehole is an old oil well deepened and fully cored from 930 to 2 227 m (mainly in the lower Triassic) to characterize the granite reservoir, and used as an observation well for geothermal exploration (*Dezayes et al., 2005*). The four other wells (GPK-1–4) were drilled for power production (*Gérard et al., 2006*). To date, no precise geological and stratigraphic logs with the sedimentary formations have been developed in Soultz-sous-Forêts because the primary objective was to characterize the

deep fractured Palaeozoic crystalline basement (*Genter et al., 2015a*). Only the deep Permo-Triassic clastic sandstone overlying the basement has been examined using a continuous core analysis because the cover/basement interface is part of the heat reservoir. During drilling operations, from both technical and geological perspectives, it is very important to know the nature of the sedimentary cover and the precise position of the tops and bases of the main stratigraphic formations. The sedimentary cover/basement interface is the overarching goal for geothermal exploration because the heat circulates through it via a vertical fracture network permitting hydrothermal convective cells (*Pribnow and Schellschmidt, 2000*).

To understand the regional geology of the site, it is necessary to know all the geological formations from the top to the base of the wells, especially if other projects are planned. In this case, stratigraphic information is very useful for well design (diameter, technical section, and trajectory). Before the GRT-1 litho-stratigraphic results (*Aichholzer et al., 2015*), no precise stratigraphic log except the geological maps after Ménillet et al. (*2015*)existed in the area of the complete sedimentary cover. These geological analyses seriously improve the knowledge of the sedimentary part of the deep geothermal well and therefore improve future geothermal project development. After ing the geological context of Northern Alsace, a detailed stratigraphic analysis, which has been calibrated based on recently acquired knowledge at Rittershoffen (via cuttings information and radioactivity logs, such as gamma ray (GR) logs), is proposed for the 29-year-old geothermal wells of Soultz-sous-Forêts. In addition to the stratigraphic contribution, a structural analysis of the main fracture zones intersecting the sedimentary part of the Soultz-sous-Forêts wells is proposed. This structural analysis is based on different scales: large scale with the seismic profile (*Cautru, 1988 redrawn by Koelbel et al., 2011*), 2D visualization with the well-to-well correlations and 1D with borehole data (mud logging, well logs) (*Vidal et al., 2015*). The goal of this analysis is to interpret the thickness variations of the stratigraphic units to identify the zones affected by faults with the help of other data (seismic profile and mud logging).

1.2. Geological setting

The URG is part of a series of rifts in the "West European Palaeogene Rift System", which extends over 1 000 km from Spain to the north of Holland into the North Sea (*Illies, 1967; Bergerat, 1985; Brun and Wenzel, 1991; Schumacher, 2002; Ziegler and Dèzes, 2005; Rotstein et al., 2005; Edel et al., 2007; Bauer et al., 2015*). The URG is located in north-eastern

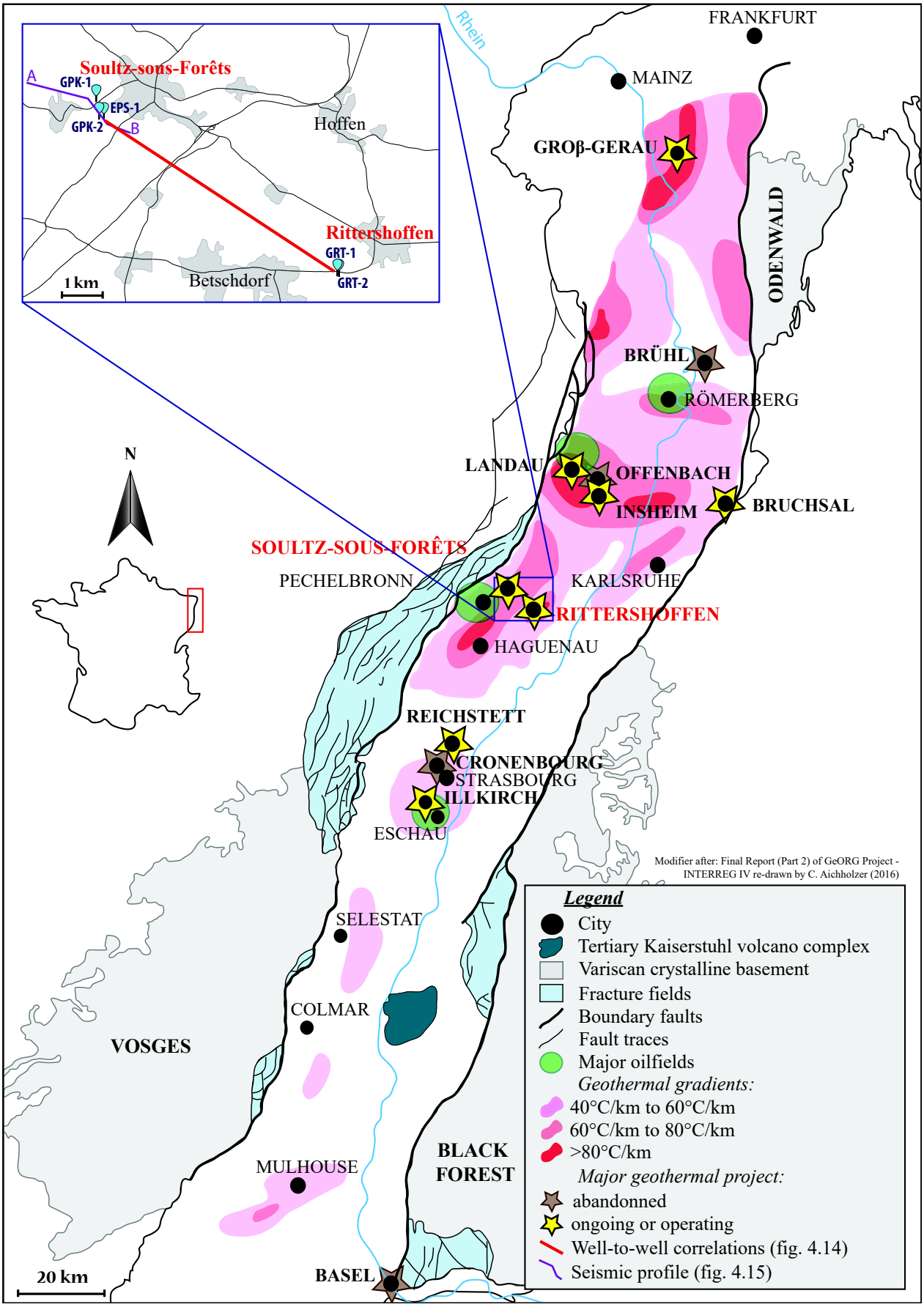


Figure 4.10: Map of the extrapolate temperatures of the Upper Rhine Graben region at 1 km depth. Main oilfields and major geothermal projects projected on the map. Redrawn from GeORG (*2013*), version modified.

France (*Figure 4.10*). The graben has an average strike of NNE-SSW. It is an asymmetrical graben with thicker deposits in the north than in the south and is composed of many sub-basins that are all different from each other. Indeed, these sub-basins reflect the geological history of the URG, and all of them have a particular architecture and history, especially during the Tertiary (*Sittler, 1969a, 1969b; Rousse, 2006; Duringer, 2014*). The URG, with its French part in Alsace, extends from the Jura Mountains (south) to the Rhenish Massif (north). The rift basin was explored for oil and potash (the latter especially in the southern part of the graben) (*Haas and Hoffmann, 1929; Clapp, 1932; Schnaebele et al., 1948; Blumenroeder, 1962; Blanc-Valleron, 1990; Wannesson, 1998*) and is now mainly exploited for geothermal energy (*Munck et al., 1979; Genter et al., 2003; Gérard and Kappelmeyer, 1987; Gérard et al., 2006; Genter et al., 2015a*). In fact, the Alsace region has become a remarkable site for deep geothermal projects because of its high thermal gradient (up to 100°C/km in the uppermost part of the sedimentary cover) (*Figure 4.10*) and by the presence of natural brines (on the order of 100 g/L) transporting heat to the surface of the Earth (*Housse, 1984; Schellschmidt and Schultz, 1991; Carlier et al., 1992; Vernoux et al., 1995; Sanjuan et al., 2010*). As granite is a naturally radioactive rock, heat production is enhanced by the decay of radionuclides, and the abundant fluids circulating through the fractured granitic basement transport that heat. All of these reasons explain the 29-year-old Soultz-sous-Forêts geothermal pilot project (1987) and the development of many recent geothermal projects in Alsace (*Genter et al., 2015a*).

The deep Palaeozoic granitic basement lies at a depth of 2 200 m at Rittershoffen compared 1 400 m at Soultz-sous-Forêts, which are located approximately 6.5 km from each other. These two geothermal sites have a similar litho-chronostratigraphic column including, from the base upwards, a granitic basement covered by a reduced Permian clastic formation, the entire Triassic sequence (Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper), reduced Jurassic units (Lias and lowermost Dogger; Malm has been eroded; and Cretaceous sediments were deposited because the region experienced major uplift during the early rifting phase starting in the late Jurassic) and portions of Eocene, lower Oligocene and Pliocene sediments (*Duringer, 1995*). A major erosional unconformity separates the Mesozoic from the Tertiary units, which are composed exclusively of Eocene (Palaeocene deposits have not been identified), lower Oligocene and a portion of Pliocene sedimentary rocks (*Sittler, 1969a, 1969b; Duringer, 1988; Schuler, 1990; Sissingh, 1998, 2003; Berger et al., 2005b; Ménillet et al., 2015*). These Tertiary layers are related to the opening of the graben from the middle Eocene. In this geographical area (Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen), the upper Oligocene and Miocene do not exist because of erosion (*Roussé, 2006; Berger et al, 2005a, 2005b*). The uppermost part of the sedimentary cover is a clayey-loess unit dating

from the Pleistocene (*Ménillet et al., 2015*). The interpreted depositional environmental characteristics in this stratigraphic column (*Aichholzer et al., 2015*) are as follows: the Pliocene-Quaternary period is characterized by loess deposits during the Quaternary and fluvial, marshy and lake deposits during the Pliocene. The Oligocene is characterized by marine deposits in the upper part (*Série Grise*) and lacustrine to evaporitic deposits in the lower part (*Couches de Pechelbronn*). The Eocene is fully lacustrine and/or evaporitic according to the position in the rift. Close to the rift border, on the French side (the Vosges), (not represented on the log), marly facies from the basin rapidly become conglomeratic (fan-delta from rift borders) (*Duringer, 1988, 1995; Duringer and Gall, 1994*). The Jurassic is fully marine. From the top to the base of the sequence, the Triassic is characterized by lagoonal environments (Keuper), marine-to-lagoonal environments (Muschelkalk) and fluvial (lower Buntsandstein) to fluvio-deltaic environments in the upper part of the Buntsandstein (*Grès à Voltzia*). Some parts of the Buntsandstein (especially the *Grès Vosgien supérieur*) feature aeolian deposits. The Permian is the oldest sedimentary unit in the graben and overlies the basement. It is characterized by fully continental deposits (from debris cones to fluvial environments).

2. Methods

The precise stratigraphic succession of the four GPK wells in Soultz-sous-Forêts has never been investigated to date because the main objectives were to characterize the crystalline basement. This new interpretation is made possible by the results of geological analyses obtained during and after the drilling phase at Rittershoffen. This work will enhance the basement/cover knowledge and determine the precise chrono-lithostratigraphic units crossed by the GPK-1 and GPK-2 wells. At Soultz-sous-Forêts the geothermal plant has four wells, GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4. Because these three latter wells are close to each other, this paper only presents the results of GPK-1 and GPK-2, which are separated by 493 m. The main goal of this work is to determine the accurate depths of the top and base of each formation and to evaluate their thickness variations between Rittershoffen (GRT-1) and Soultz-sous-Forêts (GPK-1 and, GPK-2). The workflow process involved a critical rereading of the old masterlog with the analysis of the cuttings descriptions and calcimetry log. Next, for calibration, the study of outcrops was associated with the masterlog results and existing cores, especially from the EPS-1 well. Finally, the gamma ray log (GR) is used to confirm or adjust the position of the tops and bases of the formations because it has the highest resolution. Moreover, for the same stratigraphic boundary, from one well to another, the GR variations (natural radioactivity)

are quite similar. GR patterns therefore constitute one of the best geophysical signatures for wells comparisons especially if the descriptions of the series using the cuttings are not sufficient.

2.1. Masterlog and field work

The masterlog is the report synthesizing the rock succession from the top to the base of the well (e.g., cuttings descriptions, calcimetry log, layer interpretations, rate of penetration (ROP) of the drill bit during the drilling, date and depth, and occurrence of faults). Because it depends on cuttings sampling during drilling, the vertical resolution is no more than approximately 3–5 m depending on the desired precision. The analysis of cuttings is essential for describing the intersected units. The calcimetry log, especially the calcite/dolomite ratio, can be essential for some formation identification in the Muschelkalk, for example, where the occurrence of dolomite signals the transition between certain units. The rate of penetration of the tool is linked to the lithologic variation (from clay to limestone, for example) but is generally difficult to interpret. It has never been decisive in determining the position of a formation. The occurrence of gypsum/anhydrite is another important tool for determining the position of the units, especially in the Tertiary, in the Keuper and Middle Muschelkalk. Combining the previous results with natural outcrops in Northern Alsace was an essential method for determining of the formation boundaries in the GRT wells, which were used as a reference well for the chronolithostratigraphic vertical succession (*Aichholzer et al., 2015*).

2.2. Sampling

Sections of core from the EPS-1 well were only available for the Buntsandstein and the lower and middle part of the Muschelkalk, but they increased the accuracy of the results. For example, for the Buntsandstein, the *Grès Vosgien* is composed from the top to the base of three quite similar sandstone bodies: the *Couches de Karlstal*, the *Couches de Rehberg* and the *Couches de Trifels*. It would have been impossible to determine the tops and bases between these three units without using the cores sections from EPS-1 in combination with a field study. In fact, the GR signature was crucial because each large radioactivity peak (*Figure 4.11, Figure 4.12*) correlates exactly with multi-decimetre argillaceous layers identified in the cores (GPK-1: 1 186 m–100 gAPI, 1 207 m–111 gAPI and 1 214 m–120 gAPI with a average value of 60 gAPI, and GPK-2: 1 250.5 m–107 gAPI and 1 267 m–90 gAPI with a unit-wide average value of 50 gAPI). Thus, the sedimentological analyses of the cores were fundamental for precisely positioning the stratigraphic tops

and bases of the units. In this study, the cuttings were used for all the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen wells except EPS-1 which had continuous cores in the Muschelkalk and Buntsandstein.

2.3. Well logs

Some old wells (e.g., GPK-2) do not have a standard masterlog with a detailed description of the cuttings. These wells only have an internal technical report with the lithostratigraphic interpretation, which cannot be taken as granted. Therefore, if a borehole is well described, like in Rittershoffen, and has a GR log, it is possible to make well-to-well correlations with the other wells due to the radioactive log. A well log (*Howell and Frosh, 1939*) is a continuous record of the variation of a parameter as a function of depth and presents significant advantages, such as providing continuous geological data in addition to cuttings or cores (*Desbrandes, 1985*). Logs are therefore very useful when making multi-well spatial correlations and can provide precise information on sedimentary deposits and lithologic variations. This paper seeks to define more precisely the tops and bases of the units (40 formations in a 2-km-thick sequence of rocks) and to show the importance of drilling data. The GR log was obtained by measuring the natural radioactivity produced by the rocks adjacent to the well during the raising of the tool. Emissions of gamma electromagnetic waves come from the decay of naturally radioactive isotopes of elements such as potassium (K), uranium (U) and thorium (Th) (*AGR Pioneering Achievements, 2013*). The measured gamma radiation is either total or decomposed, known as total GR or spectral GR, respectively. The spectral log isolates the contribution of each of the aforementioned isotopes (*Fertl, 1979*); thus, it is composed of three logs. The vertical resolution of the GR tool, which is used in the wells to acquire the logs, is on the order of 15 cm (6 in.) (*Desbrandes, 1985*), and the unit of measure is gAPI (GR American Petroleum Institute). A resolution of 15 cm means that thin units can be identified, which is particularly important for the Lias section, where many formation boundaries within this large clayey/marly unit are characterized by only thin deposits. From a practical perspective, clays contain the most radioactive elements, whereas sands, sandstones, limestones and especially for gypsum/anhydrite have very few of these elements. Therefore, sandy-clayey or limestone-clayey sequences are easily recognizable in the GR logs. However, we must be very careful when reading these logs because some minerals, such as sylvite (rich in K) and feldspar (rich in K and Th), and some types of organic matter (rich in U) can induce GR changes (to the right side of the GR log) (*Howell and Frosh, 1939; Hesselbo, 1996; Fiet and Gorin, 2000*). In addition, the presence of potassium and barite in the drilling mud can lead to increases (to the right) and decreases (to the

left), respectively, in the GR signal radiations (*Desbrandes, 1985*). In the Soultz-sous-Forêts geothermal wells, bentonite (*Herbrich, 1988; Datalog Technology Ltd, 1995*) and salty water were primarily used as drilling fluids. Thus, the GR values have not been influenced by the drilling mud composition. As a final precaution, the intensity of the signal can be greatly reduced when the measurement is made through the casing, but the shape of the signal does not change (*Smolen, 1995*).

2.4. Workflow process

In this paper, the interpreting work requires the analysis of the results of cuttings and cores. After examining these data, the GR logs were used to interpret the unit correlations between the wells of the Soultz-sous-Forêts site. At Rittershoffen each unit is correlated to the GR log (*Duringer et al., 2019*). Because a particular signal exists for every layer, the Soultz-sous-Forêts GR logs (from the wells GPK-1 and GPK-2) have been compared to the Rittershoffen logs to define each tops and base of each unit. The analyses of the cuttings brought to the surface during the drilling, the geological knowledge of the region based on relevant outcrops, and the GR log analysis have produced a precise stratigraphic log that contains information on the nature, depth, thickness and age of the geological formations crossed by the boreholes at Soultz-sous-Forêts. With the new Soultz-sous-Forêts stratigraphic data, it has been possible to identify the precise location of the fracture zones intersecting the wells. In fact, the study of the seismic profile and the mud logging data compared to the stratigraphic logs obtained, permitted to confirm the occurrence of these zones. Based on this scientific input involving a well-calibrated borehole, other wells will require less data from the sedimentary section to describe the encountered formations.

2.5. Terminology

In this paper, we define well logs (GR, caliper, density and porosity data) and instantaneous well logging data as mud logging (gas anomalies, rate of penetration of the tool and mud losses). The caliper log measures the internal diameter of the borehole. If the well encounters a fracture zone, the diameter of the well will no longer be circular and may be enlarged, which registers as an anomaly in the caliper log. An anomaly in temperature indicates that at one precise depth, there is a higher or a lower temperature than in the surrounding rocks. Natural gas emissions are monitored during the drilling phase. The obtained log indicates which formations have gas emission (alkanes from methane to pentane (C_1–C_5), CO_2, H_2S and helium in some wells) and which depths feature anomalies

relative to the ambient background.

The rate of penetration (ROP) of the drill bit indicates the speed at which the bit penetrates the rock, usually reported in m/h. Normally, the ROP decreases as the drill bit bores into denser formations (*Vidal et al., 2015*). Raw ROP values are clearly dependent of WOB (weight on bit), RPM (rotation), bit size or mud composition (bulk density). However, for a given drilling section, drillers tried to keep as stable as possible those drilling parameters in order to be able to compare visually and in real-time, the instantaneous raw drilling data. Thus, any raw ROP variation generally fits with facies variations (low ROP) or fracture zone occurrence (high ROP). Spatial correlations between ROP values and fracture zone location or rock facies variation have already been published at Soultz. It mainly showed that high ROP values matched with natural fractures (*Traineau et al., 1991*). In addition, loss of the entire whole drilling fluid (mud) indicates that the well has intersected a permeable fracture zone. In the Soultz wells, it has been observed during drilling operations that all the mud losses were clearly related to natural fracture zones both in sediments and in granite (*Vidal et al., 2015; Genter, 1999*). Porosity values were quite low even in the sediments. No matrix-porosity aquifer is known in the Soultz sedimentary sequence. The only existing aquifer is controlled by the vertical natural fracture system in which very saline brines have been sampled (*Sanjuan et al., 2010*). Other geophysical measurements include the bulk density of the rock formation (recorded in g/cm^3) and the neutron porosity (measured in percent). In GPK-1, a standard Schlumberger log, calls Compensated Neutron Litho density tool (CND) has been run for measuring, gamma ray, neutron porosity and bulk density in the Triassic layers from 900 to 1 400 m depth (*Genter, 1999*). In GPK-2, only caliper and gamma ray logs were collected in the sedimentary parts of the well.

The term log cuttings includes macroscopic descriptions of cuttings and cores, field observations and GR well logs. The log cuttings was used to perform this chronolithostratigraphic analysis. Mud logging was used to compare the stratigraphic results to a structural analysis. In terms of faults, we consider any significant thickness variations in a given layer to indicate the occurrence of a fault. For example, at 641 m in GPK-1, the unit Marnes à Ovoïdes is only one-third as thick as expected (18.5 m instead of the 44 m) because of the presence of a fault. From mud logging based primarily on mud losses, we can define the permeability of a given structure (faults or fracture zones). Faults will also be used for the description of the seismic profile because a profile is supposed to represent only large “faults” with minimum vertical apparent offset of 10 m (*Walsh et Watterson, 1988*).

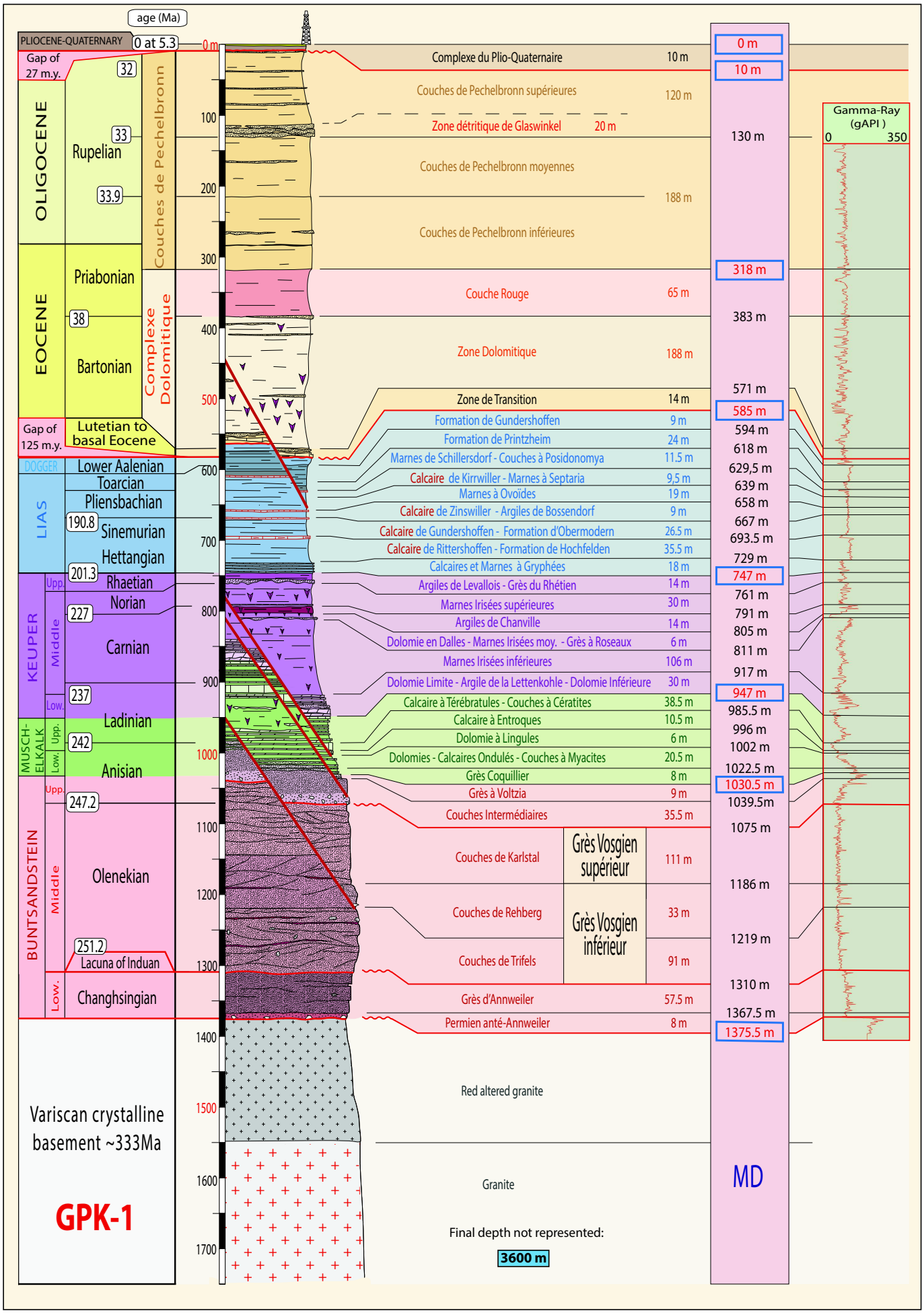


Figure 4.11: GPK-1 (Soultz) complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing all the limits and geological formations encountered.

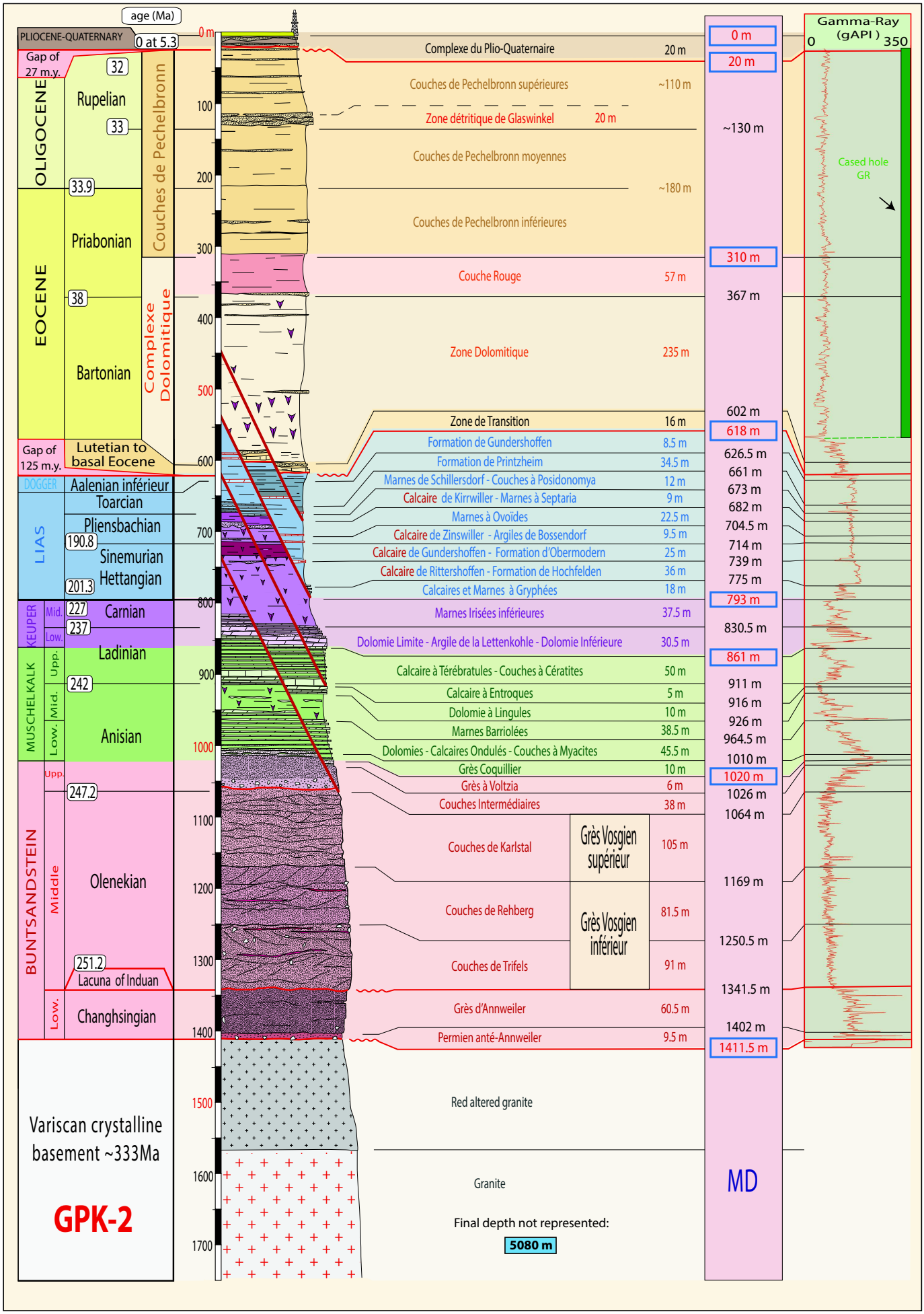


Figure 4.12: GPK-2 (Soultz) complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing all the limits and geological formations

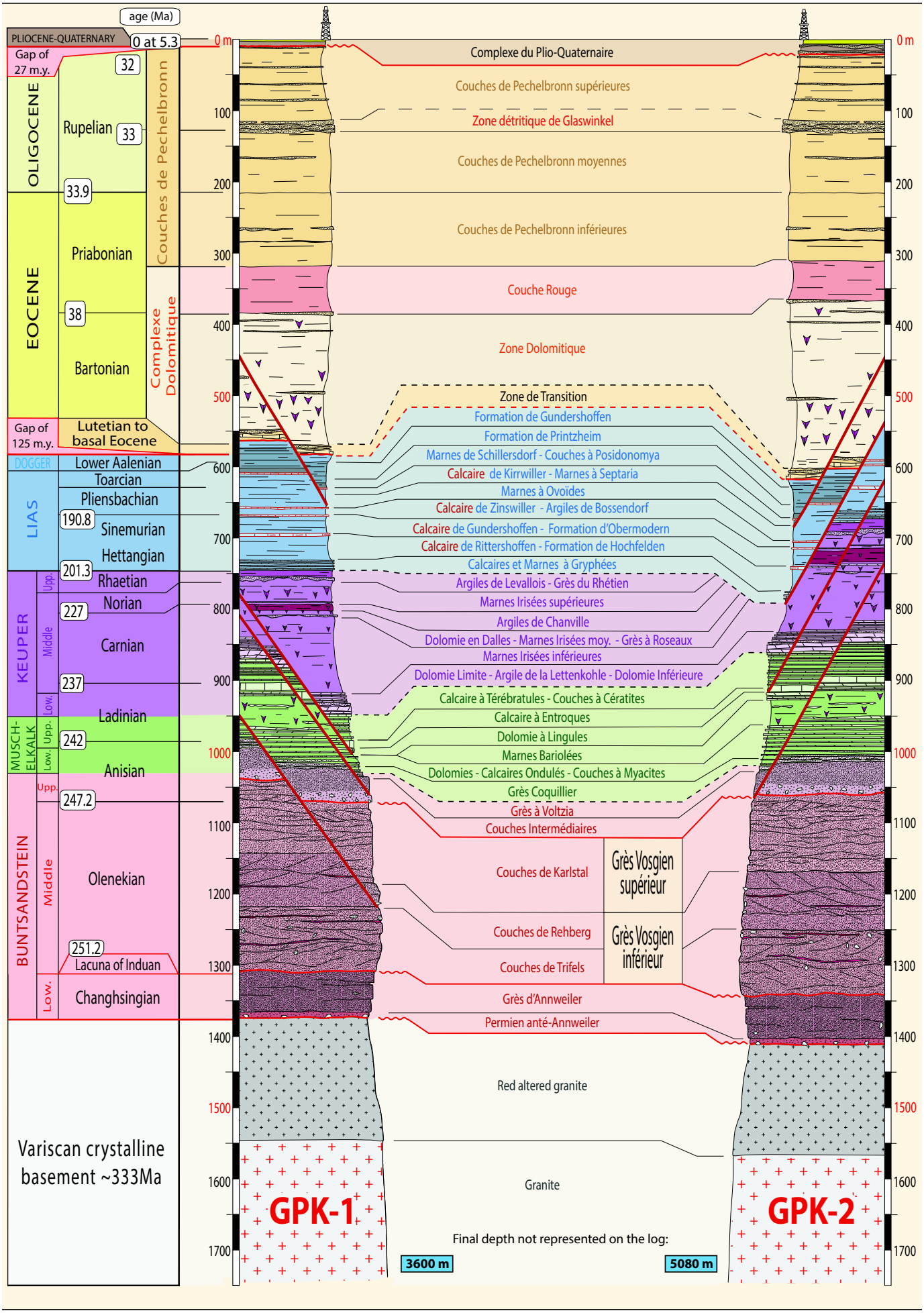


Figure 4.13: Complete chrono-lithostratigraphic logs showing all the limits and geological formations encountered in GPK-1 and GPK-2, wells located at Soultz-sous-Forêts.

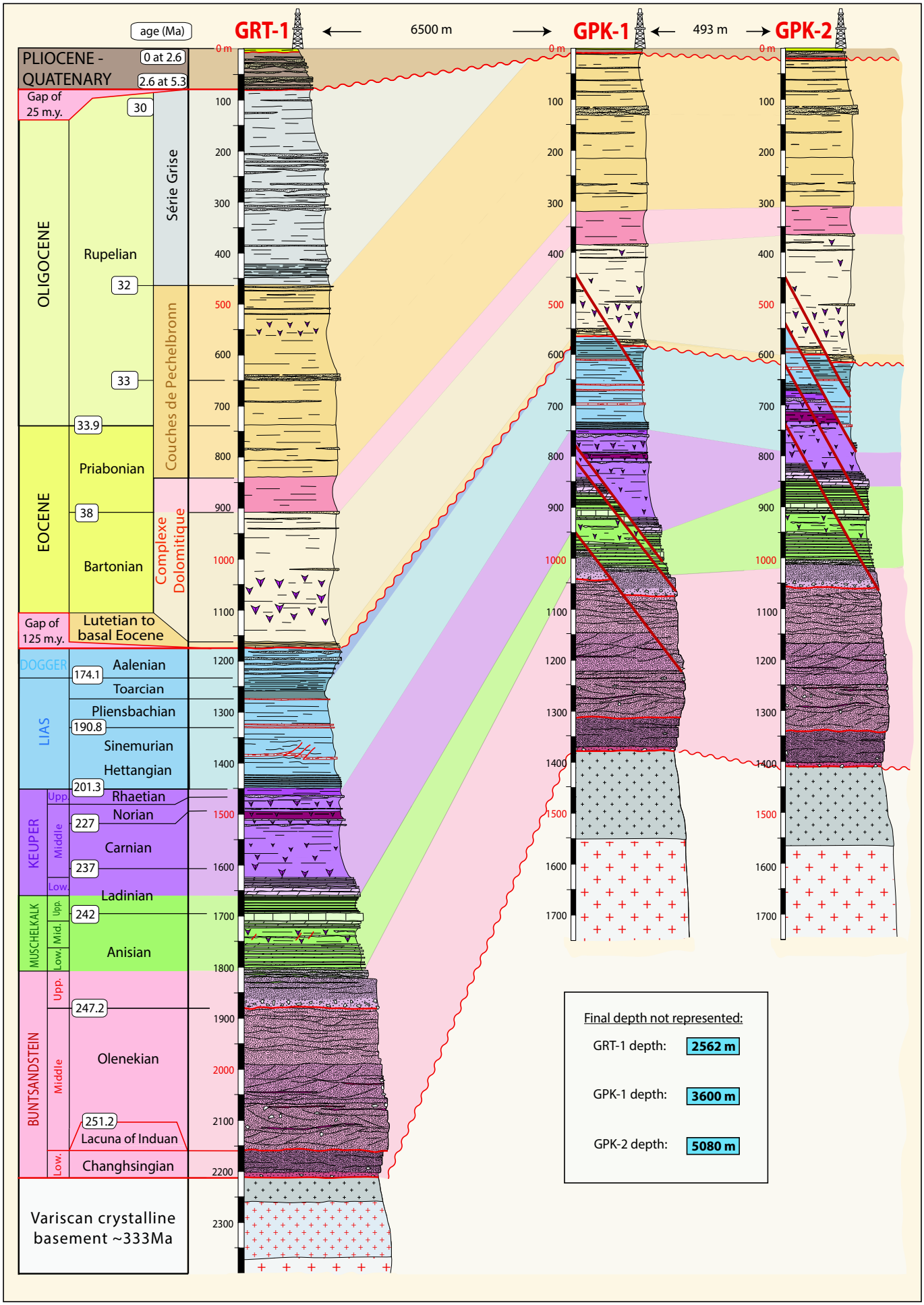


Figure 4.14: Well-to-well stratigraphic correlations of the Soultz-sous-Forêts (GPK-1 and GPK-2) and Rittershoffen (GRT-1) wells. The start depth is 0 m, the elevation is about 148 m for GPK-1, 145 m for GRT-1 and 164 m for GPK-2 above sea level.

Natural fracture or fault permeability is mainly based on mud losses, gas anomalies (Helium, CO_2) and high ROP values recorded during drilling operations (*Vuataz et al., 1990; Vidal et al., 2015*). In addition, temperature logs as well as spinner logs combined with acoustic log (BHTV) are a very powerful tool for identifying fractures bearing natural permeability in a Soultz borehole (*Evans et al., 2005*). Due to the lack of information on fault displacements, the term "fracture zones" is used.

3. Results and discussion

3.1. Visual methods for the stratigraphic correlations

First of all, the log representing the sedimentary sequence of the well is along the vertical profile (shown to the right side of the log) because it is representing a 1D well. The fracture zones (potentially faults) have been represented on the log with their observed apparent vertical displacement (*Figure 4.11, Figure 4.12, Figure 4.13, Figure 4.14*). These zones were observed based on a change in the stratigraphic succession (units entirely or partially absent or characterized as thinner than expected).

For the layer thickness, the correlations are made each time on the right side of the log, represented with the help of a colour scale. As the GR is measured along the total length of each well, the tops and bases of formations are given in measured depth (MD) and not in true vertical depth (TVD), which correspond to the length of the tube/drill and the true thickness of the sedimentary units (representing the vertical depth at the drilling entry point), respectively. As the deviation of the Soultz-sous-Forêts wells is low (horizontal shift of 25 m at the deepest part at the top of the granitic basement between GPK-1 and GPK-2), the thickness in MD is almost the same as in TVD. This is also the case for GRT-1 (Rittershoffen), which has been used for the well-to-well correlation. We do not use the GRT-2 well, which is deviated significantly (up to 37°) from the vertical, representing a horizontal shift of 1 200 m at full depth of 3 196 m MD. Moreover, after analyses, GRT-2 has almost the same sedimentary column therefore we could decide to use GRT-1 for the correlations.

To conclude, the logs only show the sedimentary columns. The final depth in the basement of each well is not drawn because this paper is focused on the sedimentary units. The last point is that the GR was measured through the casing in GPK-2 from the surface to a depth of 577 m. After that limit, the GR log was obtained in an open holesection. The casing impacts the resulting log because it reduces the measured GR values but the general shape of the signal is not changed dramatically. For GPK-1, the log was obtained entirely in an open hole-section.

3.2. Chrono-lithostratigraphic sequence of Soultz-sous-Forêts (GPK-1 and GPK-2)

Combining GR logs and cuttings descriptions and making correlations between the wells yielded precise chrono-lithostratigraphic logs at Soultz-sous-Forêts. *Figure 4.11* shows GPK-1 with its GR log and all the chrono-lithostratigraphic information (base and top of each formations and faults occurrences). *Figure 4.12* shows the same information, but for GPK-2, and *Figure 4.13* shows a well-to-well correlation between GPK-1 and GPK-2. The sedimentary cover is approximately 1 375.5 m thick in GPK-1 and 1 411.5 m thick in GPK-2, and the two wells are located approximately 500 m apart.

a. Pliocene-Quaternary

The sedimentary sequence begins with a thin sandy-clayey complex (10 m thick in GPK-1 and 20 m GPK-2 compared to 71 m thick at Rittershoffen), corresponding to the Complexe du Plio-Quaternaire. This uppermost unit is poorly documented. For Soultz-sous-Forêts, the old interpretation in the masterlog does not provide any information about this complex. In fact, this complex was never actually investigated, but since the development of the Rittershoffen wells (*Aichholzer et al., 2015*) it has been possible to reinterpret the description given for Soultz-sous-Forêts.

b. Oligocene and Eocene

Lower Oligocene to Upper Eocene

The *Complexe du Plio-Quaternaire* is in erosional contact with the underlying Oligocene (early Rupelian). The lower part of the *Couches de Pechelbronn supérieures* is a homogenous unit composed of calcareous clays intercalated with thin sandstone beds. Correlations inside the *Couches de Pechelbronn* are not possible, especially between the middle and lower *Couches de Pechelbronn*. The only objective benchmark is the *Zone Détritique de Glaswinkel*. This small unit consists of a massive sandstone layer that marks the base of the *Couches de Pechelbronn supérieures*. It is clearly indicated in the cuttings description by the occurrence of sandstone cuttings and is also clear in the GR log (*Figure 4.12*) with a sharp peak directed to the left (sudden increase in the "sand/clay" ratio) compared to the sections above and below it. The boundary between the middle and lower *Couches de Pechelbronn* marks the Oligocene/Eocene boundary, but the precise depth could not be determined.

Eocene: Lower Priabonian to Bartonian

The *Complexe Dolomitique* is composed of two units, the upper *Couche Rouge* and the lower *Zone Dolomitique*. The transition from the *Couches de Pechelbronn* to the *Couche Rouge* is marked by a sudden increase in red clays and a decrease in the calcimetry. This massive red clay unit (65 m) gradually transitions into the *Zone Dolomitique* composed of clays, marls and limestones interbedded with thin sandstone beds. The gradual increase in the presence of salt, observed on the calcimetry log, definitively signals the transition to the *Zone Dolomitique* unit (*Aichholzer et al., 2015*). The salt and the thin sandstone beds are observed on the GR log because they induces obvious deviations in the signal towards the less radioactive side (peak leftwards compared to the signal above the formation, more homogeneous).

Lutetian to Basal Eocene

The *Zone de Transition* marks the limit between the Cenozoic and the Mesozoic. It is very difficult to objectively define its top and base because of the large lateral facies and thickness variations. Facies heterogeneity could be one of the best terms to define this formation. Because this unit varies from a few metres to tens of metres, from clays to laterites, sandstones or limestones, and from conglomerates to breccias, it is often very difficult to define its precise position solely from the examination of cuttings. The best criterion is the disappearance of saline characteristics from base of the *Zone Dolomitique*. Secondly, the arrival of lacustrine carbonates, sometimes in very massive beds, is another good criterion. Finally, the occurrence of reworked Jurassic elements definitively signals the transition to the *Zone de Transition*, even if this reworked material makes it difficult to determine the limit between the Eocene and the Jurassic. The GR signal passes from large amplitudes related to the presence of sulphates (*Zone Dolomitique*) to a consistent signal (*Zone de Transition*).

c. Jurassic and Triassic

Middle to Lower Jurassic (Lower Aalenian to Hettangian)

The complete Jurassic sedimentary column is approximately 260 m thick. It is composed mainly of monotonous grey or bluish-grey marls. Defining the formation boundaries is largely based on the study of thin limestone beds commonly located at the base of the formation.

The Jurassic starts at the lower Dogger with the *Formation de Gundershoffen* and the

Formation de Printzheim (Toarcian), composed mainly of clays and silty clays. As the name suggests, the *Marnes de Schillersdorf* (Toarcian) are composed of black micaceous and silty clays, and argillaceous limestones interbedded with calcareous nodules.

The identification of the *Couches à Posidonomya*, also called also the *Schistes Carton*, is based on the very finely laminated appearance and the organic matter-rich content.

The *Calcaire de Kirrwiller* (Pliensbachian) is a 20-cm-thick limestone bed that is well identified at the transition to the *Marnes à Septaria* unit due to the well-marked GR signal (strongly directed to the left). This bed features one of the most strikingly low signals in the Lias.

Because of its marls, the *Marnes à Septaria* is much more radioactive than the limestone, and the signal therefore increases directly at the transition to this formation. This unit and the *Marnes à Ovoïdes* are composed of blackish calcareous silty clays. A huge fracture zone (potentially a fault) affecting the *Marnes à Ovoïdes* is present in both wells (separated by 493 m). The thickness of this unit at Soultz-sous-Forêts is therefore thinner than it is regionally.

The *Calcaire de Zinswiller*, which produces another significant left-directed GR signal (GRT-1), is a limestone bed that marks the transition to the *Argiles de Bossendorf.* This bed is composed of light grey coloured clays, and fossils are common in the field. At Soultz-sous-Forêts, after defining the units above and below with the characteristic pattern, it has been possible to estimate the top and base of this formation. In fact, the bank being thinner as at Rittershoffen because of lateral thickness variations, there is no peak on the Soultz-sous-Forêts GR log.

As before, the *Calcaire de Gundershoffen* (Sinemurian/Hettangian) is a limestone bed marking the transition with the underlying unit, the *Formation d'Obermodern*, which is composed of laminated calcareous clays that are, sandy to fine-grained sandy, micaceous and pyritic.

The *Calcaire de Rittershoffen* is the final well-developed limestone bed in the Jurassic section. Already observed but not described in the Oberroedern well (OBR-101), drilled in 1987 this massive limestone is a multi-metric-metre-thick bed (on the order of 5 m instead of 0.20–1 m for the other limestone benchmarks in the Lias). The GR signal, strongly directed to the left, is unquestionably the most striking signal in the Jurassic sedimentary

column. Moreover, this massive Jurassic limestone is clearly defined as a hard rock on the acoustic borehole log and exhibits a well shape close to the nominal borehole diameter on the caliper log.

Underlying this unit is the *Formation de Hochfelden*, a silty and marly to calcareous clay unit. The *Calcaire et Marnes à Gryphées* just below is easily recognizable from the overlying formation because its facies features monotonous and regularly spaced decimetre-scale limestones/marls alternations. This unit yields a specific GR signature with large amplitudes and short frequencies at the base of the Lias, and the entire signal is less radioactive than the other unit of Jurassic (more leftwards).

Keuper (Rhaetian to Upper Ladinian)

The Keuper is composed of six formations that are entirely, present in GPK-1 but affected by fracture zones in GPK-2 (*Figure 4.13*). Compared to the Jurassic, the Keuper facies are red and green in colour and often contain anhydrite. This unit contrasts sharply with the grey-dominated colour of the Jurassic, which greatly aids the defining of the boundaries.

It starts with the *Argiles de Levallois*, wich is composed of red to black silty clays covering the *Grès du Rhétien*, a sandstone formation that is locally conglomeratic and easily observed on the GR log because the signal features a strong leftwards peak.

Below, the *Marnes Irisées supérieures* is composed mainly of clays, calcareous clays, argillaceous marls and dolomitic clays interbedded with dolomite bed.

The *Argiles de Chanville* unit is composed of red clays, slightly micaceous and finely dolomitic. In addition to the cuttings description, the GR log shows a huge shift to the right (radioactive) because of the presence of these clays.

Evidence for the presence of the *Dolomie en Dalles* is lacking. Based on the work of Ménillet et al. (*2015*), this unit has likely been replaced in this area by a massive anhydrite unit, which produces a large leftward GR signal.

The *Marnes Irisées moyennes* is composed of coloured marls similar to the marls of the *Marnes Irisées supérieures*. Below this, the *Grès à Roseaux* is undoubtedly the best benchmark in the Keuper. It is characterized as a fluviatile phase inside a lagoon and evaporitic phase during middle Keuper.

The *Marnes Irisées inférieures* is composed of clays and is locally calcareous and dolomitic with an abundant presence of gypsum/anhydrites.

The lower Keuper called Lettenkohle is composed of three units from top to base: the *Dolomie Limite*; the *Argile de la Lettenkohle*; and the *Dolomie Inférieure*. The *Dolomie Limite* (several decimetres in thickness) is, poorly developed and is, composed of shelly dolomitic beds. The transition is highly visible between the two units because the *Dolomie Limite* has a very week GR signal (to the left) compared to the *Marnes Irisées inférieures* due its non-radioactive dolomitic beds. The *Argile de la Lettenkohle*, with its clays, has a very strong signal (to the right of the GR log). This last unit is composed of alternating marls and dolomites, with some decametric decametre-scale sandstone beds close to the base. Hence, the GR signal increases again to the radioactive side. The *Dolomie Inférieure* is a very massive and compact dolomitic unit, with little radioactivity (strongly directed to the left).

The amplitudes of the GR signals from the *Argile de la Lettenkohle* and the *Dolomie Inférieure* are the strongest in the entire sedimentary column.

Muschelkalk (Lower Ladinian to Upper Anisian)

The Muschelkalk begins with the *Calcaire à Térébratules*, a formation composed of two massive slightly dolomitic limestone beds (up to 3 m thick). Below, the *Couches à Cératites* is composed of a homogenous unit of alternating limestones and marls.

In the *Couches à Cératites*, from top to base, the GR signal slowly increases before decreasing again towards the underlying *Calcaire à Entroques*. This "back and forth" is a characteristic pattern of this formation indicating the deepening and shallowing of facies. Below, the *Calcaire à Entroques* is the most massive limestone without marls in the sedimentary column.

The underlying *Dolomie à Lingules* is composed of dolomitic limestones and dolomitic marls.

The *Marnes Bariolées* is characterized by red to grey sandy clays local dolomitic, and dolomitic marls with large amounts of anhydrites. This complex is composed of three formations grouped together: the *Dolomies, Calcaire Ondulés,* and *Couches à Myacites* formations contain alternating marls, marly dolomites and dolomites (*Aichholzer et al.,*

2015) (*Figure 4.11, Figure 4.12, Figure 4.13*). The final Muschelkalk unit is the *Grès Coquillier*, a shelly sandstone to dolomitic sandstone interbedded with clayey marl beds. As shown in the figures, the wells are affected by fracture zones in the Muschelkalk.

Buntsandstein (Lower Anisian to Changhsingian)

The Buntsandstein forms the base of the Triassic sequence. It is composed of seven dominantly red-coloured sandstone units. At the top of the Buntsandstein formation, the *Grès à Voltzia* unit is the first light-red micaceous sandstone, so the transition to the Buntsandstein is easily recognizable with the change in colour and high content of quartz. In addition, the transition is marked by the presence of the most radioactive peak of the entire sedimentary column. The GR increases from the middle of Keuper to the top of the Buntsandstein formation. The highest GR signal is quite similar in all the wells and marks the transition to the Buntsandstein. From this peak, the GR starts to decrease again.

Below the very fine-grained argillaceous sandstone, the *Couches Intermédiaires* features a coarser-grained texture and a colour progressively changing from light red to red. The clay percentage decreases progressively downwards through the formation, producing a GR signal that decreases.

The EPS-1 drill-core analysis of the Buntsandstein was used to identify the boundaries wthin the *Grès Vosgien*. This unit is composed of the *Couches de Karlstal* (poorly cemented aeolian facies), the *Couches de Rehberg* (fluvial facies) and the *Couches de Trifels* (fluvial facies). These pink to red-brown sandstone formations are very similar to each other and the proportion of feldspar is basically the same from the top to the base of these units. The GR log has an overall consistent value, except for the transition between the *Couches de Rehberg* and *Couches de Trifels*, which is characterized by three well-developed (up to 20 cm thick) red clays that produce rightwards-directed peak in both GR logs and that are evident in the EPS-1 cores.

The *Grès d'Annweiler* and the Permien *ante-Annweiler* are both Upper Permian units but are known as the Buntsandstein Inférieur. The GR signature of these units is characteristically more radioactive than that of the *Grès Vosgien* because they are more clayey (clastic and diagenetic), and the lithologic transition features a distinctive colour change. In many respects, (GR signature and fine-grained sandstone lithology), these Permian units are quite similar to the *Grès à Voltzia* unit. Indeed these Permian sandstones are relatively dark, from dark red to reddish brown.

Both wells (GPK-1 and GPK-2) show the presence of fracture zones at the transition between the *Couches Intermédiaires* and the *Couches de Karlstal*, and in GPK-1, another fracture zone is present in the *Couches de Trifels* (*Figure 4.13*).

d. Palaeozoic granitic basement

The granitic basement is obvious in at the GR log. When the signal is continuously directed to the right side of the log, it means that the unit is very radioactive. The most radioactive formation is the granitic basement. The sedimentary cover may have radioactive formations, but none as strongly radioactive as granite. Therefore, the large shift to the right is associated with the transition to the Palaeozoic basement at 1 375.5 m for GPK-1 and 1 411.5 m for GPK-2.

3.3. Structural correlations between the geothermal Soultz-sous-Forêts wells

With such well-calibrated boreholes in the sedimentary part, it has been possible to correlate the different fracture zones observed from stratigraphic analyses with a structural analysis (*Vidal et al., 2015*). In fact, some major zones have been highlighted with the well-to-well correlation between Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen, which has highlighted some thickness variations not always associated to lateral variations. GPK-1 is affected by four faults, one in the Lias, one in the Muschelkalk and two in the Buntsandstein (*Figure 4.11*). GPK-2 is also affected by four normal faults, one in the Lias, one in the Keuper, one in the Muschelkalk and one in the Buntsandstein (*Figure 4.12*). Vidal et al., (*2015*) defined six facture zones in GPK-1 and eight in GPK-2, characterized as either permeable or sealed based on drilling data. The tables below present the different types of data that were used for the observations: the mud logging and the log cutting, and for each fracture zones what is the observation given by the data.

a. Faults observed on the seismic profile

Based on the seismic profile (*Figure 4.15*) (*Cautru, 1988, redrawn by Koelbel et al., 2011*), the depth of each fault was given. In addition at each depth the mud logging and the log cutting were taken into consideration in order to evaluate whether the zones were previously observed in the other well data (*Table 2*).

Depth	GPK-1
~ 300 m	Very local fault with almost no apparent fault offset Mud logging: nothing observed Log cutting: nothing observed
~ 750 m	Local fault from the surface to the Kutzenhausen boundary Fault which has a 100 m fault offset Mud logging: caliper and temperature anomalies Log cutting: nothing observed
~ 1 083 m	Soultz-sous-Forêts Fault from the surface down into the granitic basement with approximately 100 m cumulated fault offset Mud logging: between 1 042 and 1 049 m several caliper anomalies, variations in neutron porosity, temperature and bulk density Log cutting: *Couches Intermédiaires* reduced about 29.5 m in comparison with Rittershoffen
~ 1 116 m	Mud logging: nothing observed Log cutting: nothing observed
~ 1 233 m	Mud logging: anomalies in temperature and ROP, and between 1219 and 1240 m total mud losses which involves a permeable fault at 1219 m Log cutting: anhydrites filling, *Couches de Rehberg* twice reduced in comparison with Rittershoffen (33 m instead of 79.5 m)
~ 1 316 m	Mud logging: nothing observed Log cutting: nothing observed
Depth	**GPK-2**
~ 266 m	Local fault from the surface to the Kutzenhausen boundary Fault with 100 m fault offset Mud logging: nothing observed Log cutting: a fault with a small vertical offset in an unconsolidated unit (*Couches de Pechelbronn*) is not necessary visible, moreover it is the uppermost unit therefore already eroded at the top
~ 708 m	Soultz-sous-Forêts Fault from the surface down into the granitic basement with approximately 330 m cumulated fault offset Mud logging: little gas peak Log cutting: nothing observed
~ 733 m	Mud logging: nothing observed Log cutting: nothing observed
~ 766 m	Mud logging: nothing observed Log cutting: nothing observed

Table 2: Faults observed on the seismic profile analysed in mud logging and log cutting

b. Fracture zones observed on mud logging or log cutting

Some fracture zones were not observed in the seismic profile but were identified with the lithostratigraphic well-to-well correlation between Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (*Figure 4.11, Figure 4.12*). In addition, some others anomalies were observed

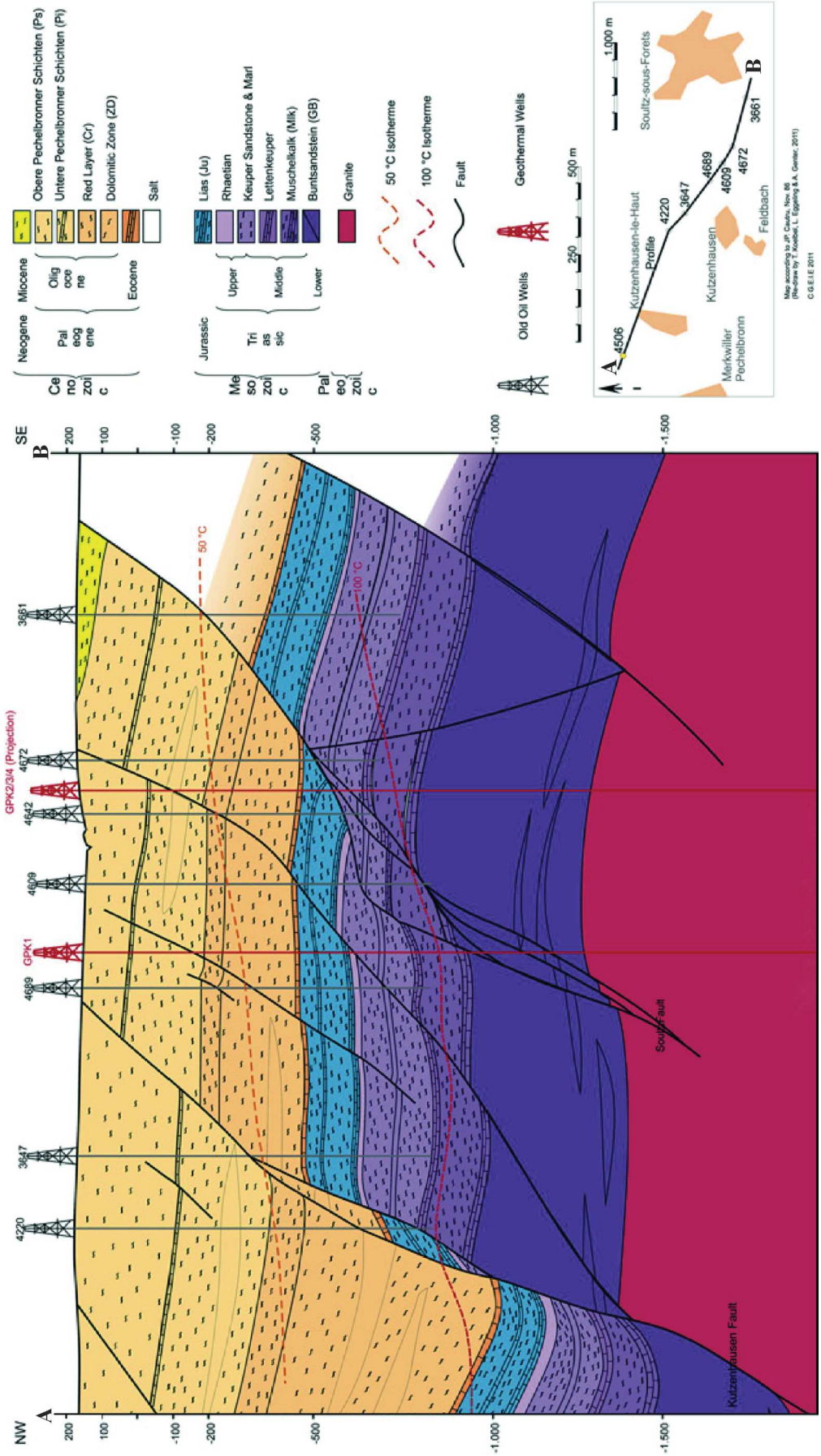


Figure 4.15: Seismic reflection profile interpreted in term of geological cross section. The oil wells and the geothermal boreholes GPK-1, GPK-2, GPK-3 and GPK-4 are projected on this profile.

in the mud logging data (Vidal et al., 2015). Therefore, the tables below present only these fracture zones in addition to those before (Table 3).

Depth	GPK-1
639 m	Mud logging: millimetre opened fractures with oil (also observed on the cores) at around 635 m Log cutting: *Marnes à Ovoïdes* reduced in comparison with Rittershoffen (19 m on the 44 m expected) Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 26 m vertical apparent offset interpreted as a fault
1 002 m	Mud logging: millimetre to centimetre fractures filled with calcite, quartz, oil and bitumen, anomalies in caliper, neutron porosity and ROP, decrease of density, increase of porosity and temperature anomalies Log cutting: *Marnes Bariolées* absent, top of the complex constituted by the complex of *Dolomies – Calcaires Ondulés – Couches à Myacites* and base of the *Dolomie à Lingules* affected Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 60.5 m cumulated offset interpreted as a fault
Depth	**GPK-2**
686 m	Mud logging: gas anomalies around 675 m Log cutting: *Marnes à Ovoïdes* reduced in comparison with Rittershoffen (22,5 m instead of 44 m expected) Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 21.5 m vertical apparent offset interpreted as a fault
793 m	Mud logging: positive ROP anomaly, decrease in gas log Log cutting: most of Keuper's units are absent: *Argiles de Levallois – Grès du Rhétien*; *Marnes Irisées moyennes*; *Argiles de Chanville*; *Dolomie en Dalles – Marnes Irisées inférieures – Grès à Roseaux* Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 136 m vertical apparent offset interpreted as a fault
911 m	Mud logging: big caliper and gas anomalies, mud losses which involves permeability Log cutting: one half of the *Calcaire à Entroques* is absent (5 m instead of 10 m expected) Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 5 m vertical apparent offset interpreted as a fault
1 064 m	Mud logging: caliper and gas anomalies Log cutting: facture zone with conglomeratic base of the *Couches Intermédiaires* absent and the top of the *Couches de Karlstal* affected Seismic profile: nothing observed Fracture zone with 32 m vertical apparent offset interpreted as a fault

Table 3: Fracture zones observed through the stratigraphic analysis (log cutting) analysed with the mud logging and on the seismic profile.

3.4. The Soultz-sous-Forêts (GPK) wells compared with the wells of Rittershoffen (GRT)

Metre by metres, from the basement to the surface, the sequence observed at Soultz-sous-Forêts is similar to that of Rittershoffen in terms of units but not in terms of thickness (*Figure 4.14*). In fact, thickness variations are induced by erosion or associated with fracture zones. Therefore, some units are reduced or absent.

a. Thickness variations in formations explained by erosion

At Soultz-sous-Forêts, one of the main differences lays in the fact that part of the Tertiary and the Quaternary formations are significantly reduced by erosion. Compared to GRT, the wells GPK-1 and GPK-2 lack parts of the *Complexe du Plio-Quaternaire*. Likewise, they lack the whole *Série Grise* and the upper part of the *Couches de Pechelbronn*, both layers from the Oligocene that together represent a cumulative thickness of approximately 524 m in GPK-1 and 532 m in GPK-2. The detrital Glaswinkel sequence marks the bottom of the *Couches de Pechelbronn supérieures*. At Soultz-sous-Forêts (GPK-1 and GPK-2), this detrital benchmark is approximately 20 m thick, which is twice the thickness obtained at Rittershoffen (GRT-1). This lateral thickness variation from 20 m at Soultz-sous-Forêts to 9 m at Rittershoffen is explained by the proximal/distal evolution of detrital input from the western shoulder of the rift (*Duringer, 1988*). Due to lateral thickness variations, the *Zone Dolomitique* is thinner at Soultz-sous-Forêts than at Rittershoffen. The reduction is 65.5 m for GPK-1 and 18.5 m GPK-2. In fact, Soultz-sous-Forêts is located close to the rift border therefore the *Zone Dolomitique* is not as thick as at Rittershoffen, which is located more centrally in the basin. Another great difference lies at the Mesozoic/Cenozoic unconformity.

Compared to Rittershoffen the erosion of the Jurassic upper part is more extensive in the sedimentary column of Soultz. Hence, many Dogger units are absent, removed during late Jurassic uplift and the Cretaceous/early Tertiary exposure. Compared to GRT-1 (Rittershoffen), the Soultz-sous-Forêts area lacks the first units of Jurassic (approximately 53 m). In sum, compared with the Rittershoffen wells, the Soultz-sous-Forêts area lacks approximately 642.5 m in GPK-1 and 604 m in GPK-2 in the upper part of the sedimentary column. Finally, in GPK-2, the *Calcaire à Térébratules—Couches à Cératites* section is 12.5 m thicker.

This can be explained by the fact that this unit is mainly composed of marls, which can experience considerable compaction effects, leading to lateral thickness variations.

b. Fracture zones and effects on associated units reduction

In addition to the erosion described above, several major fracture zones are present in both of the Soultz-sous-Forêts wells (GPK-1 and GPK-2). Two of them affect the *Marnes à Ovoïdes* (Jurassic) in GPK-1 and GPK-2, which lacks two-thirds of it thickness (*Figure 4.14*). The thicknesses of the other Jurassic units are approximately the same, with a few variations being caused by weak lateral thickness variations.

Six other fracture zones (potentially faults) were observed to affect the Muschelkalk and the Buntsandstein units in GPK-1, and the Keuper, Muschelkalk and Buntsandstein in GPK-2. Compared to Rittershoffen, GPK-1 does not contain the entire sequence of the Middle Muschelkalk, which is reduced by approximately one-third. In fact, the -40 m of the *Marnes Bariolées* are entirely missing, and the base of the *Dolomie à Lingules* is affected. In the Buntsandstein, half of the *Couches Intermédiaires* is missing. In GPK-2, a considerable portion of the Keuper is missing because the *Argiles de Levallois—Grès du Rhétien*, the Marnes Irisées supérieures, the *Argiles de Chanville* and the *Dolomie Limite—Argile de la Lettenkohle—Dolomie Inférieure* are absent. The Upper Muschelkalk formation is lacking 5 m of the *Calcaire à Entroques* which is half of the unit. In the Buntsandstein, faulting has removed the conglomeratic base of the *Couches Intermédiaires* and has affected the top of the *Couches Intermédiaires*, which is missing 27 m. In both wells, for all the other units of the sedimentary sequence, the thicknesses are almost the same. The small variations represent lateral variations in these units.

In summary, the faults affecting the units decrease the thickness of the sedimentary column by 161.5 m in GPK-1 and of 191.5 m in GPK-2. Knowing that the basement is at 1 375.5 m in GPK-1, 1 411.5 m in GPK-2 and 2 198 m in GRT-1 (Rittershoffen), we know that 822.5 m are missing from GPK-1 and 786.5 m from GPK-2 (*Figure 4.14*). The thickness reduction due to erosion (642.5 m) and faults (161.5 m) is equal to 804 m in GPK-1, which means that 18.5 m are attributable to slight lateral variations in the units. For GPK-2, 795.5 m are missing from the sedimentary column. Without the thickening of 12.5 m (*Calcaire à Térébratules—Couches à Cératites*), the reduction is 783 m (erosion: 604 m, faults: 191.5 m), which means that 3.5 m are attributable to lateral variations.

c. Conclusion from the structural and stratigraphic analyses

Some faults identified with the help of the seismic profile are not observed in the wells. In fact, the Soultz-sous-Forêts fault has a rather complex geometry (*Sausse et al., 2010*). A seismic profile, representing a 2D visualization, does not necessarily show the faults crossing a well. Depending on the geometric features of the fault, the orientation of the profile is critical. Moreover, as the trajectories are projected along the seismic profile, there may be some depth differences associated with the faults or the layers cross-section between the seismic representation and the actual borehole data.

The fault located at 641 m in GPK-1 and 686 m in GPK-2 affects the same unit in both of the wells: the *Marnes à Ovoïdes*. The same apparent offset is observed because in each well, two-thirds of the unit are missing (the units are 19 and 22.5 m thick in GPK-1 and GPK-2, respectively, as against 45 m in the case of Rittershoffen). This means that it could be the same fault affecting this Jurassic unit at Soultz-sous-Forêts. In GPK-1—the three deepest faults (1 002, 1 049 and 1 219 m) could correspond to the imbrication of the Soultz-sous-Forêts fault branches, as observed on the seismic profile. In GPK-2, the three deepest faults (793, 911 and 1 064 m) could also be the Soultz-sous-Forêts fault branches. In fact, due to the complex geometry of this fault, these branches are observed at a shallower depth than at GPK-1. Moreover, on the seismic profile, we observe a projection of the well, which also induces some geometric approximations. Therefore, we did not observe anything at the depth estimated for the Soultz-sous-Forêts fault in GPK-2 because it was not at the exact same depth (GPK-2 being projected). The top of the granitic basement is deeper at GPK-2 than at GPK-1; thus, we observe a general 'deepening' of this fault surface to the south.

To go further into this 2D structural analysis, it could be very interesting to construct a 3D geometric model considering the real trajectories of the wells and the actual 3D geometry of the faults.

4. Conclusion

The analyses of the drill cuttings from the doublet of geothermal wells (GRT-1, GRT-2) at Rittershoffen combined with a geological calibration on regional outcrops provided a very detailed and complete chrono-lithostratigraphic log. Therefore, the Rittershoffen's logs have been used as a baseline to reinterpret the sedimentary succession in the GPK-1 and GPK-2 boreholes at Soultz-sous-Forêts, which were poorly investigated in the past.

This geological study based on surveys logs, field work, geophysical data and cores/cuttings from the geothermal wells at Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen provided both a chrono-lithostratigraphic log of the historical Soultz-sous-Forêts wells and lateral well-to-well comparisons between the old (Soultz-sous-Forêts 1987) and recent (Rittershoffen 2014–2015) geothermal wells.

One of the first results at Soultz-sous-Forêts compared to Rittershoffen is the substantial erosion of the Tertiary and Quaternary formations. The Soultz-sous-Forêts wells lack the whole *Série Grise*, the upper part of the *Couches de Pechelbronn* (Oligocene) and almost the entire *Complexe du Plio-Quaternaire* formations, which together represent a cumulative thickness of approximately 444 m.

A second difference is present at the Mesozoic/Cenozoic unconformity. The erosion of the upper part of the Jurassic is more marked in the Soultz sedimentary columns, and several units of the Dogger are absent, removed during Cretaceous/early Tertiary exposure at the surface. Compared to Rittershoffen, the Soultz sedimentary column lacks approximately 35 m of the upper Jurassic formations (*Argiles Sableuses* and *Formation de Schalkendorf*).

Finally, the occurrence of two normal faults that affect the Lias and Muschelkalk units in the GPK-1 borehole was highlighted. The fault in the Lias led to the disappearance of the majority of the *Marnes à Ovoïdes* formation. The fault observed in the Muschelkalk is associated with the removal of the complete *Marnes Bariolées* and the lower part of the *Dolomie à Lingules*. In GPK-2, we identified four normal faults (one present in both wells, and three others only present in one well)—that are present in the Lias, Muschelkalk and Keuper. The sum total of the thickness missing from the stratigraphic column of Soultz-sous-Forêts, compared to the one of Rittershoffen, is approximately 790 m.

Thus, the detailed analysis of the lithostratigraphic units calibrated against the Rittershoffen geothermal wells is a very powerful technique for improving the geological knowledge. An additional method includes the analysis of 2D seismic profiles in this part of the URG, which is very interesting in terms of geothermal project development. Moreover, with this stratigraphic work, it has been possible to highlight some faults associated with important thickness variations. With a structural analysis in combination with well data (mud logging) and seismic profiles, the faults were precisely located with respect to depth in each well. One of the major results is the impact of the major Soultz-sous-Forêts Fault,

which affects different units because of the complex geometry of its branches. The Soultz-sous-Forêts fault branches are located at 1 002, 1 049, 1 219 m in GPK-1 and at 793, 911 and 1 064 m in GPK-2. In these wells, a common fault has also been observed in the Jurassic at 639 m in GPK-1 and 686 m in GPK-2 base on the same vertical offset in the same unit. The structural knowledge of the sedimentary portions of the Soultz-sous-Forêts wells was seriously improved by this lithostratigraphic re-interpretation using mainly well-to-well correlations and gamma ray log responses. In the Soultz-sous-Forêts geothermal wells, existing faults information from seismic scale and fracture zone locations derived from various drilling data were adequately combined with the new stratigraphic limits. Then, the structural scheme of the Soultz wells has been improved by highlighting the main fault traces.

Authors' contributions

CA and PhD analysed all the data available (GRT-1, GRT-2, GPK-1 to 4, EPS-1 and field works) and interpreted the sedimentary cover from the top to the basement. SO and PhD have brought significant geological assistance for the comparison of the formation boundaries between GRT-1 and EPS-1, especially for the Buntsandstein. CA and AG interpreted the newly stratigraphic results in the Soultz-sous-Forêts wells in terms of faults and fracture zones occurrences by comparison with borehole mud logging data and seismic profile interpretation. This contribution permitted the correlations in the Buntsandstein between GRT and GPK wells. All authors read and approved the final manuscript.

Acknowledgements

We thank the LabEx G-EAU-THERMIE PROFONDE (the University of Strasbourg, IPGS/UMR 7516) which is co-funded by the French government under the program "Investissements d'Avenir" for the several years of financial support. We also thank the GEIE Exploitation Minière de la Chaleur and the ECOGI/ES group (Exploitation de la Chaleur d'Origine Géothermale pour l'Industrie/ Electricité de Strasbourg) for providing a complete and precious geological and geophysical databases, respectively, for the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen wells. Also, the authors would like to thank the AJE experts for the English language and the anonymous ers for their contributions and the improvement of the earlier version of this article.

Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

III. Harmonisation des noms de formations sédimentaires

Si la réinterprétation des données de puits a d'abord été effectuée sur les puits de Soultz-sous-Forêts et que ces travaux ont été publiés aux prémices de la thèse, un problème est apparu en étendant l'étude à une plus grande zone d'étude : l'harmonisation des noms des formations sédimentaires. À l'heure actuelle, il n'y a pas de log complet de la couverture sédimentaire et les formations sont décrites avec des noms propres de lieux et à chaque carte géologique (à l'exception des formations remarquables déjà identifiées depuis longtemps sur plusieurs secteurs). De ce fait, depuis Aichholzer et al., (*2016*), une harmonisation a été réalisée en vue des résultats obtenus sur le Fossé Rhénan et présentée dans cette thèse. Les données lithostratigraphiques de détails de Rittershoffen n'ayant été publiées que plus tardivement (*Duringer et al., 2019*), le log litho-chronostratigraphique a été réalisé avec les noms harmonisés sur l'intégralité du fossé. Les changements sur les puits GPK ne sont pas fondamentaux, exceptés pour le Jurassique monotone, essentiellement argileux et calcaire. De ce fait, nous présentons ici rapidement les deux logs GPK-1 et GPK-2 avec la nouvelle nomenclature afin de pouvoir continuer à présenter les travaux sur le Fossé Rhénan avec une homogénéité des noms dans tout le manuscrit.

Ci-dessous, les logs litho-chronostratigraphiques de GPK-1 (*Figure 4.16*) et GPK-2 (*Figure 4.17*), harmonisés et corrigés de quelques petits détails et le tableau des noms harmonisés du Jurassique rhénan (*Figure 4.18*); avec en bleu le nom des formations sédimentaires et en noir une brève description de la formation nommée.

Sur les puits ci-dessus aucun changement n'a été effectué sur les formations sédimentaires quaternaires et tertiaires.

Pour la partie du Secondaire :

Dans le Jurassique (*Figure 4.16, Figure 4.17*), les trois formations les plus jeunes sont inchangées, le nom d'une formation a été ajouté. Ainsi, l'intervalle « Marnes de Schillersdorf et Couches à *Posidonomya bronni* » devient « Marnes de Schillersdorf, Couches à *Dactylioceras commune* et Couches à *Posidonomya bronni* ». Le Calcaire de Kirrwiller reste, lui aussi, inchangé. Il a été simplement mieux délimité sur le log (ligne en pointillée pour sa base) et les Marnes à Septaria ont été regroupées avec les Marnes à Ovoïdes et les Marnes Feuilletées (alors inclus dans les Marnes à Ovoïdes) sous la Formation de Mutzenhouse (*Figure 4.18*). Entre les Marnes à Septaria et les Calcaires et

Marnes à Gryphées, les formations jurassiques ont été renommées pour donner suite à des problèmes de nomenclatures. Le Calcaire de Zinswiller a été mieux délimité (ligne en pointillé pour sa base). Il remplace le nom de Calcaire de Gundershoffen dans l'ancienne version. Concernant les deux failles traversant les puits GPK-1 et GPK-2 dans le Pliensbachien, il n'est plus possible de supposer : « *The same apparent offset is observed because in each well, two-thirds of the unit are missing (..) This means that it could be the same fault affecting this Jurassic unit at Soultz-sous-Forêts* ». En effet, l'offset est en réalité moindre que celui estimé la première fois, mais la présence de la faille n'est pas remise en cause par l'observation : « *Mud logging: millimetre opened fractures with oil (also observed on the cores) at around 635 m* » dans GPK-1 et « gas anomalies around 675 m » dans GPK-2. Mais il devient possible que ce soit deux failles distinctes et non une seule faille traversant les deux puits au même endroit stratigraphique.

Dans le Keuper (*Figure 4.11*), entre la version publié dans Geothermal Energy et les logs présentés sur les pages suivantes le terme des Marnes Irisées supérieures a été renommé en Argiles Bariolées Dolomitiques, car les Marnes Irisées supérieures sont constituées par les Argiles Bariolées Dolomitiques et les Argiles de Chanville (cf. tableau stratigraphique, *annexe 1 Figure A1.7*). La Dolomie en Dalles a été renommée en Dolomie de Beaumont et les Marnes Irisées moyennes ont été renommées en Argiles Bariolées Intermédiaires car les Marnes Irisées moyennes comportent la Dolomie de Beaumont, les Argiles Bariolées Intermédiaires et le Grès à Roseaux (cf. tableau stratigraphique, *annexe 1 Figure A1.7*). Le puits GPK-2 n'ayant pas traversé ces formations n'est pas concerné par ces changements puisqu'une faille à 793 m de 136 m de rejet vertical a été intersectée par le forage.

Dans le Muschelkalk (*Figure 4.16, Figure 4.17*), le complexe formé par : Dolomies – Calcaires Ondulés – Couches à *Myacites* difficilement identifiable individuellement a été largement reprécisé et distingué. On a donc maintenant, de haut en bas : les Couches à *Myophoria orbicularis*, le Schaumkalk, le Wellenkalk, le Wellenmergel, les Couches à Térébratules, les Couches à *Myacites*. Dans GPK-1, malgré le fait d'avoir renommé les formations sédimentaires, cela ne change pas l'observation faite sur la faille. Comme pour la faille dans le puits GPK-2, aucun changement concernant la présence et l'offset de la faille ne sont à noter dans les deux puits.

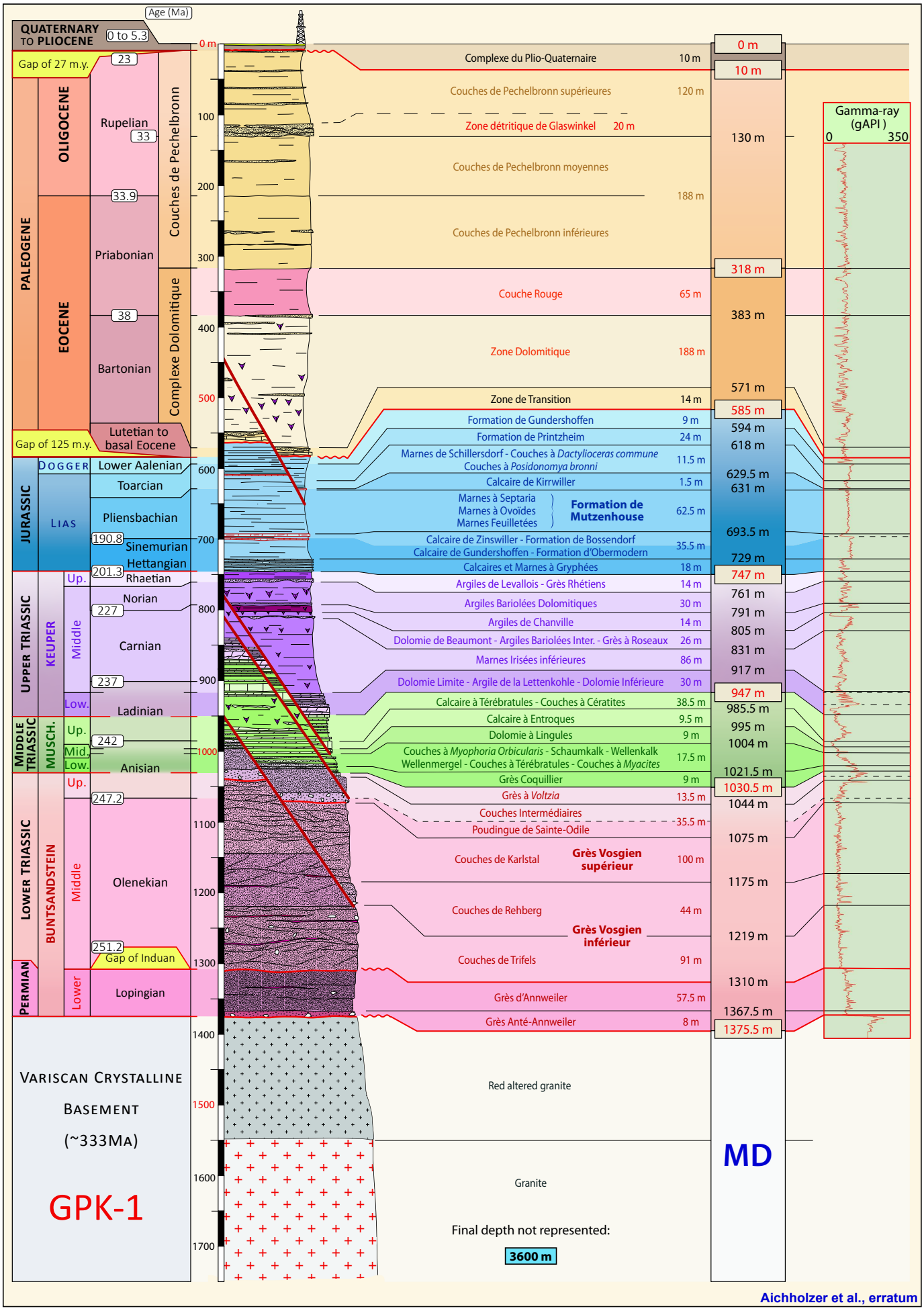


Figure 4.16: Version modifiée. Log chrono-lithostratigraphique de GPK-1 (Soultz-sous-Forêts) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées.

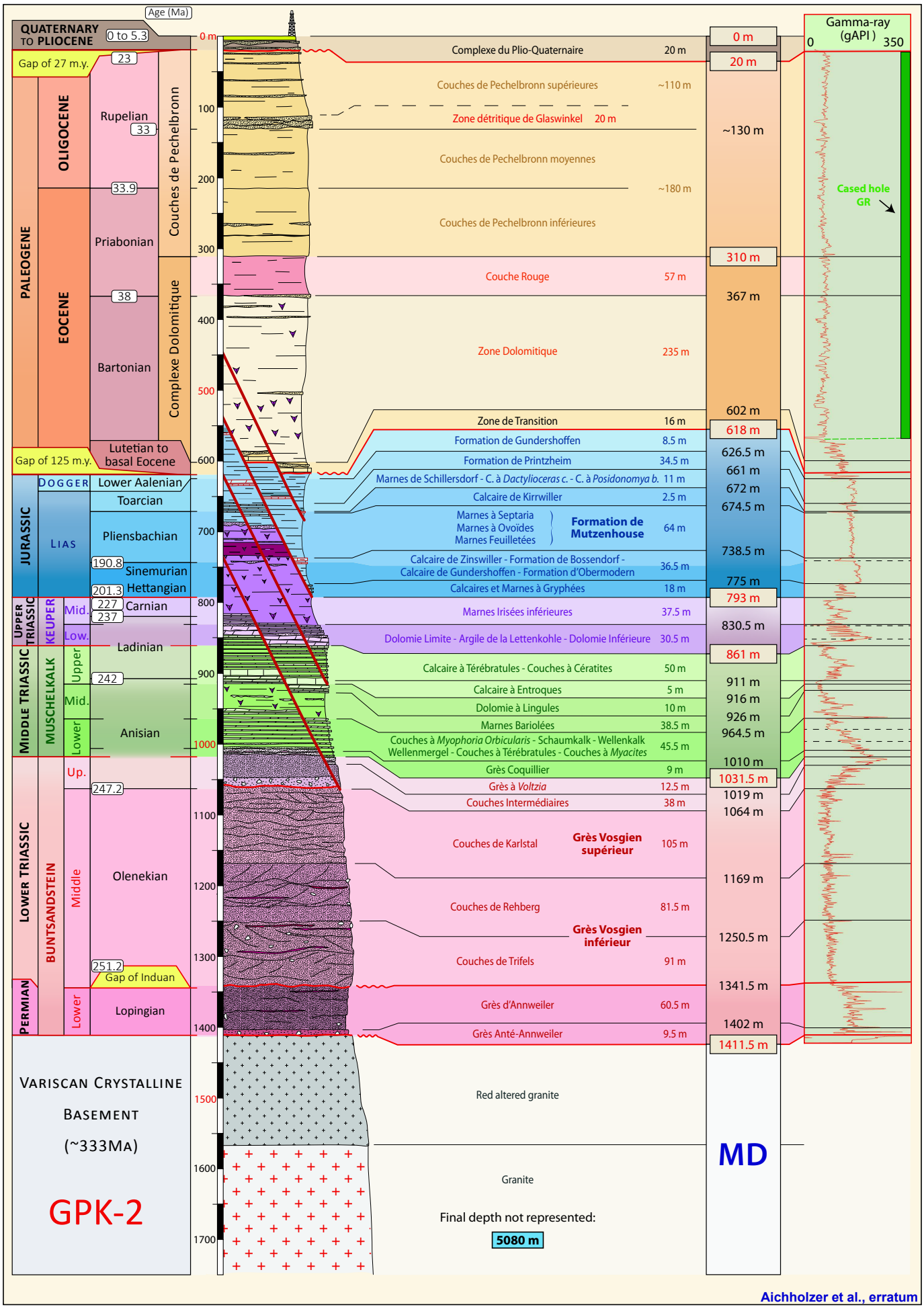


Figure 4.17: Version modifiée. Log chrono-lithostratigraphique de GPK-2 (Soultz-sous-Forêts) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées.

Parkinsonia ferruginea

Stratigraphie du Jurassique

Rhynchonella

MALM	Oxfordien inférieur	**Zone à *Quenstedtoceras praelamberti*** Agiles dominantes avec foraminifères, entroques, ammonites ...
	Callovien supérieur	**Zone à *Peltoceras athleta et Kosmoceras ornatum, spinosum, duncani*** Argiles et marnes faiblement sableuses avec ooides ferrugineux
DOGGER	Callovien moyen	**Zone à *Kosmoceras jason et Reineckeia anceps*** Calcaire argileux à oolithes ferrugineuses
	Callovien inférieur	**Zone à *Macrocephalites macrocephalus*** Marnes à clastes de calcaire marneux et banc de calcaire au sommet
	Bathonien supérieur	**Marnes à *Belemnopsis canaliculatus*** Marnes avec nodules de calcaire gris clair
	Bathonien moyen	**Marnes et Calcaires à *Rhynconella alemanica (R. varians)*** Alternance marno-calcaire avec bancs d'argiles pures
	Bathonien inférieur	**Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea*** Calcaires friables à oolithes ferrugineuses alternant avec des marnes
	Bajocien supérieur	**Grande Oolithe** Calcaire oolithique massif avec rares intercalations marneuses
	Bajocien moyen	**Couches à *Ostrea acuminata*** Marnes avec bancs calcaires lumachelliques à huitres
	Bajocien inférieur	**Marnes et Calcaires de Griesbach (Couches à *T. Blagdeni*)** Calcaire argileux en bancs peu épais
		Marnes de Grassendorf (Couches à Megateuthis giganteus*)* Argiles silteuses finements micacées
		Calcaires d'Ettendorf et de Mietesheim (Couches à *C. humphresianum*) Calcaires bioclastiques à gravelles ferrugineuses à huitres
		Marnes et Calcaires d'Ettendorf (Couches à *S. sowerbyi et E. sausei*) Marnes sablo-silteuses et calcaires marneux à oolithes limonitiques
	Aalénien	**Argiles Sableuses (Couches à *Ludwigia concava*)** Argile sableuses
		Formation de Schalkendorf (Couches à *L. murchisonae*) Argiles sablo-silteuses et grès ferrugineux à ooides ferrugineux
		Formation de Gundershoffen (Couches à *T. navis* et *L. Opalinum*) Marnes gris foncé et argiles plus sableuses vers le sommet
LIAS	Toarcien	**Formation de Printzheim (Couches à *Astarte voltzi*)** Marnes gris foncé à gypse secondaire riche en fossiles (bivalves, gastéropodes, échinodermes, ostracodes foraminifères)
		Marnes de Schillersdorf (couches à *Lytoceras jurense*) Marnes feuilletées à nodules phos. parfois de teinte rouille
		Couches à *Dactylioceras commune* Marnes feuilletées
		Marnes à *Posidonomya bronni* Schistes carton et marnes bitumineuses
	Pliensbachien	**Calcaire de Kirrwiller** Calcaire lumachellique à entroques
		Marnes à Septaria **Marnes à Ovoïdes** **Marnes Feuilletées** → **Formation de Mutzenhouse** Marnes grises silteuses
		Calcaire de Zinswiller Calcaire massif
		Formation de Bossendorf Marnes gris clair
	Sinémurien	**Calcaire de Gundershoffen** Calcaire massif
	Hettangien	**Formation d'Obermodern** Argiles calcaires silteuses à sableuses
		Calcaires et Marnes à Gryphées Alternance marno-calcaire très monotone

Figure 4.18: Tableau stratigraphique du Jurassique supérieur à inférieur.

Dans le Buntsandstein, pour GPK-1, si sur le log le Poudingue de Sainte-Odile était déjà représenté, il a été simplement décrit avec plus de précision dans la succession stratigraphique, et a été délimité plus précisément sur le log GR (*Figure 4.17*). Aucun changement concernant la présence et l'offset des failles ne sont à noter dans les deux puits ayant été intersectés dans le Buntsandstein.

CHAPITRE 5

★ *Les puits de la zone de Strasbourg* ★

I. Introduction

La succession stratigraphique précise des quatre puits de la région strasbourgeoise, GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), SCS-101 (Schaeffersheim) et MEI-2 (Meistratzheim), n'avait jamais fait l'objet d'une réinterprétation (*Tableau 4* ; *Figure 5.1*). Cette nouvelle interprétation, présentée ci-dessous, a été rendue possible grâce aux résultats des analyses géologiques obtenues pendant et après la phase de forage à Rittershoffen (*annexe 1* ; *Duringer et al., 2019*) et par la réinterprétation des données de Soultz-sous-Forêts (GPK et EPS-1) (P2. C4 ; *Aichholzer et al., 2016, 2019*). Ces travaux ont amélioré les connaissances sur le sous-sol et la couverture sédimentaire, en caractérisant la succession complète des formations sédimentaires et en décrivant le signal GR associé aux puits.

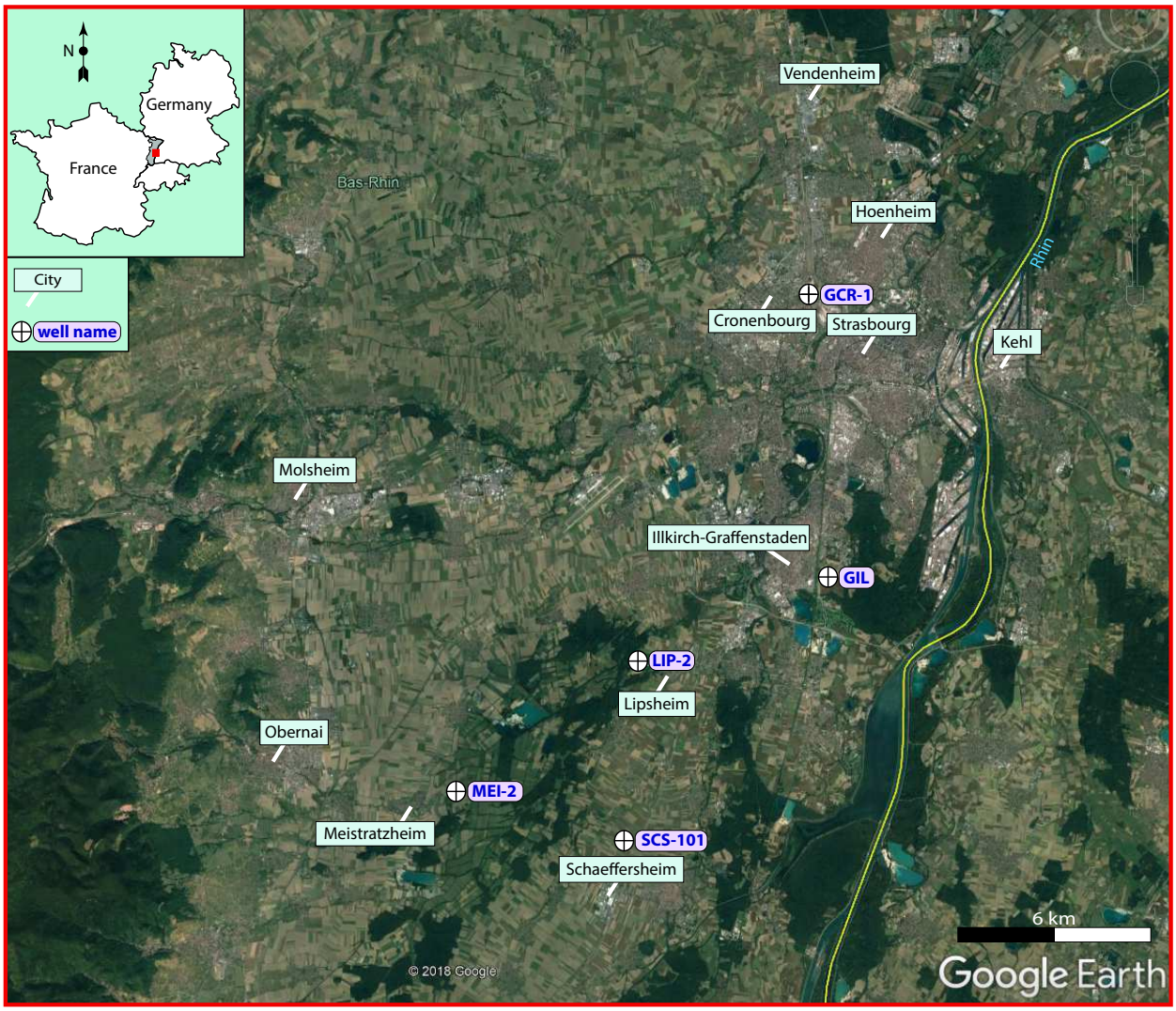


Figure 5.1 : Position des puits : GCR-1 (Cronenbourg) ancien puits géothermique, SCS-101 (Schaeffersheim), MEI-2 (Meistratzheim) et LIP-2 (Lipsheim) anciens puits d'exploration pétrolière, proche des nouveaux puits de géothermie profonde du projet d'Illkirch-Graffenstaden : GIL (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*).

Nom des puits	Coordonnées	Altitude (zs)	Date	Opérateur/ Entrepreneur	Catégorie	État
MEI-2 (Meistratzheim-2)	48° 27′ 8′′ N 7° 33′ 53′′ E	153.6 m	30.05.74 au 06.07.74	Shellrex/Costfor	Exploration	Abandonné
GCR-1 (Géothermie Cronenbourg 1)	48° 36′ 4′′ N 7° 43′ 28′′ E	143.4 m	04.05.80 au 07.08.80	SNEA(P) Mission France/ Socalmig	Sondage géothermie	Abandonné
LIP-2 (Lipsheim-2)	48° 29′ 28′′ N 7° 38′ 48′′ E	148,9 m	30.11.86 au 29.12.86	SNEA(P)/ SNEA(P)-ESSO REP	Exploration	Abandonné et bouché
SCS-101 (Schaeffersheim-101)	48° 26′ 16′′ N 7° 38′ 26′′ E	152.8 m	25.06.89 au 20.07.89	SNEA(P)/ SNEA(P)-ESSO TOTAL	Exploration	Abandonné et bouché

Tableau 4 : Tableau d'informations concernant les puits MEI-2 (Meistratzheim), GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim) et SCS-101 (Schaeffersheim) compilant les coordonnées du puits, l'altitude du puits, la date de forage, l'opérateur et l'entrepreneur du puits, la catégorie et l'état du puits.

En raison des nouveaux puits à Vendenheim-Reichstett (Fonroche Géothermie) et Illkirch-Graffenstaden (ESIG), l'objectif principal de cette partie du travail est de déterminer les profondeurs précises du sommet et de la base de chaque formation et d'évaluer s'il existe de fortes variations d'épaisseur entre les différents puits. Car si Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen sont bien contraints ils sont situés à plus de 60 km de la zone strasbourgeoise ; de grandes différences peuvent apparaître.

II. Méthode de travail

Le processus de travail a été le même que celui décrit dans le chapitre 4 : *Methods* (P2. C4. II. 2). Si on reprend la méthode brièvement, il s'agit d'une relecture critique du masterlog avec l'analyse des descriptions des cuttings. Ensuite, une étude des affleurements a été associée aux résultats du masterlog et aux carottes existantes (celles du puits EPS-1). Enfin, le log GR a été utilisé pour confirmer ou ajuster la position des sommets et bases des formations car il a la plus haute résolution.

Dans la partie suivante, seront présentés les résultats de haut en bas, comme pour toutes les observations de forage qui sont réalisées de la surface vers l'objectif en profondeur.

Aux vues de l'âge des forages (année 80 ; *Tableau 4*), les nomenclatures ont été mises à jour durant la réinterprétation (âge et nom des formations sédimentaires). Les anciens noms tels que : Lattorfien, Stampien, Carixien, Domérien, Scythien et bien d'autres… ont été réactualisés.

III. Résultats de l'interpuits strasbourgeois

1. Synthèse des quatre puits

Toutes les formations sédimentaires traversées par les quatre puits réinterprétés ont été synthétisées dans une coupe géologique régionale ou interpuits présentant l'évolution litho-chronostratigraphique et l'épaisseur de la couverture sédimentaire strasbourgeoise (*Figure 5.2*). Toutes les cotes des formations sédimentaires sont présentées dans un tableau à la fin du manuscrit, en *annexe 2*.

1.1. Le Tertiaire et le Quaternaire

On observe de fortes variations entre les quatre puits liés à la présence d'une succession de petits horsts et grabens à l'intérieur du Fossé Rhénan Supérieur, d'âge tertiaire. Edel et al., (*2018*) présentent d'ailleurs une synthèse d'anciennes et de nouvelles données acquises dans la région strasbourgeoise, où l'on observe certains de ces horsts sur les cartes aéromagnétiques.

Concernant les puits étudiés dans le cadre de cette thèse, Cronenbourg est le seul puits très profond présentant presque 1 900 m de roches sédimentaires tertiaires ; tandis que les trois autres puits n'ont qu'entre 600 et 1 000 m de ces dépôts (*Figure 5.2*).

Cronenbourg présente donc : 480 m de Couches de Niederroedern, 542 m de Série Grise (Marnes à Cyrènes, Couches à Mélettes, Schistes à Poissons et Marnes à Foraminifères) et 793 m de Zone Salifère et Calcaire à Planorbes. MEI-2, le puits ayant le moins de séries tertiaires, ne traverse qu'une Zone Salifère réduite (477 m) et 17 m de la base de la Série Grise (Marnes à Foraminifères). SCS-101 traverse également une Zone Salifère réduite (390 m) et 308,5 m de Série Grise (Couches à Mélettes, Schistes à Poissons et Marnes à Foraminifères). LIP-2 traverse 371 m de Zone Salifère, 396,5 m de Série Grise et 90 m de Couches de Niederroedern. On observe donc également de fortes variations entre les puits dans les hauts structuraux.

Des premiers dépôts tertiaires enregistrés jusqu'à la Zone Salifère, ces formations étant les premiers dépôts synrift, il y a une grande variation latérale entre chaque puits et donc sur un même secteur géographique. La couverture sédimentaire tertiaire de Cronenbourg démarre sans doute avec le Calcaire à Planorbes (seul puits où sa présence a été déterminée). Ce calcaire très massif est très discontinu. Il peut faire entre 0 et 50 m ;

il en fait 5 dans GCR-1. Il n'est pas observé dans les trois autres puits étudiés. Les Marnes à Limnées I ont été observées dans tous les puits avec très peu de dépôts à Lipsheim, du même ordre de grandeur entre SCS-101 et MEI-2, et un peu plus d'une centaine de mètres à Cronenbourg. Pour le reste des formations de la Zone Salifère, il a été plus difficile (voir impossible) de différencier les formations les unes des autres, notamment à cause de la variation latérale importante d'épaisseur (cf. la table stratigraphique des formations sédimentaires entre le bassin de Pechelbronn et le bassin potassique ; *Figure A1.7* en *annexe 1* *Duringer et al., 2019*). Ainsi, on nommera ici Secteur Salifère Indifférencié l'ensemble : Grand Banc (Sel I), Marnes à Limnées II, Faisceau Salin (Sel II) et Ensemble Salifère (Sel III), et Zone Salifère supérieure l'ensemble : Complexe Salin (Sel IV et Potasse), Complexe Salifère (Sel V) et Complexe Marneux sans sel. Seul Cronenbourg a permis d'observer avec certitude et de façon évidente le Complexe Marneux sans sel entre 1 101 et 1 132 m, car comme son nom l'indique est sans bancs de sel. Comme il n'a pas était possible de différencier Zone Salifère moyenne et inférieur la limite affichée sur le log est ponctuée par un point d'interrogation. Cependant, dans les figures ont été représentées les positions des zones à sel, d'anhydrite, etc (*Figure 5.2*).

Des zones de failles ont été observées dans LIP-2 (intersectant la Zone Salifère supérieure) et SCS-101 (intersectant les Couches à Mélettes). Il n'est pas possible de dire s'il y a un offset vertical apparent important pour ces failles, néanmoins leur présence a été observée lors de la phase de forage par pertes de boues. À Schaeffersheim les pertes sont totales à 180 m puis partielles jusqu'à 308 m, la présence de la faille ne peut donc pas être remise en cause à 180 m de profondeur. Pour les pertes partielles, elles peuvent avoir deux origines : le bouchon colmatant la faille (à 180 m) n'est pas efficace à 100 % ; ou il y a d'autres failles/fractures plus bas dans les Couches à Mélettes. À Lipsheim, il y a eu des anomalies de gaz enregistrés mais aucune autre information supplémentaire n'est donnée concernant l'interprétation faite en cabine sur la présence de quatre failles localisées respectivement à 603 m, 681 m, 882 m et 905 m. Il n'est donc pas possible de valider ou d'invalider leur présence. En effet, il y a naturellement des gaz présents dans la Série Grise (surtout dans la formation des Schistes à Poissons), liés à la présence de matière organique dans ces formations.

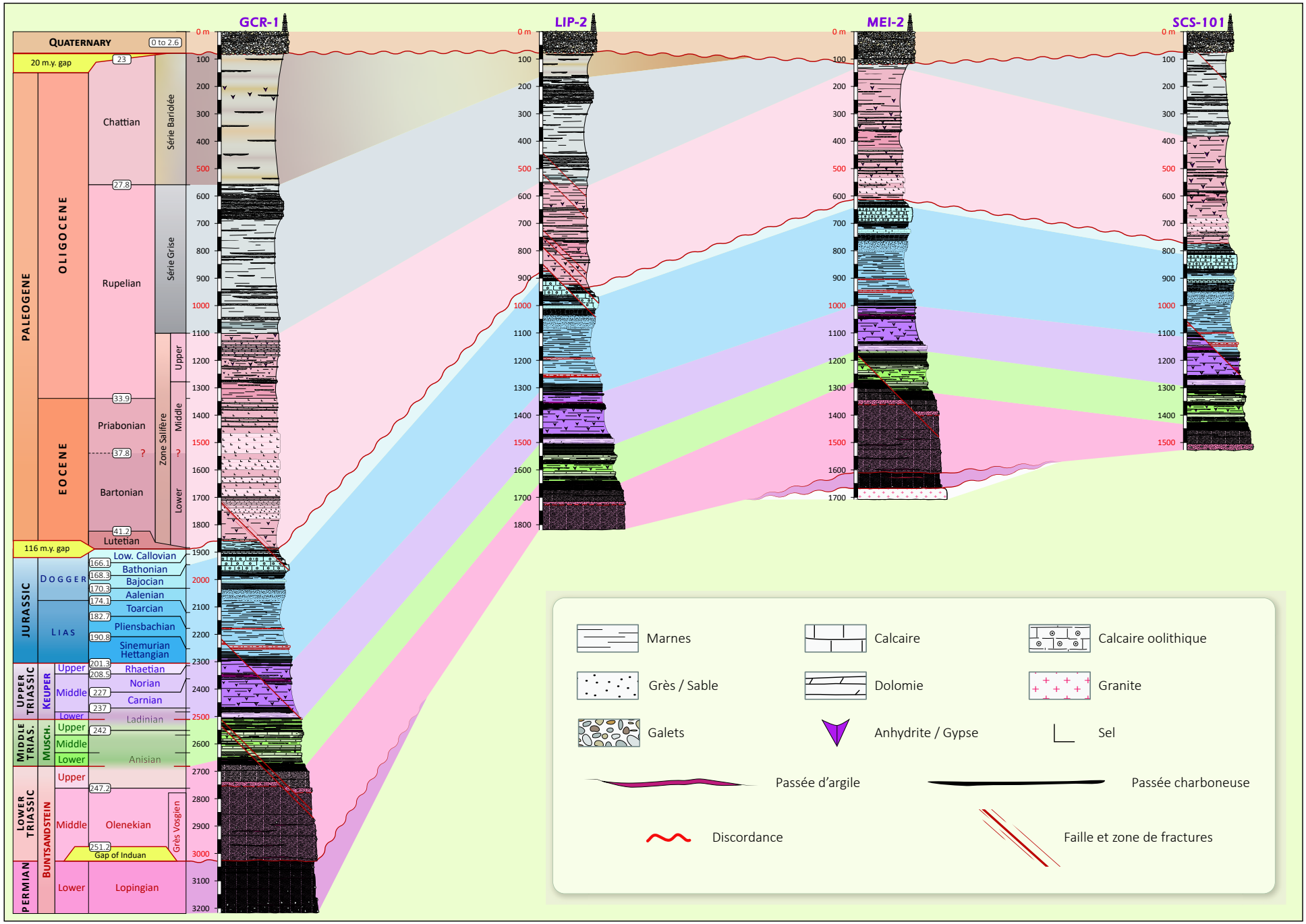


Figure 5.2 : Corrélations chrono-lithostratigraphiques interpuits de la région strasbourgeoise avec GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La profondeur de départ est de 0 m, l'altitude est d'environ 150 m pour les puits (l'altitude exacte étant donnée dans : *Tableau 4*).

Pour Berger et al., (2005a) la datation précise des dépôts de l'Eocène à l'Oligocène inférieur n'est toujours pas claire, en particulier en ce qui concerne la formation du sel, des Marnes Vertes et du groupe de Pechelbronn ; de meilleures données seront probablement accessibles dans un proche avenir en raison de l'étude des données de forage de la région de Pechelbronn et de Colmar, données disponibles grâce au BRGM. Sur la Figure 5.2, il est intéressant d'observer :

- la différence d'épaisseur des premiers dépôts tertiaires : les Marnes à Limnées I. Il y a environ 100 m d'épaisseur de cette formation sur les seuils bas et seulement qu'une trentaine de mètre sur les seuils hauts ;
- pourtant il y a des bancs de sels massifs translucides, plus ou moins épais, dans la Zone Salifère inférieur, dans tous les puits (seuils bas et hauts) excepté LIP-2.

Si seul LIP-2 ne présente pas de sels dans ces dépôts sédimentaires, est-ce parce qu'à cet endroit aucun dépôt salifère n'a eu lieu ou est-ce lié au fluage du sel (Jackson and Hudec, 2017) par la présence des nombreuses failles qui intersectent le puits ? Dans tous les cas, l'étude des données de forage et des lignes sismiques à l'échelle du bassin pourraient être un bon indicateur pour essayer de mieux restreindre l'âge du rifting rhénan.

La présence des variations d'épaisseur de dépôts à l'Oligocène (présence de la Série Grise ou non, des Couches à Niederroedern ou non) peut être expliquée par l'évolution du bassin rhénan durant le Tertiaire et de la formation des différents seuils tels que celui d'Eschau et de Colmar par exemple.

1.2. Le Jurassique

Excepté les différences d'épaisseurs induites par la présence de failles, toutes les formations jurassiques ont des épaisseurs cohérentes les unes par rapport aux autres. À Cronenbourg et Schaeffersheim c'est dans la Zone à *Macrocephalites macrocephalus* (Callovien inférieur) que démarre le Jurassique tandis que c'est dans la Zone à *Belemnopsis canaliculatus* (Bathonien supérieur) pour Meistratzheim et Lipsheim. Cette différence peut être expliquée par l'érosion du Jurassique sous la discordance majeure entre le Tertiaire et le Secondaire, totalement diachrone du Sud au Nord du fossé (Schumacher, 2002).

Jusqu'à la Grande Oolithe, aucune différence notable n'est à signaler. Néanmoins, concernant cette dernière il manque beaucoup d'épaisseur à Cronenbourg (25 m

d'épaisseur) et à Lipsheim (43,5 m d'épaisseur). Avec un signal GR très faible et très atone au vu du faciès massif de ce calcaire très compétent, on voit très rapidement la différence d'épaisseur dans les deux puits par rapport aux autres (*Figure 5.3*). De plus, d'après les cartes géologiques de la région, ce calcaire fait entre 50 et 60 m d'épaisseur comme observé dans les puits de Meistratzheim et Schaeffersheim. Dans les rapports de fin de sondage on observe :

- à Cronenbourg

de 1 972 m à 1 987 m des pertes de boues de l'ordre de 0,5 à 4 m^3/h, pour un cumul de 18 m^3; apparition d'indices d'hydrocarbures sur la boue (annoté BF : bonne fluorescence qui indique la présence d'huile dans le masterlog de Cronenbourg : *SNEA/DIENIC/MDI GEOTHERMIE, 1980*) et venue de gaz (8% GT : gaz total ; gain 6 m^3). Un examen approfondi a été réalisé par la suite pour localiser plus précisément la zone : la pendagemétrie continue qui a localisée les zones de pertes et d'arrivées entre 1 970,5 et 1 971,5 m (zone de fractures), et confirmée par le MicroLog (perméabilité). La faille qui coupe la Grande Oolithe réduit de moitié l'épaisseur de cette formation.

- à Lipsheim

de 978 à 994 m des pertes partielles (10 m^3/h), à 994 m des pertes totales avec l'envoi d'un bouchon colmatant et de 995 à 1 042 m des pertes partielles (3 à 4 m^3/h). Se pose la question de savoir s'il y a une zone de fractures entre 995 et 1 042 m ou si les pertes partielles après l'envoi du bouchon colmatant sont des pertes liées à la zone mal colmatée à 994 m ? Quoi qu'il en soit, il y a au moins une faille qui est intersectée par le puits qui coupe la Grande Oolithe réduisant la formation d'une bonne dizaine de mètre.

Sous la Grande Oolithe jusqu'aux Calcaires et Marnes à Gryphées, les formations sont de nouveaux toutes cohérentes en termes d'épaisseur les unes par rapport aux autres, excepté dans le puits LIP-2 où une faille, encore une fois, a été intersectée dans le Jurassique. En effet, il manque les Calcaires d'Ettendorf et de Mietesheim, les Marnes et Calcaires d'Ettendorf et les Argiles Sableuses ; peut-être un peu de Marnes de Grassendorf et de la Formation de Schalkendorf avoisinant la faille ; pour un offset total vertical d'environ 45 m. Dans ce cas, les pertes partielles observées sous le bouchon colmatant la Grande Oolithe sont expliquées par cette nouvelle grande faille intersectant le puits. Si les pertes ne sont pas totales à cet endroit-là, c'est que vraisemblablement la faille est partiellement scellée par la cristallisation de minéraux secondaires ou par plugging des argiles du Jurassique.

Les signaux GR dans tous les forages montrent qu'il y a, malgré l'homogénéité

monotone du Jurassique argilo-marneux, des signaux caractéristiques pour certaines de ces formations (*Figure 5.3*). On observe par exemple un signal très particulier pour la formation argileuse de Schalkendorf, qui a d'ailleurs permit de contraindre plus précisément la faille intersectant LIP-2. Souvent désignées comme une formation gréseuse (Grès de Schalkendorf), elle est principalement constituée de silts plus ou moins argileux et parfois cimentée par du calcaire, avec quelques passées à fraction sableuse notable (*Ménillet et al., 2015*). C'est cette variation de faciès qui peut expliquer les grandes variations d'amplitudes et de fréquences du signal. Dans le reste du Jurassique argileux d'autres signaux sont encore très caractéristiques :

- le pic de faible radioactivité (vers la gauche), fin mais très marqué du Calcaire de Kirrwiler, qui se détache des formations sus- et sous-jacentes argileuses (donc vers la droite du log) tandis que ce dernier marque un banc de calcaire massif d'échelle métrique (vers la gauche du log) ;
- le pic, plus bas, qui se détache à nouveau fortement vers la gauche du Calcaire de Zinswiller, plus massif et donc bien plus marqué par rapport aux formations sus- et sous-jacentes argileuses ;
- le signal qui présente de forts allers-retours droite-gauche des Calcaires à Marnes à Gryphées. C'est l'alternance caractéristique de cette formation, des argiles silteuses et des marnes grises avec des bancs de calcaires qui explique ce distinctif signal GR.

Les autres formations ne présentent pas de signal GR très caractéristiques car ce sont souvent des faciès marno-argileux, donc sans grandes différences notables. Néanmoins leur position peut être estimée par rapport aux formations repères mentionnées ci-dessus.

Pour finir avec la partie Jurassique, sur les fichiers de forage de MEI-2, des zones de pertes partielles (8m^3) ont été observées entre 729 et 826 m de profondeur et des DST (Drillstem Test ou test par tiges de forage) ont été réalisés entre 659 et 709 m, au niveau de la Grande Oolithe. Pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques d'un réservoir (aquifère ou d'hydrocarbure), lors des tests DST, le réservoir est isolé par l'utilisation de packers (obturateur à garniture de forage en caoutchouc) et allégé par l'injection d'azote dans le puits qui se retrouve découplé de la colonne de boue et n'a donc plus la même pression. Dans le cas de MEI-2 il n'y a pas d'indice de fractures à ces profondeurs, lors des DST seul de la boue (1,10 m^3) et de l'eau salée (0,18 m^3 à ± 90 g/L) ont été récupérés. Ceci est confirmé par les observations litho-chronostratigraphique qui ne montre objectivement pas de différences d'épaisseur entre les formations associées à des fractures (cela peut être expliqué par simple variation latérale).

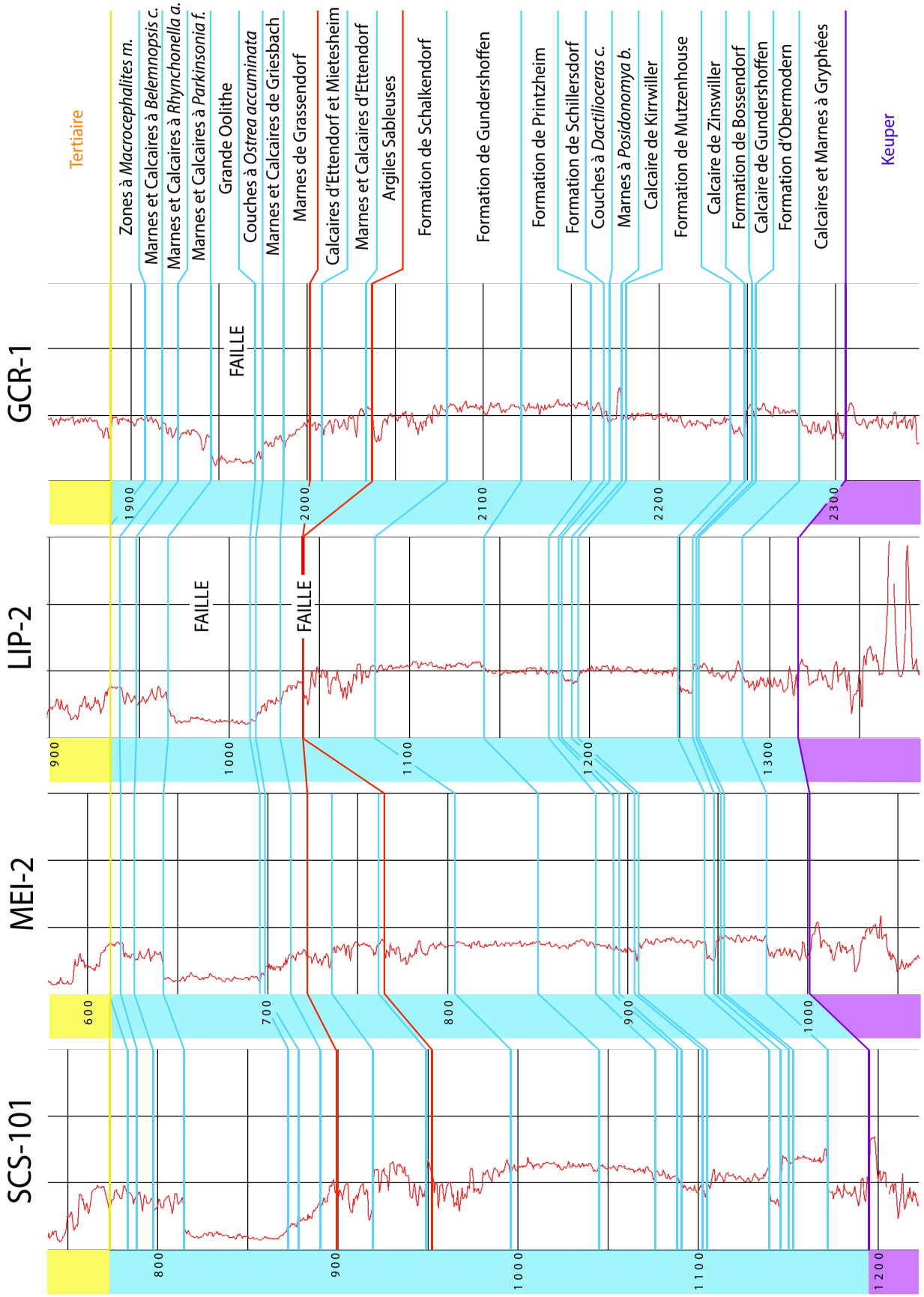


Figure 5.3 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Jurassique de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). LIP-2 et GCR-1 présentent une Grande Oolithe réduite par faille, et LIP-2 passe des Marnes de Grassendorf directement à la Formation de Schalkendorf par jeu de faille également. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe* 2. Échelle de GR: 1/1500.

1.3. Le Keuper

Concernant les formations du Keuper, les épaisseurs sont similaires d'un puits à l'autre, excepté pour les formations argileuses : Argiles Bariolées Dolomitiques, Argiles de Chanville, Argiles Bariolées Intermédiaires et Marnes Irisées inférieures. Ces variations sont observables sur le « grand ensemble Keuper » des puits qui totalise : 190 m à LIP-2, 167 m à MEI-2, 205 m à GCR-1 et 103 m à SCS-101 (*Figure 5.4*). Pour ce dernier puits, il ne s'agit pas uniquement de variation latérale d'épaisseur puisqu'il manque plus d'une soixante de mètres de série sédimentaire. Une faille a été intersectée entre les Argiles Bariolées Dolomitiques et les Marnes Irisées inférieures. À la simple lecture du masterlog, de la description des cuttings (trop similaire en termes de faciès) et du log GR, il n'est pas possible d'identifier sur les 55,5 m quelle partie appartient à laquelle de ces deux formations. Cette faille a aussi été constatée lors du forage vu l'épaisseur importante manquante de Keuper : « les réalisations restent conformes aux prévisions jusqu'au Keuper où, apparaît un écart de plus de 50 m attribué à l'existence probable des failles normales à regard Ouest » (rapport fin de sondage, *Mabounda, 1989*).

Une faille a également été intersectée dans Cronenbourg, dans la Dolomie Inférieure, où il manque un tiers de la formation sédimentaire. Aucune perte de boue n'a été observée ; seul des indices d'hydrocarbures (bonne fluorescence qui indique la présence d'huile) et de gaz ont été observés (0,2 % GT : gaz total) qui pourrait bien indiquer la présence de failles.

Une variation notable d'épaisseur a été observée dans le puits de Lipsheim. Si le Grès à Roseaux fait de quelques mètres à une dizaine de mètres d'épaisseur en moyenne, il en fait une vingtaine dans le puits. Le signal GR est très fort, avec presque 300 gAPI (ce qui est habituellement la valeur d'un granite, dans le Fossé Rhénan Supérieur). Ainsi, pourquoi y-a-t-il une augmentation significative d'épaisseur dans la formation, et qu'est-ce qui explique la forte intensité du signal GR ? Premièrement, l'épaisseur est confirmée par les formations sus- et sous-jacentes qui ont les épaisseurs attendues. Il ne s'agit pas d'une erreur, il y a bien une quinzaine de mètres de « trop » dans le Keuper de LIP-2 par rapport aux autres puits. Le signal pourrait être expliqué par la présence de micas parfois abondants et de forte concentration de matière organique. En effet, sur le terrain on observe à des endroits ces fortes concentrations, qui pourraient être à l'origine du très fort signal GR enregistré. Pour le vérifier, il serait intéressant de regarder le log gamma-ray spectral pour vérifier quel élément est en plus

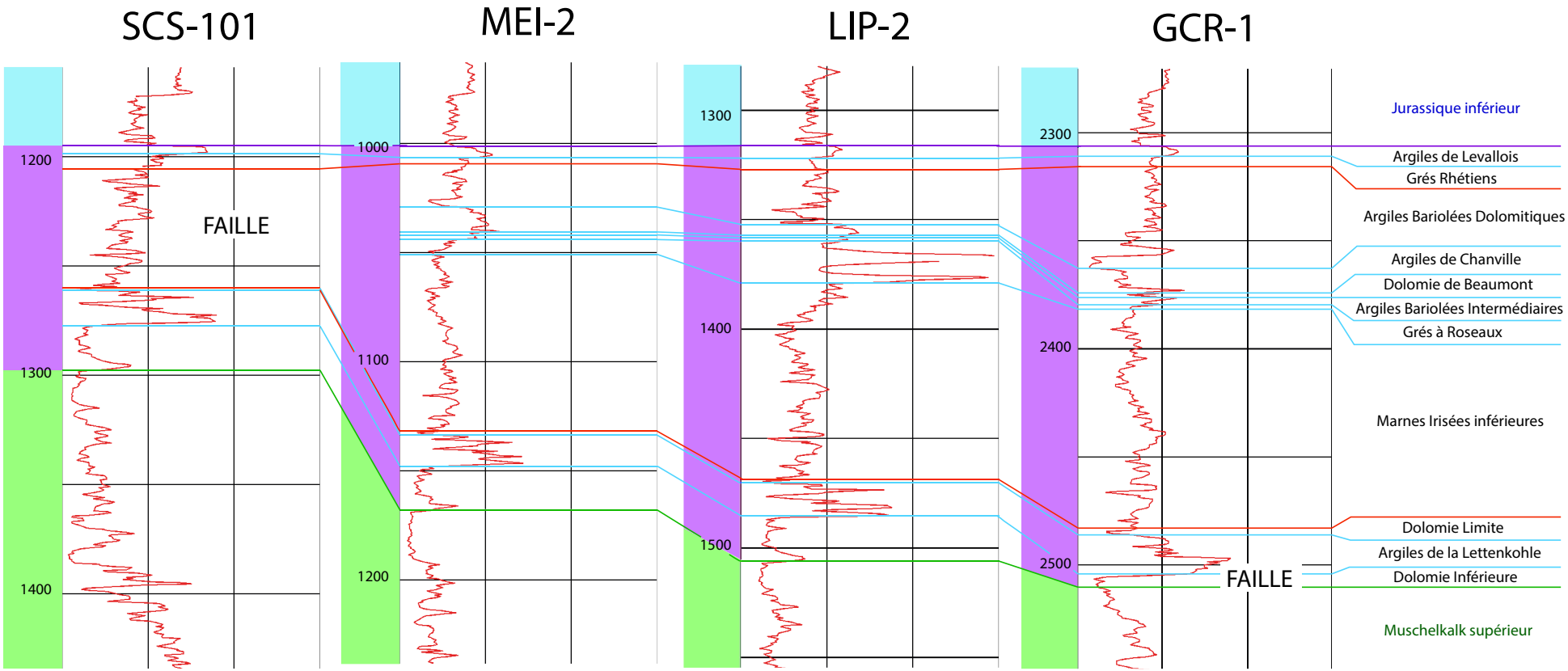


Figure 5.4 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Keuper de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La Dolomie Inférieure est réduite par faille dans GCR-1 et une faille à fort rejet est intersectée par le puits SCS-101 ne présentant plus qu'une partie des Argiles Bariolées Dolomitiques et des Marnes Irisées inférieures. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe* 2. Échelle de GR: 1/1500.

grande concentration. Malheureusement, il n'a pas été acquis dans le puits, et aucune information supplémentaire ne peut être donné si ce n'est qu'à Lipsheim le Grès à Roseaux intersecté fait 18,5 m d'épaisseur. D'ailleurs, sur le terrain, ce grès chenalisé présente de fortes variations latérales d'épaisseur, jusqu'à disparaître presque entièrement.

1.4. Le Muschelkalk

Le grand ensemble du Muschelkalk fait 140 m à SCS-101, 150 m à MEI-2, 142,5 m à LIP-2 et 171,5 m à GCR-1 (*Figure 5.5*). Ce qui est intéressant de noter, c'est que malgré la présence d'une faille qui intersecte GCR-1 entre la Dolomie Inférieure et les Couches à Cératites, c'est le puits qui présente la plus forte épaisseur de dépôts sédimentaires du Muschelkalk (surépaisseur dans les Marnes Bariolées du Muschekalk moyen). Les variations latérales d'épaisseurs sont dues essentiellement aux formations argileuses : les Couches à Cératites (Muschelkalk sup.) et les Marnes Bariolées (Muschelkalk moyen). Malgré cette variation, il est très facile de délimiter leur limite supérieure et inférieure grâce au masterlog, puisqu'elles sont bien contraintes par les formations de calcaires ou de dolomies sus- ou sous-jacentes. De plus, le signal GR est lui aussi très bien marqué. En effet, les Couches à Cératites montrent sur le terrain une grande variation du rapport calcaire sur marne. De haut en bas de cette formation, on observe la séquence suivante : un rapport calcaire sur marne très élevé au début (10 à plus), une diminution de l'épaisseur des bancs calcaires par rapport à celle des marnes vers le milieu de la formation (rapport généralement largement inférieur à 1). À partir de là, on note une nouvelle augmentation de l'épaisseur des bancs de calcaire par rapport aux marnes. Par conséquent, le signal GR, légèrement radioactif dans la partie supérieure, augmente progressivement vers le centre de la formation avant de diminuer à nouveau légèrement vers le bas.

Quant aux Marnes Bariolées, comme leur nom l'indique, elles sont composées d'argiles bariolées et de marnes argilo-dolomitiques de différentes couleurs (noir, rouge, gris, vert). Cette formation se compose essentiellement d'argiles et de bancs de calcaire et d'anhydrite qui donnent respectivement un signal GR de haute ou basse fréquence et d'amplitude. La grande quantité d'anhydrite donne plusieurs impulsions négatives (vers la gauche du log) caractérisant la partie médiane de la formation. L'anhydrite disparaît complètement vers la base et est remplacé par des marnes qui tendent à nouveau le signal de GR vers la droite.

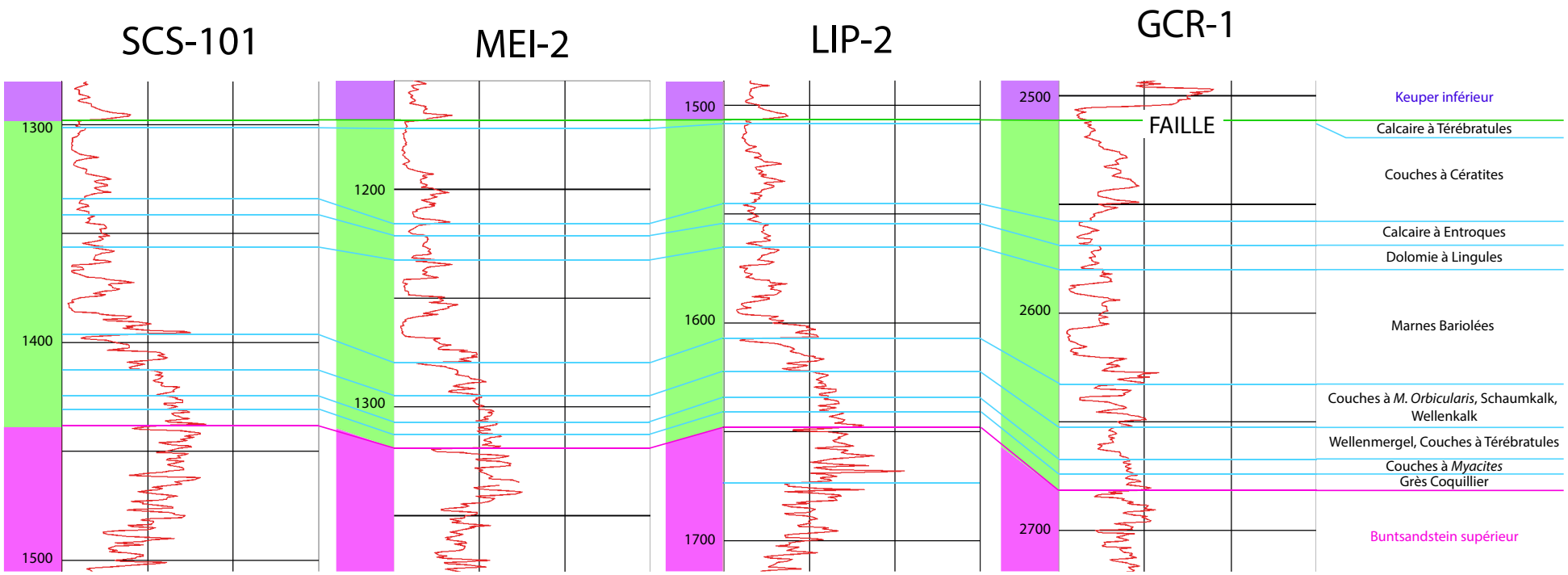


Figure 5.5 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Muschelkalk de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). La base de la Dolomie Inférieure, le Calcaire à Térébratules et le sommet des Couches à Cératites sont absents par jeu de faille dans GCR-1. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1500.

Les Couches à *Myophoria orbicularis* sous les Marnes Bariolées sont composées d'une succession massive et continue de dolomies avec très peu de passées de marnes. La dolomie consiste en une dolomicrite à dolosparite, très bien cimentée. De ce fait, le signal GR enregistré est très faible, ce qui est d'autant plus marqué par la présence du signal très radioactif de la base des Marnes Bariolées. On observe sur tous les puits (*Figure 5.5*), depuis les Couches à *Myophoria orbicularis* une croissance constante du signal GR liée à l'augmentation des marnes et des argiles jusqu'à la formation du Grès Coquillier.

1.5. Le Buntsandstein et le Permien

Le puits SCS-101 a été affecté par des pertes partielles puis totales à 20 m^3/h qui ont obligé à arrêter le puits à 1 533 m de profondeur, avec au total un cumul de 48 m^3 d e pertes de boues. Il s'est arrêté dans le Grès Vosgien supérieur, les Couches de Karlstal. Le puits LIP-2 s'est également arrêté dans les Couches de Karlstal. Meistratzheim, a quant à lui, atteint le socle granitique grenu à biotite après avoir traversé 56 m de grès permiens. Cronenbourg a été arrêté dans les grès permiens, d'une épaisseur importante de 192 m (*Figure 5.6*).

Si le Grès à *Voltzia* possède une épaisseur plutôt homogène dans tous les puits, les Couches Intermédiaires présentent une variation latérale importante d'épaisseur, allant de 39 à 62,5 m. Ceci a été observé également sur le terrain et dans les forages avoisinants (cf. notice carte géologique de Molsheim ; *Von Eller et al., 1975*). Néanmoins, c'est une formation très bien contrainte par les grès fins micacés du Grès à *Voltzia* au top et par le Conglomérat Principal, également connu sous le nom de Poudingue de Sainte-Odile à sa base. Ce dernier, en plus d'être visible en cabine par la présence très importante de galets de quartz et de quartzite anguleux, observables en cuttings, possède un signal GR très caractéristique. De la décroissance des Couches Intermédiaires, plus grossière et parfois conglomératique sur la partie basale, on passe à un signal atone à très faible fréquence et amplitude. On observe donc un signal lissé et faible à travers tout le poudingue. Ce signal parfaitement similaire a déjà été observé dans le puits d'exploration EPS-1 (P2. C4 ; *Aichholzer et al., 2019*). De plus, il possède une épaisseur de vingt mètres, caractéristique à la formation.

Il n'est pas possible de définir avec certitude, uniquement à la lecture du GR et des cuttings, les limites entre les Couches de Karlstal, les Couches de Rehberg et les Couches de Trifels. Très similaires sur le terrain, cette sous-division du Grès Vosgien a été réalisée du côté allemand du Fossé Rhénan Supérieur (*Leppla, 1888 ; Thürach, 1894*).

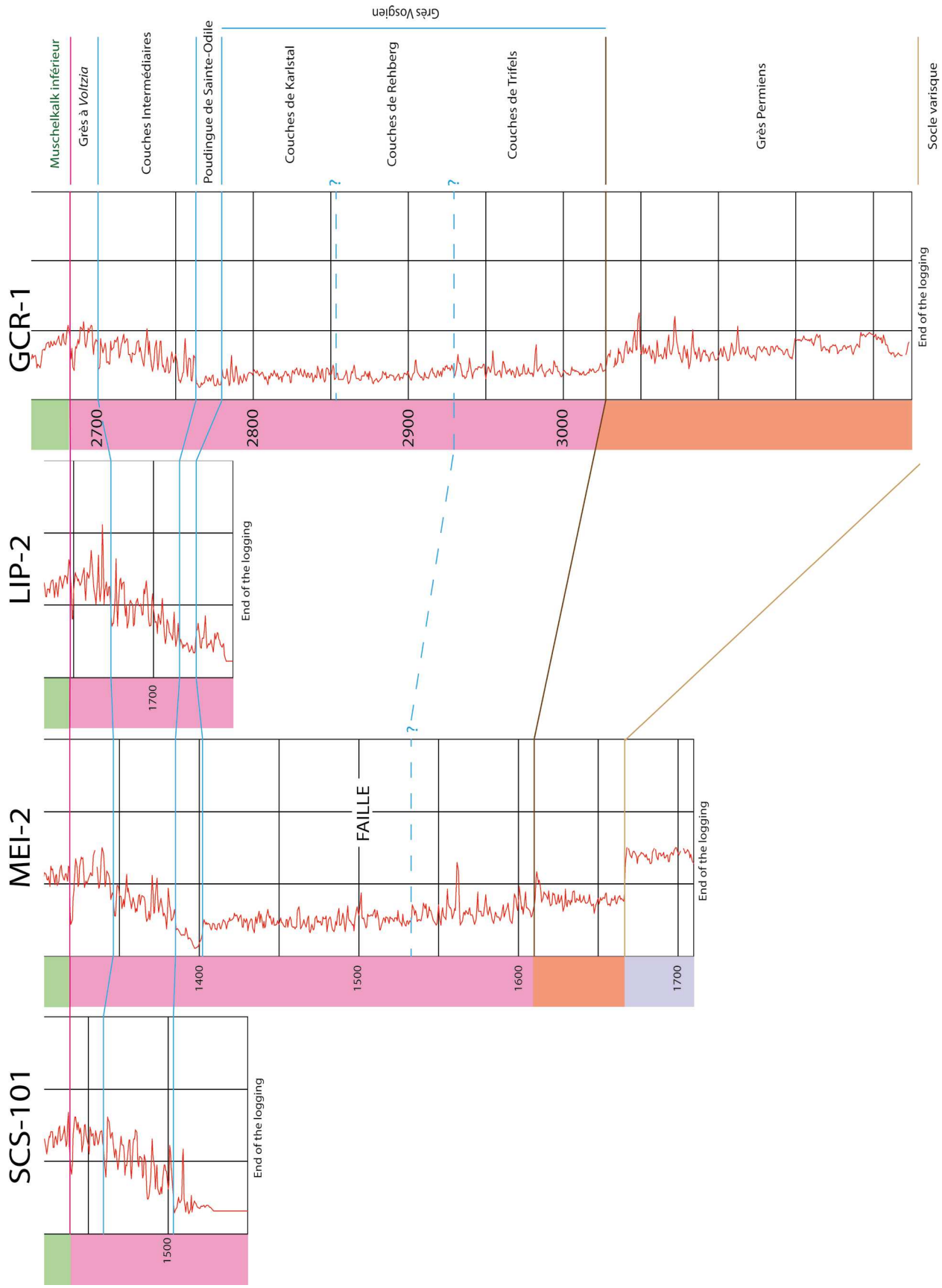


Figure 5.6 : Corrélations interpuits de la diagraphie gamma-ray dans la partie sédimentaire du Buntsandstein au socle varisque de GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). Il n'est pas possible de donner la position exacte des limites intra-Grès Vosgien. Le Grès Vosgien de MEI-2 est réduit par jeu de faille. Toutes les cotes de puits se trouvent en *annexe 2*. Échelle de GR: 1/1050.

Néanmoins, nous avons pu mettre en parallèle le faciès de ces trois formations avec le signal gamma-ray grâce aux carottes d'EPS-1 (P2. C4 ; *Aichholzer et al., 2019*). Ainsi, il est proposé ici, dans GCR-1 une limite à ces formations. La plus évidente à placer serait celle des Couches de Trifels (2 930 m). Plus argileuses, le signal à la base du Grès Vosgien est marqué par des pics de GR plus forts et plus nombreux qu'au-dessus, qui pourraient correspondre aux nombreuses passées pluri-décimétriques d'argiles pures caractéristiques des Couches de Trifels. La partie haute du signal linéaire du Grès Vosgien est marquée par des pics à fortes fréquences et amplitudes constantes, ce qui permettrait de délimiter les Couches de Karlstal (2 852,5 m). Si les Couches de Trifels sont également assez bien marquées dans le puits MEI-2 en termes de gamma-ray (1 532,5 m), il est plus difficile de placer une limite entre les Couches de Karlstal et de Trifels. En effet, le puits a intersecté une zone de faille dans le Grès Vosgien. Entre 1 388 et 1445, 3,3 m^3 de boue et d'eau salée et 18,25 m^3 d'eau salée (20g/L) sont arrivées dans le puits. On observe également une réduction d'une quarantaine de mètres de la formation du Grès Vosgien.

Les grès permiens sont bien visibles dans les deux puits par le décrochement à droite du signal du GR. Plutôt linéaire à travers tout le Grès Vosgien, il se décale significativement vers le pôle plus radioactif dès l'entrée des grès permiens. En effet, avec une matrice silto-argileuse et des passées importantes d'argiles, le signal GR est nécessairement plus élevé que dans le Grès Vosgien à matrice silteuse. À Meistratzheim, de bas en haut de la série permienne, on observe une dizaine de mètre de brèche basale, suivi de 46 m de grès silto-argileux à passées d'argiles. Dans Cronenbourg, on observe 53 m de brèche basale, suivi de 86 m de grès siliceux à passées d'argile puis de 53 m de grès silto-argileux à passées d'argile ; et ce puits n'a pas atteint le socle varisque avant l'arrêt du forage.

Dans les projets industriels de géothermie profonde, la connaissance des faciès traversés par les puits est fondamentale aussi bien pour des questions stratigraphiques que géomécanique. Ainsi, la variabilité de l'épaisseur et la nature des lithofaciès (présence de matrice gréso-argileuse, de passées importantes d'argiles) des dépôts Permien peut être déterminant durant les phases de forage. Ici, l'interpuits strasbourgeois ne donne pas beaucoup d'indication puisque seul deux puits ont traversé les formations permiennes et avec des différences considérables entre eux. Une étude plus approfondie est nécessaire pour estimer le faciès Permien dans la région de Strasbourg, qui peut être réalisé sur l'analyse de lignes sismiques et d'analogue rhénan de terrain. Il en va de même pour la nature du socle varisque présent dans la zone d'étude. Si Meistratzheim a intersecté du granite, est-ce le cas partout dans cette aire géographique ? Edel et al., (*2018*) ont donné

des indications sur la structure et la nature du socle paléozoïque basé sur des études magnétiques, gravimétriques et sismiques.

2. Estimation pour Illkirch-Graffenstaden

Afin d'alimenter un réseau de chaleur urbain en hiver et de produire de l'électricité en été, un projet industriel d'origine géothermal envisage de réaliser un doublet de forages au sud-est de la commune d'Illkirch-Graffenstaden (GIL). En surface, sur la même plateforme, les deux têtes de puits sont prévues à 12 mètres d'écart, avec un écart de 1 500 mètres en profondeur des puits déviés (*Dalmais et al., 2016*).

L'objectif visé par les forages profonds est la faille d'Eschau qui possède un potentiel de température et de débit suffisants pour une exploitation géothermique. Cette faille d'orientation N10°E et un pendage de 65° vers l'Ouest possède un rejet vertical d'environ 1 000 m, et met ainsi en contact les grès du Buntsandstein avec le socle granitique (*Dalmais et al., 2016*).

Chaque projet démarre par une phase exploratoire. Pour Illkirch-Graffenstaden, il y a eu une étude gravimétrique, un retraitement et une interprétation d'anciennes et nouvelles lignes sismiques et une modélisation 3D avec définition des cibles géothermiques afin de synthétiser l'architecture du sous-sol et de prévoir la trajectoire des puits (*Edel et al., 2018 ; Richard et al., 2016*). La réinterprétation litho-chronostratigraphique présentée ci-dessus est également un aspect important de la phase exploratoire puisqu'elle permet d'estimer les formations potentiellement rencontrées par l'outil lors de la phase de forage afin d'employer les meilleures méthodes de forage selon le type de roches. De plus, les informations stratigraphiques sont très utiles pour la conception de puits (diamètre des puits, section technique et trajectoire des puits, positions des sabots, etc).

Concernant l'estimation de la nature et de l'épaisseur de la couverture sédimentaire de GIL, si les puits d'Eschau[1] (ESC ; carte puits) sont les plus proches géographiquement, ils ne sont pas exactement de bons indicateurs concernant les formations sédimentaires pour GIL. En effet, ils sont sur le compartiment haut au droit de la faille d'Eschau or GIL est implanté dans le compartiment bas. En termes d'épaisseur de couverture sédimentaire, le seul puits avoisinant le site présentant la même configuration est GCR-1 puisqu'il traverse

5.1 Si certains puits d'Eschau ont été étudiés rapidement pour voir les formations sédimentaires intersectées, ils n'ont pas été présentés dans la partie précédente (1. Synthèse des quatres puits) car le log GR n'a pas été acquis sur l'intégralité des puits.

également 3 km de roches sédimentaires dans un compartiment bas. De ce fait, c'est lui qui peut présenter le plus de similitudes avec les nouveaux forages. Néanmoins, il n'est pas possible de donner des épaisseurs précises pour les formations tertiaires. Nous avons vu, même si c'est sur les compartiments hauts, que chaque puits avait une épaisseur de couverture sédimentaire et un type de dépôt différents. Néanmoins cela constitue une très bonne base de travail.

Ainsi, le log de Cronenbourg (*Figure 5.7*) serait le plus adéquate pour estimer la couverture sédimentaire de GIL.

- Environ 2 000 m de formations sédimentaires tertiaires et quaternaires

Sous les Graviers Rhénan, seront rencontrées les Couches de Niederroedern, la Série Grise et la Zone Salifère. Concernant la Zone Salifère on peut estimer qu'il y aura des zones de sels massifs. En effet, on observe dans GCR-1 de bas en haut : des marnes avec des anhydrites, des bancs de sels massifs et des argiles salifères et des alternances plus ou moins importantes de bancs de sels fins et d'argiles ou marnes salifères. Et ceci corresponds à la quasi-intégralité des 783 m de Zone Salifère intersectée à Cronenbourg.

- Environ 1 100 m de formations sédimentaires secondaires

Avec un Jurassique qui démarre dans le Callovien et d'une épaisseur environ de 420 m, un Keuper d'environ 220 m, un Muschelkalk d'environ 140 m et 345 m de Buntsandstein. Concernant le Permien, il pourrait être supérieur à 200 m d'épaisseur comme à Cronenbourg. Néanmoins avec une grande variation latérale d'épaisseur, c'est sans certitude concernant l'épaisseur à GIL.

Toutes ces estimations, bien sûr, sont sans compter la présence potentielle de failles intersectées par les puits.

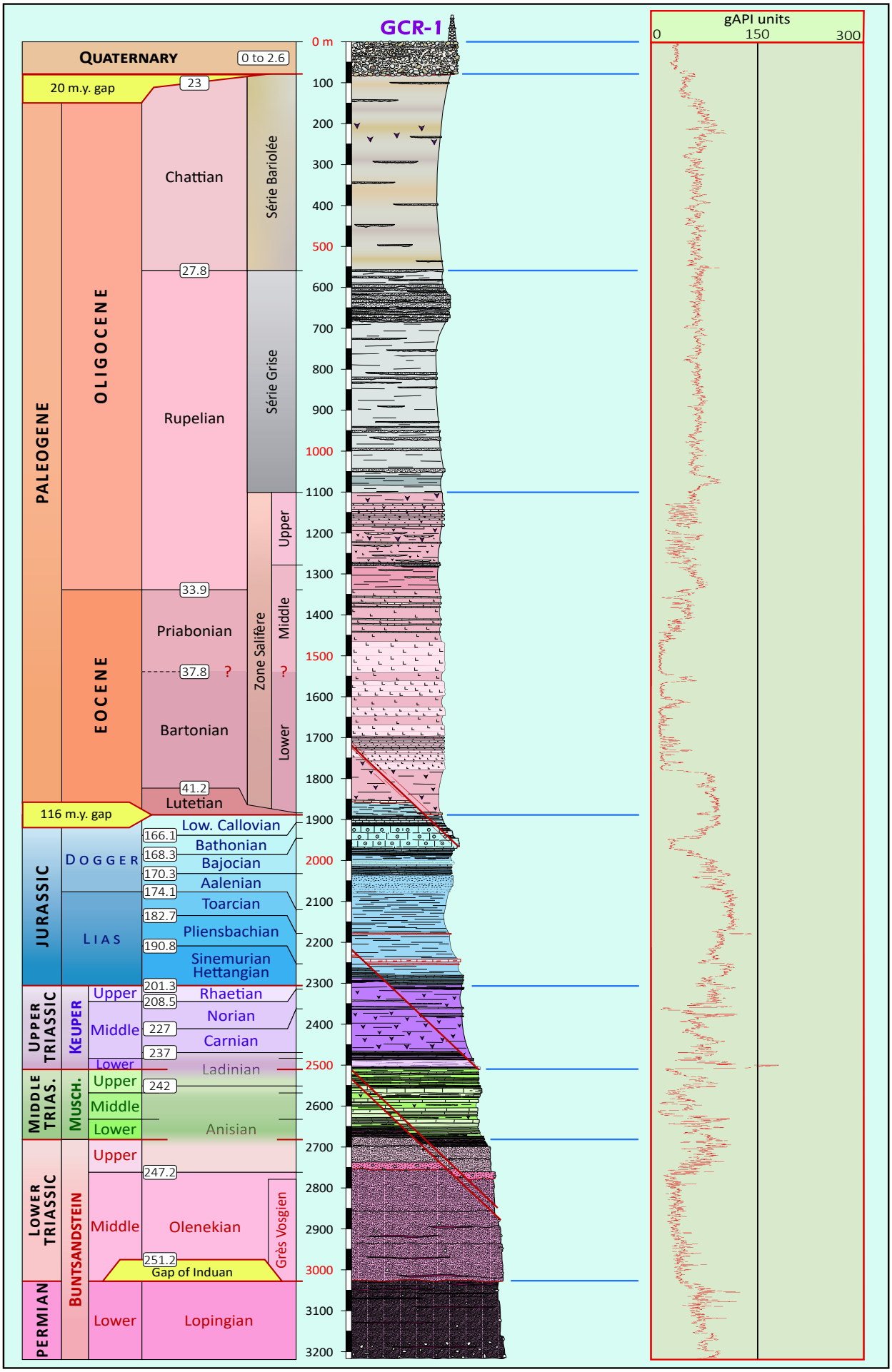


Figure 5.7 : Log chrono-lithostratigraphique de GCR-1 (Cronenbourg) associé au log gamma-ray, montrant toutes les limites et formations géologiques rencontrées. La limite Priabonien-Bartonien n'a pu être positionnée précisément.

CHAPITRE 6

★ ★

Synthèse gamma-ray dans le Fossé Rhénan Supérieur

Article en préparation pour la revue : Geothermics

GAMMA-RAY SIGNATURE IN THE UPPER RHINE GRABEN FROM BASEMENT TO THE QUATERNARY

[1]AICHHOLZER C., [1]DURINGER Ph., [2]GENTER A.

1 – Université de Strasbourg (Unistra), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), UMR 7516, CNRS - Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

2 –ÉS-Géothermie, 3A chemin du Gaz, 67500 Haguenau, France

Abstract

While the geothermal reservoir in the fractured Paleozoic granite and Buntsandstein sandstones have been extensively studied for a long time in the Upper Rhine Graben (URG), the rest of the sedimentary cover intersected by the wells has not benefited from the same scientific interest. The only global information were provided by the harmonized geological maps produced between 2007 and 2008 and the regional geological maps, and particularly with the Haguenau map (undoubtedly the most advanced work in the URG from a stratigraphic point of view). However, this changed during the geological survey conducted at Rittershoffen during the drilling phase. The characterization of the sedimentary cover is essential both, during the exploratory phases and for everything related to the well itself (diameter and trajectory of the well, technical section, shoe positions, etc.). In application to deep geothermal energy, this work synthesizes for the first in the URG the sedimentary cover from the Quaternary to the Variscan basement by giving the gamma-ray signature of each formation.

Keywords

URG, geothermal energy, stratigraphy, gamma-ray, well-to-well correlation

I. Introduction

Geothermal energy took an important place in the Upper Rhine Graben (URG). Because of its geological structure (continental rift), many geothermal anomalies are localized in the graben, and brines can circulate through the sedimentary cover because of the huge natural fractures network (*Buchmann and Connolly, 2007; Pribnow and Schellschmidt, 2000; Dezayes, 1995; Schellschmidt and Schulz, 1992; Schnaebele et al., 1948; Ziegler, 1992; Bergerat, 1987; Illies, 1967*). Exploited since many years at different location of the URG, many new data have been acquired in the region. Over the last years, many different studies were conducted on the URG sedimentary cover, combining the gamma-ray log (GR; natural radioactivity emitted by the rocks) and the geological formations. For the first time, in 2014, during the drilling operations of the Rittershoffen's geothermal project, the sedimentary cover drilled was the subject of a specific attention. All the mud logging parameters recorded on the drillsite (Rate Of Penetration, gas occurrence, calcimetry log, GR, ...) and the cuttings (piece of destructed rock by the drilling tool) that came out of the borehole were precisely analyzed and described in order to provide a good data base of the 2.2 km of sedimentary rocks (*Duringer et al., 2019*). The main result that came out of this study has been the identification of all sedimentary formations put in parallel with the GR log in the GRT-1 well. This work triggered a more intense research project on the sedimentary cover in application for geothermal energy. Afterwards, the first step was to take the old data acquired in the 90s in the Soultz-sous-Forêts geothermal wells in order to reinterpret the sedimentary cover (*Aichholzer et al., 2016*). This worldwide known geothermal site for Enhanced Geothermal System (EGS) had never been the subject of a precise geological work on the complete sedimentary cover, all the analyses were focusing before on the granitic fractures reservoir. The main results of this study have been the development of two chronostratigraphic logs showing all the sedimentary formations crossed by GPK-1 and GPK-2, from top to base, with the major faults intersecting these wells. In addition to the study of the Soultz-sous-Forêts GPK wells, cores from a former oil borehole (n°4589, 830 m deep) at Soultz-sous-Forêts have also been analyzed. Indeed, this work allowed to put side by side all the formations described from the cores with the GR acquired in this well (renamed EPS-1 after the deepening) (*Aichholzer et al., 2019*). If these two sites are close to each other (7km between Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts), the next geothermal projects were planned in the Strasbourg city area (Illkirch-Graffenstaden and Vendenheim). Therefore, a new exploration phase was achieved in this area in order to better upstream project preparation. This work presented the litho-chronostratigraphic logs of 4 deep wells (GCR-1 at Cronenbourg, LIP-2 at Lipsheim, SCS-

101 at Schaeffersheim and MEI-2 at Meistratzheim) showing, depending on their structural position in the French part of the URG, either high or low threshold, respectively 2 to 3 km of sedimentary cover. All those geological analyses side-by-side showed a specific GR signature per geological formations. In this paper, we present the compilation of those GR logs (Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts, Strasbourg area) and we went further with additional wells for upscaling at graben scale this methodology. From north to south of the URG, this paper presents the main GR signatures for the formations of the sedimentary cover.

II. Context of the study

Located in northeastern France and southwestern Germany, the Upper Rhine Graben is one of the major tectonic structures of western Europe, with a mean orientation SSW-NNE (N20°E; *Bergerat, 1987*). It stretches about 300 km long between Basel (Switzerland) in the south and Frankfurt (Germany) in the north. Its width is about 30 to 40 km in average. Established during the Tertiary, it is an asymmetrical graben with thicker deposits in the north than in the south. It is from the Chattian that the subsidence pole moves gradually from South towards the north, giving there very large deposits while the subsidence remained globally stable at the south (*Sittler, 1965*). In the URG, the first strictly speaking sedimentary deposits are contemporaneous with the collapse of the basin and thus with the establishment of the graben basin, Lutetian-age (Middle Eocene, 47 Ma) (*Berger et al., 2005a, 2005b; Sissingh, 2003, 1998; Sittler, 1992, 1965; Blanc-Valleron, 1990; Duringer, 1988; Schuler, 1988*). The complete sedimentary cover of the URG consists of two large units: Permian and Mesozoic pre-rift sedimentary formations, and Cenozoic and Quaternary syn-rift formations. This sedimentary cover sets up, according to place, on a Paleozoic magmatic, metamorphic or sedimentary basement (*Sittler, 1992*).

Studying old or recent geothermal wells data is therefore relevant for embracing the life cycle of geothermal project. Generally in the URG, geothermal exploration phase followed by drilling operations, then by thermal, chemical and hydraulic stimulations and by geothermal exploitation. Thus, the objective of all the chronostratigraphic studies conducted on different places of the URG aimed to calibrate and standardize typical GR signature per formation over the whole sedimentary pile. The highlighting of the physical signature between GR value and its lithostratigraphic units will be a key for future geothermal projects, for which the description of the geological formations crossed by the well is also necessary.

III. Material and methods

The first step of this work was conducted on each well in order to reinterpret the nature and the boundaries of sedimentary formations encountered in each borehole by the analyses of cores and cuttings. These works are presented in: Aichholzer et al., (*2016*); Duringer et al., (*2019*). In the case of this paper, we will be focusing on the description of the gamma-ray signal of each sedimentary formation and we will compare them throughout the URG, from North to South.

A well log (*Howell and Frosch, 1939*) is a continuous record of the variation of a parameter as a function of depth. It presents significant advantages, such as providing continuous geological data in addition to cuttings or cores (*Desbrandes, 1985*). The well log used in this work is the gamma-ray log (GR log). Gamma-rays are the radiations originating from the radioactive decay or induced nuclear reaction of an atomic nucleus which gives off excessive energy (*Fertl, 1979*). It is known for a long time that all terrestrial materials contain significant quantities of radioactive elements. The main elements in sedimentary formations producing emission of gamma electromagnetic waves are potassium (K), uranium (U) and thorium (Th). In the case of GR well log, it is the natural radioactivity emitted by the rocks adjacent to the well which is measured by the tool moving in the borehole. This GR log acquired can be either total or decomposed, known as total GR or spectral GR respectively. In the case of the spectral log, it is the contribution of each aforementioned isotopes which is isolated (*Fertl, 1979*). The vertical resolution of the GR tool, which is used in the wells, is on the order of 15 cm (6 inches) (*Desbrandes, 1985*), and the unit of measure is gAPI (GR American Petroleum Institute). From a practical point of view, clays contain the most radioactive elements, while sand, sandstone, limestone and especially gypsum/anhydrite contain very little and sometimes even nothing, in case of pure salt (halite).

The gamma-ray logs were acquired in nearly vertical wells in the sedimentary part, therefore, the depth of the cores and/or the cuttings and the depth of the GR log can be easily put in parallel and be compared. Attention was paid to the presence or absence of casing in the wells during the logging acquisition. Indeed, there is a signal attenuation effect measured by the tool if a casing is between this latter and the rock formations.

Even if it exists in the region thousands of wells drilled for oil researches, only few of them have been selected here. For the objective of this paper, the wells selected are

all those reaching at least the Buntsandstein formations (Triassic). The petroleum target being shallower, there are only few wells which reached the Buntsandstein, many are coming from geothermal energy projects. The abbreviation of the different wells (*Table 5*), north to south of the graben (all in France) presented in this paper are (*Figure 6.1*):

Name of the well	Location of the well
GPK-1 and GPK-2	Soultz-sous-Forêts
OBR-101	Oberroedern
GRT-1 and GRT-2	Rittershoffen
GCR-1	Cronenbourg
LIP-2	Lipsheim
GIL-1	Illkirch-Graffenstaden
SCS-101	Schaeffersheim
MEI-2	Meistratzheim
MAM-1	Mackenheim
MUM-1	Muntzenheim
SCR-101	Sainte-Croix-en-Plaine

Table 5: Name of the wells used for the gamma-ray well-to-well correlations and their location.

In this paper, the name of the sedimentary formations are given, in French, as defined by the last geological mapping of the region : the map of Haguenau (*Ménillet et al., 2015*). But in this work focusing on the GR logs, the description of the formations is short and concise. The complete description of the sedimentary formations is already given in Ménillet et al. (*2015*), Aichholzer et al., (*2016*) and largely developed and updated in Duringer et al. (*2019*).

IV. Results

1. Tertiary

The URG is composed of many sub-basins which are all different from each other in term of thickness and facies. The thickness of the Tertiary sedimentary filling can reach 3.5 km in the deepest part of the Mainz Basin (north of the URG) (*Duringer, 2014; Hinsken et al., 2011; Rotstein et al., 2006; Doebl and Olbrecht, 1974; Sittler, 1965*). Indeed, these sub-basins reflect the complicated geological history of the URG over the last 45 m.y., and each of them has a particular architecture and history. Thus, the Cenozoic stratigraphic chart (*Duringer, 1999, 1988; Sittler, 1965*) is made of the juxtaposition of several tables according to the studied deposits in each sub-basin: the Pechelbronn Basin in the north, the Potash

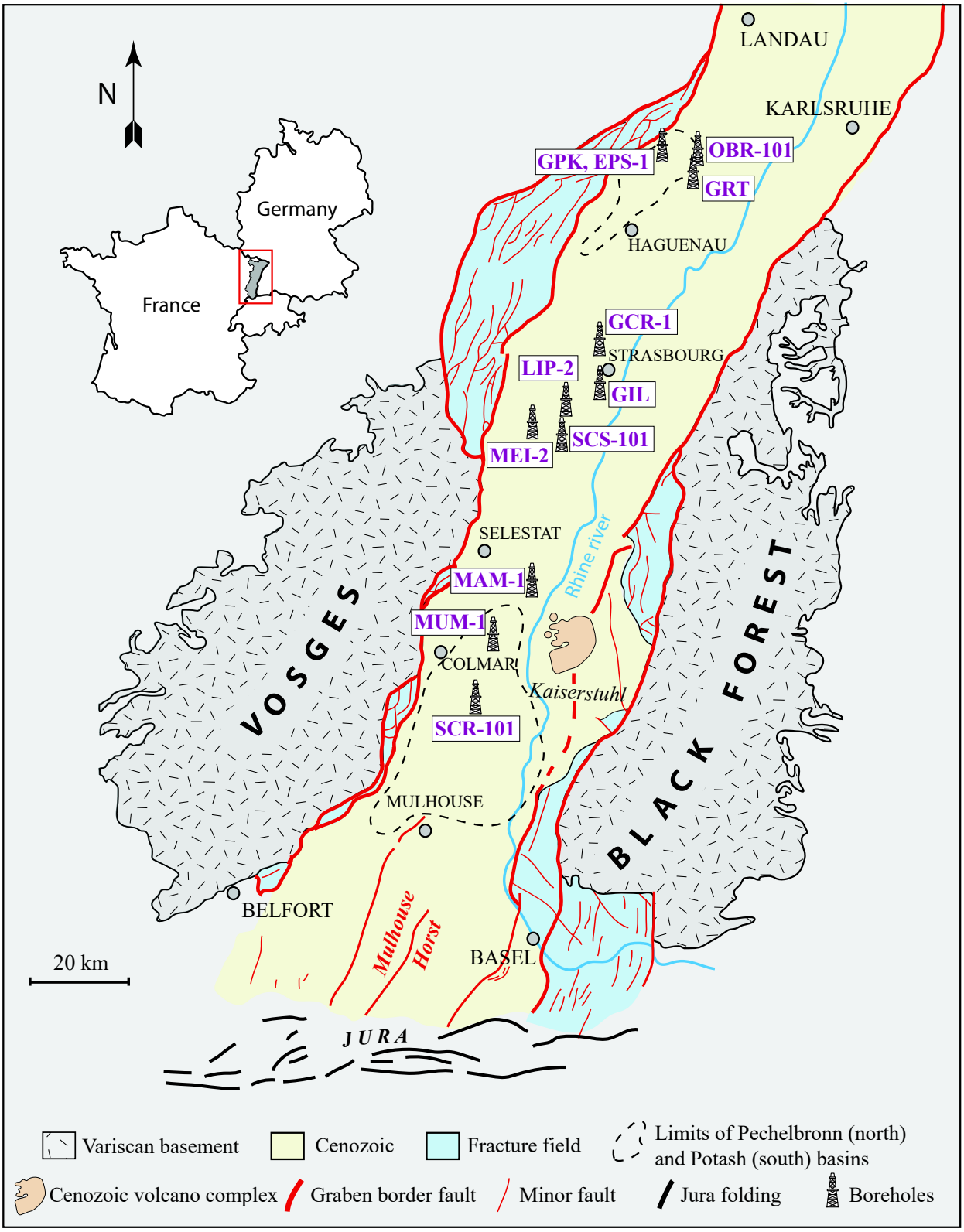


Figure 6.1: Map of the Upper Rhine Graben with the position of the different oil and geothermal wells used in this study.

Basin between Mulhouse and Colmar, the Mulhouse Horst at the south, and marginal detrital basins, to name only the most important ones (*Pirkenseer et al., 2010; Rousse, 2006; Duringer, 1995, 1988; Duringer and Gall, 1994; Courtot et al., 1972; Sittler, 1965*).

Since the upper part of the Tertiary is often missing, we begin the description in the Couches à Mélettes (Rupelian) (*Figure 6.2*).

The Couches à Mélettes is composed of gray to blue gray marly clays occasionally intersected by some scarce sands and poorly cemented sandstone bodies. The GR signal is linear with homogeneous amplitude and frequency throughout the formation. In SCR-101, the Couches à Mélettes does not exist because it has been replaced by the Gravier Quaternaire (in pink), deposited via an erosional surface on the Schistes à Poissons. In the other wells, the Couches à Mélettes has the same signal in each with a value approximately between 50 and 100 gAPI, with similar amplitude and frequency.

The formation of the Schistes à Poissons (in yellow) is made of brown, gray to black marly clays not very different from the previous Couches à Mélettes, except for the presence of carbonates observed throughout the formation in form of thin chalk laminae. The GR signal increases quickly as soon as we enter the Schistes à Poissons. It remains high throughout the formation, and it presents one to two large radioactive bumps according to the well. Since carbonates are emitting less radioactivity than clays or marls, why is the GR signal stronger in the Schistes à Poissons than in the Couches à Mélettes? Compared to this latter, in the Schistes à Poissons there are occurrence of bituminous marls with abundant remains of fishes, which explains its name (*Pharisat, 1991a, 1991b; Gaudant, 1979*). Already discussed since decades, it is known that the Total organic carbon (TOC) content significantly affects the response of well logs (*Fiet and Gorin, 2000; Fertl and Chilingar, 1988; Beers and Goodman, 1944*). In many organic-rich, low-carbonate hemipelagic shales, there is a stable and close correlation between the uranium and TOC contents (*Lünning and Kolonic, 2003*), uranium being often complexed with organic matter. The analyses of the uranium spectral logs would confirm the hypothesis for the Schistes à Poissons of uranium response as a proxy for organic richness in black shales. The logs presented here do not have the spectral GR acquisition at those depths.

Observed in the field in the URG, the organic matter in the Schistes à Poissons does not have everywhere the same richness in the formation, from where the hollow observed generally in the center of this unit corresponding to that poor-like sequence.

Care should always be taken to know if the measurement of the GR logs is consistent everywhere, because a measurement of the GR emission across a casing is weaker than the measurement of the value emitted directly by the rock in the open-hole section of the well. The presence of the cement and the casing attenuate the GR value measured. It is actually the case in the GRT-2 well, which presents actually a huge hollow in the middle of the formation which could be interpreted by the presence of this less rich sequence in organic matter, whereas it is mostly induced by the casing made of steel. As mentioned before, the presence of carbonates is observed throughout the Schistes à Poissons. Thus, combined to the organic matter content variations, the GR signal of this formation presents variations through the different wells. With the total gamma-ray log, it is not possible to distinguish which part of the signal is associated to which parameter, but it permits to clearly delimit the top and base of the formation whereas the signal is globally similar into each well.

The Marnes à Foraminifères (in blue) are characterized by clays and limestone-clays with occurrence of abundant large-sized foraminifera. The organic content is decreasing compared to before and therefore, the GR signal in slowly decreasing in this formation until the quite linear signal of the Zone Salifère supérieure/Zone de Pechelbronn supérieur (in brown). In the upper part of this latter unit, the GR signal is equivalent to the Couches à Mélettes because it passes downward to marly clays without significant organic matter content.

Observed on the *Figure 6.2*, the Schistes à Poissons and the Marnes à Foraminifères show the highest GR signal of all the formations in this section. These signals are remarkable and well highlighted by those just above and below, always less radioactive. Since these latter are globally linear, positioning the upper limit of the Schistes à Poissons and base of the Marnes à Foraminifères is all the easier. The GR takes off very quickly at the entrance of the Schistes à Poissons. Then, the signal remains high throughout the formation. The signal of the Marnes à Foramanifères compared to those of the Schistes à Poissons, is decreasing from the end of this strong signal to the beginning of the linear signal just below which is associated to the Zone Salifère supérieure (south of the graben) or to the Zone de Pechelbronn supérieure (north of the basin). Over a large scale, the lateral thickness variations is clearly observed for the Schistes à Poissons (14 to 29 m-thick) and the Marnes à Foraminifères (12 to 17 m-thick), though the limits of each formation can be easily determined by their characteristic GR signal.

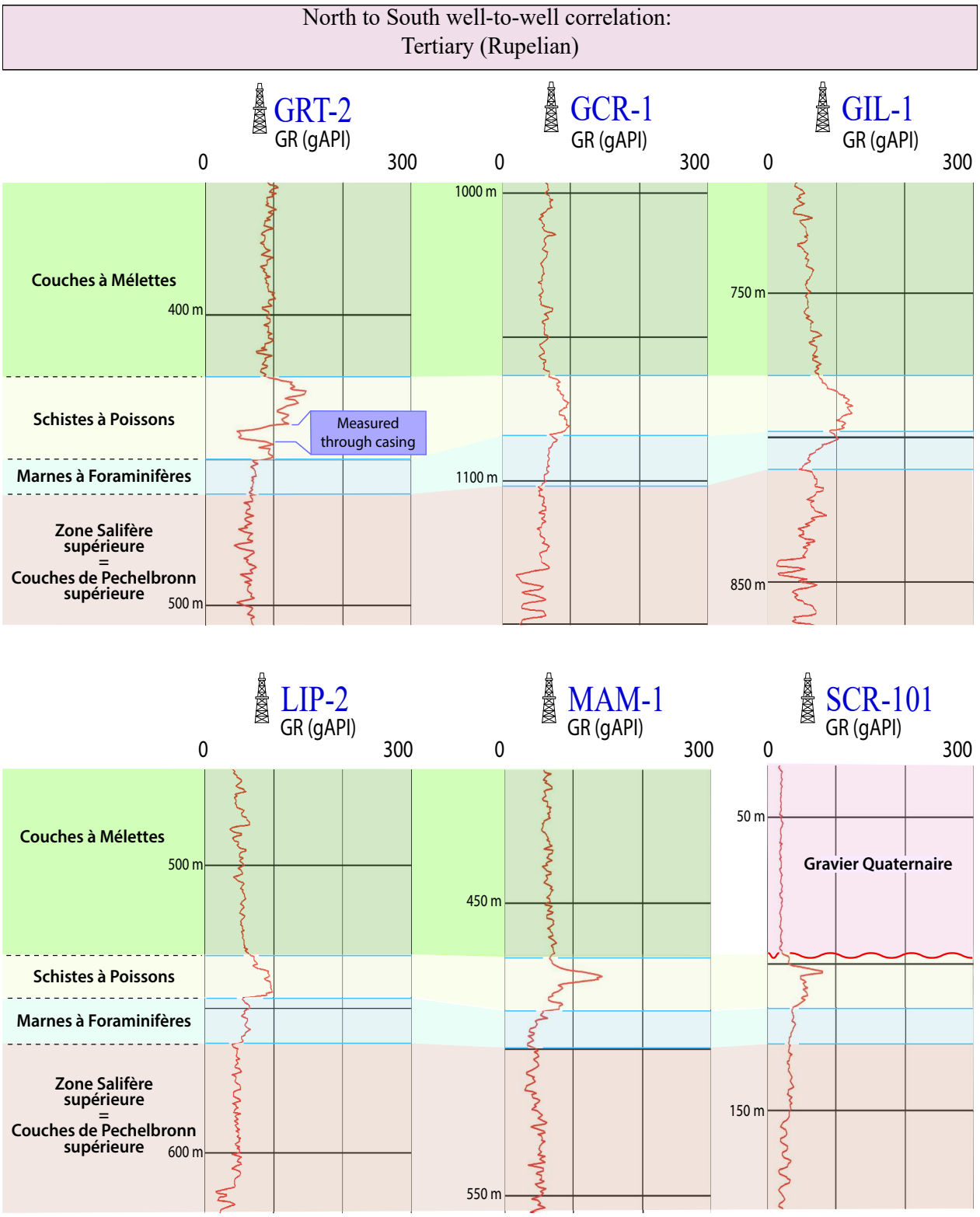


Figure 6.2: Rupelian (Tertiary) well-to-well gamma-ray correlation between GRT-2, GCR-1, GIL-1, LIP-2, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000.

2. Jurassic

The Jurassic (*Figure 6.3 and Figure 6.4*), with its marine clayey-dominated facies, presents only a small number of outcrops in the URG, which are in addition poorly preserved. The twenty-some Jurassic units show great monotony of facies composed of gray to black clays and marly clays. Therefore, it is very complicated to identify the formation with only the cutting descriptions given in the masterlog of the wells. Moreover, there are no recent data or study for the Jurassic formations (*Schmitt, 1987; Blanalt et al., 1972; Théobald, 1953; Gillet, 1937; Schneider, 1927; Van Werveke, 1897, 1895; Haug, 1888, 1885; Mieg, 1885; Deecke, 1884*). Ménillet et al. (*2015*) propose a comprehensive synthesis largely based on the most revelant works that are undoubtedly those of Schirardin (*1960a, 1960b, 1938, 1923*). A new updated stratigraphy is also given in Duringer et al., (*2019*).

2.1. Dogger

A major challenge with the Jurassic formations comes from its clay composition. With clayey-dominated monotonous facies over the entire deposit period, it is difficult to identify the formation limits. In the URG, the last Jurassic formations preserved from the "pre Tertiary erosion" are dated as Oxfordian. As this later occurs only in the southern part of the URG, we start the observation at the Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea* (Bathonian) (*Figure 6.3*; in gray). In all cases, it is not evident to distinguish the Jurassic from the Tertiary with only the GR log, both being mainly marly and clayey at this boundary. Moreover, the transition between the Tertiary and the Jurassic sediments is always complex, especially based on drilling cuttings only. Indeed, the first Tertiary sediments deposited in the basin are mostly clayey to marly, and sometimes reworking part of the Jurassic formations. Lastly, due to the pre-rifting uplift from the upper Jurassic, there is a great difference among the remaining deposits between the south and the north (which can be observed on the *Figure 6.3*) and therefore not all the wells start in the same Jurassic formation. All of these reasons explain the choice to start with the Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea*.

The Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea* is a marly formation alternating with limestone banks, which explains the evident characteristic GR signal. The signal swings from left to right as the formation alternates between marls and limestones banks. Its base is marked by the great jump to a weak GR signal, linked to the entrance into the Grande Oolithe. The formation of the Grande Oolithe is constituted of large oolitic

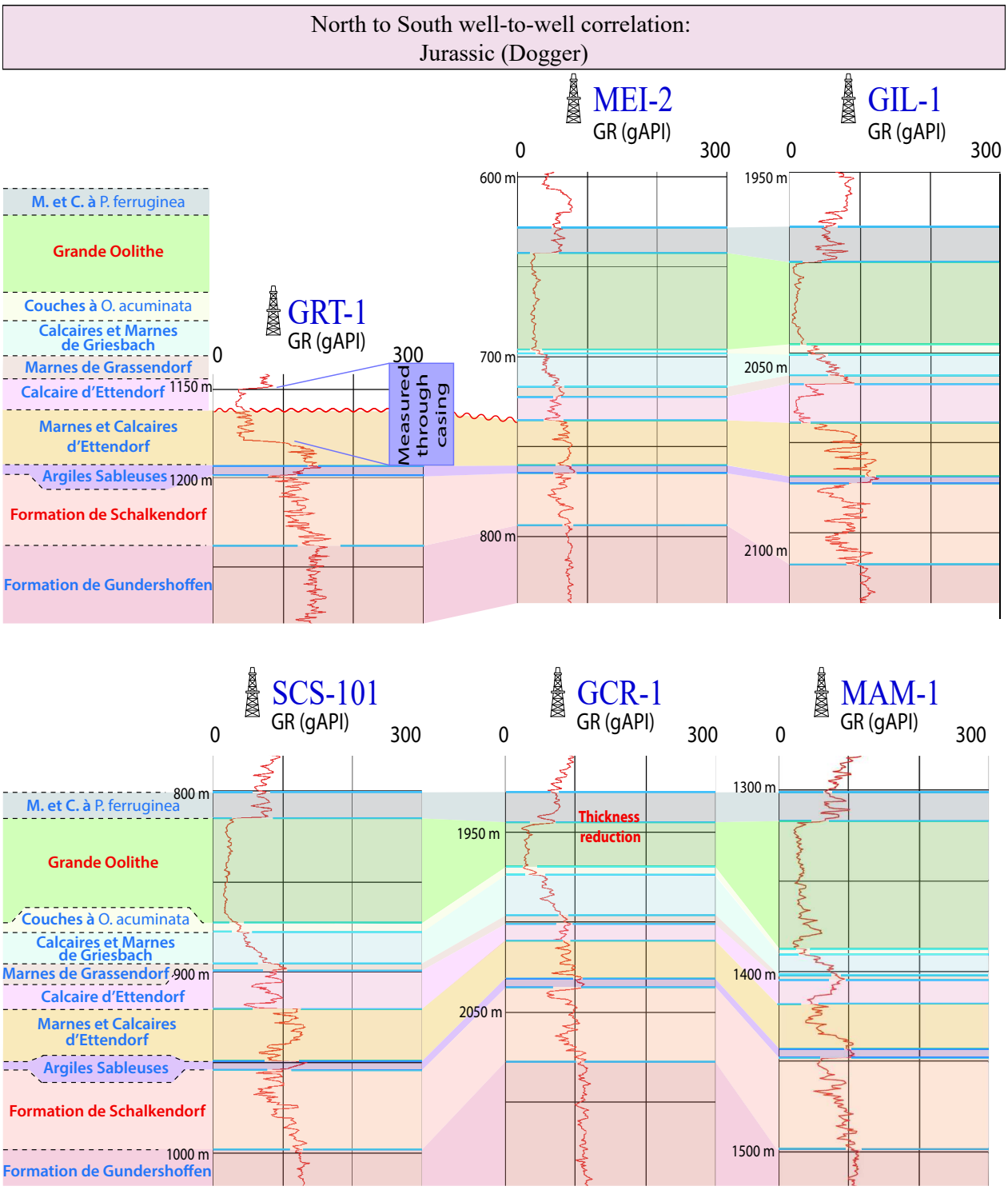


Figure 6.3: Dogger (Jurassic) well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, MEI-2, GIL-1, SCS-101, GCR-1 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300.

limestone banks without obvious marls intercalation. This massive formation explains the monotonous and depleted signal observed, lowly radioactive and close to the left side of the log. On the *Figure 6.3*, we can observe that even with more clayey facies at the base of the formation in the south of the graben (MAM-1), the top and base of the Grande Oolithe is simply delimited by the limits of this weak signal. In the case of GCR-1, the well-to-well correlation showed a great thickness reduction of the Grande Oolithe. From the Strasbourg region to Mackenheim, this formation displays a thickness varying from 40 to 60 m. The thickness reduction at Cronenbourg (25 m-thick) has been explained by the presence of a fault (mud losses in the well between 1 972 and 1 987 m of about 18 m^3 and oil evidence on the drilling mud and gas coming around 6 m^3 ; *SNEA/DIENIC/MDI GEOTHERMIE, 1980*).

Beneath the Grande Oolithe, the signal slowly increases between the Couches à *Ostrea acuminata* and the Marnes de Grassendorf. The thin Couches à *Ostrea acuminata* composed of solid limestone banks interbedded with some marls is followed by clayey limestones alternating with limestone banks (Marnes et Calcaires de Griesbach) and finely micaceous silty clays (Marnes de Grassendorf). This sequence explains the signal progressively increasing from the base of the Grande Oolithe. From there, the signal drops back to the left at the entry into the Calcaire d'Ettendorf, composed essentially of limestone banks split in several banks. This formation of about 18 m at Illkirch-Graffenstaden (GIL-1) is only 2 metres in north of Haguenau. The Marnes et Calcaires d'Ettendorf formation alternates between marls and limestones banks. Therefore, between both formations the signal increases. The Argiles Sableuses, as given by the name is a clayey formation, emits the most radioactive signal in this sequence again.

The second great GR signal is the one of the Formation de Schalkendorf. From the maximum of radioactivity recorded by the Argiles Sableuses, the signal swings left and right all along the Schalkendorf formation with large amplitude and low frequency. This alternation is linked to the facies alternating between sands and clays. The base of this latter is marked by the signal changing for a more linear segment, with more lowly amplitude than before corresponding the Formation de Gundershoffen signal.

2.2. Lias

In the Lias, there are four great and interesting GR signals.

The first signal of great interest is the Couches à *Posidonomya bronni*, also called Schistes Carton. On the *Figure 6.4*, they show a great variability of their GR signal, from quite homogeneous to high amplitude variations. In the lower Toarcian, the bituminous episode of the Schistes Carton emphasizes represent a planetary anoxic event (*Ménillet et al., 2015*). This formation has been worldwide analyzed on different places. If the Total organic carbon (TOC) content is around 2% in many Jurassic deposits, it goes up to 20% in the bituminous Toarcian episode (*Myers, 1989; Myers and Wignall, 1987*). For the URG, in the Couches à *Posidonomya bronni*, it could be determined by analyzing the spectral GR log (if they exist), because many hydrocarbon source rocks are enriched in authigenic uranium which precipitates at the sediment-water interface under anoxic conditions and accumulates together with organic matter (OM) (*Lünning and Kolonic, 2003; Stocks and Lawrence, 1990; Wignall and Myers, 1988; Mann et al., 1986; Zelt, 1985; Meyer and Nederlof, 1984; Schmoker, 1980*). Observed in the field in the URG, there are strong facies variations in the Couches à *Posidonomya bronni* which are related to the variation of the carbonate content and the presence of OM, both of which explaining the large GR variations acquired in the wells (as the Schistes à Poissons, in the Tertiary) (*Figure 6.4*). There is almost no lateral thickness variation in this formation, largely worldwide and more locally in the Rhine Graben area.

In the UGR, the top and base of this latter formation is constrained by the above and underlying formations. Above it, the complex made by the Formation de Printzheim, Marnes de Schillersdorf and Couches à *Dactylioceras commune* are three clayey-dominated formations. The GR signal associated is therefore constant and linear (to lowly decreasing). The formation just below, the Calcaire de Kirrwiller, is a coquina and crinoidal limestone bank, generally very fossiliferous. Thus, the signal associated is a strong peak leftward of the log, of few meters of thickness. Finishing the Pliensbachian, the Calcaire de Kirrwiller is a reference level in the sites where it was observed in the surroundings of Haguenau (*Ménillet et al., 2015*). This north to south well-to-well correlation highlighted this limestone bank only described in the geological map of the north of the graben. Indeed, in all the geothermal and oil wells, at the same chronostratigraphic position, the same GR peak is observed. Therefore, the top and base of the Couches à *Dactylioceras commune* and the Calcaire de Kirrwiller are well positioned.

Downward, the next prominent signal in the Jurassic sequence is the Calcaire de Zinswiller. Remarkable marker bank in the Haguenau area (*Figure 6.1*), easily identified in the field with its light gray hue, often speckled with dark blue gray, it includes 2 or 3

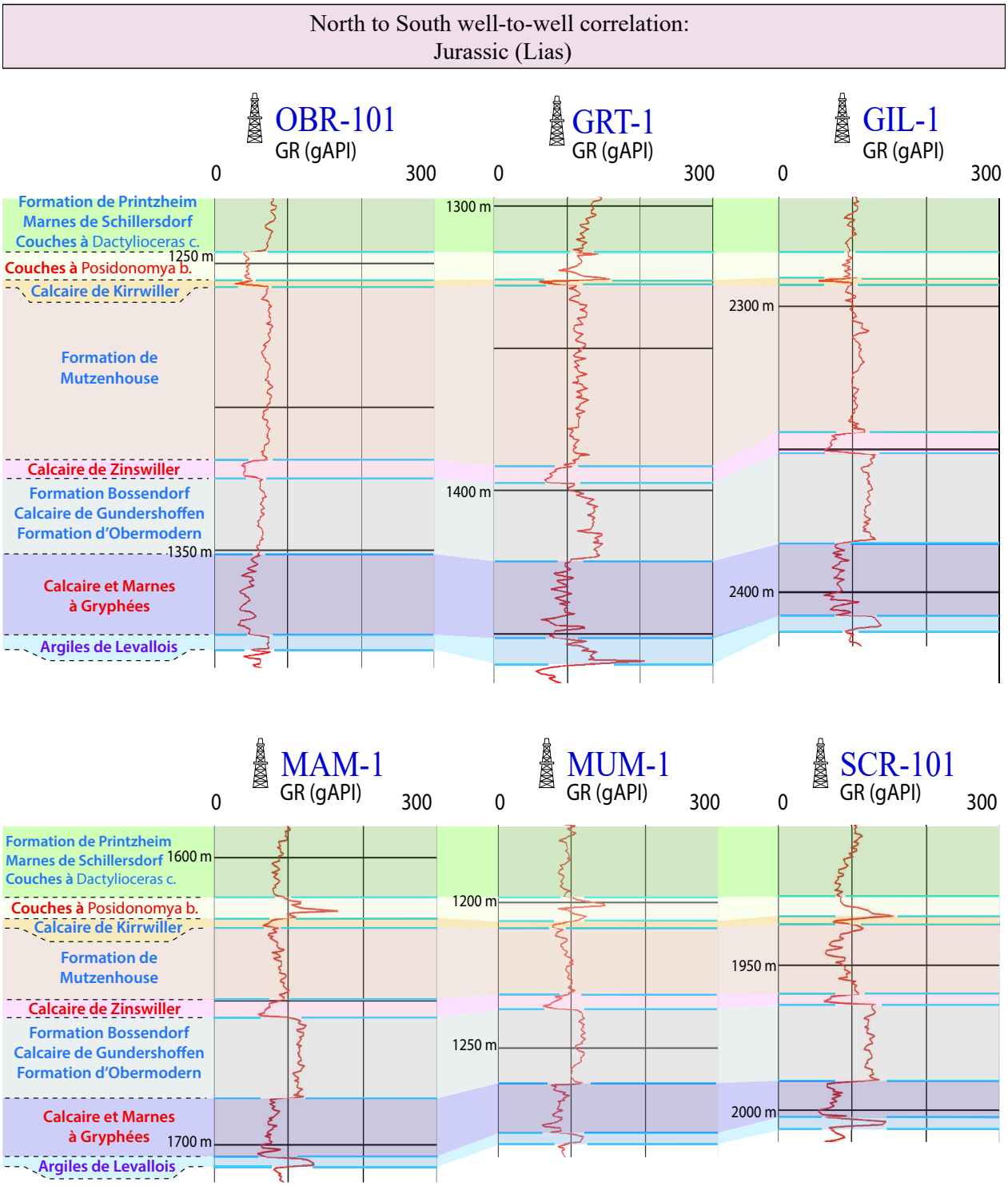


Figure 6.4: Lias (Jurassic) well-to-well gamma-ray correlation between OBR-101, GRT-1, GIL-1, MAM-1, MUM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000.

banks 8 to 15 cm thick, separated by thin layers of marl (*Ménillet et al., 2015*). At Schweighouse-sur-Moder, its lithostratigraphic level is represented by a bench of «light beige limestone clay with bioclasts» (wackstone mudstone), 6 m thick. In the OBR-101 and GRT-1 wells, close to these locations, the GR signal shows a strong leftward shift of the signal at this chronostratigraphic position. It is the massive Calcaire de Zinswiller. An interesting point is that this formation is observed throughout the entire URG (*Figure 6.4*), with almost no lateral thickness variations. Although the Calcaire de Zinswiller was defined only in the maps of the north of the graben, it is the most beautiful and prominent signal of the Lias in the center and South of the URG. This signal formation is constrained by the above and underlying formations. Even with the evident lateral thickness variations, both are showing quite homogeneous and linear signals linked to the mostly marly to clayey composition of the Formation de Mutzenhouse and the complex made by the Formation de Bossenforf, the Calcaire de Gundershoffen and the Formation d'Obermodern.

The fourth and last signal of great interest is the one given by the Calcaires et Marnes à Gryphées. Largely observed in the field, this formation is a very homogeneous and monotonous alternation of marls and limestones from top to base. This characteristic facies explains the signals acquired in all the wells: continuous and repetitive high-low GR signal.

We observe on the *Figure 6.3* and *Figure 6.4*, more or less the same sequence of the GR signals in the same chronostratigraphic positions in the Jurassic, which is harder to observe in the field from one area to another. Here, on the logs, we observe the same phases of successive deposits throughout the graben, with mostly lateral variations of thickness and sometime of facies.

3. Keuper

The Keuper sequence (*Figure 6.5* and *Figure 6.6*) presents a mosaic of environments going from shallow marine, sometimes tidal-dominated, to fluvial and evaporitic (*Duringer and Vecsei, 1998; Duringer and Gall, 1987; Duringer, 1987, 1982; Duringer and Doubinger, 1985; Durand, 1980; Palain, 1966; Emmert, 1965; Wurster, 1964*).

3.1. Upper to middle Keuper

Except for the well of GPK-1 where the signal is less shifting to the right, in all the other wells the limit between the Calcaires et Marnes à Gryphées and the Argiles de Levallois is marked by a sudden increase of the GR signal as soon as we enter the Keuper (*Figure 6.5*). As given by the name, the youngest, formation of the Keuper is composed mainly of clays and silty clays, explaining the shift to the right of the GR in the formation. The second difference with the previous formation, is the form of the Argiles de Levallois. In the Calcaires et Marnes à Gryphées, the GR signal is a continuous and repetitive high-low GR signal. As soon as we enter the Argiles de Levallois, the signal is a one-portion-signal overall the formation, even for GPK-1.

As all sandstone formations in the Keuper, there is a great lateral thickness variation of the Grès Rhétiens observed in all the wells, as in the field. That is why, for the Grès Rhétiens, the GR signal presents thickness and frequency/amplitude variations linked to facies variations. Its upper and lower limits are therefore given by the above and beneath formations. The upper limit is where, from the radioactive one-portion-signal of the Argiles de Levallois, the signal decreases as the facies passes from clay to sand. The lower limit is linked to an increase again, from sands to clays. The Argiles Bariolées Dolomitiques GR signal is showing great amplitude of the oscillation linked to the composition of the formation with its high frequency of clay/dolomite/anhydrite centimeter to decimeter alternations. The signal observed in all the wells displays lateral thickness variations, and facies variations at the base of the formation between the north and the south.

All the other formations underlying the Argiles Bariolées Dolomitiques do not present a characteristic GR signal throughout the URG. In each well, the Argiles de Chanville shows an increase at the entrance of the formation while it slowly decreases again until the Dolomie de Beaumont. This latter is well observed in the north of the basin because of its thickness. Pure dolomitic bank, it gives a big jump to the left of the log (non-radioactive pole) through the formation. The dolomites can be replaced by anhydrites in this formation, which will also give a same weak signal. This Dolomie de Beaumont almost completely disappears southward of the basin, where the thickness of this formation is divided by 3. The entrance in the Argiles Bariolées Intermédiaires is marked by the jump to the right again of the signal, linked to the composition of this formation: clays and marls and sometimes lowly dolomitic. The dolomitic part on some place of the URG explains the few peaks to the left in the signal of the Argiles Bariolées Intermédiaires. The Grès à Roseaux is a channelized sandstone bank with a thickness varying from 1 to 25 m. The

passage from the previous marly clayey formation to sandstones explains the jump to the left on the GR log. With only few meters in thick in these wells, the signal displays a unique peak.

3.2. Middle to lower Keuper

From the peak corresponding to the Grès à Roseaux, the signal increases again as soon as we enter in the Marnes Irisées inférieures (*Figure 6.6*). Made mainly of clays, this formation is also composed of anhydrite and salt layers in the entire formation. Therefore, from top to base, the GR signal, displays a "right-left" alternation defining an irregular log motif linked to the occurrence of banded anhydrite inside the clays (*Duringer et al., 2019*).

The Dolomie Limite signal is delimited by positioning top and base of the Marnes Irisées inférieures and the Argiles de la Lettenkohle. The signal of this latter formation is continuously increasing from top to base, and its maximum is higher than the signal of the Marnes Irisées inférieures. The maximum of the radioactivity of the Argiles de la Lettenkohle is linked to the dark blue pure clay unit containing fossil plants at the base of the formation (*Duringer, 1987, 1982; Grauvogel-Stamm and Duringer, 1983*). The Dolomie Limite marks the top of the Lettenkohle and consists of a one-meter thick dolomitic shelly limestone. Thus, its GR signal is the strongest peak to the left side of the log between the signal of the Marnes Irisées inférieures and the Argiles de la Lettenkohle (it is one the greatest and most radioactive signal of the entire sedimentary column, as the Grès à *Voltzia*). In the field, often in the upper part called sometimes "Dolomie à *Anoplophora*" many dolomitic banks are observed in the clayey Argiles de la Lettenkohle formation. Therefore, in the signal of this formation, on the well-to-well correlation can be observed some leftward incursion of the signal, even if one the first order it increases continuously.

The Dolomie Inférieure (*Figure 6.7*) is the oldest formation of the Keuper sequence. The top of this formation is very easy to identify because the formation is composed of a succession of metric to plurimetric massive dolomitic limestones, with only few thin marl intercalations. Limestone are not emitting a lot of radioactivity, therefore its limit with the Argiles de la Lettenkohle formation just above is remarkable with an important and straight decrease of the GR signal. There is an important lateral thickness and facies variation for this formation, from north to south through the graben. Around 11 m of marly massive dolomites in the north, the formation is around 21 m and more clayey in its lower part in the south. So, a more radioactive signal is recorded at the base of the formation between the Strasbourg area (GIL-1 and LIP-2) and the south of the basin.

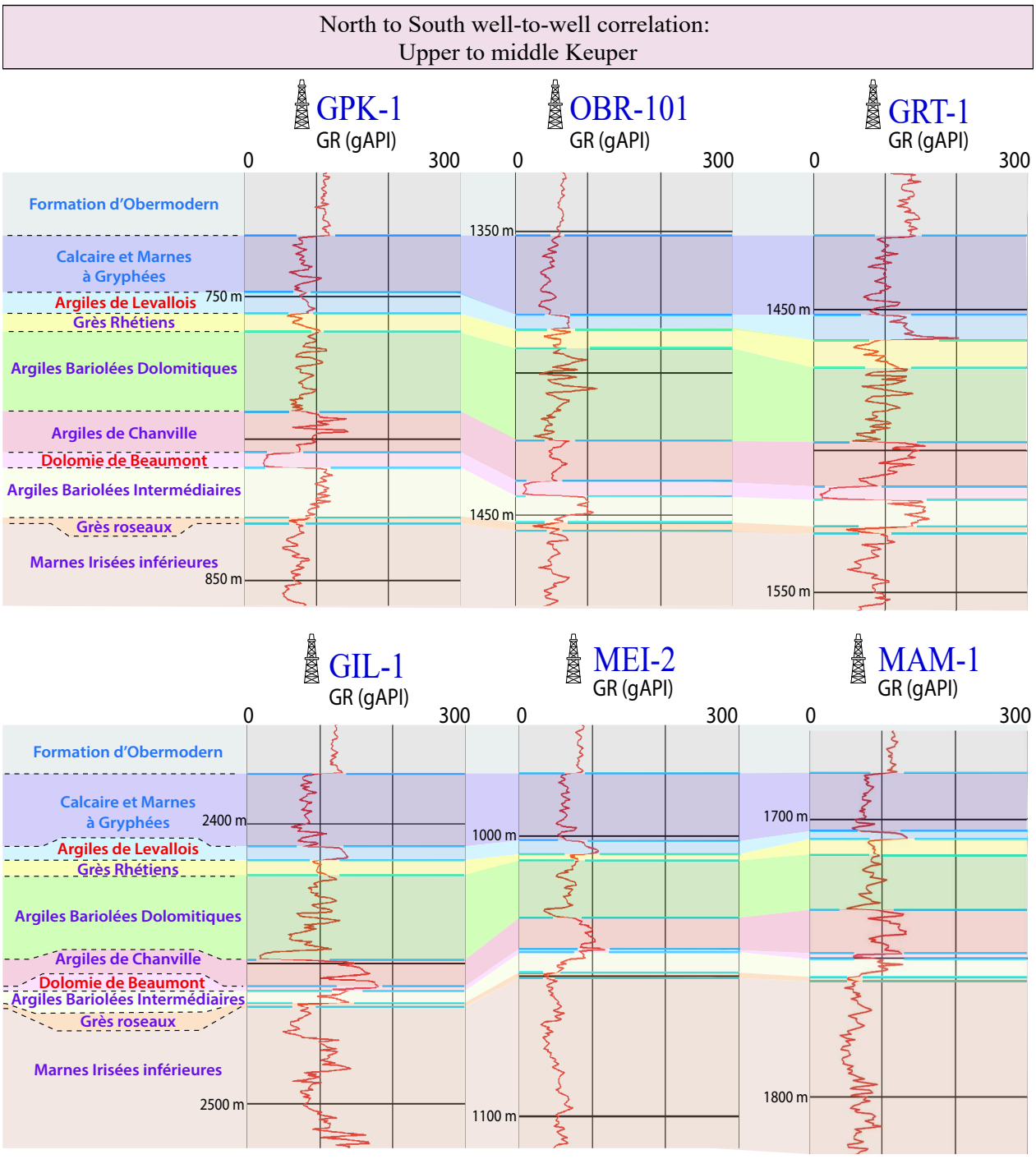


Figure 6.5: Upper to middle Keuper well-to-well gamma-ray correlation between GPK-1, OBR-101, GRT-1, GIL-1, MEI-2 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000.

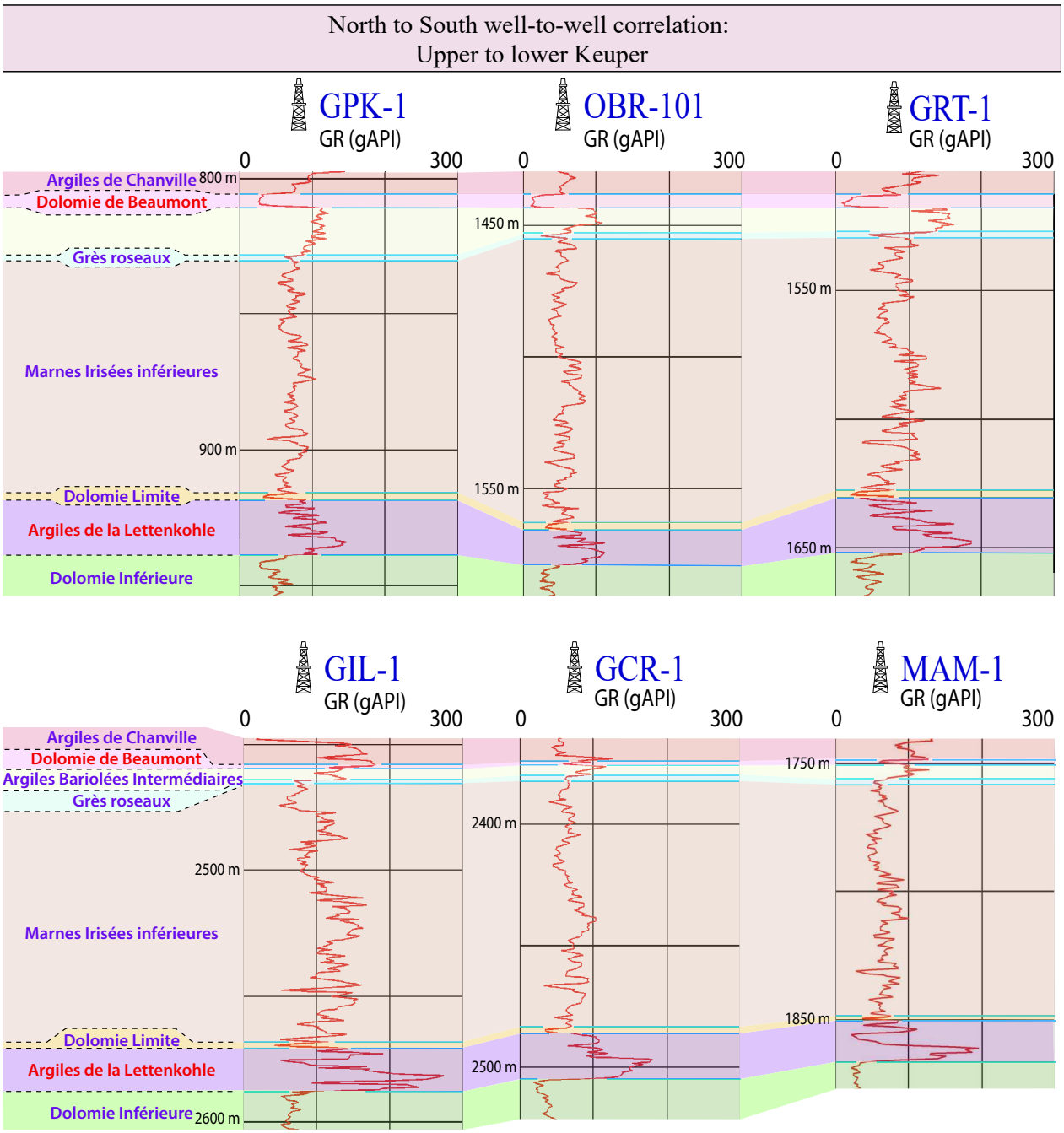


Figure 6.6: Upper to lower Keuper well-to-well gamma-ray correlation between GPK-1, OBR-101, GRT-1, GIL-1, GCR-1 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500.

4. Muschelkalk

The Muschelkalk (*Figure 6.7*, *Figure 6.8*) represents the marine episode preceding the evaporitic phase of the Keuper. It displays mainly argillaceous limestones, marl/limestone alternations, dolomites, dolomitic marls and some anhydrite episodes in the lower part of the middle Muschelkalk. The upper Muschelkalk is a pure marine deposit displaying typical stenohaline organisms, such as cephalopods and echinoderms (*Duringer and Vecsei, 1998; Vecsei and Duringer, 1998; Aigner, 1985, 1979; Duringer, 1985, 1984, 1982; Kozur, 1974; Haguenauer, 1963*) The middle Muschelkalk (*Geisler-Cussey, 1986; Adloff et al., 1982; Geisler, 1978; Van Werveke, 1917*) is the result of both, evaporitic and marine environments. The lower Muschelkalk (*Schwarz, 1970; Perriaux, 1961; Théobald, 1952; Van Werveke, 1897; Schumacher, 1891, 1890*) is made of dolomitic marls, dolomites and sandstones. It represents the marine transgression covering the siliciclastic deltaic Upper Buntsandstein.

4.1. Upper to middle Muschelkalk

The Upper Muschelkalk (*Figure 6.7*) begins with the Calcaire à Térébratules formation (beige). With only 2 meters of thickness in average of massive limestone, it is not evident to describe the GR signal which represents only a small signal especially since the previous formation (Dolomie Inférieure) is also as much as massive as the Calcaire à Térébratules at least in the northern part of the basin. The challenge is often to put the limit between the two. So, the GR signal remains generally unchanged compared to before (strong signal to the left). However, in many cases, there is a small marly interval (marls layers or marls/dolomites alternation) between the Dolomie Inférieure and the Calcaire à Cératites that allows finding the precise limit. This is particularly clear on the wells from Gil-1 (Strasbourg area) and MUM-1 (Mutzenheim, south of Strasbourg). Otherwise, the dolomite content falls rapidly at the top of the Calcaire à Térébratules.

Downward, the signal of the Couches à Cératites (in brown) is very particular and coherent with the sedimentary formation, especially between the north of the basin with GRT-1 and GPK-2, and the center with GIL-1 and LIP-2 (*Figure 6.7*). Indeed, the Couches à Cératites deposit shows in the field a variation of the limestone/marl's ratio. From top to base of this formation, is observed the following sequence: a very high ratio at the beginning, a decrease of the limestone beds and an increase of the marls towards the middle of the formation, and from there, an increase again of the limestone banks.

Therefore, the GR signal, slightly radioactive on the upper part, progressively increases toward the middle formation and again slightly decreases toward the bottom of the formation. This "back and forth" trend from top to base along the 35 m deposits is directly linked to the limestone/marl ratio. In the south, MAM-1 and MUM-1 show a less "back and forth" pronounced signal. The explanation comes from the facies, which can be, place to place, more carbonated especially in the upper part of the formation. Here, in this well-to-well correlation, we observe this difference southward.

The Calcaire à Entroques is a crinoid-rich limestone (rusty orange) and is the most characteristic Triassic limestone. It corresponds to the lowest GR signal at the base of the Couches à Cératites because it consists of a succession of massive limestone banks stacked one over the other without marl intercalations except on the few first meters at the transition with the Couches à Cératites at its top (*Duringer, 1999, 1982; Duringer and Hagdorn, 1987*) (*Figure 6.7*).

The Dolomie à Lingule (orange-yellow) is a massive dolomite formation unlike his name, poor in fossils. Observed on the *Figure 6.7*, the Dolomie à Lingules presents a linear signal. Very poor in clays, the GR signal remains quite similar to that of the previous formation, but the signal is slightly higher than the one of the Calcaires à Entroques which permits to put the limit between both. Indeed, this dolomite is lowly more marly with some intercalation of dolomitic marls especially downward.

The Marnes Bariolées (pink), as given by its name, is composed of variegated clays and clayey dolomitic marls of different colors (black, red, grey, green). The top of the formation is similar to the base of the Dolomie à Lingules, characterized by dolomite banks but alternating with dolomitic marls (*Van Werveke, 1917*). Therefore, the upper part of the signal of the Marnes Bariolées has the same range of GR value, just slightly higher because of the increase in marls (*Figure 6.7*). In a practical way, the entry into the Marnes Bariolées is not always clear but the fall of the carbonate content and the arrival of gypsum definitively remove any doubt. Easily observed on the GR log, the formation shows clays, dolomite and anhydrite banks, explaining the either high or low frequency and amplitude signal. The great amount of anhydrite gives the several low peak value characterizing the middle part of the Marnes Bariolées. The anhydrite completely disappears towards the base and is replaced by marls which once again push the GR signal to the right (*Aichholzer et al., 2019*).

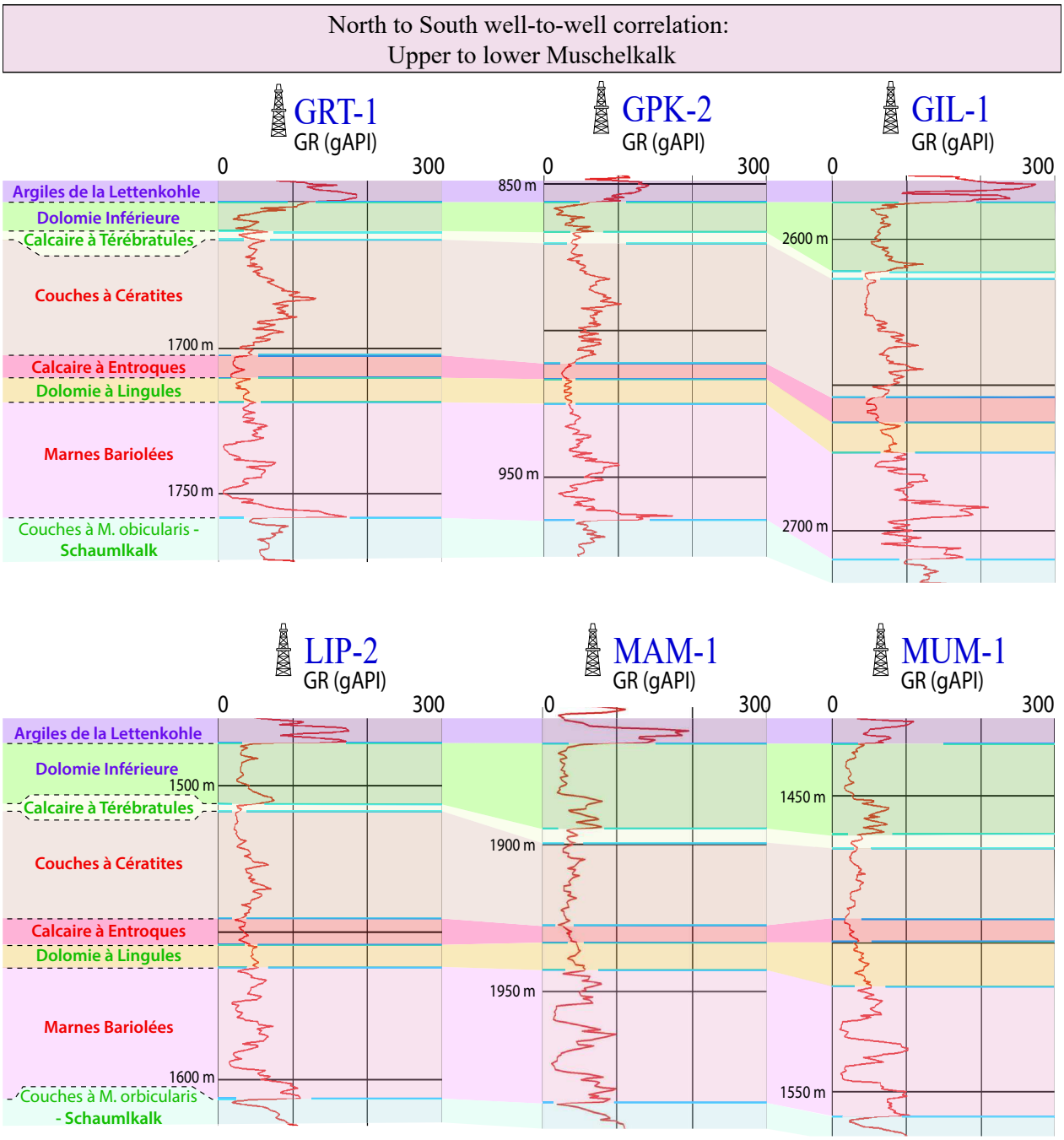


Figure 6.7: Upper to lower Muschelkalk well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, GPK-2, GIL-1, LIP-2, MAM-1 and MUM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000.

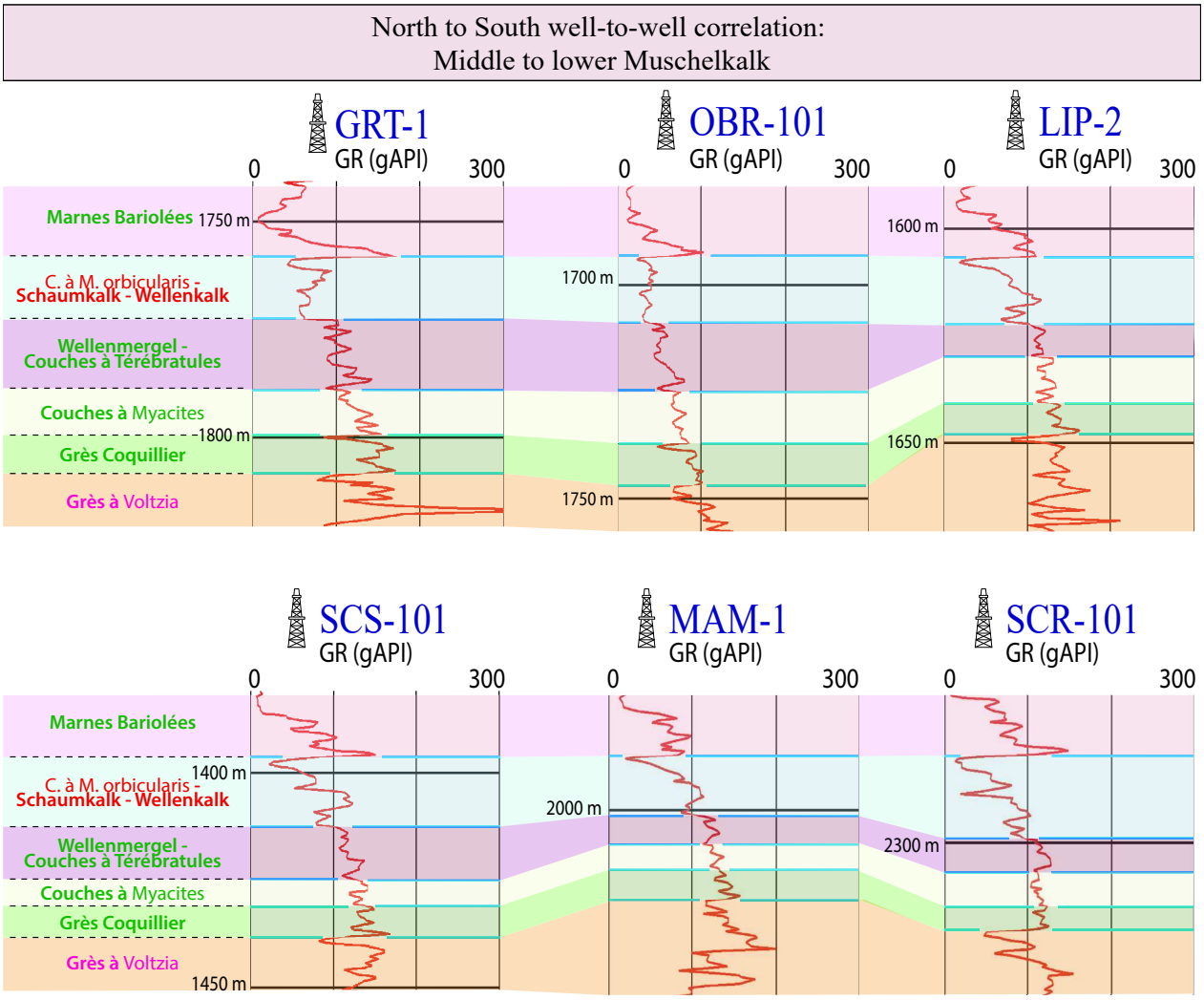


Figure 6.8: Middle to lower Muschelkalk well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, OBR-101, LIP-2, SCS-101, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300.

4.2. Middle to lower Muschelkalk

For this part of the sedimentary cover, a description of the GR log was given with a description of the core facies associated in the EPS-1 well (*Aichholzer et al., 2019*). It presents each formation with a photoboard of the cores and a detailed geological description of the cores and of the GR log.

After the very high radioactive signal at the base of the Marnes Bariolées, linked to the marls, the GR signal strongly shifts to the left at the top of the Couches à *Myophoria Orbicularis* formation (in blue, *Figure 6.8*). With the occurrence of the massive dolomite bank composing the Couches à *Myophoria Orbicularis*, the limit between both is very evident to position. The signal remains unchanged over more than 10 meters, i.e., up to the base of the formation. From the base of the Couches à *Myophoria Orbicularis*, a first enrichment in marls is observed in the Schaumkalk than in the Wellenkalk formations. Therefore, the GR signal generally increases from the massive dolomite (Couches à *Myophoria Orbicularis*) to the wavy bedding facies characterizing these two last formations (exception with GRT-1 and OBR-101 more constant marls proportion linked to a linear signal). As the facies remains unchanged for these latter, the signal stays more vertical up to the base. This is true in the north with GRT-1, OBR-101 (*Figure 6.8*) and EPS-1 (*Aichholzer et al., 2019*); but we observe a change from the Strasbourg area (LIP-2) to the south (SCS-101, MAM-1, SCR-101) which shows that there is lateral facies variations.

Even if we observe a great lateral thickness variation (*Figure 6.8*) north to south of the graben, in all the wells the GR signal increases slowly from top to base of the Wellenmergel-Couches à Térébratules formations (violet). Indeed, it is linked with the progressive downward enrichment on dolomitic marls of the formation, also observed in the field. In each well, at the base is observed a great peak to the left (less radioactive pole). It could be attributed to the Couches à Térébratules. Schumacher (*1891, 1890*) described two typical limestone banks rich in Terebratula called upper and main "Terebratel Bank". This main *Terebratula* bank (situated at the base) can be very discontinuous and replaced locally by sandstone. In this work, we are not describing each peak to identify the facies associated to it. Limestone or sandstone bank, it marks the base of the Couches à Térébratules which allows us to put the limits of the formation, especially since we have such a great GR signal marked on the log. Otherwise, *Terebratula* can be found almost everywhere in the clayey facies.

The Couches à *Myacites* (beige), of thin thickness depending of the wells, does not display a significant signal compared to before. But generally, from the top to the base, the GR signal displays a uniform increase in radioactivity linked to the increase of clayey facies in this formation (*Figure 6.8*). On the signal are also observed several peaks towards the left, which are linked to the thin decametric sandstone beds interbedded with the silty clays. In the field, it has been observed that these beds become more numerous toward the base of the formation. It is also observed this way on the GR log.

Since the Couches à *Myophoria Orbicularis*, the GR signal keep increasing up to the Grès Coquillier formation. The top of the Grès Coquillier is easy to identify (in green), because it is characterized by the strongest signal observed since the beginning of this sequence, explained by the increase of pure clays (*Aichholzer et al., 2019*). In the GR signal, there are some weak value oscillations which are due to the sandstone benches characterizing this sandstone/marl-dominated formation.

5. Buntsandstein

The Buntsandstein (*Figure 6.9*, *Figure 6.10*) is a 450 m-thick continental, fluvial-dominated red sandstone. In eastern France it is attributed to the lower Triassic and the upper Permian (*Ménillet et al., 2015; Durand, 2013, 2010*). From fine to coarse sandstones, it is sometimes conglomeratic place to place. With a lower Triassic mainly fluvial with some Aeolian episodes, the detrital continental deposits have been studied over the last decades (*Durand, 2010, 1987, 1978; Gall, 1985, 1972, 1971; Dachroth, 1985; Mader, 1985; Perriaux, 1961* and many others). Only the youngest formation of the Grès à *Voltzia* shows progressive marine influences from the middle part of the Grès à Meules and well developed in the Grès Argileux with an objective basal transgressive surface between the two formations (*Duringer et al., 2019*).

As for the Muschelkalk, the GR log was given with a description of the core facies associated in the EPS-1 well for this part of the sedimentary cover (*Aichholzer et al., 2019*). This paper presents each formation with a photoboard of the cores.

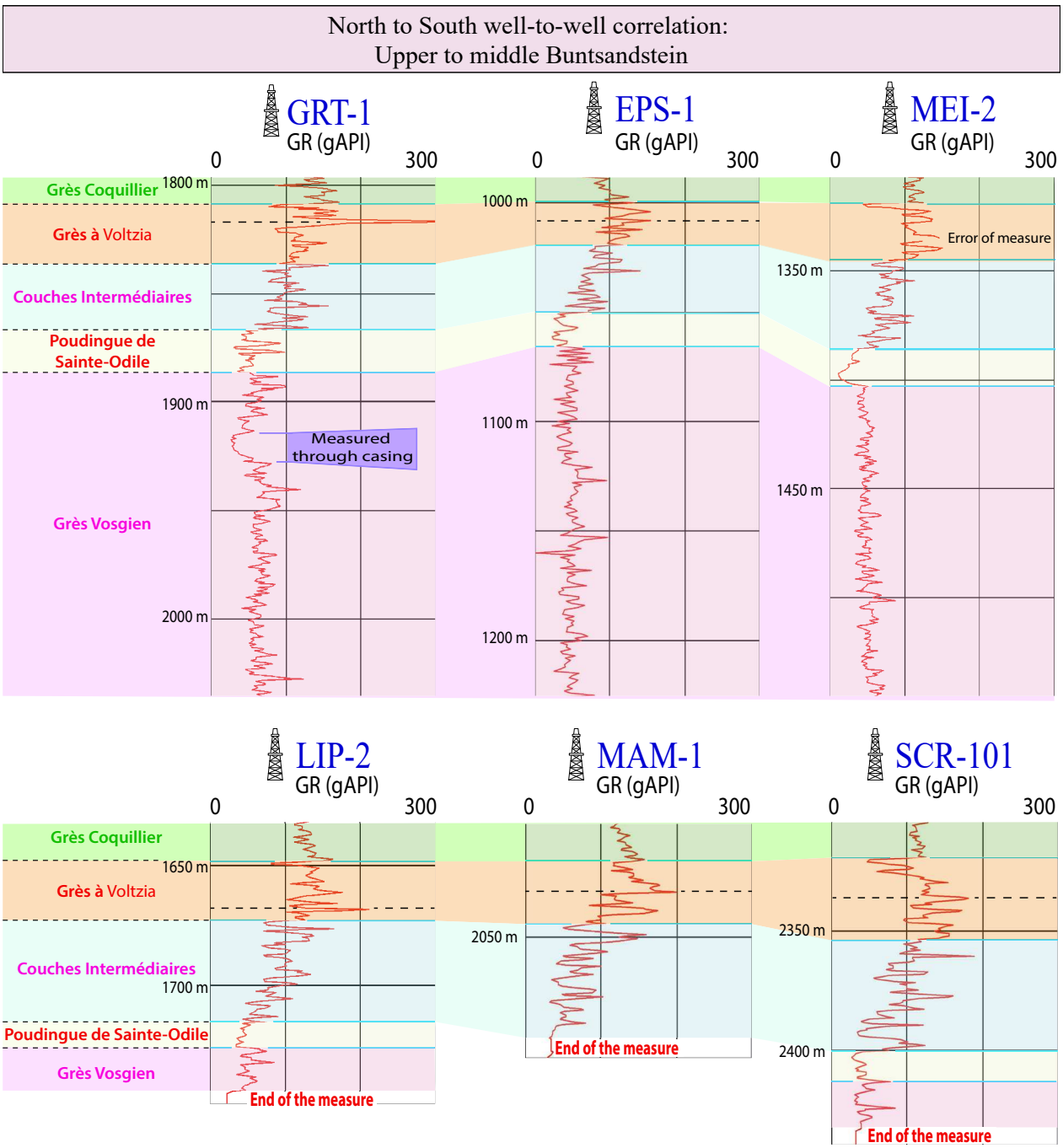


Figure 6.9: Upper to middle Buntsandstein well-to-well gamma-ray correlation between GRT-1, EPS-1, MEI-2, LIP-2, MAM-1 and SCR-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500.

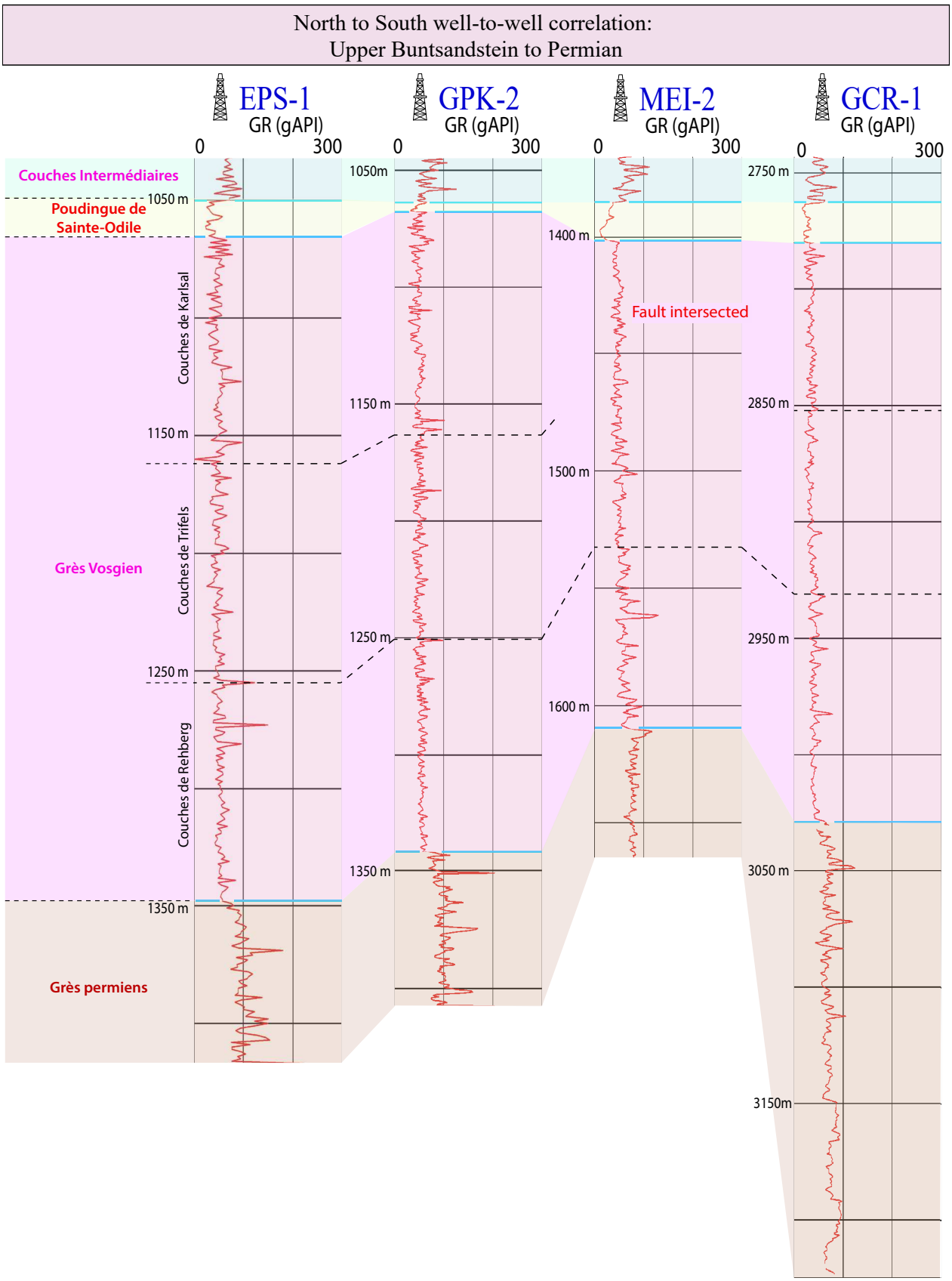


Figure 6.10: Upper Buntsandstein to Permian well-to-well gamma-ray correlation between EPS-1, GPK-2,MEI-2 and GCR-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/2000.

5.1. Upper Buntsandstein

The Grès Argileux and the Grès à Meules are the upper and lower part of the Grès à *Voltzia* (orange, *Figure 6.9*). The entry in this formation is marked by a very low peak followed by a constant increasing signal for the Grès Argileux reaching its maximum value at the base of this later, followed by a decreasing of the GR for the Grès à Meules. The increase of the signal, as given by the name of the formation, is linked to the clay composing the upper part of the formation. With less clays and clayey sandstones, the signal decreases again at the entry of the Grès à Meules made by massive clayey sandstones. In GRT-1, the highest peak observed is positioned exactly at the transition between both part of the Grès à *Voltzia*, which could be related to the presence of radioactive minerals (probably in zircon) in the sole of the transgressive surface covering the Grès à Meules. The following Grès Argileux is often described as a transgressive series (see *Duringer et al., 2019*). This assumption could explain the great variability of this very strong peak, not necessarily observed in each part of the Upper Rhine Graben.

In the Couches Intermédiaires (blue), the GR signal keeps decreasing (*Figure 6.9*). At the top, the formation remains quite similar to the Grès à Meules, as the lower part is more massive and often coarse grained which explain the decrease of the GR value from top to base of it. On the *Figure 6.9*, we can observe the important thickness variation from 40 to 60 meters. But this was already observed on the geological map of Molsheim where the Couches Intermédiaires formation was described with a great lateral thickness variation of 40 to 60 m (*Von Eller et al., 1975*). But even with the great thickness variability, the limits of the formation are already well observed. Especially at the base which marks the entry in the Poudingue de Sainte-Odile (yellow).

For GRT-1 and EPS-1, the question remains whether it is the Poudingue de Sainte-Odile or the Conglomérat de Grosbliederstroff proposed by Durand (*2013*) (discussed in *Duringer et al., 2019* and *Aichholzer et al., 2019*). If it remains questionable in the north of the graben, because of its distal termination, in the south of the graben it is clearly observed (*Figure 6.9*). If the description of the cuttings is not sufficient, with the presence of well-developed conglomerate with rounded and angular quartz and quartzite, the GR signal would be a great marker. As observed on the *Figure 6.9*, it presents two broad curve-shaped signals, with a great decrease in the value compared to the Couches Intermédiaires. Very flat signal, no amplitude or frequency are observed on this "ε-shape" signal. Though the lateral variation, it is very well expressed in LIP-2. In the center of the formation, a

peak of the value is observed which could be linked to facies variation of this formation. In the Poudingue de Sainte-Odile, from the top to the bottom, the conglomeratic facies alternates with more sandstone facies or even local thin clayey sandstones. In the wells, this conglomeratic zone of approximately twenty meters is at the right chronostratigraphic position for the Poudingue de Sainte-Odile

5.2. Middle Buntsandstein

In Germany, the Grès Vosgien has been divided into the Couches de Karlstal, Couches de Rehberg and Couches de Trifels (from top to base, respectively). Since they are very close to each other in terms of facies, it is not always evident to identify these limits. These units are composed of silica sandstones, where the main difference is on the grain size and the abundance of clays. Therefore, the GR log shows a linear and homogeneous signal throughout the formation, linked to these similarities between the three units, with a GR value of around 50 API units (*Figure 6.10*). The entrance in the Grès Vosgien is easily positioned: the signal increases compared to the Poudingue de Sainte-Odile and it presents more amplitude and frequency than before. In contrast, the signal is weak and smooth in the Poudingue de Sainte-Odile. In EPS-1, with the cores available for the complete section of the Grès Vosgien (*Aichholzer et al., 2019*) it has been possible to describe the signal for each unit. The Couches de Karlstal presented high amplitude and frequency variation, which could be attributed to the differences observed in the cores between the two types of facies (playa and Aeolian). The Couches de Trifels is characterized by three thick clay banks represented in forms of three GR peaks. Thanks to EPS-1, in this well-to-well correlation, a hypothesis is given for the limits of the units in the other wells, but only GPK-2 is close enough to present the exact same GR signal in the Grès Vosgien. With around 250 m-thickness in Cronenbourg and around 275 m-thickness in Soultz-sous-Forêts, the big thickness difference observed in MEI-2 is abnormal (only 208,5 m-thick). It is explained by the presence of normal faults intersected between 1 388 and 1 445 m, which reduce apparently the Grès Vosgien of approximately 40 m.

6. Permian

In the URG region, the Permian sedimentary formations are included in the lower Buntsandstein (*Ménillet et al., 2015; Durand, 2013, 2010*). In this north to south correlation, we do not detail the different intra-Permian formations, therefore we will just discuss about Permian formations (without giving information if it is the lower Buntsandstein or Permian).

On the GR log, the contact between the Grès Vosgien and the Grès Permien d'Annweiler is marked by a sudden increase of the GR value (~ 100 gAPI) after the very vertical linear signal of the Grès Vosgien. The limit is therefore very easy to position and is explained by the facies composed of clayey fine-grained sandstones, rich in clay intervals and numerous rip-up mud clasts (*Figure 6.10*). On the base of the Permian formations, the radioactive signal is linked to the Permian facies more feldspathic and conglomeratic which contains clasts from the Variscan basement. The GR signal unquestionably gives the exact position of the Permian/Variscan boundary, while during the drilling phase, the identification of the contact between the sedimentary cover and the Variscan basement remains complicated; based only on observations of the cuttings (*Aichholzer et al., 2019*). Indeed, mostly composed of radioactive minerals, the GR emission of the basement is much higher than in the sedimentary sandstones.

7. Large scale GR signature from Keuper to basement

The interesting point observed on the first order is the great similarities between the well logs for the same chronostratigraphic section in each part of the basin (*Figure 6.11*). North to south, the succession of the GR signals per formations is the same because each formation as its own signature. On the *Figure 6.11*, we observe the exact same signal from Soultz-sous-Forêts to Mackenheim, 120 km away.

The only difference appears at the base of the Keuper (violet) with a facies lateral variation of the Dolomie Inférieure (see *Figure 6.7* and description in section 3.2 Middle to lower Keuper) and the Couches à Cératites (see *Figure 6.7* and description in section 4.1 Upper to middle Muschelkalk).

8. Example of normal faults intersecting wells

A limiting factor to the use of GR signature is the presence of faults with significant vertical off-sets. Except for very close wells, such as the example presented on *Figure 6.12A* with GIL (few meters away from each other), it is often not possible to position the fault exactly with the only use of the gamma-ray log. Additional mud logging information like gas anomalies or high ROP values are good indicators for fault occurrence crossing a well.

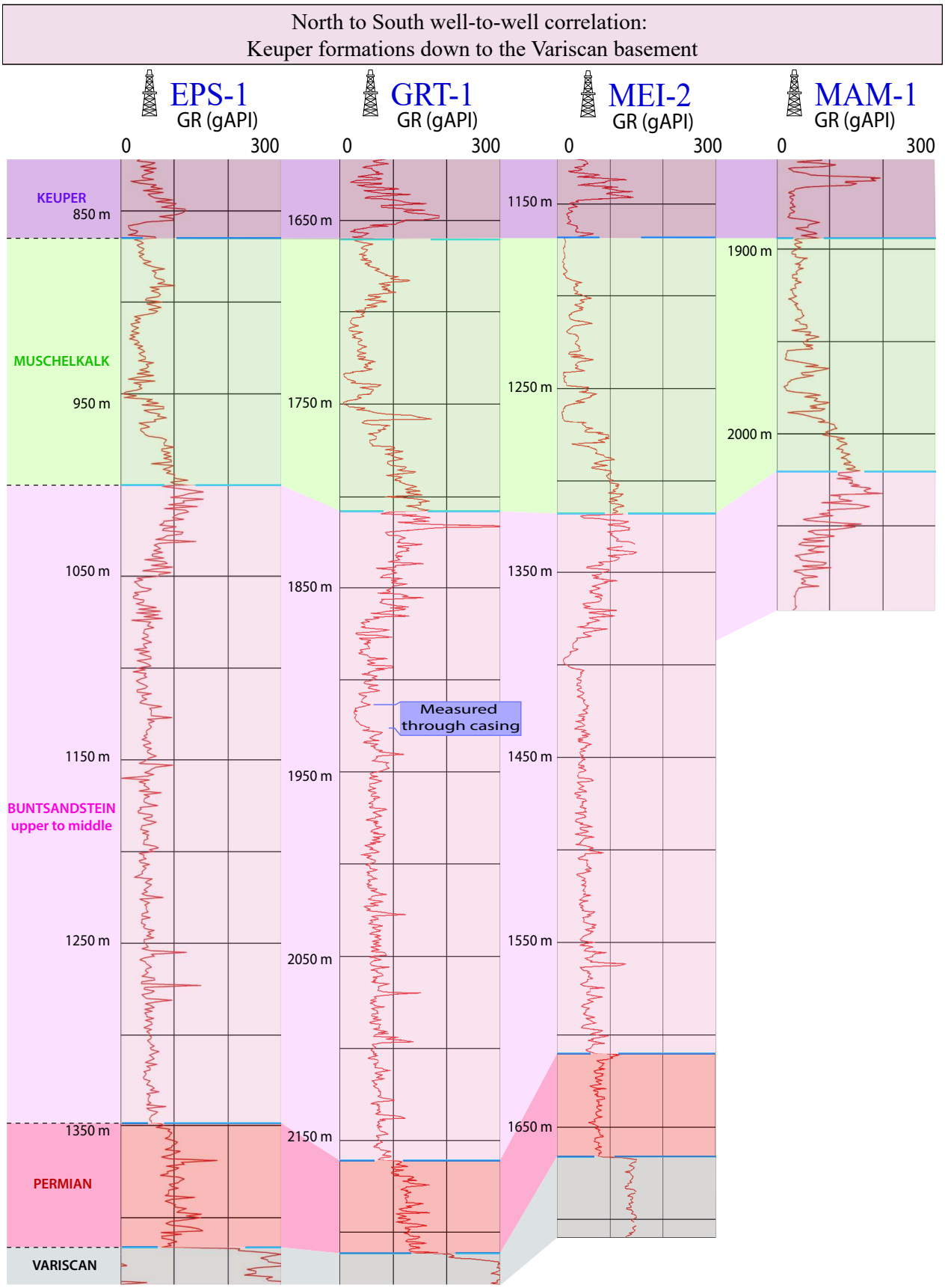


Figure 6.11: Keuper formations down to the Variscan basement well-to-well gamma-ray correlation between EPS-1, GRT-1, MEI-2 and MAM-1. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/1500.

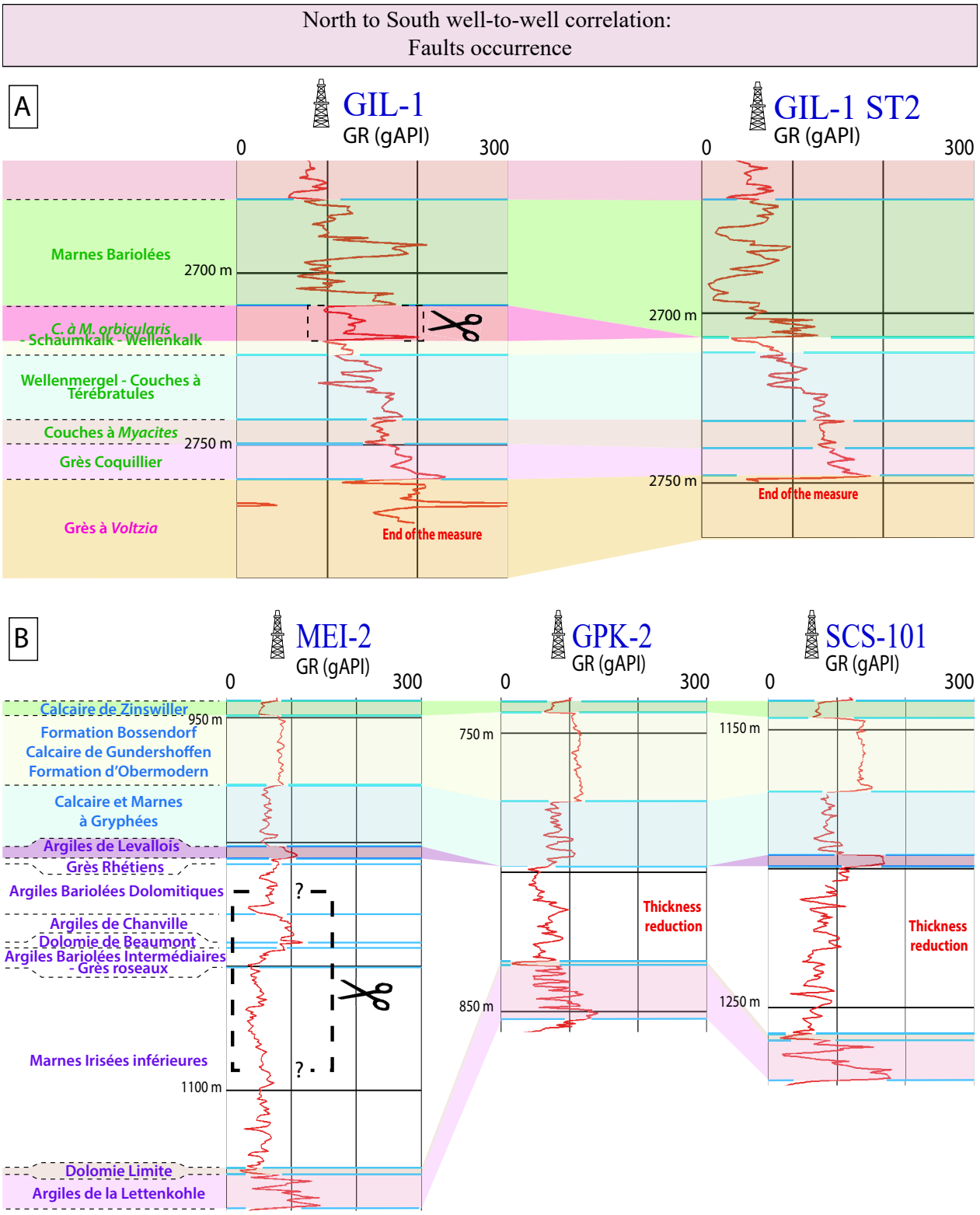


Figure 6.12: Examples of faults occurrence. Well-to-well gamma-ray correlation between : -A : GIL-1 and GIL-1 ST2 (Side Track) and -B : MEI-2, GPK-2 and SCS-101. The colors are associated to the name of the formation at the left and are the same for the correlations in this figure. GR scale: 1/3300.

In the case of GIL-1 where several deep sections where drilled due to borehole issues, the wells are very close to each other and the signature of the sedimentary formations exactly the same. Therefore, the missing part of the signal in GIL-1 ST2 is evident to observe (*Figure 6.12A*). In this case, the fault intersected the upper part of the Couches à *Myophoria Orbicularis*, Schaumkalk, Wellenkalk formation in GIL-1 ST2 and is not visible in GIL-1. Above and under this part, the signal recorded by the tool in the well is completely identical. Identify the missing part of the signal allows to accurately position the fault.

The other examples of faults, at different location of the URG, permit to illustrate the limiting factor of the GR use (*Figure 6.12B*). MEI-2 has the complete Keuper series, whereas GPK-2 and SCS-101 intersected a fault. In the first well, it has been possible to constrain the position of the main limits: the base of the Calcaire et Marnes à Gryphées and the top of the Dolomie Limite. The signal left between both cannot be identify for sure, it must partially correspond to the base of the Marnes Irisées inférieures. For sure, the Argiles de Levallois has been affected by a normal fault because the great signal of this formation has not been observed in GPK-2. Indeed, in the case of SCS-101, this signal is clearly observed therefore the fault was crossed lower in the sedimentary cover. The resulting signal could be the upper part of the Argiles Bariolées Intermédiaires and the lower part of the Marnes Irisées inférieures. In both cases, this resulting signal cannot be better constrained with highconfidence only with the use of GR because the formations encountered being clayey do not present important difference.

V. Discussion and conclusion

Intrinsically, this work harmonized the name of the Secondary sedimentary formations with the continuity of the deposits of the lower Triassic to the upper Jurassic, all by characterizing the gamma-ray signal associated with each of these deposits. With the observation made from north to south in the URG graben, showing that there is the same signal for all formations and specific to each, whether drilling at the rift shoulder or in the center, the GR will be the same for these epicontinental formations deposited before the formation of the rift. At the first order, from the maximum reached by the Argiles de la Lettenkohle the signal drops drastically before continuously advancing from Muschelkalk to Buntsandstein where it reaches again (or even exceeds) the power of the Lettenkohle signal. In detail, we can see that two formations have variations in facies and thickness: the Dolomie Inférieure (Keuper) and the Couches à Cératites (Muschelkalk).

Nevertheless, it is still possible to constrain their limits thanks to the above and underlying formations. In addition, for the other formations, in this part of the sedimentary column, the signal is drastically similar from one well to another, even though the observations are made over more than 120 km distance. Thus, this signature catalogue is a rich and detailed database that can serve as a reference for the reinterpretation of future data (new drilling in the region) as well as for old acquisitions. In the complete sedimentary column, the most striking signals per series are as follows:

- in the Jurassic, the Grande Oolithe, the Calcaire de Kirrwiller and the Calcaire de Zinswiller that will be remembered for their very strong decrease towards the non-radioactive pole and therefore very well distinguished from the clay series which surround them; the Formation de Schalkendorf and the Calcaires et Marnes à Gryphées, for their very oscillating signal and always distinguished from those around them (*Figure 6.3* and *Figure 6.4*, name in red);

- in Keuper it is the Argiles de Levallois, the Dolomie de Beaumont (especially north of the graben) but especially the whole Dolomie Limite and Argiles de la Lettenkohle (*Figure 6.5*, *Figure 6.6* and *Figure 6.11*, name in red);

- in Muschelkalk, the Couches à Cératites (especially north of the graben), the variegated Marnes Bariolées and the complex with Couches de *Myophoria orbicularis*, Schaumkalk and Wellenkalk (*Figure 6.7*, *Figure 6.8* to *Figure 6.11*, name in red);

- in Buntsandstein, Grès à *Voltzia*, the Poudingue de Sainte-Odile and Grès Vosgien (*Figure 6.9*, *Figure 6.10* to *Figure 6.11*, name in red);

- and to finish: the boundary Buntsandstein - Permian - basement very well marked between each (*Figure 6.10* and *Figure 6.11*, name in red);

For the Tertiary, if only two formations are presented in this paper, they have nevertheless a very particular signal (*Figure 6.2*). The Schistes à Poissons because of their high organic matter content has the strongest and most distinctive signal in the wells in the upper tertiary quaternary part. The Marnes à Foraminifères are also distinctive, especially since the formation is just deposited under the Schistes à Poissons and therefore with a signal that goes in continuity. From a generally linear signal in the Couches de Pechelbronn (north) or in the Zone Salifère (south), it gradually increases across the

Marnes à Foraminifères to the Schistes à Poissons where it has the highest value. Forming a large one-part-signal, it only falls to verticalize at the entrance of the Couches à Mélettes.

However, there are two very important points to keep in mind when considering this work. First, here is presented the signal as a whole, it does not try to characterize if laterally a dolomite bank passes to a limestone bank for example (the GR alone does not allow this distinction to be made). This simply gives the succession of criteria of the limits between each sedimentary deposit and the characteristic of each of these formations. And if the well is intersected by a normal fault, more or less important, if very specific signals are not evident, it will not be possible to give with precision the stratigraphic limits between the «remaining» deposits (as is the case in example B in *Figure 6.12*).

Based on borehole data collected in recent or older wells, a detailed comparison between gamma ray curve and high resolution litho-stratigraphic description calibrated on relevant outcrops has been conducted in the URG from Permian to Quaternary sediments. For each individual unit, a typical GR signature has been highlighted and discussed. The GR signature would be a relevant tool for calibrating geology with high confidence for any future borehole drilled in this area.

Acknowledges/Fundings

The present work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050-G-EAU-THERMIE-PROFONDE and benefits from a state funding managed by the French National Research Agency (ANR) as part of the "Investments for the Future" program. The authors are grateful to GEIE, EMC, ECOGI and ESIG for accessing to the available cores, cuttings and geophysical data available at Soultz-sous-Forêts, Rittershoffen and Illkirch respectively; and the BRGM for the OpenAccess on the Geosciences Database (http://infoterre.brgm.fr). A part of the research was done in the framework of the EGS Alsace project co-funded by Ademe and ÉS.

Declaration of interest

The authors declare that they have no competing interests.

PARTIE 3

La transition « socle-couverture », réservoir géothermique du Fossé Rhénan Supérieur

« La géologie est le chevalet du paysage. »

Sylvain Tesson

Les résultats des travaux présentés précédemment ont mis en évidence la succession des dépôts sédimentaires à l'échelle des formations du Jurassique, du Keuper, du Muschelkalk et du Buntsandstein. L'ensemble de ces observations a été mené avec une résolution géologique fine, calibrée à la fois sur des carottes de hautes qualités, sur des affleurements et sur l'analyse d'anciennes données de puits. Ci-dessous, se trouvent corrélations présentées sous de la forme de tableaux associés à ces formations rhénanes avec les épaisseurs moyennes observées entre le nord et le sud du fossé, lors des différentes réinterprétations des données de puits, d'affleurements de terrain et de carottes (*Figure P3.1, Figure P3.2, Figure P3.3*).

L'ensemble de ces connaissances (tableau chronostratigraphique et catalogue interpuits de la diagraphique GR) pourrait contribuer à mieux définir la géologie des formations sédimentaires recoupées par les futurs forages et donc à sécuriser le développement de nouveaux projets géothermiques dans le Fossé Rhénan Supérieur. Par exemple, les observations minutieuses sur les carottes d'EPS-1 et des affleurements représentatifs ont été utilisées comme « référentiels » dans plusieurs projets géothermiques en cours de développement dans le Fossé Rhénan, comme Rittershoffen et Illkirch. D'importantes observations géologiques dans les couches du Trias, telles que la présence de couches d'argiles corrélables dans les grès de Buntsandstein ou de bancs de calcaire à faune spécifique dans le Muschelkalk, sont très utiles lors des forages. Lors du forage à Rittershoffen, les connaissances lithostratigraphiques ont été prises en compte pendant la foration. Par exemple, le sabot du « liner » installé à la fin de la section 12 ¼, a été posé sur le Grès à Meules (Buntsandstein supérieur) (*Baujard et al., 2017*). Plus récemment, le forage du puits géothermique GIL-1 à Illkirch-Graffenstaden a également bénéficié des connaissances sur la colonne lithostratigraphique détaillée et de la technologie LWD (Logging While Drilling). Les données du gamma-ray ont été acquises par la LWD et comparées systématiquement à la signature spécifique du GR connue dans les puits adjacents ou dans le reste du graben.

En géothermie profonde, deux autres points sont très importants pour la rentabilité du projet : le débit massique du fluide et sa température en surface. D'ailleurs, grâce aux récents travaux effectués sur la couverture sédimentaire, une nouvelle méthodologie d'estimation de la température a été appliquée dans le Fossé Rhénan. Classiquement utilisée en contexte volcanique, ÉS-Géothermie et les équipes des laboratoires de Physique des roches et de sédimentologie de l'IPGS de l'Université de Strasbourg, étudient la

Parkinsonia ferruginea

Stratigraphie du Jurassique

Rhynchonella

MALM	**Oxfordien inférieur**	Zone à *Quenstedtoceras praelamberti*
	Callovien supérieur	Zone à *Peltoceras athleta* et *Kosmoceras ornatum, spinosum, duncani*
DOGGER	**Callovien moyen**	Zone à *Kosmoceras jason* et *Reineckeia anceps*
	Callovien inférieur	Zone à *Macrocephalites macrocephalus* (8 à 20 m)
	Bathonien supérieur	Marnes à *Belemnopsis canaliculatus* (5 à 10 m)
	Bathonien moyen	Marnes et Calcaires à *Rhynconella alemanica* (*R. varians*) (3 à 10 m)
	Bathonien inférieur	Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea* (14 à 20 m)
	Bajocien supérieur	**Grande Oolithe** (55 à 60 m)
	Bajocien moyen	Couches à *Ostrea acuminata* (3 à 10 m)
	Bajocien inférieur	Marnes et Calcaires de Griesbach (Couches à *T. Blagdeni*) (5 à 15 m)
		Marnes de Grassendorf (Couches à *Megateuthis giganteus*) (5 à 15 m)
		Calcaires d'Ettendorf et de Mietesheim (Couches à *C. humphresianum*) (5 à 20 m)
		Marnes et Calcaires d'Ettendorf (Couches à *S. sowerbyi* et *E. sausei*) (20 à 30 m)
	Aalénien	Argiles Sableuses (Couches à *Ludwigia concava*) (3 à 5 m)
		Formation de Schalkendorf (Couches à *L. murchisonae*) (35 à 45 m)
		Formation de Gundershoffen (Couches à *T. navis* et *L. Opalinum*) (40 à 60 m)
LIAS	**Toarcien**	Formation de Printzheim (Couches à *Astarte voltzi*) (30 à 40 m)
		Marnes de Schillersdorf (couches à *Lytoceras jurense*) (3 à 15 m)
		Couches à *Dactylioceras commune* (1 à 3 m)
		Marnes à *Posidonomya bronni* (5 à 12 m)
	Pliensbachien	**Calcaire de Kirrwiller** (1 à 5 m)
		Marnes à Septaria Marnes à Ovoïdes Marnes Feuilletées } Formation de Mutzenhouse (35 à 60 m)
		Calcaire de Zinswiller (5 à 8 m)
		Formation de Bossendorf (2 à 5 m)
	Sinémurien **Hettangien**	Calcaire de Gundershoffen (1 à 3 m)
		Formation d'Obermodern (18 à 25 m)
		Calcaires et Marnes à Gryphées (22 à 32 m)

Figure P3.1 : Tableau stratigraphique du Jurassique supérieur à inférieur, avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan).

KEUPER	Upper	Rhaetian	Argiles de Levallois (2 à 9 m)	
			Grès Rhétiens (4 à 10 m)	
	Middle	Norian	Marnes Irisées supérieures	Argiles Bariolées Dolomitiques (30 à 50 m)
		Carnian		Argiles de Chanville (5 à 15 m)
			Marnes Irisées moyennes	Dolomie de Beaumont (1 à 5 m)
				Argiles Bariolées Intermédiaires (1 à 2 m)
				Grès à Roseaux (2 à 20 m)
			Marnes Irisées inférieures (80 à 100 m)	
	Lower	Ladinian	Lettenkohle	Dolomie Limite (1 à 3 m)
				Argiles de la Lettenkohle (15 à 20 m)
				Dolomie Inférieure (10 à 20 m)
MUSCHELKALK	Upper	Ladinian	Calcaire à Térébratules (2 à 4 m)	
			Couches à Cératites (35 à 47 m)	
			Calcaire à Entroques (4 à 12m)	
	Middle		Dolomie à Lingules (9 à 16 m)	
			Marnes Bariolées (35 à 55 m)	
	Lower	Anisian	Zone supérieure Dolomitique	Couches à *Myophoria Orbicularis* - Schaumkalk - Wellenkalk (14 à 20 m)
			Zone inférieure Argileuse	Wellenmergel - Couches à Térébratules (12 à 16 m)
				Couches à *Myacites* (5 à 8 m)
			Grès Coquillier (6 à 9 m)	

Figure P3.2 : Tableau stratigraphique du Keuper au Muschelkak (Trias), avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan).

méthode des forages de gradients qui consiste à faire une série de forages peu profond (200 mètres) pour diverses zones d'intérêt afin d'y mesurer des profils de températures à l'équilibre puis en dériver le gradient thermique local dans l'optique d'identifier le secteur le plus adapté à l'établissement d'une centrale géothermique (*Maurer et al., 2018a ; Harlé et al., 2019*, cf. *annexe 3*).

BUNTSANDSTEIN	Upper	Anisian	Grès à *Voltzia* (10 à 30 m)
			Couches Intermédiaires (40 à 65 m)
			Poudingue de Sainte-Odile (10 à 25 m)
	Mid.	Olenekian	Grès Vosgien (230 à 270 m)

Figure P3.3 : Tableau stratigraphique du Buntsandstein supérieur à moyen (Trias), avec les épaisseurs observées entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine (Fossé Rhénan).

Si la température et le débit sont des paramètres importants, et liés au réservoir exploité, la caractérisation de ce dernier est un point clé pour l'exploitation de la chaleur. Dans le Fossé Rhénan, le réservoir géothermique exploité est principalement est le Buntsandstein sédimentaire (Grès Vosgien essentiellement) et le sommet du socle granitique altéré, les deux étant naturellement fortement fracturés. Or entre ce Grès Vosgien et le sommet du socle granitique peuvent se trouver des dépôts sédimentaires du Carbonifère et du Permien. Ces derniers encore très mal caractérisés en termes d'épaisseurs, de faciès et de variations latérales, sont susceptibles d'influencer le design technique des forages géothermiques ainsi que la stabilité géomécanique des puits notamment dans la partie ouverte du réservoir. En effet, dans le cas où le Permien est de nature argileuse il pourrait par exemple poser des problèmes de stabilité pendant la foration (gonflemement, collaps) ou de colmatage du puits lors de l'exploitation de la ressource géothermale.

De ce fait, une partie de cette thèse a été consacrée à la caractérisation de cette couverture sédimentaire (essentiellement permienne) en vue des applications géothermiques. En effet, les derniers forages profonds (Fonroche Géothermie à Vendenheim-Reichstett, et ÉS à Illkirch-Graffenstaden) peuvent être impactés par cette problématique permienne. Observé dans la région de Strasbourg (P2. C5), le Permien atteint environ 50 m dans le puits de Meistratzheim et 200 m au minimum dans le

forage de Cronenbourg qui n'a pas atteint le toit du socle (forage arrêté dans ce faciès intra-permien). De ce fait, qu'en est-il des caractéristiques de cette zone du Fossé Rhénan, et dans le reste du graben ?

Se succèdent dans cette partie du manuscrit, une étude de lignes 2D sismiques de la région strasbourgeoise (*chapitre 7*), puis celle des analogues de terrain présentant l'interface socle-couverture (*chapitre 8*).

Le premier chapitre exploite 27 lignes sismiques réparties entre Cronenbourg-Schaeffersheim et Molsheim-Strasbourg selon un axe nord-sud et est-ouest respectivement. Les lignes passant par les puits réinterprétés dans la partie précédente ont bénéficié d'une analyse détaillée de tous les horizons sismiques afin de contraindre au mieux la position des réflecteurs, et d'expliquer l'analyse litho-chronostratigraphique effectuée à l'aide des données de puits. Dans le cas des autres lignes sismiques, seul certains réflecteurs ont été pointés afin de délimiter le Permien et de pouvoir travailler plus précisément sur ces horizons. L'ensemble des lignes a été traité avec le logiciel « Petrel », les figures interprétées dans ce manuscrit ont été travaillées sous Illustrator.

Le second chapitre de cette partie se concentre sur diverses carrières rhénanes montrant la transition socle-couverture afin de proposer une grande variété de cette transition et d'essayer de la caractériser au mieux. Ainsi huit carrières ont été étudiées : quatre dans les Vosges, deux en Forêt Noire et deux dans la partie sud du Palatinat.

CHAPITRE 7

★ ★

La sismique

I. Intérêt de l'étude sismique

Il existe de nombreuses méthodes géophysiques pour déterminer l'architecture du sous-sol. Une des plus communes est la sismique réflexion. Parmi toutes les anciennes données acquises dans le Fossé Rhénan lors de l'exploration pétrolière en Alsace dans les années 1970-1980, de nombreuses lignes sismiques 2D, et les forages les intersectant, existent dans la région de Strasbourg. Les lignes utilisées dans ce projet de thèse datent essentiellement de 1975 et 1985.

Le premier point de l'étude des lignes sismiques concerne l'observation des puits GCR-1, MEI-2, LIP-2 et SCS-101. Il va être intéressant de corréler les réinterprétations litho-chronostratigraphiques des puits avec les lignes sismiques. Quelles informations peut-on donner en plus concernant l'interprétation des puits ? Ce travail permettra également de calibrer les horizons sismiques par rapport aux formations sédimentaires pour interpréter les lignes dans leur ensemble, et de passer des niveaux hauts aux niveaux bas des failles. Ceci permettra également d'étendre l'interprétation à toutes les lignes du secteur de Strasbourg. En finalité, cette analyse étendue permettra d'observer les niveaux permiens afin de donner des informations sur le mode de remplissage des paléo-reliefs ainsi que sur les épaisseurs attendues de ces formations.

II. Traitement des campagnes sismiques vintages et récentes

Dans le cadre du projet de centrale géothermique sur le Parc d'Innovation de la commune d'Illkirch-Graffenstaden (PII), le groupe ÉS a mandaté sa filiale ÉS-Géothermie pour mettre à jour l'état des connaissances sur la partie sous-sol de l'étude de faisabilité réalisée en 2010 pour la commune d'Illkirch-Graffenstaden (*Dalmais et al., 2016*). Dans le cadre de cette phase exploratoire, les travaux sur les lignes sismiques vintages (entre 1975 et 1980) ont été sous-traités à la société CDP Consulting. Celle-ci a supervisé le retraitement opéré chez GeoInform et a procédé à leur interprétation. Le retraitement des profils sismiques a été effectué avec les techniques modernes permettant d'appréhender la structuration des terrains et ce jusqu'au toit du socle. Un premier retraitement de type Post-stack migration et Pre-stack Time Migration (PSTM) en 2009 sur la ville d'Illkirch, un retraitement de type PSTM en 2011 sur la sucrerie d'Erstein et en 2013 et 2014, les lignes manquantes sur le PER d'Illkirch-Graffenstaden ont été reprises avec un traitement de ce type. À la suite de ces études, une nouvelle acquisition sismique a également eu lieu en 2015, focalisée sur l'emplacement prévisionnel du futur projet géothermique

d'Illkirch-Graffenstaden. Les profils nouvellement acquis ont été traités par la méthode PSTM. L'ensemble des profils, anciens et nouveaux, ont ensuite été traités par méthode PSDM (Pre-stack Depth Migration) (*CDP Consulting, 2016*). Le traitement PSTM a permis d'obtenir de très bons résultats par rapport au traitement originel, améliorant ainsi l'imagerie sismique des séries profondes et des zones de failles. Certaines limites sont néanmoins à prendre en compte. Le retraitement ne permet pas de faire apparaître ce qui n'a pas été enregistré. De plus, le Fossé Rhénan Supérieur est affecté par de nombreuses failles et leurs pendages varient fortement. Celles ayant des pendages faibles sont responsables « d'effets de vitesse » entraînant un cône de bruit et de destruction du stack (sommation des différentes contributions) sous la faille. Pour les lignes de direction N-S dites strike, l'imagerie des failles majeures du Fossé Rhénan, également orientées N-S, est compliquée. Pour finir, lorsque les lignes sont courtes (exemple : 75GE4), l'imagerie est très perturbée (peu de pénétration) et les effets de bords de la migration au niveau des chutes de couverture peuvent être préjudiciables à l'interprétation (sourires de migration) (*CDP Consulting, 2016*).

Les lignes sismiques ne pouvant être utilisées seules, il est primordial de disposer de données de forage afin de pouvoir caler les interprétations sismiques sur des niveaux repères. Ainsi, on notera l'importance des forages suivants : MEI-2 (Meistratzheim), le seul forage à avoir atteint le socle granitique ; GCR-1 (Cronenbourg) seul forage à avoir atteint et pénétré profondément le Permien ; ESC-1 (Eschau), LIP-2 (Lipsheim) et SCS-101 (Schaeffersheim) pour avoir atteint le Buntsandstein. Ces forages ont fait l'objet d'une réinterprétation dont quatre des puits ont été présentés précédemment dans le manuscrit (P2. C5. III).

L'interprétation finale des campagnes sismiques récentes (*CDP Consulting, 2016*) a été complétée par une approche R&D (Recherche et Développement) sur la sismique en milieu urbain entrant dans le cadre d'un projet de recherche cofinancé par l'ADEME « EGS Alsace ». L'objectif consistait à déterminer la géométrie et les paramètres d'acquisition les plus adéquats pour un projet de géothermie dans le contexte urbain du Fossé Rhénan (*Richard et al., 2015*). Dans le cadre de cette thèse, une réinterprétation des lignes sur lesquelles sont implantés les forages de Strasbourg a été réalisée. Le travail a été fait sur des lignes vierges, et propose une version interprétée totalement différente de ce qu'a été réalisé précédemment (*Figure 7.1*, exemple d'un face à face entre les deux versions d'interprétation sur la ligne 85ST04, présenté en grand en *annexe 4 Figure A4.1 et Figure A4.2*). La thèse a aussi eu pour objectif de se focaliser sur la transition socle-couverture. En effet, deux puits

(MEI-2 et GCR-1) ont atteint les formations sédimentaires permiennes et le socle, ce qui a permis de mieux contraindre leurs horizons sismiques. Car si ces formations sont encore mal définies dans la région avec de nombreuses incertitudes concernant leurs épaisseurs et leurs lithologies, la donnée sismique peut apporter des indications concernant aussi bien la géométrie des dépôts que leurs épaisseurs.

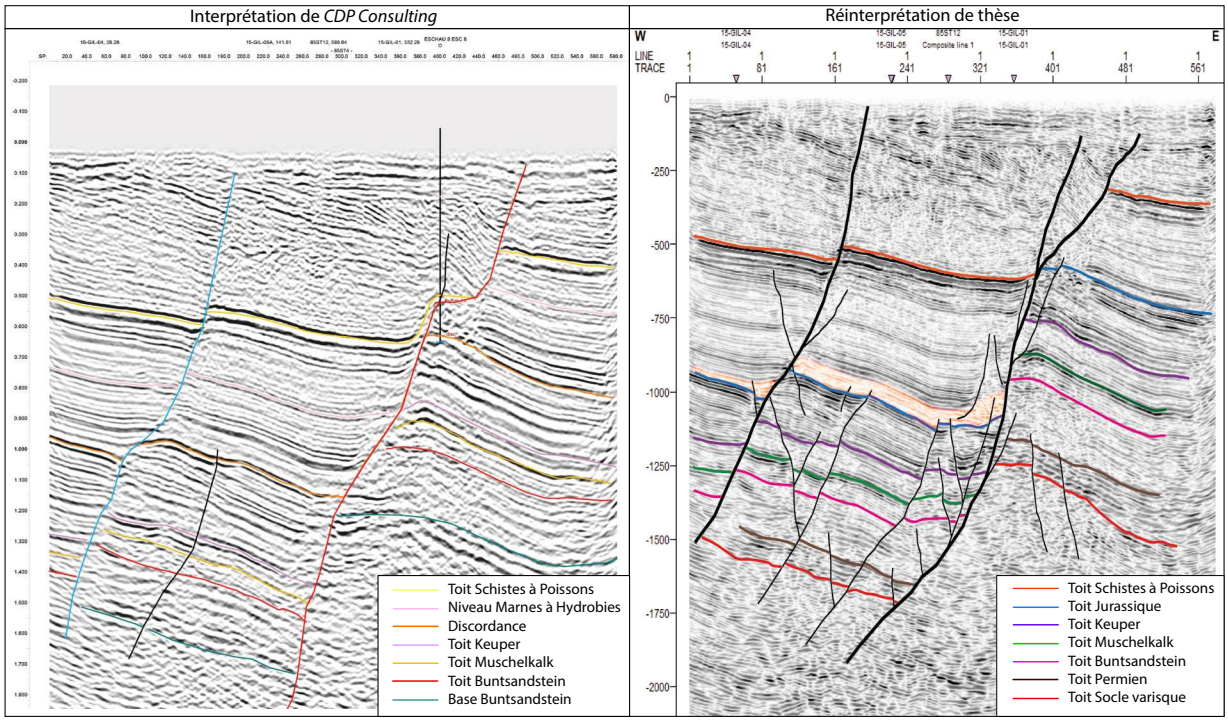


Figure 7.1 : Différence d'interprétation géologique et structurale sur la ligne 85ST04 entre CDP Consulting (2016) et celle effectuée dans le cadre de cette thèse. Sur la réinterprétation, on observe la présence de deux failles normales à vergence Ouest dont la plus orientale est une des failles principales du graben montrant un rejet d'environ 1 200 mètres. Liée à cette dernière on observe plusieurs failles associées synthétiques et antithétiques d'extensions verticales limitées, affectant essentiellement le pré-rift dont beaucoup viennent se terminer dans la couche de sel de la Zone Salifère inférieure. La première interprétation est différente car elle ne montre quasiment pas de failles et ni déplacements dans les compartiments bas, et sans complexité structurale notable. Cette réinterprétation montre qu'il est possible d'avoir beaucoup de détails dans le compartimentage associé aux failles ainsi que le rejet des différents horizons sismiques calés sur les niveaux lithologiques.

Au total, ce sont environ 120 km de lignes sismiques dont ~ 67 km de lignes dites *dip* (d'orientation E-O) et ~ 53 km de *strike* qui ont été exploités dans le logiciel « Petrel » (*Figure 7.2*). Les offsets (ou déports : demi-distance entre la source et le récepteur) sont très courts pour les lignes de 1985/1975 car l'objectif de l'époque correspondait aux formations d'âge tertiaires pour la présence d'huile (offset maximal de 1 537/1 225 m respectivement) tandis qu'ils sont plus longs pour les lignes de 2015 (offset maximal de 6 100 m), permettant ainsi un meilleur éclairage des objectifs profonds (objectif de

la géothermie profonde). Les paramètres d'acquisition des lignes GIL (2015) sont plus appropriés aux objectifs profonds de l'étude et permettent d'obtenir une meilleure qualité de l'image, mais dans cette thèse toutes les lignes ont été exploitées. L'offset des lignes anciennes est acceptable même avec l'intertrace (distance entre les capteurs sur les lignes vintages qui aura pour effet de filtrer les hautes fréquences). Les traitements effectués sur les lignes sont suffisamment bons pour un bon éclairage de la transition profonde socle-couverture. De plus, le logiciel « Petrel » permet de travailler facilement d'une ligne à l'autre et donc de faciliter l'interprétation des horizons et l'observation des variations latérales des épaisseurs de la formation permienne, par la combinaison des anciennes et des nouvelles lignes.

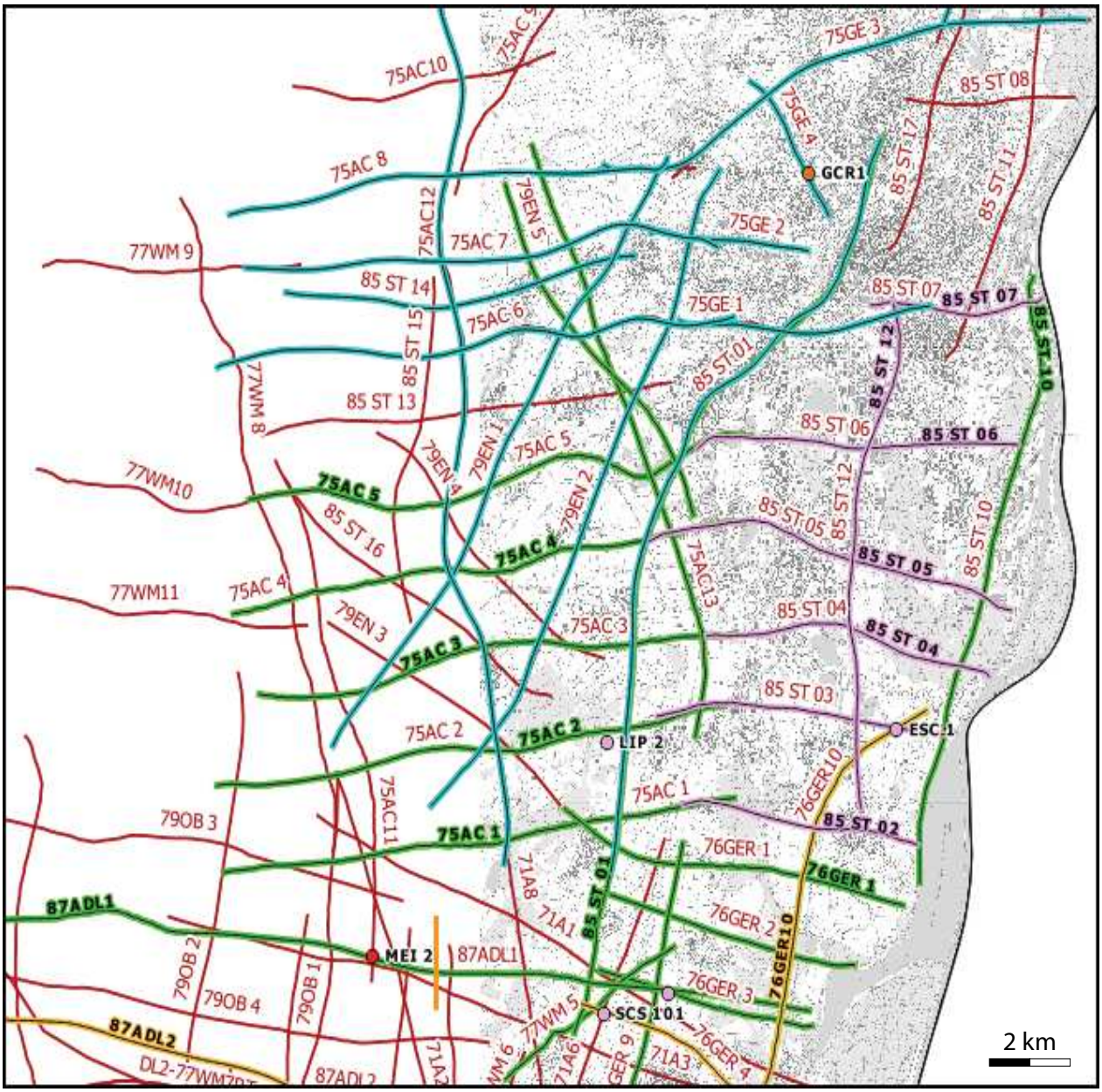


Figure 7.2 : Carte de position des lignes sismiques vintages et des puits pétroliers dans la région strasbourgeoise.

III. Interprétation des réflecteurs

1. Généralité sur les réflecteurs à Strasbourg

L'attribution des marqueurs géologiques aux réflecteurs observés sur les lignes sismiques nécessite le calage des puits sur ces lignes. Ce calage s'effectue en attribuant une courbe « temps en fonction de la profondeur » au puits, communément appelé T=f(P). Celle-ci s'obtient de trois manières.

La première, le cas le plus simple est celui où la courbe Tf(P) initiale est acquise dans le puits et intégrable directement dans les logiciels de traitement sismique. Or si à Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen, il a eu des acquisitions de profil sismique vertical (PSV), le Fossé Rhénan ne bénéficie que de peu de données de PSV ou de check-shot (intervalles d'échantillonnage spatiaux plus espacés que pour les PSV), qui sont actuellement les meilleurs outils pour estimer la vitesse des formations à un endroit donné. Le PSV (ou VSP en anglais pour Vertical Seismic Profiling) est acquis dans le puits par un outil équipé de capteur sismique qui enregistre en profondeur le signal sismique émis en surface par une ou plusieurs sources sismique (générateur d'ondes) (*Figure 7.3*; *Mari and Coppens, 2000 ; Place, 2010*). En ajustant la longueur du câble qui relie le capteur à l'outil enregistreur en surface, il est possible d'enregistrer le signal des sources à des profondeurs variables. Selon la position de l'outil dans le puits et la composition du capteur (généralement composé de trois géophones orientés orthogonalement : un vertical et deux horizontaux, et parfois d'un hydrophone) il est possible d'enregistrer à la fois les variations de pression et de discriminer les différents types d'arrivées des ondes sismiques. De ce fait, il est possible de rendre plus fiable l'interprétation des profils et d'apporter plus d'informations sur le voisinage du puits que la sismique réflexion classique. Il existe deux types d'enregistrement PSV. Celui dit à déport nul (zero-offset) se mesure lorsque la source sismique est proche de la tête de puits, ce qui permet de mesurer le temps de trajet des ondes jusqu'au capteur (ondes directes). Celui où il y a un déport avec la tête de puits où le trajet des ondes est plus complexe mais qui permet l'investigation des structures avoisinant le puits (*Figure 7.3*).

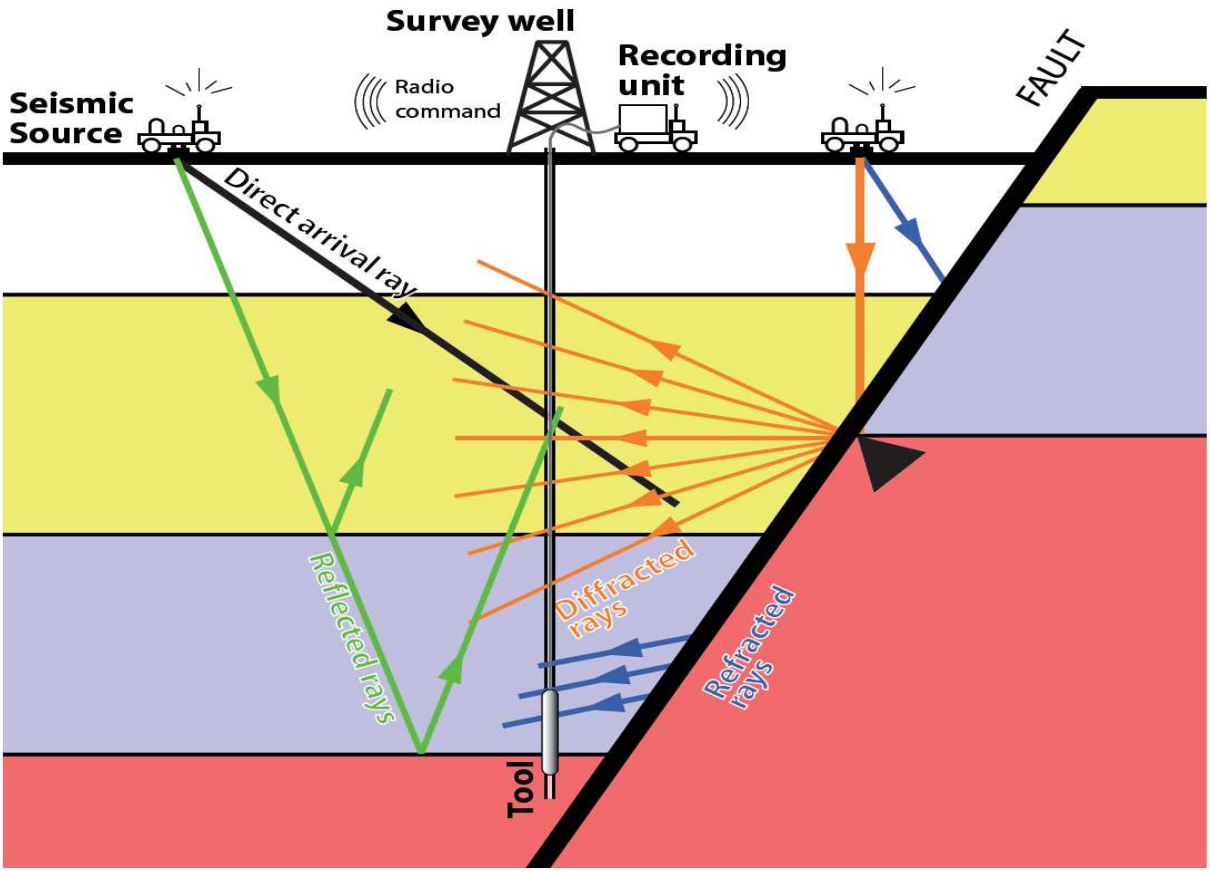


Figure 7.3 : Schéma d'acquisition d'enregistrement PSV (*Mari et Coppens, 2000*).

La seconde manière d'obtenir la courbe Tf(P), lorsqu'il n'y a aucune donnée de VSP disponibles, peut être obtenue lorsque la diagraphie du sonic acquise dans les puits est disponible. La diagraphie acoustique est une diagraphie visant à mesurer la vitesse de propagation du son dans les formations géologiques, en utilisant un outil de puits composé d'un système émetteur et d'un système récepteur (*Mari et al., 2011*). Cette mesure, appelée sonique (sonic log) repose sur l'analyse et le traitement des différents trains d'onde (ondes réfractées, ondes guidées, ondes réfléchies) enregistrés par l'outil acoustique. On obtient alors les vitesses de propagation des différentes ondes.

Et la dernière manière, si aucun document concernant les vitesses n'est disponible, se fait sur la base des données bibliographiques régionales. Ainsi, les vitesses nécessitent d'être recalculées à partir des données lithologiques et des vitesses moyennes disponibles dans la zone d'étude pour chacune des formations. En effet, au vu de notre connaissance des formations dans le Fossé Rhénan, on peut considérer que les vitesses varient très faiblement au sein d'une unité géologique à l'échelle de la zone (*CDP Consulting, 2016*). Pour cette raison, il est possible d'extraire une vitesse moyennée de référence à partir des puits de Cronenbourg (GCR-1) et de Lipsheim (LIP-2). Connaissant la géologie des formations rencontrées dans chacun des puits (P1. C3), il est donc possible de calculer

le temps de trajet pour traverser chacune des formations en utilisant les vitesses de référence déterminées préalablement. On obtient une première courbe Tf(P) qui donne des équivalents entre les profondeurs mesurées depuis le Zsol et le temps de trajet des ondes (*CDP Consulting, 2016*).

Dans le cadre de l'étude effectuée dans la région de Strasbourg, c'est la méthode du sonic qui a été utilisée majoritairement. Malheureusement le sonic n'est généralement pas complet sur l'ensemble de la colonne stratigraphique, ainsi la courbe Tf(P) a dû être complétée dans les parties manquantes à partir des informations de la littérature régionale sur les vitesses connues et de la lithologie. Ainsi, il existe plusieurs limites associées à ces deux manières de procéder, moins précises que dans le cas des VSP. Tout d'abord, la plupart des forages existants sont implantés sur des hauts structuraux et pour cette raison ne reconnaissent pas l'ensemble de la série tertiaire. Les vitesses sont ainsi plus fiables sur les hauts que dans les parties basses où les séries tertiaires sont surépaissies. Le critère de validation est la correspondance entre les marqueurs géologiques et les faciès sismiques caractéristiques (par exemple le toit des Schistes à Poissons ou en profondeur le toit du Trias). Seul Cronenbourg est un forage profond qui permet d'estimer les vitesses des séries les plus enfouies. Mais comme mentionné précédemment, certaines données ont été estimées car la diagraphie sonic n'était pas toujours disponible.

En absence de calage, avec des changements lithologiques connus dans les puits et le fait qu'on ne soit pas sûr de la polarité exacte de la sismique, on procède généralement en faisant du « near top ».

Ainsi, les principaux horizons et séries pointés sont les suivants :

- le toit des Schistes à Poissons (trait orange) ;
- banc de sel massif à la base du Tertiaire (Zone Salifère inférieure) (plaquage orangé) ;
- la transition Tertiaire-Jurassique (trait bleu) ;
- le toit du Keuper (trait violet) ;
- le toit du Muschelkalk (trait vert) ;
- le toit du Buntsandstein (trait rose) ;
- le toit du Permien (trait brun) ;
- et le toit du socle (trait rouge).

La mention de « near top » est ici très importante. Par exemple dans le cas du pointé Tertiaire-Jurassique, il n'est pas possible de dire si le tracé bleu sensu-stricto correspond à la base du Tertiaire ou le sommet du Jurassique, ou finalement à l'ensemble des deux. La base des dépôts du Tertiaire sous les derniers dépôts de sel (qu'on observe bien en sismique) et les dépôts du Jurassique déposés sur la Grande Oolithe (qu'on observe également bien en sismique) font environ 55 mètres (entre Lipsheim, Meistratzheim et Schaeffersheim) (P2. C3). Ce qui aux vues de cette cinquantaine de mètres d'épaisseur correspond environ à l'épaisseur d'un réflecteur sismique.

Pour pointer les horizons susmentionnés, des lignes composites recoupant les puits réinterprétés ont été réalisées (assemblant plusieurs lignes sismiques). Les réflecteurs sismiques ont été suivis en fonction du faciès sismique tout en prenant soin de faire passer le pointé par le calage au puits (en prenant en compte son éloignement si nécessaire). Dans les zones de failles, le pointé effectué a eu pour objectif la prise en compte de la vergence, du rejet vertical et de l'enracinement visible des failles sur les lignes sismiques.

Les interprétations présentées ci-dessous sont toutes réalisées sur les images des lignes en PSTM, afin de pouvoir comparer les observations d'une ligne à une autre. Sont positionnées uniquement les limites des séries sédimentaires et le plaquage de la base du sel lorsqu'ils sont bien visibles.

2. Caractéristiques de ces réflecteurs

Les vitesses d'intervalles sont données à la fin du manuscrit (*annexe 4 Figure A4.3*). Elles proviennent des rapports internes (*CDP Consulting, 2016*). Ci-dessous nous présenterons les caractéristiques des horizons sismiques aux limites de formations. Grâce à la quantité de lignes anciennes et nouvelles, on observe des séquences d'horizons caractéristiques de chaque « grande série géologique rhénane ».

<u>Les Schistes à Poissons</u>

Les Schistes à Poissons sont connus à travers tout le fossé pour leur fort signal d'impédance acoustique (produit de la densité par la vitesse) (*Tableau 6*). Il s'agit d'un ensemble de trois marqueurs à fort contraste correspondant de haut en bas, aux Schistes à Poissons et Marnes à Foraminifères où, sur la sismique, est pointé le premier horizon sismique de la séquence. Le signal de très forte amplitude est expliqué par la forte teneur en matière organique de ces dépôts. Au-dessus et en dessous de ces marqueurs, les

Horizon	Géométrie du réflecteur	Caractéristique de l'amplitude	Sans interprétation	Avec interprétation	Log lithostratigraphique
Schistes à Poissons	Parallèle Continu à discontinu	Forte amplitude Basse fréquence			Schistes à Poissons Marnes à Foraminifères
Transition Tertiaire-Jurassique	Érosif (parallèle à oblique) Continu à discontinu	Amplitude moyenne			Tertiaire/Jurassique Grande Oolithe
Keuper	Parallèle Continu à discontinu	Amplitude moyenne à forte			Jurassique Keuper
Muschelkalk	Parallèle Continu à discontinu	Amplitude moyenne à forte			Keuper Muschelkalk
Buntsandstein	Parallèle Continu à discontinu	Faible amplitude			Muschelkalk Buntsandstein
Permien	Parallèle Continu à discontinu	Amplitude moyenne à forte			Trias Permien
Socle	Ondulant Continu à discontinu	Faible amplitude à moyenne			Permien Socle

Tableau 6 : Tableau définissant la géométrie des réflecteurs, la caractéristique de leur amplitude, l'image sans et avec interprétation de la ligne sismique et le log lithostratigraphique associé.

horizons sont bien visibles et assez continus. Ceci est lié aux faciès de la Série Grise et de la Série Salifère qui encadrent les Schistes à Poissons et les Marnes à Foraminifères, des formations argilo-marneuses à alternance de bancs de calcaires (*Tableau 6*).

La transition Tertiaire-Jurassique

La transition entre les dépôts sédimentaires tertiaires et jurassiques est une surface érosive. La limite présente donc dans beaucoup de cas une discordance angulaire où l'on observe la différence entre les dépôts sédimentaires pré- et syn-rift. La figure ci-dessous (*Figure 7.4*) présente un zoom sur la ligne 85ST05, avec en rouge foncé la limite nette représentant la transition entre le Secondaire (plaquage bleu) et le Tertiaire (plaquage orangé).

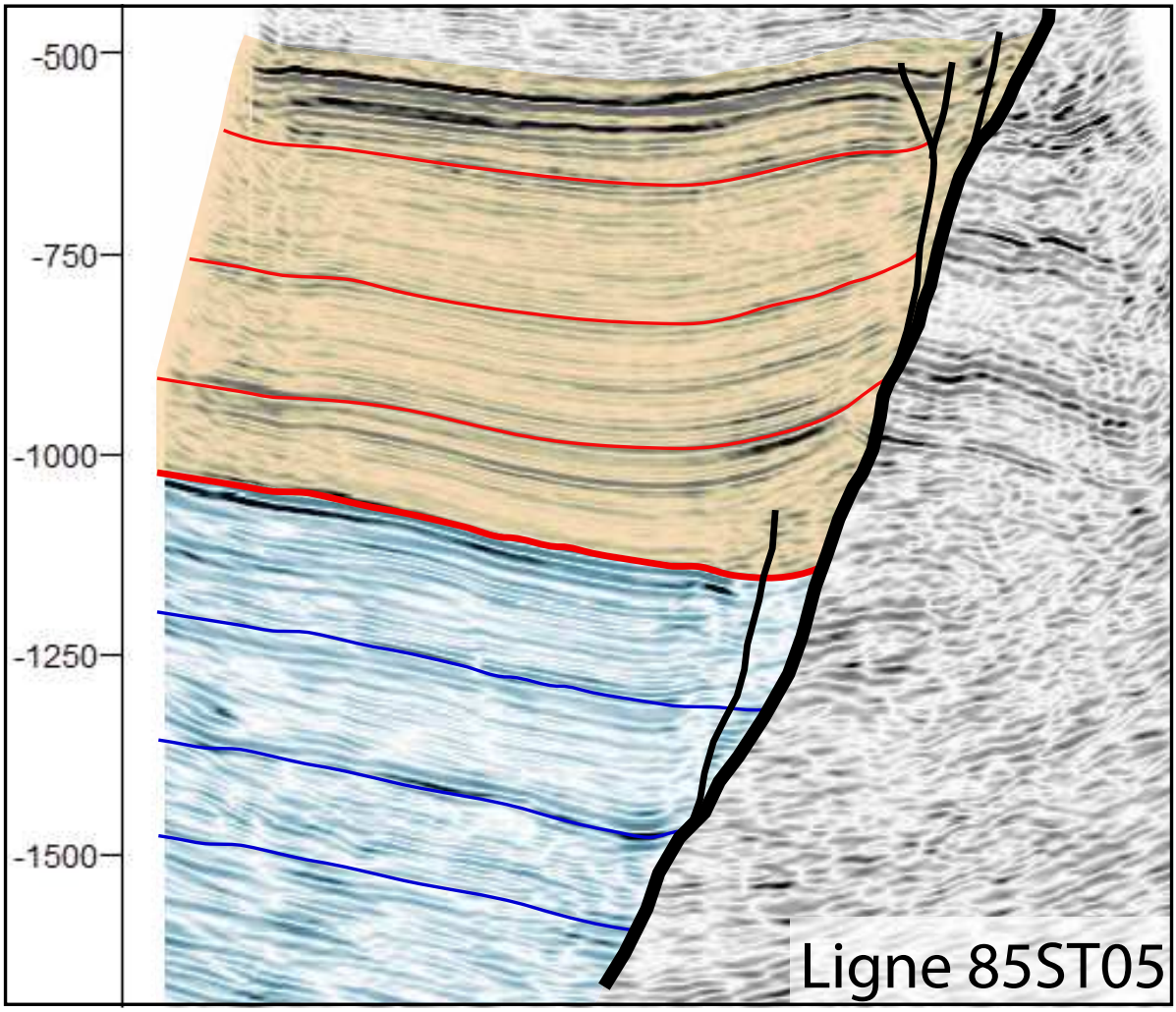


Figure 7.4 : Discordance entre les sédiments pré- et syn-rift observée sur la ligne 85ST05, avec en bleu les sédiments secondaires et orange les sédiments tertiaires.

Le caractère sismique de ce réflecteur Tertiaire-Jurassique peut beaucoup varier spatialement. Pour cette limite stratigraphique importante, nous avons choisi de pointer un pic positif de forte amplitude et qui se retrouve localisé sous un faciès sismique plus sourd et de basse fréquence à caractère totalement discontinu qui correspond aux bancs de sels de la Zone Salifère inférieur (*Tableau 6*). Le doublet d'horizons sismiques juste en dessous, de fortes amplitudes (pas toujours bien exprimé sur toute la longueur d'une ligne sismique), correspond à la Grande Oolithe déjà observé et discuté depuis longtemps à travers le Fossé Rhénan Supérieur (exemple d'une ligne sismique présentant le doublet de la Grande Oolithe, *annexe 4 Figure A4.4* : *Duringer, 1988*). À travers l'analyse des différentes lignes sismiques de la région strasbourgeoise, le doublet de la Grande Oolithe n'est pas toujours bien exprimé. Sur différents affleurements, la porosité inter-granulaire ou de fracture de cette formation sur le terrain est très variée. Les valeurs de porosité de cette dernière varient de 2% à 26% (mesures effectuées sur deux échantillons de terrain, cf. *annexe 3*, *Harlé et al., 2019*). C'est la raison pour laquelle la Grande Oolithe n'est pas toujours considérée comme un réservoir d'hydrocarbures. Associée à un contraste plus ou moins fort dû à la présence de sel massif à peu épais, ceci pourrait expliquer le changement de fréquence/amplitude sismique, par différence d'impédance acoustique.

Le Keuper

Le passage du Jurassique avec ses réflecteurs continus au Keuper montrant plutôt des réflecteurs discontinus, s'observe bien sur les lignes sismiques (*Tableau 6*). Si le Jurassique est essentiellement argilo-marneux, sa base est marquée par des bancs calcaires massifs (Calcaire de Zinswiller, Calcaire de Kirrwiller) et des alternances régulières marno-calcaires (formation des Marnes et Calcaires à Gryphées), ce qui pourrait correspondre sur les lignes sismiques aux derniers réflecteurs de basse fréquence juste avant la limite avec le Keuper. Celui-ci se distingue par des horizons totalement discontinus qui sont reliés à la forte présence d'anhydrite dans les formations. Le réflecteur associé au toit du Rhétien est un pic d'amplitude positif, généralement à la base d'un ensemble de réflecteurs basse fréquence et de forte amplitude (Sinémurien et Hettangien), possiblement lié aux fortes concentrations de matière organique du Rhétien.

Le Muschelkalk

La base du Keuper est marquée par le passage d'une zone sismique sourde (possiblement lié au faciès argilo-anhydritique) à un ensemble de réflecteurs parallèles de hautes amplitudes qui peut s'interpréter comme le toit de la Lettenkohle. Le toit du Muschelkalk est donc calé sur le second réflecteur, souvent renforcé par une forte

amplitude (*Tableau 6*). Avec beaucoup moins d'anhydrite que le Keuper, et étant un grand ensemble d'alternances essentiellement marno-calcaires, plus ou moins épais, le Muschelkalk possède des horizons plus continus.

Le Buntsandstein

Le toit du Buntsandstein est plus difficile à observer, car son tracé peut être discontinu en raison de la présence parfois d'anhydrite et de gypse dans le Muschelkalk moyen qui rendent alors les marqueurs sismiques discontinus. Il a été pointé sur certaines lignes bien visibles comme la 75GE3 ou la 85ST04, où le passage Muschelkalk/Buntsandstein est un passage de réflecteurs continus à discontinus (*Tableau 6*). À l'intérieur du « faciès sismique Buntsandstein », se trouve parfois des réflecteurs à forte amplitude. Ils sont majoritairement localisés dans le tiers supérieur de la série et pourraient correspondre au Poudingue de Sainte-Odile, une formation très conglomératique et différente des grès sous-jacents et surincombants.

Le Permien et le socle

Le toit du Permien est très facilement identifiable par l'arrivée de nombreux réflecteurs sismiques à forte amplitude et à haute fréquence. D'un faciès triasique très gréseux assez pauvre en argile (Buntsandstein), les formations permiennes montrent des faciès argilo-gréseux très riches en galets mous et de nombreuses passées d'argiles plus ou moins épaisses. Ainsi le contraste d'impédance entre les deux séries est bien marqué.

La base du Permien, et ainsi le toit du socle, est déjà plus complexe à pointer. À la limite de certains offsets des lignes, les grandes profondeurs du socle rendent son imagerie sismique difficile. De plus, la base du Permien étant souvent conglomératique et remaniant le socle, le socle lui-même altéré, y a-t-il suffisamment de contraste d'impédance pour être imagé en sismique ? Par ailleurs, si le Permien est discontinu et pas présent sur toute la ligne, alors la base du Buntsandstein devient non plus le toit du Permien mais le toit du socle ce qui peut grandement compliquer l'analyse.

Aux vues des variations des horizons sismiques d'un bout à l'autre des lignes, sachant que du Jurassique au Buntsandstein, les formations sont relativement continues dans le Fossé Rhénan, la méthode de l'isopaque a généralement été utilisée pour le pointer des formations. Cette méthode consiste à garder une épaisseur isochrone entre deux limites de séries sédimentaires sur des mêmes seuils (cela peut légèrement varier entre un seuil bas et haut, car plus on descend en profondeur plus les vitesses sont compactées

et donc rapides pour une même série). D'autant plus que très peu de puits permettent de caler l'interprétation d'un bloc faillé à un autre, et d'une ligne à une autre. Cela a aussi été une aide utile pour l'interprétation du Buntsandstein, qui présente des réflecteurs de faible amplitude à son sommet.

IV. Résultats de l'interprétation

1. Les puits de Strasbourg

- *Cronenbourg*

Le puits GCR-1 est projeté sur la ligne 75GE3 (*Figure 7.5*). Ainsi, les failles observées dans le puits (au niveau de la Grande Oolithe, de la base du Keuper et intra Grès Vosgien ; cf. P2.C5.III), ne sont pas nécessairement visibles sur cette ligne sismique, en raison de leurs positions dans l'espace 3D. On observe les formations sédimentaires quaternaires à permiennes de façon homogènes et continues. Le puits s'est arrêté dans le Permien et n'a pas atteint le socle. Si la série infra-triasique s'avère correctement pointée, son épaisseur, exprimée en temps double avoisine en moyenne les 200 ms. Cela pourrait correspondre localement à une série sédimentaire de plus de 500 m d'épaisseur (*CDP Consulting, 2016*).

- Lipsheim

Le puits LIP-2 a été projeté sur la ligne 75AC2 (*Figure 7.6*). On observe bien le passage du puits au travers d'une faille majeure et de son cortège de segments de failles associés. Ceci explique les différentes failles observées dans le puits d'après les données de forage (cf. P2.C5.III) dans la Zone Salifère et les dépôts du Jurassique. Du Keuper au Buntsandstein, les séries forées par ce puits sont conformes à la litho-chronostratigraphie attendue, aucune faille n'étant rencontrée. Le puits s'arrête dans la partie supérieure du Buntsandstein, mais selon les observations réalisées sur la sismique, une épaisseur de Permien (plus fine qu'à Cronenbourg) aurait pu être forée entre les formations triasiques et le socle varisque.

Nos travaux ont montré que seul LIP-2 ne présente pas de sel dans ses dépôts sédimentaires tertiaires, est-ce parce qu'à cet endroit aucun dépôt salifère n'a eu lieu ou est-ce lié au fluage du sel (*Jackson and Hudec, 2017*) par la présence des nombreuses failles qui intersectent le puits (cf. P2.C5.III) ? Sur la ligne sismique on observe du sel des deux côtés de la faille. Le fluage du sel dans la faille est marqué par la présence de failles mineures décollant dans le compartiment haut, niveau par lequel passe le puits. La faille mineure ne traverse pas les niveaux pré-rift et c'est la présence du sel dans la Zone Salifère

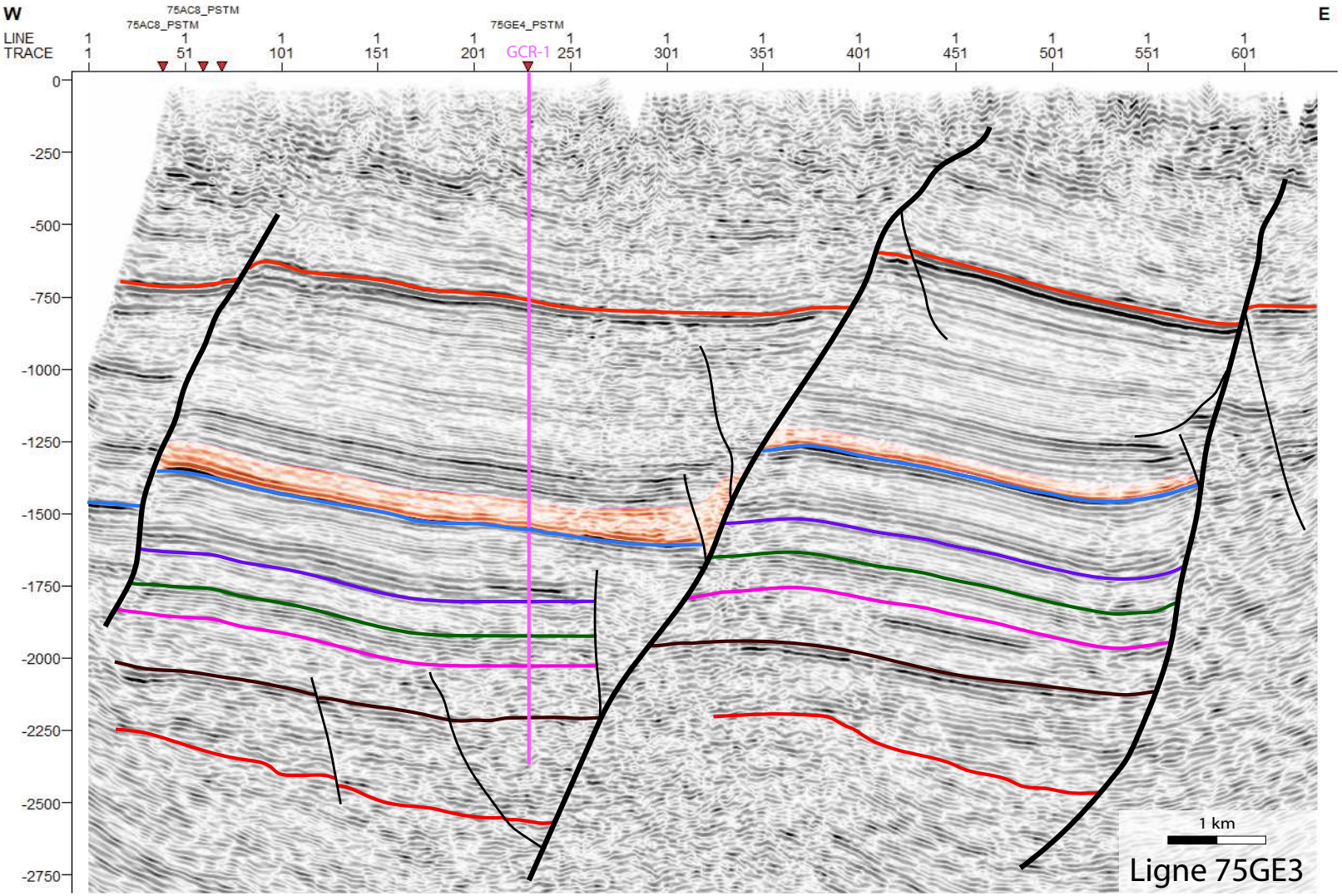


Figure 7.5 : Interprétation de la ligne sismique 75GE3 (PSTM). Le puits GCR-1 (Cronenbourg) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les failles principales à vergence ouest qui s'enracinent profondément dans le socle ont un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée orange. Les compartiments entre les failles principales sont essentiellement affectés par des failles antithétiques.

inférieure qui permet son décollement. Il y a donc une zone complexe au niveau de cette faille majeure, qui est d'ailleurs fortement marquée de l'autre côté de la faille également où l'on observe aucun réflecteur net et qui explique sans doute l'absence de sel dans LIP-2 (le sel était donc bien présent).

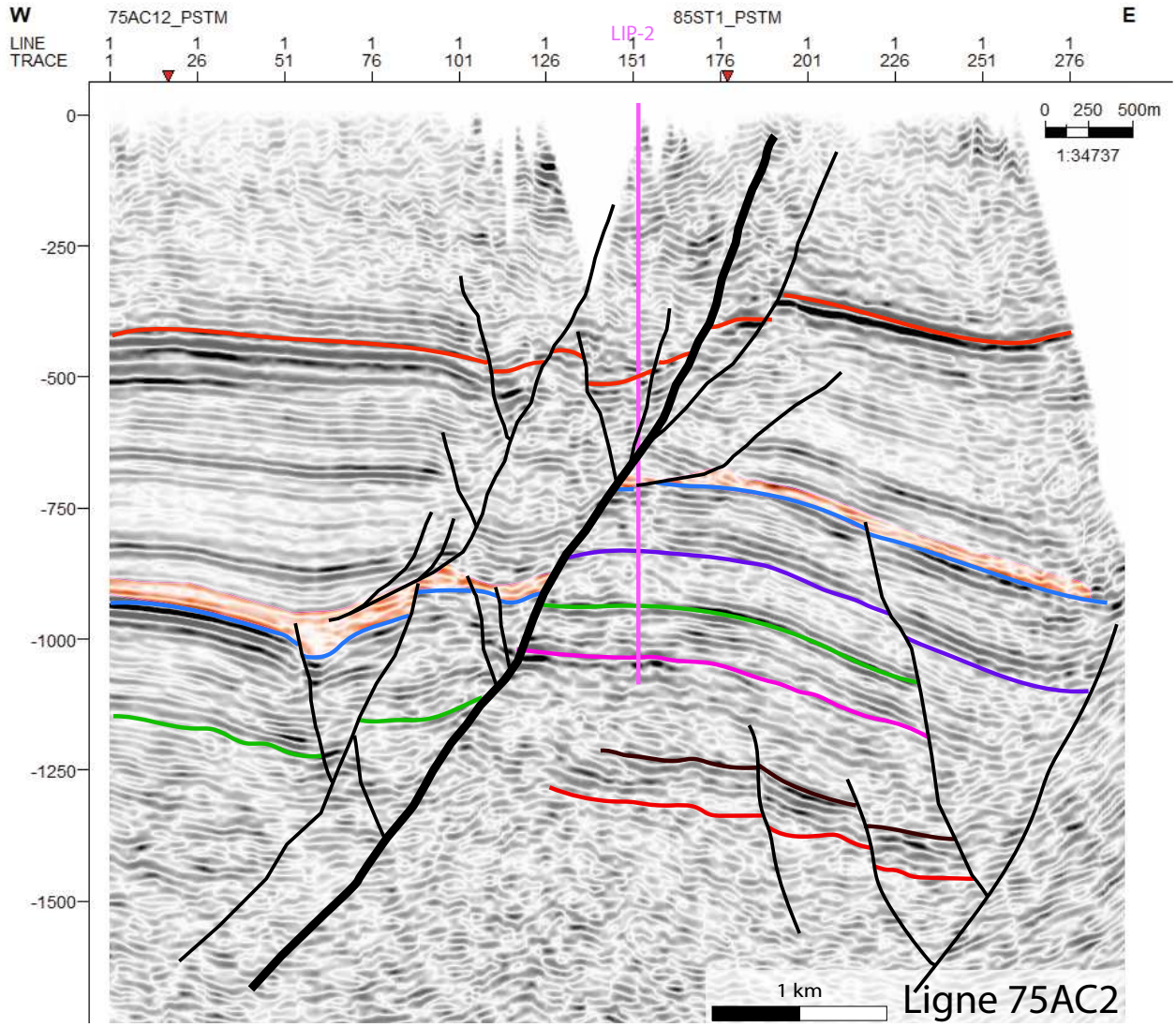


Figure 7.6 : Interprétation de la ligne sismique 75AC2 (PSTM). Le puits LIP-2 (Lipsheim) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. La faille principale à vergence ouest qui s'enracine profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel.

- Meistratzheim et Schaeffersheim

La ligne 87ADL1 exploitée n'est pas complète, elle correspond à la partie droite du tracé de la ligne sismique sur la *Figure 7.2* et s'arrête donc juste avant le puits de Meistratzheim (limite de la ligne sismique exploitée représentée par le trait orange). SCS-101 a donc pu être projeté sur la ligne sismique (*Figure 7.7*).

Sur la ligne sismique 87ADL1, il y a des « points d'interrogations » sur la coupe car certaines particularités inexpliquées ont été observées lors de ces travaux de thèse. Ces dernières n'ayant pas fait l'objet de travaux spécifiques, elles ont simplement été représentées sur les lignes sismiques sans avoir fait l'objet d'investigations plus poussées.

Les Schistes à Poissons sont rencontrés à ~ 400 ms à LIP-2 (75AC2 cf. *Figure 7.6*) et à ~ 700 ms à GCR-1 (75GE3 cf. *Figure 7.5*). Ainsi, le fait d'observer ce même pointé sismique sur la ligne 87ADL1 entre 150 et 250 ms explique l'observation faite dans le puits SCS-101 qui passe des Graviers Quaternaires directement aux Couches à Mélettes (à la différence des deux autres puits qui traversent d'abord les épaisses Couches de Niederroedern et les Marnes à Cyrènes). Ce passage entre les dépôts quaternaires et ceux de la base de la Série Grise se fait donc par surface érosive et non par faille. D'est en ouest sur cette ligne, on observe la remontée progressive du niveau « Schistes à Poissons » au gré des différents blocs basculés. C'est pourquoi, le puits MEI-2, plus à l'ouest encore, ne traverse que les Graviers Rhénans et passe directement aux Marnes à Foraminifères.

On observe à l'ouest un décollement plus actif, marqué par le découplage des grandes failles majeures au niveau du sel (ref 87 ADL1). Le sel est en effet une bonne zone de décollement pour les failles (*Fossen, 2016*).

Pour les dépôts secondaires, il manque environ 145 m de Keuper par jeu de faille dans SCS-101 et une cinquantaine de mètres de Buntsandstein dans MEI-2. On observe bien, pour SCS-101, sur la sismique, le passage direct du top à la base Keuper.

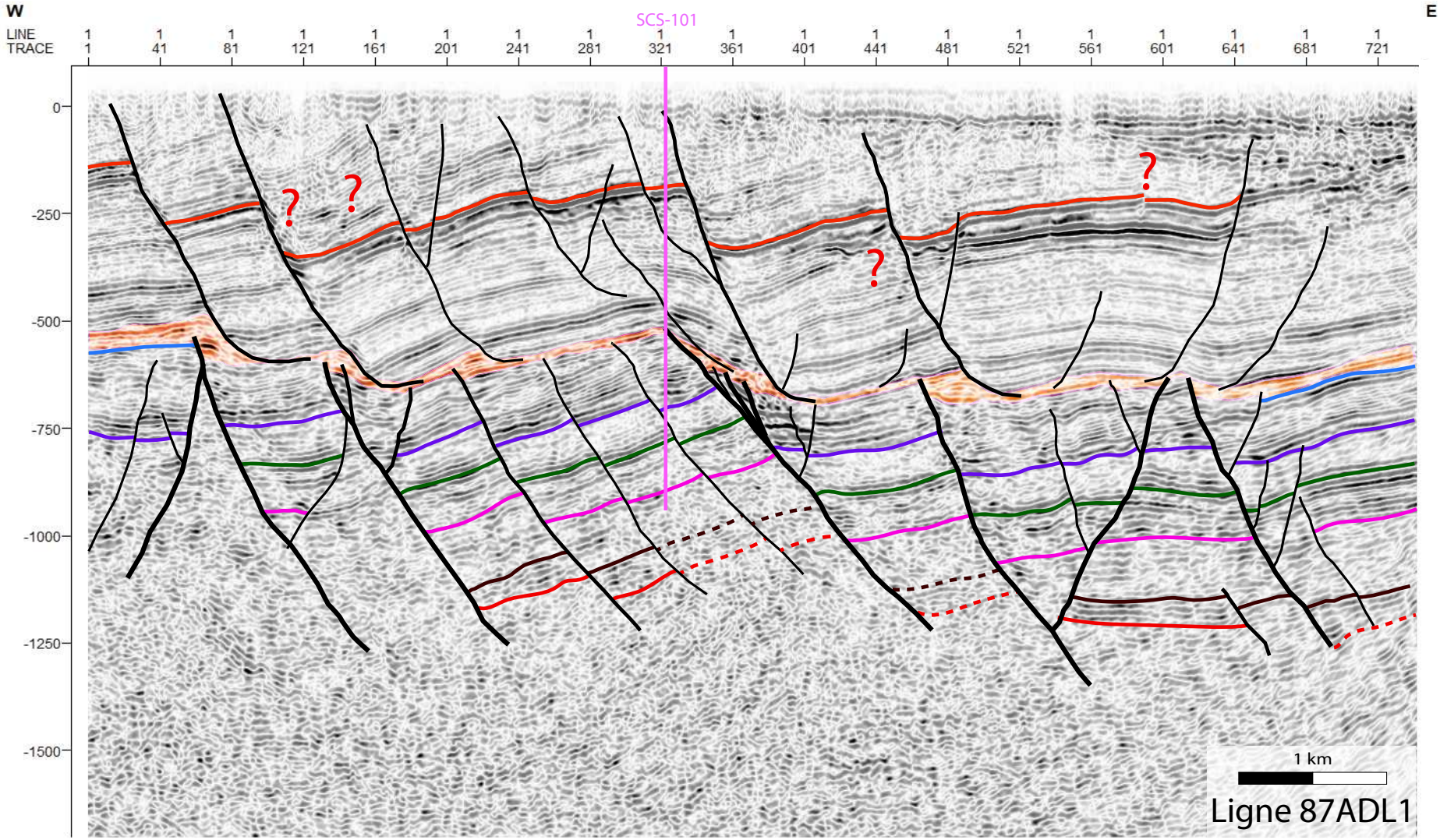


Figure 7.7 : Interprétation de la ligne sismique 87ADL1 (PSTM). Le puits SCS-101 (Schaeffersheim) a été projeté sur la ligne. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée orange. Il y a des séquences d'horizons sismiques inexpliquées dans le cadre de cette thèse mais marquées par des « points d'interrogations » sur la figure. L'ensemble des failles principales est généralement découplé par le sel. Il y a de nombreuses failles antithétiques dans les différents compartiments (elles aussi découplées par le sel).

- Les « temps doubles » des formations strasbourgeoises

À Rittershoffen, un VSP a été réalisé dans les puits, ainsi le calage y est optimal. Y ont été observées les épaisseurs, en temps double, suivantes :

- Jurassique : 175 ms
- Keuper : 95 ms
- Muschelkalk : 60 ms
- Buntsandstein : 140 ms

À Illkirch-Graffenstaden, sur les lignes 2015, avec l'interprétation sismique réalisée dans le cadre de cette thèse, les épaisseurs en temps double sont les suivantes :

- Jurassique : 210 ms
- Keuper : 80 ms
- Muschelkalk : 70 ms
- Buntsandstein : 150 ms

En dépit des variations d'épaisseurs et de profondeurs du jurassiques plus importantes à Illkirch-Graffenstaden, et de ce fait, avec des vitesses plus rapides et des temps plus courts, on constate le même ordre de grandeur des « isopaques temps double » qu'à Rittershoffen. Cela est cohérent avec les connaissances géologiques de ces formations : épicontinentales à travers le rift.

Par contre, pour les formations syn-rifts, il y a des différences notables dans les épaisseurs en temps doubles. Dans l'exemple ci-contre, on observe les mêmes séquences d'horizons sismiques des Schistes à Poissons (orange) au Jurassique (bleu) (*Figure 7.8*). On retrouve exactement le même faciès sismique de part et d'autres des lignes 75GE3 (près de Cronenbourg) et 85ST04 (près d'Illkirch-Graffenstaden). Or si l'on regarde l'épaisseur d'intervalle en temps double, cette dernière fait en moyenne 725 et 632 ms à Cronenbourg et 437 et 339 ms à Illkirch, dans les compartiments bas et haut respectivement. Un VSP ou des données de check-shot (qui sont actuellement les meilleurs outils pour estimer la vitesse des formations) dans la région est donc un point clé pour pouvoir prédire les épaisseurs puisqu'entre les Schistes à Poissons et le toit du Jurassique il y a des zones à gypse, à anhydrite, à halite pur et à argile qui ont des vitesses totalement. L'absence de ces données, qui ne sont pas abondantes dans le Fossé Rhénan, peut poser des problèmes complexes et onéreux lors de phases de forages par exemple.

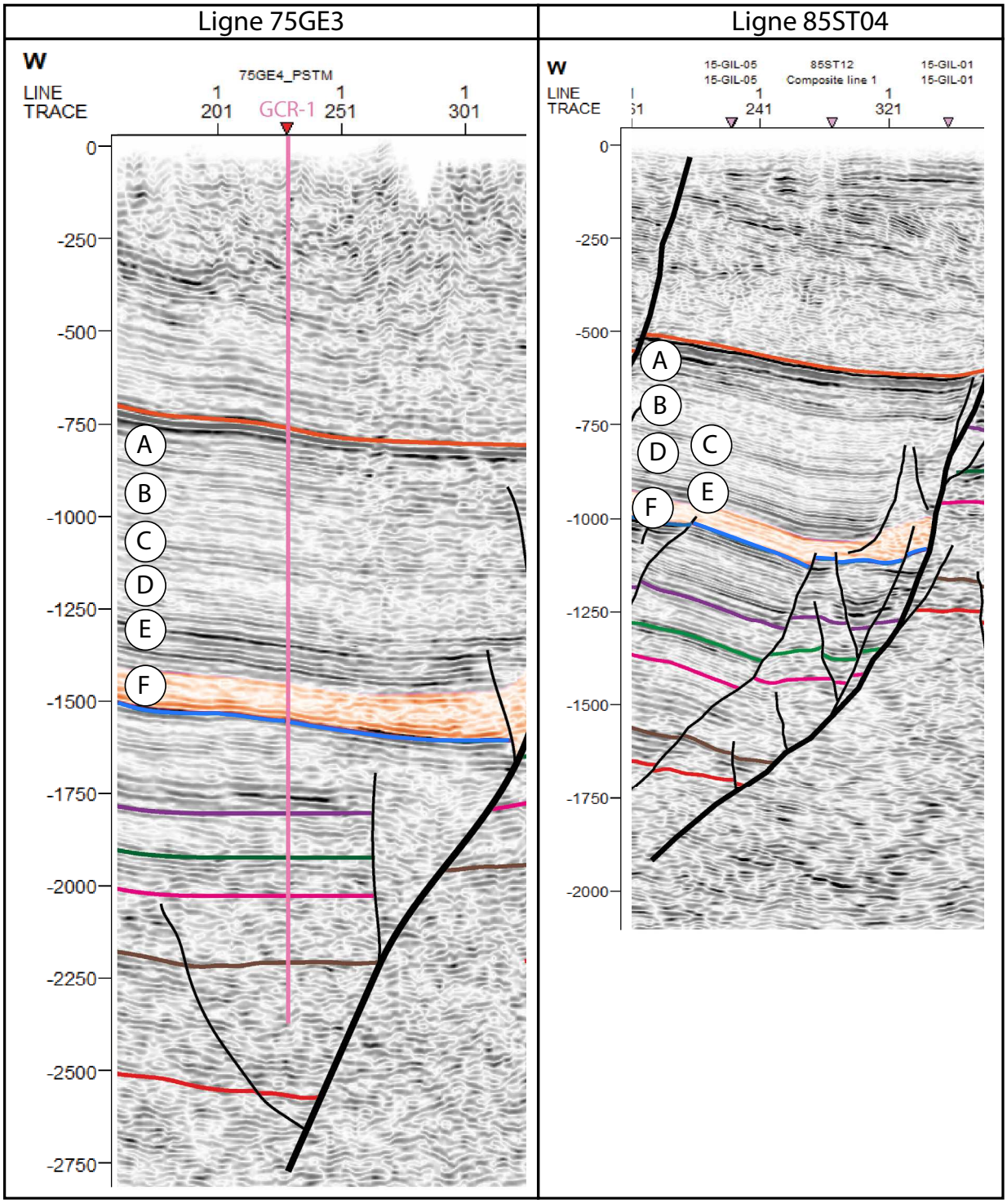


Figure 7.8 : Lignes (à la même échelle) 75GE3 (près de Cronenbourg) et 85ST04 (près d'Illkirch-Graffenstaden). On observe le même faciès sismique entre les Schistes à Poissons (orange) et le Jurassique (bleu). Entre les deux on retrouve les mêmes séquences d'horizons sismiques avec : A- un ensemble d'une dizaine de réflecteurs lités plus ou moins continus de moyenne à haute amplitude, B- une zone plus sourde, C- un ensemble de trois/quatre réflecteurs continus d'amplitude moyenne, D- une zone sourde, E- une dizaine de réflecteurs continus de moyenne à haute amplitude et F- une zone sourde. Or sur la ligne 75GE3, les épaisseurs d'intervalles en temps double sont de 725 ms et 632 ms contre 437 ms et 339 sur la 85ST04, pour le compartiment bas et haut, respectivement.

2. Le faciès Permien

L'objectif de l'étude sismique étant l'observation des horizons permiens, certaines lignes ont été interprétées rapidement sur la partie supérieure, pour y caler les horizons principaux, afin de se concentrer sur le Permien. Ici nous présenterons donc uniquement des zooms sur ces niveaux.

Sans les données de puits qui ont permis de caler tous les horizons, dont l'entrée dans les dépôts permiens grâce à GCR-1, il n'aurait pas été possible de réaliser ce travail sur la transition socle-couverture. Malgré tout, à cause des grandes profondeurs de cette transition et de l'offset des lignes pas toujours adéquate, il n'a pas été forcément possible de suivre les horizons d'un bout à l'autre des lignes sismiques (pointé des toits du Permien et du socle). De plus, si la transition du Buntsandstein au Permien est visible par un changement de faciès sismique, la transition du Permien au socle l'est moins. Et dans le cas d'un passage direct entre le Buntsandstein et le socle, les deux n'ayant pas un faciès très franc (absence de réflecteurs sismiques bien différenciés), la limite sera tout aussi difficile à voir. De plus, comme nous l'avons vu avec les carottes EPS-1 et avec les analyses des puits géothermiques GPK (Soultz-sous-Forêts) et GRT (Rittershoffen) (*Aichholzer, 2016, 2019 ; Duringer et al., 2019*), la base permienne, souvent conglomératique et arkosique, est composé de nombreux clastes de socles. Ainsi, la différence n'est pas toujours très grande en termes de faciès et de contrastes sismiques, le socle pouvant également être altéré à très altéré et se confondre avec les faciès arkosiques du Permien. Ainsi, est-ce que l'on observe uniquement les horizons permiens sur la sismique ou la base de notre pointé correspond-elle au socle altéré ? D'autant plus que le manque de continuité des horizons peut aussi être lié à un facteur supplémentaire : des socles de natures multiples (*Edel et al., 2018*).

Sur les lignes sismiques (*Figure 7.9 et Figure 7.10*), le tracé jaune correspond à des multiples (artefacts avec les réflexions latérales par exemple). Ce sont des signaux cohérents mais sans aucune réalité géologique, sinon que la répétition d'une couche du sol qui a été traversée deux fois par le rai sismique au cours de son trajet entre la source et le récepteur (*Lavergne, 1986*). Le toit du socle a pu être pointé tout le long de la ligne car comme c'est souvent le cas, on n'observe plus que les multiples qui se répercutent les uns sous les autres dans ce dernier (séquence répétitive les unes sous les autres). Ainsi la limite du socle a été tracée là où les multiples sont en discordances avec les réflecteurs permiens. Sur chacune des lignes étudiées, cette méthode a été utilisée pour délimiter la

transition socle-couverture (lorsque les multiples sont visibles). En *annexe 4* du manuscrit se trouve les versions sans le tracé des multiples et des horizons intra-permiens afin de mieux observer ces derniers (*Figure A4.5 et Figure A4.6*).

Comme mentionné précédemment, le toit du Permien est identifiable par l'arrivée de nombreux réflecteurs sismiques à forte amplitude et de haute fréquence, sous le faciès du Buntsandstein. De ce fait, la méthode de l'isopaque a été utilisée pour le pointé du toit supposé du Permien. Cette méthode qui consiste à garder une épaisseur isochrone entre deux limites de séries a été utilisée entre le toit du Buntsandstein et le toit du Permien. Ce dernier est donc assez bien contraint. Une limite à cette méthode est à mentionner : cet isopaque donne la base du Buntsandstein qui peut être tantôt le socle, tantôt le Permien.

La ligne 75GE3, la plus au nord de notre secteur d'étude (*Figure 7.2*) dans l'aire géographique de Cronenbourg, montre des séries permiennes très épaisses. Si l'analyse des données de puits en convient avec un arrêt du forage au bout de 200 m de profondeur dans les dépôts permiens (sans avoir atteint le socle), on observe facilement le double d'épaisseur sur la ligne (*Figure 7.5*). Si le pointé sur la ligne des toits du Permien et du socle s'avère correct, son épaisseur maximale est proche de 200 ms (temps double) ce qui pourrait correspondre localement à une série sédimentaire de plus de 500 m d'épaisseur, alors que Meistratzheim-2 (ligne 87ADL1 cf. *Figure 7.7*) n'a traversé que 56 mètres de Permien. Il y a donc de grandes variations latérales de l'épaisseur permienne.

Sur la coupe N-S (ligne 75AC12 cf. *Figure 7.10*) qui permet d'observer l'évolution du Permien, malgré des difficultés à pointé le socle au nord, on observe globalement un amincissement vers le sud de l'épaisseur permienne. La carte ci-dessous (*Figure 7.11*), issue du logiciel Petrel, est une carte d'épaisseur des dépôts Permien. L'encadré bleu montre la limite des pointés « toit du Permien » et « toit du socle » effectuée et ainsi l'extrapolation pure faite par le logiciel hors de cette zone. Au vue des pointés, non continus et de la marge d'erreur liée à l'interpolation du logiciel entre chaque ligne (sans compter un problème dans le fichier source récupéré vis-à-vis de l'intégration des lignes), l'interprétation détaillée de cette carte est sujette à caution. Néanmoins, elle permet d'observer des variations d'épaisseur allant de 0 ms à 450 ms (temps double), soit l'équivalent d'une variation de 0 m à plus de 700 m d'épaisseur. De plus, se dessinent sur la carte des grandes structures d'orientation SO-NE, qui rappellent l'orientation des accidents majeurs pré-rift, et donc de l'héritage crustal. Sur l'ensemble de la zone d'étude, on observe de longs accidents globalement de direction NS à vergence ouest (donnés par

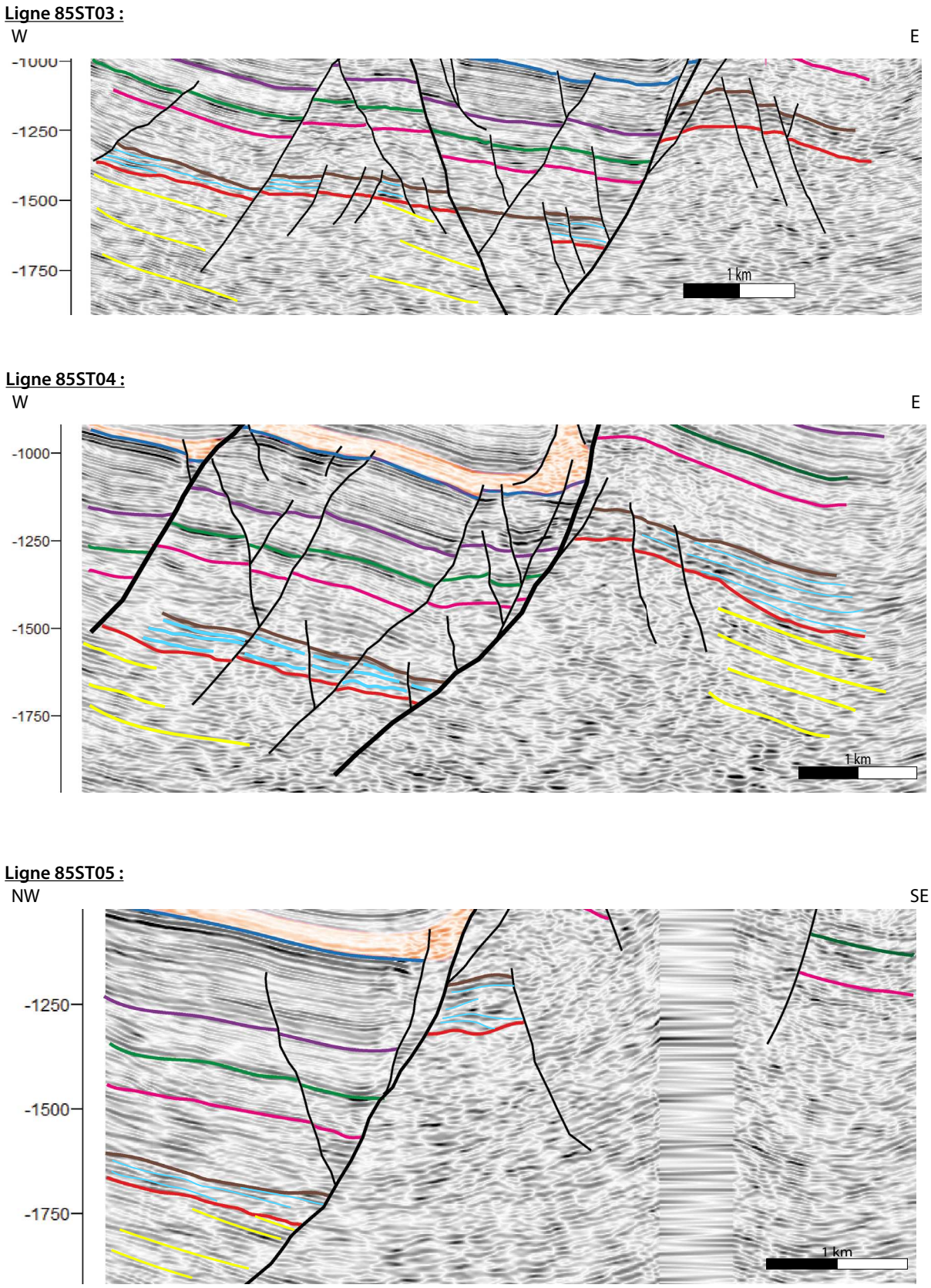
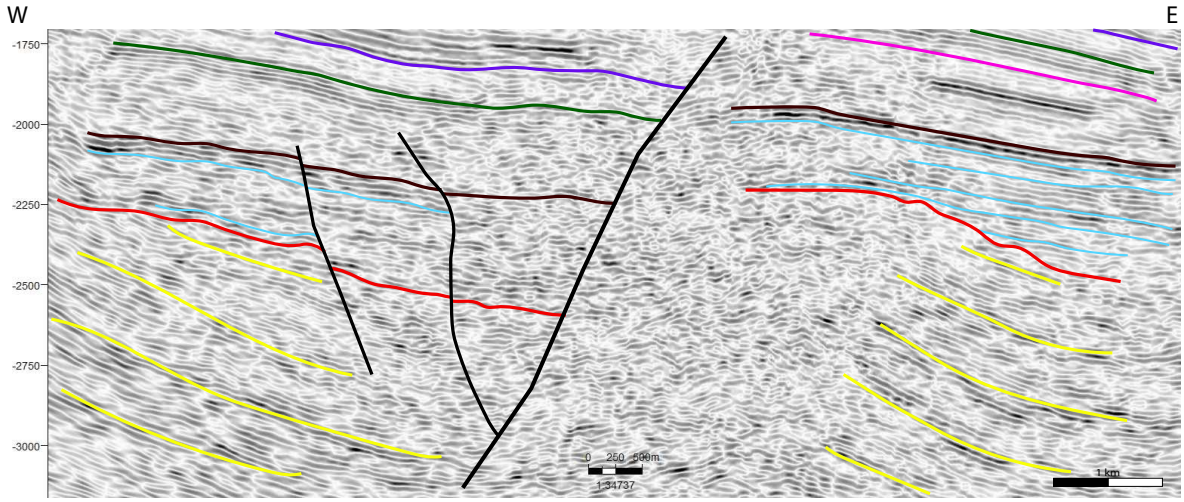
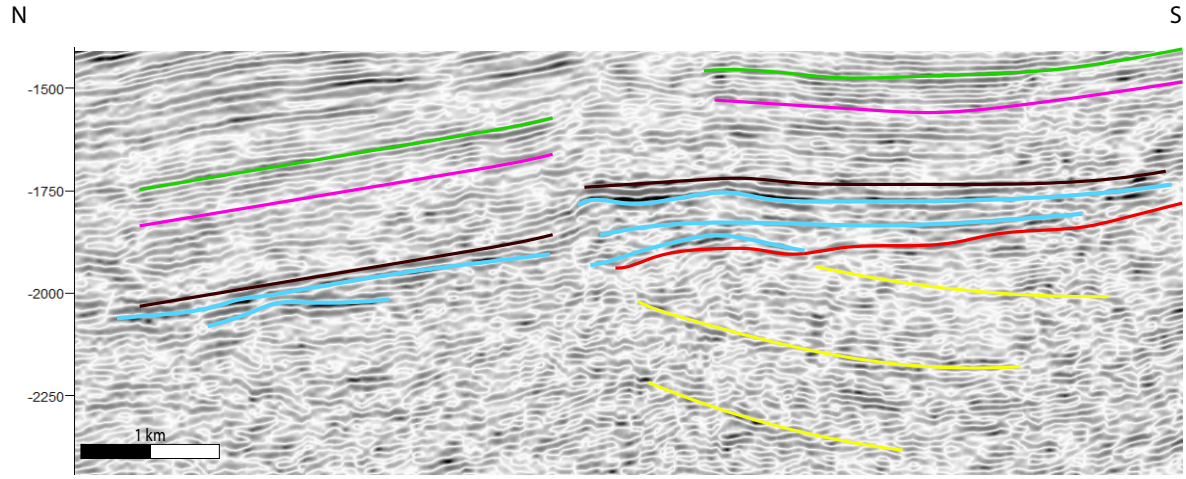


Figure 7.9 : Détail des lignes sismiques 85ST03, 85ST04 et 85ST05 des horizons sismiques permiens. Le bleu correspond au toit du Jurassique, le violet au toit du Keuper, le vert au toit du Muschelkalk, le rose au toit du Buntsandstein, le brun au toit du Permien et le rouge au toit du socle. Le niveau orange correspond à la base du sel massif de la Zone Salifère inférieure et les traits jaunes marquent les multiples qui sont des artefacts qui se répercutent dans le socle cristallin. On observe ainsi la variation latérale d'épaisseur du Permien et les horizons intra-permiens en contact de type onlap.

Ligne 75GE3 :



Ligne 75AC12 :



Ligne 75AC2 :

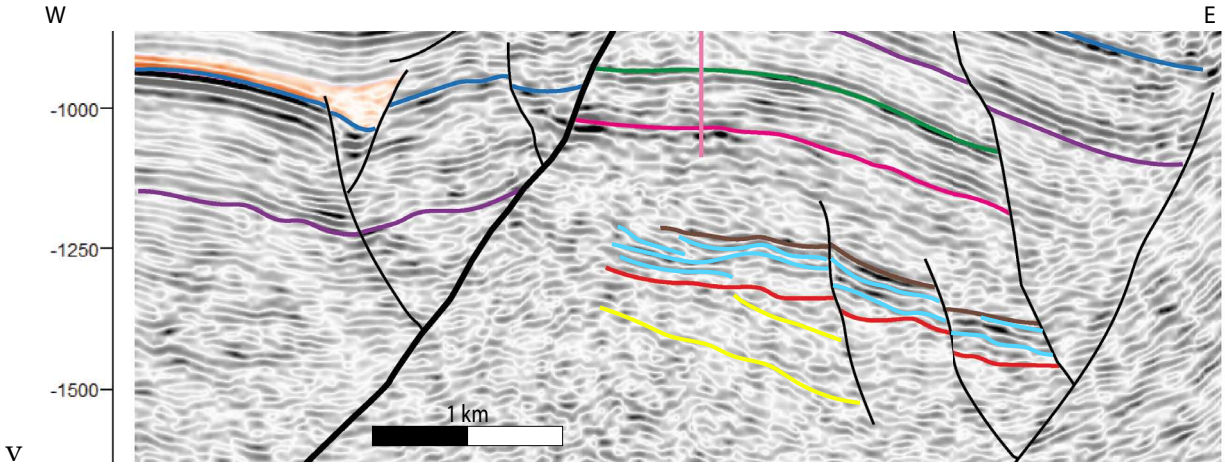


Figure 7.10 : Détail des lignes sismiques 75GE3, 75AC12, 75AC2 des horizons sismiques permiens. Le bleu correspond au toit du Jurassique, le violet au toit du Keuper, le vert au toit du Muschelkalk, le rose au toit du Buntsandstein, le brun au toit du Permien et le rouge au toit du socle. Le niveau orange correspond à la base du sel massif de la Zone Salifère inférieure et les traits jaunes marquent les multiples qui sont des artefacts qui se répercutent dans le socle cristallin. On observe ainsi la variation latérale d'épaisseur du Permien et les horizons intra-permiens en contact de type onlap.

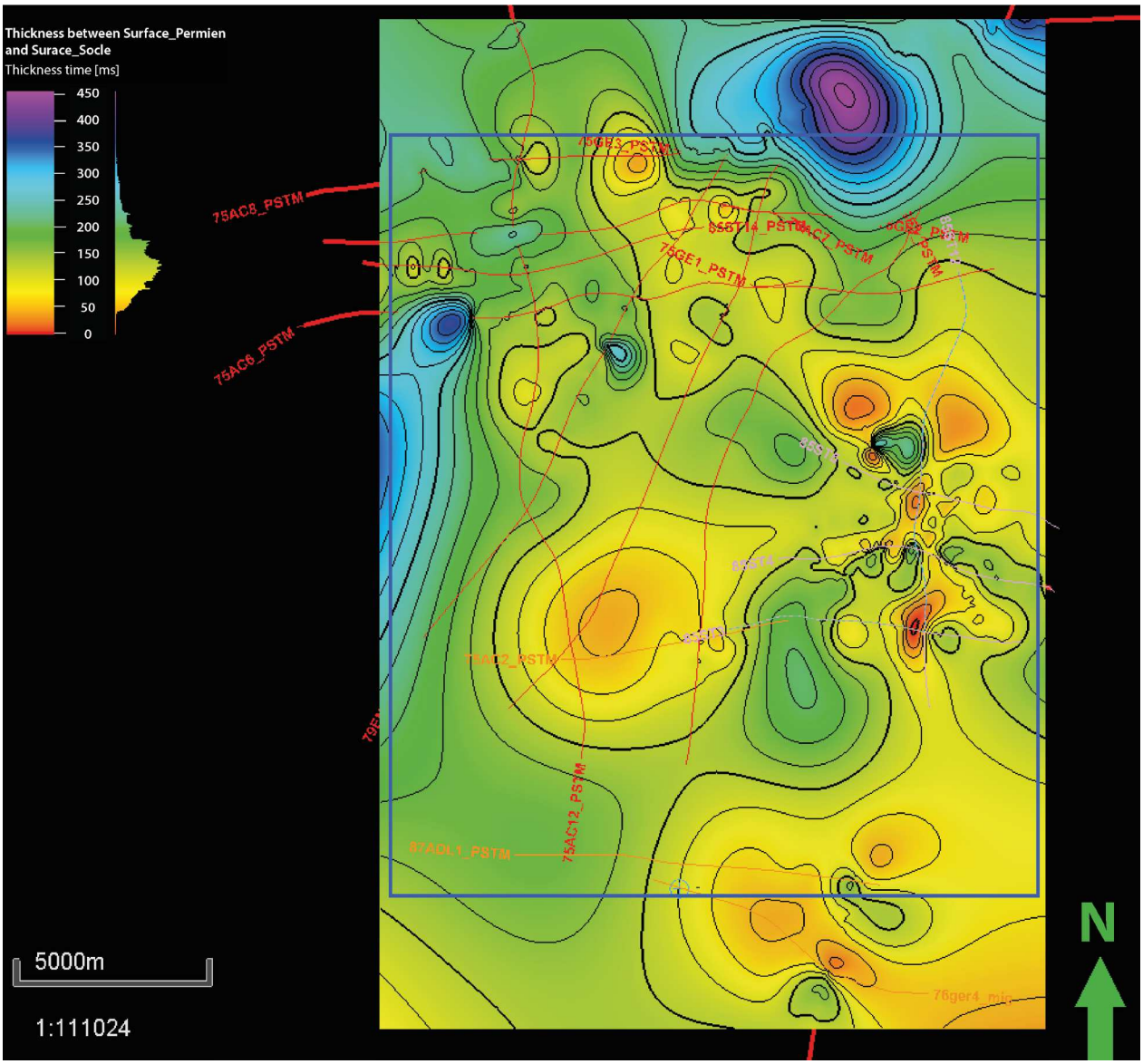


Figure 7.11 : Carte d'épaisseur du Permien extraite du logiciel « Petrel » avec la position des lignes vintages. L'encadré bleu correspond à la zone où des pointés « toit du Permien » et « toit du socle » ont été réalisés sur les lignes. À l'extérieur de celui-ci la carte est extrapolé. À l'intérieur de ce dernier, à la vue de l'espacement entre les lignes (sans compter un problème dans le fichier source récupéré vis-à-vis de l'intégration des lignes), et du pointé non-continus du toit du socle et du toit du Permien, l'interpolation est sujette à caution.

la position d'une ligne à l'autre des failles à fort rejet) et un approfondissement général des séries vers le nord de notre secteur et un plongement vers le centre du graben. On observe des corps granitiques jusque dans le Permien dans les zones de faiblesse orientées NNE-SSO à NE-SO (*Lagarde et al., 1992*). Au Carbonifère terminal, se développent des structures distensives de type « Basin and Range » devant une zone de cisaillement dextre d'orientation E-O, résultat du collapse post-orogénique de la chaîne (*Arthaud and Matte, 1977, 1975 ; Dewey, 1988 ; Matte, 1986 ; Villemin, 1986*).

Les variations d'épaisseurs du Permien liées à une paléosurface varisque peuvent être très importantes, ce qui est corroboré par le remplissage de ces dépôts observé sur les différentes lignes sismiques. On observe des onlaps des horizons infra-triasiques sur la paléosurface du socle (ligne 85ST05, 75GE3 et 85ST04, 85ST03 donnés en *annexe 4* cf. *Figure A4.1 et Figure A4.7*). Il semblerait donc que le remplissage de ces cuvettes soit progressif, comblant petit à petit les dépressions permiennes avant de niveler toute la surface (on observe sur tous les niveaux triasiques à jurassiques des réflecteurs parallèles). On observe néanmoins des structures particulières dans le Permien comme par exemple au droit de la faille principale sur la ligne 85ST05. Il y a comme un bourrage dans la partie épaisse et il ne semble pas que ce soit lié à la zone d'ombre de la faille puisque les réflecteurs sont nets. Aucune explication à la simple observation de ces horizons n'est possible. Dans ce cas, toujours de la ligne 85ST05, on observe un écart important du dépôt permien de chaque côté de la faille (très fin dans la partie basse et très épais dans la partie haute). Pour toutes ces observations, une campagne de terrain est nécessaire afin d'essayer de contraindre au maximum ces observations. Celle-ci permettra d'étudier les paléosurfaces varisques mises en évidence par le tracé du toit du socle à grande longueur d'onde sur les lignes (non parallèles à toute la partie du Secondaire). Cela permettra de caractériser le contact entre le socle et la couverture sédimentaire à une autre échelle d'observation. Cette campagne donnera également des clés dans la compréhension du remplissage permien avant l'arrivée des sédiments triasiques qui recouvrent tout cet ensemble. Quel type de faciès peut-on rencontrer à cette interface socle-couverture ?

CHAPITRE 8

★ ★

Contexte géologique de la transition « socle-couverture »

I. Introduction et mise en contexte

Du Viséen (340 Ma) au Westphalien (304 Ma), l'effondrement de la croûte orogénique varisque épaissie a entraîné une extension crustale tardive et donc l'amincissement de la chaîne durant la poursuite de la convergence continentale (*Ziegler et al., 2006 ; McCann et al., 2006 ; Praeg, 2004 ; Wilson et al., 2004)*. Sous l'effet des contraintes des deux zones de collision actives (e.g. Oural et Appalaches), l'Europe serait donc devenue une importante zone de cisaillement dextre d'orientation E-O. Ainsi, au Carbonifère terminal, se développent des structures distensives de type grabens en pull-apart et d'hémi-grabens dus à de grands décrochements qui sont le résultat du « collapse » post-orogénique de la chaîne (*Dewey, 1988 ; Villemin, 1986 ; Arthaud and Matte, 1977, 1975*). Durant cette période post-varisque, une période de rééquilibrage crustal et de réorganisation sous une alternance de régime tectonique en transtension et transpression, puis de distension pure, s'est mis en place (*Matte, 1986 ; Villemin, 1986*). Ceci a provoqué la subsidence d'environ 70 bassins, tous caractérisés par une importante composante décrochante dans leur histoire de déformation (*McCann et al., 2006*).

L'évolution de ces bassins permo-carbonifères implique une sédimentation très importante. Ces rifts nouvellement formés sont devenus les locus d'un magmatisme intraplaque extensif (*Ziegler et al., 2006 ; Wilson et al., 2004 ; Neumann et al., 2004 ; Lagarde et al., 1992*) avec la mise en place de granitoïdes datés entre le Viséen et le Permien (*McCann et al., 2006*). Cette extension NNE-SSO est visible dans l'Odenwald (Allemagne) et dans les bassins de Lorraine et de la Sarre avec un réseau de faille normales d'orientation N110° à N140° (*Krohe and Willner, 1995 ; Schneider, 1984*). Associées à une érosion progressive de la topographie résiduelle par altération supergène (*McCann et al., 2006*) et une élévation cyclique du niveau de la mer, de plus grandes zones se sont affaissées au-dessous du niveau de base d'érosion et ont été incorporées dans un nouveau système de bassins intracratoniques : le bassin Germanique qui s'étend de l'Est de la France jusqu'à la Pologne (*Ziegler et al., 2006 ; Gall et al., 1977*).

Au Carbonifère supérieur (Stéphano-Autunien), le mouvement de failles transformantes verticales conduisent à l'individualisation de dépressions et de hauts structuraux orientés ENE, subparallèles au plissement varisque (*Schumacher, 2002 ; Ziegler, 1990 ; Boigk and Schöneich, 1970*). La direction structurale majeure du Carbonifère inférieur au Permien inférieur est SO/NE et OSO/ENE. Ces zones de dislocation et les bassins permiens, qui sont issues de la relaxation de la chaîne varisque et donc de l'extension

post-orogénique, sont localisées le long de cisaillements senestres (*Ziegler et al., 2006 ; Schumacher, 2002*). L'exhumation des roches cristallines suite à l'érosion varisque fournit des produits qui forment des dépôts bréchiques et gréseux qui remplissent les bassins permiens.

À l'échelle des bassins péri-téthysiens d'Europe occidentale, le Permien terminal se caractérise par un schéma général d'environnement allant de milieu de dépôts de type playa-lake aux plaines d'inondation des milieux fluviaux (*Bourquin et al., 2011*). Dans le nord de la ceinture varisque, les zones de sédimentation étaient soit isolées, soit reliées au grand bassin occupé par la mer de Zechstein (*Figure 8.1*). Dans le sud de la ceinture varisque, au cours du Permien tardif, les bassins permiens étaient soit endoréiques isolés, avec des directions des paléocourantes indiquant les sources locales, soit des bassins qui ont subi une érosion et/ou aucun dépôt, et où les paléoflores et les milieux sédimentaires suggèrent des conditions climatiques chaudes et semi-arides (*Bourquin et al., 2011*). L'important apport sédimentaire, l'érosion et/ou l'absence de dépôts au cours du Permien tardif, ainsi que la direction variable des paléocourants entre le Permien moyen tardif et le Trias précoce indiquent une période de rajeunissement du relief pendant le Permien tardif.

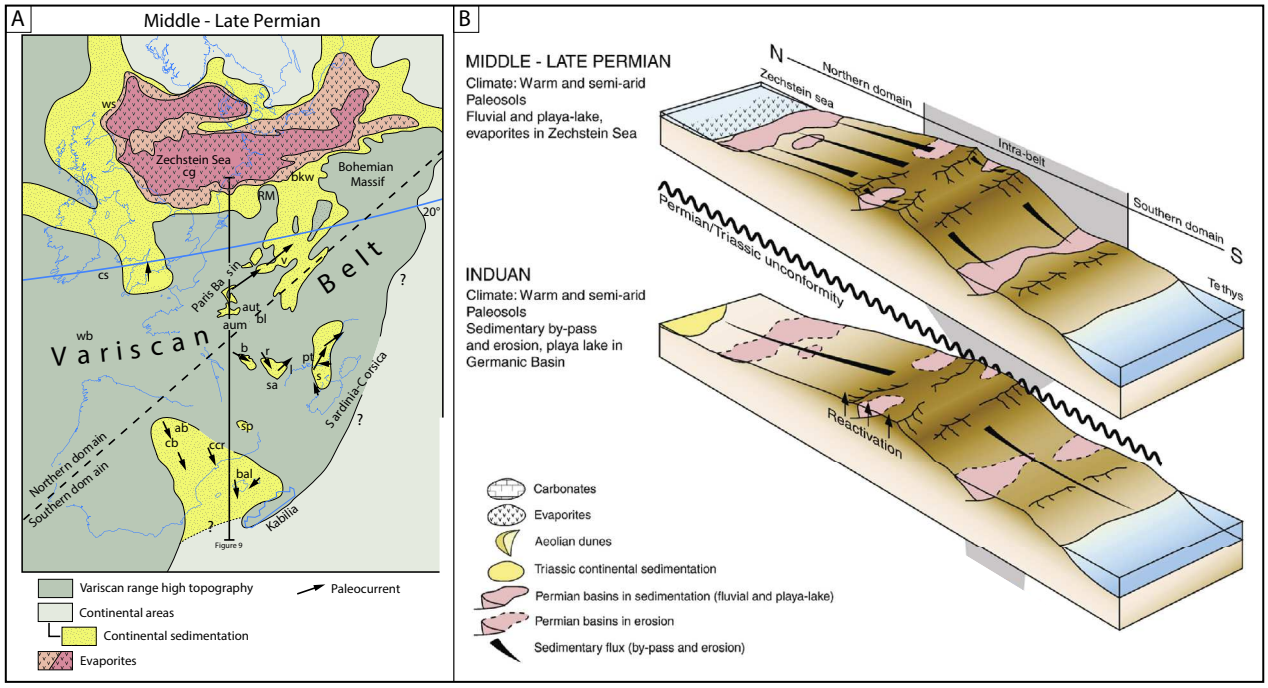


Figure 8.1 : Modifié d'après (*Bourquin et al., 2011*). A : Reconstitution paléogéographique du Permien moyen à supérieur du domaine péri-téthysien du nord-ouest. Ws : Shetland ouest ; cs : Mer Celtique ; wb : Bassin du Wessex ; cg : Mer du Nord graben central ; bkw : puits bockenem ; v : Vosges et Trier ; cb : Branche castillane ; ab : Branche aragonaise ; ccr : Chaîne côtière catalane ; bal : îles Baléares (Minorque

et Majorque) ; pt : Provence (Bas-Argen, bassin de Luc et région de Toulon-Cuers) ; s : Sardaigne ; sp : Pyrénées du sud ; b : Brive ; r : Rodez ; sa : Saint Affrique ; l : Lodève ; aut : Autun ; aum : Bourbon L'Archambault/Aumance ; bl : Blanzy-Le Creusot ; RM : Massif Rhénan. B : Évolution N-S géomorphologique de la ceinture appalacho-variscaine et des bassins sédimentaires associés du Permien, profil tracé sur la partie A.

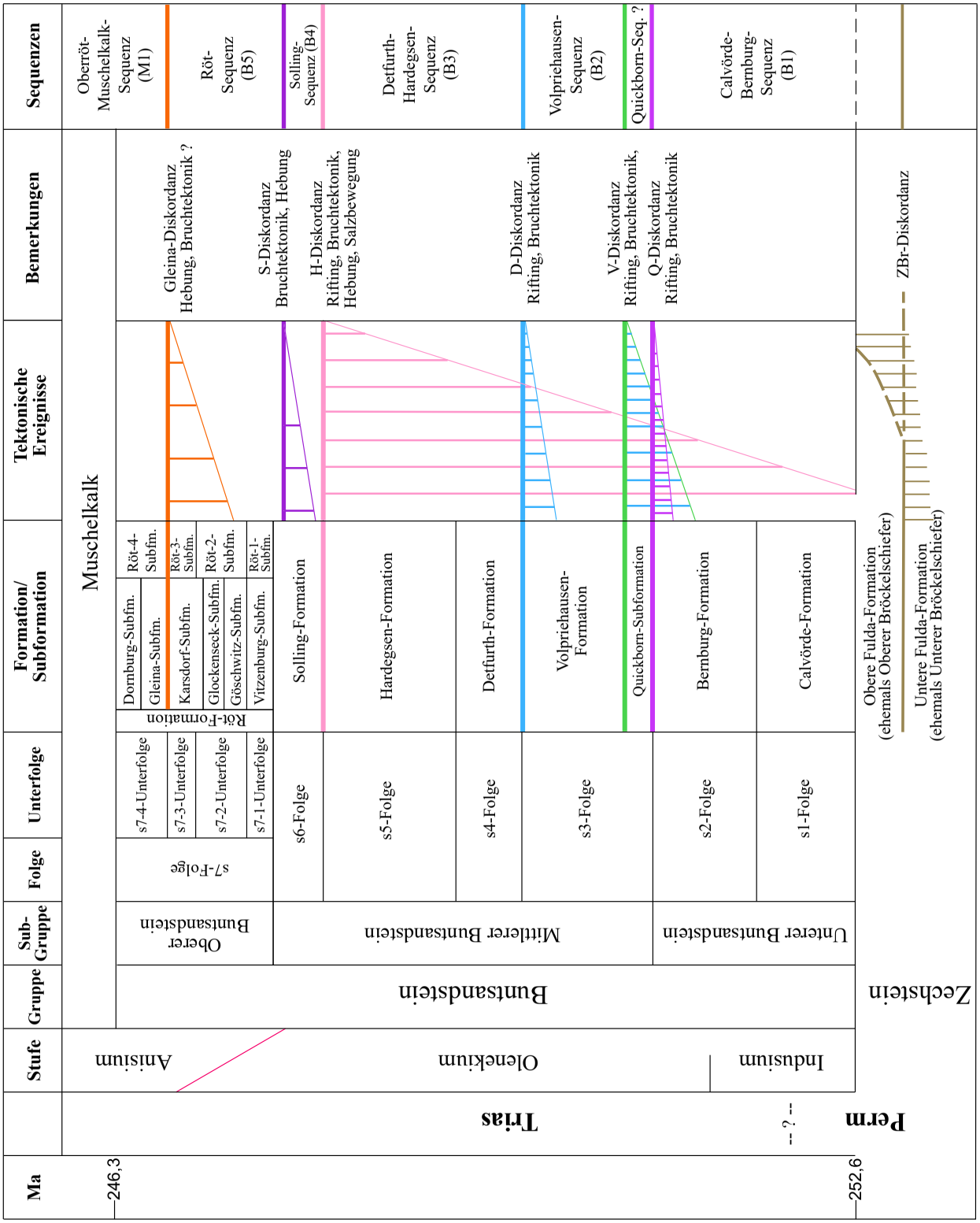


Figure 8.2 : Tableau stratigraphique de la Sous-commission allemande de stratigraphie permienne et triasique (SKPT) (*Röhling et al., 2018*).

Dans la majeure partie du bassin germanique, le Buntsandstein est séparé du « Rotliegendes » (202 à 258 Ma) par le faciès typique de l'évaporite carbonatée du Zechstein (Permien supérieur, 258 à 251 Ma). Selon la décision n° 2 de 1991 de la Sous-commission allemande de stratigraphie permienne et triasique (SKPT) de la Commission stratigraphique allemande (*SKPT, 2011 ; Lepper, 1993*), la frontière entre les groupes du Zechstein et du Buntsandstein est définie en Allemagne à la base de l'unité des grès de Heigenbrücken dans les montagnes de Spessart et de l'Odenwald au nord et à la base de la formation d'Eck en Forêt Noire (*Röhling et al., 2018*) (*Figure 8.2*). Dans ce dernier cas, cependant, la partie supérieure du groupe du Zechstein est également développée dans un faciès marginal sableux (Formation du Tigersandstein). La limite de la formation d'Eck est habituellement distincte, puisque des grains bien arrondis de sable éolien apparaissent régulièrement dans les grès de Buntsandstein, ainsi qu'un changement soudain de la taille des grains en sables et graviers grossiers. Ce n'est que sur les derniers kilomètres avant la limite du bassin que la définition de la frontière inférieure de Buntsandstein devient en partie difficile. En France, où le Zechstein est totalement absent, les géologues ont placé la base du Buntsandstein au niveau de la discordance majeure entre les dépôts à tendance « fanglomérat », localisés dans des bassins relativement restreints, et les dépôts fluviaux étendus (*Courel et al., 1980*). De ce fait, dans les Vosges, les unités de Buntsandstein inférieur (Grès de Senones ou Grès d'Anweiller) sont attribuées au Permien supérieur, c'est-à-dire aux équivalents du Zechstein (*Durand et al., 1994*) et donc dans les bassins sédimentaires français, les dépôts du Buntsandstein peuvent être attribués soit au Permien, soit au Trias (*Figure 8.4* ; *Durand, 2013, 2006*).

Dans le cadre de cette thèse, les carrières sélectionnées (*Figure 8.3*) présentent toutes le passage entre le socle cristallin varisque et la couverture sédimentaire. Du Carbonifère au Trias, l'analyse de ces carrières a pour objectif de caractériser les faciès et l'épaisseur des premiers dépôts sédimentaires couvrant le socle varisque. L'aspect « chronostratigraphie » n'a pas été abordé en détail.

La *Figure 8.5* présente la légende utilisée par la suite car elle est la même pour toutes les carrières. Dans chaque carrière, A, B et C correspondent aux affleurements, cette lettre est indiqué sur la carte de localisation et sur les figures associées à la carrière.

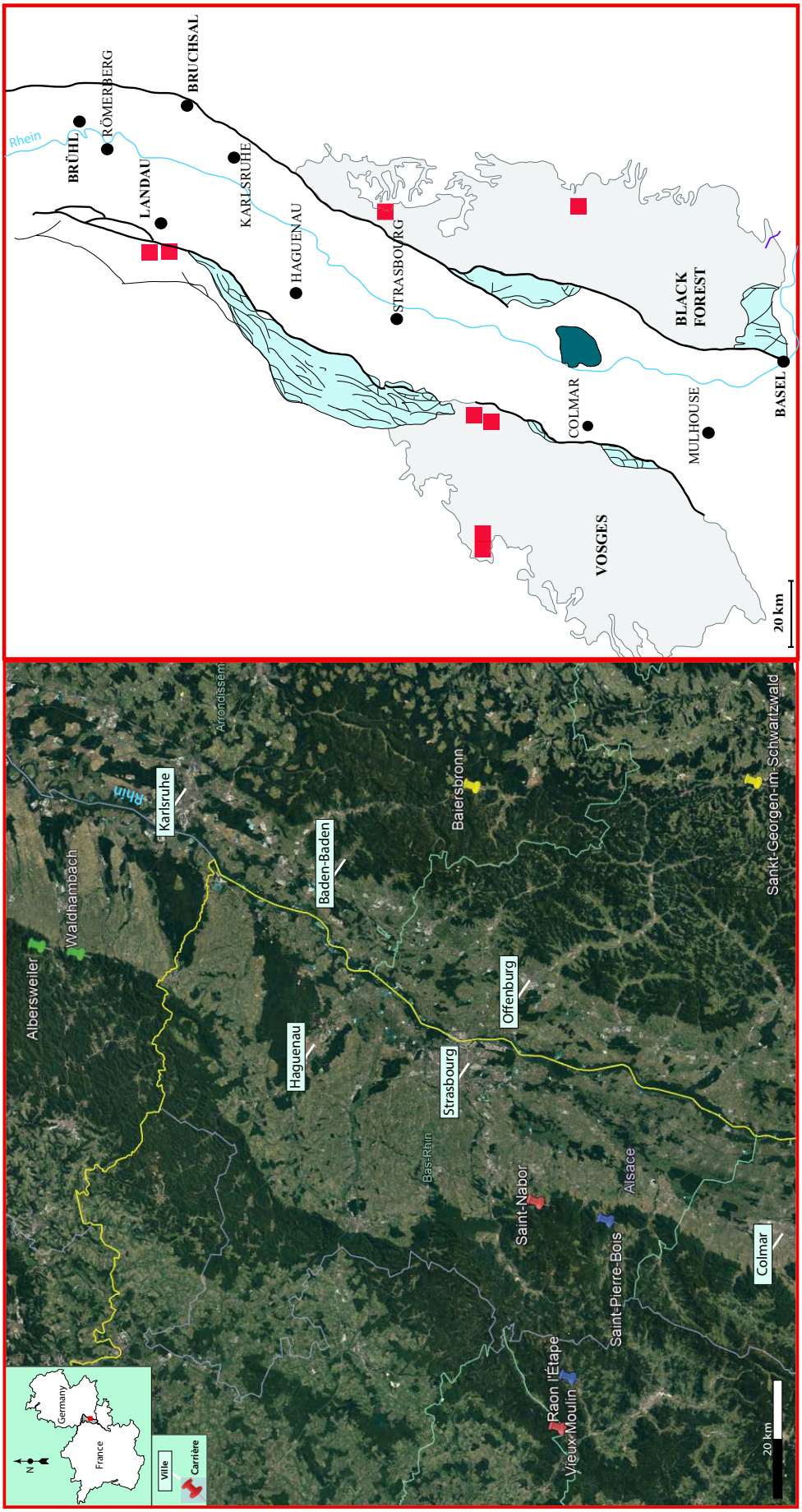


Figure 8.3 : Carte de localisation des différentes carrières étudiées dans le cadre de cette thèse, en vue satellite (Map data ©*2018 Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique.

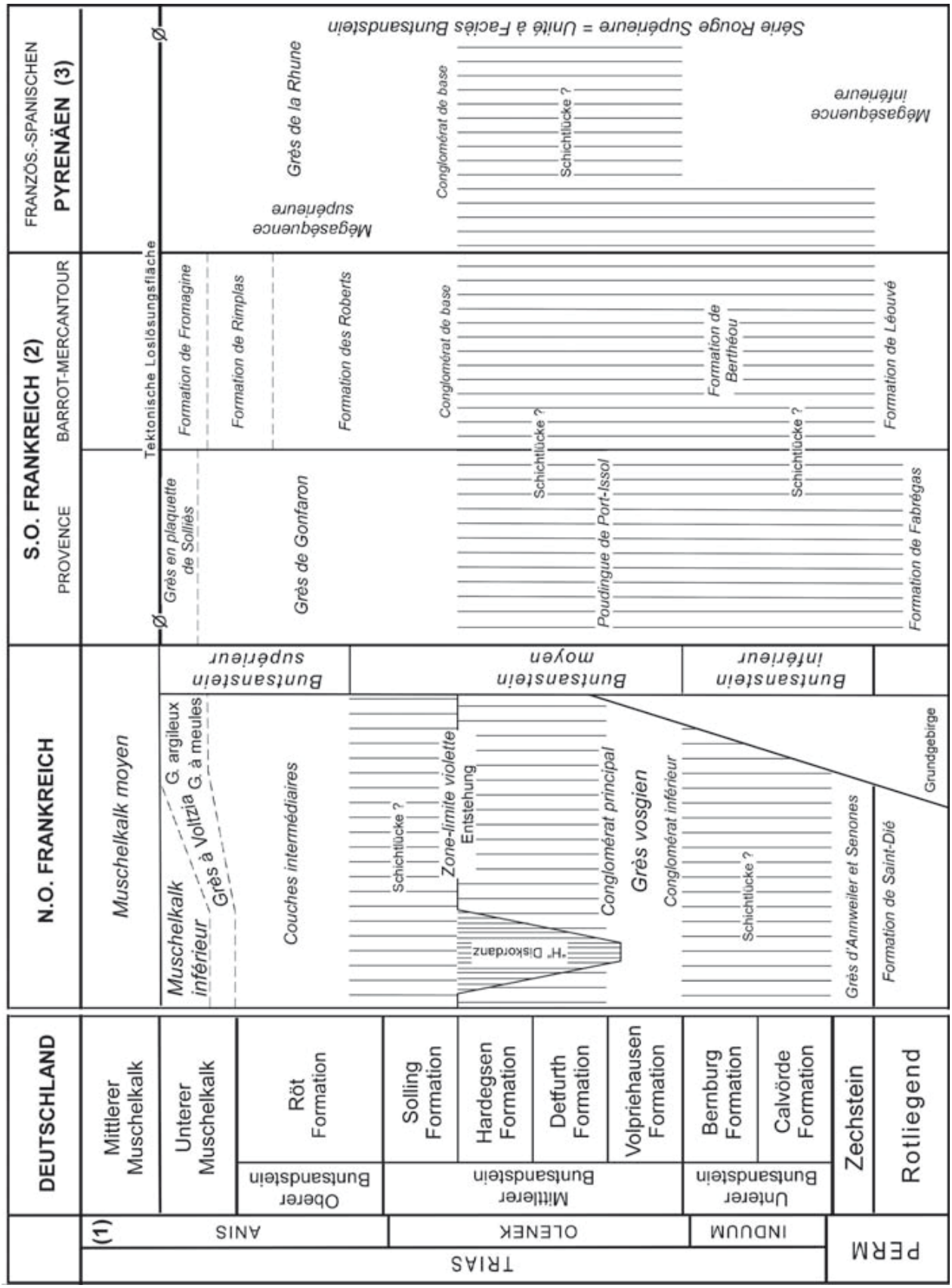


Figure 8.4 : Schéma de corrélation entre la nomenclature française et allemande (*Durand, 2013*).

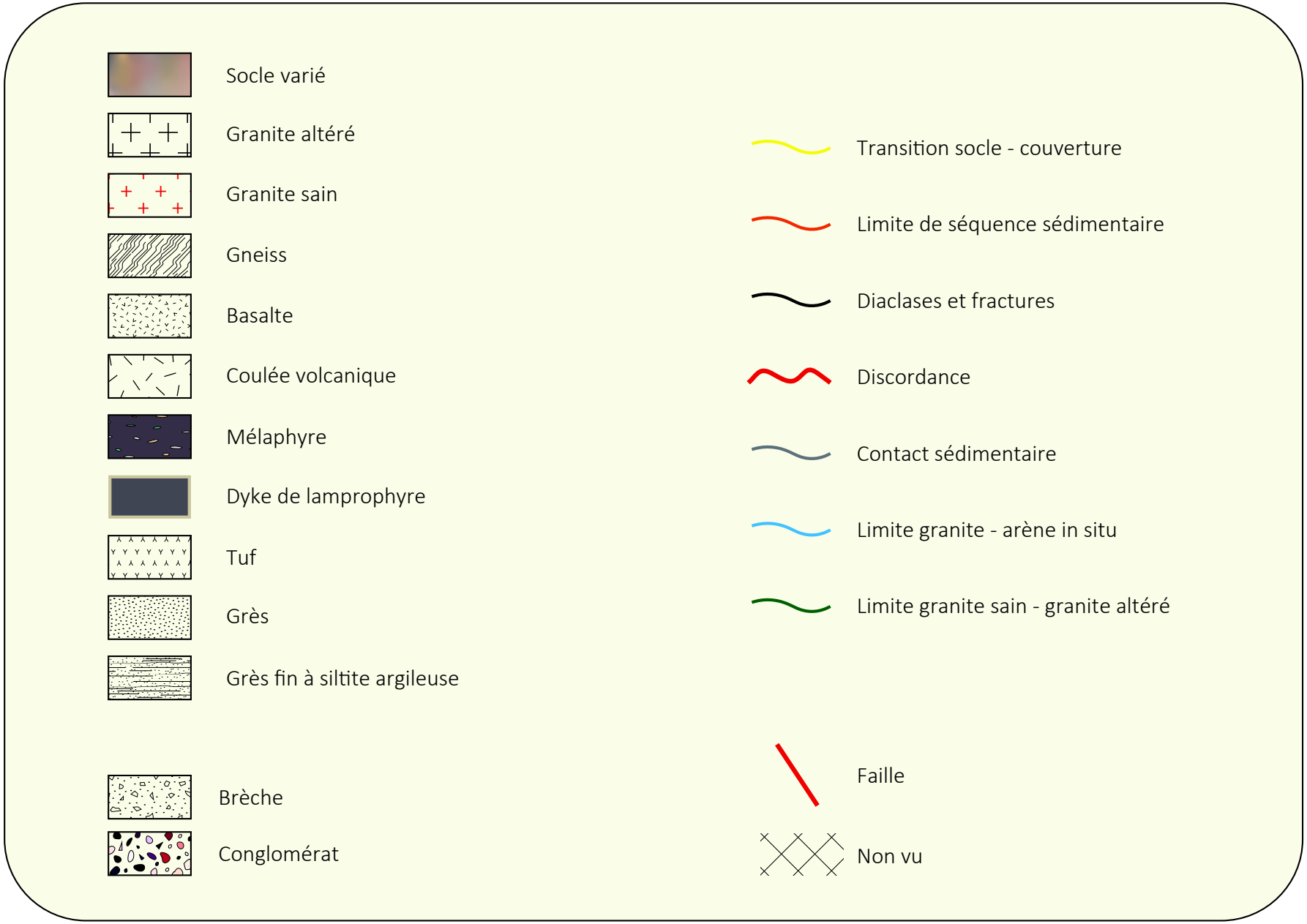


Figure 8.5 : Légende harmonisé à toutes les carrières des Vosges, de la Forêt Noire et du sud du Palatinat.

II. Les carrières des Vosges

1. Raon-l'Étape (FR)

1.1. Localisation

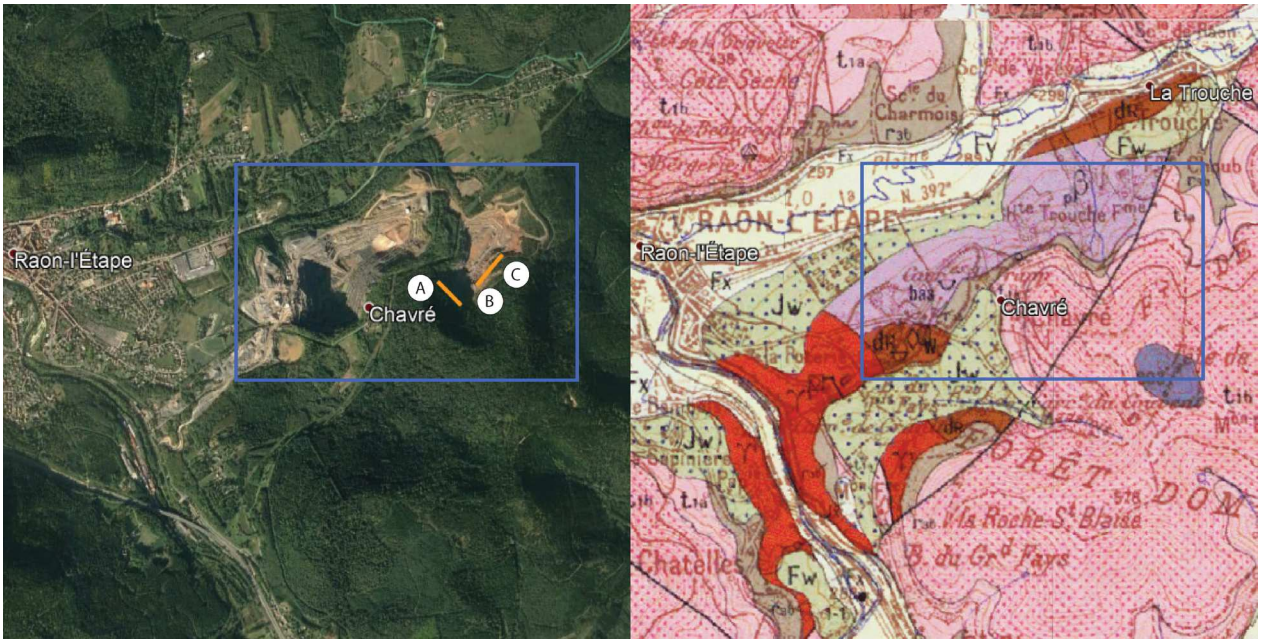


Figure 8.6 : Localisation de la carrière de Raon-l'Étape (France) en vue satellite (Map data *©2018 Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°24'18.29''N – Longitude 6°52'49.93''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A, B et C, d'orientation NE-SO et SE-NO, reliés aux *Figure 8.7, Figure 8.8, Figure 8.10, Figure 8.12, Figure 8.13* et *Figure 8.14*.

Du centre-ville de Raon-l'Étape, se diriger à l'est vers le petit village de La Trouche. Après le centre commercial à droite sur la route, continuer 400 mètres vers la sortie de Raon-l'Étape. L'entrée principale de la carrière se trouve au niveau d'un terre-plein sur la gauche.

1.2. Origine

L'exploitation de la carrière de Raon-l'Étape débute en 1884, et c'est en 1998 qu'elle devient officiellement la « carrière de Trapp » toujours appelée ainsi de nos jours. Appartenant au groupe Colas, c'est l'une des plus grandes carrières en exploitation dans les Vosges (avec 1 500 000 et 2 000 000 de tonnes de granulats par an). Elle est connue pour ses propriétés mécaniques bien spécifiques. En effet, c'est une roche résistante au gel, à l'humidité, aux agents chimiques, au tassement, à l'abrasion et au feu. De ce fait, la roche une fois concassée est utilisée pour les revêtements routiers, l'enrochement mais aussi pour les ballasts des voies de chemin de fer qui nécessitent des propriétés mécaniques bien spécifiques. La carrière de Raon-l'Étape fait partie des dix seules carrières

homologuées en France pour produire du ballast pour les lignes à grandes vitesses (LGV). Il y a actuellement deux zones d'exploitation dans la carrière d'une trentaine d'hectares de superficie. Le premier secteur atteint une profondeur de plus de 120 m par paliers de 15 à 25 mètres environ. Le second secteur, plus récent, ne fait pour l'instant qu'une soixante de mètres de hauteur de front de taille.

Le terme de Trapp est impropre pour désigner la formation volcanique exploitée à Raon-l'Étape, néanmoins c'est le nom d'usage régional et c'est également celui des exploitants de la roche. En effet, le terme de Trapp désigne un empilement de coulées de lave régulières et horizontales de 5 à 15 m d'épaisseur, sur des surfaces pouvant atteindre des milliers de km2. Les flancs de vallées montrent ces empilements sous forme d'escalier, d'où leur nom Trapp du suédois trappar, escalier (Dictionnaire de géologie, 2014). Or la formation de Raon-l'Étape même si elle est volcanique ne possède pas ces caractéristiques. Cette épaisse formation volcanique qui appartient au massif du Rabodeau est en réalité interstratifiée dans des formations sédimentaires majoritairement détritiques (arkoses, conglomérats, grauwackes, pélites). Elle est plissée et à Raon-l'Étape elle est subverticale d'orientation ENE-OSO, et a une épaisseur de l'ordre de 400 à 500 m (notice carte géologique de St Dié ; *Pfeiffer et al., 1975*).

1.3. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique de Saint-Dié (*Pfeiffer et al., 1975*) on a les formations suivantes :

- **pβ : Basalte porphyrique : Trapp de Raon-l'Étape (calco-alcalin d'âge Dévonien à Carbonifère inférieur)** avec des coulées massives de lave porphyrique homogène et massive et des brèches pyroclastiques à galets spilitiques. D'après sa composition chimique le trapp varie entre des basaltes et des andésites, et il aurait subi un métamorphisme de contact par l'intrusion du granite de Raon-l'Étape (intrusion tardi hercynienne).
- **dR : Formation sédimentaire de Raon-l'Étape** avec pélites, arkoses et conglomérats
- **r3b : Couches de Saint Dié (Permien : Thuringien)** grès grossiers à grains hétérogranulaires, très riches en feldspaths et micas, parfois arkosiques
- **t1b : Grès Vosgien inférieur (Secondaire, Trias)** Grès rose à grains moyens

1.4. Les observations de terrain

Dans la carrière, il y a trois profils (SE-NO et NE-SO) qui montrent le passage entre le socle varisque et la couverture sédimentaire (*Figure 8.6*).

Sur le premier profil (A ; *Figure 8.7* et *Figure 8.8*), d'une soixantaine de mètres de long, on observe distinctement la discordance entre le socle volcanique « basalte » et la couverture sédimentaire détritique fortement bréchique (ligne jaune). Du basalte aux brèches, il y a, à la fois le changement de couleur (gris verdâtre à brun rougeâtre) et l'orientation des strates qui passe du vertical pour les basaltes à l'horizontal pour les séries sédimentaires. Faiblement fracturé, les structures dominantes dans le basalte sont essentiellement verticales (dont certaines ont été surimposées en noir). Au niveau du socle, il y a une partie totalement saine (en gris foncé sur l'interprétation) et une partie fortement affectée par de la fracturation hydraulique (en gris clair sur l'interprétation). Sur la *Figure 8.9* (*a à d*), on visualise le processus de bréchification du basalte, figée par la mise en place progressive des minéralisations. On y observe essentiellement des minéralisations blanches de dolomite et rouge de silice (cornaline). L'hypothèse permettant d'expliquer ces observations pourrait être la suivante : fracturation du « basalte », circulation de fluide à travers les fractures, cristallisation de la dolomite qui pourrait augmenter la taille des fractures lors de la croissance. A l'échelle macroscopique, on notera que la minéralisation est rubannée, sous forme de filon, mis en évidence par les dépôts de silice (rouge foncé) qui alterne avec ceux de la dolomite (blanc clair à blanc brunâtre) (*Figure 8.9 e et f*). Il semble y avoir eu plusieurs générations de circulation de fluide, ne serait-ce qu'à l'observation des différentes couleurs de la dolomite. Sur la *Figure 8.9* (*e, f, g*), les flèches pointent quelques exemples de ces différentes générations où l'on observe des fractures remplies de dolomite recoupant des filons où alternent cornaline et dolomite. Si la minéralisation est principalement sous forme filonienne, il arrive qu'elle soit totalement désordonnée (e.g. *Figure 8.9 h*), la silice est alors plutôt sous forme de petit nodule tandis que la dolomite est massivement présente partout autours. Dans tous les cas, la dolomite de couleur blanc clair semble être la dernière génération de minéralisation car elle est toujours sur les bordures et parfois elle traverse de part et d'autre un filon. Dans le détail, ces minéralisations sont extrêmement complexes aussi bien à petite qu'à grande échelle que sur les mécanismes de mise en place eux même (fracturations hydraulique, circulation *per ascensum* ou *per descensum*, altérations pédogénétiques). De façon générale, tout le contact socle-couverture est largement dolomitisé avec souvent des bancs de grès entièrement remplacés par de la dolomie (épigenèse totale ou partielle).

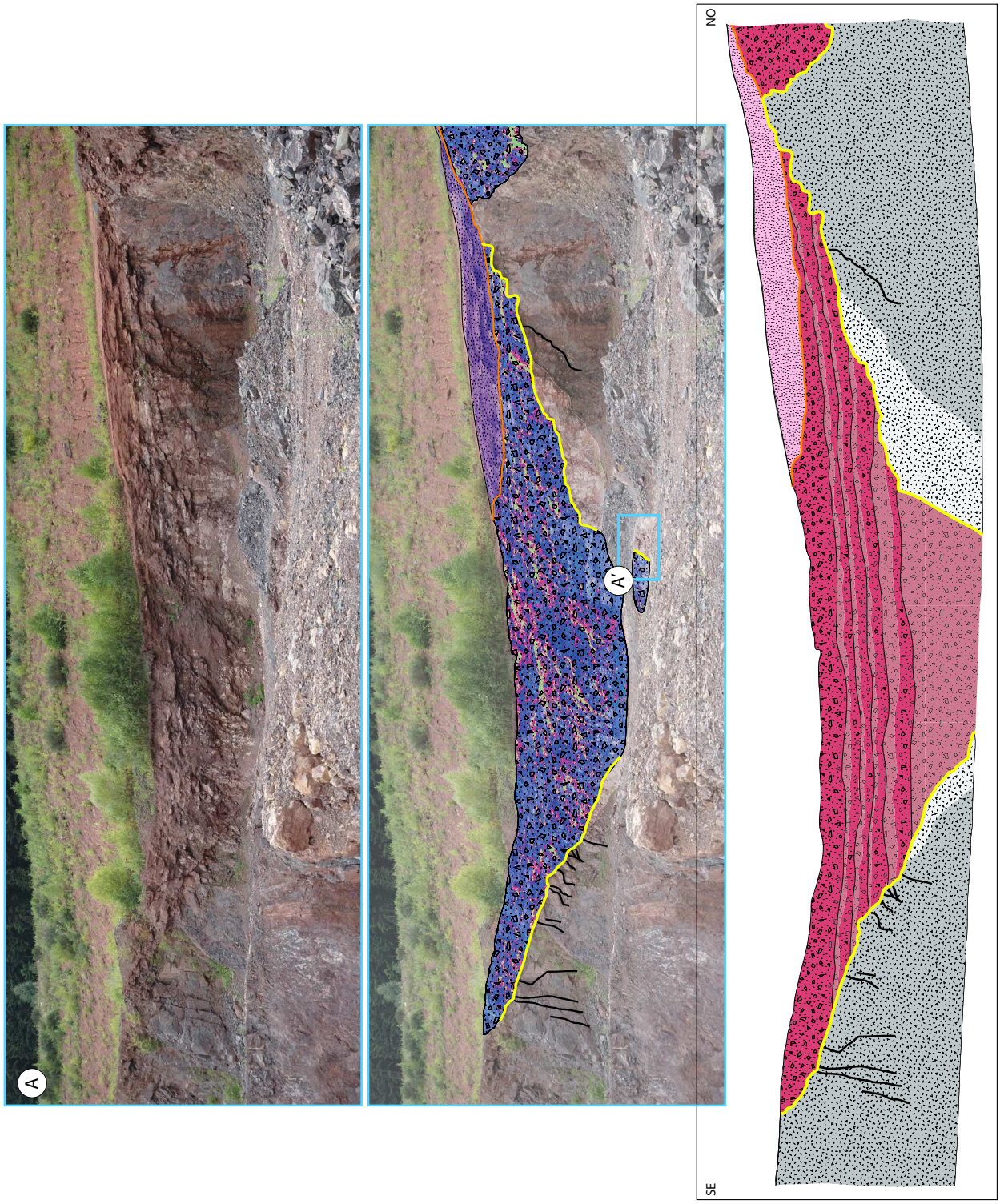


Figure 8.7 : De haut en bas, l'affleurement A de la carrière de Raon-l'Étape (localisé sur la *Figure 8.6*) est donné sans interprétation, avec interprétation superposée sur la photo et le schéma interprétatif. La ligne jaune délimite la transition entre le socle volcanique et la couverture sédimentaire bréchique (en rouge) et gréseuse (rose). Sur le schéma, on observe dans le socle la partie saine diaclasée (gris foncé) et la partie fracturée et minéralisée par la dolomite et la silice (gris clair). L'encadré bleu correspond à la *Figure 8.10*.

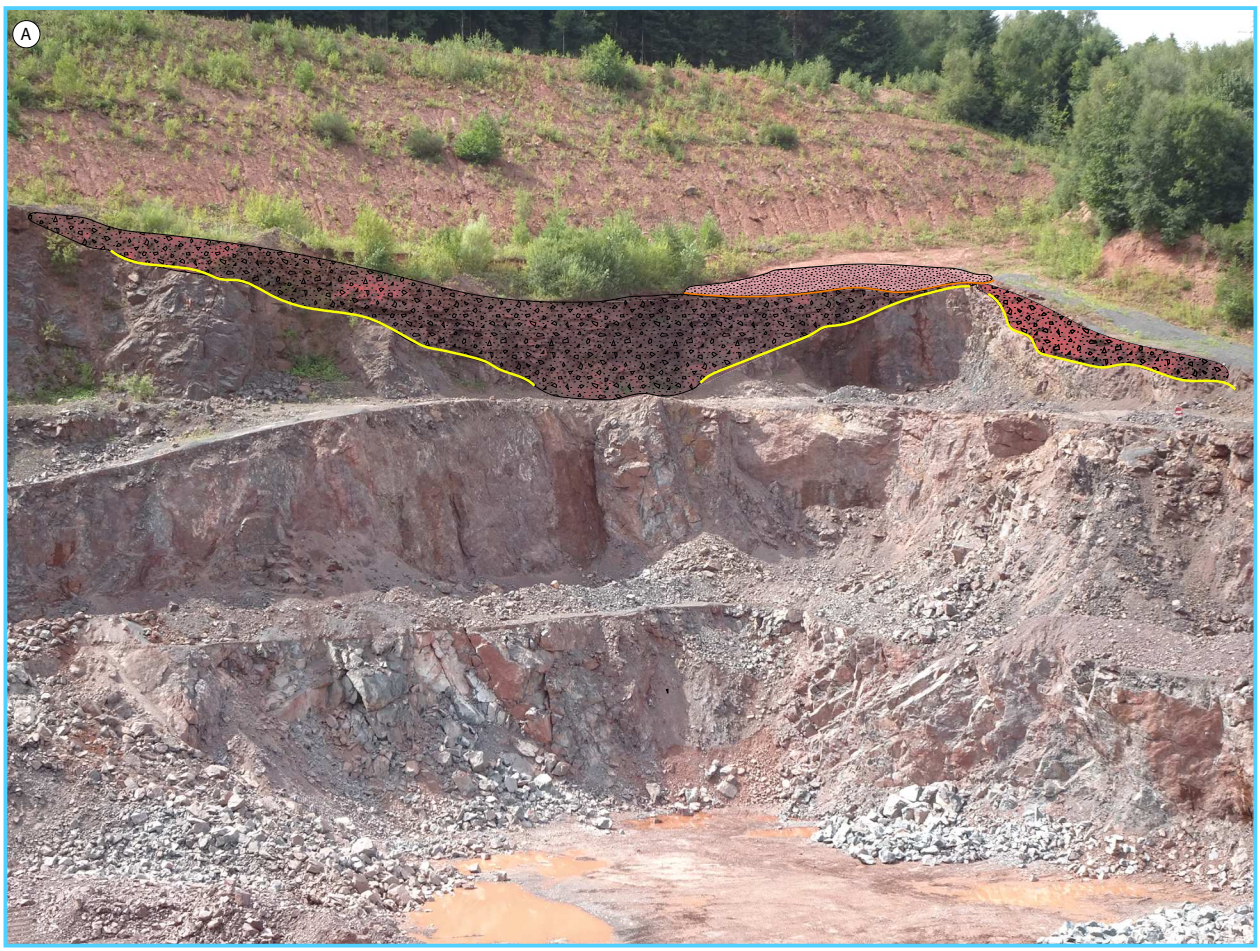


Figure 8.8 : Photo de l'affleurement A interprétée à plus grande échelle, où l'on observe également la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire sur la partie droite de la cuvette principale.

Sur la photo *Figure 8.10* (qui correspond à l'encadré bleu sur la *Figure 8.7*), se trouve le socle « basaltique » fracturé (à droite) en contact direct avec la couverture sédimentaire (à gauche). Au niveau de l'affleurement A, le remplissage de la cuvette est totalement de nature bréchique dans la partie basale, il y a quelques bancs de grès qui alternent avec les brèches dans la partie supérieure. De couleur rouge-brun, cette brèche est bien cimentée et certains niveaux sont plus riches en clastes de volcanites hyper anguleux que d'autres, jusqu'à être quasiment jointifs. Dans la partie basale, les clastes moyens font entre 5 et 7 cm, les plus gros en font une quinzaine (*Figure 8.11 a et b*). Dans la partie supérieure, les clastes moyens ne font plus que 3 cm. On peut voir sur la *Figure 8.12A*, plusieurs séquences sédimentaires se succédant les unes aux autres dans le remplissage de la paléosurface varisque. De bas en haut, l'épaisseur des séquences diminue, et la quantité de clastes (et leur taille) diminue également. Il y a 6 séquences bréchiques ; dans la 7ème on observe une alternance avec parfois des bancs de grès fin (sur la photo on observe également le sol actuel sur la partie sommitale). Les séquences sont granodécroissantes de bas en haut. La matrice de la brèche est en partie dolomitisée.

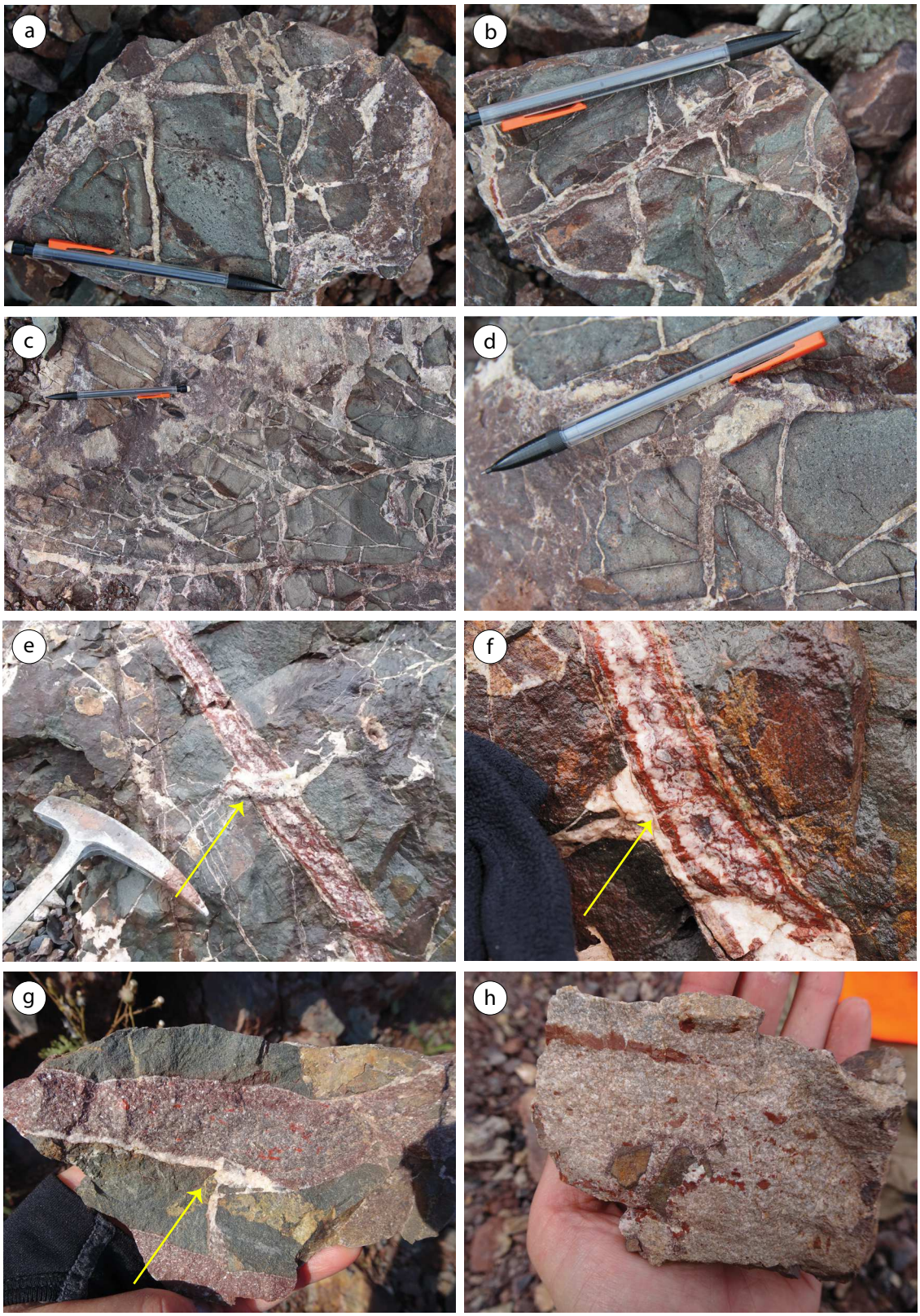


Figure 8.9 : Photo de détail du basalte fracturé de la carrière. a à d : morceaux disjoints de basalte qui se sont écartés les uns des autres avec la minéralisation (silice et dolomite essentiellement) progressive des fissures ; e et f : minéralisation rubanée le long des fractures (silice et dolomite) où les flèches jaunes pointent les niveaux de minéralisation qui recoupent les anciens ; g : minéralisation d'une fracture (silice et dolomite) où la flèche jaune pointe un niveau de dolomite tardif qui recoupe et borde le filon minéralisé, h : matrice de brèche quasiment totalement digéré par la dolomitisation où seul les clastes ne sont pas affectés. Des niveaux de silice sont présents également, sous forme de filons ou de nodules.

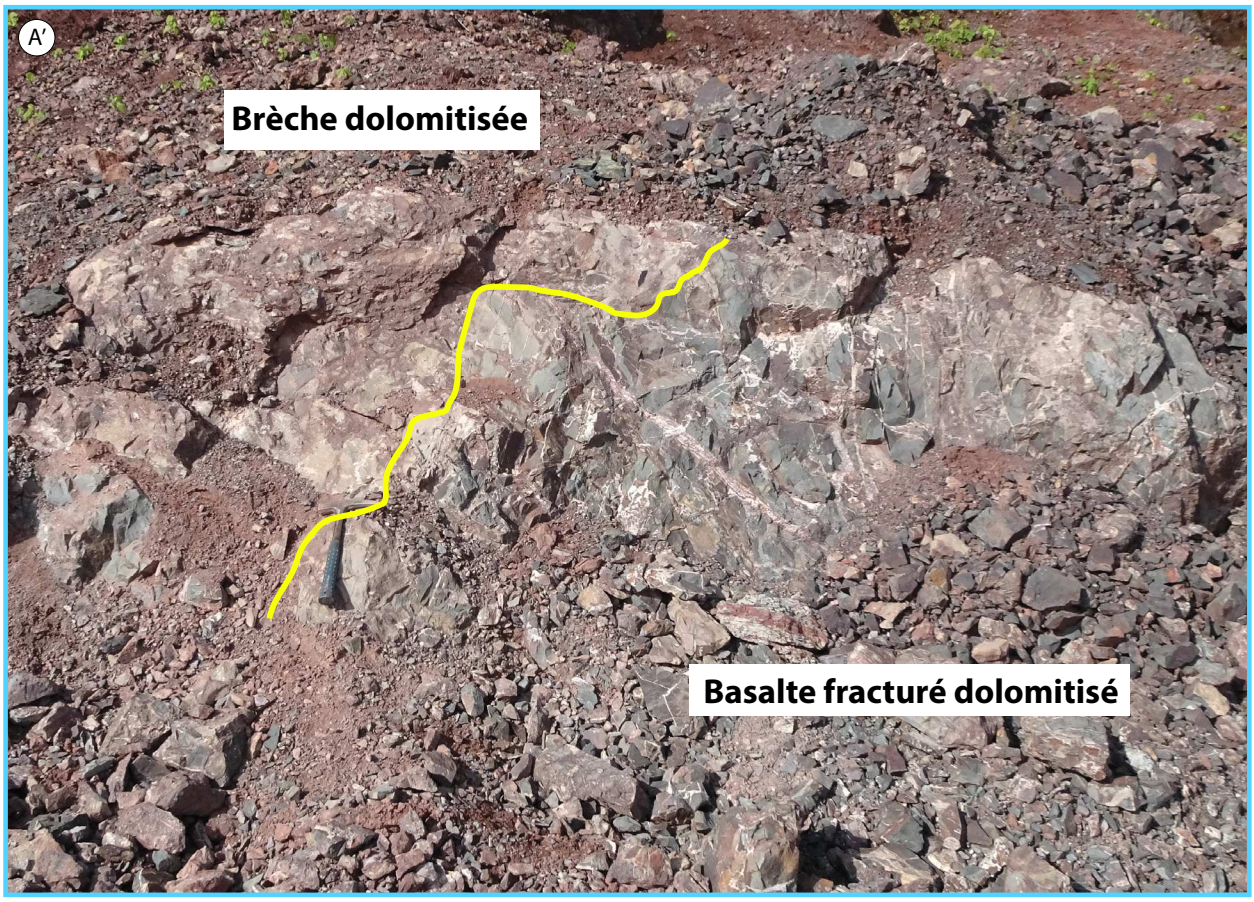


Figure 8.10 : Photo d'agrandissement de la *Figure 8.7* (encadré bleu) où le socle fracturé et minéralisé est en contact avec la brèche permienne dolomitisée.

Sur la *Figure 8.11* (*c à f*), les photos montrent des exemples de la dolomitisation de la couverture sédimentaire à l'affleurement. Dans tous les cas, cette dolomitisation s'effectue essentiellement dans la matrice aréno-pélitique sans affecter les clastes de volcanites. Par ailleurs, elle semble débuter par de petits nodules à croissance centrifuge affectant peu à peu l'ensemble de la roche jusqu'à digérer quasiment toute la matrice originelle. On remarquera sur la *Figure 8.12A* que la dolomitisation est massivement présente dans les deux premiers bancs. Pour les autres séquences, cette dernière semble être limitée aux sommets de chacune d'entre elles. Pour finir, au-dessus des brèches, le dépôt sédimentaire est de nature gréso-argileux, la couleur est nettement différente, avec une teinte plutôt rouge orangé. La succession des séquences granoclassées, par ailleurs très riches en galets mous, peut trouver son origine dans des dynamiques d'écoulement en nappes de type « sheet flow » déposés lors de grandes crues. Plusieurs petites séquences se succèdent les unes aux autres (*Figure 8.12*).

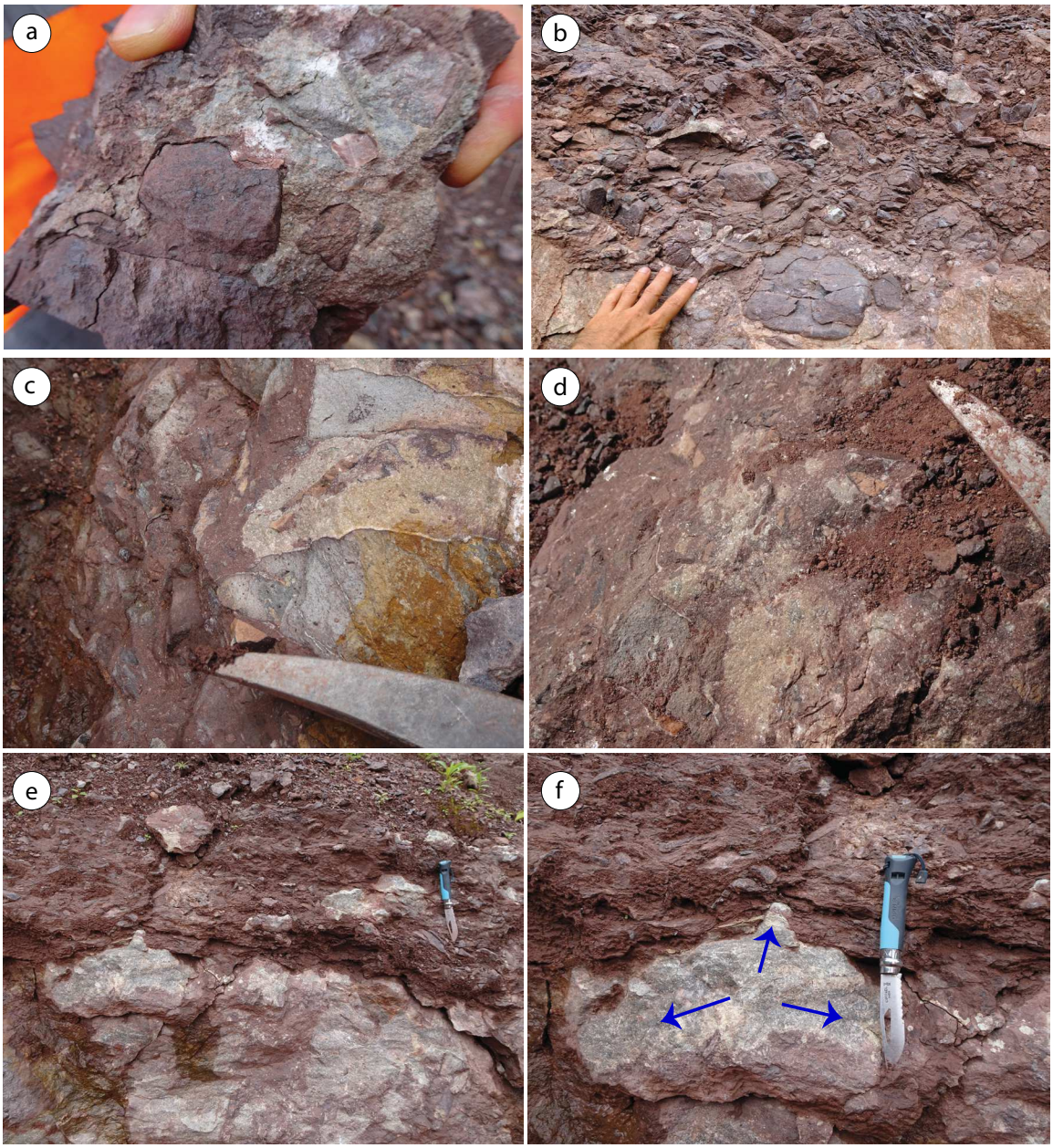


Figure 8.11 : 6 photos de la brèche permienne, au niveau du profil A (*Figure 8.6*), affectée par la dolomitisation. Cette dernière, centrifuge (f), se propage à travers la matrice jusqu'à la digérer totalement, mais elle n'affecte pas les clastes de volcanite.

Sur les autres profil (B et C ; *Figure 8.13*), NE-SO, on peut voir la même morphologie de la paléosurface avec un fort paléorelief dont les grandes cuvettes sont remplit de brèches de couleur brun-rouge, surmontés par des grès de couleur rouge orangé. Comme le montre la *Figure 8.12 B'*, il y a le même remplissage de cuvette (paléosurface varisque). Des séquences de brèches se succèdent les unes aux autres, avec de bas en haut, globalement une diminution de l'épaisseur des dépôts. Les niveaux dolomitisés sont également présents aux sommets de ces séquences (e.g. *Figure 8.14*). Marquant sans doute des paléosols consécutifs, la dolomitisation de ces séquences est surement liée à l'altération de surface et aux circulations d'eau météorique en climat aride (e.g. *Benito et al., 2011; Breesch et al., 2010*).

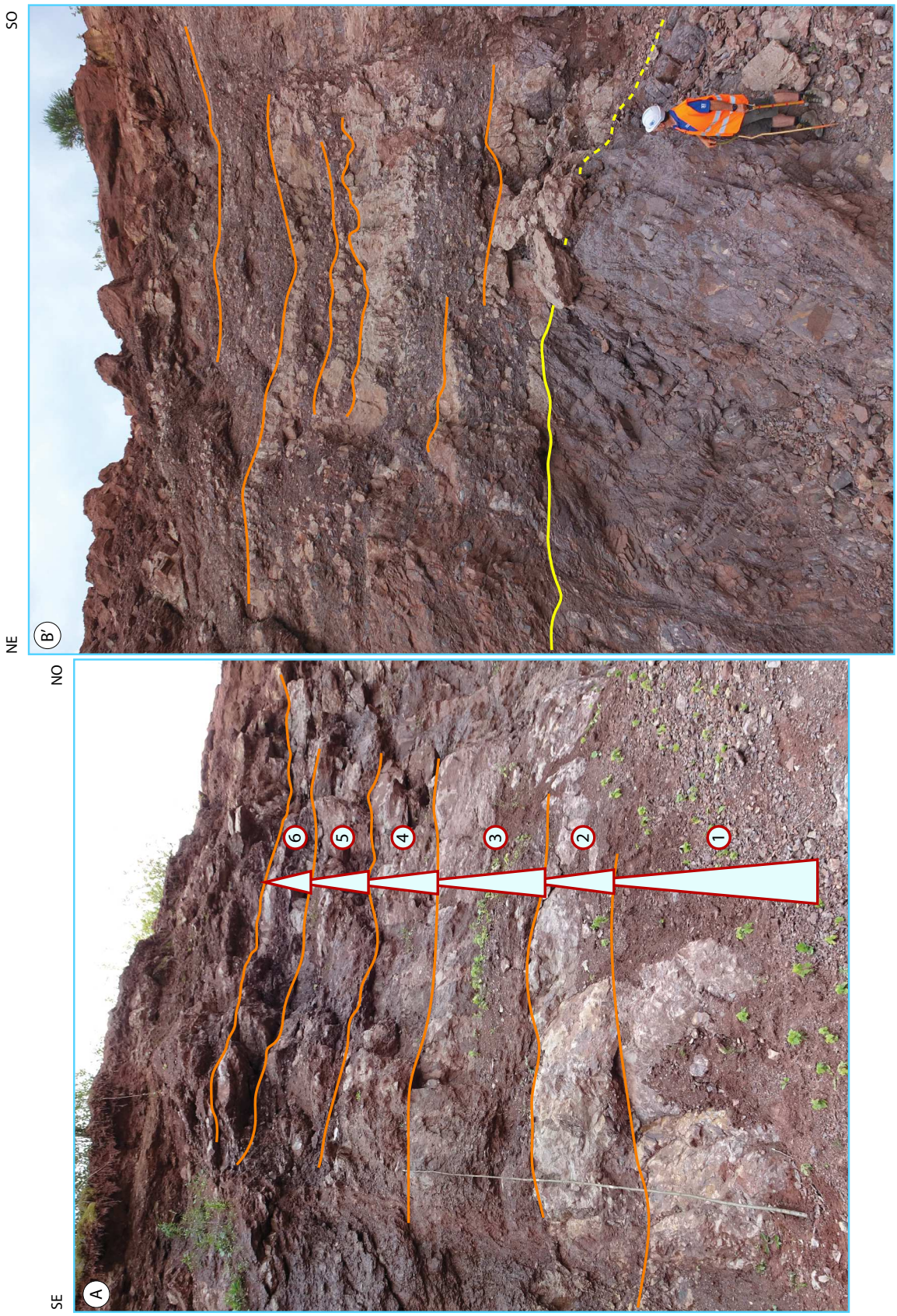


Figure 8.12 : Le sommet de chaque séquence sédimentaire permienne a été surimposé d'une ligne orange. Sur le profil A, on observe que la dolomitisation est massivement présente sur le profil A dans les deux premiers bancs, tandis que pour les autres séquences elles se limitent à la partie supérieure de celles-ci. Dans le profil B' (localisation de l'affleurement sur la *Figure 8.13*), à part localement la première séquence, la dolomitisation se trouve au sommet de chacune d'entre elles.

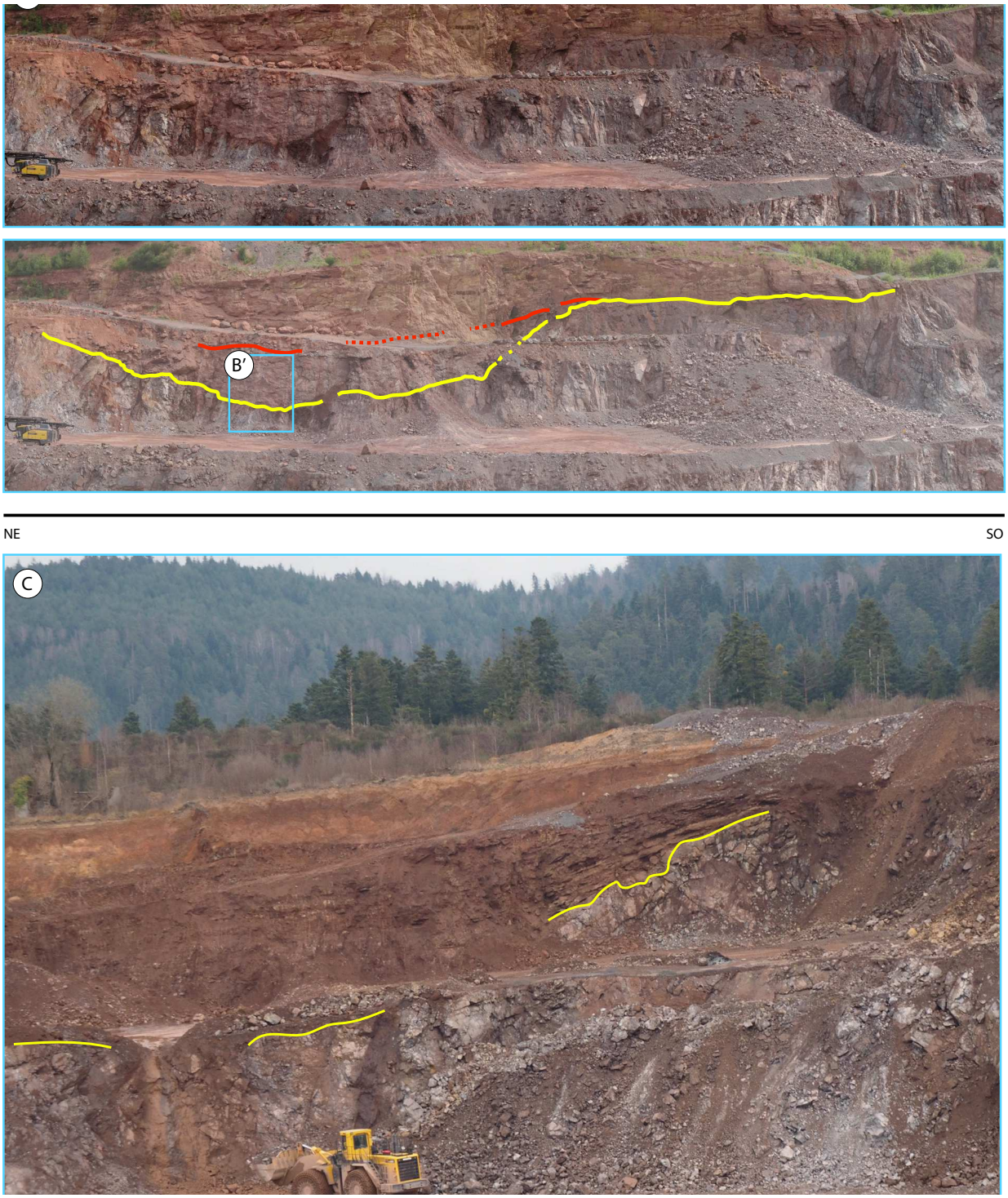


Figure 8.13 : L'affleurement B de la carrière de Raon-l'Étape (localisé sur la *Figure 8.6*) est donné sans interprétation et avec interprétation surimposée à la photo. La ligne jaune délimite la transition entre le socle basaltique et la couverture sédimentaire. La partie bréchique et gréseuse est délimitée par la ligne orange. Le profil C (localisé sur la *Figure 8.6*) montre également le passage entre le socle et la couverture sédimentaire (ligne jaune).

Figure 8.14 : Photo de détail de l'affleurement B (*Figure 8.13*) présentant le contact entre le basalte et la couverture sédimentaire déposée dessus (ligne jaune). Deux séquences ont été observées à l'affleurement, la dolomitisation étant à chaque fois au sommet de celles-ci.

Pour les premières séquences, surtout sur le profil A, la dolomitisation est à l'échelle de la séquence et pas uniquement à son sommet. À la différence du profil B, le socle basaltique y est fracturé et les fractures sont minéralisées par de la silice et de la dolomite. Et on note la présence de silice dans la partie sédimentaire, associée à la dolomite, ce qui n'est pas le cas au niveau du profil B. Ainsi, pour le profil A, il semblerait qu'il y ait eu à la fois une dolomitisation de surface et une dolomitisation par remontée de fluide thermohydraulique. Il faudrait faire des analyses en lames minces sur la dolomie dans le basalte et dans la partie sédimentaire pour distinguer les processus. Mais la conjugaison des deux processus pourrait expliquer la forte dolomitisation observée dans le profil A dans la partie basale où toute la matrice a été remplacée par de la dolomite.

2. Vieux-Moulin (FR)

2.1. Localisation

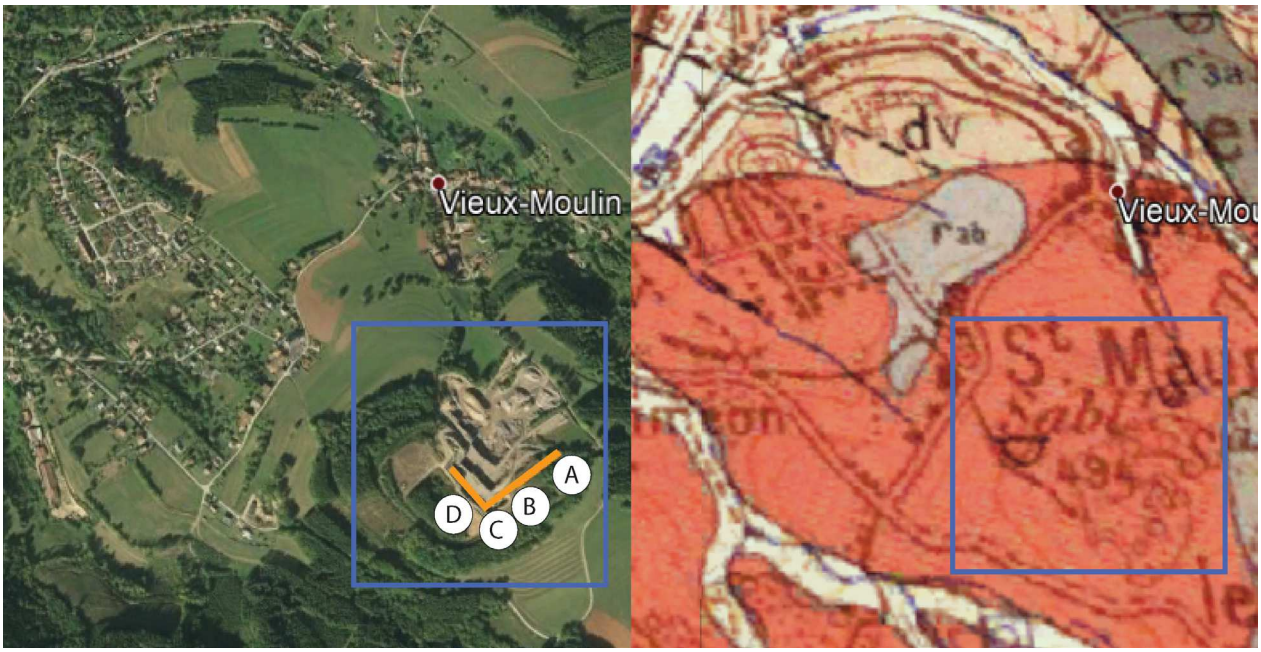


Figure 8.15 : Localisation de la carrière de Vieux-Moulin (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°23'24.47''N – Longitude 6°59'57.85''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A, B et C, d'orientation NE-SO et SE-NO, reliés aux *Figure 8.16* et *Figure 8.17*.

La carrière est située au sud-est entre La Petite-Raon et Senones. De Saales, prendre la D61 puis la D424, tourner à gauche à l'antiquaire du village de la Petite-Raon pour poursuivre la route jusqu'à Vieux-Moulin. Du centre de ce village, monter vers la carrière indiquée par un petit panneau de carrière, par la rue des buissons.

2.2. Origine

L'exploitation du granite dans la carrière de Vieux-Moulin a démarré en 1985. En 2002 elle devient une des carrières du groupe Lingenheld, et est de nos jours encore en exploitation. Elle se situe dans les Vosges entre Raon-l'Étape et Senones sur une superficie de plus de 8 hectares avec une hauteur de gisement exploitée de 25 mètres. La roche granitique de Vieux-Moulin est connue pour sa couleur « Rouge Corail ». Cette exploitation est essentiellement destinée aux chantiers de Travaux Publics ainsi qu'à la construction et à l'ornemental. Elle produit ainsi essentiellement de l'enrochement de toutes les tailles et avec les rebus sont élaborés des concassés pour la construction de chaussées. Sont également extraits des sables granitiques destinés à la confection d'aires stabilisées et des moraines pour les aménagements paysagers.

2.3. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique de Saint-Dié (*Pfeiffer et al., 1975*), on trouve les formations suivantes :

- **pγ3-4 : Granite porphyroïde de Senones (partie du groupe 'granite circonscrit' issu du sous-plaquage de roches dévoniennes de la croûte rhénohercynienne, daté Viséen, Carbonifère : 325 ±4Ma à 328 ±4Ma (*Tabaud, 2012*))** rouge violacé à rouge orange, à quartz, microcline, plagioclase, orthose, biotite, amphibole. Présence de filon de lamprophyre et d'aplites.
- **r3a : Couches de Champenay (Permien : Thuringien)** grès feldspathiques, schistes argileux. Forte proportion d'argiles, liant parfois carbonaté dans ces grès. De bas en haut de la formation on observe : - conglomérat à éléments arrondis, - minces couches d'argiles schisteuses, - argilites silteuses ou latéralement grès à grains moyens riche en feldspath, - grès à galets grossiers de mélaphyre amygdalaire et – argile rouge avec bancs de dolomie de quelques centimètres d'épaisseurs.
- **r3b : Couches de Saint Dié (Permien : Thuringien)** grès à grès feldspathiques. Sédiments grossiers à grains hétérogranulaires, très riches en feldspaths parfois arkosique, présence d'argile brun-rouge, riche en mica

2.4. Les observations de terrains

À très grande échelle dans la carrière, on observe sur les deux niveaux en partant de la base du granite sain. Sur le palier de la carrière le plus superficiel, du NE au SO se succèdent les dépôts permiens sédimentaires, le granite sain et le granite altéré en place (*Figure 8.16*). Une faille traverse les différents niveaux, le granite est très altéré et en partie broyé au passage de celle-ci. Néanmoins, dans les deux cas de granite, altéré et sain, il y a un important réseau de diaclases sub-verticales qui affecte l'intégralité de la roche cristalline mais pas les dépôts sédimentaires. Sur la *Figure 8.17*, on observe très bien ces diaclases et les différences de compétences et d'altération (profils B, C et D). Est-ce que le granite altéré au SO marque le haut de l'ancien paléo-relief, non recouvert par les dépôts permiens ? Ceci semble être corroboré par l'observation de la transition socle-couverture, ligne jaune sur la figure, qui monte progressivement vers le SO. Dans ce cas, on pourrait délimiter le bassin permien, à l'interface entre le granite sain et celui altéré en place, en vert sur la *Figure 8.16*.

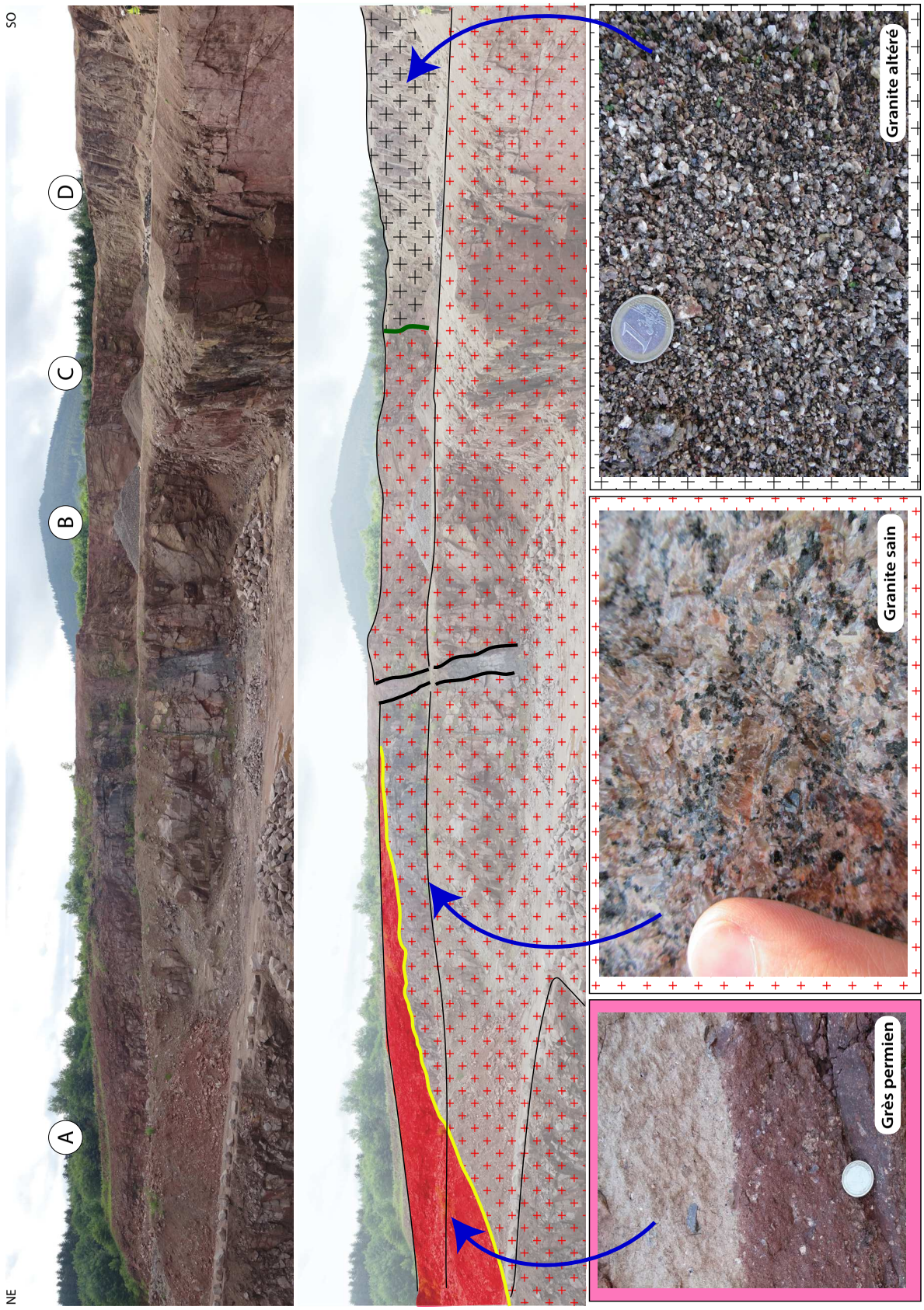


Figure 8.16 : Profil NE-SO dans la carrière de Vieux-Moulin. La localisation du secteur A, B et C (sur le premier panneau vierge) se trouve sur la carte de la carrière (*Figure 8.15*). Le second panneau interprété présente la transition (en jaune) entre le socle granitique et la couverture sédimentaire permienne (en rouge). Le socle est majoritairement sain dans la carrière (figuré croix rouge), seul le dernier palier vers le SO présente un socle altéré (figuré croix noir). Trois photos de roches associées à ces faciès se succèdent : un grès permien, un granite sain et un granite altéré.

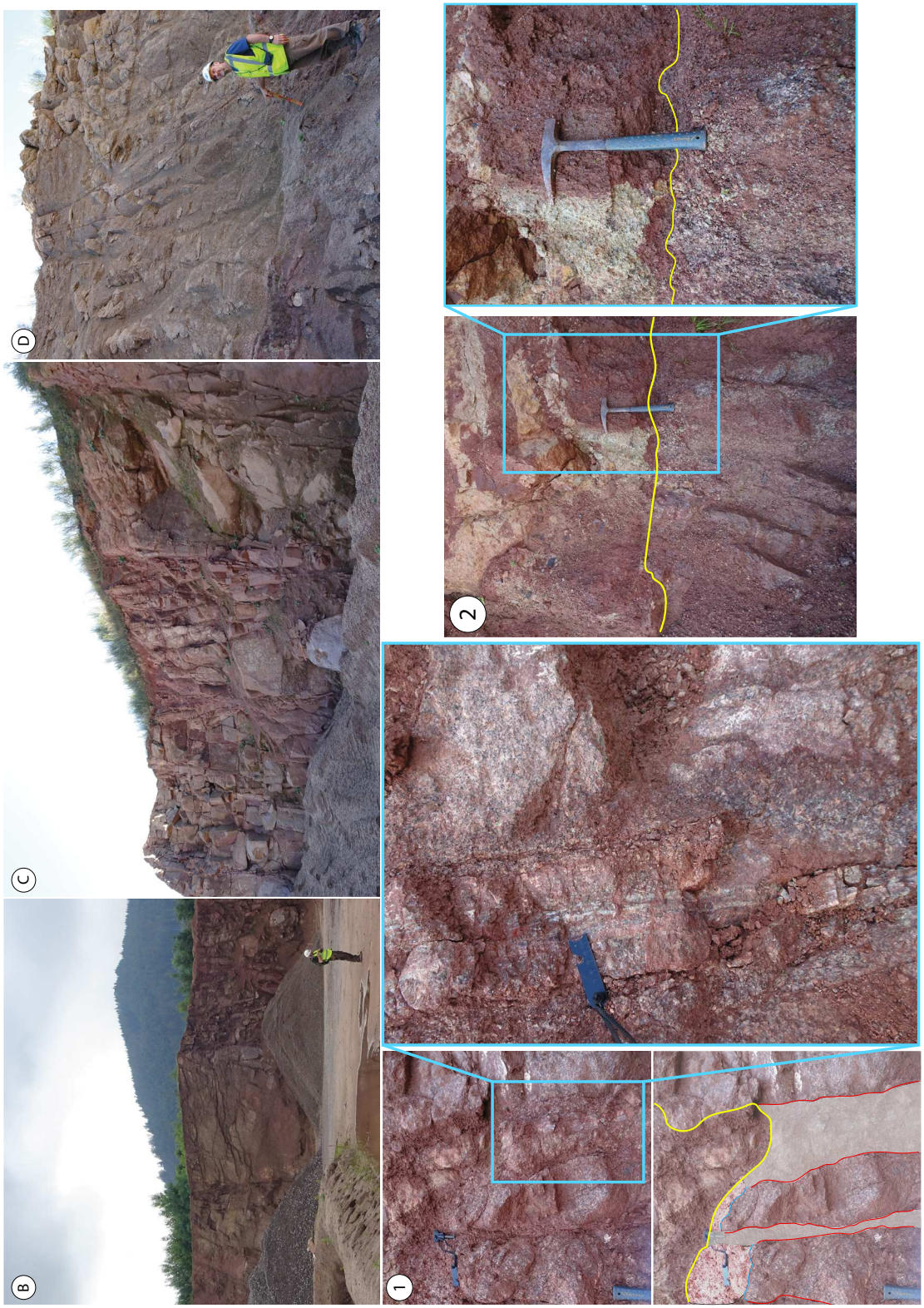


Figure 8.17 : Sur la première ligne de cette planche se trouve un agrandissement de chaque profil (B, C et D, cf. *Figure 8.15* et *Figure 8.16*). On y observe le socle sain à altéré, dans tous les cas fortement diaclasé et fracturé. Sur la deuxième ligne se trouve des agrandissements de la zone 1 et 2, localisés sur la *Figure 8.18*. Dans le premier cas la photo vierge (1) et sa version interprétée (1') présente la transition (en jaune) entre le socle granitique et la couverture sédimentaire. Dans le socle, des failles (rouge) présentent un remplissage d'argile et des filons de minéralisation secondaire de silice et de dolomie (gris). En transparence, entre le granite sain (bleu) et la couverture sédimentaire (jaune) se trouve une arène in situ. Dans le second cas (2) il s'agit du passage de l'arène granitique in situ à la brèche permienne. Les lignes continues en noir représentent les limites de paliers (gradin) de la carrière.

Au niveau de la transition socle-couverture, si l'on analyse plus en détail ce passage, on observe nettement le paléo-relief du socle varisque montant vers un haut structural localisé au SO (*Figure 8.18*). Le socle est totalement faillé et il y a des jeux de failles syn-sédimentaires qui se superposent. Certaines failles se prolongent vers le haut en affectant le Permien, tandis que certaines s'arrêtent au toit du granite et sont scellées par les dépôts du Permien. Il semble y avoir en revanche, deux dépôts sédimentaires distincts. Le premier est délimité par une surface d'érosion à son sommet, marquée par une zone d'argile. On retrouve également un peu d'argile à la base du Permien, au niveau de la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. Dans ce dépôt permien, à matrice arkosique, on trouve un bloc de granite d'environ sain 80 cm de diamètre, arrondi et massif, qui semble être arrêté par un petit horst dans le granite (*Figure 8.18*). Sur la *Figure 8.19*, le granite qui doit provenir d'un ancien chaos granitique, repose sur le niveau d'argile observé sur le profil et sur un niveau sédimentaire dolomitisé juste sous ce dernier. Au niveau de la partie NE du profil, le second dépôt permien repose, soit sur des arènes granitiques en place, soit sur le granite. Ce dépôt vient recouvrir la boule de granite. Sur la *Figure 8.17*, on observe plus en détail les arènes granitiques en place (*1 et 2*). Dans le cas numéro 1, il y a une toute petite épaisseur d'arène en place (représentée sur le dessin interprété 1' par la zone à gauche en blanc transparent). Dans les failles, on observe un remplissage arénitique fortement argilisé (véritable remplissage sédimentaire ou effet d'écrasement de la roche lié à la faille) et des niveaux de minéralisation secondaires sous forme de filon (dolomitisation et silicification, *Figure 8.17 1 zoom*). Dans le cas numéro 2, l'arène granitique restante possède une plus grande extension latérale, mais est aussi totalement altérée. Il semblerait que la présence des décalages induits par les failles, horst et graben, a préservé ces arènes de l'érosion. Les autres arènes qui ont été enlevées par érosion ont fourni l'apport aux grès permiens surincombant le socle, en plus des clastes de socle lui-même.

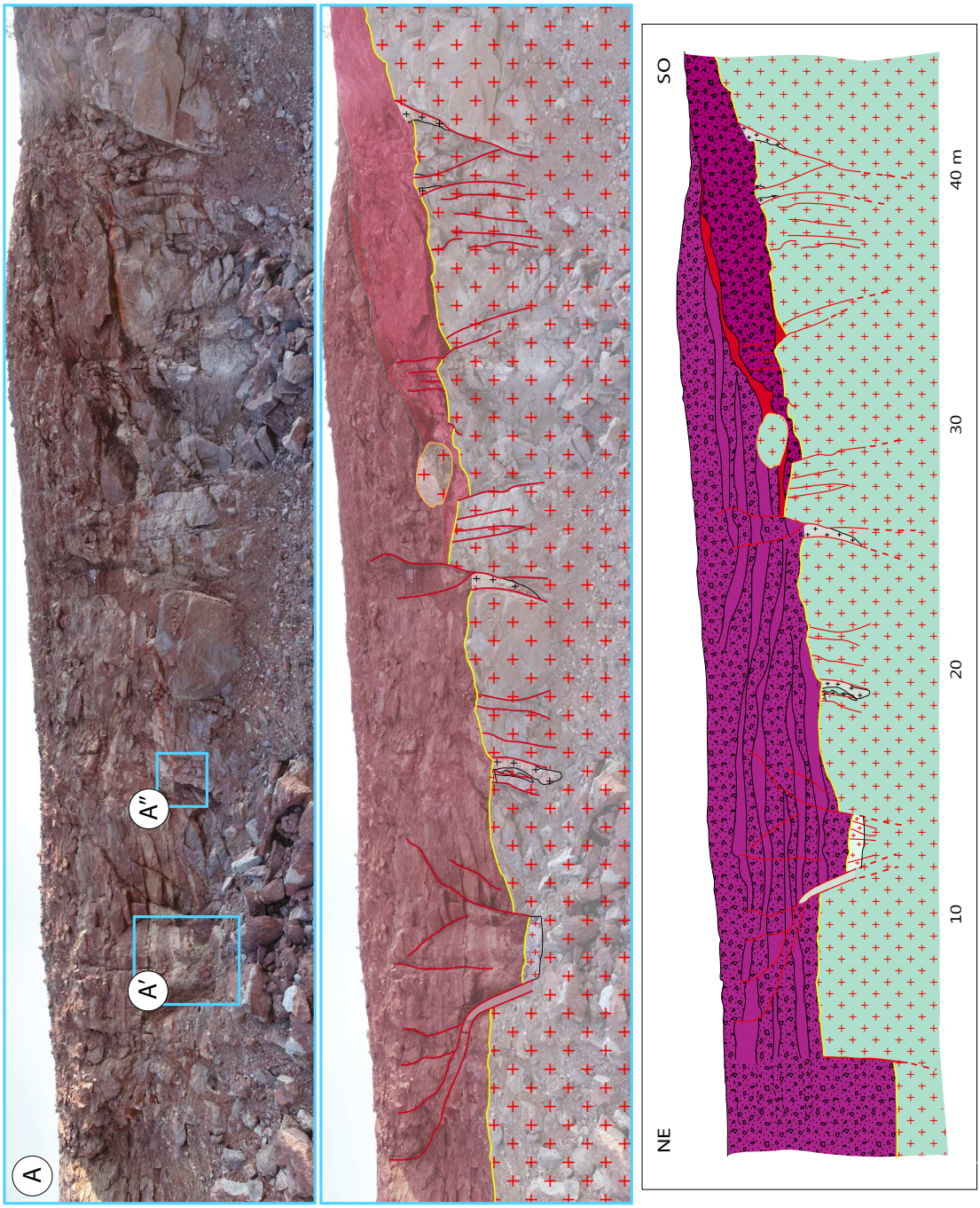


Figure 8.18 : Le premier panneau est un agrandissement de l'affleurement A de la *Figure 8.16*. Le second panneau, d'interprétation, délimite de façon plus précise la transition (ligne jaune) entre le socle sain (figuré croix rouge) et la couverture sédimentaire (rouge). De nombreuses failles pré- et syn-sédimentaires (ligne rouge) sont observables, certaines créant des petits horsts et grabens découpant de façon assez abrupte la paléo-topographie du socle varisque. De façon générale, la transition socle-couverture remonte en altitude vers le SO. Pour finir, se trouve le schéma interprété de l'affleurement. Dans la couverture sédimentaire on observe des zones bréchiques (les galets ne sont pas à la bonne échelle à cause de l'échelle horizontale, on ne les verrait pas) et des zones plus gréseuses (figuré de points). La ligne jaune, remplie de carbonate jointif marque la limite entre cette couverture et le socle granitique. Un reliquat d'un ancien chaos granitique est observé dans la formation sédimentaire (boule ronde de granite vers le SO du profil). Au niveau des failles (ligne rouge), on observe des remplissages secondaires (en gris foncé) et au niveau du profil jaune il y a des arènes granitiques in situ (gris clair).

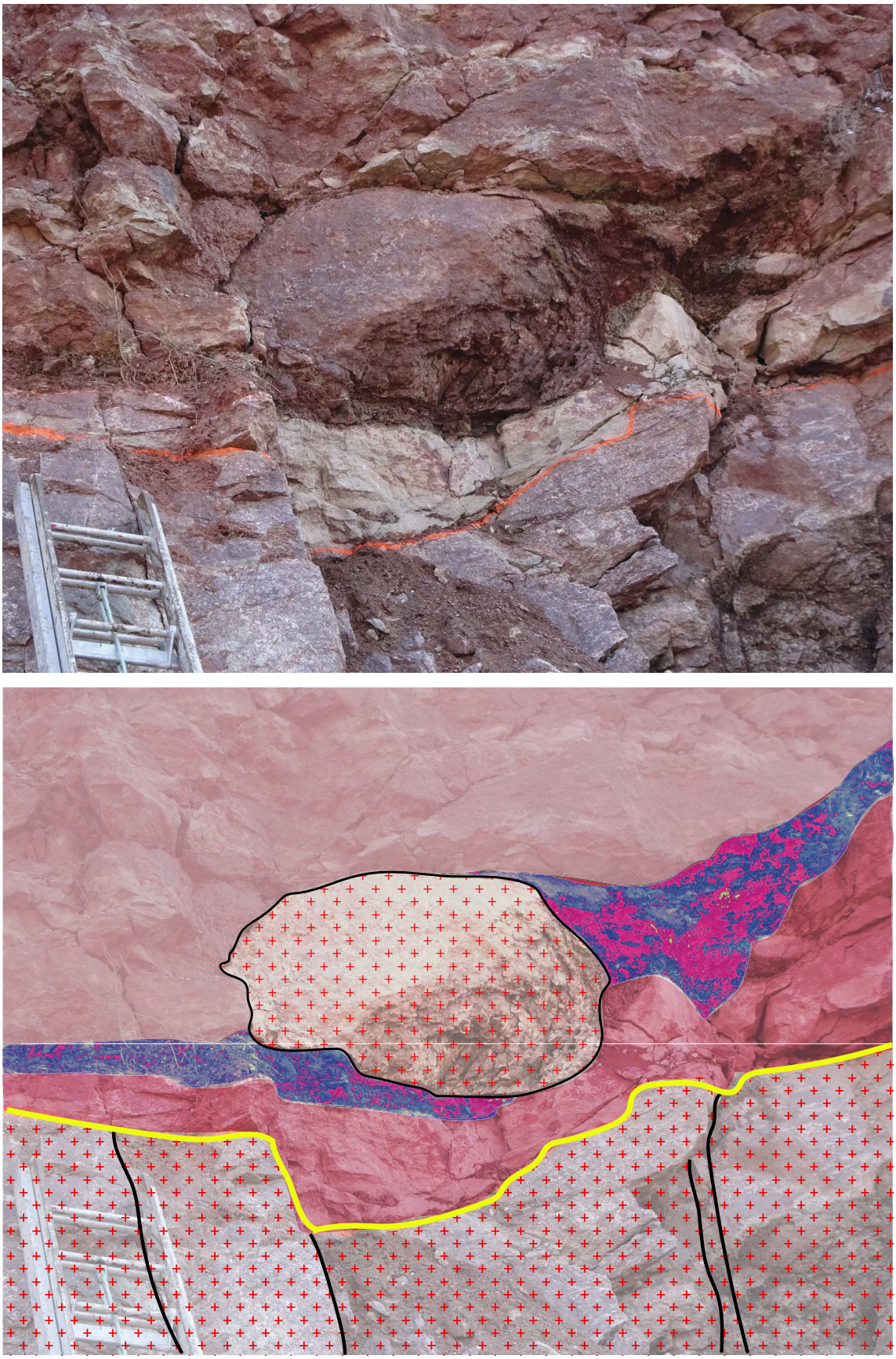


Figure 8.19 : La même photo, une fois vierge et une fois interprétée, montre le reliquat d'une boule granitique (croix rouge) d'un ancien chaos granitique. Se succèdent de bas en bas, le socle granitique, la brèche permienne dolomitisée (rose claire), l'argile (rouge) et la seconde brèche permienne (rose). La ligne jaune correspond à la transition entre le socle et la couverture.

On observe plusieurs dépôts successifs qui remplissent ce bassin. Sur la *Figure 8.20a*, on observe cette succession, marquée par les niveaux de décolorations. Si au premier ordre cela fonctionne bien (*Figure 8.20 a et b*), il faut néanmoins rester prudent car les décolorations sont également aléatoires (*Figure 8.20 c et b*). Toutefois dans le contexte des séquences sédimentaires, on observe dans la carrière des dépôts types de flash flood dans le contexte aride du Permien. Les décolorations se localisent majoritairement au sommet des dépôts, dans les parties arénitiques les plus fines. Celles-ci ne présentent que très peu, voire aucun, clastes. À l'opposé, dans les grès rouges lie-de-vin, non décolorés, on observe de très nombreux clastes. Sur le schéma interprété du profil terrain (*Figure 8.18*), a été délimité (par décalquement de la photo) les passées à clastes et les passées plus fines. Le figuré des galets n'est pas à l'échelle car celui-ci ne se verrait pas à l'échelle de l'affleurement. Il y a une grande hétérogénéité des clastes dans ces dépôts sédimentaires. On y observe, des clastes de roches volcaniques (*Figure 8.21*) avec notamment des roches volcaniques mélanocrates (*a, b, c*) à vacuoles remplies de calcite (*c*) ou totalement fracturées (*d*), de granite (e : granite de Sénones et f : microgranite fin et homogène) et de rhyolite (*g*). Si les clastes peuvent être très gros, de l'ordre de la quinzaine de centimètres (10 à 20 cm environ, voire exceptionnellement 85 cm de long e.g. claste de granite *Figure 8.21e*), ces derniers ne représentent qu'un faible pourcentage de l'affleurement. Sur celui-ci, les clastes moyens sont de l'ordre de quelques centimètres d'épaisseurs (*Figure 8.21*). De haut en bas du profil, on observe la disparation de clastes moyens (10 à 20 cm). Sur le haut de la séquence, on ne trouve plus que des tous petits clastes et des feldspaths flottant dans la matrice (*Figure 8.20a*).

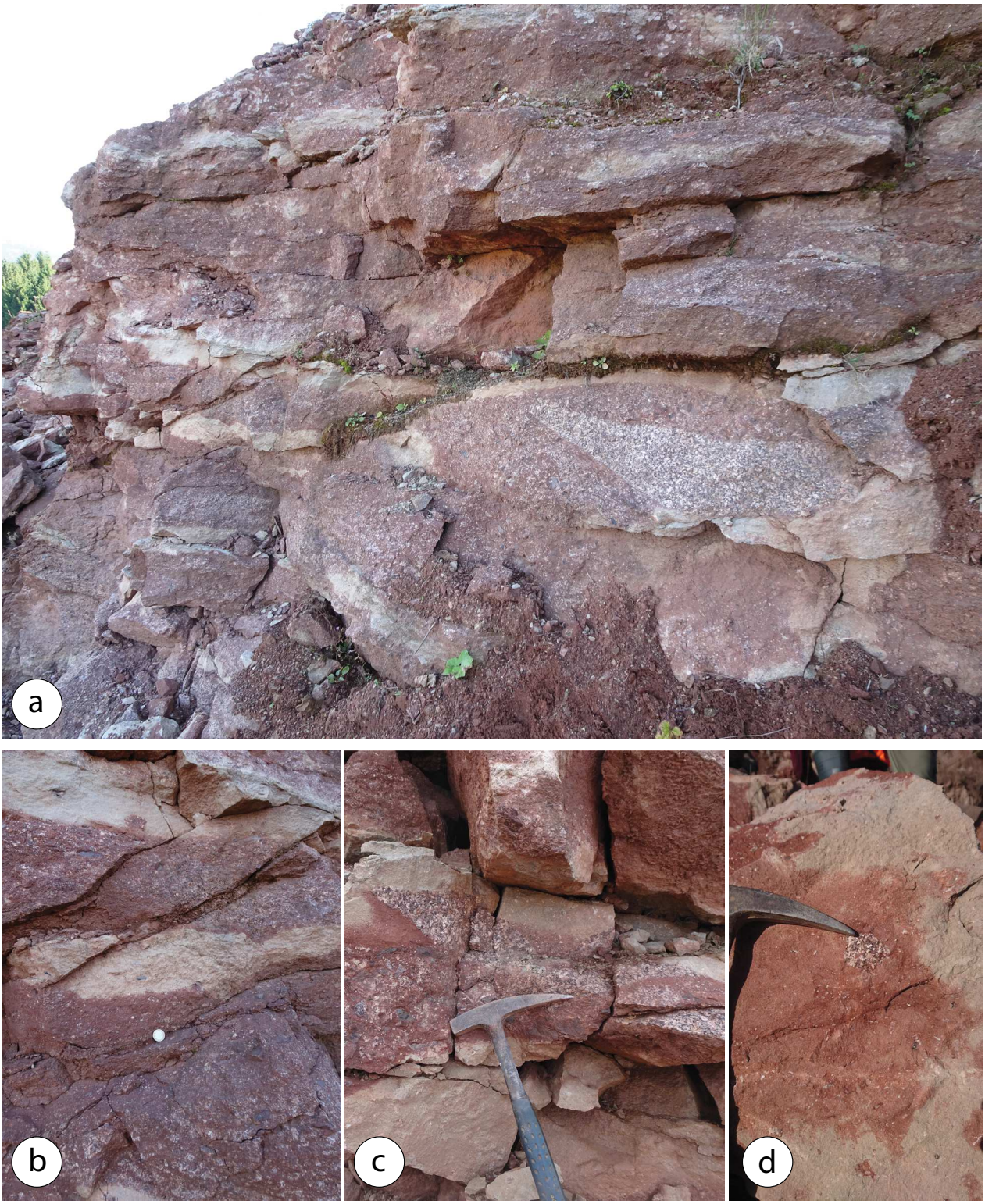


Figure 8.20 : a et b : Photos de la couverture sédimentaire prise au NE de l'affleurement. On y observe des alternances, globalement rectilignes, rouge à jaune. Les premières correspondent aux zones bréchiques et grossières, les secondes à des passées plus fines. c et d : Sur ces photos on observe des zones décolorées de façon assez aléatoire (autour de clastes de granite).

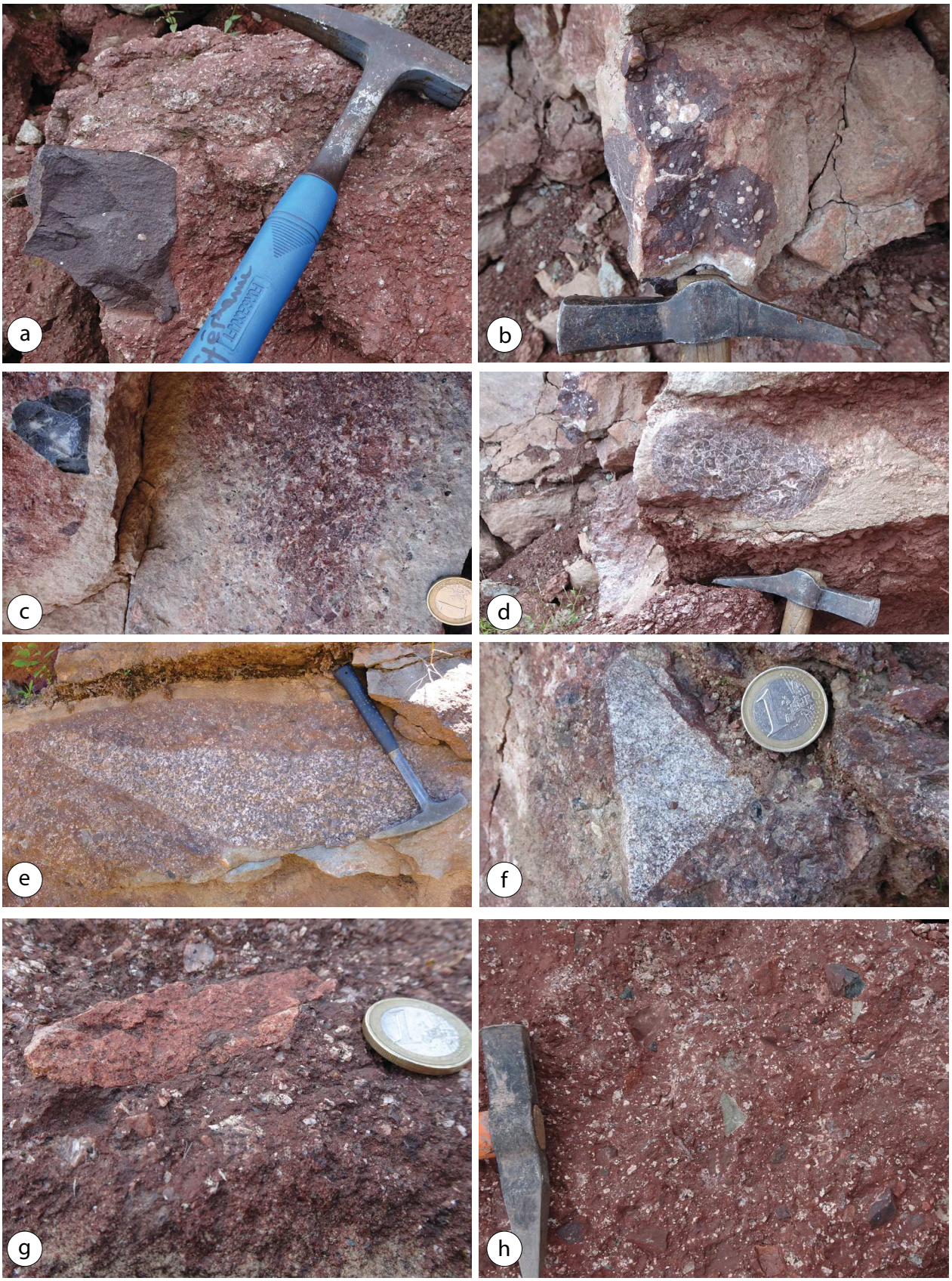


Figure 8.21 : Sur cette figure sont présentés divers clastes de roches volcaniques déposés dans la partie sédimentaire de la carrière Vieux Moulin. a, b, c : roches volcaniques mélanocrates à vacuoles remplies de calcite (c) ou totalement fracturées et recimentées (d), e : granite de Sénones, f : microgranite fin et homogène et g : rhyolithe.

3. Saint-Pierre-Bois (FR)

3.1. Localisation

Figure 8.22 : Localisation de la carrière de Saint-Pierre-Bois (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°19'59.63''N – Longitude 7°22'10.42''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation NE-SO, reliés aux *Figure 8.23* et *Figure 8.24* et *Figure 8.25*.

La carrière se trouve au nord-est du village de Saint-Pierre-Bois, entre la D253 et la D203. À quelques centaines de mètre des premières habitations, l'entrée de la carrière est accessible via la D253.

3.2. Origine

La carrière qui appartient au groupe S.A.R.L. Thirion de 1998 à 2009 est racheté en 2009 par Sablières J. Leonhart. L'exploitation se fait à l'ouest du petit massif du Dachfirst (Forêt domaniale du Bernstein) qui sépare le val de Villé de la plaine rhénane. Dans la carrière, sont extraits et commercialisés des concassés et des enrochements en granite gris rosé, à destination des paysagistes et des entreprises de Travaux Public.

3.3. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique de Sélestat (*Blanalt et al., 1970*) on rencontre les formations suivantes :

- **γ1C : Granite à deux-micas de Dambach-Scherwiller (partie du groupe 'granite d'anatexie crustal' daté Viséen à Namurien, Carbonifère : entre 330 et 320 Ma (*Tabaud, 2012*))** granite alcalin à deux micas et quartz automorphe, à bordure microgrenue
- **H5 : Arkose granitique du massif de Dambach (Primaire, Carbonifère : Stéphanien)** arkoses qui sont le résultat de la consolidation des arènes superficielles du granite de Dambach-Scherwiller. Elles reposent directement sur le granite, dont l'épaisseur dépasse rarement les 15 m
- **r1b : Assise de Triembach (Primaire, Permien : Autunien)** de bas en haut de la série : - des conglomérats à gros galets de rhyolite, - des arkoses grossières et fines, des troncs d'arbres silicifiés et des schistes, et - des argilites micacées rougeâtres ou verdâtres avec quelques passées conglomératiques à rhyolite et bancs d'arkoses fines et micacées

3.4. Les observations de terrain

Sur l'affleurement, orienté NNO-SSE d'une cinquantaine de mètres de large, on observe la transition entre le socle et la couverture sédimentaire, représentée sur la figure par la ligne jaune (*Figure 8.23*). Le socle varisque dans la carrière est granitique. On observe des variations (e.g. délimitées par la ligne verte *Figure 8.23*) dans ce massif cristallin liées à l'érosion. De plus, le granite est fortement diaclasé (*Figure 8.23* et *Figure 8.24* certaines ont été surimposées d'une ligne noire). Il y a dans la carrière deux types de granite sain. Sur la *Figure 8.25*, on observe en « a » un leucogranite, en « b » le granite à deux micas de Dambach, et il y a également des filons d'aplites (*c*).

Entre le massif granitique et la couverture sédimentaire sensu-stricto, se trouve par endroit des niveaux d'arènes granitiques in situ (délimités du socle par la ligne bleu *Figure 8.23* et *Figure 8.24*). Cette arène en place correspond à la formation H5 décrite dans la carte géologique. Il s'agit d'une consolidation en place des arènes superficielles du granite, possiblement au Stéphanien.

Figure 8.23 : Cette figure présente l'affleurement A (localisé sur la *Figure 8.22*) sans interprétation (en haut) et avec interprétation (en bas). La ligne jaune délimite la transition entre le socle et la couverture sédimentaire, en bleu la limite entre le granite sain et l'arène in situ, en rouge les failles et en orange des surfaces de bancs sédimentaires. L'encadré A' correspond à la *Figure 8.24*. Sur la partie supérieure de l'affleurement, il y a des colluvions.

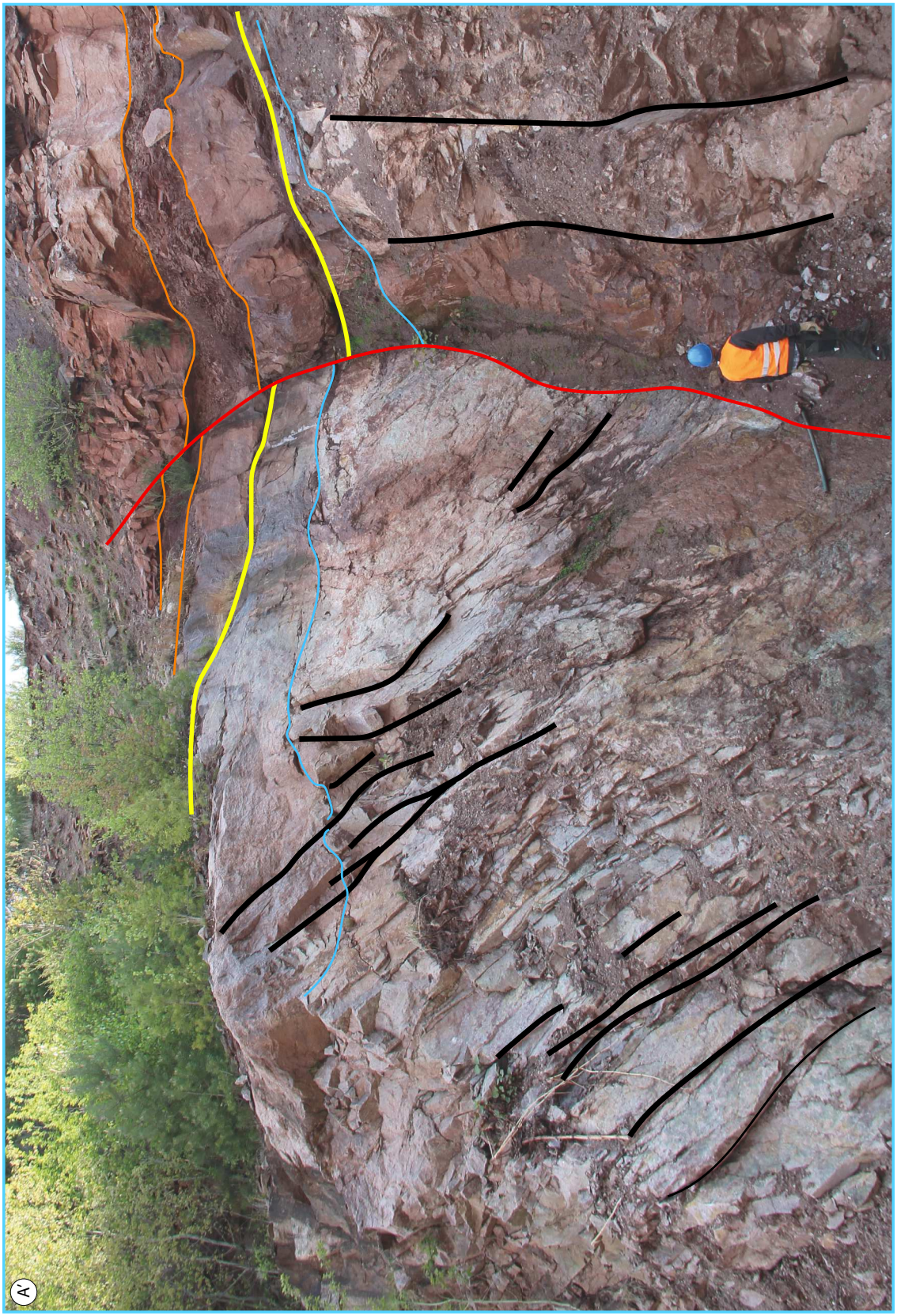


Figure 8.24 : Cette figure correspond à l'agrandissement de la *Figure 8.23*. S'observe sur cette figure, le jeu de la faille (rouge) qui décale de façon visibles les bancs sédimentaires (délimités par l'orange, de bas en haut : arkose, pélite, arkose). Le socle sous-jacent (délimité par la ligne jaune) est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées d'une ligne noire). Sur la partie gauche de la photo, se trouve entre le granite sain et le premier banc d'arkose, une arène granitique in situ (délimitée par la ligne bleu et jaune). Sur la partie supérieure de l'affleurement il y a des colluvions.

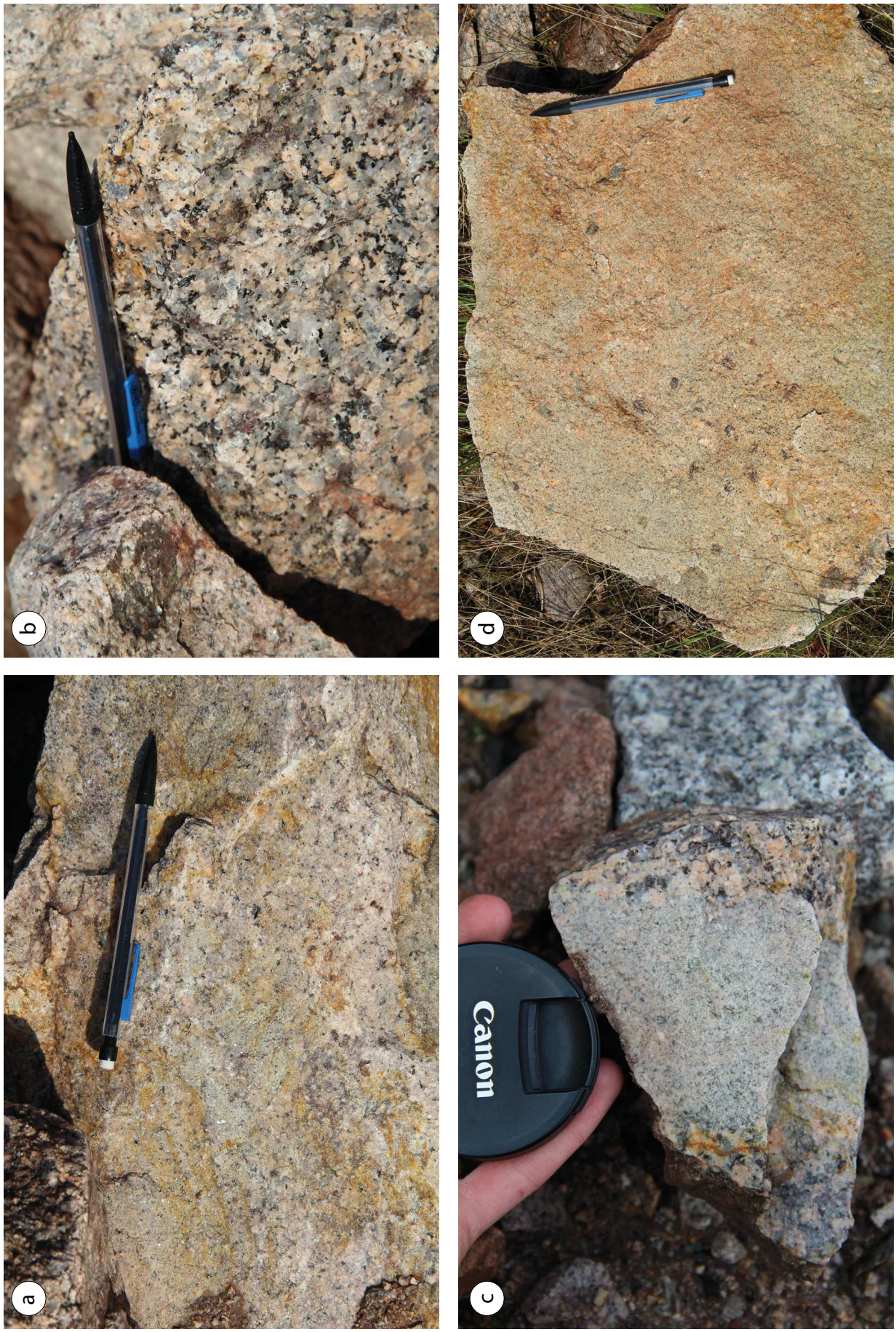


Figure 8.25 : Quatre photos de roches macro avec en a : un leucogranite, en b : le granite à deux micas de Dambach, en c : un filon d'aplite dans le granite de Dambach et en d : l'arkose permienne avec des petits galets.

On observe également sur l'affleurement certaines failles syn-sédimentaires (e.g. ligne rouge *Figure 8.24*). Le décalage des formations sédimentaires est évident et très bien mis en évidence par le contact anormal entre les différents bancs sédimentaires (e.g. décalage des lignes orange délimitant les bancs *Figure 8.24*). En termes de formations sédimentaires, on observe des arkoses (*Figure 8.25d*) en lentilles. Ces dépôts non-continus sont des chenaux à base érosive dans des pélites argileuses. Ce sont des arkoses micro-conglomératiques à feldspaths altéré et à galets. À la différence de l'arène, cette formation est issue d'un remaniement du socle granitique et n'est pas déposée en place, même si la source est toute proche.

Sur la *Figure 8.23*, entre la droite et la gauche (quadrillé en gris), il n'est pas possible de suivre les différents niveaux à travers la partie centrale, possiblement séparée par une faille. Il semblerait qu'il y ait un décalage entre les niveaux sédimentaires et la limite avec le granite entre les deux côtés. De plus, cette zone est totalement bréchifiée avec du broyat de failles et des argiles.

Sur le second affleurement d'une centaine de mètres de largeur, plus loin dans la carrière (*Figure 8.26*, NNO-SSE également), on observe la même physionomie générale. La ligne jaune délimite la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. Néanmoins, à cause de la hauteur du palier de la carrière et de la faible différence à l'œil à grande distance, il n'a pas été possible de délimiter sur le profil la transition entre le socle sensu-stricto et l'arène granitique in situ. Les observations sur ce profil sont exactement semblables, avec un granite fortement diaclasé et affecté par certaines failles qui se prolongent pour certaines, dans les dépôts permiens. Les chenaux discontinus sont érosifs dans les pélites. Sur le panneau, on observe du côté NNO essentiellement une alternance de chenaux arénitiques et des plaines d'inondations pélitiques vers le SSE.

Figure 8.26 : Cette figure présente l'affleurement B (localisé sur la *Figure 8.22*) sans interprétation (en haut) et avec interprétation (en bas). La ligne jaune délimite la transition entre le socle et la couverture sédimentaire, en bleu la limite entre le granite sain et l'arène in situ, en rouge les failles et en orange des surfaces de bancs sédimentaires. La paléosurface varisque monte progressivement vers le SSE de la carrière. Dans la partie gauche de la couverture sédimentaire se trouvent principalement des chenaux tandis que sur la partie droite on observe surtout les dépôts de plaines d'inondations associées.

4. Saint-Nabor (FR)

4.1. Localisation

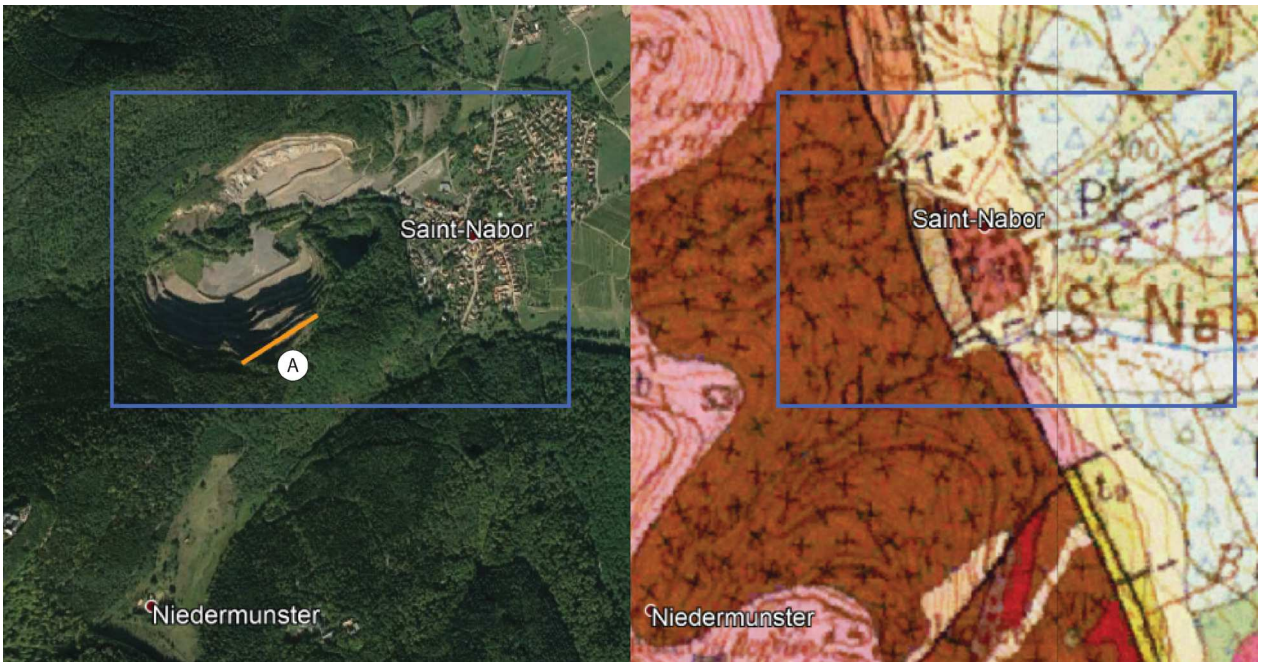


Figure 8.27 : Localisation de la carrière de Saint-Nabor (France) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°26'34.73''N – Longitude 7°24'44.11''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation NE-SO, relié aux *Figure 8.28* et *Figure 8.31*.

La carrière, localisée au pied du Mont Saint-Odile, est accessible du centre de Saint-Nabor en suivant la route de la carrière qui monte vers le nord-ouest dans le village.

4.2. Origine

Exploitée depuis plusieurs siècles pour la construction des routes puis pour le ballaste des voies ferrées, la carrière de Saint-Nabor est arrêtée en 2002 à cause d'un redressement judiciaire et des dommages potentiels que pourraient créer les explosions de fracturation sur le rocher sur le couvent de Sainte-Odile situé à proximité. À la suite de cela, les 34 hectares de la carrière ont été consolidés et mis aux normes entre 2009 et 2018, avant d'être classés en site protégé par Arrêté Préfectoral de Protection du Biotope (APPB) en décembre 2018.

4.3. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique de Molsheim (*Von Eller et al., 1975*), on trouve les formations suivantes :

- **tfd : Roches pyroclastiques et dépôts volcaniques (Dévonien)** roches volcaniques où prédominent des faciès pyroclastiques, parmi les principaux types pétrographiques von Eller (*1964*) cite des tufs volcaniques sédimentés dans l'eau, des micrograbbros, des laves et brèches volcaniques basiques, des kératophyres et des brèches acides ainsi que des passées de grès et de conglomérats à ciment grauwackeux.
- **t1b : Grès Vosgien supérieur (Trias)** le Grès Vosgien ou grès rose. Grès à grains moyens, avec peu à pas d'argile. La séquence débute en générale par un conglomérat mal consolidé ou des grès conglomératiques appelé « conglomérat inférieur ».

4.4. Les observations de terrain

Sur l'affleurement, d'orientation NE-SO, d'environ 300 mètres de long, on observe une remarquable paléosurface varisque (marquée par le tracé jaune sur la photo, *Figure 8.28*). Le socle, sous-jacent, comme mentionnée par la carte géologique, est de nature multiple (*Von Eller et al. 1975*). Il est fortement fracturé (une partie des fractures a été surimposée en noir), et ces fractures sont scellées par la paléosurface érosive. Certaines fractures et fissures sont remplis de grès et d'argile (e.g. *Figure 8.29a*) et le socle a subi de la fracturation hydraulique par endroit (*Figure 8.29d*). Dans le socle on observe des cristallisations de silice (*Figure 8.29b*) par endroit, formant des nodules de cornaline plus ou moins grands (*Figure 8.29c*).

Plusieurs levés de profils ont été réalisés le long du chemin, au niveau du dernier palier de la carrière, afin d'essayer de caractériser au mieux le remplissage sédimentaire (*Figure 8.28*). Le détail de ces logs se trouve en *annexe 5 (Figure A5.1)*. Dans le log numéro 6 à cause de la végétation, il n'a pas été possible de faire des observations. Ici nous présentons le schéma global de la carrière, en synthétisant l'ensemble de ces 6 logs (*Figure 8.30*). Posé sur le socle, le premier dépôt sédimentaire est très grossier (*Figure 8.30 1*). Dans cette brèche hétérométrique de 3,5 mètres d'épaisseur (selon le paléoprofil des sous-bassins, e.g. *Figure 8.30*), la matrice est de nature argilo-gréseuse et il y a de très nombreux clastes hyper-anguleux de volcanites de nature différente. Les clastes sont majoritairement de petites à moyennes tailles (1 à 6 cm), quelques-uns sont plus gros (jusqu'à 15 cm, e.g. *Figure 8.30 1'*), mais ils sont tous très anguleux et parfois presque jointifs (surtout à la base de la séquence). Les grains de sable sont également de tailles variées. Surincombant la brèche, se trouve 1 m de grès fin à siltite argileuse rouge (*Figure 8.30 2*), à rares éléments très anguleux (5 à 6 cm pour ceux de tailles moyennes, 1 à 3 cm pour les autres). Parfois bien consolidée, latéralement, ce banc peut être mal cimenté et assez argileux. S'en suit, à nouveau vingt à quarante centimètres de brèches identique à la première (éléments

moyens de 4 à 5 cm, les plus gros à environ 10 cm). Ensuite, on observe environ 3 mètres de grès argileux rouges, très fins et très mal cimentés (*Figure 8.30 3*), latéralement bien consolidés avec des galets mous. Plus haut sont disposés une dizaine de mètres de grès fins rouges, moyennement consolidés, argileux avec de très rares passées de galets épars (*Figure 8.30 4*). Pour finir, il y a également une dizaine de mètres de grès compacts et consolidés, moins argileux avec de rares galets épars. Parfois mouchetés par des oxydes de manganèse, ce grès de couleur rose clair violacée, appartient vraisemblablement du Grès de Senones (*Figure 8.30 5*). L'ensemble des dépôts sédimentaires permiens est recouvert par le Grès Vosgien (Trias ; cf. *Figure 8.28 4*).

À certains endroits dans le dépôt sédimentaire Permien, les grès ont été plus ou moins dolomitisés (*Figure 8.29e*), sous forme de nodule essentiellement. Tout comme la présence de silice au niveau du socle, il y a eu certainement des circulations hydrothermales. Néanmoins pour la dolomitisation du Permien, il pourrait aussi s'agir de fluides paléo-météoriques. Pour en prouver l'existence, il faudrait réaliser une étude pétrographique qui s'appuie sur des analyses en lames minces, de la diffraction de rayons X et de la géochimie isotopique (datation). Ce type d'analyse est en cours sur la carrière de Saint-Pierre-Bois dans le cadre du projet de recherche Cantare (*Dezayes and Lerouge, 2019*). Une comparaison avec les carottes d'EPS-1 et des minéraux en remplissage des fractures portent sur les carbonates, l'illite, l'hématite, la silice et la barytine. Les datations ne sont pas encore disponibles mais plusieurs épisodes de circulations sont proposés en liaison avec l'histoire tectonique du fossé (*Dezayes and Lerouge, 2019*).

Sur l'affleurement (*Figure 8.31*), de nature conglomératique à la base, le dépôt devient progressivement plus fin avec des alternances gréso-argileuses jusqu'à des bancs de grès bien consolidés. Le remplissage Permien est progressif jusqu'au nivellement du grand bassin varisque par les dépôts triasiques.

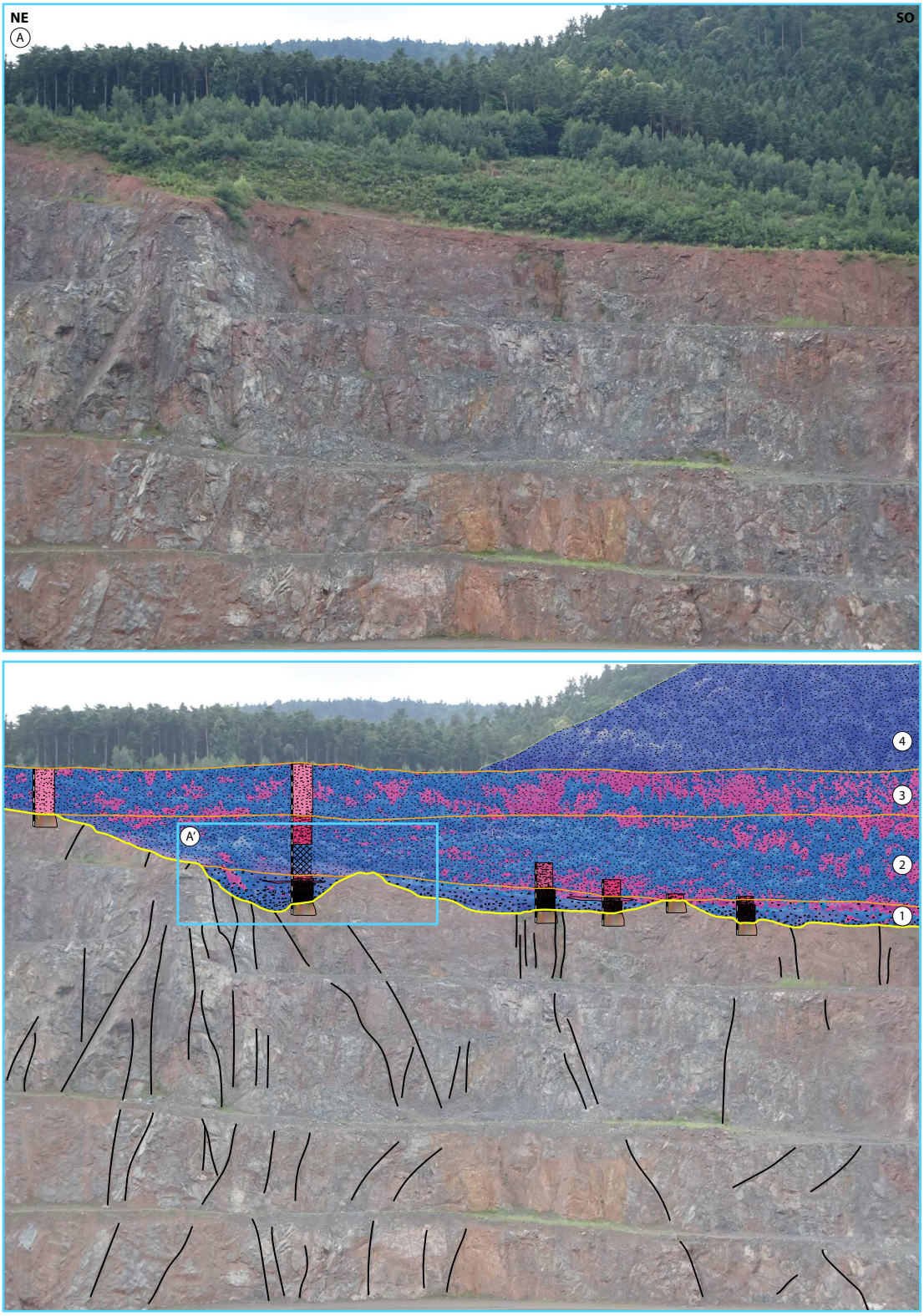


Figure 8.28 : Profil NE-SO dans la carrière de Saint-Nabor (localisé sur la *Figure 8.27*). S'observe une forte paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé de roches pyroclastiques et de dépôts volcaniques est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir). 6 profils ont été acquis dans la couverture sédimentaire permienne (ils sont donnés en *annexe 5*) afin de pouvoir interpréter l'évolution du remplissage sédimentaire Permien qui est : 1 – bréchique, de moins en moins dense vers le sommet des petites cuvettes remplissant les paléosurfaces, 2 - gréso-argileux avec quelques galets épars et 3 – plus gréseux qu'argileux. Le Grès Vosgien du Trias (4) recouvre simplement l'ensemble de la surface. L'encadré A' correspond à la *Figure 8.31*.

Figure 8.29 : a : Socle varisque fracturé, dont les fissures et fractures sont remplies par des grès et des argiles permiennes ; b : Socle varisque fracturé avec en rouge en bas à gauche un dépôt de cornaline (minéralisation secondaire) ; c : Photo de détail d'un bloc de cornaline trouvé dans la carrière ; d : Fracturation hydraulique dans le socle varisque, remplis de minéraux secondaires ou de grès et d'argiles sédimentaires ; e : Dolomitisation (en bas à droite de la photo) de la brèche basale permienne par circulation de fluide.

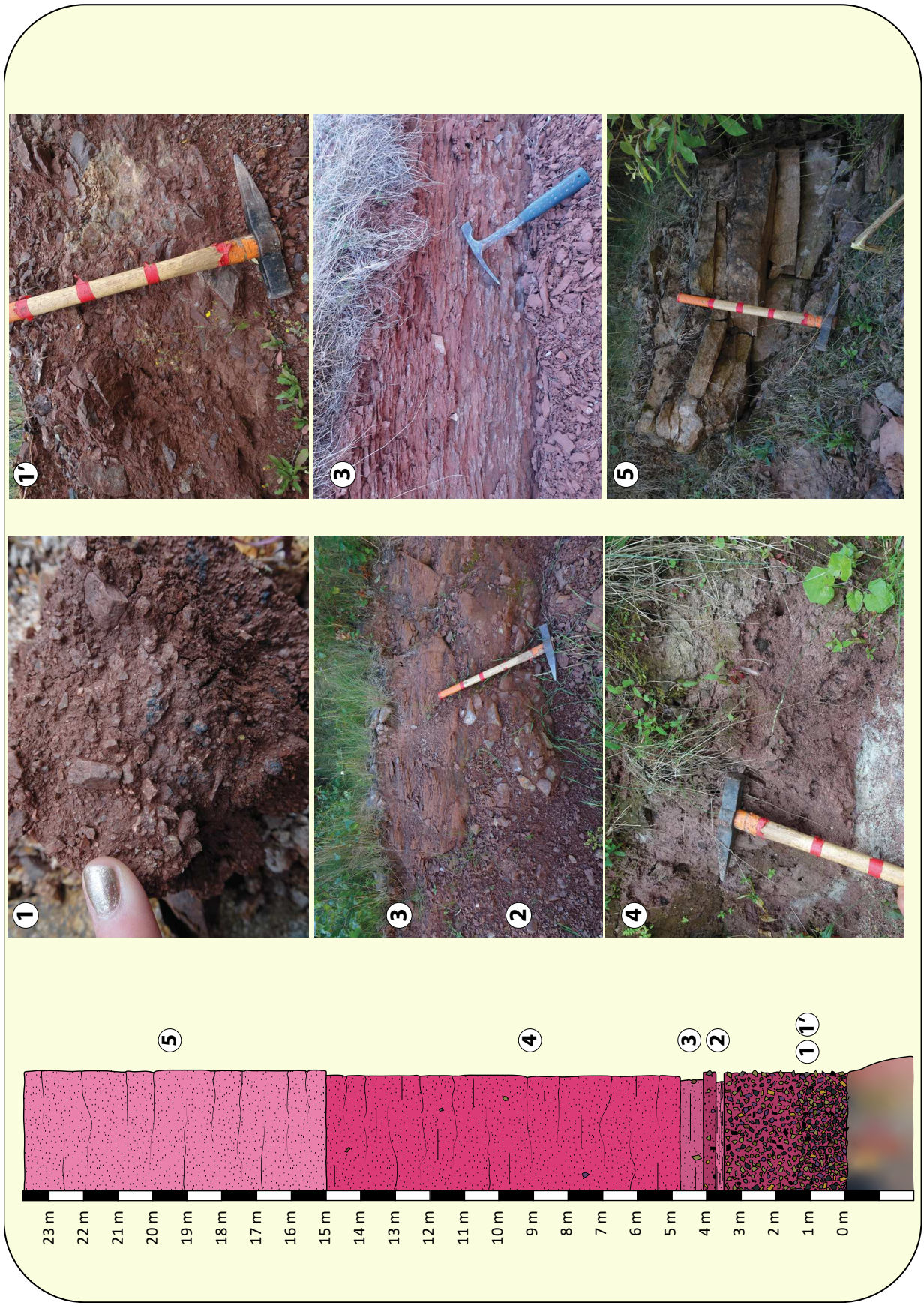


Figure 8.30 : Log synthétique de la couverture sédimentaire de la carrière de Saint-Nabor (logs détaillés en annexe *Figure A5.1*). 6 photos prises dans la carrière sont associées à ce log. 1 et 1′ : Brèche basale permienne majoritairement à petits clastes hyper anguleux, à matrice argilo-gréseuse. 2 : Grès fins à siltites argileuses finement lités, avec quelques petits clastes anguleux épars. 3 : Grès argileux mal cimenté. 4 : Grès fins rouges argileux à rares passées de galets épars et 5 : Grès de Senones.

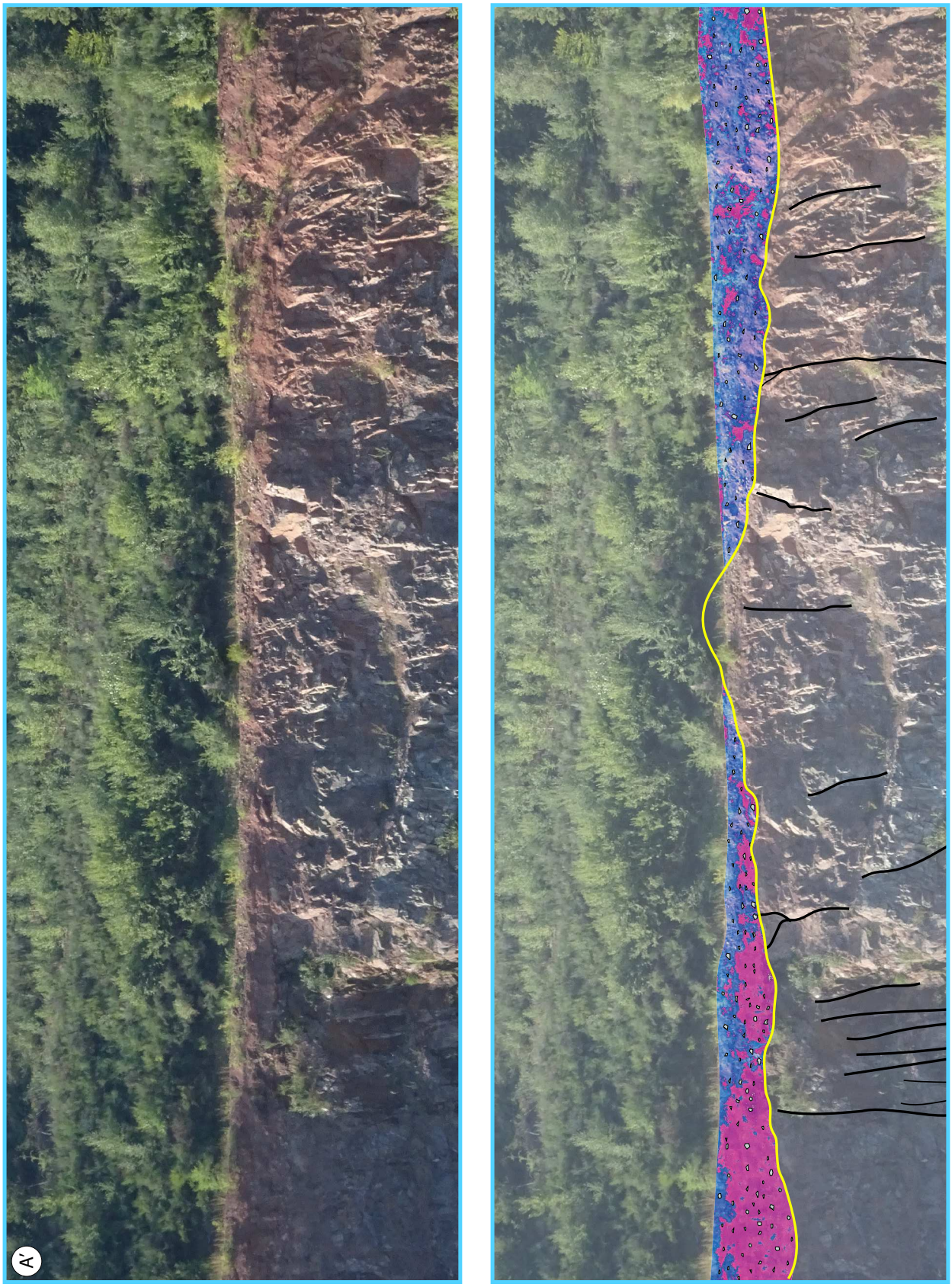


Figure 8.31 : Photo vierge et interprété d'un détail de l'affleurement (*Figure 8.28*). S'observe la paléosurface varisque marqué par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé de roches pyroclastiques et de dépôts volcaniques est fortement fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir). Sur l'interprétation, la limite supérieure de la brèche permienne (en rouge) correspond au chemin marquant le dernier palier de la carrière.

III. Les carrières de la Forêt Noire

1. Baiersbronn (DE)

1.1. Localisation

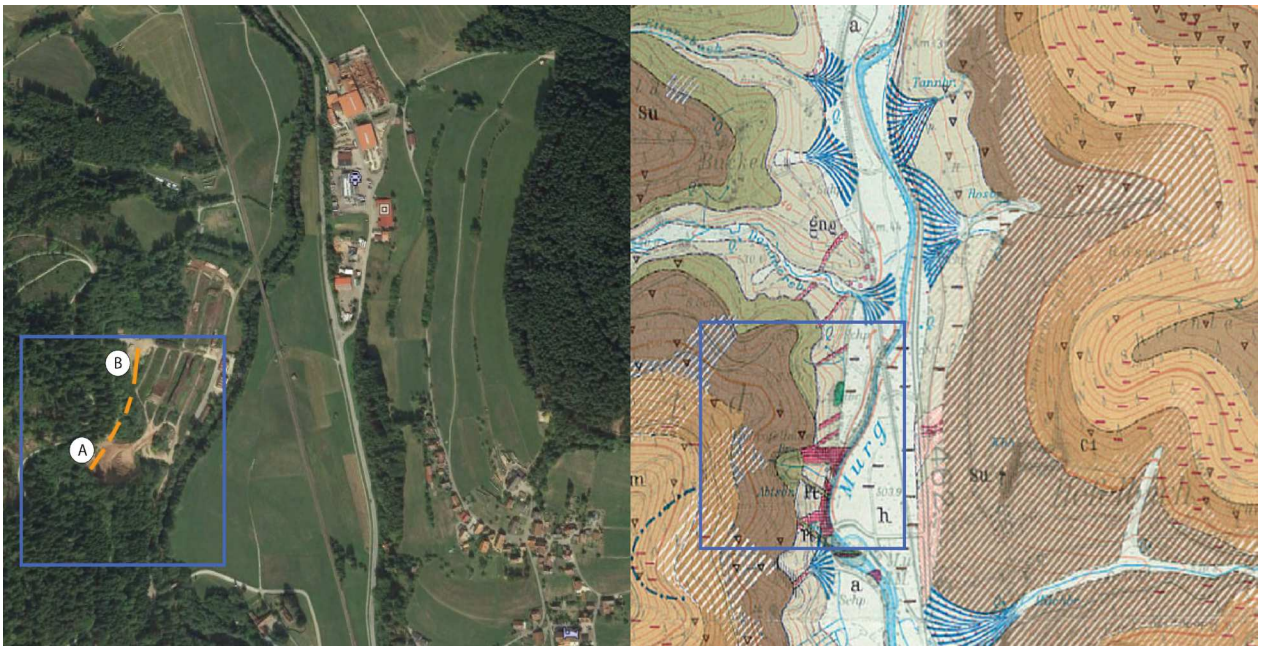


Figure 8.32 : Localisation de la carrière de Baiersbronn (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°32'28.18''N – Longitude 8°23'32.22''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation globalement NE-SO, reliés aux *Figure 8.33* et *Figure 8.35* et *Figure 8.39*.

Pour accéder à la carrière, il faut se rendre au village de Klosterreichenbach situé à 5 km au nord-est de le Baiersbronn. Sur la route 462, en direction du nord, à la sortie de Klosterreichenbach, tourner à gauche en traversant la voie ferrée. L'affleurement se trouve un peu plus loin, au niveau de la scierie. La carrière de Schrofel qui exploitait le granite est actuellement abandonnée. L'espace est actuellement majoritairement utilisé pour le stockage du bois de la scierie.

1.2. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique (Regelmann, 1935), on trouve les formations suivantes :

- **Gnρ : « die Renchgneise » ou « Sedimentgneise »** paragneiss gris foncé
- **Gr : Granite** intrusion granitique dans le paragneiss au Carbonifère précoce
- **ro : « Oberes Rotliegendes »** brèches rouges et arkoses rouges grossières et argileuses

- **su : « Untere Buntsandstein » ou « Tigersandstein » (Permien)** grès rouge tacheté de manganèse, riche en feldspath. Les grès sont mieux triés, principalement de grain fin à moyen et pratiquement pas de grain arrondi.

1.3. Les observations de terrain

Dans la carrière abandonnée de Baiersbronn, d'orientation générale SO-NE, on peut observer la transition entre le socle varisque et la couverture sédimentaire (*Figure 8.33*). Sur le profil on peut observer, au-dessus des arbres au premier plan, le socle varisque : un paragneiss micacé à biotite essentiellement (figuré noir ondulant sur le panneau interprété). À droite de ce profil, une zone blanche se distingue dans le socle sombre qui correspond à un pluton granitique (figuré des croix rouges). Ici, il ne s'agit pas d'une intrusion granitique sensu-stricto (remontée granitique le long d'une zone de faille) comme le mentionne la carte géologique. S'il y a des intrusions granitiques carbonifères dans la région, dans l'ancienne carrière de Baiersbronn on observe des pegmatites associées à ce corps granitique (*Figure 8.34a*), sous forme de filons ou de masses ovoïdes à l'extérieur du massif intrudant le paragneiss (*Figure 8.34b, c*). Il s'agit donc de migmatique, résultat de la fusion partielle localisée du gneiss. On note une forte schistosité dans le paragneiss, à différente échelle (*Figure 8.34d*). Le premier niveau sédimentaire, déposé au-dessus du socle, n'est pas épais (en rouge sur l'interprétation) et remplit les dépressions du paléorelief varisque, de part et d'autre. Au centre de cet affleurement, l'ancienne paléotopographie devait être un sommet de colline, car ce premier dépôt sédimentaire ne s'y trouve pas. Ainsi, la brèche que nous observons, n'est que la partie conservée (au même niveau que le socle) et non érodée. Nous n'avons donc pas d'idée de son épaisseur réelle ni de ses limites de dépôt. Selon la description des cartes géologiques, ce niveau grossier correspondrait à la formation Kirnbach-Fm (*Regelmann, 1935*) du Rotliegende, mais selon leur position paléogéographique ces brèches pourraient être du Permien tardif. Le second dépôt sédimentaire recouvre l'ensemble des structures sous-jacentes. Au moment de son dépôt l'ensemble devait être une pénéplaine car la base du dépôt est parfaitement planaire.

Sur le premier profil A d'une cinquantaine de mètres (*Figure 8.35*), à gauche de l'affleurement, on observe trois unités distinctes : le paragneiss de couleur gris-violacé et les dépôts sédimentaires d'abord brun-rouge puis rose orangé. Le premier dépôt sédimentaire de couleur rouge foncé, fortement ferrugineux, est une brèche à matrice argilo-gréseuse, à clastes hyper anguleux de granite, de gneiss et de quartz abondants. La brèche est très compacte et les clastes de 10 cm au maximum, sont par endroit quasiment

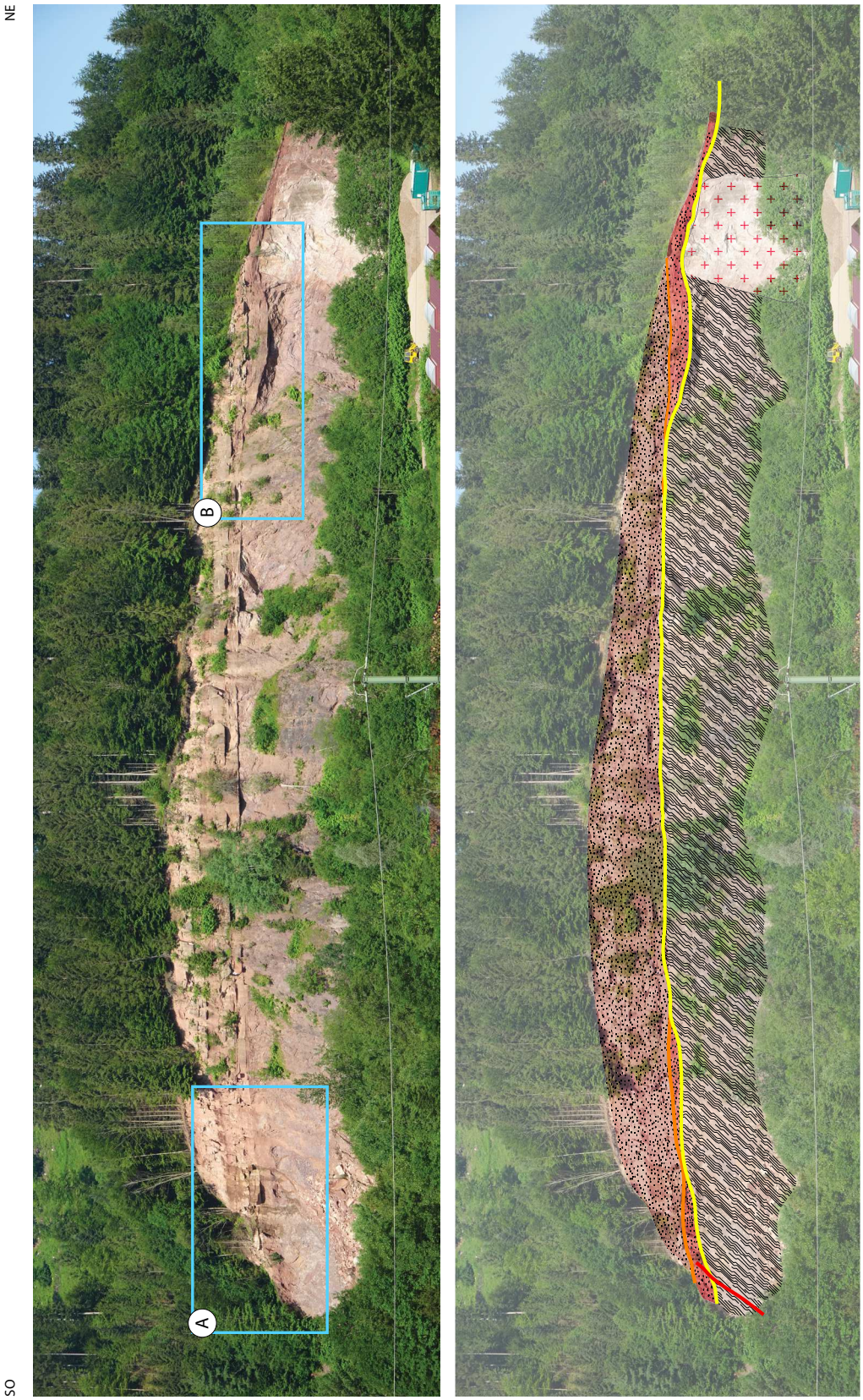


Figure 8.33 : Photo vierge et interprétée de l'affleurement de l'ancienne carrière de Baiersbronn. S'observe la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé d'un paragneiss (figuré ondulant) fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir) et d'une migmatite (figuré croix rouge). Deux niveaux sédimentaires reposent sur le socle, une brèche basale (rouge) et des grès (rose). Deux parties ont été encadrées sur l'affleurement, le profil A correspondant à la *Figure 8.35* et le profil B correspondant à la *Figure 8.39*.

Figure 8.34 : Photo macro de - a : migmatite, b : - pegmatite intrudée dans le paragneiss, c : masse ovoïde de granite associé à la migmatite dans le paragneiss et d : gneiss où l'on observe la schistosité et les filons de pegmatite.

jointifs (*Figure 8.36 a à d*). Ce dépôt bréchique immature est de faible épaisseur. La seconde unité sédimentaire est gréseuse, l'argile essentiellement présente sous forme de galets mous arrondis ou anguleux (*Figure 8.37a*), parfois imbriqués (*Figure 8.37b*) et de très grande taille (*Figure 8.37 c et d*). On trouve également de très nombreuses figures sédimentaires dans cette unité, des fentes de dessiccations (*Figure 8.37 c, e et f*) et des rides de courant (*Figure 8.36g*), des flutes et grooves casts, des figures en croissants et des linéations de délit et des grooves (*Figure 8.37h* et *Figure 8.38 a et b*), ainsi que de très nombreuses figures de charge (*Figure 8.38c*). Il y a également de nombreuses figures de bioturbations (*Figure 8.38 d, e et f* e.g. de Diplocraterion), sur plusieurs niveaux consécutifs (*Figure 8.38g*), dont possiblement une trace de limule (*Figure 8.38h*). Il y a de très nombreux litages obliques formant des petites séquences (*Figure 8.36 e à g*). Le matériel sableux de ces grés est essentiellement composé de grains fins à moyens et ne présente pratiquement pas de grains arrondis (bien distincts du Buntsandstein). S'il arrive effectivement de voir ce grès moucheté d'oxyde de manganèse qui explique le nom de la formation de Tigersansdstein (*Figure 8.36h*), les parties mouchetées ne correspondent qu'aux derniers bancs sur l'affleurement. Le Tigersandstein atteint ici une épaisseur d'environ 75 à 80 m.

Figure 8.35 : Profil A à gauche de la carrière (*Figure 8.32*), avec la ligne jaune qui marque la transition entre le socle (figuré ondulant) et la couverture sédimentaire. Le premier dépôt sédimentaire (rouge) est une brèche, le second (rose) correspond à des niveaux gréseux. Le profil A' présente (sur photo vierge à gauche et interprétée à droite) un ensemble de faille ayant permis, par décalage du socle, un remplissage sédimentaire plus important.

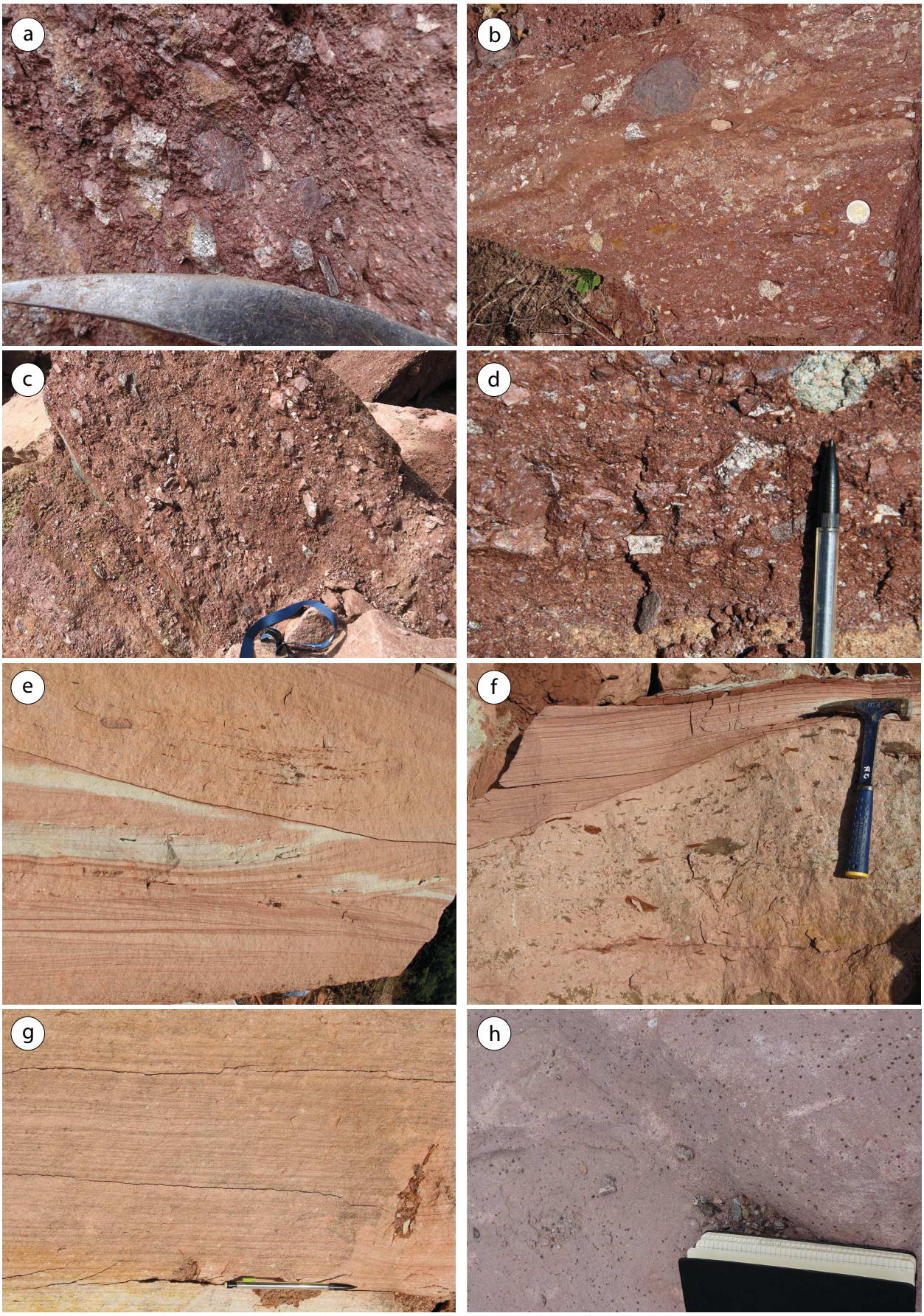


Figure 8.36 : Photos de la brèche basale (a à d) à claste anguleux, parfois jointifs. La nature des clastes est diverse : gneiss et granite essentiellement. Photos de différents litages sédimentaires obliques et planaires soulignés par des oxydes de fer (e à g) et du grès tacheté d'oxydes de manganèse (h).

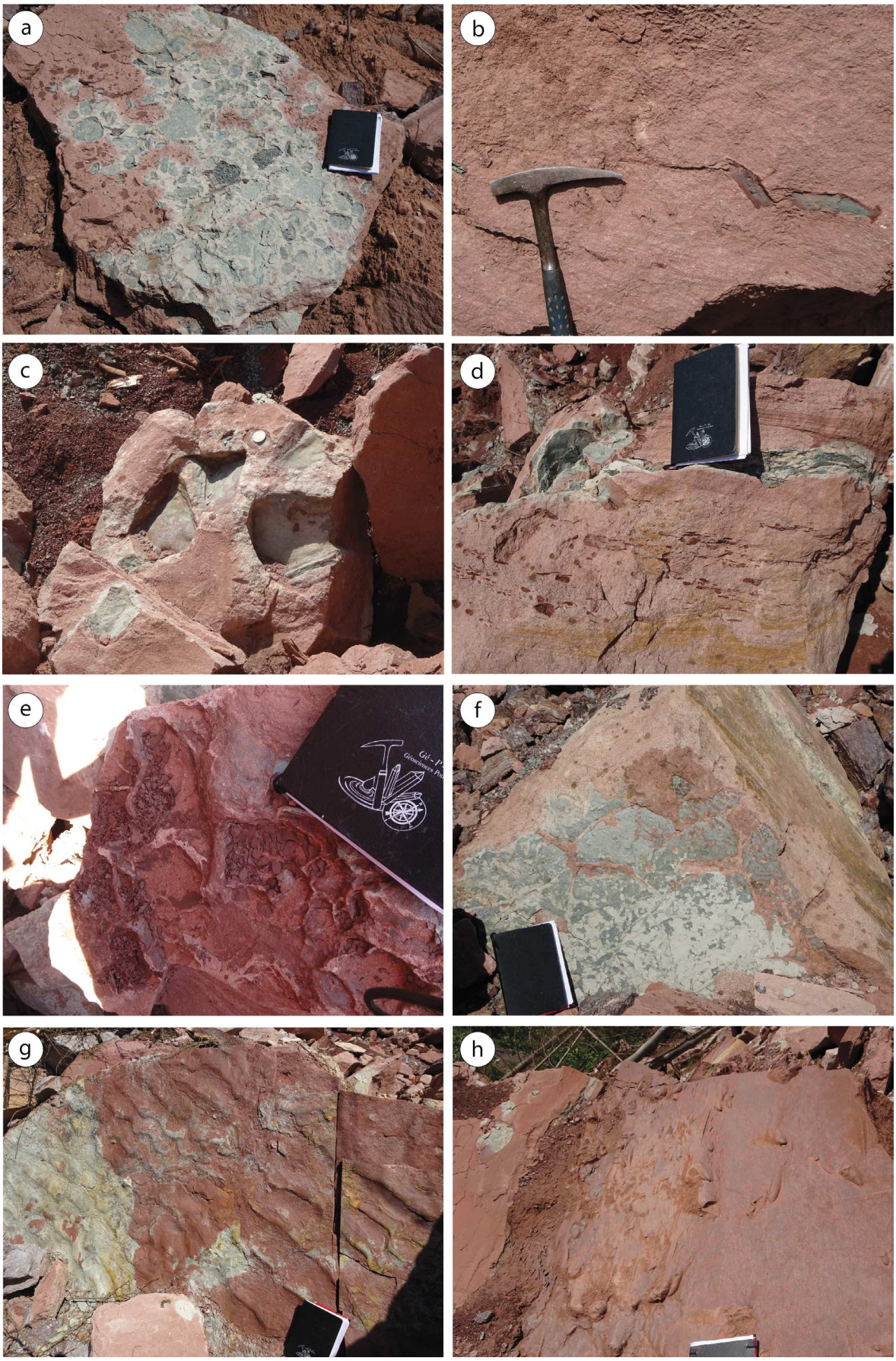


Figure 8.37 : a : galets mous arrondis et anguleux, b : galets mous imbriqués, c : empreinte de galets mous issus de fentes de dessiccations, d : galets mous imbriqués et déposés le long des litages, e et f : fentes de dessiccations, g : rides de courant et h : figures de courant telles que des flutes clasts.

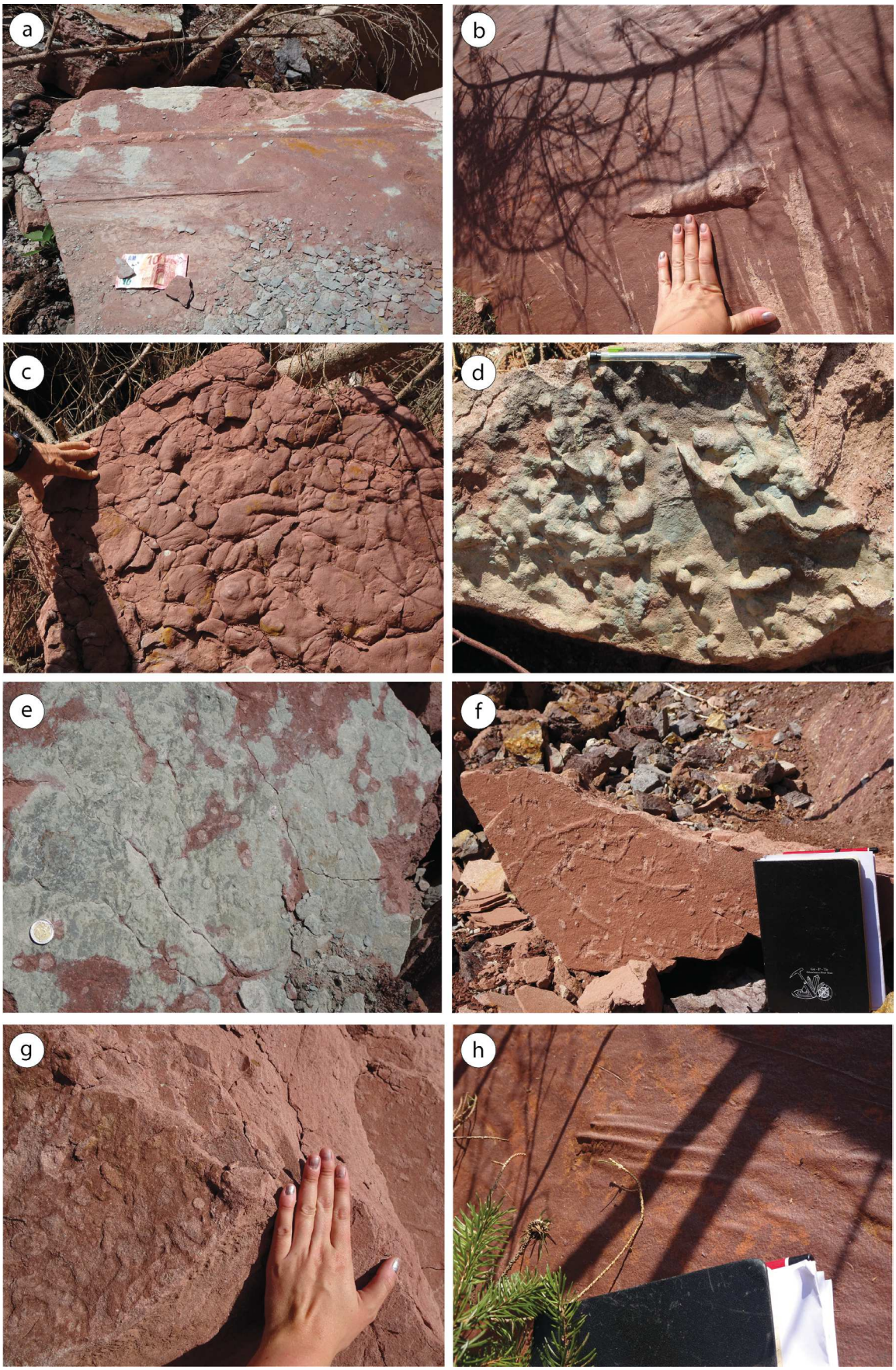


Figure 8.38 : Diverses figures sédimentaires avec en a : figure sédimentaire de groove, b : trace d'impact (prod), c : figures de charge, d : bioturbations affectées par des structures de charge, e : bioturbations de type Diplocraterion, f : bioturbations, g : deux niveaux de bioturbations (au-dessous et sous la main), h : trace de bioturbation, possiblement de limule.

Sur le profil B d'une centaine de mètres de long (*Figure 8.39*), on peut voir tout au bout de l'affleurement les mêmes niveaux de brèches qui arrivent contre le socle varisque. Il y a la même cinématique de mise en place que pour le reste de l'affleurement. Dans les zones des seuils cristallins entre les bassins du Rotliegendes, le Tigersandstein-Fm. se trouve localement directement sur le socle cristallin et recouvre le paléorelief de collines et de vallées. L'épaisseur peut donc varier de plusieurs dizaines de mètres sur de petites surfaces.

Figure 8.39 : Profil B à droite de la carrière (*Figure 8.32*), avec la ligne jaune qui marque la transition entre le socle (figuré ondulant) et la couverture sédimentaire. Une migmatite (croix rouge) se trouve à droite de l'affleurement, dans le socle. Le premier dépôt sédimentaire (rouge) est une brèche, le second (rose) correspond à des niveaux gréseux.

2. Sankt-Georgen-im-Schwartzwald (DE)

2.1. Localisation

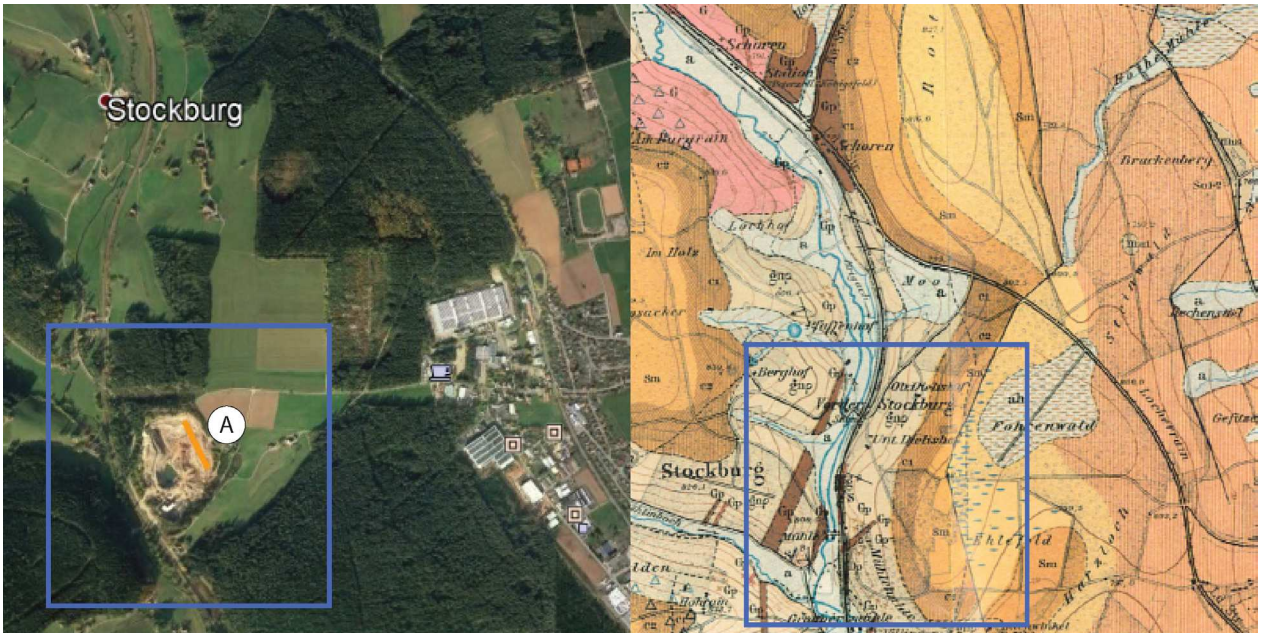


Figure 8.40 : Localisation de la carrière de Sankt-Georgen-im-Schwartzwald (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*) et sur la carte géologique. Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 48°6'0.84''N – Longitude 8°23'55.13''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation NNO-SSE *Figure 8.41* et *Figure 8.42*.

En partant de Peterzell, sur la route L177 vers le sud, bifurquez à l'intersection vers Stockburg. De là, continuer la route vers le sud, et lorsque celle-ci traverse la voie ferrée, l'entrée de la carrière se trouve sur la gauche une centaine de mètres plus loin.

2.2. Les formations rencontrées

Au niveau de la carrière, d'après la notice de la carte géologique (*Schalch, 1986*) on trouve les formations suivantes:

- **Gnρ : « die Renchgneise »** paragneiss gris foncé, gneiss chloritisé et sous forme de gneiss oeilé
- **Gp : « Granitporphyre »** intrusion d'un porphyre granitique dans le paragneiss au Carbonifère précoce
- **Smc1-Sm-Smc2: « Mittlere Buntsandstein »** avec Smc1 « Untere Konglomerat » ou Conglomérat inférieur, un niveau de conglomérats ; Sm le « Hauptbuntsandstein » ou « Bausandstein » l'équivalent des grès roses du Trias et Smc2 le « Hauptkonglomerat » ou le Conglomérat principal

2.3. Les observations de terrain

Le profil NNO-SSE, de plus deux cents mètres de long dans la carrière met en évidence la transition entre le socle et la couverture. À gauche du profil, on observe le paragneiss (figuré ondulant) intrudé par un porphyre granitique (figuré croix rouge, *Figure 8.41*). On trouve autour de cette intrusion des nodules et filons de quartz laiteux massif (*Figure 8.42*). Le socle est fortement altéré, diaclasé et fracturé (certaines ont été surimposées en noir). Dans la partie sédimentaire déposée sur ce socle varisque, on observe différentes failles qui se terminent pour la plupart dans des niveaux argileux de la couverture sédimentaire (deux exemples cf. *Figure 8.41* en bas). On note la présence de nombreux crochons de failles. Le remplissage de la faille principale, à jeu normale légèrement décrochant, (à gauche du profil *Figure 8.41*) est essentiellement argileux, avec néanmoins de nombreux minéraux différents (barytine, calcite, …).

La partie sédimentaire est divisée en plusieurs unités successives. Tout d'abord, repose sur le socle, un conglomérat à matrice gréso-argileuse, rose rougeâtre (numéro 1 sur la *Figure 8.43*). Composé de nombreux galets arrondis, il arrive que les petits clastes soient anguleux (malgré tout minoritaire). Ce conglomérat très dense, à galets parfois jointifs, est surmonté par des grés éoliens à grains arrondis (*Figure 8.43 2*). On distingue trois bancs différents composant ce grès éolien (limites en pointillés sur la première photo *Figure 8.43*). Le premier banc présente de grands litages obliques à pendage faible. Le second banc, avec ses litages plans montre à l'affleurement quelques niveaux de reg avec ses galets alignés caractéristiques. Dans le dernier banc de cette séquence, on observe quelques niveaux de conglomérats mais la proportion de clastes y est nettement moins importante que dans le conglomérat basal. Au-dessus de ces grès éoliens se trouve un niveau de fins lits de pélites à rares clastes, de couleur rouge bordeaux (*Figure 8.43 3*). S'en suit une petite quinzaine de mètres environ de grès fluviatiles (*Figure 8.43 4*). Dans ces grès ont été observés : des traces de pattes de reptile (*Figure 8.44 a*), des figures de charge (*Figure 8.44 b*), des fentes de dessiccations nombreuses (*Figure 8.44 c et d*), des bioturbations (*Figure 8.44e*) et des figures de croissants (crescent mark) et autres figures de courant (*Figure 8.44 f*). Pour finir, au-dessus de ces grès fluviatiles, se trouve un niveau argileux à faciès évaporitique d'environ 2-3 m (*Figure 8.43 6*) surmonté de grès finement lités fluviatiles (*Figure 8.43 7*) où on y observe une multitude de chenaux granoclassés. Toutes ces unités appartiennent à l' « Untere Konglomerat » et au « Hauptbuntsandstein ». Ainsi, dans cette carrière où le Permien est totalement absent, c'est le Trias qui repose en discordance sur le socle. La paléosurface varisque n'est que faiblement marqué, les

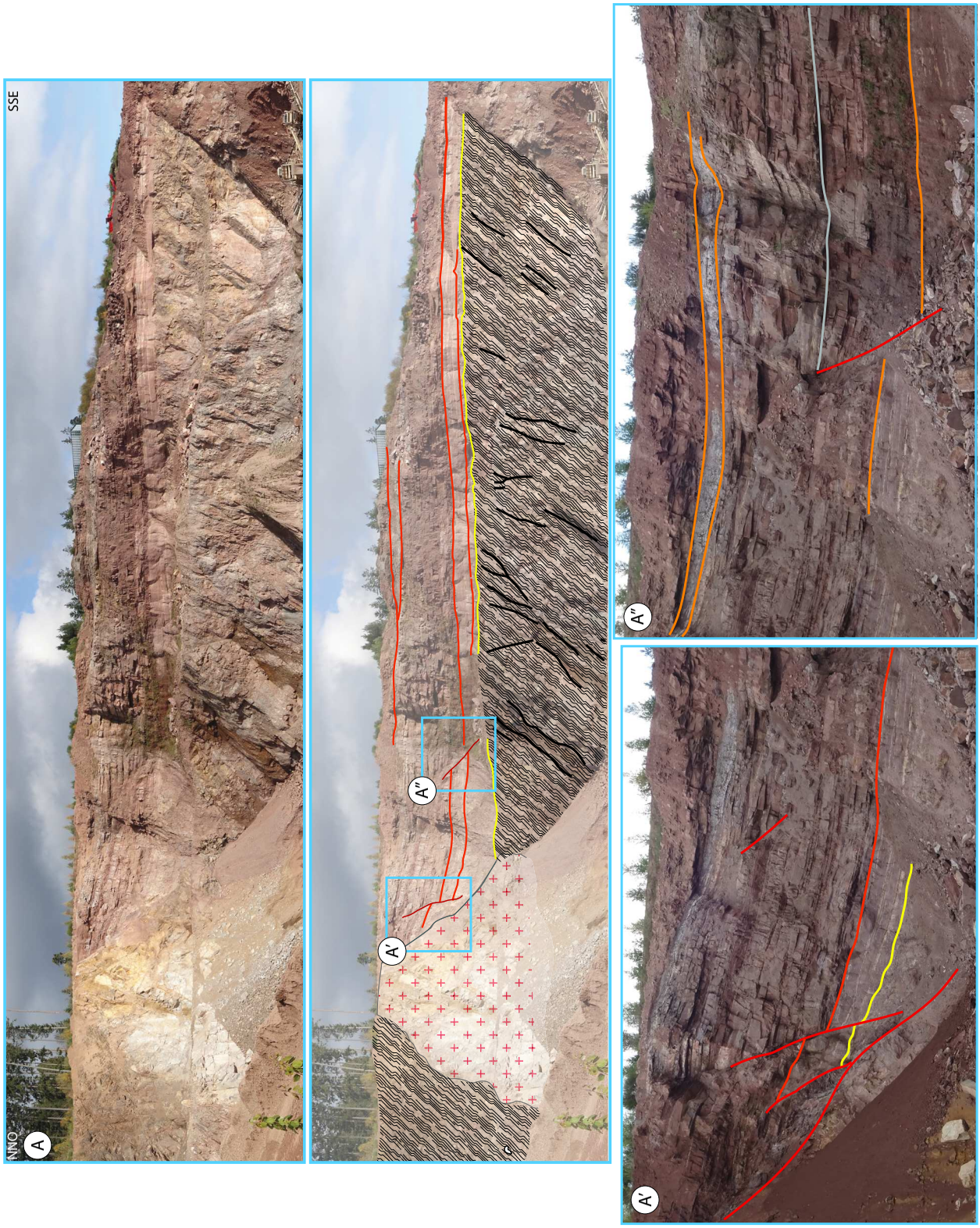


Figure 8.41 : Photo vierge et interprétée de l'affleurement de la carrière à Santk-Georgen-im-Schwartzwald. On voit clairement la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle, composé d'un paragneiss (figuré ondulant) fracturé et diaclasé (certaines fractures ont été surimposées de noir), intrudé d'un corps granitique (figuré croix rouge). Les sédiments qui reposent sur le socle sont intersectés par diverses failles sur lesquelles deux agrandissements ont été réalisés.

niveaux sédimentaires étant globalement planaire. De plus, le premier niveau déposé sur le socle n'est pas une brèche mais un conglomérat, la surface d'érosion est donc plane et les éléments ont subis un long transport fluviatile. Ensuite se met en place la phase éolienne avant de passer à nouveau en contexte fluviatile. La paléo-topographie s'étant mis en place par jeu de failles.

Figure 8.42 : Sur la photo du haut qui correspond à la partie gauche de l'affleurement *Figure 8.41*, sont surimposés, de blanc, les gros nodules de quartz présents dans le paragneiss. L'intrusion granitique dans le socle est représentée par le figuré des croix rouges. La photo du bas est une vue de détail de ce quartz laiteux.

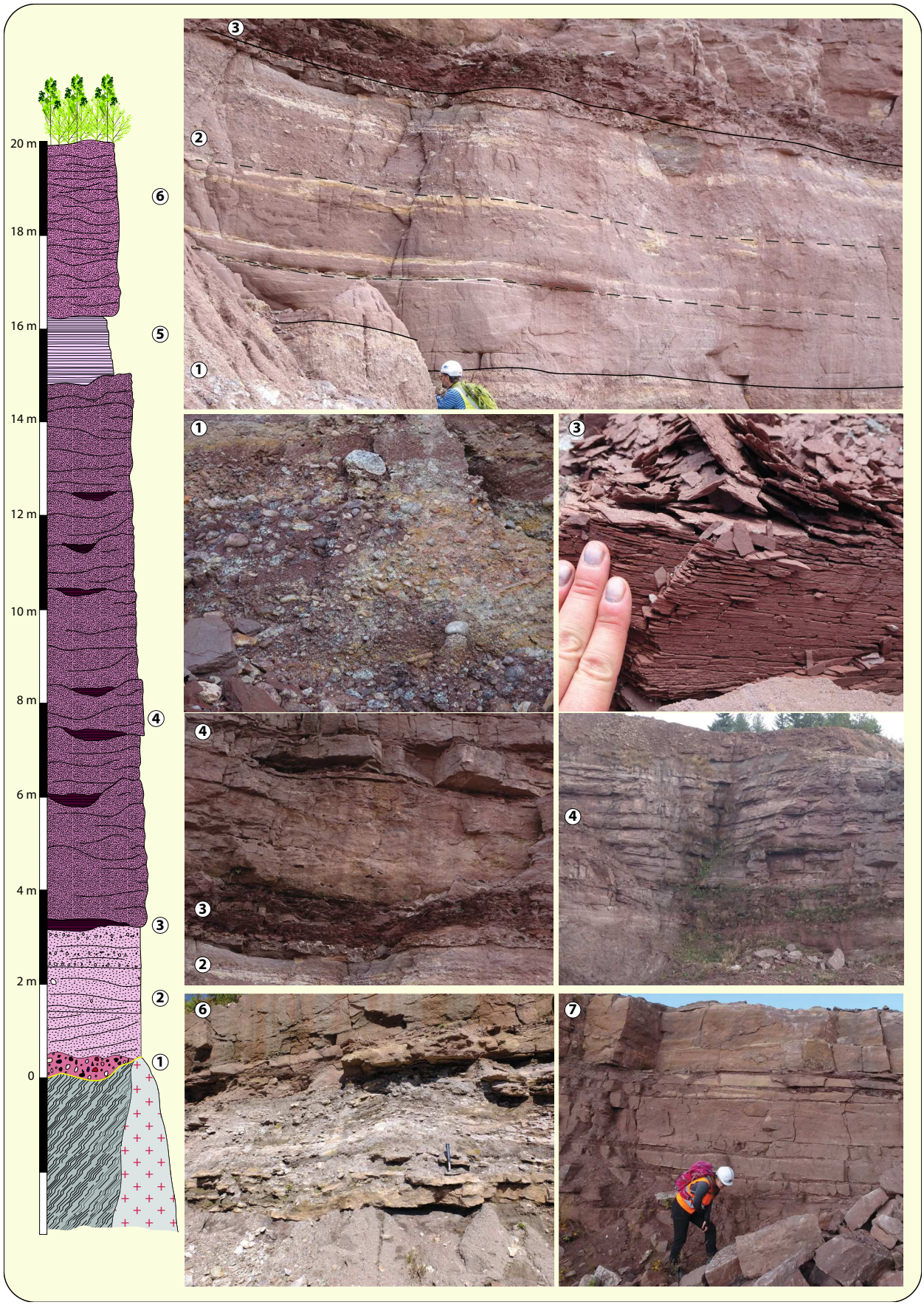


Figure 8.43 : Log synthétique de la carrière de Santk-Georgen-im-Schwartzwald. Chaque numéro est associé à un faciès sédimentaire dont les photos sur la partie droite y sont associées. 1 : conglomérat basal, 2 : grès éoliens, 3 : pélites, 4 : grès fluviatiles, 5 : argile à faciès évaporitique et 6 : grès fluviatile.

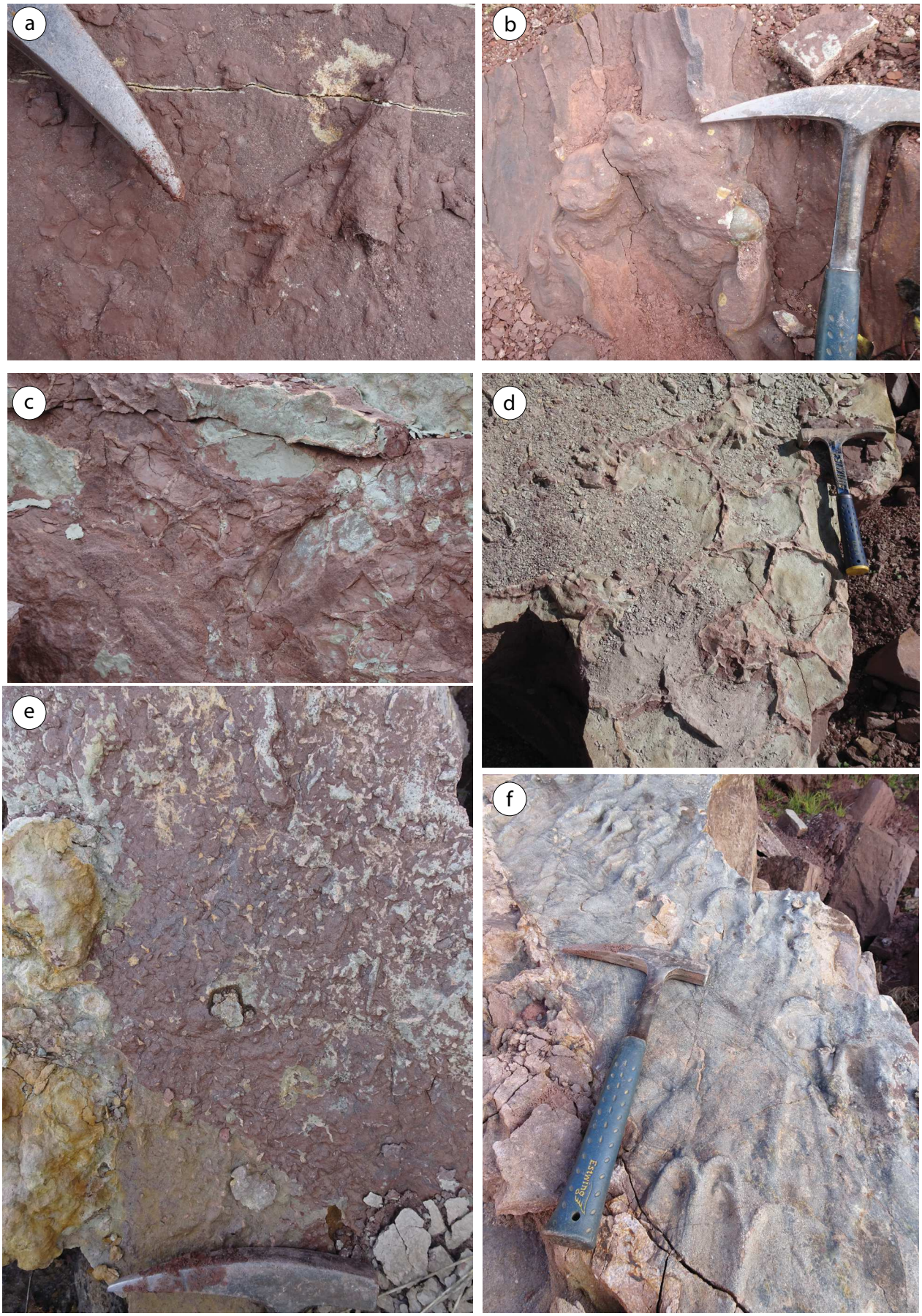


Figure 8.44 : a : trace de reptile, b : figures de charge sur figure d'impact (prod), c et d : fentes de dessiccation, e : figures de bioturbation et f : figures de courant avec crescent marks au premier plan.

IV. Les carrières du sud du Palatinat

1. Albersweiler (DE)

1.1. Localisation

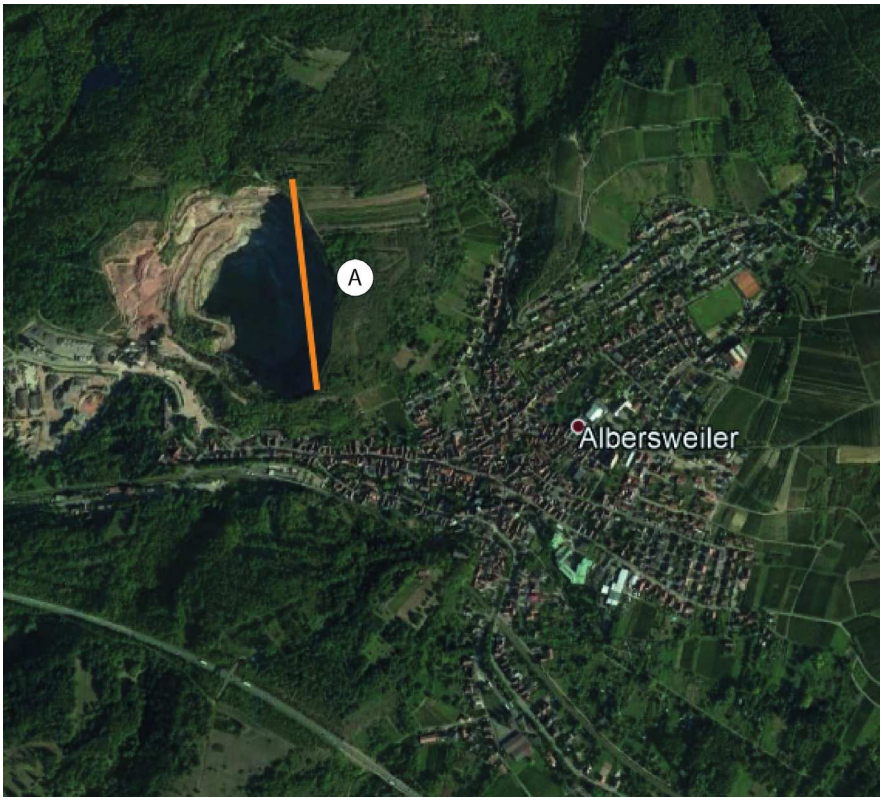


Figure 8.45 : Localisation de la carrière d'Albersweiler (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*). Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 49°13'21.64''N – Longitude 8°1'12.72''E. Le tracé orange correspond à la position du profil A interprété, d'orientation N-S *Figure 8.46* et *Figure 8.47*.

Du centre-ville d'Albersweiler, situé à 10 km de Landau in der Pfalz, se diriger vers Queichhambach à l'ouest. Entre ces deux villages, sur l'Eußerhaler Straße, la carrière se trouve à droite au bout du village d'Albersweiler.

1.2. Les formations rencontrées

Il n'y a pas de carte géologique passant par cet aire géographique mais il existe plusieurs références bibliographiques sur le socle : (*Flöttmann and Oncken, 1992; Laue and Reischmann, 1994; Reischmann and Anthes, 1996; Stellrecht, 1971; Zaminer, 1957*).

- **« Granodiorit gneiss » (âge de l'intrusion : Dévonien ~ 369 Ma, âge du métamorphisme : Carbonifère ~ 336 Ma)** gneiss hétérogène avec des différences et des variétés plus foncées et plus claires selon la foliation. Il est composé de quartz, de plagioclase, de feldspath K, de biotite et de minéraux accessoires. Le nom de la formation

fait référence à la question posée par Sauer : est-ce un granite carbonifère hybride ou un vieux gneiss ?

- **Dyke de lamprophyre (Carbonifère : Viséen tardif)** non déformé

Sur les deux cartes géologiques aux alentours de la carrière ne sont mentionnés que les dépôts sédimentaires permiens suivants : Annweiler-Schichten et de Speyerbach-Schichten (zA et zSp), sinon les descriptions avec le Grès Vosgien triasique (*Rohn et al., 2006, 2003*).

1.3. Les observations de terrain

Sur le profil, de presque 400 mètres de longueur, d'orientation N-S (*Figure 8.45*), on peut observer une succession de nombreux dépôts sédimentaires sur le socle varisque (*Figure 8.46*). La paléosurface (marquée d'une ligne jaune) est bien mise en évidence par les dépôts sédimentaires successifs déposés dessus. Le socle est intrudé de très nombreux dykes de lamprophyre (certains ont été surimposés d'un trait beige).

La carrière d'Albersweiler a déjà fait l'objet d'une étude détaillée par Stellrecht (*1971*). Il y mentionne que la discordance entre le substrat rocheux du socle et les formations permiennes présentent des problèmes géologiques tels que ceux mentionnés par Strigel (*1912, 1914*) qui s'intéresse à l'irrégularité de la surface d'érosion et de dépôt. Il y a des contacts remarquables qui sont mis en évidence par les différents fronts de taille de la carrière. Afin de pouvoir expliquer chacun d'entre eux, il a fallu délimiter chaque séquence de dépôt et d'érosion. Ainsi, après l'érosion du socle varisque intrudé par le lamprophyre, se met en place une coulée volcanique de grande extension (ou plusieurs successives) dont on retrouve des lambaux au nord de la carrière mais aussi sur la partie sud largement surélevée par rapport à l'autre (*Figure 8.47*). Il reste également de petites parties, non érodées, de ce dépôt le long de la grande paléo-pente varisque sur la droite (e.g. entre la ligne jaune et orange sur le zoom A' de la *Figure 8.46*). Bien qu'ayant été érodée à maints endroits, cette coulée volcanique est bien le premier dépôt sur la paléosurface du socle varisque. Concernant les dépôts sédimentaires surincombant la partie volcanique, si aucune carte géologique ne passe à l'endroit de la carrière, il s'agit vraisemblablement de dépôt permien, caractérisé par son faciès très immature et souligné par sa couleur bien spécifique beaucoup plus sombre que les faciès du Grès Vosgien. Après une importante érosion de la coulée volcanique, un premier dépôt de grès permien a largement rempli l'ensemble la dépression, avant d'être lui-même érodé en partie. Pour finir, le dernier niveau gréseux permien a également remplit à nouveau l'ensemble de la dépression.

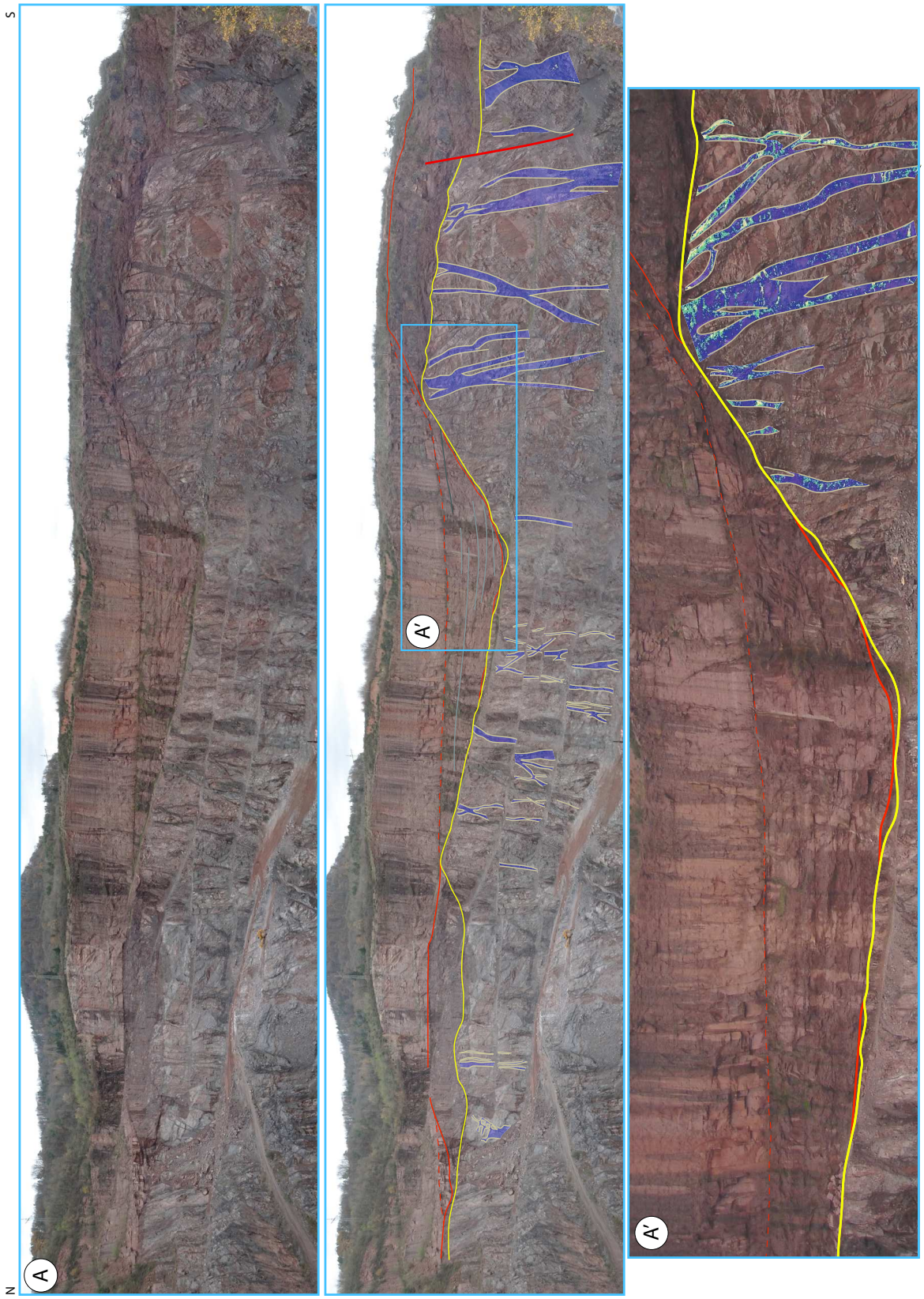


Figure 8.46 : Photo vierge et interprété de l'affleurement de la carrière à Albersweiler. S'observe la paléosurface varisque marquée par la ligne jaune (transition entre le socle et la couverture sédimentaire). Le socle est formé d'un gneiss intrudé de nombreux dykes de lamprophyres (certains dykes ont été surimposés de beige). Il y eu sur le socle, une coulée volcanique qui s'est déposée (sommet marqué par la limite orange), puis deux niveaux gréseux (limite entre les deux en violet). La dernière photo de la figure correspond à un zoom sur la partie S de l'affleurement, on y observe les contacts successifs liés aux différents dépôts érodés.

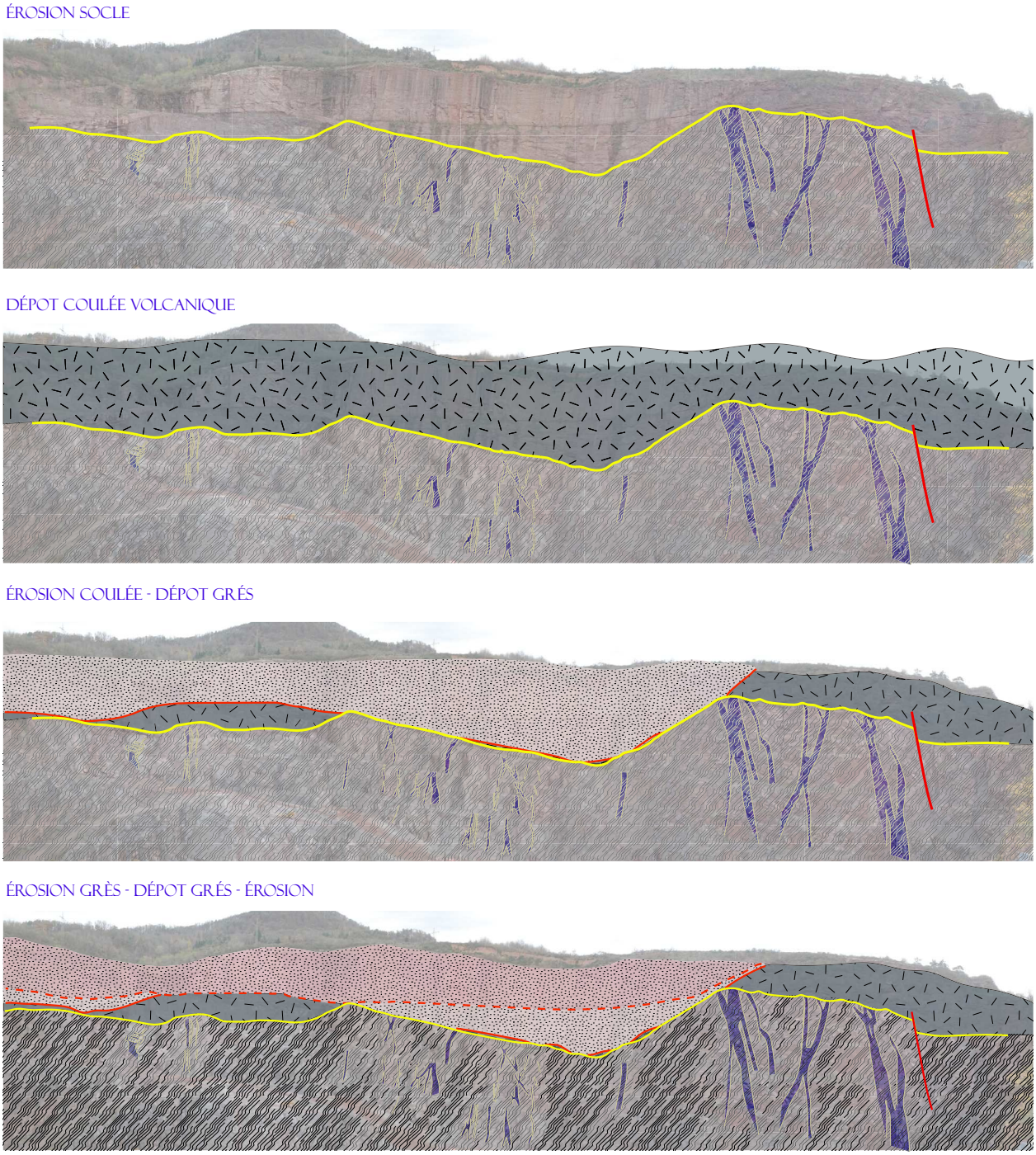


Figure 8.47 : Schéma d'interprétation (réalisé sur la photo panorama de l'affleurement) de la succession des dépôts et des érosions sur le socle de la carrière entre le Carbonifère et le Permien. 1 – Érosion du socle gneissique (figuré ondulant) intrudé de dykes de lamprophyre (contour de dyke en beige), 2 –Mise en place de la coulée volcanique, 3 – Érosion de cette coulée et dépôt de la première séquence de grès permiens et 4 – Érosion de ce niveau de grès, et dépôt d'une nouvelle séquence de grès permiens. Les formations permiennes montrent des faciès généralement très immatures avec des passées bréchiques : clastes anguleux (jusqu'à 10 cm de diamètre), sables grossiers mal classés et souvent arkosiques et faciès dominés par des laminations planes de type « épandage en nappe » (sheet flow).

Cette succession d'érosions et de dépôts entre le Carbonifère et le Permien permet d'expliquer les contacts sédimentaires (contact entre les faciès et leur pendage anormaux) le long de la grande pente (*Figure 8.46 A'*). Concernant le mouvement des failles, il affecte nettement la coulée volcanique (faille tardive ou « rejeux » d'une faille ancienne).

Les dépôts permiens de la base sont de types bréchiques (*Figure 8.48*). Les clastes sont globalement assez petits (de l'ordre de 0,5 à 2 cm), certains font jusqu'à 10 cm. Ils sont tous très anguleux, et la matrice est argilo-gréseuse.

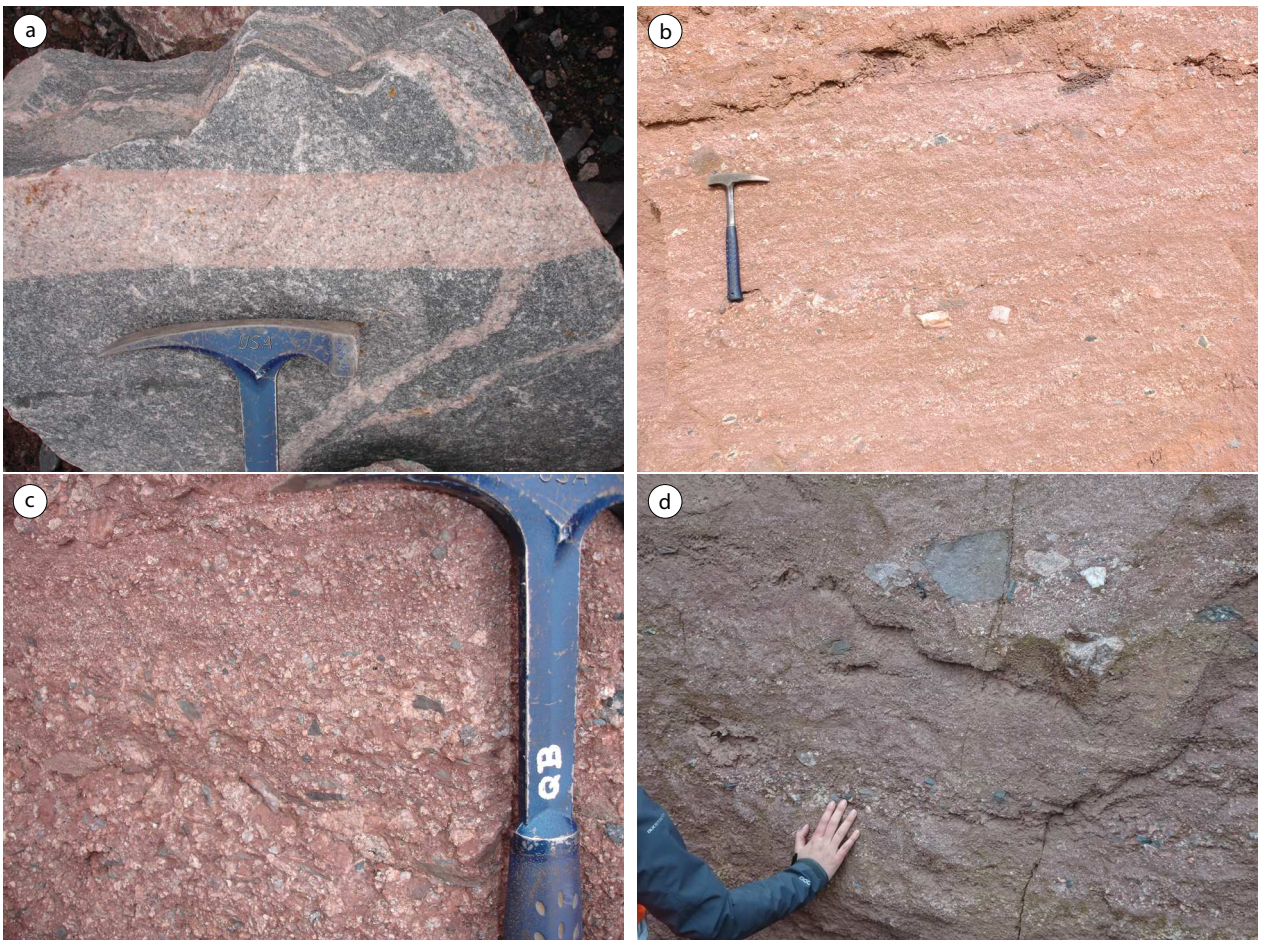


Figure 8.48 : Photo de détails a : gneiss avec filon d'aplite, b, et d : grès grossier avec passée bréchique de la base du Permien à clastes hétérométriques hyper anguleux.

2. Waldhambach (DE)

2.1. Localisation

Figure 8.49 : Localisation des profils A et B de la carrière de Waldhambach (Allemagne) en vue satellite (Map data ©2018 *Google, DigitalGlobe*). Les coordonnées de celle-ci sont les suivantes : Latitude 49°9'39.53''N – Longitude 8°0'6.54''E. Le tracé orange correspond à la position des profils A et B, d'orientation NO-SE et SO-NE : *Figure 8.50* et *Figure 8.52*.

De Klingenmünster, à 16 km au nord de Wissembourg, prendre la route 48 vers Waldhambach. Dès l'entrée de la forêt à la sortie de la plaine, la carrière se trouve sur la gauche au bout d'un kilomètre.

2.2. Les formations rencontrées

Il n'y a pas de carte géologique passant par là mais il existe des références bibliographiques sur la partie varisque de ces carrières : (*Reischmann and Anthes, 1996*).

- **Granodiorite (âge de l'intrusion : Carbonifère 333.1 ±4.4 Ma (***Reischmann and Anthes, 1996***))** Les roches se composent de plagioclase, de quartz, de feldspath alcalin, de biotite et de minéraux accessoires comme l'apatite, la magnétite et le zircon par ordre décroissant. Les gneiss et les amphibolites sont considérés comme des vestiges de la roche encaissante dans laquelle la granodiorite s'est intrudée. Le complexe plutonique présente une foliation magmatique qui est visible par l'orientation des nombreuses inclusions mafiques à intermédiaires (*Reischmann and Anthes, 1996*).

- **Dyke de lamprophyre (Carbonifère)** non déformé

2.3. Les observations de terrain

Sur l'affleurement, d'orientation NO-SE d'environ 250 m de longueur, on observe au premier coup d'œil quatre formations distinctes (chacune de couleurs différentes ; *Figure 8.50*). Le premier niveau de couleur blanchâtre, au fond de la carrière de Waldhambach correspond au socle varisque. Cette granodiorite est intrudée par endroit de dykes de lamprophyre (nettement moins fréquent qu'à Albersweiler, à 7 km à vol d'oiseau plus au nord, *Figure 8.51 1*). Ce socle a été érodé et présente une paléosurface assez marquée par endroit (ligne jaune sur les figures interprétées).

Au-dessus de ce socle est déposé un complexe comprenant des arkoses très immatures et des dépôts volca-sédimentaires bien lités et de couleur verdâtre (*Figure 8.51 2*) dont il ne reste plus qu'une faible épaisseur à certains endroits de la carrière (*Figure 8.50*). Certains faciès volcano-sédimentaires sont objectivement des tufs. Sur la *Figure 8.52*, on observe ce niveau qui drape en partie la paléosurface varisque. Plus ou moins épais, ce niveau a été érodé avant l'arrivée d'une coulée volcanique de roches mélanocrates (mélaphyre). On trouve dans cette dernière de nombreuses vacuoles remplis de minéraux secondaires comme la calcite (blanc sur les photos) et la chamosite (vert sur les photos). Ces bulles de gaz en formes d'amandes sont déformées selon le sens de l'écoulement plastique de la lave (*Figure 8.51 3*). Il y a également de très nombreuses cristallisations secondaires qui remplissent ces vacuoles (*Figure 8.53 a et b*). Essentiellement à dolomie et à silice, il y a eu plusieurs niveaux de cristallisations hydrothermales formant des agates bien zonées qui sont présentent le long de fractures également (*Figure 8.53 c à h*).

Pour finir, cette coulée a été érodée et des grès se sont déposés dessus, sur une surface plane (effet de coupe sur la *Figure 8.50*). On observe deux niveaux différents dans ces grès : une première séquence, de couleur rouge-orange, composée de bancs massifs à grand litages obliques de faible pendage pourrait correspondre à structures de « point bar » de méandres. Ces dépôts de granulométrie relativement fine, pourraient correspondre aux couches d'Annweiler définis dans les cartes géologiques alentours (*Rohn et al., 2006, 2003*). Le niveau rouge-brun foncé juste au-dessus est essentiellement argilo-silteux. Il pourrait correspondre à des dépôts de de plaine d'inondation associés aux faciès de chenaux méandriformes définis plus haut. Toujours selon les cartes géologiques avoisinantes (*Rohn et al., 2006, 2003*), les dépôts d'Annweiler sont superposés par une séquence argilo-sableuse, appelée Couches de Speyerbach.

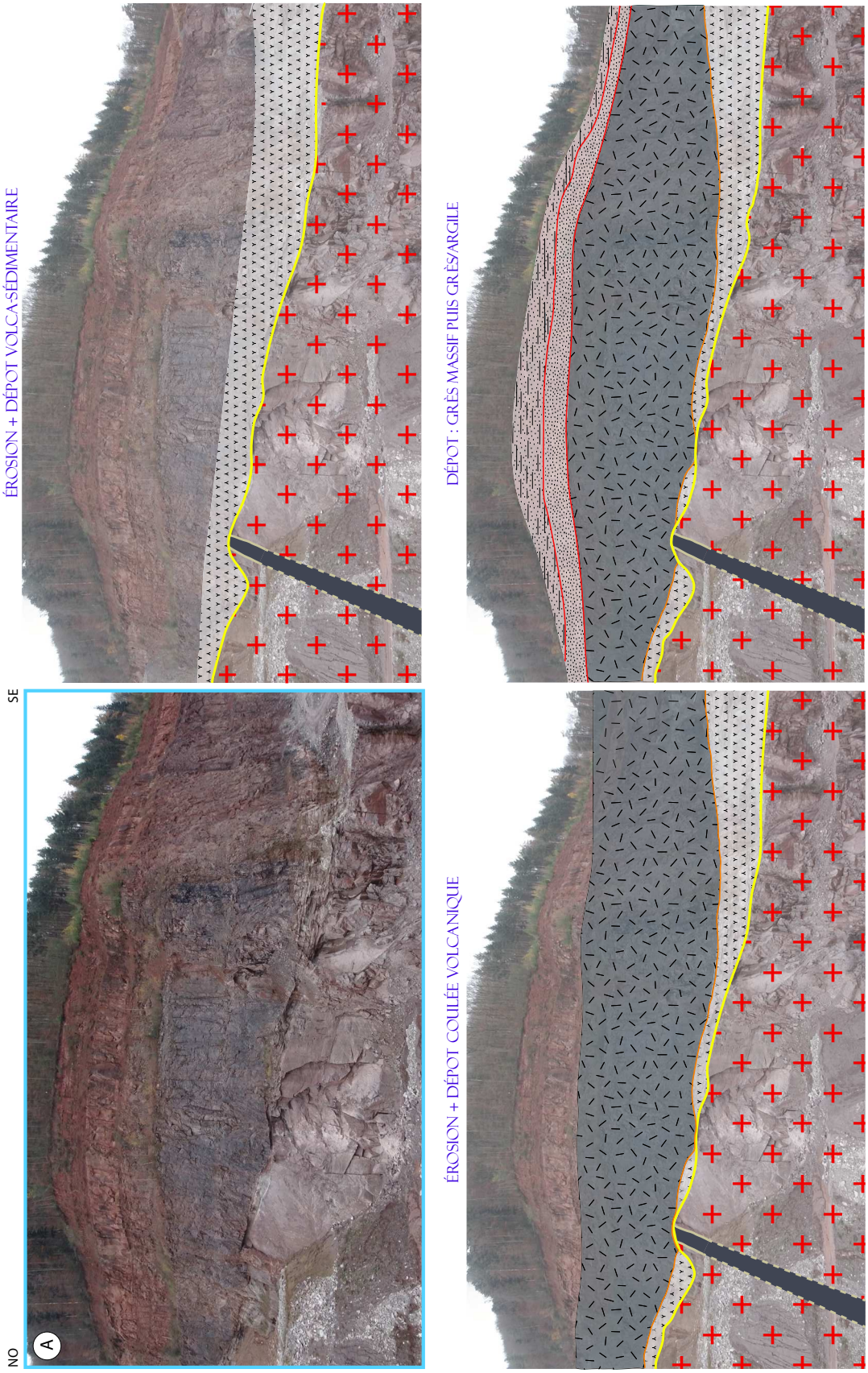


Figure 8.50 : Photo vierge et schémas d'interprétation de la carrière de Waldhambach (réalisé sur la photo panorama de l'affleurement) de la succession des dépôts et des érosions entre le Carbonifère et le Permien sur le socle varisque de la carrière. 1 – Érosion du socle gneissique (figuré ondulant) intrudé de dykes de lamprophyre (couleur surimposée au dyke en blanc) et dépôt volca-sédimentaire, 3 – Érosion de cette unité et dépôt de la coulée volcanique et 4 – Érosion de la coulée et dépôt des séquences de grès permiens.

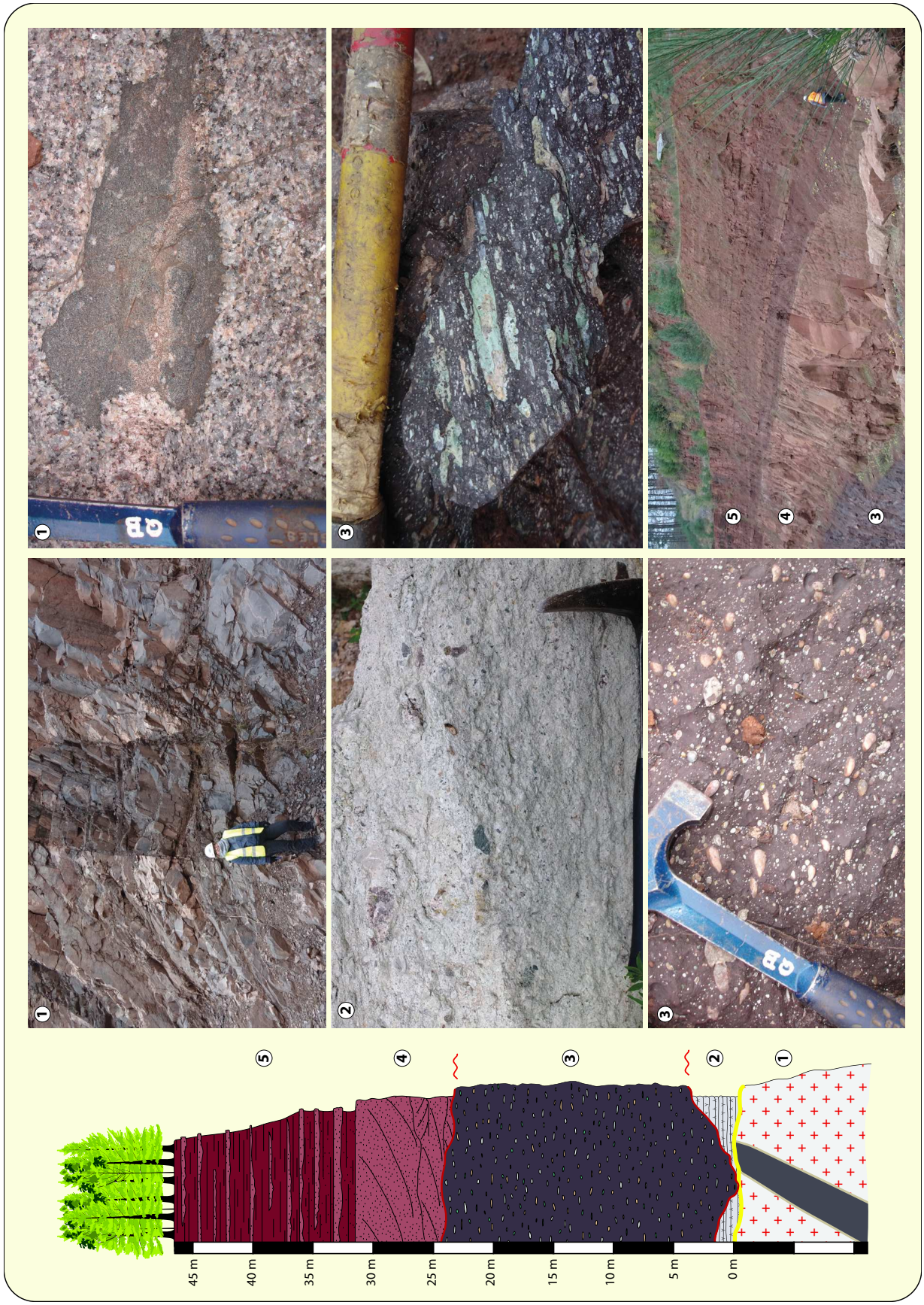


Figure 8.51 : Log synthétique de la carrière de Waldhambach. Chaque numéro est associé à un faciès et aux photos sur la partie droite. 1 : granodiorite intrudée de lamprophyre et photo de détail du granite avec une enclave, 2 : tufs, 3 : roches mélanocrates à vacuoles minéralisées de chamosite (vert) et de calcite (blanc ocre), 4 : grès à grands litages obliques et 6 : alternance argilo-pélitique.

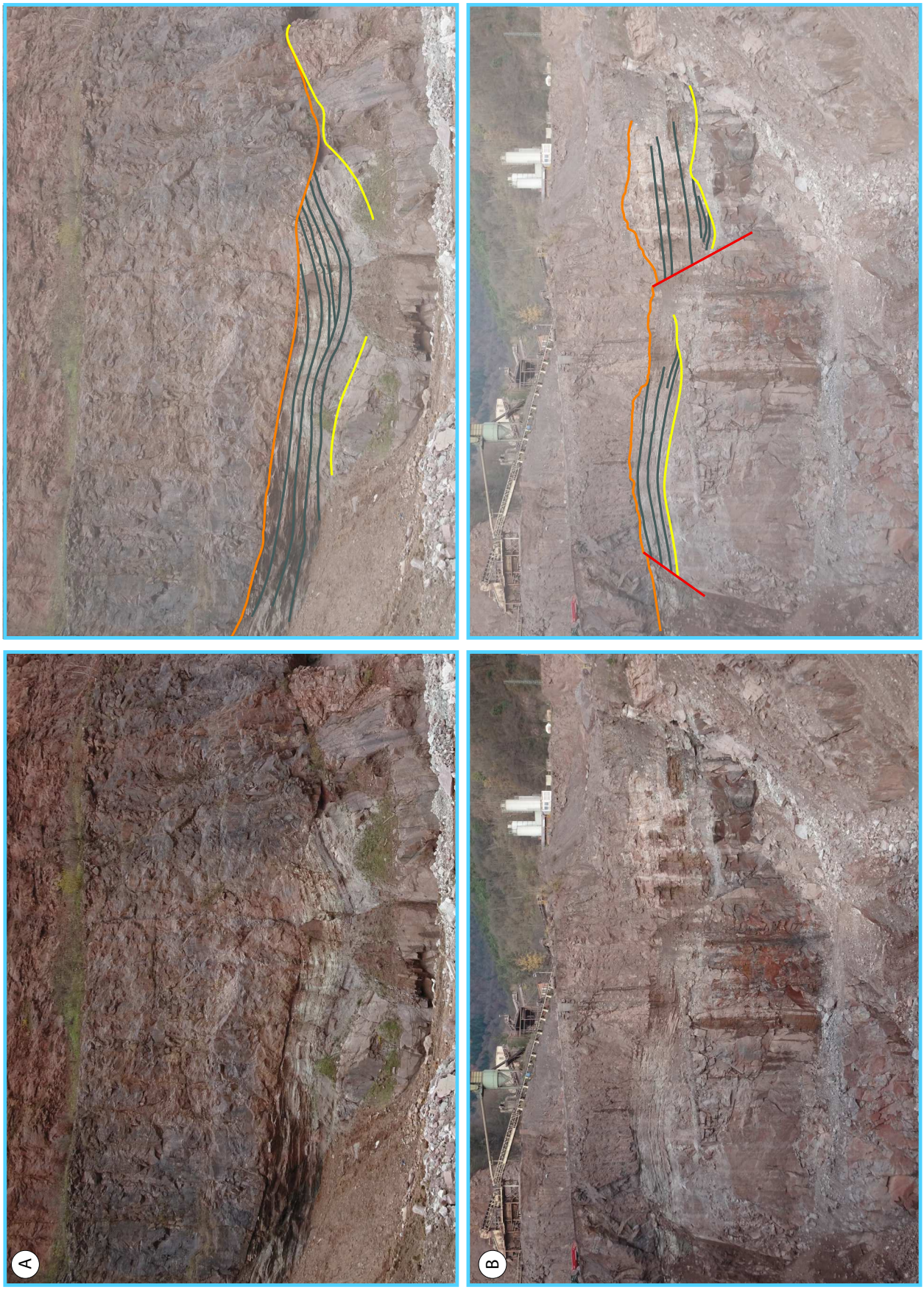


Figure 8.52 : Deux photos vierges de deux pans de la carrière de Waldhambach et les photos interprétées associées. La limite jaune correspond à la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. La limite orange marque la transition entre le dépôt volca-sédimentaire et la coulée volcanique (mélaphyre). Les niveaux de tufs drapent la paléotopographie varisque.

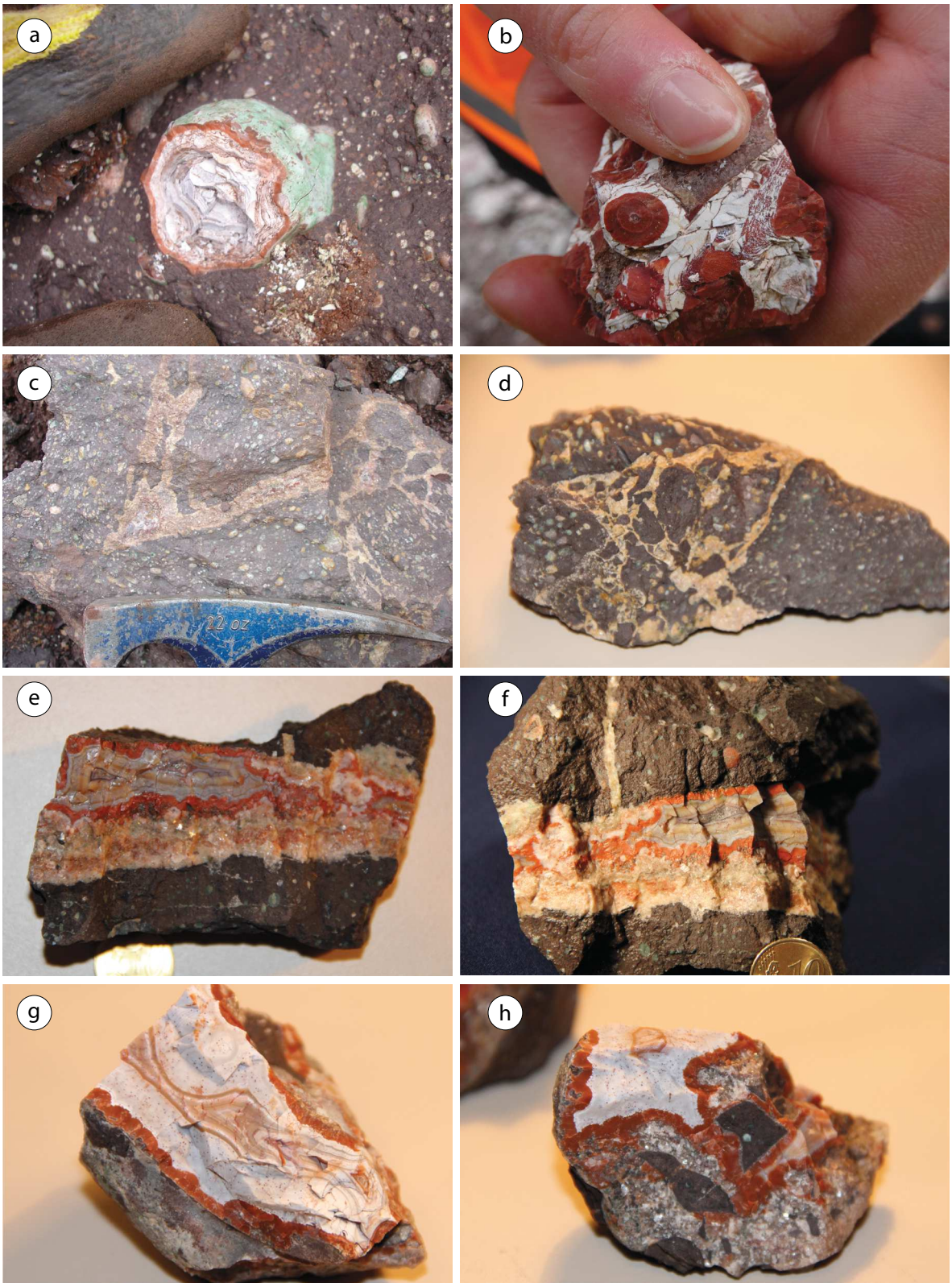


Figure 8.53 : a : Vacuoles de la coulée de mélaphyre remplies par de la silice zonée formant des agates, a, b : cristallisation de la silice formant des agates riches en cornaline, c : fractures minéralisées par de la dolomite et de la silice dans la coulée volcanique, d : fractures minéralisées par la dolomite dans la coulée volcanique, e, f, g : présence d'agate et de minéralisations filoniennes le long des fractures dans la coulée volcanique (silice et dolomite essentiellement), h : présence d'agate et de minéralisations filoniennes le long des fractures dans la coulée volcanique (silice et dolomite essentiellement) avec des petits morceaux de clastes de la coulée fracturés et cimentés par les minéraux secondaires dans la fracture.

V. Conclusions sur les carrières rhénanes

À travers l'étude des différentes carrières rhénanes sélectionnées dans ce manuscrit, de nombreuses observations ont été réalisées à la fois sur le faciès et sur l'épaisseur des formations anté-triasiques déposés sur le socle varisque.

Le Permien repose en général en discordance très nette sur le socle cristallin, la surface d'érosion entre ces deux formations correspondant à grande échelle, à la pénéplaine post-hercynienne. Il arrive que le Permien soit déposé sur les dépôts du Carbonifère sédimentaire, toujours en discordance mais pas nécessairement angulaire. Cela est néanmoins plus rare, et lié à l'érosion d'une grande partie de la couverture sédimentaire pré-permienne.

Seul les quatre carrières sur les huit présentent possiblement des dépôts sédimentaires anté-permiens. À Saint-Pierre-Bois, l'arène granitique in situ est possiblement datée au Stéphanien (*Blanalt et al., 1970*). La question se pose donc également pour les niveaux d'arènes in situ observés à Vieux-Moulin ? Dans les deux cas, l'épaisseur restante de ces niveaux est faible (inférieure ou égale à un mètre), alors qu'il pourrait être beaucoup plus épais si l'on se réfère aux énormes profils d'altérations actuels des zones tropicales/subtropicales. En effet, à Vieux-Moulin une boule de granite issue d'un chaos granitique voisin a été remaniée dans les niveaux bréchiques du Permien (malgré la faible épaisseur d'arène observé dans la carrière). Dans tous les cas, cette altération granitique a fourni, en plus de l'érosion du socle avoisinant, du matériel pour le dépôt sédimentaire Permien. Dans le cas de Vieux-Moulin, on observe de nombreux feldspaths peu altérés flottant dans la matrice de la brèche et à Saint-Pierre-Bois, le premier remplissage sédimentaire Permien est une arkose très grossière. Dans les carrières du sud du Palatinat, sous les brèches permiennes se trouvent des coulées volcaniques et d'autres formations volcano-sédimentaires, tels que des tufs, traduisant une importante phase de volcanisme entre le Viséen et le Permien. Ces niveaux, assez épais dans les carrières du Palatinat, peuvent l'être encore plus selon leur position par rapport à la source. D'épaisseurs variables, le faciès peut ainsi l'être tout autant. Dans tous les cas, il ne reste dans le Fossé Rhénan que de rares reliquats des formations sédimentaires pré-permiennes.

Dans le cas du Permien, son faciès se distingue assez bien du Buntsandstein triasique qui le surmonte, largement connu dans le Fossé Rhénan, par sa couleur brun-rouge sombre, par sa richesse en argile et par la faible maturité des grains formant

les grès. Ces niveaux permiens mal stratifiés, mal classés et mal consolidés correspondent à des milieux fluviatiles très proches de la source avec souvent des faciès de débris flow voire de cônes alluviaux proximaux à distaux, où l'on observe généralement le passage de faciès grossiers à la base riches en éléments anguleux et souvent bréchiques, à des faciès plus fins à prédominance argileuse dans les parties les plus jeunes. Par ailleurs, de fortes épaisseurs d'échelle pluri-métriques à décamétriques de passées argilo-silteuses sont assez fréquentes. À l'inverse, le Buntsandstein qui repose sur le Permien dans l'URG est de nature essentiellement gréseuse, caractérisant un système fluviatile plus mature et largement établit. Dans les dépôts permiens, on peut voir souvent sur les affleurements de la partie basale une très nette stratodécroissance de la base au sommet de l'épaisseur des bancs en même temps qu'une disparition rapide des faciès bréchiques. En raison des conditions arides du Permien, il y a généralement un temps plus ou moins long entre chaque dépôt permettant le développement de paléosols (souvent de nature dolomitique) au sommet de chaque séquence. Cela a été observé à Raon-l'Étape où le sommet des bancs est marqué par des niveaux de dolomitisation. La matrice des brèches est parfois « entièrement digérée » par la dolomie tandis que les clastes restent intacts. On note également la présence de silicification laminaires de couleur rouge (cornaline). À Vieux-Moulin, dans la partie sommitale de l'affleurement principal, un niveau horizontal de cornaline-dolomie marque bien cette alternance de dépôt et de dolomitisation (*Figure 8.54*).

Dans certains cas, comme à Sankt-Georgen-im-Schwartzwald, le Trias repose directement sur le socle plutonique/métamorphique varisque. Dans cette carrière, on observe très bien les couleurs rosâtres typiquement triasiques, la grande maturité des grains encore plus affirmée dans la partie éolienne de l'affleurement et la présence de conglomérats et non de brèches comme c'est le cas dans le Permien (les séries sédimentaires de cette carrière, sont datées du Trias moyen). À seulement une petite soixante de kilomètres de Baiersbronn, où l'on observe des dépôts permiens reposant sur le socle cristallin, comment expliquer la nature de la transition socle-couverture à Sankt-Georgen-im-Schwartzwald sinon par l'existence d'un paléo-relief qui n'a rien d'une pénéplaine mais plutôt d'une suite de creux et de collines avec une différence altimétrique d'échelle hectométrique à pluri-hectométrique ? Par ailleurs, plus vers le sud de la Forêt Noire, les premiers dépôts sédimentaires mis en place sur le socle varisque appartiennent au Grès à *Voltzia* (Buntsandstein terminal), ce qui signifie qu'il manque la presque totalité du Trias inférieur et de tout le Permien supérieur. À Baiersbronn le dépôt sommitale Permien du Tigersandstein appartient au Zechstein.

Dans tous les cas de figures que nous avons observés dans les carrières, si la nature du remplissage est propre à chaque « grande période » : bréchique au Permien inférieur, gréso-évaporitique (selon la distance de la mer du Zechstein), au Zechstein où l'on observe un vaste bassin continental étendu qui se met en place dans la ceinture orogénique varisque, à purement gréseux au niveau du très vaste Bassin Germanique du Trias, la paléotopographie précise du socle à travers l'espace et le temps est complexe.

Figure 8.54 : Photo de détail, de l'affleurement principal à la carrière de Vieux-Moulin, d'un niveau horizontal de dolomie-cornaline marquant probablement un paléosol au niveau du sommet d'une séquence bréchique permienne.

Dans le cas de Raon-l'Étape, à certains endroits de la carrière on peut voir une dolomitisation plus importante de la brèche que simplement de petits niveaux dolomitisés au sommet des séquences. La question de l'origine de la dolomite reste une question ouverte dans toutes les formations permiennes. Dans le socle avoisinant ces séquences, on peut voir que ce dernier a été fracturé et que ces fractures ont été minéralisées par de la dolomite et de la silice essentiellement (comme on en retrouve dans les dépôts permiens) et il existe plusieurs générations de minéralisation secondaire. Proviennent-ils d'un processus d'altération purement météorique de type *per descensum*, ou d'une remonté de

fluides hydrothermaux (le socle volcanique de Raon-l'Étape est riche en magnésium), ou de la somme des deux ? Si l'on reconsidère l'intérêt purement géothermique de la transition socle-couverture, la présence de dolomite et de silice peut-elle être un frein au forage des formations fracturées et altérées ? Comme les fractures sont scellées, les stimulations chimiques pour dissoudre ces minéraux peuvent être complexes dans ce cas de figure comparé à la calcite par exemple. La carrière de Waldhambach présente également des fractures dolomitisées et silicifiées dans la coulée volcanique, qui ressemblent fortement à celles observées à Raon-l'Étape mais dans ce cas, la paragénèse minéralogique incluant de la barytine, de la fluorine et de l'améthyste est clairement d'origine hydrothermale. Dezayes et Lerouge (*2019*) ont fait des analyses géochimiques sur les différentes minéralisations observées à l'interface socle-couverture, notamment à Waldhambach. Il s'agit effectivement d'une histoire polyphasée : « le dépôt de dolomie dans les fractures de tension de la partie supérieure du socle granitique hercynien (premiers 200-300 m) et dans la porosité du grès de la couverture sédimentaire est probablement le résultat de la circulation convective de saumures chaudes et profondes mélangées avec des eaux météoriques, probablement amorcées au niveau de la transition entre le socle et la couverture sédimentaire au début de la formation du rift rhénan et associées au diapirisme et au volcanisme du manteau mantélique (Eocène-Oligocène). Il semblerait donc que ces dépôts tardifs de dolomite et de silice ne se trouvent pas à la transition entre le socle varisque et la couverture sédimentaire dans le fond du graben.

Les premiers niveaux permiens sont issus du remaniement du socle cristallin varisque. Les clastes formant les brèches sont toujours hyper anguleux et ils peuvent être presque jointifs avec peu de matrice (surtout à la base). Certain faciès sont assez similaires à des dépôts issus de simples remaniements de clastes météoriques sur des pentes par des crues. Il est même parfois difficile de faire la différence entre des brèches d'altérations in situ et des brèches véritables. Il est évident que le transport des clastes est parfois très faible, au moins à la base des dépôts. Les roches de l'environnement immédiat sont toujours représentées de façon prédominante. Dans la plupart des cas, c'est le socle sous-jacent à la brèche qui alimente les premiers dépôts supra-socle. Ces premiers dépôts (les plus beaux exemples sont ceux de la carrière de Raon-l'Étape) sont le résultat des premières « purges de relief » lors de la reprise de la sédimentation. Dans certains cas, comme on peut le voir à Vieux-Moulin, si le Permien repose sur le socle, il y a une très grande variété de clastes hétérométriques dans la matrice. Si les plus gros sont évidemment granitiques, puisque le granite porphyroïde de Senones est le plus gros massif cristallin au niveau de la carrière, les clastes de petites et moyennes tailles sont également composés d'autres volcanites

avoisinantes. Selon la carte géologique (*Pfeiffer et al., 1975*), affleurent des microgranites, des rhyolites, des kératophyres (grandes coulées), les pyroclastites de Senones (Le Mont, Belval, le Puid, Vermont), des cornéennes amphiboliques, les grauwackes séquentielles de Moyenmoutier, des conglomérats et schistes métamorphiques, des roches pyroclastiques et des diabases du Dévonien. Du socle cristallin avoisinant, il y a des diorites à grains fins et des granophyres et rhyolites du granite hyperalcalin de Raon-l'Étape, et des mélaphyres généralement amygdalaires du Saxonien (Permien).

Une connaissance de la nature des roches volcaniques au droit des puits géothermiques est donc essentielle. Par exemple, Edel et al. (*2018*) ont publié une carte de dérivée verticale des anomalies de Bouguer (*Figure 8.55*) dans la région de Strasbourg. Sur cette carte, on observe la position des granites (anomalies de couleur rouge à violet), des roches sédimentaires paléozoïques et des gneiss (anomalies de couleur blanc-jaune-orange) et des volcanites mafiques, diorites et schistes du Paléozoïque précoce (anomalies de couleur vert et bleu foncé). Grâce à l'analyse des puits de la région de Strasbourg (P2. C5), on sait que le Permien peut atteindre et dépasser largement les 200 m d'épaisseur. Dans ce cas, on peut estimer qu'une bonne partie de la base de cet épais Permien sera composée de brèches, de grès à clastes hyper anguleux et des roches précédemment mentionnées. Si les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen ont permis de montrer la difficulté de différencier, à la simple analyse des cuttings, les formations permiennes du socle granitique varisque, les niveaux permiens n'y étaient que peu bréchiques. Ainsi, dans le cadre d'un forage à travers des horizons fortement bréchiques à clastes volcaniques, la différenciation sera d'autant plus complexe.

De nombreuses failles syn-sédimentaires ont été observées dans les carrières à la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. La plus intéressante de ce point de vue-là est celle de Vieux-Moulin. On y trouve à la fois des failles qui n'affectent que le socle et des failles qui continuent de jouer pendant le Permien. Schumacher (*2002*) démontre que l'évolution du Fossé Rhénan Supérieur est issue, en partie au moins, de la réactivation de structures varisques préexistantes. Dans ce cas, il existe des variations latérales d'épaisseur des dépôts permiens à cause du jeu de failles. Ainsi, lors de la mise en place des grandes failles durant le rifting rhénan, on peut se retrouver avec des niveaux différents de chaque côté de la faille. Dans le chapitre 7, nous avions observé d'importante différence d'épaisseur des dépôts Permien de chaque côté des failles principales (P3. C7. IV. 2), mises en évidence sur l'exemple de la ligne 75GE3 par l'encadré bleu en pointillé. La *Figure 8.56*, présente la partie NE de l'affleurement de Vieux-Moulin (profil A, *Figure 8.15*)

en tant qu'analogue de terrain pour cette observation des horizons sismiques permiens. Cela démontre la difficulté d'interpréter objectivement les formations du Permien. Si la grande épaisseur de ces formations est un premier challenge dans l'observation sismique, qui ne les imagent pas toujours très bien, les variations d'épaisseurs en est un deuxième. En sismique, le pointé des horizons se fait généralement par décalage constant entre le sommet et la base de chaque côté de la faille. Ceci n'est donc pas toujours possible pour les dépôts anté-triasiques.

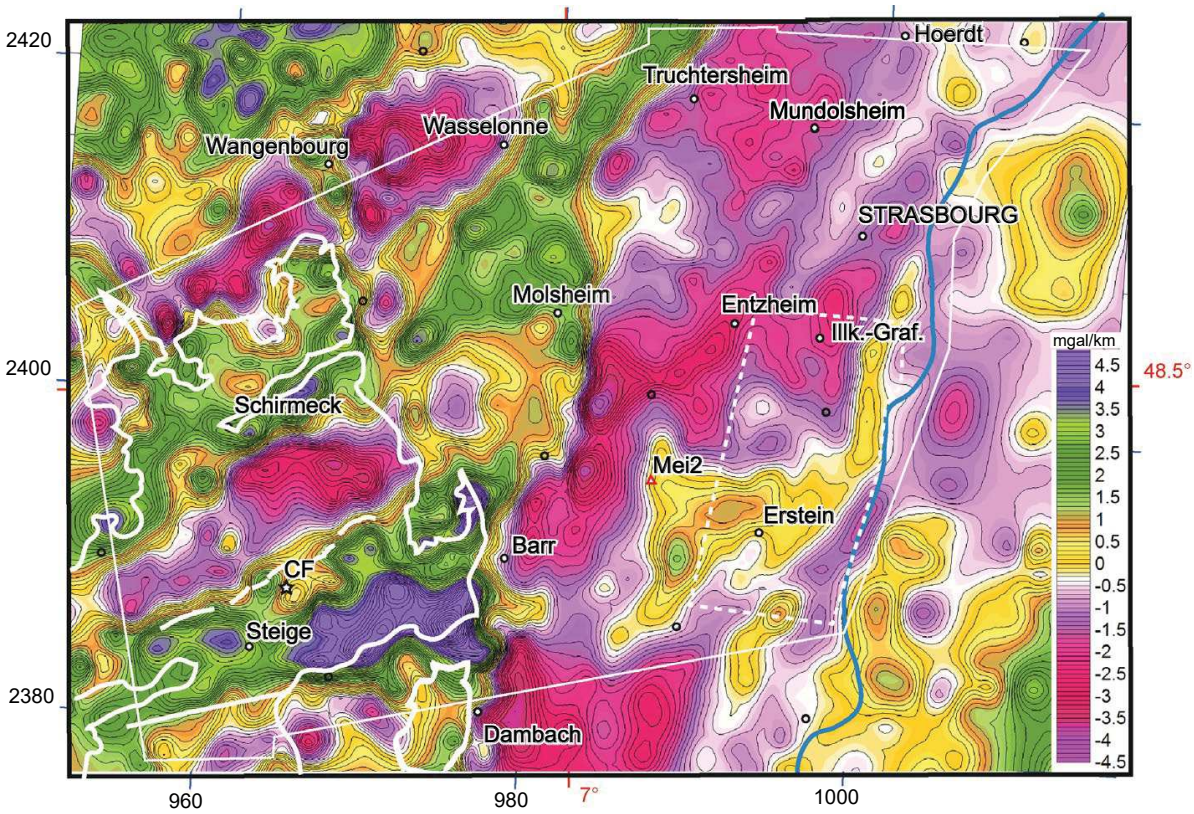


Figure 8.55 : Carte de la région strasbourgeoise issu de la dérivée verticale de l'anomalie de Bouguer d'après Edel et al. (2018). Sur la carte les granites sont représentés par les anomalies en rouge à violet, les roches sédimentaires paléozoïques et les gneiss par ceux de couleur blanc-jaune-orange et les volcanites mafiques, diorites et schistes du Paléozoïque précoce par le vert et bleu foncé.

Dans la carrière de Vieux-Moulin, le granite observé est à la fois sain et totalement altéré selon les secteurs (les parties saines ou altérées du granite sont nettement délimités par des failles ou des fractures). Si en géothermie profonde, c'est le socle granitique fracturé qui fait partie de la cible à atteindre, il faut néanmoins que celui-ci soit suffisamment cohérent pour être traité en « open hole ». Dans quelles conditions se forme ce granite totalement altéré ? Est-ce lié à l'absence de la couverture sédimentaire permienne et d'une altération supergène ou est-ce une histoire plus tardive ou polyphasée jusqu'à l'effet de l'altération actuelle ? De plus, quelle est l'extension latérale et verticale de ces niveaux ? Aux vues de la carrière de Vieux Moulin, il apparait clairement que ces différences

d'altérations sont liées à des couloirs de fracturation permettant ou ne permettant pas la circulation de fluides hydrothermaux ou météoriques.

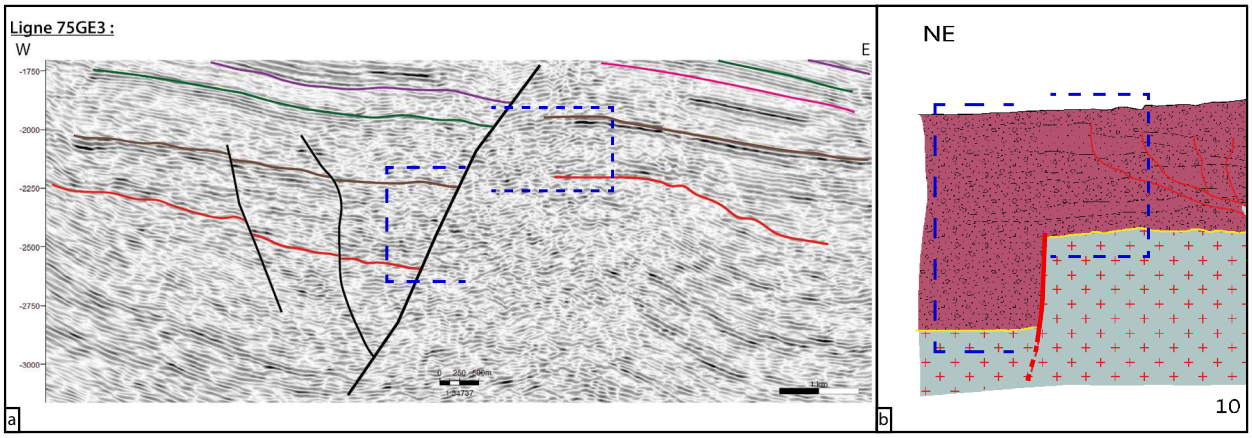


Figure 8.56 : a : Détail de la ligne sismique 75GE3 montrant les horizons sismiques permiens. Les lignes en violet correspondent au toit du Keuper, les lignes en vert au toit du Muschelkalk, les lignes en rose au toit du Buntsandstein, les lignes en brun au toit du Permien et les lignes rouges au toit du socle. Il y a une différence d'épaisseur entre les deux côtés de la faille principale du niveau Permien ; b : agrandissement de la partie NE du schéma interprétatif de la carrière de Vieux-Moulin présentant une différence d'épaisseur du remplissage permien par le jeu de faille.

Pour conclure en quelques lignes, la surface pré-permienne très irrégulière dans les grandes lignes est fortement accidentée dans le détail et elle révèle d'une topographie ancienne, très compliquée par place (*Choubert and Gardet, 1935; Strigel, 1922, 1914, 1912*). On sait par ailleurs que la surface pré-permienne est une surface composée dont les différentes parties ont chacune une allure différente, liée au fait que plus la paléotopographie était élevée au Permien, plus elle pouvait être exposée aux forces destructrices de l'érosion, dont l'évolution normale a été modifiée plusieurs fois par des mouvements d'ordre tectonique ou isostatique (*Choubert et Gardet, 1935*). À grande échelle, la pente générale de la paléosurface est vers le NO, de l'ordre de 3% au nord et de 6% au sud (*Choubert et al., 1935*), comme on le voit très bien sur la *Figure 8.1* (*Bourquin et al., 2011*). Dans la partie Sud de la Forêt Noire, les dépôts détritiques ne recouvrent le socle qu'à l'extrême fin du Trias inférieur.

Durant tout le Permien, les bassins formés ont collecté les matériaux Paléozoïques de la destruction de la chaîne hercynienne. Ce n'est qu'au Trias que l'environnement global est scellé par les grès triasiques fluviatiles qui surmontent le tout à n'importe quel endroit, comme nous l'avons vu dans les carrières, soit sur le Permien ou sur le socle cristallin directement (comme à Sankt-Georgen-im-Schwartzwald). Ainsi, le remplissage sédimentaire Permien observé à travers toutes les carrières se met toujours en place de la

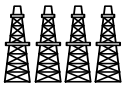
même façon avec en premier lieu le remplissage des creux du paléorelief varisque (ou qui peut avoir été créé par jeu de failles) par des brèches grossières à alimentation locale (clastes hétérométriques hyper anguleux) puis par des sédiments sableux progressivement plus fins. Le comblement Permien de la paléosurface varisque est d'une vingtaine de mètres à l'échelle de la carrière mais à l'échelle de la région cela représente plusieurs centaines de mètres. L'ensemble des reliefs est toujours scellé par les grès triasiques qui surmontent le tout.

PARTIE 4

Synthèses et perspectives

« De tous les biens, la science est le plus grand, parce qu'on ne peut ni l'enlever à autrui, ni l'acheter, et qu'elle est impérissable »

Les civilisations de l'Inde, Gustave Le Bon (1893)



CHAPITRE 9

★ ★

Discussion et conclusions générales

Le Fossé Rhénan Supérieur, en fonction des endroits, comprend une épaisse série sédimentaire allant de 1 000 m à plus de 3 500 m, comprise entre le sommet du socle Paléozoïque et le Quaternaire. Cette thèse est d'intérêt géologique régional (entre Wissembourg et Mulhouse) et transfrontalière, car elle s'intéresse à toutes les formations sédimentaires rhénanes susceptibles d'être forées pour l'exploitation de la ressource géothermique profonde. Ces travaux de thèse proposent une révision complète de la succession des formations sédimentaires doublée d'une caractérisation de leur faciès. Est également synthétisée, une caractérisation du signal gamma-ray acquis en forage pour chaque formation ainsi que des corrélations inter-puits à travers tout le Fossé Rhénan. Enfin, une étude d'une dizaine d'affleurements situés dans les Vosges, en Forêt Noire et dans le Palatinat porte sur les modalités de la transition socle-couverture et viennent compléter ce travail par une approche terrain. De plus, l'intégration de l'ensemble de ces données a permis de mieux appréhender la géologie notamment dans la région de Strasbourg et donc de sécuriser les interprétations des lignes sismiques anciennes et nouvelles étudiées. Enfin, l'apport des données géologiques originales des récents forages géothermiques de Rittershoffen forés entre 2012 et 2014, renforcés par les résultats de celui d'Illkirch réalisé en 2018 a permis d'obtenir une vision verticale des unités sédimentaires du sous-sol du Fossé Rhénan.

La colonne sédimentaire rhénane

Si le résultat de l'analyse chronostratigraphique du puits de Rittershoffen a servi de base à ces travaux (*Duringer et al., 2019*), la description des carottes d'EPS-1 en a été une autre. Pour la première fois, l'ensemble des 484 m de carottes dans la partie sédimentaire du puits d'exploration d'EPS-1 a été décrite. Bourquin et al (*2006, 2009*) a réalisé le travail sur une partie du Buntsandstein. Cette analyse a été réalisée pour fournir des données lithologiques et stratigraphiques solides pour les interprétations chronostratigraphiques des puits. Il a été possible de proposer un cadre stratigraphique précis et d'analyser les lithofaciès du Muschelkalk moyen jusqu'au socle, tout en décrivant les signaux GR en parallèle, puisque la diagraphie a été acquise dans le puits. À travers deux logs chrono-lithostratigraphiques et 6 planches photos détaillant le faciès de chaque formation, une synthèse de toutes les carottes a été proposée.

Parmi les résultats principaux de ces observations, on note la transition la plus évidente entre la couverture sédimentaire (base du Permien) et le socle observé à 1 417 m de profondeur. Dans le Muschelkalk, de haut en bas, on observe que le signal

peut être divisé en deux parties principales. La première partie correspond aux Marnes Bariolées (Muschelkalk moyen) montrant un signal cyclique de grande longueur d'onde, lié à l'alternance anhydrites/marnes. Vers le bas, les principaux décalages vers la gauche sont liés au pourcentage élevé d'anhydrite caractéristique de la partie inférieure du Muschelkalk moyen. Dans la deuxième partie inférieure du Muschelkalk, le signal GR est d'abord de faible intensité en raison du compétent complexe dolomitique des Couches à *Myophoria Orbicularis*, Schaumkalk et Wellenkalk, avant d'augmenter progressivement du haut vers le bas du puits. Dans un premier temps, la transition entre le Muschelkalk et le Buntsandstein est évidente, avec une augmentation constante du GR tout au long du Muschelkalk inférieur liée à l'augmentation de l'argile, jusqu'à son maximum à la transition Grès Argileux (Buntsandstein) et Grès à Meules (Buntsandstein). De là, le signal diminue progressivement jusqu'au toit du Poudingue de Sainte-Odile, où le signal est lié à la diminution progressive de la partie argileuse et à l'augmentation de la partie sableuse. Le Poudingue de Sainte-Odile montre un signal GR relativement faible. Il se caractérise par deux signaux larges en forme « ε » clairement distincts des formations supérieures et inférieures. Les formations sous-jacentes homogènes du Grès Vosgien et argileuses du Permien sont également visibles sur le log du GR, avec un signal d'abord très linéaire et stable (Grès Vosgien) avant un déplacement vers le pôle plus radioactif lié à la proportion d'argile nettement plus importante dans le Permien. On observe néanmoins un décrochement de la valeur du GR à la transition entre le Grès d'Annweiler et le grès Anté-Annweiler. Dans ce dernier grès, dont la teneur en argile est inférieure à celle de la formation d'Annweiler, on observe une diminution du signal GR dans le log. Cependant, comme sa teneur en argile est plus élevée que dans le Grès Vosgien, le signal ne descend pas en dessous de la valeur GR de ce dernier. Avec peu d'affleurements accessibles dans la région pour les formations du Muschelkalk moyen et inférieur, disposer de cette description complète avec les nombreuses planches photos pour chaque formation apporte une base importante pour tous les futurs puits géothermiques (ou pétroliers) forés dans la région, mais aussi pour la réinterprétation des anciennes données de puits.

Si Courel et al. (*1980*) ont défini la terminologie des formations sédimentaires du Trias dans la partie est du Bassin de Paris, il n'existait pas de synthèse régionale à l'échelle du Fossé Rhénan. Les seules informations disponibles à cette échelle dans le graben proviennent de la synthèse géologique réalisée par Ménillet et al. (*2015*) sur le secteur d'Haguenau et l'analyse chronostratigraphique détaillée du puits géothermique de Rittershoffen (*Duringer et al., 2019*). La colonne stratigraphique est présentée sous la forme de logs et de tableaux tout au long du manuscrit (partie 2, *La couverture sédimentaire*

traversée par les puits). Pour le Tertiaire, qui présente des noms de formations différents entre le Nord et le Sud du fossé, est donné un tableau de synthèse qui met en corrélation stratigraphique le bassin de Pechelbronn et le bassin potassique. Ce tableau montre clairement l'énorme différence de faciès de dépôts majoritairement argilo-marneux avec ou sans gypse au Nord et des faciès argilo-salin voire totalement salin au Sud pour toute la partie « Eocène à Oligocène inférieur ». Les faciès ne sont réellement corrélables qu'à partir de la grande transgression marine rupélienne (Série Grise) qui dépose uniformément, des marnes grises du Sud au Nord du fossé mais facilement corrélables grâce à la formation des Schistes à Poissons, véritable repère stratigraphique et sismique.

Grâce à ces nouvelles données, ont pu être réalisées des corrélations interpuits entre Rittershoffen et Soultz-sous-Forêts, et entre les puits de la région strasbourgeoise (entre Cronenbourg, Lipsheim, Schaeffersheim et Meistratzheim). Pour finir, l'établissement des corrélations interpuits entre Rittershoffen et Sainte-Croix-en-Plaine ont permis d'étendre ces observations du Nord au Sud à travers le Fossé Rhénan Supérieur. L'observation de ces différents puits mis en parallèle les uns par rapport aux autres a permis d'établir des corrélations de l'ensemble des formations sédimentaires du Trias au Jurassique à travers le Fossé Rhénan, synthétisés sous la forme de trois tableaux. C'est d'ailleurs l'observation minutieuse des formations du Jurassique qui apporte de nouveaux éléments intéressants sur la stratigraphie alsacienne. Avec un faciès essentiellement marno-argileux, il est extrêmement difficile de faire une bonne synthèse des cartes géologiques entre elles. Or nos travaux ont montré la continuité des séquences sédimentaires du Jurassique inférieur à supérieur avec quelques bancs repères distinctifs. Dans le Lias par exemple, le Calcaire de Kirwiller et de Zinswiller qui n'avaient été bien caractérisés jusque-là que dans le Nord du fossé, se sont avérés être des repères extrêmement fiables dans toute la partie Sud. Par ailleurs, peu connu comme banc repère du Lias avant ce travail, le Calcaire de Zinswiller peut être considéré maintenant, comme le meilleur signal stratigraphique du Jurassique inférieur. Dans le Dogger, l'existence d'un banc repère presque aussi net que celui de la Grande Oolithe a été totalement passé sous silence jusqu'à ce jour. Celui-ci (le Calcaire d'Ettendorf et de Mietesheim), avec sa dizaine de mètres d'épaisseur en moyenne de calcaire massif est particulièrement bien développé dans toute la partie centrale/ méridionale du fossé. Avec la formation de la Grande Oolithe, il forme un doublet de calcaire massif absolument incontournable et facilement identifiable.

Les interpuits ont également mis en évidence plusieurs autres résultats :

- **Soultz-sous-Forêts**

L'un des premiers résultats marquants sur la colonne sédimentaire de Soultz-sous-Forêts par rapport à celle de Rittershoffen est l'érosion substantielle des formations tertiaires et quaternaires. Les puits de Soultz-sous-Forêts sont dépourvus de toute la Série Grise, de la partie supérieure des Couches de Pechelbronn (Oligocène) et de presque toutes les formations du Complexe du Plio-Quaternaire, qui représentent ensemble une épaisseur cumulative d'environ 444 mètres.

Une deuxième différence significative est présente au niveau de la discordance Mésozoïque/Cénozoïque. L'érosion de la partie supérieure du Jurassique est plus marquée dans les colonnes sédimentaires de Soultz, et plusieurs unités du Dogger sont absentes, enlevées lors de l'émersion des formations au Crétacé/début du Tertiaire. Par rapport à Rittershoffen, dans la colonne sédimentaire de Soultz, il manque environ 35 m de formations jurassiques supérieures (l'intégralité des Argiles Sableuses et la Formation de Schalkendorf).

Enfin, cette étude stratigraphique a permis de mettre en évidence la présence de certaines failles normales associées à d'importantes variations d'épaisseurs. Grâce à une analyse structurale combinée à des données de puits (diagraphies instantanées) et à des profils sismiques, les failles ont été localisées avec précision en ce qui concerne leur profondeur dans chaque puits. L'un des résultats majeurs est l'impact de la faille de Soultz-sous-Forêts, qui affecte différentes unités dans les puits en raison de sa géométrie complexe divisée en trois branches principales. Celles-ci sont situées dans le Trias respectivement à 1 002, 1 049, 1 219 m dans GPK-1 et à 793, 911 et 1 064 m en GPK-2.

- **La région de Strasbourg**

L'érosion des formations tertiaires et quaternaires et la position des différentes zones géographiques selon le schéma structural régional au moment du rifting permettent d'expliquer les variations importantes d'épaisseurs observées dans l'interpuits strasbourgeois. Concernant les puits étudiés, Cronenbourg est le seul puits très profond présentant presque 1 900 m de roches sédimentaires tertiaires, tandis que les trois autres puits n'ont qu'entre 600 et 1 000 m de ces dépôts. De plus, si dans les compartiments effondrés comme à Cronenbourg et Illkirch-Graffenstaden les formations sont plus semblables en termes d'épaisseur, dans les compartiments surélevés on observe de fortes

variations entres les puits.

Du sel massif a été observé dans tous les puits qui ont traversé la Zone Salifère inférieure, excepté LIP-2 (le sel ayant peut-être flué par le jeu des failles affectant le puits et ses alentours). Cronenbourg est le seul puits à présenter de forte concentration de sel (massif ou argilo-marneux salifères), d'anhydrite et de gypse tout au long des trois Zones Salifères (du Bartonien au Rupélien inférieur).

Concernant le Jurassique, tous les puits démarrent dans le Dogger supérieur, dans la zone à *Macrocephalites macrocephalus* pour Cronenbourg et Schaeffesheim (Callovien) et dans la zone à *Belemnopsis canaliculatus* pour Lipsheim et Meistratzheim. De ces niveaux au Trias moyen (Grès Vosgien), les seules fortes variations d'épaisseurs sont induites par la présence de failles normales et dans l'épaisseur du Calcaire d'Ettendorf, dont celle-ci apparaît assez variable comme le mentionne Ménillet et al. (*2015*).

Pour les formations anté-triasiques, seuls deux puits ont atteint le Permien. MEI-2 a traversé 56 m de formation permienne avant de pénétrer dans le socle granitique et GCR-1 s'est arrêté au bout de 200 m dans les formations intra-permiennes. À Meistratzheim, de bas en haut de la série permienne, on observe une dizaine de mètres de brèches basales, suivi de 46 m de grès silto-argileux à passées d'argiles. Dans Cronenbourg, on observe 53 m de brèche basale, suivi de 86 m de grès siliceux à passées d'argile puis de 53 m de grès silto-argileux à passées d'argile. Pour GIL-1, après avoir traversé 72 mètres de Grès Vosgien, le forage dévié a pénétré le socle granitique via la faille principale d'Eschau.

Le gamma-ray (GR)

L'analyse gamma-ray effectuée sur quinze puits, pour une longueur totale de diagraphie de 31,4315 km, a également permis de mettre en évidence pour la première fois, l'ensemble des signatures propres à chaque formation sédimentaire déposée dans le Fossé Rhénan Supérieur de toute la colonne sédimentaire du Permien au Quaternaire. Cette analyse n'aurait pas pu être effectuée avec précision sans les données récentes acquises sur le puits géothermique de Rittershoffen qui a servi de base à l'élaboration du contexte sédimentaire régional (limites et épaisseur de chaque formation) de la couverture sédimentaire supra-socle (*Duringer et al., 2019*). Ces informations ont été largement confirmées, confortées et améliorées avec les données récentes du puits en cours de foration à Illkirch. Pour Rittershoffen, la description du signal gamma-ray

associé au puits a été détaillée. À Soultz-sous-Forêts, c'est la description des carottes du puits d'exploration EPS-1 (du Muschelkalk moyen au Permien) qui a permis de donner les limites entre les formations sédimentaires forées par le puits (*Aichholzer et al., 2019*). La description du signal gamma-ray a aussi été simplement décrite pour ces formations. C'est en observant le signal GR entre Rittershoffen et Soultz-sous-Forêts que la similitude de celui-ci, pour les mêmes formations sédimentaires vers le sud du Fossé Rhénan, a été observée. Avec les nouveaux forages de la région strasbourgeoise, la réinterprétation litho-chronostratigraphique de plusieurs anciens puits, atteignant à minima le Trias, a permis de confirmer cette observation sur une plus grande zone géographique. Ainsi, dans cette thèse, une vaste étude s'étendant de la région de Rittershoffen à Sainte-Croix-en-Plaine a été conduite sur la diagraphie gamma-ray. Il en résulte, un catalogue « nord-sud » des signatures GR par grandes séries sédimentaires : le Tertiaire, le Jurassique, le Keuper, le Muschelkalk, le Buntsandstein et le Permien. Ce sont au total 11 analyses de corrélations interpuits qui ont été réalisées pour ce catalogue nord-sud du GR. Si l'épaisseur de certaines formations peut varier, le signal reste strictement identique.

Pour le Tertiaire, en raison des fortes variations latérales de faciès dans toutes les formations « anté Série Grise », seuls les deux plus marquants signaux de la Série Grise ont été caractérisés : les Schistes à Poissons et les Marnes à Foraminifères. Le signal GR voit sa valeur augmentée de façon drastique en raison de la forte concentration en matière organique complexée à l'uranium, dans les Schistes à Poissons et dans les Marnes à Foraminifères, ce qui permet de délimiter nettement ces formations des dépôts sus- et sous-jacentes. De par leur forte teneur en matière organique, les Schistes à Poissons constituent également un excellent réflecteur sismique. Dans le Jurassique, avec des faciès majoritairement marno-argileux, ce sont principalement les formations de calcaires massifs ou marno-calcaires alternants qui induisent des variations importantes et reconnaissables du signal GR. Ainsi, on recherchera principalement les formations suivantes : l'épaisse formation de la Grande Oolithe, le Calcaire de Kirrwiller, le Calcaire de Zinswiller et les Marnes et Calcaires à Gryphées. Se distingue également sans ambiguïté, le signal de la Formation de Schalkendorf, lié à sa composition fortement sableuse, voire carrément gréseuse.

Dans le Keuper c'est l'ensemble des formations de la Lettenkohle qui possède le signal GR le plus caractéristique : la Dolomie Limite, les Argiles de la Lettenkohle (signal le plus radioactif) et la Dolomie Inférieure (signal extrêmement faible faisant suite au signal hautement radioactif des Argiles de la Lettenkohle). On distinguera également les Argiles

de Levallois et la Dolomie de Beaumont (cette dernière spécialement dans le Nord). Dans le Muschelkalk, on notera les signaux des Couches à Cératites, du Calcaire à Entroques, des Marnes Bariolées et du complexe formé par les Couches à *Myophoria orbicularis*, le Schaumkalk et le Wellenkalk qui ont les signaux GR les plus marquants. Pour finir, dans le Buntsandstein, c'est le Grès à *Voltzia* en premier lieu puis le Poudingue de Sainte-Odile qui possèdent les signaux les plus caractéristiques. La transition Permo-Trias se marque très bien par l'augmentation du signal GR par le passage du Trias essentiellement gréseux et peu argileux au Permien clairement argilo-gréseux avec de très nombreuses passées d'argiles et une grande richesse en galets mous d'argiles.

Toutes les autres limites de formations sédimentaires sont déduites de la position de ces signaux principaux, mais elles présentent également des similitudes de leur réponse GR, et ce dans tous les puits de la région. Il y a donc, excepté les épaisseurs de certaines formations spécifiques (Permien par exemple), une continuité dans les dépôts du Permien au Jurassique à travers tout le fossé. L'harmonisation des noms de formation, l'identification de leurs limites supérieures et inférieures ainsi que leur corrélation latérale et la succession des dépôts à travers la région rhénane est un des résultats majeurs de cette thèse. S'il existe déjà les travaux sur le Fossé Rhénan du RGF[1] et de GeORG[2], le travail réalisé ici n'est pas à la même échelle. Dans cette thèse c'est l'ensemble de la colonne qui a été utidée de bas en haut, en continue à travers la pile sédimentaire, à l'instar des travaux plus spécifique réalisé jusque là (*Bourquin et al., 2011, 2019 ; Lutz et al., 2005 ; Lutz et Cleintuar, 1999*).

La transition socle-couverture

Après la caractérisation de la colonne stratigraphique rhénane et de la caractérisation du signal GR, une partie de cette thèse a été consacré à l'observation des niveaux sédimentaires anté-triasiques reposant sur le socle varisque cristallin. Pour ce faire, deux études ont été menées, avec tout d'abord l'interprétation de profils sismiques avant la caractérisation d'analogue de terrain.

- **La sismique**

L'analyse sismique a d'abord été menée à l'échelle de la colonne sédimentaire afin de caractériser les différents horizons sismiques jusqu'à atteindre le Permien et le socle.

9.1 http://rgf.brgm.fr/page/vosges-fosse-rhenan-pilote-rgf

9.2 http://www.geopotenziale.org/home/index_html

L'analyse des réflecteurs sismiques a de ce fait permis de confirmer les observations réalisées sur les données de puits de Cronenbourg, Lipsheim, Schaeffersheim et Meistratzheim et de répondre à certains questionnements qui sont apparus lors de cette analyse interpuits, comme par exemple l'absence de sel dans un des puits.

De ce fait, le toit des Schistes à Poissons, le toit du Jurassique, le toit du Keuper, le toit du Muschelkalk, le toit du Buntsandstein, le toit du Permien et le toit du socle, et le niveau bien marqué de sel massif à la base de la Zone Salifère inférieure ont été caractérisés. Il a alors été possible de mettre en évidence les niveaux sismiques pré- et syn-rift, remarquablement illustrés sur la ligne 85ST05.

Concernant le faciès permien, en raison de fortes variations latérales d'épaisseur, il n'a pas été forcément possible de suivre les horizons d'un bout à l'autre des lignes sismiques (pointé des toits du Permien et du socle). De plus, si la transition du Buntsandstein au Permien est visible par un changement de faciès sismique, la transition du Permien au socle l'est moins. Le toit du Permien est identifiable par l'arrivée de nombreux réflecteurs sismiques à forte amplitude et de haute fréquence, sous le faciès assez atone du Buntsandstein. On notera sur les lignes sismiques la présence de fortes variations d'épaisseur de vitesse allant de 0 ms à 450 ms (temps double) pour les niveaux permiens, soit l'équivalent d'une variation de 0 m à plus de 700 m d'épaisseur. Ces variations sont liées à la paléosurface varisque, la limite entre le Permien et le Buntsandstein étant une surface globalement plane (qu'on observe bien à travers l'ensemble des lignes). Pour le remplissage du niveau Permien, on note la présence d'onlaps des horizons infra-triasiques sur la paléosurface du socle. Il semblerait donc que le remplissage de ces cuvettes soit progressif, comblant petit à petit les dépressions permiennes avant de niveler toute la surface.

- **<u>L'analogue de terrain</u>**

À une échelle différente de la sismique, la campagne de terrain effectuée dans les Vosges, la Forêt Noire et le sud du Palatinat a eu pour objectif de donner des clés dans la compréhension du remplissage permien avant l'arrivée des sédiments triasiques qui recouvrent tout cet ensemble et de renseigner sur le type de contact. Quel type de faciès peut-on rencontrer à cette interface socle-couverture ?

Les terrains antérieurs au Permien, mis en relief et plissés lors de l'orogénèse

hercynienne, ont subi une intense érosion. Cela a conduit au remplissage de bassins permo-carbonifères et leur ennoiement progressif jusqu'à la pénéplaine post-hercynienne.

Si l'on synthétise toutes les observations menées dans les différentes carrières, l'extension des bassins permiens est effectivement forte. Entre les variations latérales des bassins de quelques centaines de mètres au kilomètre d'extension et d'épaisseur, de la cinquantaine aux centaines de mètre, ces variations s'étendent largement dans l'espace. L'analyse de lignes sismiques dans les phases exploratoires est un élément essentiel dans l'optique de l'implantation d'un forage géothermique. Cela permet de répondre à plusieurs questions qui se posent durant ces phases : y a-t-il des formations permiennes entre le socle varisque et les grès triasiques ? Si oui, peut-on estimer leur épaisseur ? De bas en haut des niveaux permiens, se déposent d'abord des brèches grossières à clastes hyper anguleux et hétérométriques, dont la quantité diminue progressivement au cours du dépôt. Celui-ci passe donc progressivement à des grès silto-argileux à passées d'argiles plus ou moins éparses et épaisses. Ce n'est qu'au Trias que les grès perdent leur matrice très argileuse et que les passées d'argiles pures ou silteuses s'amenuisent. À l'échelle de la carrière, la différence d'altitude entre les points bas des cuvettes à remplissage bréchique et les points hauts est de l'ordre de 15 à 20 mètres, jusqu'à 40 m.

Lorsque les dépôts sont peu épais, comme à Rittershoffen et Soultz-sous-Forêts (Anté-Annweiler et Annweiler) ou comme à Meistratzheim, la présence de ces niveaux à l'interface entre le socle et la couverture sédimentaire ne pose pas de problème à leur intégration dans le réservoir géothermique exploité. Or, dans le cas de dépôt Permien épais, si la partie basale est bréchique et la sommitale gréseuse, les niveaux fortement argileux se retrouvent généralement entre les deux. Ainsi, dans le cas de forte épaisseur de dépôt permien (jusqu'à 500 m comme nous l'avons vu avec la sismique), les passées médianes argileuses peuvent interférer durant l'exploitation géothermique ? Des questions se posent alors vis-à-vis du design de puits. Vaut-il mieux éviter ces niveaux permiens et dévier à travers des failles principales ou les forer malgré tout et verrouiller ces secteurs de l'open hole par la pose d'un tubage de type « liner » ? Dans les deux cas, les enjeux et les impacts financiers qui peuvent en résulter doivent être pris en considération. De plus, dans le cadre des questions qui se posent pour le forage de puits géothermique profond, la connaissance des massifs volcaniques en activité au Permo-Carbonifère permettrait de donner une première estimation sur la présence possible de ces niveaux entre le socle cristallin et le Trias. Comme nous l'avons vu à Albersweiler et Waldhambach, il y a entre le socle cristallin et les sédiments gréseux permiens, des niveaux de coulées volcaniques,

de tufs et autres dépôts volcano-sédimentaires.

Si en géothermie profonde, comme dans les tous les secteurs énergétiques industriels, la partie financière, sociétale et d'ingénierie est essentielle, la partie géologique reste donc également fondamentale pour le bon déroulement de toutes les phases des projets. De l'exploration à la phase de forage, la connaissance géologique est un élément clé qui contribue à sécuriser leur développement. Cette thèse a permis de donner, malgré des questions encore ouvertes à la fin de ces travaux, une bonne base géologique grâce à l'étude des carottes de hautes qualités, d'affleurements de terrain représentatifs, de lignes sismiques et de la diagraphie gamma-ray. L'ensemble de ces observations a été très utile et utilisé dans plusieurs projets géothermiques industriels en cours de développement dans le fossé, comme à Illkirch-Graffenstaden. Par exemple, la connaissance des signaux caractéristiques à chaque formation sédimentaire a d'ailleurs été très importante lors de la phase de forage d'Illkirch puisque la diagraphie a été acquise en cours de forage (LWD).

CHAPITRE 10

★ ★

Questions à élucider

Les différents résultats de la thèse ont permis de dégager plusieurs points plus spécifiques qui n'ont pas été approfondis à ce stade du travail.

Sur le terrain, dans toutes les carrières qui présentent à l'affleurement du granite (Vieux-Moulin, Saint-Pierre-Bois, Waldhambach), ce dernier peut être altéré mais il n'est jamais rubéfié (comme on peut le voir dans les puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen par exemple, cf. carottes du granite d'EPS-1 ou *Hehn et al., 2016*). On sait que la rubéfaction peut être issue d'un processus d'altération météorique ou le résultat du passage de fluides hydrothermaux percolant. Ainsi, comment les données de terrain pourraient-elles argumenter une des deux hypothèses ?

Il existe une signature diagraphique GR similaire pour les formations sédimentaires du Trias au Jurassique ainsi qu'une grande partie du Tertiaire à travers le Fossé Rhénan Supérieur. Quel est l'extension de ces signatures au-travers du Fossé Rhénan, au moins pour les formations mésozoïques ? Il serait intéressant d'analyser l'ensemble de la colonne sédimentaire sur une plus vaste extension que celle présentée dans cette thèse, et ainsi de tous le Fossé Rhénan, du nord au sud. Notamment avec l'étude des faciès de bordure du rift rhénan pour le tertiaire. Bourquin (*1991*) présente des corrélations interpuits du Trias sur le GR notamment dans le Bassin de Paris.

Dans certains puits tels que Rittershoffen et Lipsheim, le passage entre le Grès Argileux et le Grès à Meule est marqué par un pic très radioactif (valeur anormale comparé aux autres puits). Cette forte radioactivité pourrait être reliée à la présence de minéraux radioactifs tels que les zircons remaniés et concentrés à la base des surfaces transgressives. Il serait donc intéressant de faire des mesures de GR portatif sur les différents affleurements de Grès à *Voltzia* à travers le Fossé Rhénan. Cela pourrait permettre de valider cette hypothèse, ou d'apporter d'autres éléments afin de mieux cerner cette particularité géologique de ce niveau spécifique.

Cette réflexion sur le gamma-ray portatif amène à une autre question concernant les signatures GR des puits. Y a-t-il des paramètres physiques qui changent entre les formations en surface et en profondeur comme c'est le cas par exemple de la rubéfaction des granites dans les puits ? Il serait très intéressant de faire une campagne à l'échelle de toutes les formations de la colonne stratigraphique rhénane sur les affleurements de terrain afin d'observer la signature GR issue du puits en comparaison de celle du terrain et ce pour chaque formation. Ces mesures de GR effectuées sur les roches sédimentaires

pourraient également être appliquées aux granites. En effet, les signatures GR entre le granite rubéfié, fracturé et altéré par circulations hydrothermales et sain à Rittershoffen par exemple ne sont pas les mêmes. Et cette réflexion pourrait être menée plus loin avec la possibilité de faire également toutes les mesures de GR portatif sur les carottes d'EPS-1.

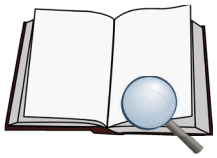
Pour déterminer de façon plus routinière l'identification des lithofacies dans les séries sédimentaires du Fossé Rhénan à partir des données de puits, des techniques statistiques multivariées de type ACP (Analyse en Composante Principale) ou des méthodes automatiques de classification de type CAH (Classification Ascendante Hiérarchique) pourraient être appliquées au signal GR et à toutes variables géophysiques disponibles (autres diagraphies par exemple). Cela permettrait d'avoir une approche moins qualitative dans la détermination des lithofacies et d'appréhender différents puits pétroliers ou géothermiques de façon plus quantitative et plus automatique. Ces techniques ont déjà été utilisées dans le cas du granite de Soultz-sous-Forêts sur les puits géothermiques EPS-1, GPK-1 et GPK-2 (*Genter et al., 1997*) et sur les puits profonds GPK-3 et GPK-4 (*Dezayes et al., 2005a*).

Enfin, des techniques plus sophistiquées telles que l'utilisation des réseaux neuronaux pourrait être également appliquée sur les données de puits des formations sédimentaires. Une étude spécifique sur la cartographie des zones de failles argilisées dans le socle granitique de Soultz a déjà été conduite pour mettre en avant l'argilisation du granite à partir des diagraphies et des données géoscientifiques sur les carottes du puits EPS-1 (*Meller et al., 2014, 2013*). Des études visant à corréler des logs synthétiques dérivés des réseaux neuronaux avec des mesures physiques sur des cuttings apportent également des éléments de compréhension sur le réservoir fracturé du granite de Soultz-sous-Forêts (*Meller et al., 2014*). Le pendant, côté formations sédimentaires, n'a jamais été réalisé. Cela permettrait de produire des logs prévisionnels lithostratigraphiques ou des courbes synthétiques du signal gamma ray.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

« Une citation sans références est à peu près aussi utile qu'une horloge sans aiguilles. »

Paul Desalmand



~ A ~

Adloff, M.C., Doubinger, J., Geisler, D., **1982**. Étude palynologique et sédimentologique dans le Muschelkalk moyen de Lorraine. *Mém Sci Terre Nancy* 25, 91–104.

Agemar, T., Schellschmidt, R., Schulz, R., **2012**. Subsurface temperature distribution in Germany. *Geothermics* 44, 65–77. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2012.07.002

AGR Pioneering Achievements, **2013**. Open hole wireline logging, self learning module. Available via UiO Universitetet i Oslo. http://www.uio.no/studier/emner/matnat/geofag/GEO4250/v08/Open_Hole_Wireline_logging.pdf. *Tracs Int. GEO4250 Spring* 2008.

Aichholzer, C., Duringer, P., Genter, A., **2019**. Detailed descriptions of the lower-middle Triassic and Permian formations using cores and gamma-rays from the EPS-1 exploration geothermal borehole (Soultz-sous-Forêts, Upper Rhine Graben, France). *Geotherm. Energy J.* 7(1), 1-28. https://doi.org/10.1186/s40517-019-0148-1

Aichholzer, C., Duringer, P., Orciani, S., Genter, A., **2016**. New stratigraphic interpretation of the Soultz-sous-Forêts 30-year-old geothermal wells calibrated on the recent one from Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France). *Geotherm. Energy Journal* 4(1), 13. https://doi.org/10.1186/s40517-016-0055-7

Aichholzer, C., Duringer, P., Orciani, S., Genter, A., **2015**. New stratigraphic interpretation of the 28 year old GPK-1 geothermal well of Soutlz-sous-Forêts (Upper Rhine Graben, France), in: *4th European Geothermal Workshop*. Strasbourg.

Aigner, T., **1985**. Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lect. Notes Earth Sci. Berl. Springer-Verl.* 3.

Aigner, T., **1979**. Schill-Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. Abh.* 157, 326–343.

Alexandrov P, Royer J-J, Deloule E., **2001**. 331 ± 9 Ma emplacement age of the Soultz monzogranite (Rhine Graben basement) by U/Pb ion-probe zircon dating of samples from 5 km depth. *Comptes Rendus Académie Sci Ser IIA Earth Planet Sci.* 332(12) : 747–54. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01594-4.

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. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61(20), 4281–4295.

Arthaud, F., Matte, P., **1977**. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88(9), 1305–1320.

Arthaud, F., Matte, P., **1975**. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25(1–2), 139–171.

Autran, A., Cogné, J., **1980**. La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Mém. BRGM* 191–202.

~ B ~

Baillieux, P., **2012**. Multidisciplinary approach to understand the localization of geothermal anomalies in the Upper Rhine Graben from regional to local scale. *Université de Neuchâtel*, Neuchâtel, Suisse.

Baillieux, P., Schill, E., Abdelfettah, Y., Dezayes, C., **2014**. Possible natural fluid pathways from gravity pseudo-tomography in the geothermal fields of Northern Alsace (Upper Rhine Graben). *Geotherm. Energy J.* 2(16). https://doi.org/10.1186/s40517-014-0016-y

Baillieux, P., Schill, E., Edel, J.-B., Mauri, G., **2013**. Localization of temperature anomalies in the Upper Rhine Graben: insights from geophysics and neotectonic activity. *Int. Geol. Rev.* 55(14), 1744–1762. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.794914

Ballèvre, M., Catalan, J.R., Lopez-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernandez, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castineiras, V., Fernandez-Suarez, J., Gomez Barreiro, J., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Poujol, M., Ruffet, G., Sanchez Martinez, S., **2014**. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish project. *Geological Society, London, Special Publications.* 405.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., **2009**. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci.* 341(2–3), 174–201. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009

Bard, J.-P., Burg, J.-P., Matte, P., Ribeiro, A., **1980**. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques, in: Géologie de l'Europe, 26ème C.G.I. Paris. *Mémoires BRGM. Orléans,* 108, pp. 233–246.

Barth, A., Ritter, J., Wenzel, F., **2015**. Spatial variations of earthquake occurrence

and coseismic deformation in the Upper Rhine Graben, Central Europe. *Tectonophysics* 651(31), 172–185.

Bauer, J.F., Meier, S., Philipp, S.L., **2015**. Architecture, fracture system, mechanical properties and permeability structure of a fault zone in Lower Triassic sandstone, Upper Rhine Graben. *Tectonophysics* 647–648, 132–145. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.014

Baujard, C., Genter, A., Cuenot, N., Mouchot, J., Maurer, V., Hehn, R., Ravier, G., Seibel, O., Vidal, J., **2018**. Experience Learnt from a Successful Soft Stimulation and Operational Feedback after 2 Years of Geothermal Power and Heat Production in Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts Plants (Alsace, France). *Presented at the Geothermal Resources Council Transactions*.

Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., Schmittbuhl, J., **2017**. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the Rhine Graben. *Geothermics* 65, 255–268. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.001

Baujard, C., Genter, A., Graff, J.-J., Maurer, V., Dalmais, V., **2015**. ECOGI a new deep EGS project in Alsace, Rhine graben, France, in: *Proceedings World Geothermal Congress* 2015. Melbourne.

Baumann, H., **1981**. Regional stress field and rifting in Western Europe. *Tectonophysics* 73, 105–111.

Beers, R.L., Goodman, C., **1944**. Distribution of radioactivity in ancient sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.* 55(10), 1229–1254.

Benito, M.I., De la Horra, R., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Luque, J., Arche, A., **2011**. Shallow burial dolomitisation of Middle–Upper Permian paleosols in an extensional tectonic context (SE Iberian Basin, Spain): Controls on temperature of precipitation and source of fluids. *Sediment. Geol.* 237(3–4), 135–149.

Bérard, P., Loizeau, M., **2002**. Amélioration de la connaissance des ressources en eau souterraine des sites thermaux en Auvergne. Site de Chaudes-Aigues (15). *Rapport interne du BRGM/RP-51722-FR*.

Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C., Schaefer, A., **2005b**. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *Int. J. Earth Sci.* 94(4), 697–710. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0475-2

Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni,

A., Pirkenseer, C., Schaefer, A., **2005a**. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *Int. J. Earth Sci.* 94(4), 711–731. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0479-y

Bergerat, F., **1987**. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*. 6(2), 99–132. https://doi.org/10.1029/TC006i002p00099

Bergerat, F., **1985**. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse d'état de l'Université Pierre et Marie Curie*, Paris VI.

Bertani, R., **2016**. Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics* 60, 31–43. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.003

Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G., **1989**. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Rundsch.* 78(1), 243–268.

Blanalt, J.G., Vogt, H., Marie, G.P., **1972**. Notice explicative de la carte geologique de France (1/50 000), feuille Brumath-Drusenheim (234) - *Orleans, BRGM*.

Blanalt, J.-G., Ham, P., Von Eller, J.-P., Hameurt, J., Laubacher, G., Bureau de recherches géologiques et minières. Service géologique national, **1970**. Carte géologique détaillée de la France. *307, Sélestat*.

Blanc-Valleron, M.-M., **1990**. Les Formations paléogènes évaporitiques du bassin potassique de Mulhouse et des bassins plus septentrionaux d'Alsace. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Blanc-Valleron, M.-M., Gannat, E., **1985**. Cartographie de subsurface du Salifere supérieur du bassin potassique de Mulhouse (Oligocene, Alsace). *Bull. Société Géologique Fr.* 1(6), 823–836.

Blumenroeder, J., **1962**. Le pétrole en Alsace. *Abh Geol Landesamt Baden-Würtemberg* 4, 41–62.

Boigk, H., Schöneich, H., **1970**. Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens, in: *Graben Problems. Ed. by H. Illies & S. Mueller, Schweizerbart, Stuttgart*, pp. 45–55.

Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., **2007**. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int. J. Earth Sci.* 96(6), 1003–1031. https://doi.org/10.1007/s00531-007-0202-2

Bourquin, S., **1991**. Analyse facio-séquentielle par diagraphies du trias du Centre-Ouest du bassin de Paris : apports à la reconstitution de l'environnement de dépot. Sciences de la Terre. *Université Henri Poincaré - Nancy 1*.

Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., **2011**. The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299, 265–280. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.007

Bourquin, S., Guillocheau, F., Péron, 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. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01078.x

Bourquin, S., Durand, M., **2007**. International field workshop on» The Triassic of Eastern France» (October 2-7, 2006). *Pan-Eur. Correl. Epicontinental Triassic Géosciences Rennes* UMR 6118 CNRS 80.

Bourquin, S., Péron, S., Durand, M., **2006**. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sediment. Geol.* 186(3), 187–211. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.018

Bourquin, S., Rigollet, C., Bourges, P., **1998**. High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan–fan delta environment: stratigraphic and geodynamic implications — An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. *Sedimentary Geology* 121 : 207–237.

Bourquin, S., Guillocheau, F., **1996**. Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura basin). *Sediment. Geol.* 105(3–4), 159–182. https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00153-0

Breesch, L., Swennen, R., Vincent, B., Ellison, R., Dewever, B., **2010**. Dolomite cementation and recrystallisation of sedimentary breccias along the Musandam Platform margin (United Arab Emirates). *J. Geochem. Explor.* 106(1–3), 34–43.

Brun, J.-P., Gutscher, M.-A., DEKORP-ECORS teams, **1992**. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics.* 208(1–2), 139–147. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90340-C

Brun, J.-P., Wenzel, F., **1991**. Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology* 19, 758–762. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0758:CSSOTS>2.3.CO;2

Buchmann, T.J., Connolly, P.T., **2007**. Contemporary kinematics of the Upper Rhine Graben: a 3D finite element approach. *Glob. Planet. Change* 58(1–4), 287–309.

~ C ~

Caron, J.-M., Gauthier, A., Schaaf, A., Ulysse, J., Wozniak, J., **2003**. Comprendre et enseigner la planete terre. *Éditions OPHRYS*.

Martinez Catalan, J.R., **2011**. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241-247.

Cathelineau, M., Boiron, M.-C., **2010**. Downward penetration and mixing sedimentary brines and dilute hot waters at 5km depth in the granite basement at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). *Comptes Rendus Geosci.* 342(7), 560–565. https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.08.010

Cautru, J.-P., **1988**. Coupe géologique passant par le forage GPK-1 calée sur la sismique réflection. *Inst. Mixte Rech. Géotherm. BRGM*.

CDP Consulting, **2016**. Illkirch-Graffenstaden. Étude: traitement et interprétation sismique. *Rapport final confidentiel.*

Chavot, P., Heimlich, C., Masseran, A., Serrano, Y., Zoungrana, J., Bodin, C., **2018.** Social shaping of deep geothermal projects in Alsace: politics, stakeholder attitudes and local democracy. *Geotherm. Energy* 6(1), 26. https://doi.org/10.1186/s40517-018-0111-6

Chèvremont, P., **2008**. Carte géologique harmonisée du département des Vosges (88). Notice géologique. *Rapport Final BRGM/RP-56439-FR*, 232 p., 2 fig., 3 tab., 5 ann., 4 pl. hors-texte.

Choubert, G., Gardet, G., **1935**. Contribution à l'étude du Permien des Vosges. *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn*. 3, 352–362.

Chow, J., Kopp, R.J., Portney, P.R., **2003**. Energy resources and global development. *Science* 302(5650), 1528–1531.

Clapp, F.G., **1932**. Oil and gas possibilities of France. *AAPG Bull.* 16(11), 1092–1143.

Clauer, N., Liewig, N., Ledesert, B., Zwingmann, H., **2016**. Thermal history of Triassic sandstones from the Vosges Mountains-Rhine Graben rifting area, NE France, based on K-Ar illite dating. *Clay Miner.* 43(3), 363–379. https://doi.org/10.1180/claymin.2008.043.3.03

Cloetingh, S., Ziegler, P., Bogaard, P., Andriessen, P., Artemieva, I.M., Bada, G., Van Balen, R., Beekman, F., Ben-Avraham, Z., Brun, J.-P., **2007**. Topo-Europe: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. *Glob. Planet. Change* 58(1–4), 1–118.

Cocherie, A., Guerrot, C., Fanning, M.C., Genter, A., **2004**. Datation U–Pb des deux

faciès du granite de Soultz (Fossé rhénan, France). *Comptes Rendus Geosci*. 336(9), 775–787. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.01.009

Cocks, L.R.M., **2000**. The Early Palaeozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc*. 157(1), 1–10. https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.1

Courel, L., Demonfaucon, A., Muller, A., **1984**. Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois : Influence du Haut-Fond de Sierck-les-bains. *Publ Serv Géol Luxemb. Bull* 12, 3–24.

Courel, L., Durand, M., Maget, P., Maiaux, C., Ménillet, F., Pareyn, C., Dubois, P., Marchal, C., Yapaudjian, L., **1980**. Trias. In: C. Mégnien (Editor), Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. BRGM* 101, 37–74.

Courtot, C., Gannat, E., Wendling, E., **1972**. Le bassin potassique de Mulhouse et ses environs. Etude du Tertiaire. *Sci. Géologiques Bull. Mém.* 25(2–3), 69–91.

Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., Spall, S.A., Totterdell, I.J., **2000**. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408, 184–187.

Criqui, P., Faraco, B., Grandjean, A., **2009**. Chapitre 1. Un climat qui change, des énergies qui se raréfient, in: Les États et le carbone, Développement durable et innovation institutionnelle. *Presses Universitaires de France*, Paris, pp. 7–44.

~ D ~

Dachroth, W., **1985**. Fluvial sedimentary styles and associated depositional environments in the Buntsandstein west of river Rhine in Saar area and Pfalz (FR Germany) and Vosges (France). In Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. *Springer, Berlin, Heidelberg., in: Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Springer*, pp. 197–248.

Dalmais, E., Baujard, C., Genter, A., **2016**. Synthèse sous-sol. PER d'Illkirch-Erstein. RT-16-075. *Document interne confidentiel*.

Datalog Technology Ltd, **1995**. Final GPK-2 well report for socomine, main technical report and appendices. *Final report*.

De Groote, P., Molderez, I., **1996**. Spa, une exploration géo-touristique de la plus ancienne station thermale d'Europe. *Bull. Société Géographique Liège* En Ligne, Recherches en Géographie Humaine 11.

Deecke, W., **1884**. Die Foraminiferenfauna der zone des stephanoceras humphresianum im Unter Elsass. *Druck und Verlag von R. Schultz & C.*

Degouy M, Villeneuve B, Weber R. **1992**. Logistical support and development of the Soultz hot dry rock site: -seismic observation wells - well EPS-1. 1990–1991 Soultz-sous-Forêts (France). *Final Report 92 CFG 09. RR-41179-FR. BRGM* Service géologique national

Desbrandes, R., **1985**. Encyclopedia of well logging., *Editions OPHRYS*. ed. Paris.

Dewey, J.F., **1988**. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7(6), 1123–1139.

Dezayes, C., **1995**. Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux à partir de données de forages, les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts. *Thèse d'état de l'Université de Savoie*, Chambéry, France.

Dezayes, C., Lerouge, C., **2019**. Reconstructing Paleofluid Circulation at the Hercynian Basement/Mesozoic Sedimentary Cover Interface in the Upper Rhine Graben, Volume 2019, Article ID 4849860. *Geofluids* 30. https://doi.org/10.1155/2019/4849860

Dezayes, C., Lerouge, C., Sanjuan, B., Ramboz, C., Brach, M., **2015**. Toward a better understanding of the fluid circulation in the Rhine Graben for a better geothermal exploration of the deep basins. *Presented at the World Geothermal Congress 2015, Melbourne*, Australia.

Dezayes, C., Sanjuan, B., Gal, F., Lerouge, C., Brach, M., **2013**. Forage d'exploration géothermique GRT1 : suivi géochimique des fluides et caractérisation des zones fracturées, *RP-62546-FR*, Open file, BRGM, Orléans, France.

Dezayes, C., Gérard, A., Graff, J.-J., Hanot, F., Thinon, I., **2009**. Projet géothermique Hatten-Rittershoffen : retraitement et interprétation des données sismiques régionales et locales. *09-021RT, Confidential Report*, ES-Géothermie, Strasbourg, France.

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., Gentier, S., Genter, A., **2005b**. Deep Geothermal Energy in Western Europe: The Soultz Project *Final Report No. RP-54227-FR*, BRGM.

Dezayes, C., Chèvremont, P., Tourlière, B., Homeier, G., Genter, A., **2005a**. Geological study of the GPK4 HFR borehole and correlation with the GPK3 borehole (Soultz-sous-Forêts, France). *Rapport BRGM/RP-53697-FR 85*.

Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., **2004**. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389(1), 1–33. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.011

Doebl, F., Olbrecht, W., **1974**. An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. In: Approaches to taphrogenesis, *Ed., Illies JH, Fuchs K. Eds. Schweiz. Verlagsbuchhandlung Stuttg*. 71–72.

Dossier de presse, **2016**. Dossier de presse. 1ère centrale de géothermie profonde à vocation industrielle. *Réalisé par Martine Hoff (ES), Carole Petitjean (Roquette) et Joëlle Lagrange (Caisse des dépôts)*.

Doubre, C., Masson, F., Mazzotti, S., Meghraoui, M., **2014**. An analysis of seismic hazard in the Upper Rhine Graben enlightened by the example of the New Madrid seismic zone. *Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vienne, Autriche, p. 4437.

Dubois, P., Umbach, P., **1974**. À propos du Trias de deux bassins sedimentaires francais; le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. *Bull. Société Géologique Fr*. S7-XVI(6), 696–707. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.696

Durand, M., **2013**. Der Buntsandstein in Nordost-Frankreich. In: Lepper H, Röhling G. Ed. Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg., Koordination und Redaktion: J für die Subkommission Perm-Trias: Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 69: 635-646.

Durand, M., **2010**. Le Trias de Lorraine et Alsace septentrionales. *Bull. Inf. Géologues Bassin Paris* 47(1), 13–21.

Durand, M., **2006**. The problem of the transition from the Permian to the Triassic Series in southeastern France: comparison with other Peritethyan regions. In: S.G. Lucas, G. Cassinis & J.W. Schneider, Eds., Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*. 265(1), 281–296. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.265.01.13

Durand, M., Chrétien, J.-C., Poisignon, J.-M., **1994**. Des cônes de déjections permiens 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*. Éditions Pierron, Sarreguemines, 32p.

Durand, M., **1987**. Premiers exemples de sédimentation éolienne dans le Buntsandstein moyen du Nord-Est de la France. *Presented at the 1er congrès Français de Sédimentologie Paris*, pp. 162–163.

Durand, M., **1980**. Trias de Lorraine. In Mégnien F. Lexique des noms de formation. Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM* 103, 13–54.

Durand, M., **1978**. Paléocourants et reconstitution paléogéographique: l'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sci Terre*

Nancy 22(4), 361–390.

Duringer, P., **2014**. Les Champs de fractures des collines sous-vosgiennes., in: Le Bassin de Paris, Un Nouveau Regard Sur La Géologie. Paris: *Cinquantenaire de l'Association Des Géologues Du Bassin de Paris*. Gely JP, Hanot F, éditors.

Duringer, P., **1999**. Du lagon protégé aux tempestites distales un modèle transgressif d'école. L'exemple pédagogique du Muschelkalk supérieur de l'Est de la France (Trias moyen, Alsace - Lorraine). *7e congrès Français de Sédimentologie, Nancy. - Livre des excursions Publi*. ASF Paris 34: 53-84.

Duringer, P., **1995**. Dynamik der detritischen Ablagerungen am Rande des Oberrheingrabens (Obereozän-Unteroligozän) (Exkursion G am 21. April 1995). *Jahresber. Mitteilungen Oberrheinischen Geol. Ver.* 77, 167–200. https://doi.org/10.1127/jmogv/77/1995/167

Duringer, P., **1988**. Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque Rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. *Thèse d'état de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Duringer, P., **1987**. Une megaséquence d'émersion : la Lettenkohle (Trias, Est de la France). Mise en évidence de marées par l'imbrication bipolaire de plaques de dessiccation. *Geol. Rundsch.* 76(2), 579–597.

Duringer, P., **1985**. Stratégie adaptive de la croissance de Placunopsis ostracina Schlotheim, épizoaire du Muschelkalk supérieur (Trias germanique de l'Est de la France). *N Jb Geol Paläont Mh* 1, 1–22.

Duringer, P., **1984**. Tempêtes et tsunamis; des dépôts de vagues de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk superieur (Trias germanique) de l'Est de la France. *Bull. Société Géologique Fr.* 7(6), 1177–1185.

Duringer, P., **1982**. Sédimentologie et paléoécologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle (Trias germanique) de l'est de la France: diachronie des faciès et reconstitutions des paléoenvironnements. *Université de Strasbourg, Ph.D. Thesis*, 96 p.

Duringer, P., Aichholzer, C., Orciani, S., Genter, A., **2019**. The complete lithostratigraphic section of the geothermal wells at Rittershoffen (Upper Rhine Graben, eastern France): a key for future geothermal wells. *Bull. Société Géologique Fr* - Earth Sciences Bulletin Vol: 190008

Duringer, P., Vecsei, A., **1998**. Middle Triassic shallow-water limestones from the Upper Muschelkalk of eastern France: the origin and depositional environment of some early Mesozoic fine-grained limestones. *Sediment. Geol.* 121(1–2), 57–70. https://doi.

org/10.1016/S0037-0738(98)00069-4

Duringer, P., Gall, J.-C., **1994**. Morphologie des constructions microbiennes en contexte de fan-delta Oligocène. Exemple du rift rhénan (Europe occidentale). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 170 (1–2), 35–47.

Duringer, P., Gall, J.-C., **1987**. Transgression et régression marines sur la marge occidentale du bassin germanique durant le Trias moyen: une symétrie. *Publ Assoc Sédim Fr.* 4, 57–69.

Duringer, P., Hagdorn, H., **1987**. La zonation par cératites du Muschelkalk supérieur lorrain (Trias, Est de la France). Diachronisme des faciès et migration vers l'Ouest du dispositif sedimentaire. *Bull Soc Géol Fr.* 8(3), 601–609.

Duringer, P., Doubinger, J., **1985**. La palynologie : un outil de caractérisation des faciès marins et continentaux à la limite Muschelkalk supérieur - Lettenkohle. *Sci Géol Bull* 38(1), 19–34.

~ E ~

Edel, J.B., Maurer, V., Dalmais, E., Genter, A., Richard, A., Letourneau, O., Hehn, R., **2018**. Structure and nature of the Palaeozoic basement based on magnetic, gravimetric and seismic investigations in the central Upper Rhinegraben. *Geotherm. Energy* 6(1), 13. https://doi.org/10.1186/s40517-018-0099-y

Edel, J.-B., Schulmann, K., **2009**. Geophysical constraints and model of the "Saxothuringian and Rhenohercynian subductions - magmatic arc system" in NE France and SW Germany. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 180(6), 545–558. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.6.545

Edel, J.-B., Schulmann, K., Rotstein, Y., **2007**. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. *Int. J. Earth Sci.* 96(2), 305–325. https://doi.org/10.1007/s00531-006-0092-8

Edel, J.-B., Whitechurch, H., Diraison, M., **2006**. Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push? *Tectonophysics* 428(1–4), 49–64.

Edel, J.-B., Dubois, D., Marchant, R., Hernandez, J., Cosca, M., **2001**. La rotation miocene inferieur du bloc corso-sarde; nouvelles contraintes paleomagnetiques sur la fin du mouvement. *Bull. Société Géologique Fr.* 172(3), 275–283.

Eisbacher, G.H., Lüschen, E., Wickert, F., **1989**. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, central Europe. *Tectonics* 8(1), 1–21. https://

doi.org/10.1029/TC008i001p00001

Ellis, D.V., Singer, J.M., **2007**. Well logging for earth scientists (Vol. 692). *Dordrecht: Springer*.

Emmert, U., **1965**. Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flußablagerung. *Geol. Bavarica* 55, 146–168.

Epin, M.-E., **2017**. Evolution morpho-tectonique et magmatique polyphasée des marges ultra-distales pauvres en magma : la transition océan-continent fossile de l'Err et de la Platta (SE Suisse) et comparaison avec des analogues actuels. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, 346 p, Strasbourg.

Evans, K.F., Genter, A., Sausse, J., **2005**. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 2. Critical stress and fracture strength. *J. Geophys. Res. Solid Earth Banner* 110(B04204), 1–14. https://doi.org/10.1029/2004JB003168

~ F ~

Favre, P., Stampi, G.M., **1992**. From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*. 215, 69–97.

Fertl, W.H., Chilingar, G.V., **1988**. Total organic carbon content determined from well logs. *SPE Form. Eval*. 3(02), 407–419.

Fertl, W.H., **1979**. Gamma Ray spectral data assists in complex formation evaluation. Soc. *Petrophysicists Well-Log Anal*. 20(5), 3–37.

Fiet, N., Gorin, G.E., **2000**. Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphic correlations in the carbonate-dominated, organicrich, pelagic Albian sediments in Central Italy. *Eclogae Geol Helv* 93, 175–181.

Florides, G.A., Christodoulides, P., **2009**. Global warming and carbon dioxide through sciences. *Environ. Int.* 35(2), 390–401. https://doi.org/10.1016/j.envint.2008.07.007

Flöttmann, T., Oncken, O., **1992**. Contraints on the evolution of the Mid German Crystalline Rise — a study of outcrops west of the river Rhine. *Geol. Rundsch.* 81(2), 515–543.

Fluck, P., Edel, J.-B., Gagny, C., Montigny, R., Pique, A., Schneider, J.L., Whitechurch, H., **1987**. Le socle vosgien, segment de la chaine Varisque d'Europe. *Etat Connaiss. Propos. Axes Rech. Doc. BRGM* 132 p.

Fossen, H., **2016**. Structural geology, *Cambridge University Press. ed.*

Foucault, A., Raoult, J.-F., **2010**. Dictionnaire de Géologie. *7ème édition. Dunod.*

Franke, W., **2000**. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179(1), 35–61. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05

Freytet, P., Duringer, P., Koeniguer, J.-C., Lablanche, G., Laurain, M., Pons, D., **2001**. Distribution and paleoecology of freashwater algae and stromatolites: IV, some examples from the Tertiary of the Parisian Basin and the Alsace Graben (France). *Ann Paléontol* 87(3), 143–205.

Froitzheim, N., Manatschal, G., **1996**. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geol. Soc. Am. Bull.* 108(9), 1120–1133. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1120:KOJRME>2.3.CO;2

~ G ~

Gadonneix, P., **2013**. Les scénarios mondiaux de l'énergie à l'horizon 2050. Mise en musique des futurs de l'énergie. Rapport français issu à la suite de la réunion de 2008 du World Energy Council: Assessment of energy policy and practices. *Conseil Français de l'Énergie*, Paris, France.

Gall, J.-C., **1985**. Fluvial depositional environment evolving into deltaic setting with marine influences in the Buntsandstein of Northern Vosges (France). In Mader D. Ed. Aspect of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lectures notes in Earth Sciences, *Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. Springer,* pp. 449–477.

Gall, J.-C., **1972**. Permanence du régime de chenaux et de flaques dans les Vosges du Nord pendant toute la durée du Buntsandstein. *Sci. Géologiques Bull. Mém.* 25(4), 307–322.

Gall, J.-C., **1971**. Faunes et paysages du Grès à *Voltzia* du nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte Géologique Alsace Lorraine* 34(1), 318.

Gall, J.-C., Durand, M., Muller, E., **1977**. Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélations entre les marges et le centre du bassin germanique. *Bull. BRGM IV*(3), 193–204.

Gaudant, J., **1979**. Sur la présence de Gobiidae (Poissons Téléostéens) dans l'Oligocène inférieur de Rouffach (Haut Rhin). *Sci Géol Bull* 32(3), 131–137.

Geisler-Cussey, D., **1986**. Approches sédimentologiques et géochimiques des mécanismes générateurs de formations évaporitiques actuelles et fossiles Marais salans de Camargue et du Levant espagnol, Messinien méditerranéen et Trias lorrain. *Sci. Terre Nancy* 48, 226.

Geisler, D., **1978**. Une coupe détaillée du Muschelkalk moyen à Sarrebourg (Moselle). 103e *Congrès Nat Soc Sav Sci.* 4, 335–341.

Geissert, F., Ménillet, F., Farjanel, G., **1976**. Les alluvions rhénanes plio-quaternaires dans le département du Bas-Rhin. *Sci. Géologiques Bull.,* Vosges-Alsace 29(2), 131–170.

Genter, A., **1999**. Geological and well-logging data collected from 1987 to 1999 at the HDR site Soultz-sous-Forêts. *Unpublished report R 40795, BRGM.*

Genter, A., Vidal, J., Baujard, C., Dalmais, E., Schmittbuhl, J., **2015b**. Permeability in deep-seated granitic rocks: lessons learnt from deep geothermal boreholes in the Upper Rhine Graben. *Presented at the 20th International Association of Hydrogeologists*, La Roche-sur-Yon, France.

Genter, A., Cuenot, N., Graff, J.-J., Schmittbuhl, J., Villadangos, G., **2015a**. La géothermie profonde en France: quelles leçons tirer du projet pilote de Soultz-sous-Forêts pour la réalisation d'un projet industriel à Rittershoffen ? *Rev. Géologues* 185, 97–101.

Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D., Sanjuan, B., **2010**. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes Rendus Geosci.* 342(7–8), 502–516.

Genter, A., Fritsch, D., Cuenot, N., Baumgärtner, J., Graff, J.-J., **2009**. Overview of the current activities of the european EGS Soultz project : from exploration to electricity production. *Proceedings, 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Standford University, Standford, California, USA (42), 9–11.

Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybesse, J.-L., Nicol, N., Dezayes, C., Schwartz, S., **2003**. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics* 32(4–6), 701–710. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00065-8

Genter, A., Traineau, H., Artignan, D., **1997**. Synthesis of geological and geophysical data at Soultz-sous-Forêts (France). *BRGM Open File Report, R 39440 36.*

Genter, A., Traineau, H., **1996**. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72(1), 121–142.

Genter, A., Traineau, H., **1992b**. Hydrothermally altered and fractured granite as an HDR reservoir in the EPS-1 borehole, Alsace, France. *Presented at the Proceedings of the 17th*

Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA, pp. 33–38.

Genter, A., Traineau, H., **1992a**. Borehole EPS-1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analyses for Hot Dry Rock research. *Sci. Drill.* 3(5), 205–214. https://doi.org/10.1016/0148-9062(93)92984-X

Gentier, S., **2013**. Les EGS: une méthode d'exploitation gétohermique généralisée pour les températures de 130 à 180 °C. *Geosciences* 54–63.

Gentier, S., Hosni, A., Dezayes, C., Genter, A., **2003**. Projet GEFRAC : Modélisation du comportement hydro-thermo-mécanique des milieux fracturés (module 1). *Rapport d'avancement, brgm open file report, RP-52702-FR*.

GeORG Projektteam, **2013**. Final report (part 2) GeORG Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben Project - INTERREG IV - *Geologische Ergebnisse und Nutzungsmöglichkeiten*. Freiburg i. Br. ; Mainz ; Strasbourg ; Basel.

Gérard, A., Genter, A., Kohl, T., Lutz, P., Rose, P., Rummel, F., **2006**. The deep EGS (enhanced geothermal system) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics* 35(5–6), 473–483. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.12.001

Gérard, A., Kappelmeyer, O., **1987**. The Soultz-sous-Forets project. *Geothermics* 16(4), 393–399. https://doi.org/10.1016/0375-6505(87)90018-6

Gillet, S., **1937**. Les Ammonites du Bajocien d'Alsace et de Lorraine. *Mém Serv Carte Géol Als Lorr 5*, 130.

Grimmer, J.C., Ritter, J., Eisbacher, G., Fielitz, W., **2017**. The late Variscan control on the location and asymmetry of the Upper Rhine Graben. *Int. J. Earth Sci.* 106(3), 827–853.

Guesnerie, R., **2003**. Kyoto et l'économie de l'effet de serre: rapport, *Les rapports du Conseil d'Analyse Economique. La Documentation française*, Paris.

Guillocheau, F., Péron, S., Bourquin, S., Dagallier, G., Robin, C., **2002**. Les sédiments fluviatiles (faciès buntsandstein) du Trias inférieur et moyen de l'est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géologues Bassin Paris* 39, 5–12.

Guillou-Frottier, L., Carré, C., Bourgine, B., Bouchot, V., Genter, A., **2012**. Hydrothermal convection beneath an inclined basement-sediment interface: application to the Rhine graben and its Soultz-sous-Forêts temperature anomaly. *Presented at the AGU Fall Meeting*.

~ $\mathcal{H}$ ~

Haas, J.O., Hoffmann, C.R., **1929**. Temperature gradient in Pechelbronn Oil-Bearing Region, Lower Alsace: its determination and relation to oil reserves. *AAPG Bull.* 13(10), 1257–1273.

Haffen, S., **2012**. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg, Strasbourg*.

Haffen, S., Géraud, Y., Diraison, M., Dezayes, C., **2013**. Fluid-flow zones in a geothermal sandstone reservoir: localization from thermal conductivity and temperature logs, borehole EPS-1 (Soultz-sous-Forêts, France). *Geothermics* 46, 32–41.

Hagedorn, E.-M., Boenigk, W., **2008**. The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses. *Neth. J. Geosci.* 87(1), 21–32. https://doi.org/10.1017/S001677460002401X

Haguenauer, B., **1963**. Etude séquentielle du Muschelkalk supérieur Lorrain. *Mém Bur Rech Géol Min* 15, 148–53.

Harlé, P., Kushnir, A.R.L., Aichholzer, C., Heap, M.J., Hehn, R., Maurer, V., Baud, P., Richard, A., Genter, A., Duringer, P., **2019**. Heat flow density estimates in the Upper Rhine Graben using laboratory measurements of thermal conductivity on sedimentary rocks. *Scopus-List. SpringerOpen J. Geotherm. Energy*.

Haug, E., **1888**. Mitteilungen über die Juraablagerungen im nordlichen Unter-Elsass. *Mitt Comm F Geol Land Els-Loth* 1, 24–42.

Haug, E., **1885**. Note préliminaire sur les dépôts jurassiques du Nord de l'Alsace. *Bull Soc Géol Fr.* 3(14), 47–63.

Heap, M.J., Kushnir, A.R.L., Harlé, P., Violay, M., Baud, P., **2019**. Petrophysical properties of the Muschelkalk from the Soultz-sous-Forêts geothermal site (France), an important lithostratigraphic unit for geothermal exploitation in the Upper Rhine Graben. *Geotherm. Energy* J. 7:27. https://doi.org/10.1186/s40517-019-0145-4

Heap, M.J., Reuschlé, T., Kushnir, A.R.L., Baud, P., **2018**. The influence of hydrothermal brine on the short-term strength and elastic modulus of sandstones from exploration well EPS-1 at Soultz-sous-Forêts (France). *Geotherm. Energy* 6(1), 6:29. https://doi.org/10.1186/s40517-018-0116-1

Hébert, R.L., Ledésert, B., **2012**. Calcimetry at Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System : Relationships with fracture zones, flow pathways and reservoir

chemical stimulation results. *Geotherm. Energy Technol. Geol. Nova Sci. Publ.* 8.

Hehn, R., Genter, A., Vidal, J., Baujard, C., **2016**. Stress field in the EGC well GRT-1 (Rittershoffen, France). *Presented at the In Proceedings of the European Geothermal Congress 2016.*

Heimlich, C., **2016**. Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg,* Strasbourg.

Henk, A., **1999**. Did the Variscides collapse or were they torn apart?: A quantitative evaluation of the driving forces for postconvergent extension in central Europe. *Tectonics* 18(5), 774–792. https://doi.org/10.1029/1999TC900014

Henk, A., von Blanckenburg, F., Finger, F., Schaltegger, U., Zulauf, G., **2000**. Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a disccusion of potential heat sources. *Geological Society, London, Special Publications,* 179(1), 387-399.

Herbrich, B., **1988**. Le forage géothermique de Soultz-sous-Forêts (GPK-1), rapport de fin de sondage. *Technical report, 29421, CFG 003.*

Hesselbo, S.P., **1996**. Spectral gamma-ray logs in relation to clay mineralogy and sequence stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic Margin, offshore New Jersey, in: 150. *ODP Editor*, pp. 411–422. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.150.1996

Hinsken, S., Schmalholz, S.M., Ziegler, P.A., Wetzel, A., **2011**. Thermo-Tectono-Stratigraphic Forward Modelling of the Upper Rhine Graben in reference to geometric balancing: Brittle crustal extension on a highly viscous mantle. *Tectonophysics* 509(1), 1–13. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.12.006

Hirsinger, L., Audouin, O., Baujard, C., **2018**. Projet de géothermie d'Illkirch. Réalisation du forage géothermique GIL-1. Permis d'Illkirch-Erstein. *Programme de forage. Rapport N° 18 CFG 18 / VD. Rapport confidentiel.*

Hollinger, J., **1970**. Breitag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 121, 79–91.

Hooijkaas, G.R., Genter, A., Dezayes, C., **2006**. Deep-seated geology of the granite intrusions at the Soultz EGS site based on data from 5 km-deep boreholes. *Geothermics* 35(5–6), 484–506.

Housse, B.A., **1984**. Reconnaissance du potentiel géothermique du Buntsandstein à Strasbourg-Cronenbourg. *Géotherm. Actual.* 1, 36–41.

Howell, L.G., Frosch, A., **1939**. Gamma-ray well-logging. *Geophysics* 4(2), 106–114.

Hurtig, E., Gotha, H.H.G.K.A., Commission, I.H.F.DDR., Verlagsgesellschaft, H.H., Potsdam, K.D., Brandenburg, L., **1992**. Geothermal atlas of Europe / edited by E. Hurtig ... [et al.] ; *International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior, International Heat Flow Commission; Central Institute for Physics of the Earth.*

~ I ~

IEA, **2017**. Key World Energy Statistics 2017 (International Energy Agency (IEA) *Report, Secure Sustainable Together. With the participation of the European Commission*.

Illies, J.H., **1975**. Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. *Tectonophysics* 29(1–4), 251–264.

Illies, J.H., **1967b**. Development and tectonic pattern of the Rhinegraben. *In: Rothé JP, Sauer K, editors. The Rhinegraben Progress Report. Abh Geol Landesamt Baden-Würtemberg* 6, 7–9.

Illies, J.H., **1967a**. Development and tectonic pattern of the Rhinegraben. *In: Rothé JP, Sauer K (eds) The Rhinegraben Progress Report. Abh Geol Landesamt Baden-Würtemberg* 6, 7–9.

Illies, J.H., **1965**. Bauplan und baugeschichte des oberrheingrabens. *Oberrheinische Geol. Abh*. 20, 1–54.

Illies, J.H., Baumann, H., Hoffers, B., **1981**. Stress pattern and strain release in the Alpine foreland. *Tectonophysics*. 71, 157–172.

Illies, J.H., Greiner, G., **1978**. Rhinegraben and alpine system. *Geol Soc Am Bull* 89(1–6), 770–782.

~ J ~

Jackson, M., Hudec, M., **2017**. Salt Tectonics: Principles and Practice. *Cambridge: Cambridge University Press*. https://doi.org/10.1017/9781139003988

Jung, S., Masberg, P., **1998**. Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany). Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 86, 151–177.

Just, J., Kontny, A., De Wall, H., Hirt, A.M., Martín-Hernández, F., **2004**. Development of magnetic fabrics during hydrothermal alteration in the Soultz-sous-Forets granite from

the EPS-1 borehole, Upper Rhine Graben. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238(1), 509–526.

~ K ~

Kappelmeyer, O., Gérard, A., Schloemer, R., Ferrandes, F., Rummel, F., Benderriter, Y., **1992**. European HDR Project at Soultz-sous-Forêts: General Presentation, in: Geothermal Energy in Europe - The Soultz Hot Dry Rock Project. *CRC Press, Montreux, Switzerland,* pp. xvii–xliii.

Klein, D., **1985**. Sedimentationszyklen in Oberen Hauptmuschelkalk (Trias) von Südwestdeutschland. *Arb Inst Geol Paläontol Univ Stuttg.* 81, 115–150.

Klug, C., Schatz, W., Korn, D., Reisdorf, A.G., **2005**. Morphological fluctuations of ammonoid assemblages from the Muschelkalk (Middle Triassic) of the Germanic Basin—indicators of their ecology, extinctions, and immigrations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 221(1–2), 7–34. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.02.002

Koelbel, T., Genter, A., Cuenot, N., Baumgärtner, J., Perret, E., Schlagermann, P., **2011**. Soultz-sous-Forêts: Von der Reservoirentwicklung zur Stromerzeugung. *Presented at the GeoTherm Congress*, Offenburg, Germany, pp. 24–25.

Köhler, H., **1989**. Geochronology on the granite core material from GPK-1, Soultz-sous-Forêts. *Ruhr-Universität Bochum Report 70844*.

Kossmatt, F., **1927**. Gliederung des varistischen gebirgsbaues. *Abh Sächs Geol Landesamt 1*, 1–39.

Kozur, H., **1974**. Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias, Teil I und II. - Freiberger Forschungsh. C 280(I and II): 56 p. and 71 p. D*eutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, VEB*.

Krohe, A., Willner, P., **1995**. The Odenwald crystalline complex, in: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, *R.D. Dallemeyer, W. Franke and K. Weber*, pp. 174–181.

Kushnir, A.R.L., Heap, M.J., Baud, P., **2018b**. Assessing the role of fractures on the permeability of the Permo-Triassic sandstones at the Soultz-sous-Forêts (France) geothermal site. *Geothermics* 74, 181–189.

Kushnir, A.R.L., Heap, M.J., Baud, P., **2018a**. Thermal properties of the sedimentary cover (Muschelkalk and Buntsandstein) at the Soultz-sous-Forêts (France) geothermal site. *Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts*, p. 16574.

~ ℒ ~

Lagarde, J.-L., Capdevila, R., Fourcade, S., **1992**. Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull Soc Géol Fr.* 163(5), 597–610.

Lagneau-Hérenger, L., **1965**. Géologie du bassin potassique d'Alsace. *Géologie Alp.* 41, 57–96.

Laue, S., Reischmann, T., **1994**. Petrographie und Geochemie variszischer Intrusiva der westlichen Rheingrabenschulter. *Mitt Pollichia* 81, 195–214.

Lavergne, M., **1986**. Méthodes sismiques, *Editions Technip*.

Le Carlier, C., Royer, J.-J., Flores, E.L., **1994**. Convective heat transfer around the Soultz-sous-Forêts geothermal site (Rhine Graben). Implications for oil potential. *First Break* 12, 553–560.

Lepper, J., **1993**. Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. *N Jb Geol Paläont Mh* (11), 687–692.

Leppla, A., **1888**. Uber der Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen). *Geognost Jh* 1, 39–54.

Lippolt, H.J., **1982**. K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. *Geol JB Hann.* 52, 113–135.

Lippolt, H.-J., Todt, W., Horn, P., **1974**. Apparent potassium-argon ages of Lower Tertiary Rhine Graben volcanics. In Illies J.-H. and Fuchs K (p. 213-221)., *in: Approaches to Taphrogenesis. Schweizerbart Stuttgart*, pp. 213–221.

Lund, W.L., Boyd, T.L., **2016**. Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics* 60, 66–93. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.004

Lünning, S., Kolonic, S., **2003**. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *J. Pet. Geol.* 26(2), 153–174.

Luthi, S.M., **2001**. History of Logging, in: Luthi, Stefan M. (Ed.), Geological Well Logs: Their Use in Reservoir Modeling. *Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg,* pp. 12–20. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04627-2_2

Lutz, M., Etzold, A., Kading, K.C., Lepper, J., Hagdorn, H., Nitsch, E., and Menning, M., **2005**. Lithofacies and control surfaces: Fundamentals of a dual lithostratigraphic classification: *Newsletters on Stratigraphy*, 41, 211–223, https://doi.org/10.1127/0078-

0421/2005/0041-0211

Lutz, M., Cleintuar, M., **1999**. Geological results of hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben. *Bulletin für Angewandte Geologie* 4:3-80.

~ M ~

Mabounda, G., **1989**. Rapport de fin de sondage Schaeffershiem 101 (SCS-101). *Permis d'Andlau. 89-149R.*

Mader, D., **1985**. Depositional mechanisms and facies models of intertonguing aeolian environment and fluvial milieu in the Middle Buntsandstein of the Mid-European Triassic Basin. *In: Mader D. Ed. Aspect of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. - Lectures Notes in Earth Sciences, Springer Verlag,* 4. Springer, pp. 127–164.

Maïkovsky, V., **1941**. Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du bassin potassique d'Alsace. *Thèse d'état de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Mann, U., Leythaeuser, D., Muller, P.J., **1986**. Relation between source rock properties and wireline log parameters. An example from Lower Jurassic Posidonia Shale, NW-Germany. In: Advances in Organic Geochemistry 1985, *Leythaeuser D. and Rullkötter J. (Eds.)*, Oxford (Pergamon Press), pp. 1105-1112.

Mari, J.L., Gaudiani, P., Delay, J., **201**1. Characterization of geological formations by physical parameters obtained through full waveform acoustic logging, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, 1438-1449, Elsevier Ltd.

Mari, J.-L., Coppens, F., **2000**. Sismique de puits. *Editions Technip.*

Matte, P., **2001**. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13(2), 122–128. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x

Matte, P., **1991**. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196(3–4), 309–337. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P

Matte, P., **1986**. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126(2–4), 329–374. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90237-4

Mattray, J.-M., Meunier, A., Thomas, M., Fontes, J.-C., **1989**. Les eaux de formation du Trias et du Dogger, du Bassin parisien: histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. *Bull Cent Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine* 13, 483–504.

Maurer, V., Richard, A., Cuenot, N., **2018b**. Seismic Monitoring at Different Stages of Deep Geothermal Sites in the Upper Rhine Graben. *Presented at the First EAGE/IGA/DGMK Joint Workshop on Deep Geothermal Energy*. https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802938

Maurer, V., Aichholzer, C., Richard, A., Harlé, P., Hehn, R., Genter, A., Duringer, P., **2018a**. Geothermal reservoir temperature estimation derived from gradient wells in a continental rift context (Upper Rhine Graben). *Presented at the Proceedings, 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, February 12-14, 2018, Stanford University, Califonia, USA, SGP-TR-213.

Maurer, V., Grunberg, M., Richard, A., Doubre, C., Baujard, C., Lehujeur, M., **2016**. On-going seismic monitoring of the Rittershoffen EGS project (Alsace, France). *Presented at the Proceedings European Geothermal Congress*, 2016, Strasbourg, France, 19-24 Sept 2016.

Maurer V, Perrinel N, Dalmais E, Richard A, Plévy L, Genter A., **2016**. Towards a 3D velocity model deduced from 2D seismic processing and interpretation in Northern Alsace (France). *Presented at the Proceedings European Geothermal Congress*, EGC2016, 19–22 September 2016, Strasbourg, France.

Maurer, V., Cuenot, N., Gaucher, E., Grunberg, M., Vergne, J., Wodling, H., Lehujeur, M., Schmittbuhl, J., **2015**. Seismic monitoring of the Rittershoffen EGS project (Alsace, France). *Presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia, pp. 19–25.

McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.. J., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, L., Krawczyk, C.M., Rieke, H., Lamarche, J., **2006**. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32(1), 355–388. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.22

McEvedy, C., Jones, R., **1978**. Atlas of world population history. *Penguin Books Ltd, Harmondsworth, Middlesex, England*.

McMichael, A.J., **1993**. Planetary overload: global environmental change and the health of the human species. *Cambridge University Press*.

Meixner, J., Schill, E., Grimmer, J.C., Gaucher, E., Kohl, T., Klingler, P., **2016**. Structural control of geothermal reservoirs in extensional tectonic settings: an example from the Upper Rhine Graben. *J. Struct. Geol.* 82, 1–15.

Meller, C., Kontny, A., Kohl, T., **2014**. Identification and characterization of hydrothermally altered zones in granite by combining synthetic clay content logs with magnetic mineralogical investigations of drilled rock cuttings. *Geophys. J. Int.* 199(2), 465–479. https://doi.org/10.1093/gji/ggu278

Meller, C., Genter, A., Kohl, T., **2013**. Neural network analysis to map clay zones in crystalline rock. *Geophys. J. Int.* 196(2), 837–849.

Ménillet, F., Durand, M., Genter, A., Party, J.-P., **2015**. Notice de la carte géologique de France (1/50000), feuille Haguenau. *2ème éd. Carte Géologique Fr. Serv. Géologique Natl. BRGM.*

Ménillet, F., Coulombeau, C., Geissert, F., Konrad, H.-J., Schowoerer, P., **1989**. Notice des cartes géologiques au 1 : 50 000ième : Lembach. *Carte Géologique Fr. Serv. Géologique Natl. BRGM.*

Ménillet, F., Geissert, F., **1976**. Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. 199-169, Seltz-Wissembourg: Eds BRGM. *Carte Géologique Fr. Serv. Géologique Natl. BRGM.*

Merle, O., Michon, L., **2001**. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172(2), 213–221. https://doi.org/10.2113/172.2.213

Meyer, B.L., Nederlof, M.H., **1984**. Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time/resistivity crossplots. *AAPG Bull.* 68, 121–129.

Michon, L., **2000**. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. *Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal,* Clermont-Ferrand II.

Mieg, M., **1885**. Note sur un gisement des Couches à *Posidonomya Bronni* à Minversheim (Basse Alsace). *Bull Soc Géol Fr.* 3(13), 217–223.

Mock, J.E., Tester, J.W., Wright, P.M., **1997**. Geothermal Energy from the Earth: Its Potential Impact as an Environmentally Sustainable Resource. *Annu. Rev. Energy Environ.* 22(1), 305–356. https://doi.org/10.1146/annurev.energy.22.1.305

Moeck, I.S., **2014**. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 37, 867–882.

Mouchot, J., Genter, A., Cuenot, N., Scheiber, J., Seibel, O., Bosia, C., Ravier, G., **2018**. First Year of Operation from EGS geothermal Plants in Alsace, France: Scaling Issues, in: *Proceedings 43rd Workshop Geothermal Reservoir Engineerging. Stanford University,* Stanford, California, February 12-14, 2018, SGP-TR-213.

Müller, E.M., **1954c**. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Buntsandstein im Saar-Lothringischen Raum. *Ann Univ Sar III* 3, 176–201.

Müller, E.M., **1954b**. Die Ausbildung und Mächtigkeit der Zwischenschichten im Saar-Lothringischen Raum. *Ann Univ Sar III* 1–2, 68–74.

Müller, E.M., **1954a**. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie

des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. *Thèse Univ. Sarre*, Sarrebruck.

Munck, F., Walgenwitz, F., Maget, P., Zacher, A., Paquet, U., Sauer, K., Tietze, R., Neeb, I., Schlemminger, G., **1979**. Synthèse géothermique du Fossé Rhénan Supérieur. Comm. Eur. Communities BRGM Serv. *Géologique Régional D'Alsace – Geologishes Landesamt Baden-Württ.*

Mundhenk, N., Huttenloch, P., Bäßler, R., Kohl, T., Steger, H., Zorn, R., **2014**. Electrochemical study of the corrosion of different alloys exposed to deaerated 80°C geothermal brines containing CO2. *Corros. Sci.* 84, 180–188. https://doi.org/10.1016/j.corsci.2014.03.027

Myers, K.J., **1989**. The origin of the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation of North-East England: evidence from portable gamma-ray spectrometry. In: Phanerozoic Ironstones (Ed. by Young T.P. & Taylor W.E.G.). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 46(1), 221–228.

Myers, K.J., Wignall, P.B., **1987**. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks - New concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. *Mar. Clastic Sedimentol. Springer Dordrech* 172–189.

~ $\mathcal{N}$ ~

Neumann, E.-R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J., Kirstein, L., **2004**. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 223(1), 11–40. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.02

~ $\mathcal{P}$ ~

Palain, C., **1966**. Contribution à l'etude sédimentologique du « Grès à Roseaux » (Trias supérieur) en Lorraine. *Sci Terre Nancy* 11, 245–291.

Paris, F., Robardet, M., **1990**. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 177(1–3), 193–213. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90281-C

Perriaux, J., **1961**. Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte Géologique Alsace Lorraine* 18, 1–236.

Perrin, J., Baudu, R., **1992**. Recalage en profondeur des carottes du forage EPS-

1 de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin)(projet Geothermie profonde), par corrélation des enregistrements de gamma-densimétrie sur carottes avec la diagraphie gamma-gamma en puits. *Rapport du BRGM : R 35 034 GPH SGN 92*, 27p.

Pétri, B., **2014**. Formation et exhumation des granulites permiennes. Établir les conditinos pré-rift et déterminer l'histoire de l'exhumation syn-rift. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg, 296 p.

Pfeiffer, B., Von Eller, J.-P., Blanalt, J.-G., Hameurt, J., Juteau, T., Fluck, P., Hollinger, J., Tricart, A., Rolland, A., Cloots, A.-R., **1975.** Bureau de recherches géologiques et minières . Service géologique national. *Carte géologique de la France à 1/50 000. 306, Saint-Dié*.

Pharisat, A., **1991b**. La paléoichthyofaune du Rupélien marin de Froidefontaine (Territoire de Belfort). Taxinomie et populations, genèse du gisement, implications paléogéographiques et géodynamiques. *Ann Sci Fr Comté Besançon Géologie* 4(11), 13–97.

Pharisat, A., **1991a**. La paléoichthyofaune du Rupélien marin de Froidefontaine (Territoire de Belfort). Taxinomie et populations, genèse du gisement, implications paléogéographique et géodynamique. *Thèse d'état de l'Université de Franche Comté,* 613p.

Pirkenseer, C., Spezzaferri, S., Berger, J.-P., **2010**. Palaeoecology and biostratigraphy of the Paleogene Foraminifera from the southern Upper Rhine Graben and the influence of reworked planktonic Foraminifera. *Palaeontogr. Abt Palaeozoology Stratigr.* 293(1–3), 1–93.

Pitra, P., BallèVre, M., Ruffet, G., **2010**. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *J. Metamorph. Geol.* 28(2), 183–208. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00862.x

Place, J., **2010**. Caractérisation des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg,* 368 p.

Praeg, D., **2004**. Diachronous Variscan late-orogenic collapse as a response to multiple detachments: a view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 223(1), 89–138. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.05

Pribnow, D., Schellschmidt, R., **2000**. Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophys. Res. Lett.* 27(13), 1957–1960.

~ R ~

Rauscher, R., Schmitt, J.-P., **1990.** Recherches palynologiques dans le Jurassique d'Alsace (France). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 62(1–2), 107–156. https://doi.org/10.1016/0034-

6667(90)90020-J

Ravier, G., Baujard, C., Dalmais, E., Maurer, V., Cuenot, N., **2016**. Towards a comprehensive environmental monitoring of a geothermal power plant in the Rhine graben, in: *Proceedings European Geothermal Congress 2016*. Strasbourg, France, 19-24 Sept 2016.

Ravier, G., Seibel, O., Mouchot, J., **2018**. Soultz and Rittershoffen Geothermal Plants in Upper Rhine Graben: Two Years of Operation. *Presented at the First EAGE/IGA/DGMK Joint Workshop on Deep Geothermal Energy*, Strasbourg, France.

Ravier, G., Harders, V., El Aoud, M., **2017**. Rittershoffen Geothermal Heat Plant. First Geothermal Heat Plant for Industrial Uses Worldwide. *EuroHeat&Power* 3/2017(9973).

Regelmann, K., **1935**. Erläuterungen zu Blatt 7416 Baiersbronn. *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000.*

Regierungspräsidium Freiburg, **2010**. Geologische Untersuchungen von Baugrundhebungen im Bereich des Erdwärmesondenfeldes beim Rathaus in der historischen Altstadt von Staufen i. Br.Az.: 94-4763//10-563. *Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau*.

Reischmann, T., Anthes, G., **1996**. Geochronology of the mid-German crystalline rise west of the River Rhine. *Geol. Rundsch.* 85(4), 761–774.

Renard, P., Courrioux, G., **1994**. Three-dimensional geometric modeling of a faulted domain: The Soultz Horst example (Alsace, France). *Comput. Geosci.* 20(9), 1379–1390.

Richard A, Gillot E, Maurer V, Cuenot N, Klee J. , **2019**. Northern Alsace (France): the largest geothermal exploration area by 3D seismic reflection, *Proceedings of the European Geothermal Congress, EGC 2019*, 11–14 June 2019. The Netherlands: The Hague; 2019.

Richard, A., Maurer, V., Edel, J.-B., Genter, A., Baujard, C., Dalmais, E., **2016**. Towards targeting geothermal reservoir: exploration program for a new EGS project in urban context in Alsace. *Presented at the European Geothermal Congress 2016,* Strasbourg, France.

Richard, A., Baujard, C., Maurer, V., Dalmais, E., Horvath, F., Hanot, F., **2015**. Towards targeting geothermal reservoir: guide from survey design to processing through seismic acquisition in urban context in Alsace. *Presented at the Proceedings of European Geothermal Workshop 2015*.

Ricour, J., **1962**. Contribution à une révision du trias Français. *Mém. Pour Serv. À Explic. Carte Géologique Détaillée Fr.* 1, 445–453.

Robardet, M., **2003**. The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of

the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195(1–2), 125–148. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00305-5

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., **1999**. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315(1–4), 209–229. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00289-9

Roger, J., **2007**. Carte géologique harmonisée du département de Moselle (57). Notice géologique. *Rapport Final BRGM/RP-55492-FR,* 105 p., 3 fig., 2 tab., 4 pl. hors-texte.

Röhling, H.-G., Lepper, J., Diehl, M., Dittrich, D., Freudenberger, W., Friedlein, V., Hug-Diegel, N., Nitsch, E., **2018**. Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. The Buntsandstein Group in the Stratigraphic Table of Germany 2016. *Z Dt Ges Geowiss Ger. J Geol* 169(2), 151–180.

Rohn, J., Clauß, R., Dittrich, D., Häfner, F., Heitele, H., Lothhammer, H., Schroeder, U., Weidenfeller, M., **2006**. Geologisch Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz. *Erläuterungen Blatt 6613 Elmstein*.

Rohn, J., Kassebeer, W., Dittrich, D., Häfner, F., Heitele, H., Lothhammer, H., Schroeder, U., **2003**. Geologisch Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz. *Erläuterungen Blatt 6712 Merzalben.*

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., **2002**. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359(1–2), 117–129. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rotstein, Y., Edel, J.B., Gabriel, G., Boulanger, D., Schaming, M., Munschy, M., **2006**. Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. *Tectonophysics* 425(1–4), 55–70.

Rotstein, Y., Schaming, M., Rousse, S., **2005**. Tertiary tectonics of the Dannemarie Basin, upper Rhine graben, and regional implications. *Int. J. Earth Sci.* 94(4), 669–679. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0473-4

Rousse, S., **2006**. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan: évolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, 474 p.

~ S ~

Saemundsson, K., **2013**. Geology and gradient wells. *Presented at the Short Course VIII on Exploration for Geothermal Resources organized by UNU-GTP, GDC and KenGen, at Lake Bogoria and Lake Naivasha*, Kenya, Oct. 31-Nov. 22, 2013.

Sanjuan, B., Millot, R., Innocent, C., Dezayes, C., Scheiber, J., Brach, M., **2016**. Major geochemical characteristics of geothermal brines from the Upper Rhine Graben granitic basement with constraints on temperature and circulation. *Chem. Geol.* 428, 27–47.

Sanjuan, B., Millot, R., Dezayes, C., Brach, M., **2010**. Main characteristics of the deep geothermal brine (5 km) at Soultz-sous-Forêts (France) determined using geochemical and tracer test data. *Comptes Rendus Geosci.* 342(7–8), 546–559

Sanjuan, B., Brach, M., Lasne, E., **2001**. Bouillante geothermal field: mixing and water/rock interaction processes at 250°C. *WRI-10 Int. Symp. Water Rock Interact. Balkema Publ.* 2, 911–914.

Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A., Place, J., **2010**. 3D model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *Comptes Rendus Geosci.* 342(7–8), 531–545. https://doi.org/doi:10.1016/j.crte.2010.01.011

Schalch, F., **1986**. Erläuterungen zu Blatt 7816 St. Georgen im Schwarzwald. *Geologische karte 1:25000 von Baden-Württemberg.*

Scheiber, J., Seibt, A., Birner, J., Genter, A., Cuenot, N., Moeckes, W., **2015**. Scale inhibition at the Soultz-sous-Forêts (France) EGS site: laboratory and on-site studies, in: *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, p. 12.

Schellschmidt, R., Clauser, C., **1996**. The thermal regime of the Upper Rhine Graben and the anomaly at Soultz. *Z. Für Angew. Geol.* 42(1), 40–44.

Schellschmidt, R., Schulz, R., **1992**. Hydrogeothermic studies in the Hot Dry Rock project at Soultz-sous-Forêts. *Geotherm. Sci. Technol.* 1, 217–238.

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. *J. Virtual Explor.* 08, 147–166. https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00056

Schild, M., Vollbrecht, A., Siegesmund, S.T., Reutel, C., **1998**. Microcracks in granite cores from the EPS-1 geothermal drill hole, Soultz-sous-Forêts (France): paleostress directions, paleofluids and crack-related Vp-anisotropies. *Geol. Rundsch.* 86(4), 775–785.

Schill, E., Kohl, T., Baujard, C., Wellmann, J.F., **2009**. Geothermische Ressourcen in Rheinland-Pfalz: Bereiche Süd-und Vorderpfalz, *Final report to the Ministery of Environment Rhineland-Palatine.*

Schindler, M., Baumgärtner, J., Gandy, T., Hauffe, P., Hettkamp, T., Menzek, H., Penzkofer, P., Teza, D., Wahl, G., Tischner, T., **2010**. Successful hydraulic stimulation techniques for electric power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe, in *Proceedings of World Geothermal Congress,* 2010, Bali, Indonesia.

Schirardin, J., **1938**. Nouvelles observations sur le Toarcien de l'Alsace. *Bull Philom Als-Lorr* 8, 506–549.

Schirardin, J., **1923**. Note sur le Lias inferieur du Bas-Rhin. *Bull Soc Géol Fr.* 1, 86–116.

Schirardin, J., **1960b**. Sur la Zone a Ludwigella concava Sow. en Alsace. *Bull Ser Carte Géol Als-Lorr* 13(1), 5–55.

Schirardin, J., **1960a**. Sur la limite du Toarcien et de l'Aalenien en Alsace. *Bull Serv Carte Géol Als-Lorr* 13(3), 97–125.

Schmitt, J.-P., **1987**. Les microflores du Jurassique. Intérêts stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatiques. Étude palynologique du Jurassique en Alsace. *Thèse d'État de l'Université de Strasbourg*, 190 p.

Schmoker, J.W., **1980**. Organic content of Devonian shale in Western Appalachian Basin. *AAPG Bull.* 64, 2156–2165.

Schnaebele, R., Haas, J.O., Hoffmann, C.R., **1948**. Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn, Mémoire du Service de la carte géologique d'Alsace. *Persée-Portail des revues scientifiques en SHS.*

Schneider, C., **1984**. Les granitoïdes de la partie Nord-Est des Vosges moldanubiennes : évolution magmatique et structural. (Master thesis). *Thèse d'État de l'Université Louis Pasteur*, Strasbourg, France.

Schneider, N., **1927**. Etude stratigraphique et paléontologique de l'Aalenien de Gundershoffen (Bas-Rhin). *Mém Serv Carte Géol Als-Lorr* 3, 132.

Schuler, M., **1988**. Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janousek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., StÌpsk, P.,Ulrich, S., **2009**. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosciences* 341, 266–286.

Schulte, T., Zimmermann, G., Vuataz, F.D., Portier, S., Tischner, T., Junker, R., Jatho,

R., Huenges, E., **2010**. Enhancing geothermal reservoirs., in: Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization. *Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA*.

Schumacher, E., **1891**. Erlauterungen zu Blatt Volmunster. *Geol Spez Kt. Von Els-Lothr* 28, 64.

Schumacher, E., **1890**. Zur Kenntniss des unteren Muschelkalk im nordlischen Deutsch-Lothringen. *Mitt Geol -Anst Els-Lothr* 2, 111–182.

Schumacher, M.E., **2002**. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution: Upper Rhine Graben Evolution. *Tectonics.* 21(1), 6-1-6–17. https://doi.org/10.1029/2001TC900022

Schwarz, H.-U., **1970**. Zur Sedimentologie und Fazies des unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. Diss. Universität Tubingen, 213p.

Sengör, A.M.C., 1976. Collision of irregular continental margins: Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology* 4(12), 779. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<779:COICMI>2.0.CO;2

Sengör, A.M.C., Burke, K., **1978**. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.* 5(6), 419–421. https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419

Serra, O., Serra, L., **2000**. Diagraphies: acquisition et applications. *Hérouville: Serralog.*

Sissingh, W., **2003**. Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196(1–2), 229–263. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00320-1

Sissingh, W., **1998**. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics* 300(1–4), 249–284. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00243-1

Sittler, C., **1992**. Illustration de l'histoire géologique du Fossé Rhénan et de l'Alsace. *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. Abh.* 186(3), 255–282.

Sittler, C., **1965**. Le paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques, *Mémoire du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.* Strasbourg.

Sittler, C., **1969b**. The sedimentary trough of the Rhine graben. *Tectonophysics*. 8(4–6), 543–560. https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90053-5

Sittler, C., **1969a**. Le fossé Rhénan en Alsace, aspect structural et histoire géologique. *Rev Geogr Phys Geol Dyn*. 11(5), 465–494.

SKPT, S.P.-T., **2011**. Beschlüsse der Deutschen Stratigraphischen Kommission 1991–

2010 zu Perm und Trias von Mitteleuropa. *Z Dt Ges Geowiss Ger. J Geol* 162(1), 1–18.

Skrzypek, E., Cruz Mermy, D., Chèvremont, P., Ménillet, F., **2008b**. Carte géologique harmonisée du département du Haut-Rhin (68). Notice géologique. *Rapport final. BRGM/ RP-56029-FR*, 322p., 4 fig., 3 tab., 8 ann., 4 pl. hors-texte.

Skrzypek, E., Cruz Mermy, D., Chèvremont, P., Ménillet, F., **2008a**. Carte géologique harmonisée du département du Bas-Rhin (67). Notice géologique. R*apport Final BRGM/ RP-56028-FR*, 319 p., 4 fig., 3 tab., 8 ann., 3 pl. hors-texte.

Smolen, J.J., **1995**. Cased hole and production log evaluation. *Chapter 14: fluid movement: noise logging. PennWell Books*.

SNEA/DIENIC/MDI GEOTHERMIE, **1980**. Rapport final du sondage de géothermie Cronenbourg 1 (GCR-11). *Géologie -Gisement*.

Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R., **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**. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.*

Stampfli, G.M., **2000**. Tethyan oceans. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 173(1), 1–23. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.01

Staron, P., Arens, G., Gros, P., **1988**. Method of instantaneous acoustic logging within a wellbore. *No. United States Patent No.4,718,048*, Washington, DC: U.S. Patent and Trademark Office.

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 the central Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 1304–1317. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1304:MSOFCI>2.3.CO;2

Stellrecht, R., **1971**. Geologisch-tektonische Entwicklung im Raum Albersweiler/ Pfalz. Jahresber. *Mitteilungen Oberrheinischen Geol. Ver.* 239–262.

Stocks, A., Lawrence, S.R., **1990**. Identification of source rocks from wireline logs. In: Hurst, A., Lovell, M. A. and Morton, A. C. (Eds), Geological applications of wireline logs. *Geol Soc Sp Publ* 48, 241–252.

Strigel, A., **1922**. Zur Palaeogeographie des Schwarzwaldes. Die Abrasionsfläche als klimatisch-tectonisches Problem des oberen Perms. mit 1 Kt. u. 7 Pofilen. *Ehrig. Heidelberg.* 1–154.

Strigel, A., **1914**. Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. II. - Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, *Neue Folge* 13, 1–243.

Strigel, A., **1912**. Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. I.- Verh. naturhist.-med, *Ver. Heidelberg,* N. F. 12, 63–172.

Stussi, J.-M., Cheilletz, A., Royer, J.-J., Chèvremont, P., Féraud, G., **2002**. The hidden monzogranite of Soultz-sous-Forêts (Rhine Graben, France). *Mineral. Petrol. Genes. Géologie Fr.* 1, 45–64.

~ T ~

Tabaud, A.-S., **2012**. Le magmatisme des Vosges : conséquences des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Tait, J., Schätz, M., Bachtadse, V., Soffel, H., **2000**. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179(1), 21–34. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.04

Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., **1997**. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.* 86(3), 585. https://doi.org/10.1007/s005310050165

Théobald, N., **1953**. Une nouvelle espèce de Crustacé décapode, fossile de l'Aalenien du Bas-Rhin (Sondage de Berstheim Sud). *C R Somm Soc Géol Fr 10*, 150–152.

Théobald, N., **1952**. Stratigraphie du Trias moyen dans le SW de l'Allemagne et le NE de la France. *Publ. L'université Sarre* 64.

Théobald, N., **1948**. Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du fossé rhénan. *Mém. Serv. Carte Géologique Alsace Lorraine* 9, 3–16.

Thürach, H., **1894**. Bericht über die Excursionen am 29 und 30 Marz und 1 April. *Ber Versamml Oberrh. Geol Ver* 27, 27–71.

Traineau, H., Genter, A., Cautru, J.-P., Fabriol, H., Chèvremont, P., **1991**. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK-1 (Soultz, Alsace, France). *Geotherm. Sci. Technol.* 3(1-4), 1–29.

~ U ~

Ungemach, P., Turon, R., **1988**. Injection en fond de puits d'agents inhibiteurs de corrosion. *Géotherm. Actual.* 5(2), 31–40.

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, **1999**. The World at Six Billion. *UN, Washington, D.C.*

Unrug, R., **1997**. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana Supercontinent Assembly. *GSA Today Publ. Geol. Soc. Am.* 7(1), 1–6.

~ V ~

Valley B., **2007**. The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France), *Published thesis: Université ETH-Zürich, Switzerland*. p. 260.

Van der Voo, R., **1993**. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans., *Cambridge University Press. ed. Cambridge*, United Kingdom, 411 p.

Van Werveke, L., **1917**. Profil durch den Mittleren Muschelkalk aus Bohrungen im Nordostling Frankreich, im Luxemburg, Lothringen und im Rheintal. Vergleich mit der Entwicklung in Würtemberg. *Mitt Geol Land Anst Els-Loth* 10(3), 335–365.

Van Werveke, L., **1897**. Erlauterungen zu Blatt Niederbronn. *Geol Spezialkarte Von Els Lothr* 86.

Van Werveke, L., **1895**. Bemerkung uber die Verbreitung der Zone mit verkiesten Amoniten aus dem unteren Lias β im unterer Elsass. *Mitth. Philomatische Ges. Von Els Lothr* 1, 15–16.

Vecsei, A., **1998**. A sandy tidal coast in the uppermost Muschelkalk and the origin of the Muschelkalk/Keuper boundary in the southwestern Germanic basin. *Geol. Rundsch.* 86(4), 835–851. https://doi.org/10.1007/s005310050180

Vecsei, A., Rauscher, R., Hohage, K., **2003**. Palynology of the marine Middle Triassic in the SW Germanic Basin (Upper Muschelkalk, Luxembourg): Evidence for an important latest Anisian-early Ladinian sea-level lowstand. *Paläontol. Z.* 77(1), 195–202. https://doi.org/10.1007/BF03004568

Vecsei, A., Duringer, P., **2003**. Sequence stratigraphy of Middle Triassic carbonates and terrigenous deposits (Muschelkalk and Lower Keuper) in the SW Germanic Basin:

maximum flooding versus maximum depth in intracratonic basins. *Sedimentary geology* 160, 81–105. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00337-8

Vecsei, A., Duringer, P., **1998**. Problematic calcispheres from the Upper Muschelkalk (Middle Triassic) of eastern France as producers of calcisiltite and micrite in shallow-water limestones. *Paläontol. Z.* 72(1–2), 31–39.

Vernier, R., Laplaige, P., Desplan, A., Boissavy, C., **2015**. France country update. *Presented at the Proceedings to World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia.

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. *Rapp. BRGM RR-38622-FR 38622*, 70.

Vidal, J., **2017**. Altérations hydrothermales associées aux zones de fractures à l'interface de la couverture sédimentaire et du socle cristallin dans le Fossé rhénan supérieur : application aux forages géothermiques de Rittershoffen (Alsace, France). *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg.

Vidal, J., Genter, A., Chopin, F., 2017. Permeable fracture zones in the hard rocks of the geothermal reservoir at Rittershoffen, France. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122(7), 4864–4887. https://doi.org/10.1002/2017JB014331

Vidal, J., Genter, A., Schmittbuhl, J., **2016**. Pre-ant post-stimulation characterization of geothermal well GRT-1, Rittershoffen, France : insights from acoustic image logs of hard fractured rock. *Geophys. J. Int.* 206(2), 845–860.

Vidal, J., Genter, A., Schmittbuhl, J., **2015.** How do permeable fractures in the Triassic sediments of Northern Alsace characterize the top of hydrothermal convective cells? Evidence from Soultz geothermal boreholes (France). *Geotherm. Energy* J. 3(1), 8. https://doi.org/10.1186/s40517-015-0026-4

Villemin, T., **1986**. Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fossé Rhénan et le fossé de Sarre-Nahe. *Thèse d'état de l'Université de Paris VI*. Paris VI, France.

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. *Bull Soc Géol Fr.* 3(2), 245–255. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.2.245

von Eller, J.-P., **1984**. Vosges - Alsace. Guide géologique régionaux, *2ème édition. Masson*, Paris.

von Eller, J.-P., **1964**. Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. I. -Région comprise entre la plaine d'Alsace, d'Andlau à St-Nabor et le Champ-du-feu. *Sci. Géologiques Bull. Mém.* 17(3), 171–210.

von Eller, J.-P., Lillié, F., Blanalt, J.-G., Bureau de recherches géologiques et minières . Service géologique national, **1975**. Carte géologique de la France à 1/50 000. *271, Molsheim*.

von Raumer, J.R.F., Bussy, F., Stampfli, G.M., **2009**. The Variscan evolution in the ExternalMassifs of the Alps and place in their Variscan framework. *Comptes Rendus Geosciences* 341, 239–252.

von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., **2003**. Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365(1–4), 7–22. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00015-5

Vuataz, F.-D., Brach, M., Criaud, A., Fouillac, C., **1990**. Geochemical monitoring of drilling fluids: a powerful tool to forecast and detect formation waters. *SPE Form. Eval.* 5(2), 177–184.

~ W ~

Walsh, J.J., Watterson, J., **1988**. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol*. 10(3), 239–247. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90057-0

Wannesson, J., **1998**. Rapport régional d'évaluation pétrolière: « Regional Report » Alsace. *Rapp. Interne L'Institut Fr. Pétrole* 75.

Weber, J., Ganz, B., Schellschmidt, R., Sanner, B., Schulz, R., **2015**. Geothermal Energy Use in Germany. *Presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2015,* Melbourne, Australia, p. 15.

Wignall, P.B., Myers, K.J., **1988**. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology* 16, 452–455.

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. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 223(1), 1–10. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.01

Wimmenauer, W., **1974**. The alkaline province of Central Europe and France. In: H. Sorensen (Editor), *The Alkaline Rocks. Wiley. London.* 238–271.

Wimmenauer, W., **1967**. Igneous rocks of the Rhine graben. *Abh Geol -Amt Baden-Württ* 6, 144–148.

Wirth, E., **1962**. Die Erdöllagerstätten Badens. *Abh Geol* 4(5), 63–80.

Wurster, P., **1964**. Geologie des Schilfsandsteins. *Geol. Staatsinst. Hambg.*

~ Z ~

Zaminer, C., **1957**. Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. *Mitt Polichia III Reihe* 4, 7–33.

Zelt, F.B., **1985**. Natural gamma-ray spectrometry, lithofacies, and depositional environments of selected Upper Cretaceous marine mudrocks, western United States, including Tropic Shale and Tununk Member of Mancos Shale. *Ph.D thesis, Princeton University*, 284 p.

Ziegler, A.M., Huelver, M.L., Rowley, D.B., **1997**. Permian world topography and climate. In: Martini, I.P. (Ed.), Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes — Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic. *Oxford University Press*, New York, pp. 111–146.

Ziegler, P.A., **1994**. Cenozoic rift systems of Western and Central Europe: an overview. *Geol Mijnb* 73, 99–127.

Ziegler, P.A., **1992**. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics, Geodynamics of rifting, Volume 1 Case history studies on rifts: Europe and Asia.* 208(1), 91–111. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90338-7

Ziegler, P.A., **1990**. Geological atlas of western and central Europe. *Geological Society of London,* Bath.

Ziegler, P.A., Dèzes, P., **2005**. Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. *Int. J. Earth Sci.* 94(4), 594–614. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0474-3

Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., Van Wees, J.-D., Cloetingh, S., **2006**. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32(1), 97–112. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.06

ANNEXES

« Citation de citation de citation. Ainsi s'écrivent les livres. »

Gilles Leroy

Annexe 1

Article : Duringer P, Aichholzer C, Orciani S, Genter A. (**2019**). The complete lithostratigraphic section of the geothermal wells in Rittershoffen (Upper Rhine Graben, eastern France): a key for future geothermal wells, *BSGF - Earth Sciences Bulletin*,Vol: 190008. DOI 10.1051/bsgf/2019012

Dans l'optique de modérer la taille du manuscrit, seront inclus dans cet annexe uniquement la page de garde (avec l'abstract et les mots clés) et les figures de l'article. Pour le texte associé au papier, il suffira d'aller chercher l'article complet sur le site du BSGF (lien : https://www.bsgf.fr/fr/).

Article publié dans la revue : *Bulletin de la Société Géologique de France*

THE COMPLETE LITHOSTRATIGRAPHIC SECTION OF THE GEOTHERMAL WELLS IN RITTERSHOFFEN (UPPER RHINE GRABEN, EASTERN FRANCE): A KEY FOR FUTURE GEOTHERMAL WELLS.

[1] DURINGER P., [1] AICHHOLZER C., [2] ORCIANI S., [3] GENTER A.

1 – EOST, University of Strasbourg, 2, rue Blessig, F67084 Strasbourg Cedex, France.
2 – via D. Semeghini 15,-46026 Quistello (Italy)
3 – ÉS-Géothermie, 26 boulevard du Président Wilson, F-67000, Strasbourg, France.

Abstract

Between 2012 and 2014, in Rittershoffen, in the Upper Rhine Graben, two geothermal boreholes (GRT-1 and GRT-2) reached the granitic basement at a depth of around 2 150 m. The wells crossed about 1 160 m of Cenozoic and 1 050 m of Mesozoic. In the Cenozoic, these wells crossed the greatest part of the Eocene, the Lower part of the Oligocene and a thinner Pliocene. The Quaternary is poorly represented (less than ten meters). In the Mesozoic, the wells crossed the lower Dogger, the entire Lias and the entire Triassic. A reduced thickness of about fifty meters of Upper Permian (terminates the sedimentary column before entering into the granitic basement. A major erosional unconformity separates the Middle Jurassic from the Tertiary units (the Upper Jurassic, the entire Cretaceous and Paleocene are absent). The Rittershoffen drilled doublet was the subject of particular attention concerning the acquisition of a very precise stratigraphic profile. In this paper, we give the recognition criteria for the fifty-seven formations crossed by the GRT-1 well and their upper and lower boundaries as well as their specific gamma-ray signatures. The data are presented in four figures: a general complete log displaying the main sets and three detailed, precise logs showing the sedimentary formations overhanging the granitic basement: the Tertiary, the Jurassic, the Triassic, the Permian and the basement.

Keywords

Rhine Graben, geothermal wells, rift stratigraphy, gamma-ray, sedimentology, palaeoenvironment

DOI: 10.1051/bsgf/2019012

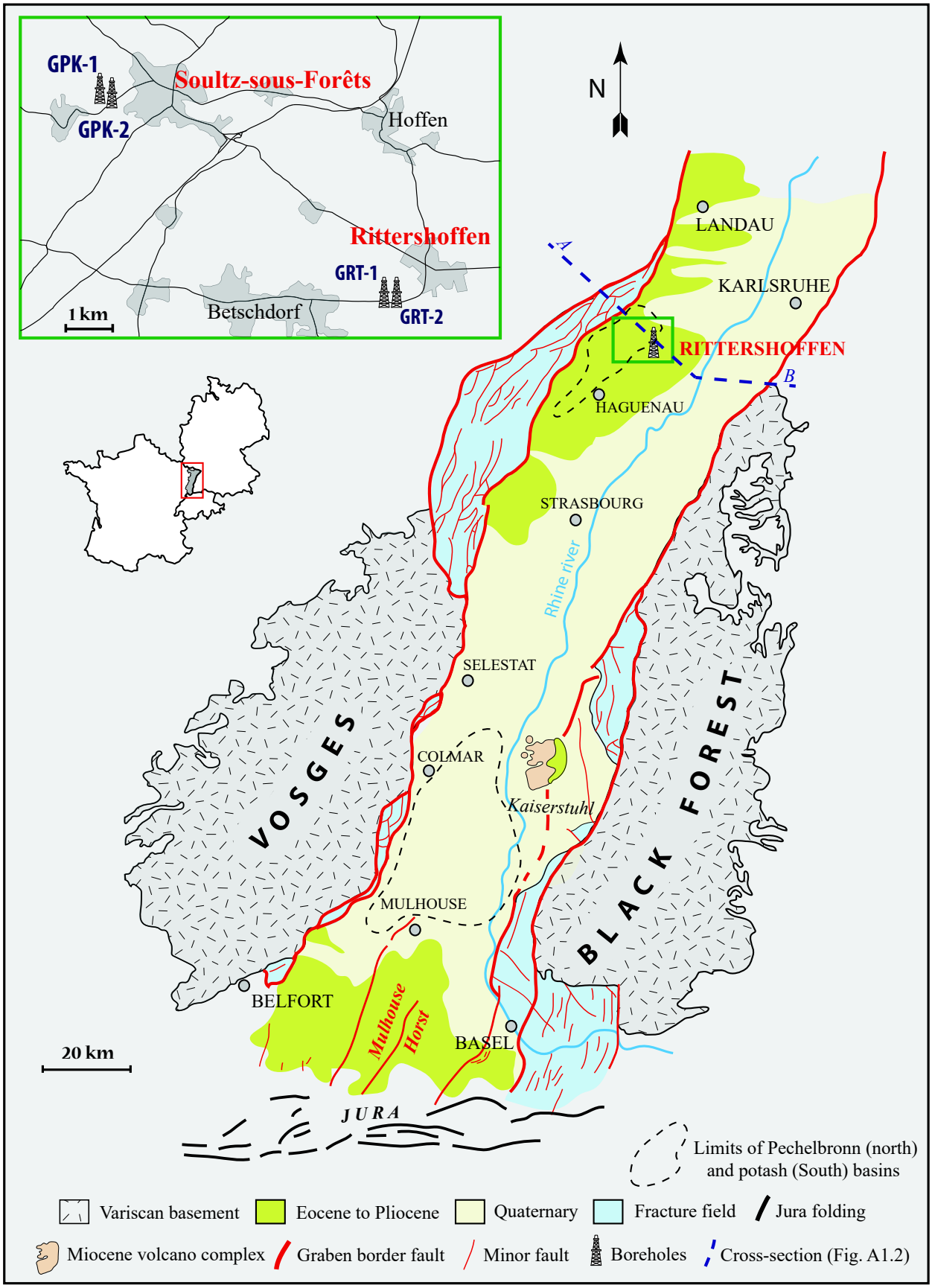


Figure A1.1: General outline of the Upper Rhine Graben (URG) with the localization of the wells of Rittershoffen.

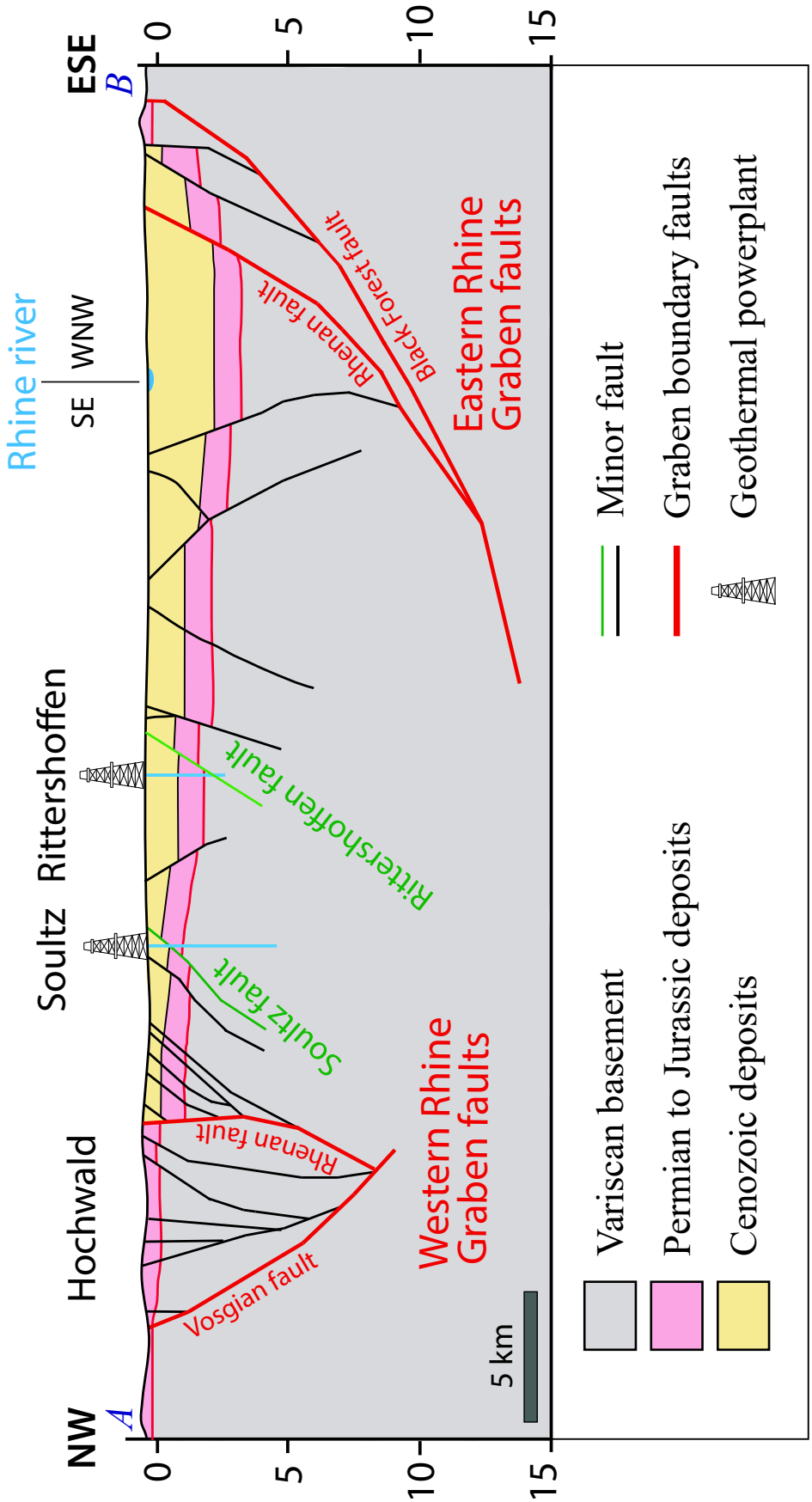


Figure A1.2: Schematic geological cross section through the Upper Rhine Graben at the latitude of Rittershoffen. Cross section modified after Brun et al. (*1992*) **and** Kappelmeyer et al. (*1992*).

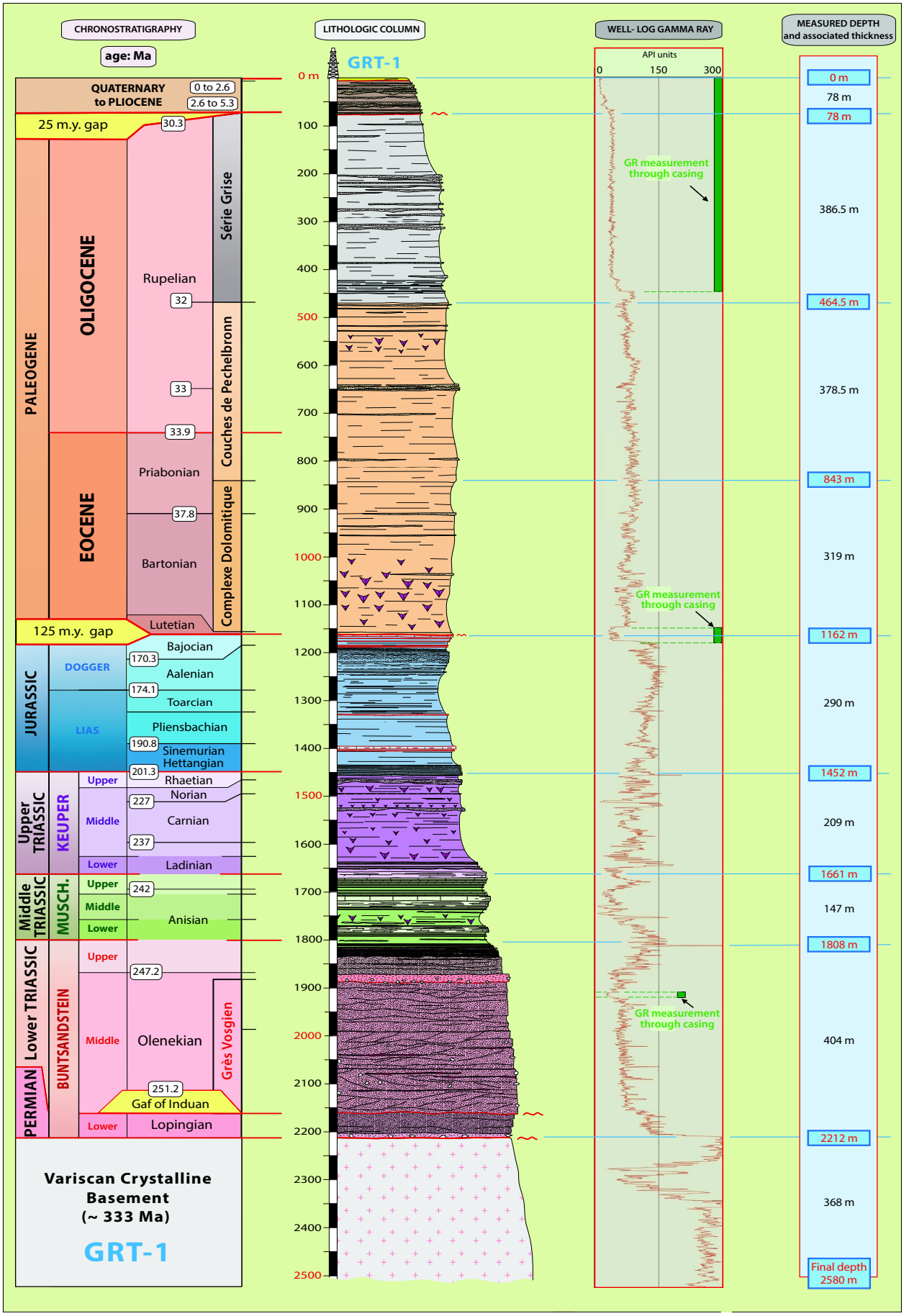


Figure A1.3: Complete chrono-lithostratigraphic log with the gamma ray log showing the main boundaries. Musch. : Muschelkalk.

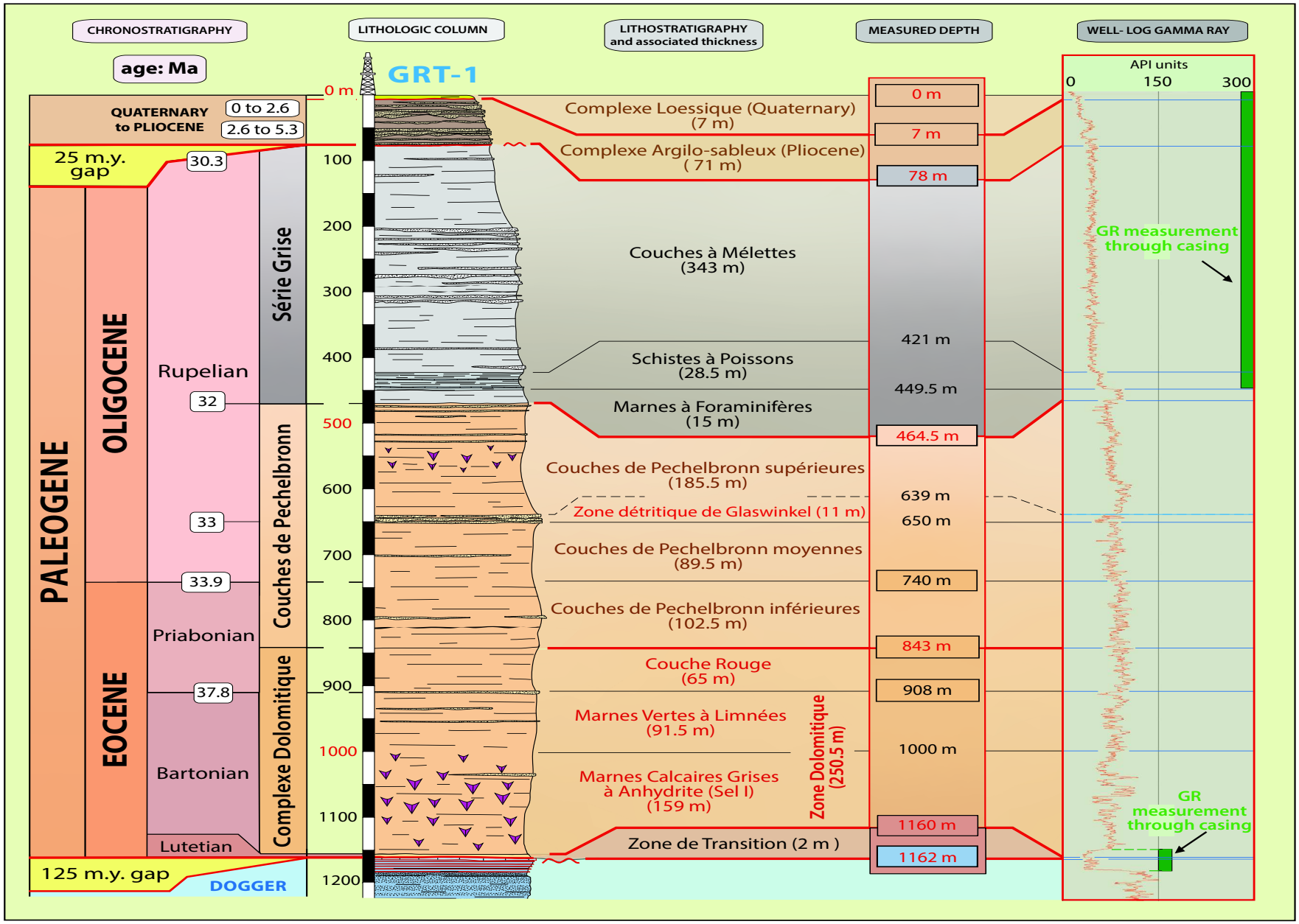


Figure A1.4: Complete chrono-lithostratigraphic log of the Tertiary with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well.

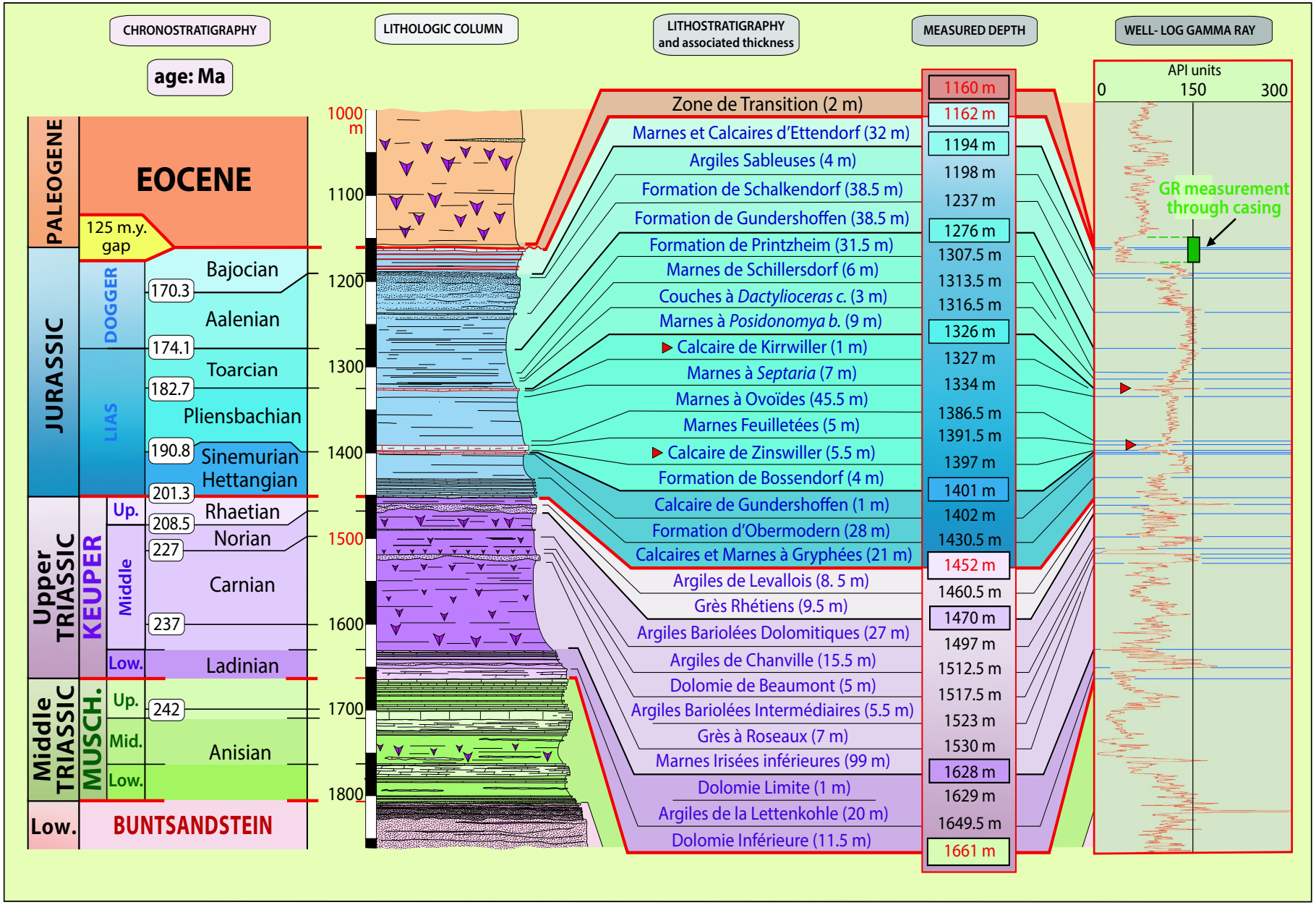


Figure A1.5: Complete chrono-lithostratigraphic log of Jurassic and Keuper with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well. Low. : Lower Triassic.

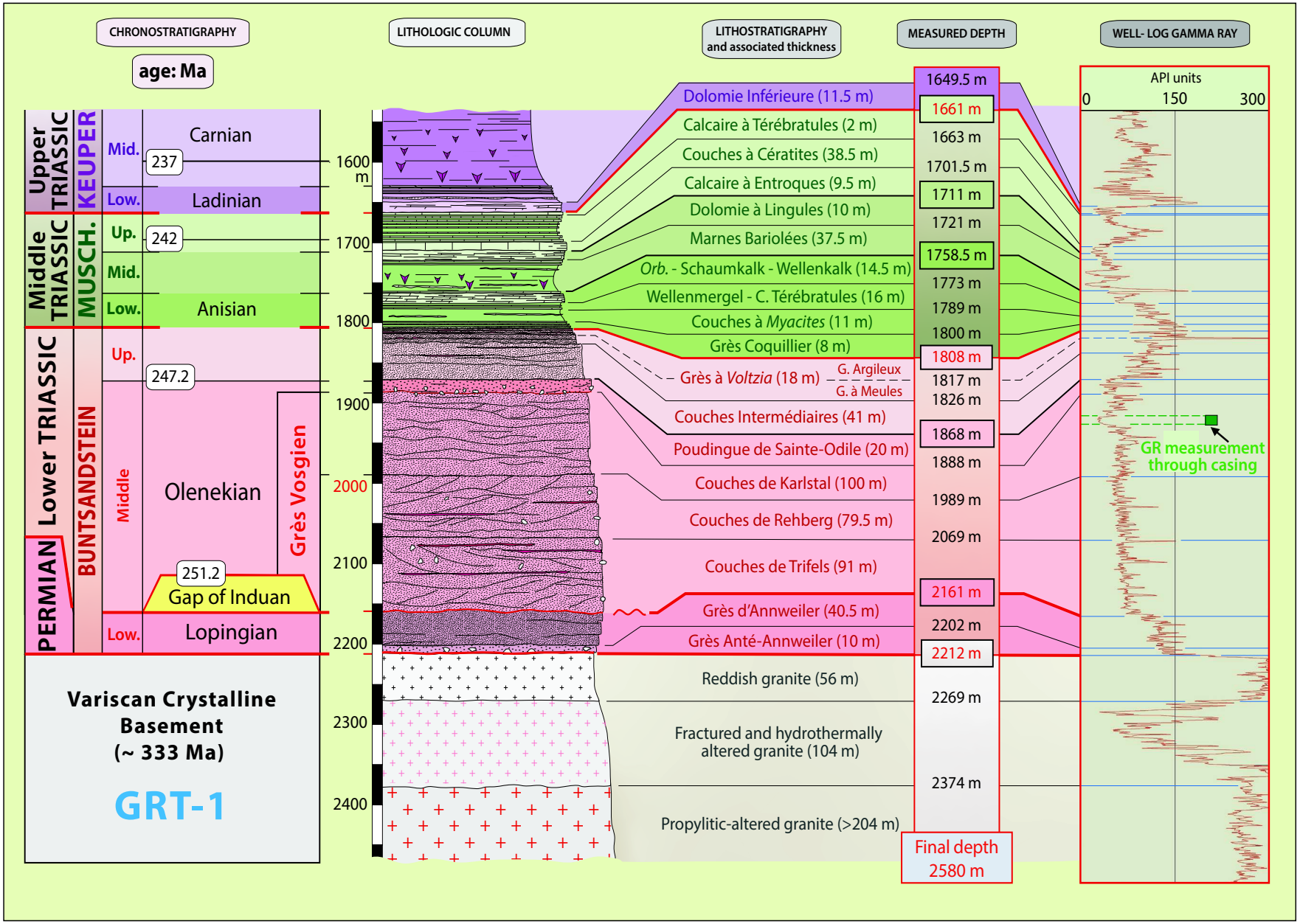


Figure A1.6: Complete chrono-lithostratigraphic log of the Muschelkalk, Buntsandstein and granit with the gamma-ray log showing all the limits and geological formations encountered in Rittershoffen's well. Orb.: Couches à *Myophoria orbicularis*; G.: Grès; C.: Couches; Musch.: Muschelkalk.

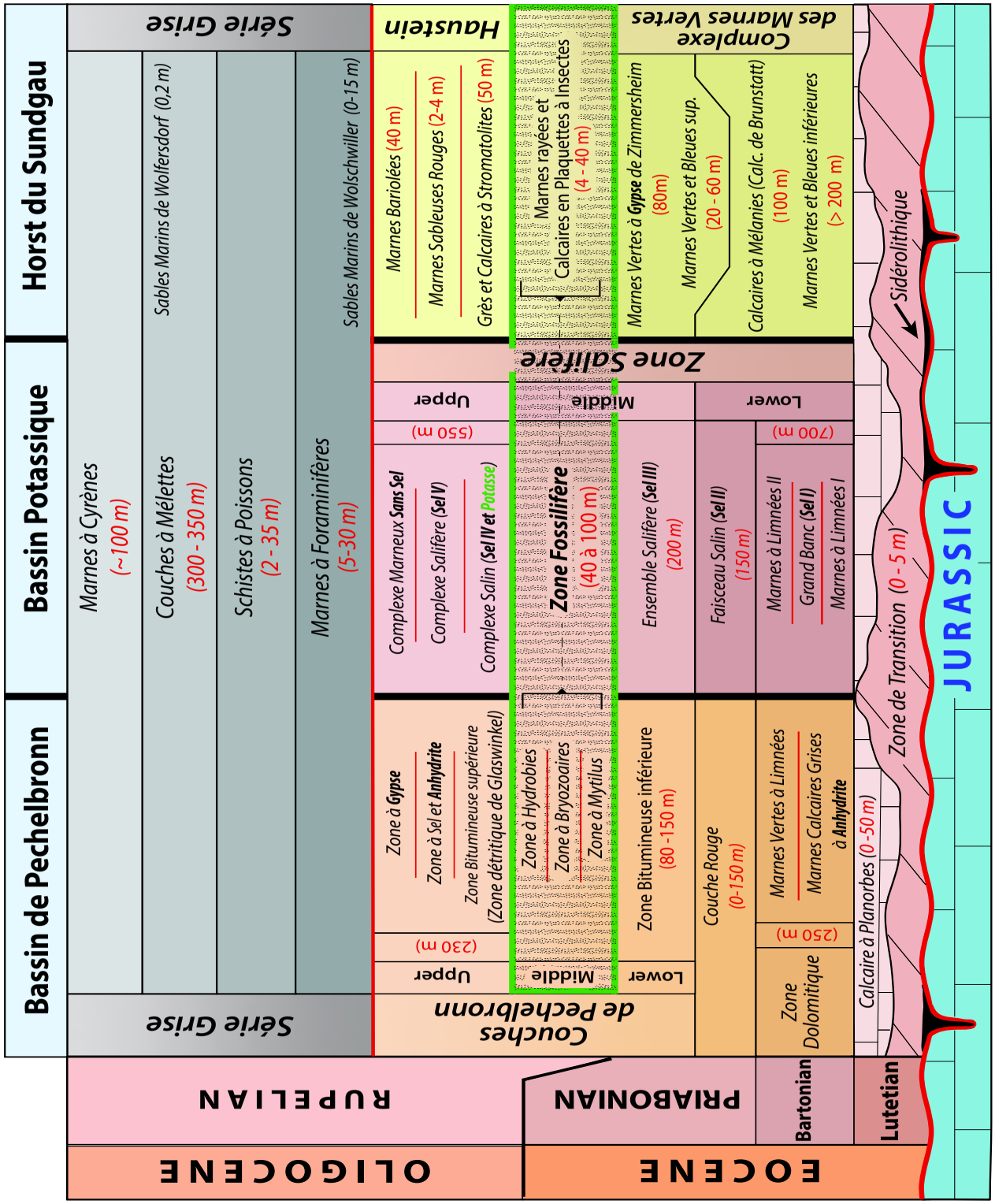


Figure A1.7: Comparative stratigraphic table between the formations of Pechelbronn (North URG) and the Potash basins and Mulhouse/Sundgau horst (South URG). The Marnes à Cyrènes and the topmost part of the Couches à Mélettes are lacking in the GRT wells. The Calcaire à Planorbes is lateraly discontinuous and was not intercepted by the wells of Rittershoffen.

KEUPER	Upper	Rhaetian	Argiles de Levallois	
			Grès Rhétiens	
	Mlddle	Norian	Marnes Irisées supérieures	Argiles Bariolées Dolomitiques
		Carnian		Argiles de Chanville
			Marnes Irisées moyennes	Dolomie de Beaumont
				Argiles Bariolées Intermédiaires
				Grès à Roseaux
			Marnes Irisées inférieures	
	Lower	Ladinian	Lettenkohle	Dolomie Limite
				Argiles de la Lettenkohle
				Dolomie Inférieure
MUSCHELKALK	Upper	Ladinian	Calcaire à Térébratules	
			Couches à Cératites	
			Calcaire à Entroques	
	Middle		Dolomie à Lingules	
			Marnes Bariolées	
	Lower	Anisian	Zone supérieure Dolomitique	Couches à *Myophoria Orbicularis* Schaumkalk Wellenkalk
			Zone inférieure Argileuse	Wellenmergel Couches à Térébratules
				Couches à *Myacites*
			Grès Coquillier	

Figure A1.8: Chronostratigraphic table of the Muschelkalk and the Keuper in the Upper Rhine Graben.

Annexe 2

Tableau des cotes de puits réinterprétés de la région strasbourgeoise

Nom et cotes des formations sédimentaire en fonction des puits : GCR-1 (Cronenbourg), LIP-2 (Lipsheim), MEI-2 (Meistratzheim) et SCS-101 (Schaeffersheim). L'épaisseur est donc déduite pour chaque formation sédimentaire rencontrée par le puits.

En bleu sont données les cotes en TMD (True Measured Depth) qui équivalent dans ces puits à la TVD (True Vertical Depth) puisque les puits ne sont pas déviés. Les cotes en rouge représentent les formations intersectées par des zones de failles et celle en orange la variation d'épaisseur tertiaire par surface érosive.

Le tableau a été sous-divisé en grande unité : jaune pour le Tertiaire et Quaternaire, bleu pour le Jurassique, violet pour le Keuper (Trias), vert pour le Muschelkalk (Trias), rose pour le Buntsandstein (Trias), rouge pour les grès permiens et gris pour le socle varisque.

Les abréviations : V. pour Varisque, P. pour Permien, Bunt. pour Buntsandstein, MD pour Measured Depth.

Dans le tableau ci-dessous, l'ensemble appelé Zone Salifère Indifférenciée comprends de haut en bas : Ensemble Salifère (Sel III), Faisceau Salin (Sel II), Marnes à Limnées II, Grand Banc (Sel I), Marnes à Limnées I.

	Nom des formations sédimentaires	MD GCR-1	Épaisseur réelle	MD LIP-2	Épaisseur réelle	MD MEI-2	Épaisseur réelle	MD SCS-101	Épaisseur réelle
Quaternaire à Tertiaire	Graviers Rhénan	0	79	0	76	0	119	0	73,5
	Couches de Niederroedern	79	480	76	90				
	Marnes à Cyrènes	559	146	166	96,5				
	Couches à Mélettes	705	357	262,5	268,5			73,5	**282**
	Schistes à Poissons	1062	22	531	14,5			355,5	14
	Marnes à Foraminifères	1084	17	545,5	17	119	17	369,5	12,5
	Zone Salifère supérieure	1101	177,5	562,5	**202**	136	225,5	382	201
	Zone Fossilifère	1278,5	60,5	764,5	57,5	361,5	62	583	43
	Secteur Salifère Indifférencié	1339	441,5	822	**108,5**	423,5	168	626	123
	Marnes à Limnées I	1780,5	103,5	930,5	3	591,5	21,5	749	23
	Calcaire à Planorbes	1884	5						
	Zone de Transition								
Jurassique	Zone à *Macrocephalites macrocephalus*	1889	19					772	16,5
	Marnes à *Belemnopsis canaliculatus*	1908	10	933,5	6,5	613	5	788,5	8,5
	Marnes et Calcaires à *Rhynchonella alemanica*	1918	9	940	8	618	10	797	3
	Marnes et Calcaires à *Parkinsonia ferruginea*	1927	19	948	19	628	14	800	14
	Grande Oolithe	1946	**25**	967	**43,5**	642	54	814	55
	Couches à *Ostrea acuminata*	1971	3,5	1010,5	4	696	4	869	9,5
	Marnes et Calcaires de Griesbach	1974,5	13	1014,5	13,5	700	12,5	878,5	12,5
	Marnes de Grassendorf	1987,5	14	1028	13	712,5	8,5	891	7,5
	Calcaires d'Ettendorf	2001,5	7,5			721	14,5	898,5	21
	Marnes et Calcaires d'Ettendorf	2009	24			735,5	25,5	919,5	29
	Argiles Sableuses	2033	4			761	3,5	948,5	4,5
	Formation de Schalkendorf	2037	42,5	1041	**40**	764,5	40,5	953	43,5
	Formation de Gundershoffen	2079,5	41,5	1081	60	805	45,5	996,5	49
	Formation de Printzheim	2121	40,5	1141	39,5	850,5	31,5	1045,5	30,5
	Marnes de Schillersdorf	2161,5	7,5	1180,5	3	882	10	1076	14
	Couches à *Dactylioceras commune*	2169	2,5	1183,5	1,5	892	3	1090	2
	Marnes à *Posidonomya bronni*	2171,5	7	1185	5	895	9	1092	11
	Calcaire de Kirrwiller	2178,5	2,5	1190	4,5	904	1,5	1103	2
	Formation de Mutzenhouse	2181	60,5	1194,5	55	905,5	38	1105	34,5
	Calcaire de Zinswiller	2241,5	7,5	1249,5	8	943,5	5	1139,5	6,5

	Nom des formations sédimentaires	MD GCR-1	Épaisseur réelle	MD LIP-2	Épaisseur réelle	MD MEI-2	Épaisseur réelle	MD SCS-101	Épaisseur réelle
Jurassique	Formation de Bossendorf	2249	4	1257,5	2	948,5	3,5	1146	4,5
	Calcaire de Gundershoffen	2253	2,5	1259,5	1,5	952	1	1150,5	3
	Formation d'Obermodern	2255,5	24,5	1261	23,5	953	24,5	1153,5	18,5
	Calcaires et Marnes à Gryphées	2280	26	1284,5	31,5	977,5	24	1172	23
Keuper	Argiles de Levallois	2306	5	1316	5,5	1001,5	5	1195	3,5
	Grès Rhétiens	2311	4	1321,5	5,5	1006,5	2,5	1198,5	6
	Argiles Bariolées Dolomitiques	2315	48	1327	24	1009	19,5	1204,5	**55,5?**
	Argiles de Chanville	2363	11,5	1351	5	1028,5	12		
	Dolomie de Beaumont	2374,5	1,5	1356	1	1040,5	1		
	Argiles Bariolées Intermédiaires	2376	4	1357	3	1041,5	2,5		
	Grès à Roseaux	2380	2	1360	18,5	1044	5,5		
	Marnes Irisées inférieures	2382	102	1378,5	90,5	1049,5	82,5		**55,5?**
	Dolomie Limite	2484	2,5	1469	1,5	1132	1	1260	1
	Argiles de la Lettenkohle	2486,5	18,5	1470,5	15	1133	14,5	1261	15,5
	Dolomie Inférieure	2505	**6**	1485,5	20,5	1147,5	21	1276,5	21,5
Muschelkalk	Calcaire à Térébratules			1506	2	1168,5	3	1298	3,5
	Couches à Cératites	2511	46,5	1508	37	1171,5	45	1301,5	33
	Calcaire à Entroques	2557,5	11	1545	8	1216,5	4	1334,5	6
	Dolomie à Lingules	2568,5	11,5	1553	12	1220,5	11	1340,5	15,5
	Marnes Bariolées	2580	53	1565	41,5	1231,5	47,5	1356	40
	Couches à *M. Orbicularis*, Schaumkalk, Wellenkalk	2633	19,5	1606,5	15,5	1279	14,5	1396	16
	Wellenmergel et Couches à Térébratules	2652,5	15,5	1622	12	1293,5	13	1412	12,5
	Couches à *Myacites*	2668	5,5	1634	6,5	1306,5	5,5	1424,5	6
	Grès Coquillier	2673,5	9	1640,5	8	1312	6,5	1430,5	7,5
Bunt.	Grès à *Voltzia*	2682,5	17,5	1648,5	24,5	1318,5	27,5	1438	22
	Couches Intermédiaires	2700	62,5	1673	42,5	1346	39	1460	50
	Poudingue de Sainte-Odile	2762,5	17	1715,5	11	1385	17	1510	23
	Grès Vosgien	2779,5	248,5	1726,5	88,5	1402	**208,5**		
P.	Permien	3028	192			1610,5	56		
V.	Socle granitique					1666,5	41,9		
	Fin de forage	**3220**		**1815**		**1708,4**		**1533**	

Annexe 3

Extended abstract: Maurer V., Aichholzer C., Richard A., Harlé P., Hehn R., Genter A. and Duringer P. (**2018a**) Geothermal reservoir temperature estimation derived from gradient wells in a continental rift context (Upper Rhine Graben). *Proceedings, 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, February 12-14, 2018, Stanford University, Califonia, USA, SGP-TR-213.

Article associé : Harlé P., Kushnir A.R.L., Aichholzer C., Heap M.J., Hehn R., Maurer V., Baud P., Richard A., Genter A. and Duringer P. (**2019**) Heat flow density estimates in the Upper Rhine Graben using laboratory measurements of thermal conductivity on sedimentary rocks. *Scopus-listed SpringerOpen Journal Geothermal Energy*.

Dans le cadre d'un nouveau projet de géothermie profonde en Alsace, en phase d'exploration depuis 2016, de nombreux travaux ont été menés avec ÉS-Géothermie sur les premiers cent mètres de la couverture sédimentaire à Wissembourg (Bas-Rhin) dans le Nord du Fossé Rhénan Supérieur. Par le biais de l'encadrement des projets de recherche (M1 et M2) de Pauline Harlé, nous avons pu travailler sur le sujet des forages gradients. Cette méthode habituellement utilisée pour l'exploration géothermique dans un contexte volcanique (*Saemundsson, 2013*) repose sur l'estimation des profils de températures à l'équilibre permettant d'estimer le gradient géothermique local issu de forage de puits « superficiels » de 200 m de profondeur. Afin d'adapter cette méthode à l'exploration en contexte continentale, ces travaux d'analyse sur les données acquises à Wissembourg ont été présenté en 2018 lors du *43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* (*Maurer et al., 2018a*). Un article associé à une partie de ces travaux est publié au *Scopus-listed SpringerOpen Geothermal Energy Journal* (*Harlé et al., 2019*).

I. Extended abstract: *43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*

GEOTHERMAL RESERVOIR TEMPERATURE ESTIMATION DERIVED FROM GRADIENT WELLS IN A CONTINENTAL RIFT CONTEXT (UPPER RHINE GRABEN).

[1]MAURER V., [2]AICHHOLZER C., [1]RICHARD A., [2]HARLE P.[2], [1]HEHN R., [1]GENTER A., [2]DURINGER P.

1 – ÉS-Géothermie, 26 boulevard du Président Wilson, F-67000, Strasbourg, France.
2 – EOST, University of Strasbourg, 2, rue Blessig, F67084 Strasbourg Cedex, France.

Abstract

The temperature profiles performed in the deep geothermal wells drilled in the Upper Rhine Graben, and in particular in Northern Alsace, show a very linear shape with a high slope in the sedimentary cover down to the top of the Muschelkalk formations. Below this depth, the geothermal gradient decreases sharply, indicating the transition between a conductive gradient in the upper part of the formation, and the convective reservoir below. The top of the Muschelkalk is defined as the Cap-Rock of the convection loop of the geothermal brine which induces an important geothermal gradient up to 10°C/100 m in this region. From this observation, a new exploration method emerged, which consists in drilling shallow wells of 200 m depth in the sedimentary part of the graben to measure an equilibrium temperature profile. From this temperature profile, a gradient is computed, allowing to extrapolate the temperature at the top of the Cap-Rock and thus to estimate the temperature at the geothermal target, in the convective reservoir. This study describes the results of a campaign of exploration composed of seven so called "gradient wells" drilled in zones of interest, previously identified by vintage 2D seismic retreatment and interpretation.

A methodology was established using the thermal logs of the deep wells of Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) and applied to the temperature profiles measured in the gradient wells in order to estimate the temperature at the top of the Cap-Rock and at the geothermal target. Similarly, geological analysis of the cuttings of the boreholes, coupled with field observations of the area, allowed to establish a chrono-stratigraphic log containing information on the nature, depth, thickness and age of the geological formations in each zone. The analysis of the temperature and geothermal gradient curves showed a good correlation between the lithology and the local thermal variations. Indeed, a large number of variations observed on the curves can be explained by local facies changes. This method of exploration was found to be relevant because of its valuable contribution to the estimation of the temperatures at the geothermal target.

Keywords

Geothermal project, temperature profile, gradient, gradient wells, lithology, Upper Rhine Graben.

1. Introduction

For more than twenty-five years now, the Upper Rhine Graben has been a main target for research on geothermal exploitation in deep fractured rocks (*Figure A3.1*). Indeed, the scientific pilot power plant at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France), established in a deep fractured granitic massif between 3.5 and 5 km depth has resulted in the development of geothermal exploitation in deep fractured crystalline reservoir and has provided the international scientific community with a unique high quality data set (*Genter et al., 2015a*). The principle of geothermal exploitation in deep naturally fractured rocks in the Upper Rhine Graben consists in enhancing the low natural hydraulic performance of the geothermal fractured reservoir by thermal, hydraulic or/and chemical stimulations. These stimulations increase the fracture permeability to allow pumping the geothermal brine at economically viable flow rates (*Baujard et al., 2015; Genter et al., 2015b; Maurer et al., 2015*). After a complete renovation of the facilities, the plant has been exploiting geothermal brine at 150-160°C with a flowrate of about 30 l/s to produce a gross power of about 1.7 MW_e since the beginning of July 2016.

The recent geothermal project located at Rittershoffen, 6 km east of Soultz-sous-Forêts, exploits a geothermal brine trapped in the fractured hard rocks. This geothermal project is designed to produce 24 MW_{th} (170°C, 70 l/s) which is delivered to a bio-refinery located 15 km away. The commercial exploitation of the geothermal plant started on September 2016. Two deep wells have been drilled between 2012 and 2014 to 2 500 m TVD (True Vertical Depth) for targeting local normal faults located close to the interface between the clastic Triassic sediments and the top crystalline basement. Due to a poor initial injectivity index, the first well, GRT-1, was developed using various thermo-mechanical and chemical treatments (*Baujard et al., 2017*). The results were positive, since the initial well injectivity index was multiplied by a factor of five. The second well, GRT-2, was good enough hydraulically after drilling operation and thus, it was not necessary to enhance its natural permeability (*Baujard et al., 2017*).

Other geothermal industrial projects are planned in the French part of the Upper Rhine Graben in the coming years. Some projects are in the drilling phase in the Strasbourg area (Vendenheim, Illkirch) but other projects are still in an exploration phase. The two main challenges which are conditioning the whole economy when investors want to set up new projects are the estimation of the reservoir temperature and the flow rate before any drilling operation. By applying various kinds of stimulation techniques as described

before, the flow rate (injectivity or productivity index) could be enhanced. However, for estimating the temperature range at target depth before drilling, only exploration methods (geophysics, geothermometry, thermal modeling…) are useful.

Thus, this paper proposes to describe how the temperature of the geothermal fluid was estimated at depth by so called "shallow gradient-wells". This exploration method is classically used for geothermal exploration in volcanic context but was adapted to the deep naturally fractured reservoir rocks of the Upper Rhine Graben.

2. Regional settings

2.1. Geological settings

The Upper Rhine Graben (URG) is a 300 km long, 40 km width regional rift zone with an azimuthal orientation averaging N20°E between Mainz and Basel (*Figure A3.1*). It is associated to the Rhine plain structurally bounded on the South by the folded Jura, on the West by low relief Vosges mountain range, on the East by the Black Forest and Northward by the Neogene shield volcano of the Vogelsberg.

The western edge of the Rhine Graben is limited by two major normal faults (*Figure A3.1*). The outermost Vosges fault separates Paleozoic series from Mesozoic/Cenozoic series and has variable vertical off-sets from several hundred meters to over a thousand meters. The innermost Western Rhine fault inconspicuous on the surface separates Mesozoic/Cenozoic series from Rhine plain. On the Eastern shoulder of the URG, the Schwarz Wald fault and the Eastern Rhine faults are dipping westward with similar vertical off-sets (*Figure A3.1*).

Stratigraphically, the uppermost part of the Upper Rhine Graben is composed by Plio-Quaternary deposits (mainly composed of sand and gravels which unconformably cover Eocene and Oligocene formations whose deposition began during the regional extensional context started 40 m.y. ago (*Figure A3.1b*). The Miocene is absent in Northern Alsace, suggesting a minimum erosion of 17.7 m.y. The Oligocene is composed of the Niederroedern Layers (Chattien, clay crossed by numerous banks of sandstone and limestone dolls), the Grey Series (Rupelian) and the Pechelbronn formations (lower Rupelian to upper Priabonian [Eocene] homogeneous clay formations). The Eocene formations recover a discontinuous eroded surface of the Mesozoic formations (*Figure A3.1b*).

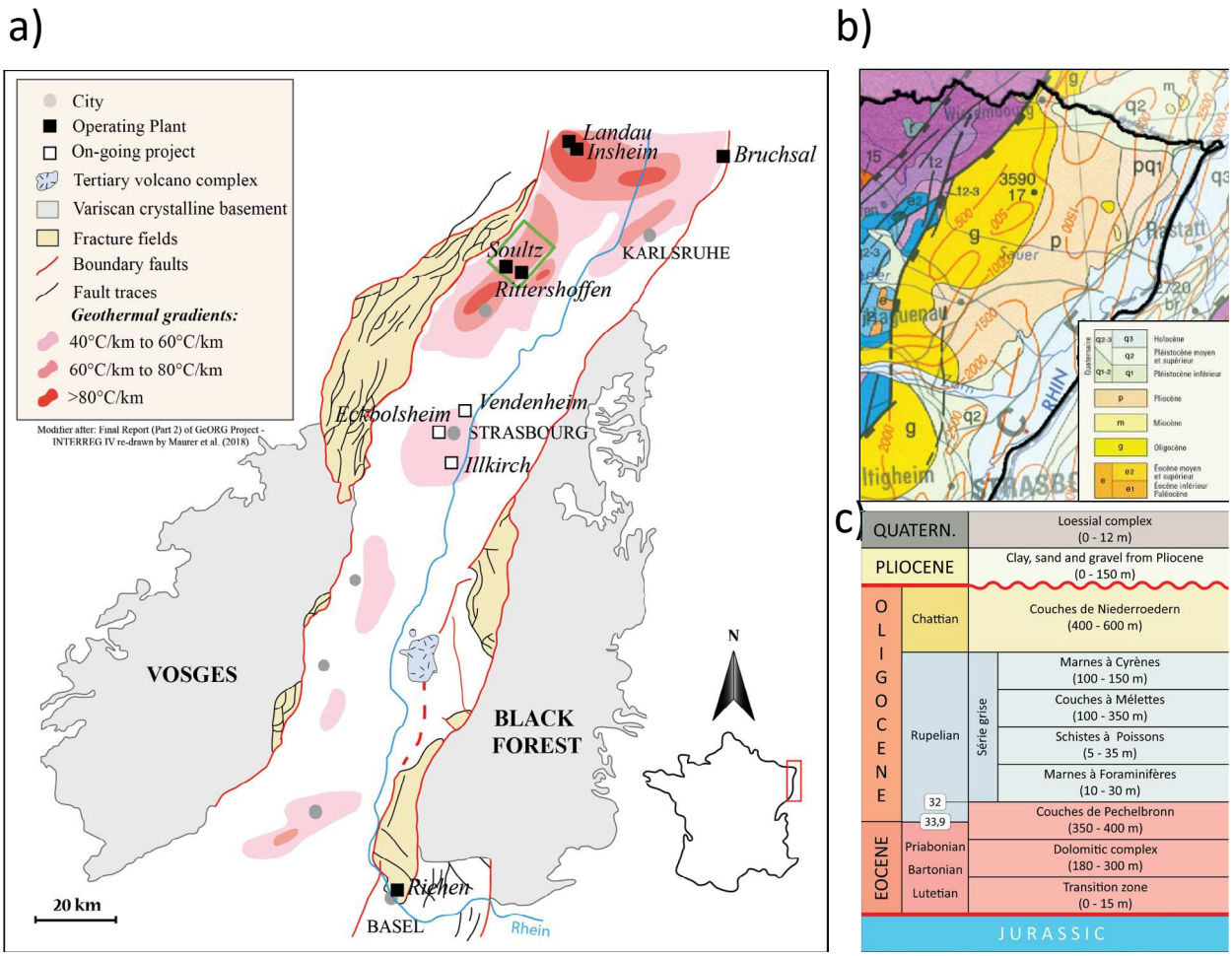


Figure A3.1: a) Simplified geological map of the Upper Rhine Graben (URG) with geothermal gradient b) detailed lithological log of the Tertiary formations in the URG.

This extension is at the origin of the spacing between the Western and Eastern regional Rhine faults. The sedimentological filling of the basin is syn-tectonic and affected by numerous normal faults resulting from the opening system. Within the Mesozoic era, lack of Cretaceous sequence is observed in the Upper Rhine Graben due to a late Jurassic uplift phase, resulting in a 125 m.y. hiatus in the depositional sequence (*Figure A3.1*).

The Mesozoic and Paleozoic formations are exhumed in the rift flanks and are buried below the Tertiary cover, deeper in the center of the graben by tilted blocks. Detailed lithologic studies have been performed from the GRT-1 borehole during Rittershoffen drilling operations (*Aichholzer et al., 2016*).

The Variscan crystalline basement is mainly constituted of granites and granodiorites which have been set up 320-330 m.y. ago.

2.2. Hydrogeological settings

For geothermal issues in the Rhine Graben, propitious targets are mainly deep and fractured hard rocks. Natural fracture system governs natural permeability. Boreholes analysis in the Rhine Graben has shown the permeability of the matrix of the deep formations is too low for a geothermal exploitation. Furthermore, each borehole with high productivity rates is associated with natural faults/fractures induced by the complex and polyphased tectonic evolution of the region.

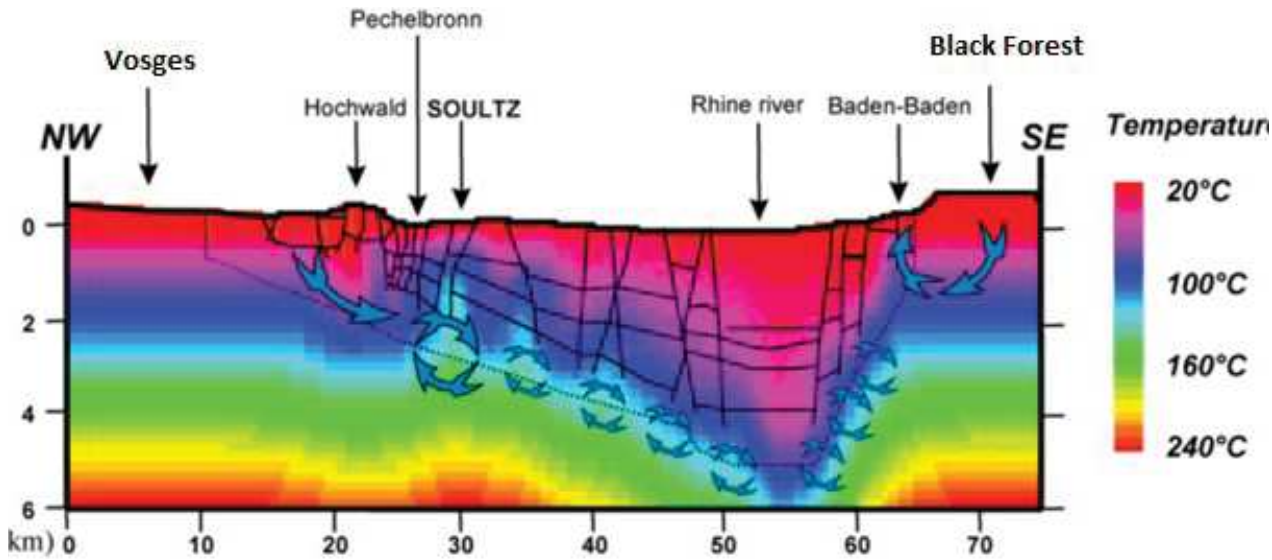


Figure A3.2: NW-SE schematic sections of hydrothermal circulation in the Upper Rhine Graben (from *Le Carlier et al., 1994*).

Depending on the local geological conditions, the fractured permeability's efficiency is enough to allow a water circulation and/or its pumping exploitation (*Le Carlier et al., 1994*). Due to the asymmetrical shape of the Rhine Graben in this area (*Figure A3.2*), it could explain that the circulation could take place at regional scale (see *Figure A3.2*). Thus convective cells transported geothermal fluids from greater depths (roughly 4-6 km; *Sanjuan et al., 2016*) to shallower depths (cap rock). It generates higher temperature gradients than in a classical sedimentary basin. Geothermal brine acts as a heat transfer fluid by pulling up the heat towards the shallower formations through convection cells. The geothermal fields of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen confirm the presence of warm and deep circulations (*Baujard et al., 2015; Dezayes et al., 2015; Genter et al., 2015b; Sanjuan et al., 2016*). Thus, a litho-stratigraphic knowledge is required for an optimal location of the geothermal platform to reach deep-rooted structures where the potential fractured reservoirs are in the shallowest position.

2.3. Thermal settings

In the case of a relatively high thermal flux, high temperature gradients can be associated with low thermal conductivities. For instance, the low conductivity of the Late Triassic, Early Jurassic and Tertiary marls and sands of the Soultz area which overly the limestones of the Muschelkalk is manifested by a "pillow" effect that tightens the isotherms at the bottom of the concerned sediments leading to a linear gradient of up to 10°C/100 m. Based on the geothermal wells of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen, the occurrences of natural brines circulating via the fracture and fault system have been clearly demonstrated (*Baujard et al., 2017; Genter et al., 2010*). Such framework induces a hydrothermal convection up to the top of the Muschelkalk formation which has a high intergranular or fracture permeability. The Keuper and the Lias formations form a thick layer, mainly composed of clays and marls that disallow all circulation of fluids. This clay-marly cover continues upwards with the Tertiary formations whose lithology is finally not very different.

Hence, the top of the Muschelkalk constitutes a cap-rock limit for the convection (*Vidal et al., 2015*). According to the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen temperature profiles (*Figure A3.3*), this effect explains the high temperature gradient at shallow depth and the extremely stable linear shape of the temperature profile. This linear thermal behavior in the uppermost part of the sedimentary filling in this area allows to assess the temperature at the depth of the cap rock by extrapolation of the thermal gradient measured at shallow depth.

3. Acquisition

3.1. Set up of the exploration campaign

In the framework of the geothermal exploration in Northern Alsace, seven shallow vertical wells equipped with double geothermal probes were drilled, later called "gradient wells" in this study. The wells were drilled at 200 m depth, which is the limit set by the French drilling authorities under which the declarative regime applies and not the regulatory one. The main goal of this exploration campaign by gradient measurement was to select the best place to settle the next geothermal plant and the principal criteria of selection is the estimation of temperatures at target.

Based on the retreatment and the interpretation of old 2D seismic profiles the major

deep-rooted structures were identified and the depths of the major geological interfaces, including the top of the Muschelkalk formation (top of the cap-rock), were computed. From this study, several areas of interest were identified.

The gradient wells theoretical locations were chosen on the top of the expected target, supposedly at the level of the fault's polygons at the level of the top Buntsandstein of the deep-rooted structures previously identified by the seismic study. In the context of an exploratory phase, the greatest amount of information has to be acquired at a fixed budget. One idea was to be able to carry out at least one profile of three boreholes perpendicular to a major fault in order to see if a thermal variation of the gradient is seen from each side of a given fault. Then, the number of boreholes was degraded to two boreholes for another zone and to one in the last two zones (*Figure A3.4*).

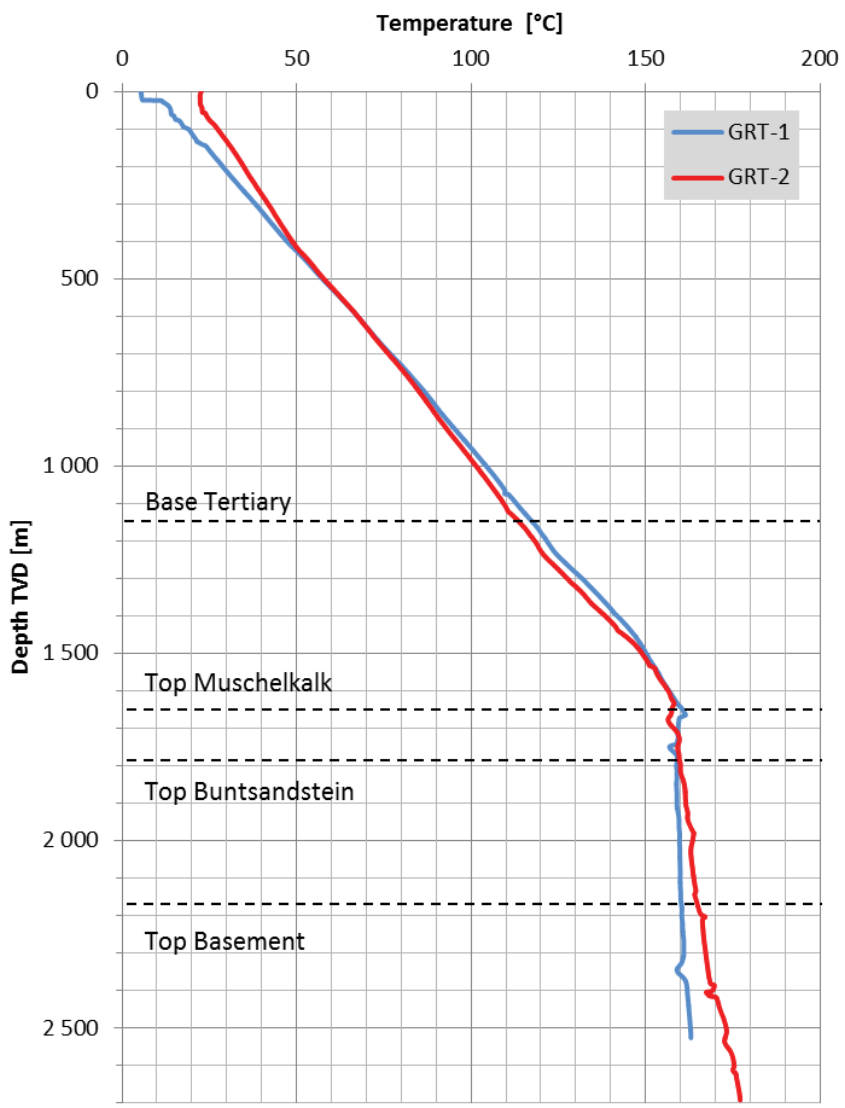


Figure A3.3: Geothermal temperature profiles at Rittershoffen GRT-1 and GRT-2 wells (from *Baujard et al., 2017*).

During the drilling, a geological sampling was performed every two meters. Despite this dense sampling rate, the distance between two samples does not allow for a fully continuous sampling. Indeed, layers whose thickness is less than 2 meters may not be seen and also bias may exist in the evaluation of the layer's thicknesses. Moreover, samples were only cutting, and not drill core, which do not allow to identify sedimentary structures. After the drilling operations, two "U" shaped probes were set up in each well and partially filled up with water by the drilling company. A few days after the cementation operation of the wells, the probes were fully filled with water.

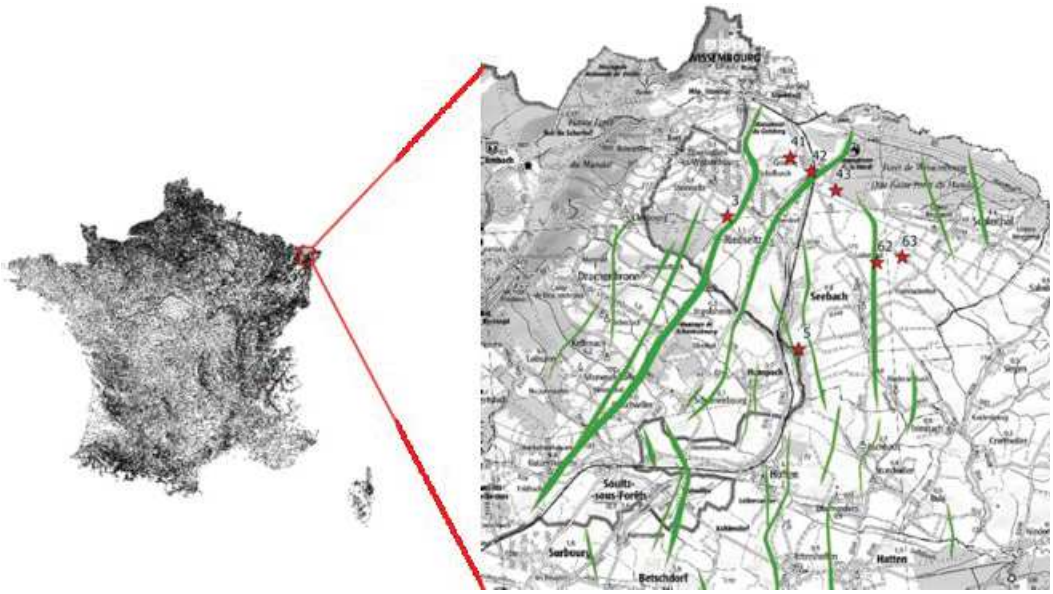


Figure A3.4: Locations of the borehole (red stars) and the fault polygons (green lines) at the level of the top Buntsandstein.

3.2. Measurements

The instrument chosen to perform the temperature measurements is a small ball (diameter of 20 mm), which is dropped in a probe and falls down by gravity while recording the temperature and the pressure (resolution: 1.0 mbar, < 0.01 K). Once the sensor is at the final depth (200 m), a pump launches the water circulation in the probe, making the small sensor to come back at the surface and extract the thermal data.

After the installation of the probes, several weeks are required to reach the thermal equilibrium, mainly because of the exothermic reaction generated by the cementing operations. The measurement is then performed by releasing two sensors in each of the dual «U» probes of each well, in order to have a synchronized redundant measurement.

A few weeks later, this protocol is repeated, in order to have a redundancy of

measurements for each well over time. This protocol makes possible to have a double redundancy of measurements, on the one hand by the use of the two sensors in the dual «U» probes and, on the other hand, by the doubling of the measurements over time.

For all the wells, the temperature profiles were found to be very coherent between the two probes, since the maximum difference was less than 0.1°C. The same result was found by computing the difference between two measurements over time in a same probe, thus demonstrating a high consistency of the temperature profile measurement in a same well.

For measurements of temperature profiles in the gradient wells, a sampling frequency of 1 Hz was chosen. The speed of descent of the sensor in the vertical geothermal probes was found to be constant for all the measurements made, at around 24 cm/s. A measurement every 24 cm is sufficient to carry out a linear regression and to estimate the geothermal gradient since the linear regressions to estimate the geothermal gradient were performed on at least 5 m, thus on a minimum of twenty measurements.

3.3. Methodology of computation of the geothermal gradient

The methodology implemented was as follows:

• Since the first tens of meters are often impacted by temperature measurements that are not representative of the deep thermal regime, only the last 80 meters of each well are considered.

• Several linear regressions are calculated between 120 m to 200 m depth on each interval larger than 5 m.

• A weighted average gradient is then calculated from all these linear regressions that takes into account the length of the interval used for the linear regression and its standard deviation

• This weighted average gradient allows to estimate the temperature at the top of the Cap-Rock.

This methodology was tested on the temperature profiles of the existing Soultz and Rittershoffen deep wells, which allow to calculate the difference between the estimated temperature and the effective temperature at the top of the Cap-Rock. The *Figure A3.5* shows the result of this statistical analysis for the Soultz well EPS-1, which cross-cut the entire sedimentary succession and penetrated in the granite reservoir to 2.2 km depth (*Genter et al., 2010*).

4. Results

The cuttings sampled in each borehole were studied to build the stratigraphic logs. Litho-stratigraphical units identified were correlated with the geological series observed in the area by correlations with relevant outcrops (*Ménillet et al., 2015*), in order to locate them on the stratigraphic scale.

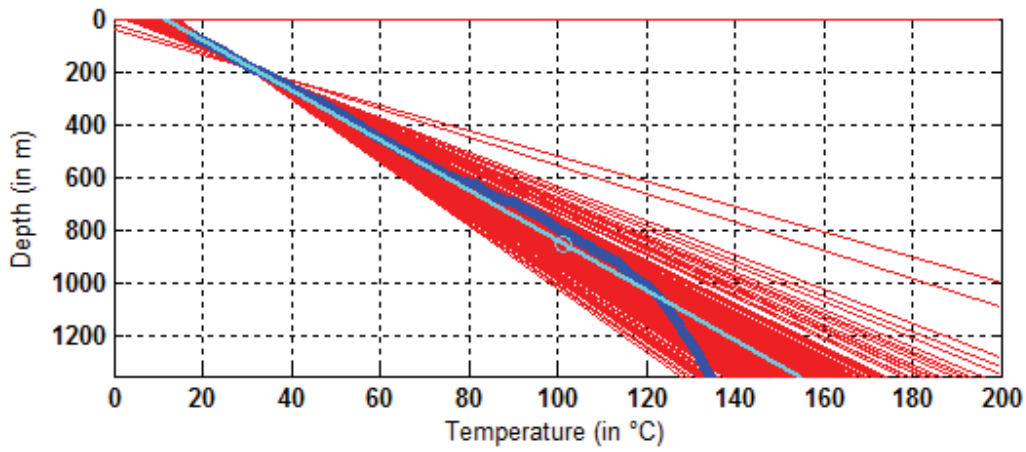


Figure A3.5: Statistical analysis realized on the thermal log of the EPS1 thermal profile by simulating a well of 200 m depth. The difference temperature between the estimated temperature and the effective one is less than 2.5°C.

Figure A3.6 shows that the Quaternary was entirely eroded for wells 4.1 and 4.2C. However, the thickness of these formations in the other wells seems to vary slightly (between 9 and 12 meters thick).

On the contrary, the Pliocene appears in all the wells, but its thickness varies strongly (from 2 meters of thickness for the well 3 to 104 meters for the well 4.3). This formation is characterized by a succession of fine to coarse sands up to gravely/pebbly occurrences. Centrimetric to decimetric clayey level are numerous from base to top of the formation. Also, the presence of levels rich in poorly decomposed large plant debris in wells 4.2 to 6.2 is noticed. The Miocene is absent in all wells. The Layers of Niederroedern (Chattien) have a minimum thickness of 127 meters (well 4.2). The depth of the wells (200 meters) does not allow reaching the base of this formation, so its maximum thickness can't be estimated but a thickness of 400 m was measured in an adjacent region. This formation was completely eroded in the wells 3 and 4.1. This formation consists mainly of yellow clays purple striped given to the formation a unique facies. Numerous banks of sandstone and limestone dolls characterize also this formation (wells 4.3, 5 and 6.2). There

are also more sandy clay levels in wells 4.3 and 5, traces of plants in wells 4.2, 5 and 6.2 and some pebbles in well 5.

The Gray Series (*Série Grise* from the Rupelian) is crossed only in wells 3 and 4.1. It is a homogeneous clay to marly clay formation that can contain some sandstone beds. Based on well 4.1, its minimum thickness is estimated at 153 meters. As with the Layers of Niederroedern, it is not possible to evaluate its maximum thickness, but it exceeds 500 m in the center of the Pechelbronn basin.

Wells 3 to 5 do not appear to have any objective tectonic structures.

However, well 6.2 (*Figure A3.6*) crosses inside the Niederroedern formation a unit of medium to coarse grey sand between 113 and 125 meters identical to that of the Pliocene sands encountered between 92 and 99 meters deep (same color, same granulometry) . From 99 meters onwards, there is a change of series (a reddish-yellow red silty clay unit) corresponding to the summit of the Niederroedern Layers. According to Ménillet and Geissert (*1976*), these clay layers do not contain coarse sand banks. Thus, it can be assumed that the sandy unit encountered in the multicolored clays actually belongs to the Pliocene. We observe an insertion of a younger formation between two samples of an older series. Thus, based on the existing datasets, we can then assume that the well 6.2 passes through an inverse fault.

A statistical analysis was performed on each well, and as an example, the *Figure A3.7* shows the result for the well 6.2.

The left-hand side of *Figure A3.7* shows the temperature profiles measured with the linear regression finally chosen, and the temperatures obtained on all the profiles performed at an average depth estimated at the top of the Muschelkalk (Cap-Rock). The horizontal line in red indicates the depth from which the linear regressions were calculated. Thus, a depth of 120 m was chosen to avoid the impact of the surface temperature on the calculation.

On the right-hand side of *Figure A3.7*, are shown from top to bottom:

• The set of linear regressions calculated, giving an idea of the quality of the regression finally chosen by the tightening of the lines. The linear regression in cyan is the finally chosen geothermal gradient.

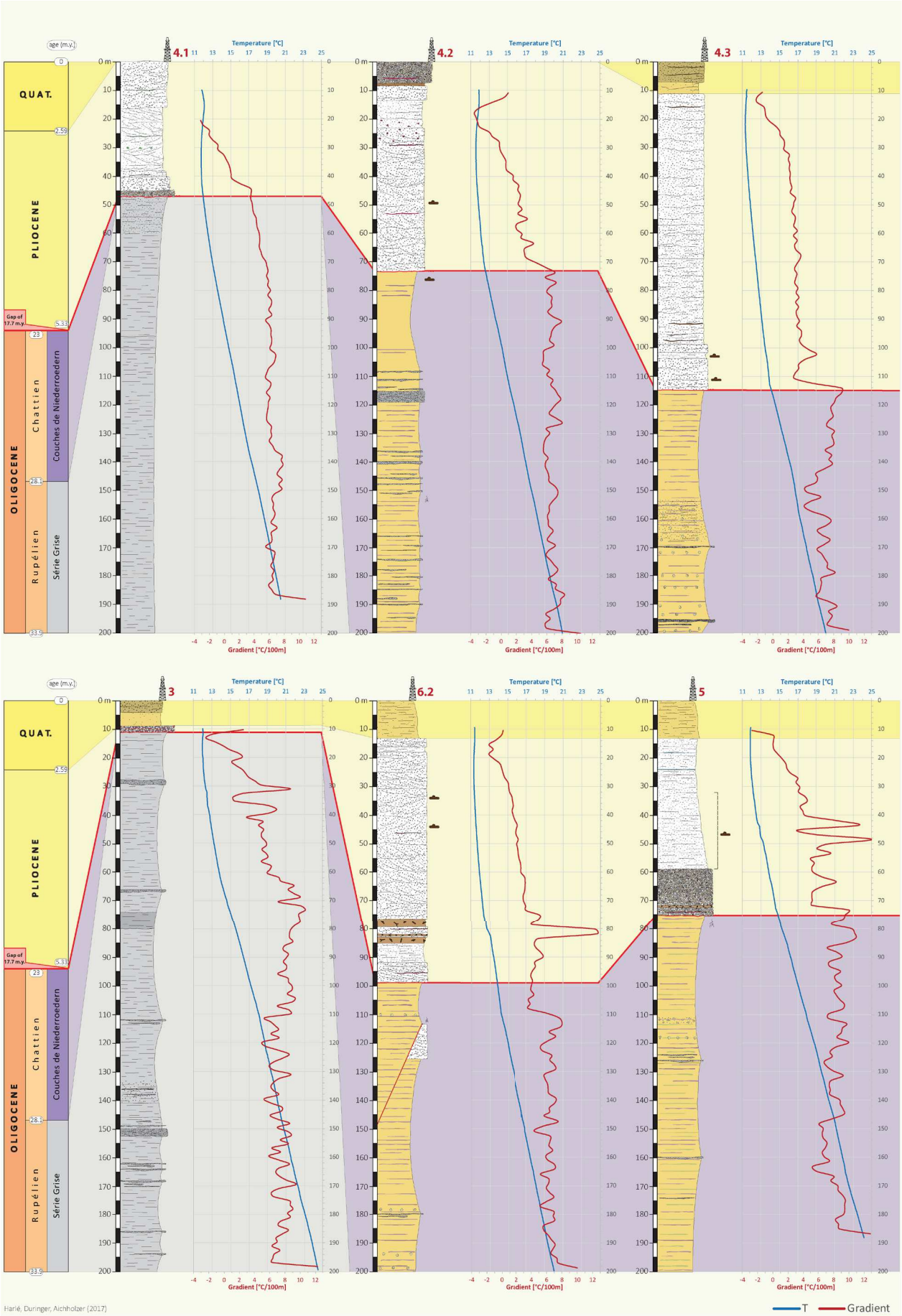


Figure A3.6: Stratigraphic logs of the gradient wells associated to temperature profiles and geothermal gradients in the Wissembourg area.

• A Gaussian law is fitted on a histogram of the weighted gradient to estimate the range of the error done on the computation of the geothermal gradient (68% confidence (σ), 95.4% confidence (2σ) or 99.7% confidence (3σ)).

The same statistical methodology was applied on each well to calculate the geothermal gradient and to estimate the temperature at the top of the Cap-Rock.

In the geothermal wells of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen, below the top of the Cap-Rock, the gradient is not completely negligible. Indeed, a low gradient persists below this depth. To estimate the temperature reached at the geothermal target, an estimated gradient of 1°C/100 m was applied below this depth. This value was estimated on the basis of the thermal profiles observed in the Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts wells. Hence the temperature of the geothermal brine was also estimated.

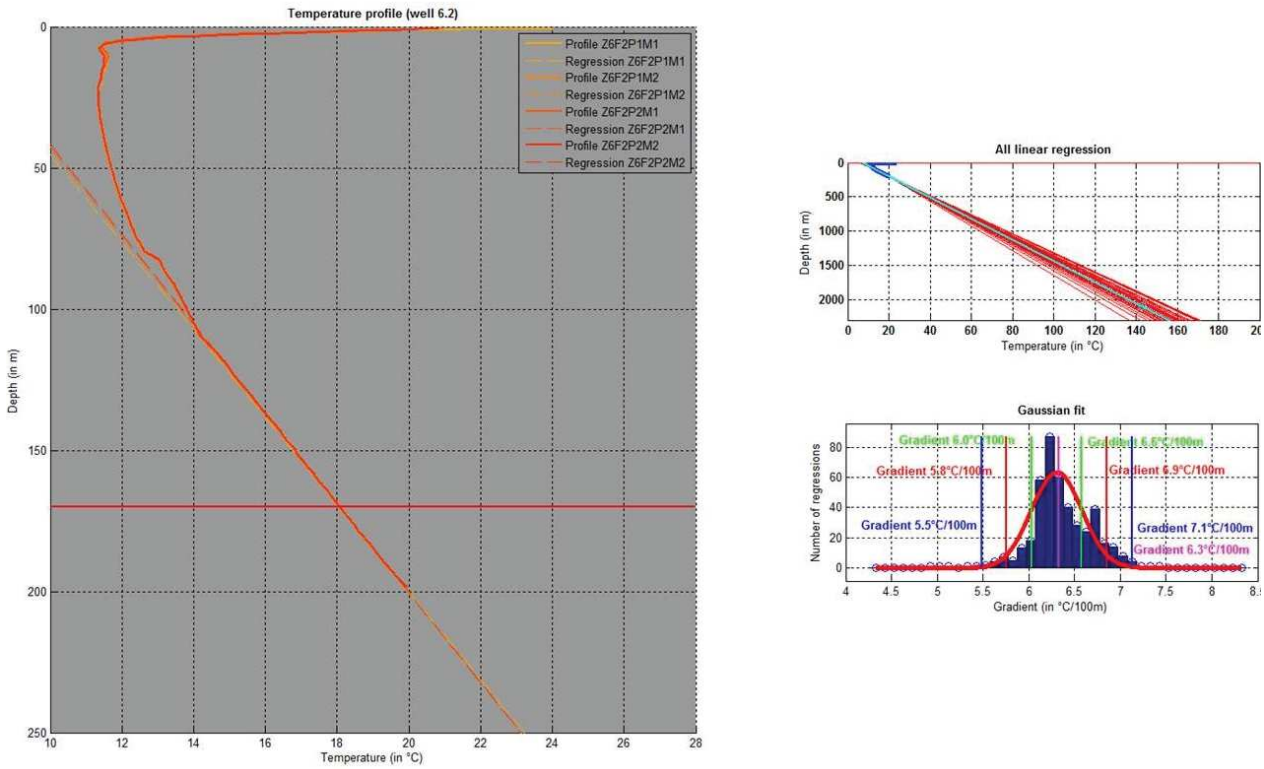


Figure A3.7: Left: Geothermal gradient obtained for the well located in the zone n°6.2 (see *Figure A3.4*). Upper right: set of all linear regressions calculated. Down right: Gaussian law fitted on a histogram of the weighted gradients used to estimate the error done on the geothermal gradient measurement.

5. Discussion

Firstly, at a first order, the gradient shows significant changes with depth. Indeed, the gradient appears to be less important in the sandy units of the Pliocene than in the Oligocene clay units (wells 4.1 to 6.2). Thus, a first order correlation between a gradient variation and a major change in lithology seems to be observed. In general, an increase in the gradient with depth in the sand of the Pliocene is observed at first order. On the contrary, in the Oligocene clays, the gradient appears to stabilize over the entire thickness of the layer, inducing a linear increase of the temperature in these units.

Secondly, finer variations have to be considered. Gradient inflections seem to systematically indicate particularities within the formations. For example, in well 6.2, the peak observed on the gradient curve between 78 and 86 meters deep indicates a very steep gradient increase and is located at the exact location of the pure plant debris levels included in the medium to coarse grey sand bank. This same sharp increase in gradient is found on the curve of well 5, between 40 and 50 meters deep (probably caused by wood fossils remains) and at a depth of 72 meters. The gradient also appears to be sensitive to the presence of sandstone beds. Indeed, the gradient of well 3 is very irregular at the height of the Gray Series, and the latter is very sandy in this well. Well 6.2 has one particularity: it is the only well in which a fault has been detected in lithology. Indeed, this suspected inverse fault allows the insertion of a sand bank of the Pliocene in the clays of the Oligocene. The temperature seems to be sensitive to it, since there is a slight drop on the temperature curve and a significant increase of the gradient at the level of the sand bank towards 110 m. However, it is difficult to know whether these visible variations on the curves are due to the fault itself (possible circulation of water in the fault) or to the change in lithology that it generates (sand to clays).

Finally, in general, two phenomena could explain the variations observed on the curves: the presence of fluids in the soils and the thermal conductivity differences of the units. Conductivity is primarily related to the nature of the rocky material. Consolidated rock (e.g. clay or sandstone) conducts heat better than unconsolidated rock (e.g. sand or gravel). However, the thermal conductivity increases with the water saturation of the medium. The presence of fluids in the rock is directly related to its porosity. Thus, a porous medium is likely to contain fluids and therefore to be subject to higher thermal conductivity. A sand or gravel bank saturated with water may then have a higher conductivity than consolidated clay. If the pores of the formation in question are

connected together, then this unit is permeable and allows the circulation of fluids and therefore the transport of heat. Thus, sands, gravels or sandstones are permeable rocks in contrast to clays whose sheet structure prevents water from circulating. A variation in lithology, and thus in thermal conductivity, accompanied by a significant variation in permeability causes a change in the circulation of the fluids which affects temperature. In the case of the transition between the Pliocene sands and the Oligocene clays, a lower gradient increase is observed from the clays. Water hardly circulates in the clays, so the increase in temperature is almost no longer due to the circulation of fluids but almost only to the increase in depth, which may explain the linearity of the temperature curve in this formation. Finally, the strong increase in gradient and temperature observed at the level of the fault in the well 6.2 may be due to the higher permeability generated by the fault but also to the lithology itself. Indeed, this fault induces a sand bank (thus a lithology with high permeability) in well consolidated clays (less permeable). In general, it is difficult to differentiate the effect of thermal conductivity and the effect of an increase in permeability on the temperature curve. For this reason, thermal response tests are planned in order to know the thermal response of the formations traversed.

A comparative analysis of all the investigated zones shows strong heterogeneities of the geothermal averaged gradients measured from one zone to another. The geothermal gradients range from 6.3°C/100 m in zone 6.2 to 7.6°C/100 m in zone 5 (see *Figure A3.8*). The highest gradients measured are not necessarily related to the presence of known large fault structures, as shown in zone 5, where, according to the interpretation of the old seismic, the fault targeted does not affect the Triassic sandstones of the Buntsandstein and the basement very much.

This observation leads to consider the non-negligible contribution of faults not visible by 2D seismic on a regional circulation scheme. Indeed, since geothermal water acts as a heat transfer fluid, an important geothermal gradient implies a high permeability of the underlying terrane in order to allow the convective circulations of hot and deep geothermal fluids to the top of the Cap-Rock. These fractured zones, not visible on 2D vintage seismic, could be interpreted as normal having a limited apparent vertical off-set or as fracture corridors with no off-set, induce significant permeability over large distances within hard rocks such as sandstones and granites without necessarily generating offsets. They are therefore impossible to detect on conventional 2D seismic reflection (resolution > 50m at 2.5 km) but can be detected by innovative processing with a 3D seismic. The contribution of such a method to the selection of promising zone will be extremely powerful in defining the geothermal target of future geothermal drilling.

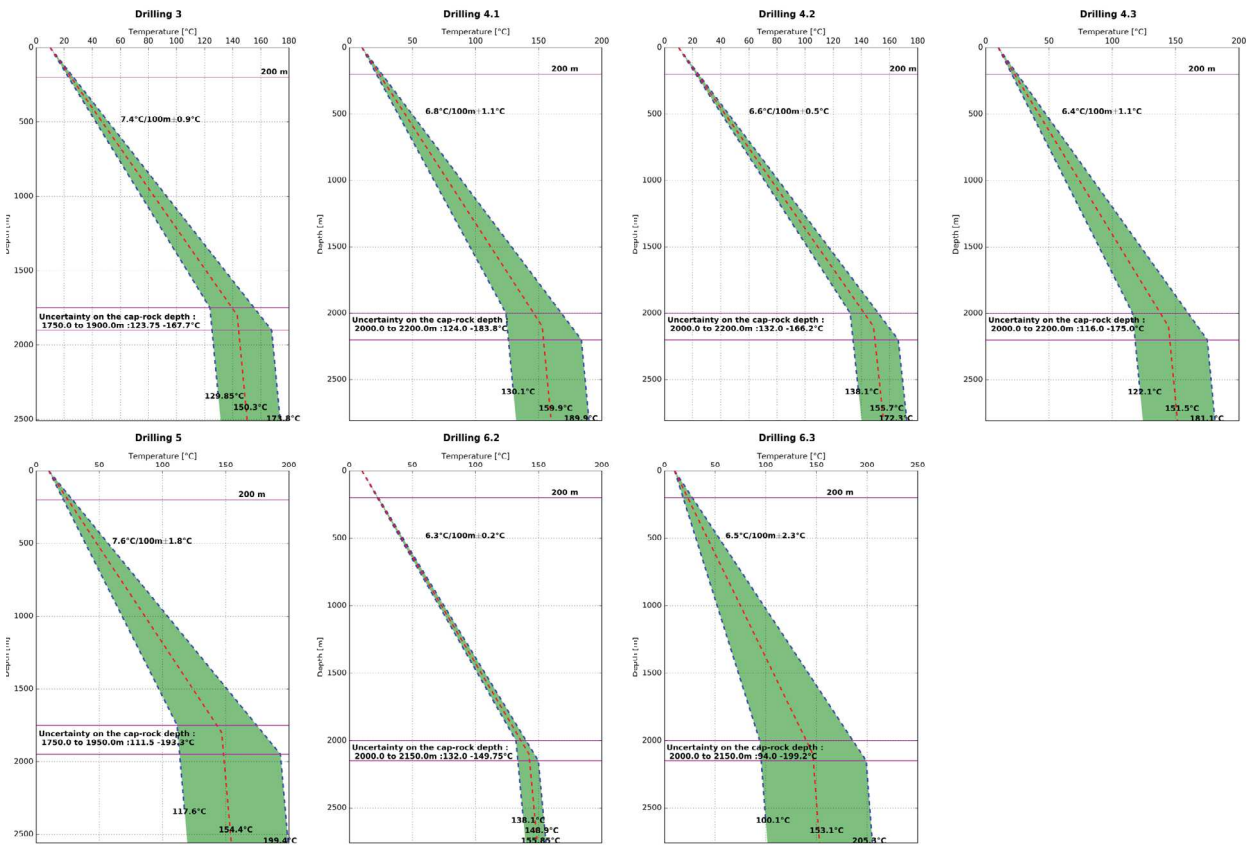


Figure A3.8: Results of the gradient wells exploration campaign. The figures show for each measurement the best and the worst cases (bleu dashed lines) and the median case (red dashed lines). Depth of the gradient wells and uncertainties on the depth of the cap-rock are shown by purple line. Temperatures at target for each case are indicated at the bottom of each curve.

In this way, this method of exploration by gradient wells shows extremely powerful potentialities on regions subjected to convective circulations in the underground such as the Upper Rhine Graben.

However, it should be noted that the depth of the Cap-Rock taken for the calculations remains an approximation given by the 2D seismic retreatment. Given the current uncertainty on this parameter, it will be imperative to refine this estimate with a new seismic acquisition in order to be able to specify the expected temperature at the top of the Cap-Rock.

The expected differences along a profile established perpendicular to a fault were not observed in comparison with the temperature values measured at Soultz and with the numerical models (see zones 4 and 6). In future exploration campaigns, it will be necessary to better distribute the drillings over the whole explored area in order to maximize the chances of observing gradient heterogeneities. It should be noted to remain cautious with

the use of this method in regions with water table which may mask the linearity of the temperature profiles.

Moreover, the temperatures estimated at the top of the Cap-Rock are all between 143 and 150°C (see *Figure A3.8*). This observation also raises a question about the homogenization of temperatures at the level of the faulted zones and consequently of the fluid circulation at the level of the Cap-Rock, at a regional scale. The geothermal brine, through its convective circulations, would allow a homogenization of the temperatures of the roof of the Cap-Rock at this spatial scale. According to that hypothesis, the differences observed in the geothermal gradients in this region would be actually only due to the depth of the Cap-Rock. To test this hypothesis, drilling should be performed in an area that is not affected by a major fault, but where normal faults with small off-set or fracture corridors are suspected.

This hypothesis, if verified, would make possible the extension of the favorable site of implementation of deep geothermal projects by targeting other minor faults. Moreover, it would reduce the risks related to micro-seismicity induced by geothermal operations and to position projects closer to heat consumers on the surface.

6. Conclusion and outlook

The project consisted in drilling seven boreholes of 200 m depth in the Northern Alsace region equipped with geothermal probes to measure temperature profiles and to estimate the local geothermal gradient. It has been proposed to concentrate on the two geographical areas which have a more interesting geothermal potential (zones 4 and 6) by drilling a profile of 3 boreholes on zone 4 and drilling 2 boreholes on zone 6. Only one drilling was carried out on zones 3 and 5.

Similarly, a methodology was established using the thermal logs of the deep wells of Rittershoffen and Soultz-sous-Forêts and applied to the temperature profiles measured in the gradient wells in order to estimate the temperature at the top of the Cap-Rock defined as the top of the Muschelkalk formation. Controls on the acquisition parameters and on the consistency of the measurements were realized and showed a very good coherence of the measurements acquired, from one probe to the other in the same borehole and on two successive measurements over time.

Analysis of the cuttings of the boreholes, coupled with field observations of the area, allowed to establish a chrono-stratigraphic log containing information on the nature, depth, thickness and age of the geological formations in each zone. The analysis of the temperature and geothermal gradient curves showed a good correlation between the lithology and the local thermal variations. Indeed, a large number of variations observed on the curves can be explained by local facies changes.

In general, the first-order changes in the temperature (and gradient) evolution in the well are related to large variations in lithology (e.g. Pliocene to Oligocene) accompanied by a change in thermal conductivity. This thermal conductivity is linked both to the properties of the rock itself and to its water saturation.

The permeability of the geological units is another factor to be taken into account, inducing a modification of the thermal response generated by the circulations of fluids. For example, the highly permeable sandy formation of the Pliocene seems to be particularly favorable to the circulation of fluids. It appears with a higher, but more variable gradient than in the Oligocene clays, where the gradient is more stable and more important. In the same way, the suspected inverse fault observed in the well 6.2 could favor the circulation of heat transfer by fluids. However, its influence on the geothermal gradient and on the temperature is also likely due to the insertion of the sand bank (permeable) in the clays (impermeable) due to the fault.

The distinction between the effect of the thermal conductivity of the formations and the effect of the permeability variation is difficult to distinguish. Only a thermal response test measured continuously in the gradient wells would allow to know the thermal conductivity of the various formations traversed. In addition, by evaluating the thermal conductivity of the formations crossed by deep wells, a correction of the gradient could be established in order to more accurately estimate the temperature at the top of the Cap-Rock. However, the very linear trend of the temperature curves from the top of the Oligocene clay formations suggests a rather constant geothermal gradient beyond the 200-meter depth of the gradient wells. This observation allows to extrapolate the temperature up to the top of the Cap-Rock and thus to estimate the geothermal target temperature for each of the zones studied in order to choose the most favorable location for a future deep geothermal plant.

A comparative analysis of all the zones investigated shows strong heterogeneities in the values of gradients measured from one zone to another. The gradients range from

6.3°C/100 m to 7.6°C/100 m. The measured gradients allow to calculate the expected temperatures at the top of the Cap-Rock and to estimate the temperature at the geothermal target. However, it should be noted that the depth of the Cap-Rock taken for calculations remains uncertain. It is imperative to reduce this uncertainty by a new seismic acquisition in order to be able to refine the structural model and thus to specify the expected temperature at the Cap-Rock and at the depth of the geothermal target.Zone 6 has the least interest with a temperature at target of between 139 and 153°C. Zone 3, although with a higher gradient than in zone 6, shows a rather low temperature for the studied area of about 145°C to 157°C at the target, as the Cap-Rock is shallower in this zone. Zone 4 is of interest with a maximum temperature estimated at drilling 4.1 of 163°C at the geothermal target. Zone 5, on the other hand, clearly stands out with the highest gradient (7.6°C/100 m) with an expected temperature of about 164°C at 2 560 m depth.

The strongest gradients measured are not necessarily linked to large fault structures, as shown in zone 5 where, according to the interpretation of the 2D vintage seismic, the target fault only affects slightly the Buntsandstein Triassic sandstones and the basement. This observation leads us to consider the significant contribution of fractured zones that are not visible by 2D seismic on a regional circulation scheme at the scale of the studied area. Indeed, since geothermal water acts as a heat transfer fluid, a strong geothermal gradient implies a high probability of a high permeability in the underlying terrain, in order to allow the convective circulations of hot and deep geothermal fluids towards the top of the Cap-Rock. This type of faults cannot be detected on conventional 2D seismic reflection but may be seen by 3D seismic.

This method of exploration was found to be relevant because of its valuable contribution to the estimation of the temperatures at the geothermal target. It shows strong gradient heterogeneities at the scale of the studied area. On the other hand, profiles of gradient wells perpendicular to a fault did not show significant variations. In the future, it will be advisable to privilege geometries with a larger spread on the area of interest rather than profiles of gradient wells.

Acknowledgements

The authors are grateful to ADEME, the French Agency for Energy and Environment for co-funding this study in the framework of the EGS Alsace collaborative research project. The authors are also grateful to ÉS for using geological and geophysical data from gradient wells drilled in the Wissembourg area in the framework of the industrial development of Northern Alsace.

II. Article associé publié à la revue : *Scopus-listed SpringerOpen Geothermal Energy Journal*

HEAT FLOW DENSITY ESTIMATES IN THE UPPER RHINE GRABEN USING LABORATORY MEASUREMENTS OF THERMAL CONDUCTIVITY ON SEDIMENTARY ROCKS.

[1]HARLÉ P., [2]KUSHNIR A.R.L., [1]AICHHOLZER C., [2]HEAP M.J., [3]HEHN R., [3]MAURER V., [2]BAUD P., [3]RICHARD A., [3]GENTER A. and [1]DURINGER Ph.

1 – Université de Strasbourg (Unistra), Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), UMR 7516, CNRS - École et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

2 – Géophysique Expérimentale, Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516, CNRS, Université de Strasbourg/EOST), Strasbourg, France.

3 - ÉS-Géothermie, Le Belem – 5 rue de Lisbonne, 67300 Schiltigheim, France.

Abstract

The Upper Rhine Graben (URG) has been extensively studied for geothermal exploitation over the past decades. Yet, the thermal conductivity of the sedimentary cover is still poorly constrained, limiting our ability to provide robust heat flow density estimates. To improve our understanding of heat flow density in the URG, we present a new large thermal conductivity database for sedimentary rocks collected at outcrops in the area including measurements on (1) dry rocks at ambient temperature (dry), (2) dry rocks at high temperature (hot) and (3) water-saturated rocks at ambient temperature (wet). These measurements, covering the various lithologies composing the sedimentary sequence, are associated with equilibrium temperature profiles measured in the Soultz-sous-Forêts wells and in the GRT-1 borehole (Rittershoffen) (all in France). Heat flow density values considering the various experimental thermal conductivity conditions were obtained for different depth intervals in the wells along with average values for the whole boreholes. The results agree with the previous heat flow density estimates based on dry rocks but more importantly highlight that accounting for the effect of temperature and water saturation of the formations is crucial to providing accurate heat flow density estimates in a sedimentary basin. For Soultz-sous-Forêts, we calculate average conductive heat flow density to be 127 mW/m² when considering hot rocks and 184 mW/m² for wet rocks. Heat flow density in the GRT-1 well is estimated at 109 and 164 mW/m² for hot and wet rocks, respectively. Results from the Rittershoffen well suggest that heat flow density is nearly constant with depth, contrary to the observations for the Soultz-sous-Forêts site. Our results show a positive heat flow density anomaly in the Jurassic formations, which could be explained by a combined effect of a higher radiogenic heat production in the Jurassic sediments and thermal disturbance caused by the presence of the major faults close to the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Although additional data are required to improve these estimates and our understanding of the thermal processes, we consider the heat flow densities estimated herein as the most reliable currently available for the URG.

Keywords

Heat flow density, Upper Rhine Graben, thermal conductivity, saturation, temperature, sedimentary rocks, geothermal energy, Soultz-sous-Forêts, Rittershoffen

Annexe 4

Lignes sismiques et tableau des vitesses sismiques

Se trouve dans cet annexe les éléments suivants, selon l'ordre des renvois du chapitre 7 :

- l'interprétation effectuée sur la ligne 85ST03 ;
- la version agrandie de la *Figure 7.1* ;
- le tableau de vitesses ;
- l'image de la discordance pré- et syn-rift avec l'horizon de la Grande Oolithe (cf. *Duringer, 1988*) ;
- les versions sans l'interprétation des multiples et des horizons intra-Permien des *Figure 7.9* et *Figure 7.10*.
- l'interprétation effectuée sur la ligne 85ST04.

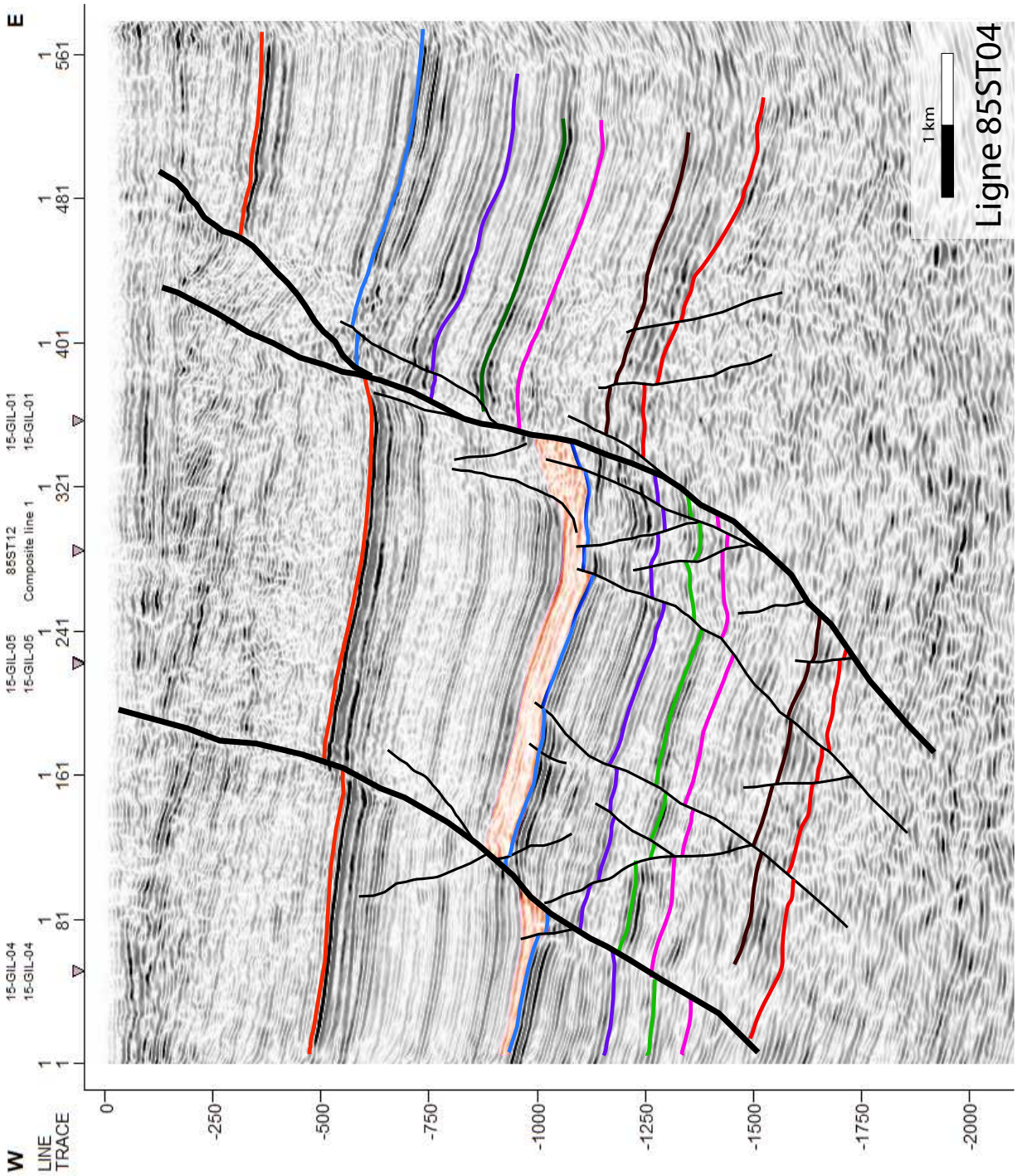


Figure A4.1 : Interprétation de la ligne sismique 85ST04 (PSTM). Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les failles principales à vergence ouest qui s'enracine profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel. Il y a de nombreuses de failles antithétiques et failles qui affectent les compartiments effondrés.

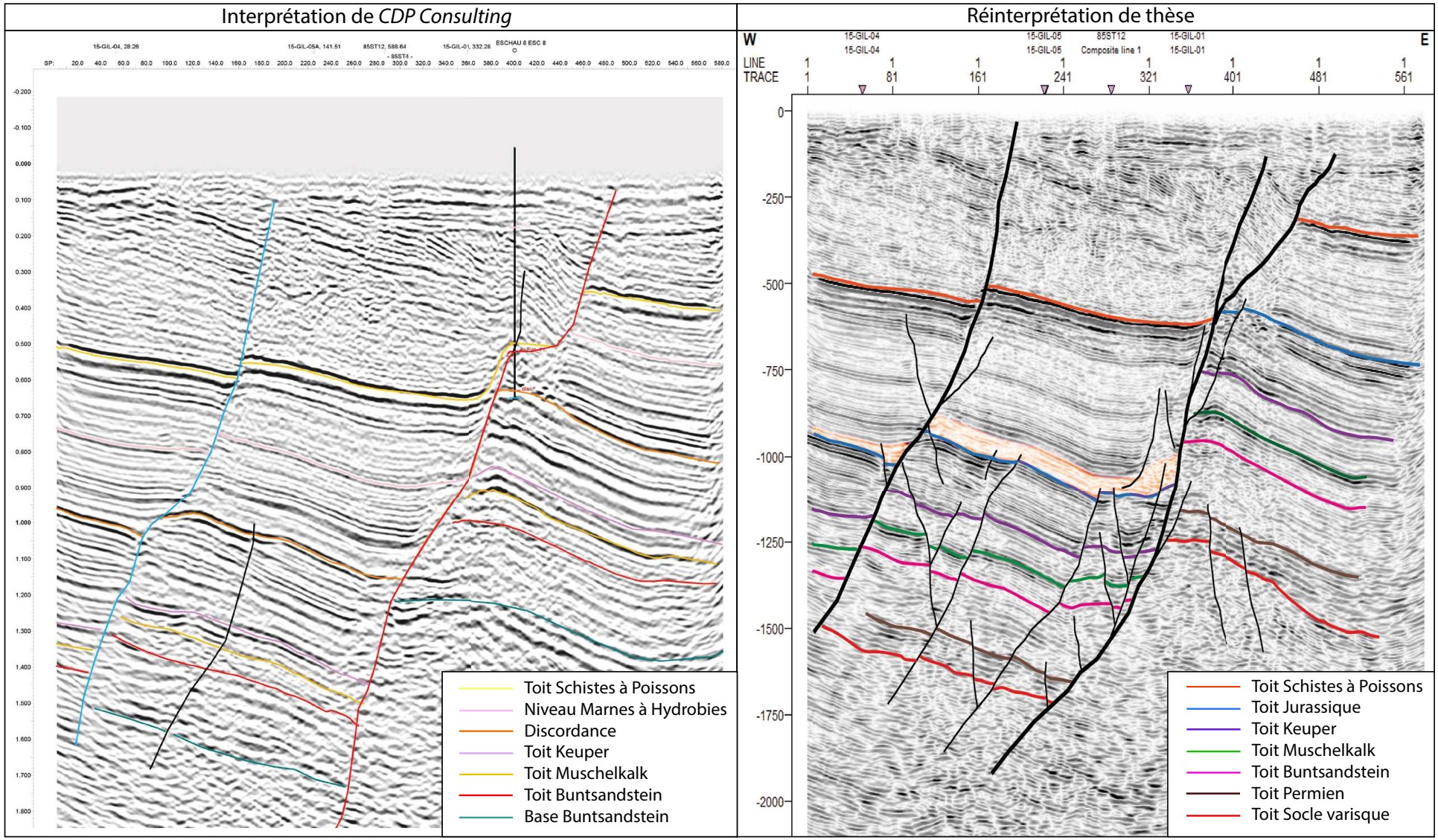


Figure A4.2 : Différence d'interprétation géologique et structurale sur la ligne 85ST04 entre CDP Consulting (2016) et celle effectuée dans le cadre de cette thèse. Cf. *Figure 7.1*.

	Meistratzheim(MEI-2)			Eschau (ESC-1)				Cronenbourg (GCR-1)				Illkirch-Graffenstaden (GIL-2)		
	Profondeur	twt	Vinterval	Profondeur	twt	Vinterval		Profondeur	twt	Vinterval		Profondeur	twt	Vinterval
	m	ms		m	ms			m	ms			m	ms	
Schistes Poissons				607	485			1061/1066	816					
Jurassique	625	500		911 par faille	659			1888/1817	1230			625	500	
Keuper	1002	723		1228	822			2352/2346	1507			1002	723	
Muschelkalk	1154	800		1371/1396	902			2519/2490	1576			1154	800	
Buntsandstein	1329	867		1560/1579	971			2675,5/2701	1656			1329	867	
Permien	1609	1006						3027/3166	1852			1609	1006	
Socle	1666,5											1666,5		
TD				1618	986			3220	1874					
	Isochore P	Isochore twt	Vinterval	Isochore P	Isochore twt	Vinterval a	Vinterval b	Isochore P	Isochore twt	Vinterval a	Vinterval b	Isochore P	Isochore twt	Vinterval
Schistes Poissons							2300				2600			
Jurassique	377	223	3381	317	163	3890	3873	489	257	3805	3863	377	223	3381
Keuper	152	77	3948	155	74	4189	4533	144	69	4174	4165	152	77	3948
Muschelkalk	175	67	5224	189/183	69	5304	5300	211	80	5275	5275	175	67	5224
Buntsandstein	280	139	4029				5200	465			4745	280	139	4029
Permien	57,5											57,5		
Socle														

Ecrit en noir : issu de la ligne sismique ou de la donnée de puit

Ecrit en rouge : données des rapports internes CDP

Jurassique	3760 m/s	Vitesse
Keuper	4200 m/s	d'intervalles
Muschelkalk	5275 m/s	moyenne
Buntsandstein	4390 m/s	

Figure A4.3 : Interval des vitesses mis sous la forme d'un tableau avec la profondeur en mètres et en temps doubles associés. Figurent également les isochrones de profondeur en mètres et temps doubles afin d'obtenir la vitesse en temps d'interval pour les différentes formations. Cela a été calculé pour les puits de Meistratzheim, d'Eschau, de Cronenbourg et d'Illkirch. En noir les valeurs sont issues des données de puits ou de la sismique ; en rouge elles proviennent de CDP Consulting (*2016*).

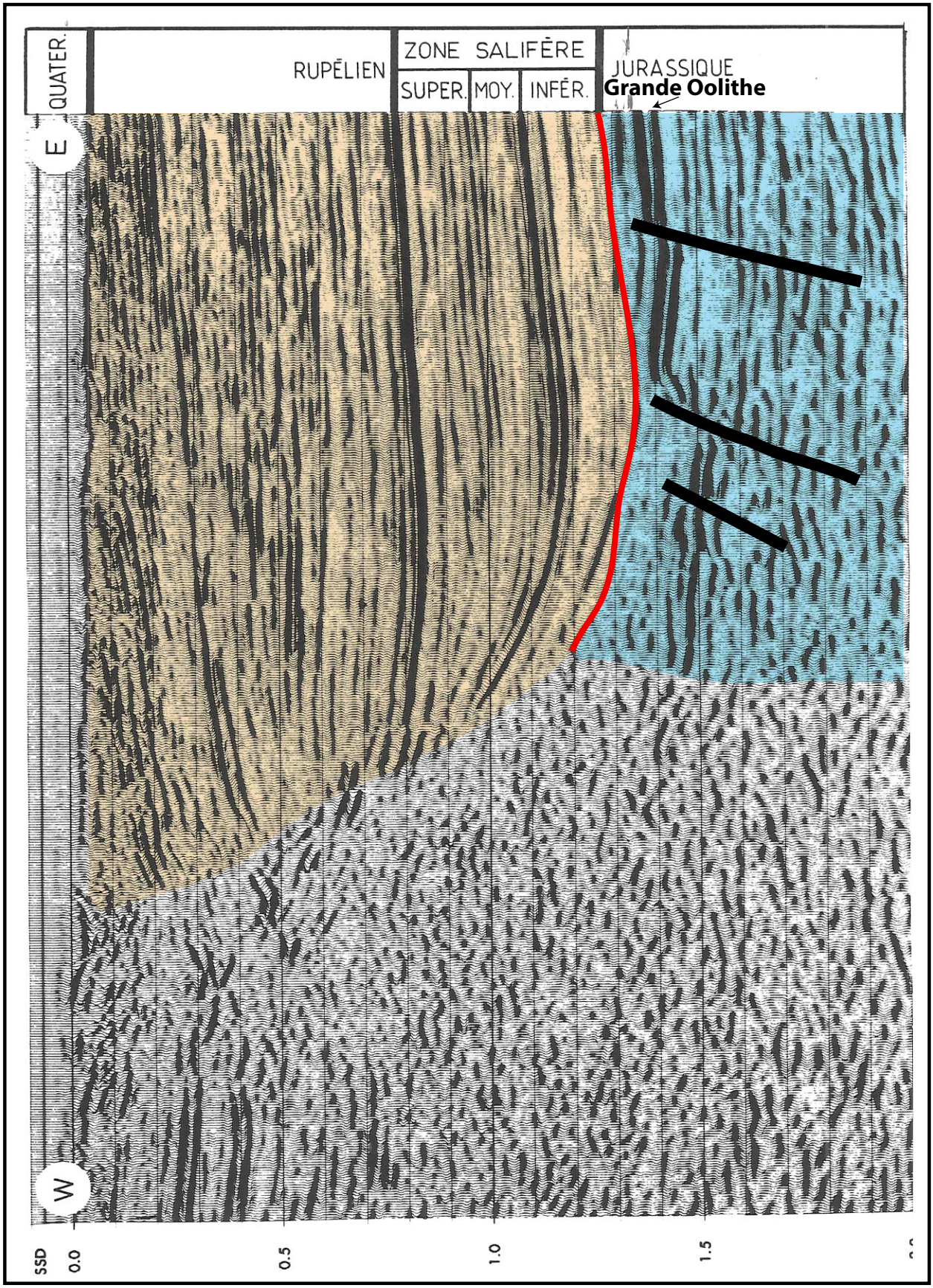


Figure A4.4 : Discordance entre les sédiments pré- et syn-rift observée sur une ligne acquise dans la région de Gebwiller, issu de Duringer (*1988*), avec en bleu les formations secondaires et en orange les formations tertiaires. On observe sur la ligne le doublet de réflecteur de haute amplitude associé à la Grande Oolithe. Le Jurassique est fracturé.

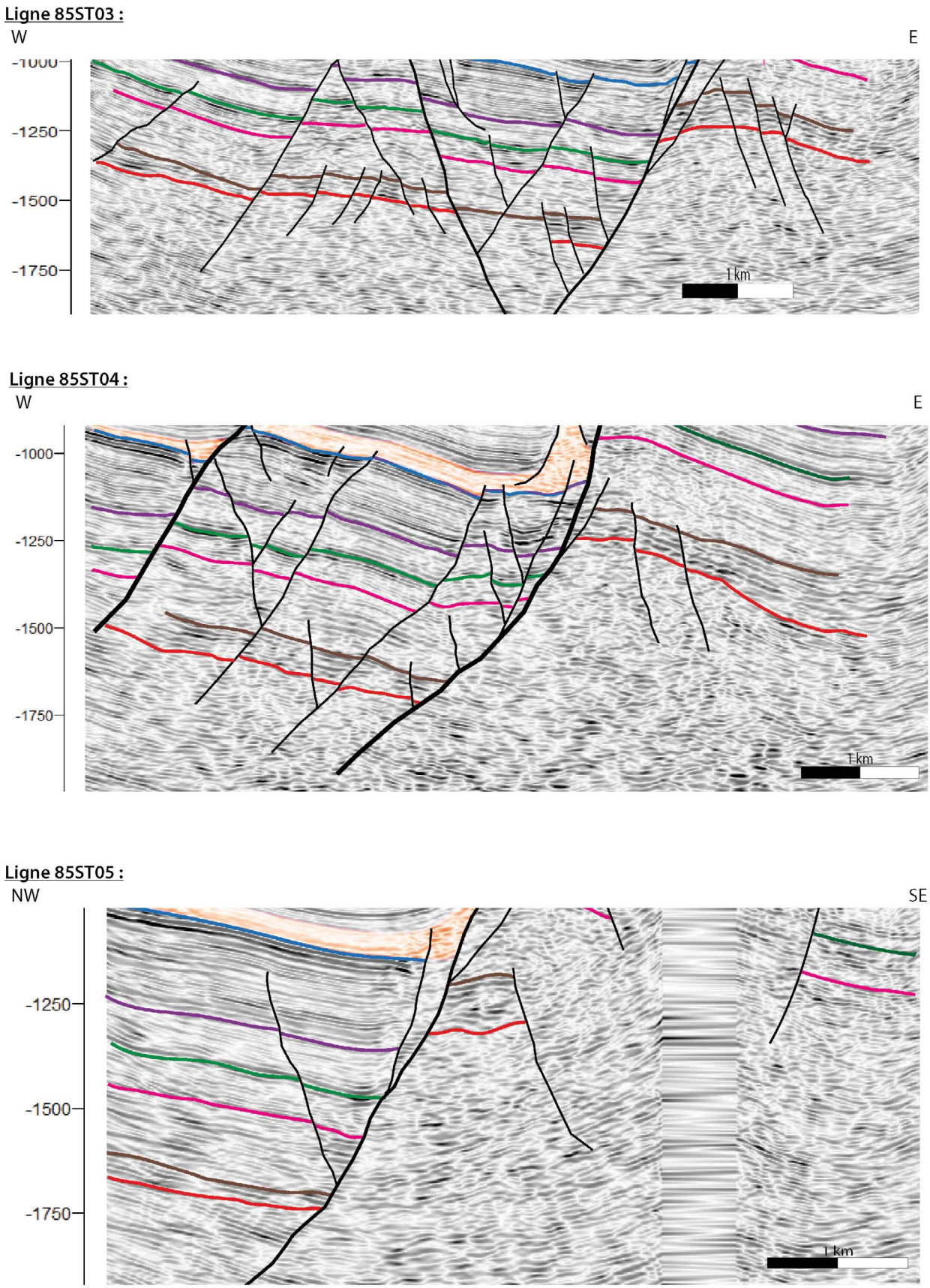


Figure A4.5 : Version de la *Figure 7.9* sans le tracé des multiples ni des réflecteurs intra-permiens.

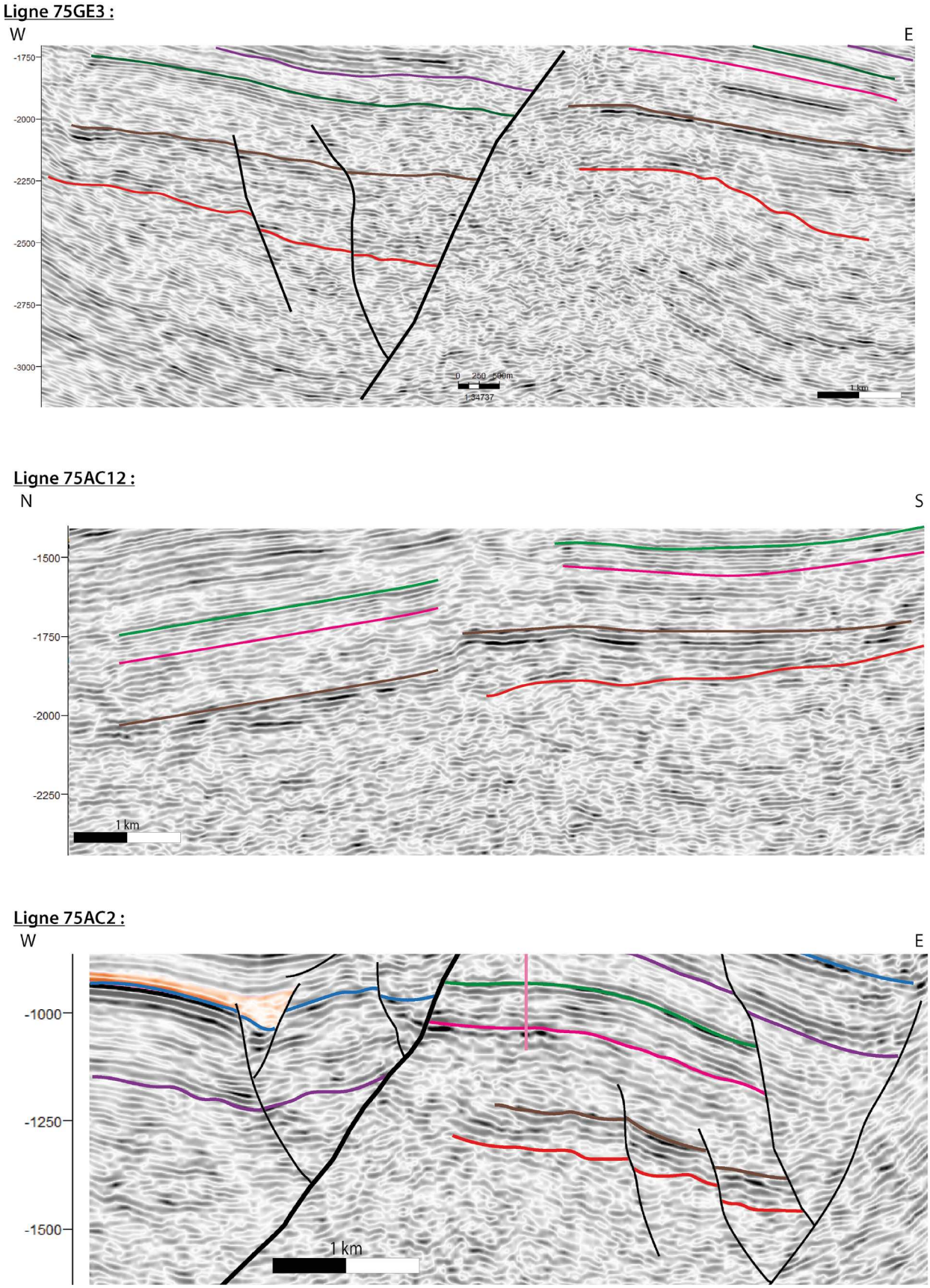


Figure A4.6 : Version de la *Figure 7.10* sans le tracé des multiples ni des réflecteurs intra-permiens.

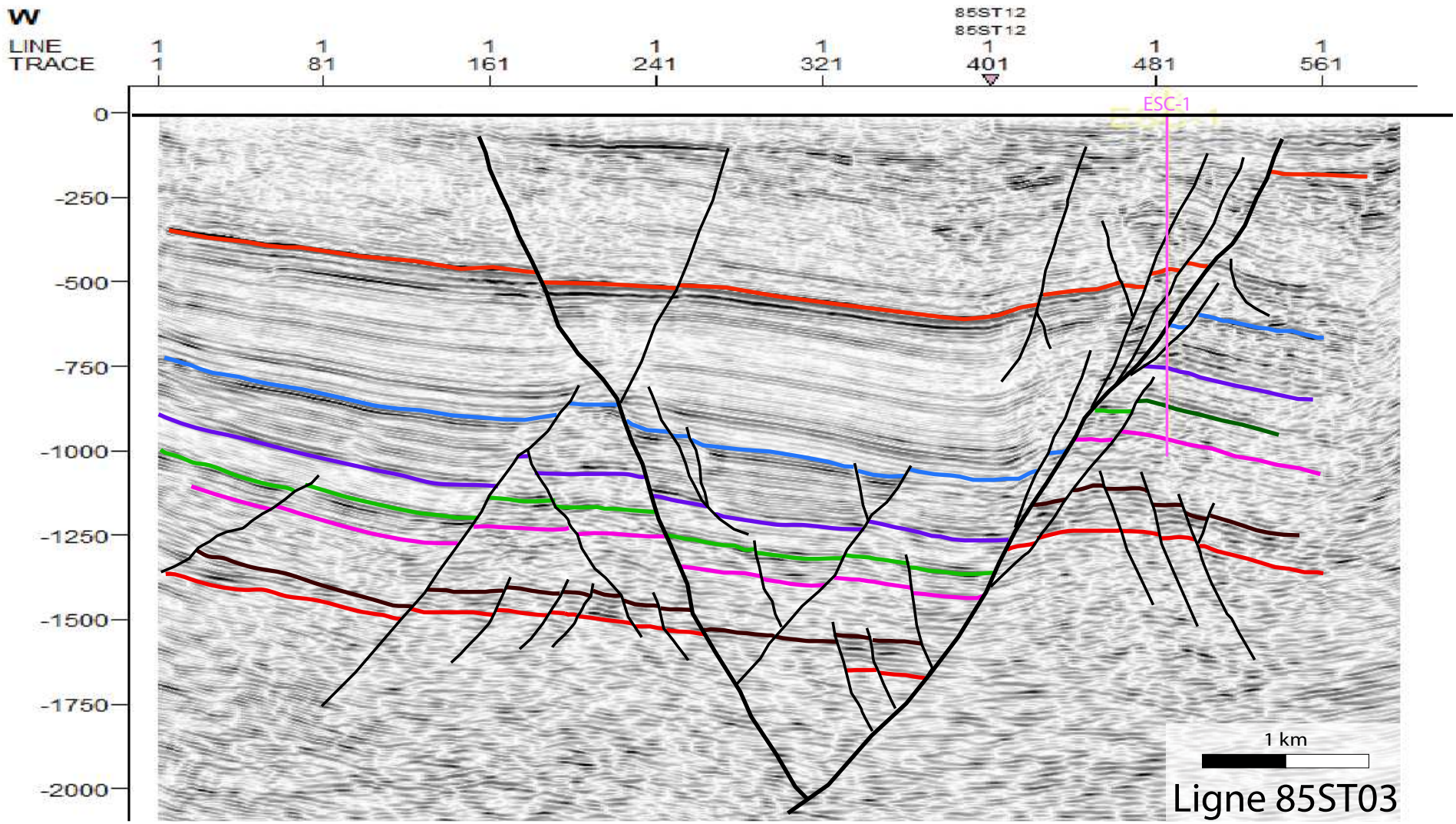


Figure A4.7 : Interprétation de la ligne sismique 85ST03 (PSTM). Le puits ESC-1 (Eschau) a été projeté sur la ligne sismique. Les lignes de couleur correspondent à : orange le toit des Schistes à Poissons, bleu le toit du Jurassique, violet le toit du Keuper, vert le toit du Muschelkalk, rose le toit du Buntsandstein, brun le toit du Permien et rouge le toit du socle. Les deux failles principales à vergence ouest et est qui s'enracinent profondément dans le socle a un trait plus gras que les failles mineures. Le base du sel de la Zone Salifère inférieur a été colorée en orange. Les failles mineures qui affectent le pré-rift s'enracinent dans le socle tandis que celles qui affectent le syn-rift décollent dans le sel. Il y a de failles antithétiques et de nombreuses failles qui affectent les compartiments effondrés.

Annexe 5

Logs de Saint-Nabor

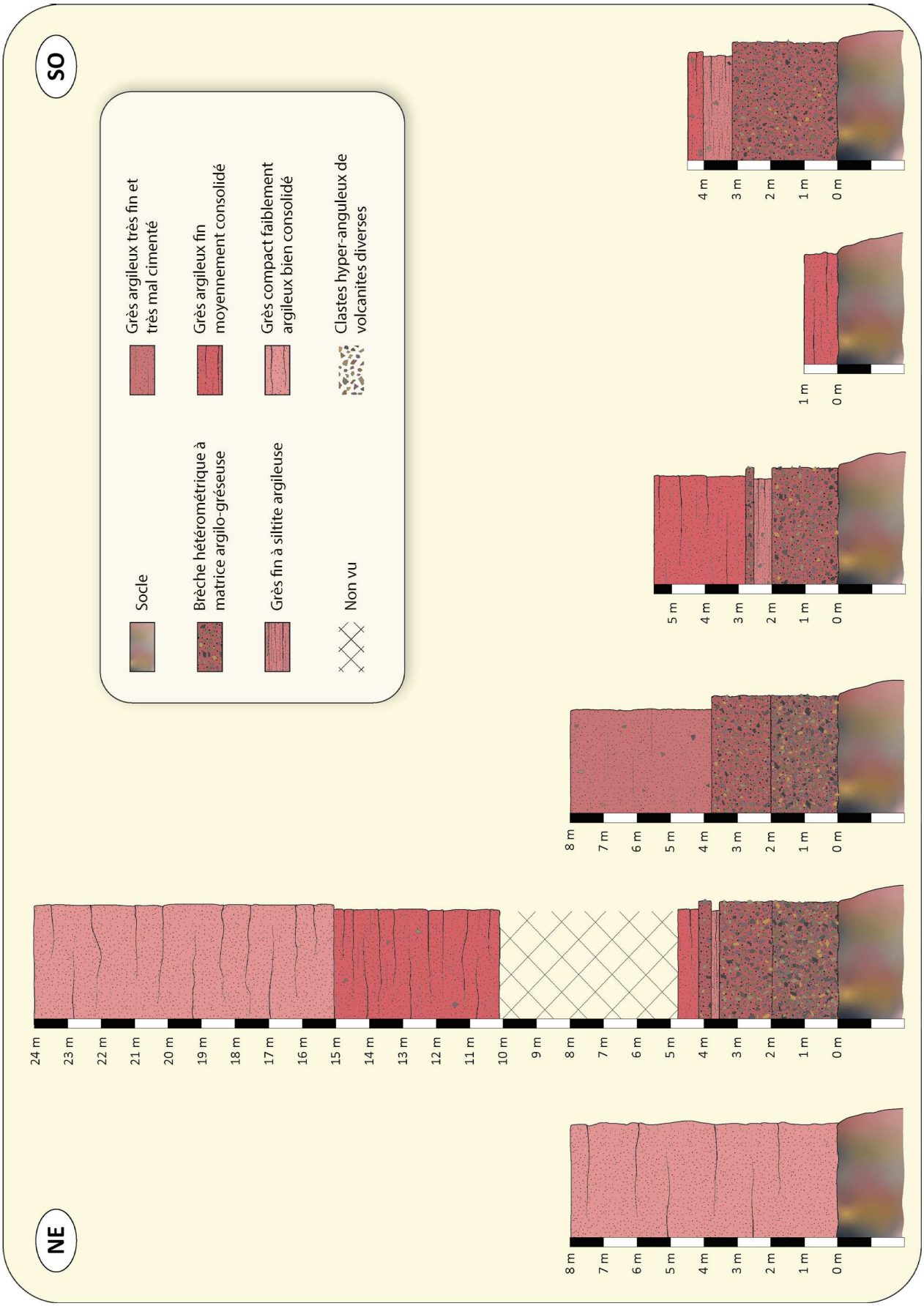


Figure A5.1 : Logs de la partie supérieure de Saint-Nabor montrant les formations permiennes en discordance sur le socle Paléozoïque. Pour la position altimétrique exactes des logs voir *Figure 8.28*.

« Les mots flottaient à travers l'esprit du lecteur telles des bulles de savon, présents lorsqu'il les lisait, disparus l'instant d'après. »

Neil Gaiman

Université de Strasbourg

Coralie AICHHOLZER

École et observatoire des sciences de la Terre
Université de Strasbourg

Le log complet de la stratigraphie de la zone rhénane ainsi que les modalités stratigraphiques, sédimentaires et structurales de la transition « socle-couverture ». Application à la géothermie profonde.

Résumé

Depuis la mise en place en 2010, d'une nouvelle tarification française sur le tarif de l'énergie géothermique et le soutien des projets valorisant la chaleur géothermale, l'Alsace est la région de France la plus dynamique quant à la réalisation de forages géothermiques profonds à haute température (>150°C). Plusieurs centrales géothermiques sont programmées dans les années à venir sur le secteur de Strasbourg mais également dans l'Outre-Forêt et en Alsace du Sud. Ainsi, l'approche géologique, qui a été primordiale pour les forages de Rittershoffen, le sera encore davantage pour les projets à venir compte tenu de la méconnaissance géologique de certaines zones profondes du bassin rhénan, notamment pour la mise en place d'un tel système d'exploitation de chaleur. Aujourd'hui, un nouvel enjeu majeur apparaît avec l'ensemble des projets de géothermie profonde en cours ou prévus sur la zone de l'Eurométropole de Strasbourg (Illkirch-Graffenstaden, Vendenheim-Reichstett, Hurtigheim, Eckbolsheim). Or, si la plus grande partie de la couverture sédimentaire est relativement bien définie, il subsiste encore plusieurs inconnues pour le secteur de Strasbourg : l'épaisseur réelle et la nature du Tertiaire (qui pourrait être pratiquement deux fois plus épais que dans les forages bien connus de Rittershoffen), la nature dans les couches du Lias principalement argilo-marneuse rend la définition des limites de formation particulièrement difficile. La nature et l'épaisseur de la transition « socle-couverture » (granite/Permien/Trias inférieur) sont également mal connues. En effet, cette dernière reste encore peu documentée, principalement en raison de la grande diversité de faciès, aussi bien pour le socle (socle granitique, sédimentaire ou métamorphique dont la nature aura impacte directement sur l'exploitation du gisement de chaleur) que pour la couverture sédimentaire (existence ou absence des séries sédimentaires du Permien et nature de ces formations anté-triasiques).

Cette étude propose d'appréhender la compréhension de l'architecture stratigraphique et séquentielle des formations de la couverture sédimentaire rhénane. 15 puits profonds allant à minima jusqu'au Trias, répartis entre le Nord et le Sud du Fossé Rhénan Supérieur ont été interprétés, réinterprétés et corrélés à travers l'ensemble du bassin, permettant l'élaboration d'une colonne stratigraphique complète incluant le sommet et la base de chaque formation. Ces réinterprétations qui s'appliquent également sur des anciens forages, ont également mis en lumière le signal caractéristique de la diagraphie gamma-ray (GR) de chacune des formations de la colonne stratigraphique rhénane. De ce fait, un catalogue des signatures GR a été proposé sous la forme d'une synthèse. De plus, la caractérisation lithostratigraphique du passage entre le socle et la couverture sédimentaire a fait l'objet d'un axe important de recherche. Ainsi, 120 km de lignes sismiques 2D ont été réinterprétés afin de pointer le toit de l'horizon sismique Permien pour caractériser le remplissage sédimentaire et observer la variation latérale des formations permiennes. De plus, 8 carrières réparties entre les Vosges, la Forêt Noire et le Sud du Palatinat ont été étudiées afin de proposer des analogues de terrain de manière à calibrer les observations sismiques. Enfin, ces résultats ont été discutés afin de mieux contraindre le Permien et de répondre aux problématiques qu'il peut poser en étant à la transition entre le socle varisque et le Buntsandstein (Trias) fracturés, réservoirs géothermiques dans le Fossé Rhénan.

Mots clés : Fossé Rhénan Supérieur, couverture sédimentaire, sédimentologie, stratigraphie, gamma-ray, corrélations interpuits, corrélations diagraphiques, sismique 2D, terrain, transition socle-couverture, Permien, géothermie profonde

Abstract

Since the introduction of a new French pricing system for geothermal energy in 2010 and the support of projects promoting geothermal heat, Alsace is the most dynamic region in France for deep geothermal drilling at high temperatures (>150°C). Several geothermal power plants are planned in the coming years in the Strasbourg sector but also in Outre-Forêt and southern Alsace. Thus, the geological approach, which has been essential for the Rittershoffen boreholes, will be even more for future projects given the lack of geological knowledge of some deep parts of the URG. Today, a major new challenge is emerging with all the deep geothermal projects underway or planned in the Strasbourg area (Illkirch-Graffenstaden, Vendenheim-Reichstett, Hurtigheim, Eckbolsheim). However, although most of the sedimentary cover is relatively well defined, there are still several unknown factors for this area: the actual thickness and nature of the Tertiary (which could be almost twice thicker than in the well-known Rittershoffen boreholes), the nature of the Lias formations, mainly clayey and marly, which makes it particularly difficult to define the formation limits. The nature and thickness of the cover-basement transition (granite/Permian/Lower Triassic) is also poorly understood. Indeed, this latter is still poorly documented, mainly because of the great diversity of facies, both for the basement (granitic, sedimentary or metamorphic basement whose nature will have a direct impact on the exploitation of the heat) and for the sedimentary cover (existence or absence of the Permian sedimentary series and nature of these antetriassic formations).

This study aims at understanding the stratigraphic and sequential architecture of the formations of the URG sedimentary cover. 15 deep wells reaching at least the Triassic, distributed between the North and the South of the URG were reinterpreted and correlated throughout the basin, allowing the development of a complete stratigraphic column including the top and base of each formation. These reinterpretations, also applied to old borehole data, have also highlighted the characteristic gamma-ray signal of each of the formations in the URG stratigraphic column. As a result, a catalogue of GR signatures has been proposed in the form of a synthesis. In addition, the lithostratigraphic characterization of the passage between the basement and the sedimentary cover was an important research focus. Thus, 120 km of 2D seismic lines were reinterpreted to point the top of the Permian seismic horizon in order to characterize the sedimentary filling and to observe the lateral variation of the Permian formations. In addition, 8 quarries spread over the Vosges, the Black Forest and the southern Palatinat were studied to propose field analogues in order to calibrate the seismic observations. These results were finally discussed to better constrain the Permian and to respond to the challenges it may pose by being at the transition between the Variscan basement and the fractured Buntsandstein (Triassic), both geothermal reservoirs in the URG.

Keywords: Upper Rhine Graben (URG), sedimentary cover, sedimentology, stratigraphy, gamma-ray (GR), well-to-well correlations, wel log correlations, 2D seismic, field, cover-basement transition, Permian, geothermal energy