



HAL
open science

Marqueurs de la dynamique des fluides associée à l'enfouissement des bassins sédimentaires : Exemples du Bassin Permien de Lodève (France) et du North Viking Graben (Mer du Nord)

Dimitri Laurent

► **To cite this version:**

Dimitri Laurent. Marqueurs de la dynamique des fluides associée à l'enfouissement des bassins sédimentaires : Exemples du Bassin Permien de Lodève (France) et du North Viking Graben (Mer du Nord). Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONTTS170 . tel-01457583v2

HAL Id: tel-01457583

<https://theses.hal.science/tel-01457583v2>

Submitted on 5 Feb 2019

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'**Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche *Géosciences Montpellier*

Spécialité : **Géosciences**

Présentée par **Dimitri LAURENT**

**Marqueurs de la dynamique des fluides
associée à l'enfouissement des bassins
sédimentaires :**

**Exemples du Bassin Permien de Lodève (France)
et du North Viking Graben (Mer du Nord)**

Soutenue le 18 juin 2015 devant le jury composé de

Mme Martine BUATIER, Professeur, Université de Franche-Comté	Présidente
M. Kalin KOUZMANOV, Professeur Assistant, Université de Genève	Rapporteur
M. Michel DUBOIS, Professeur, Université de Lille 1	Rapporteur
M. Patrice IMBERT, Chef de projet, Total S.A.	Examineur
M. Roger SOLIVA, Maître de conférence, Université de Montpellier	Examineur
M. Jean-Jacques BITEAU, E&P Senior Task Leader, Total S.A.	Examineur
M. Michel THOMAS, Docteur, Total EP NORGE	Invité
M. Jean-Pierre GIRARD, Docteur, Total S.A.	Invité
M. Michel LOPEZ, Professeur, Université de Montpellier	Directeur
M. Alain CHAUVET, DR CNRS, Université de Montpellier	Co-Directeur



Thèse pour obtenir le grade de Docteur

Délivré par l'**Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche *Géosciences Montpellier*

Spécialité : **Géosciences**

Présentée par **Dimitri LAURENT**

**Marqueurs de la dynamique des
fluides associée à l'enfouissement des
bassins sédimentaires :**

**Exemples du Bassin Permien de Lodève
(France) et du North Viking Graben (Mer du
Nord)**

Soutenue le 18 juin 2015 devant le jury composé de

Mme Martine BUATIER, Professeur, Université de Franche-Comté	Présidente
M. Kalin KOUZMANOV, Professeur Assistant, Université de Genève	Rapporteur
M. Michel DUBOIS, Professeur, Université de Lille 1	Rapporteur
M. Patrice IMBERT, Chef de projet, Total S.A.	Examineur
M. Roger SOLIVA, Maître de conférence, Université de Montpellier	Examineur
M. Jean-Jacques BITEAU, E&P Senior Task Leader, Total S.A.	Examineur
M. Michel THOMAS, Docteur, Total EP NORGE	Invité
M. Jean-Pierre GIRARD, Docteur, Total S.A.	Invité
M. Michel LOPEZ, Professeur, Université de Montpellier	Directeur
M. Alain CHAUVET, DR CNRS, Université de Montpellier	Co-Directeur

A mes très chers parents

*« Mais à quoi sert le cerveau ?...
Ce qu'ils avaient fait, il pouvait le faire.
Ils avaient appris la vie dans les livres, et lui l'avait vécue.
Son cerveau contenait tout autant de choses que le leur,
des choses différentes, voilà tout. »*

Jack London dans *Martin Eden* (1909)

Remerciements

Voici l'heure des remerciements! Ils signifient beaucoup pour moi puisque, outre le fait qu'ils sont synonymes de la fin de thèse, ils me permettent d' "encre" sur le papier les personnes sans qui je ne serais pas arrivé au bout de mon doctorat.

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de thèse Michel Lopez qui a su me faire appréhender le monde de la recherche dans les meilleures conditions possibles. Il m'a inculqué l'équilibre dans le travail entre l'autonomie et le partage des idées qui, au-delà de la réflexion scientifique, a contribué à me forger moi même. Grâce à lui, j'ai pu découvrir les joyaux géologiques et historiques que renferment les mines cachées de la région de Lodève. J'ai développé beaucoup de compétences à son contact et le seul regret que j'ai est de ne pas avoir assez puisé dans sa connaissance. Je lui suis reconnaissant de m'avoir fait confiance et soutenu tout au long de ce travail.

Un énorme merci à Alain Chauvet, mon co-directeur de thèse. A son contact, j'ai développé une approche de la géologie qui m'a fait plus aimé encore cette science et surtout qui m'a réconcilié avec elle dans les moments de doute. Et pour ça je ne le remercierai jamais assez. J'ai beaucoup appris avec lui, que ce soit sur le plan scientifique ou humain, et espère avoir l'occasion de continuer à le faire. Donc encore merci Alain, même si tu n'aimes pas la manière dont je conduis...

Ce projet est entièrement financé par l'entreprise Total SA dans laquelle plusieurs acteurs ont joué un rôle important. Cette thèse n'aurait pas été possible sans l'active participation de Patrice Imbert de Total SA qui est à l'origine de ce projet et s'est démené pour que je puisse réaliser ce travail. Je le remercie également pour tous les échanges très enrichissants que l'on a pu avoir ensemble. C'est toujours un plaisir de discuter sciences avec lui. De la même manière, merci à Jean Jacques Biteau qui a porté ce projet de thèse au grand jour et m'a permis de suivre une formation interne indispensable à mon travail en début de thèse.

Je suis heureux de remercier également Michel Thomas, de Total EP NORGE, qui a été un acteur majeur dans ce projet, de son commencement jusqu'à son terme. Il m'a chaleureusement accueilli dans son magnifique pays, la Norvège, m'a soutenu pendant mes travaux et m'a fait découvrir le milieu privé d'une très belle manière. J'ai beaucoup apprécié sa compagnie et regrette de ne pas avoir eu l'occasion de « monter » plus souvent dans le grand nord de Stavanger. Ce n'est que partie remise !

Je remercie vivement les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'accepter de juger mon travail, malgré un manuscrit plutôt volumineux. Je suis fier que des chercheurs d'une telle qualité scientifique soient associés à l'évaluation de ce travail.

Merci à toutes les personnes extérieures au projet à l'origine des analyses géochimiques, qui sont un des piliers de ma thèse : Jorge Spangenberg de l'institut IDYST de Lausanne, Catherine Guerrot du BRGM d'Orléans et Christophe Pécheyran du laboratoire LCABIE à Pau. Je veux remercier particulièrement Stanislas Sizaret (Université d'Orléans) pour avoir suivi le début de ma thèse et pour l'initiation aux études d'anisotropie de susceptibilité magnétique, et Martin Neumaier (Schlumberger) pour son aide précieuse dans la compréhension des rouages de la modélisation de bassin.

Ce travail a bénéficié de discussions fructueuses avec de nombreuses personnes et parmi elles les scientifiques de Total SA Jean-Pierre Girard, Eric Gaucher, Stéphane Teinturier, Francis Chevalier mais aussi Beate Orberger d'Eramet.

Un grand merci à Martine Buatier qui, toujours avec enthousiasme, m'a fait partager son savoir et a contribué très activement au bon déroulement de cette thèse pendant ces

trois années. J'espère sincèrement que nous continuerons à travailler ensemble par la suite. Merci également à Danial Abdul Latiff, l'étudiant que nous avons encadré ensemble pendant deux années et qui a fourni un excellent travail intégré dans ce manuscrit.

A Montpellier,

Toute ma sincère reconnaissance au laboratoire GM et à l'équipe Bassin, en particulier à Aurélien Gay, Flavia Girard, Jean Jacques Cornée, Michel Séranne, Christine Lauer-Leredde, Roger Soliva, Suzanne Raynaud, pour m'avoir hébergé pendant ces trois ans et fait partager cette bonne humeur constante au travail.

Merci aux personnes du laboratoire qui ne faisaient pas partie du projet initial mais qui ont grandement contribué à mes avancées scientifiques. Je pense spécialement à Olivier Bruguier et Chantal Douchet pour l'ICPMS (qui je pense n'ont plus envi d'entendre parler de barytine), à Pierre Camps pour sa grande disponibilité, Olivier Alard pour ses conseils sur les mesures isotopiques, Jean-François Ritz et Matthieu Ferry pour le temps accordé à l'utilisation de la station optique GPS Trimble® et Claude Merlet et Bernard Boyer pour leurs explications et leur patience à la microsonde ionique/électronique.

Je ne veux surtout pas oublier Céline Romestand, Bernadette Marie, Marie France Roch, Jean-Jacques Freulon, Franck Perdieu et Brigitte qui m'ont offert leurs plus beaux sourires pendant toutes ces années dans les couloirs du laboratoire.

Un énorme merci à Christophe Nevado et Doriane Delmas de l'atelier de litholamellage qui, par leur talent, sont à l'origine des principaux résultats analytiques obtenus dans ce mémoire. Leur travail a été formidable en dépit du nombre important d'échantillons et de la difficulté de la préparation de ce type de roche. Je pense néanmoins qu'ils étaient heureux que je leur en apporte moins en fin de thèse...

Un remerciement à mes deux étudiants, Guillaume Ferrer et Frédéric Maillet, que j'ai exploité sous la canicule de la Carrière d'Usclas du Bosc, fait crapahuter dans la bartasse pour trouver des mines qui n'existent pas, et qui ont produit un travail indispensable à la bonne conduite de ce mémoire. J'ai aussi une petite pensée pour les habitants de la campagne de Lodève qui, après leur avoir certifié que je ne travaillais pas dans les gaz de schistes, m'ont fait découvrir bon nombre de mines non répertoriées sur les cartes.

Je remercie vivement mes amis de longue date et moins, qui ont fait de ces trois années de thèse une expérience marquante humainement et pas aussi dure qu'elle aurait pu l'être. Tout d'abord merci aux Germanois, Nono, Tof, Totol, Vincent qui ont constitué mon équilibre entre la vie montpelliéraine et mes « origines ». Ensuite, merci aux anciens Montpelliérains, Gregounè, Lyvane, Adrien, Clément, Elise, Eg, Damien, Marion, Linda, coupain Ouss et Cirilo mon ancien co-bureau qui m'a été d'une grande aide pendant mes deux premières années. D'autres amis sont encore à Montpellier et ont été d'un soutien incommensurable. Mes pensées se dirigent vers les « stéphanois » Tom, Cam et Nico, mais aussi vers Aurélien pour son soutien permanent, Manoune qui a supporté mes humeurs dans le bureau, et enfin Pépé et Chris pour le temps passé suspendu aux falaises de la région.

Il est temps de terminer ces remerciements par les personnes qui ont contribué le plus à l'aboutissement de ce travail et que je n'ai que trop peu remercié pendant ces années. Mon plus grand Merci à Pauline qui a au moins autant souffert que moi pendant ma fin de rédaction et sans qui je n'aurais jamais pu arriver à ce niveau là. Tu as été celle qui m'a redonné le courage quand je le perdais.

Enfin, merci à ma famille, mes parents, mon frère, ma sœur, mon neveu et mes nièces et ma grand mère pour leur soutien et encouragements inconditionnels. Ils m'ont inculqué la volonté et la détermination pour aller au bout de mes projets et leur fierté a été le moteur de ma réussite tout au long de mes études.

Et bien sûr, merci à ceux que j'ai oublié !!

Résumé

Ce travail porte sur la caractérisation de la source et de la dynamique des fluides de bassin au cours de leur chargement à travers deux exemples complémentaires de demi-grabens tardi-orogéniques pétroliers : Le Bassin Permien de Lodève, aujourd'hui à l'affleurement et un bassin jurassique enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord). Le cœur de la thèse concerne le Bassin de Lodève où, à partir d'une approche pluridisciplinaire intégrée, nous avons caractérisé l'architecture des minéralisations (Ba, F, Cu, Pb) piégées dans un réseau paléokarstique alimenté par les failles syn-rift, dans le substratum carbonaté à l'apex du roll-over. La source, le calendrier et les conditions de migration des fluides ont été approchés à partir de l'analyse de la micro-fabrique, la microthermométrie sur inclusions fluides, les analyses isotopiques (Sr, S, O, H) et de Terres Rares. Les résultats analytiques ont été enfin croisés avec un modèle thermique et structural du bassin qui conforte la séquence et la dynamique du système fluide en cours d'enfouissement.

Une démarche similaire, mais plus limitée, a été conduite dans le bassin du North Viking Graben où l'accès aux marqueurs fluides est restreint aux données de sismique 3D et de carottes. Comme à Lodève, les minéralisations Ba-Pb-Zn colmatent un réservoir dans le substratum à l'apex du roll-over. Elles se présentent sous forme de ciments dans des grès ou des fractures. Cette analyse apporte des contraintes complémentaires et permet de proposer un modèle dynamique général avec des variantes en fonction de la nature des fluides et des réservoirs.

On retiendra donc la séquence fluide suivante :

(a) Dans le cas du bassin de Lodève sur substratum carbonaté, les chemins préférentiels de drainage se développent dans des paléocanyons N-S couplés à un réseau de fractures et d'endokarsts météoriques. Ces derniers sont élargis en début de rifting par la dissolution hypogène sulfurique produite par l'oxydation bactérienne des sulfates et des pyrites des blackshales, au contact de l'aquifère oxydant du Cambien.

(b) Le déséquilibre de compaction initie la migration des fluides interstitiels en surpression vers les marges avec des températures autour de 150-180°C et des salinités entre 9 et 18wt%eq.NaCl. Les analyses isotopiques (Sr, S, O) révèlent que la majorité des fluides provient de l'altération diagénétique des blackshales riches en métaux. Des interactions sont également mises en évidence avec des fluides profonds (entre 240°C et 260°C ; salinités > à 20wt%eq.NaCl), qui lessivent les granites tardi-hercyniens.

(c) Pendant le syn-rift, les conditions de surpression de fluide permettent la réactivation cyclique des failles, les décollements stratigraphiques et la formation de brèches hydrauliques, favorisant la mise en connexion avec les réservoirs superficiels à l'apex du roll-over. Le modèle de Sibson ajusté aux fluides de bassins est alors le moteur de la migration verticale.

(d) Les fluides thermogéniques commencent à être expulsés avec les derniers fluides de compaction au cours d'un stade plus évolué de l'enfouissement en empruntant les mêmes chemins jusqu'à l'apex du roll over. Ils sont alors partiellement freinés et déviés par les colmatages mi-

néralisés antérieurs.

(e) A Lodève, la continentalisation des minéralisations antérieures au cours de l'exhumation post-rift conduit à leur remaniement partiel au niveau de la transition sulfate-méthane induite par l'interaction entre une playa évaporitique et la dysmigration des hydrocarbures. Des barytines secondaires de basse température, déprimées en Sr sont alors précipitées de manière synsédimentaire dans des karsts météoriques du socle.

Outre l'illustration d'un modèle complet (*source to sink*) de dynamique des fluides dans un bassin, ce travail apporte de nouvelles contraintes dans l'approche du colmatage des réservoirs à hydrocarbures sur les têtes de blocs basculés et sur la genèse des gîtes miniers de type Mississippi Valley-Type.

Mots clés : *bassins sédimentaires, minéralisation, MVT, inclusions fluides, karstification, faille-valve, hydrocarbures, diagenèse, géofluides, géologie structurale, système pétrolier.*

Abstract

This work focus on the characterization of the source and dynamic of compactional fluids during sedimentary burial, through two complementary examples of late orogenic oil-field half-grabens : The exhumed Lodève Permian Basin and a deep buried Jurassic basin in the North Viking Graben (North Sea).

Constituting the main part of the thesis, a multi-disciplinary approach was conducted in the Lodève Basin where Ba-F-Cu-Pb polymetallic mineralized systems are trapped into synrift faults and paleokarsts in the carbonate basement at the hinge point of the rollover. The source, timing and P/T conditions of fluid migration were deduced from the analysis of the microfabric, the fluid inclusions microthermometry, and the isotopic (Sr, S, O, H) and Rare Earth Element (REE) signature. Results are then crossed with a structural and thermal modeling that consolidates the sequence and dynamics of fluid during burial.

A similar approach was conducted in the North Viking Graben where fluid markers are restricted to 3D seismic and well core data. Comparable Ba-Pb-Zn veins are reported in basin margin, plugging one of the most important siliciclastic hydrocarbon reservoir in the substratum. This analysis provides additional constraints on basinal fluid behavior and allows us to propose a global dynamic model for various compositions of fluids and reservoirs.

We conclude to a polyphase fluid sequence history including :

(a) In the carbonate basement of the Lodève Basin, karstic paleocanyon incisions and associated cavities coupled to synrift fault, act as major drain for fluids. These structures are early affected by hypogen-sulfuric karstification in response to the interaction between bacterial oxidation of sulfate and sulfides entrapped within Lower Permian blackshales and the basement oxidizing aquifer.

(b) Disequilibrium compaction initiates overpressure-driven basinal fluid migration towards basin margins, characterized by temperatures around 150-180°C and salinities between 9 et 18wt%eq.NaCl. Analysis of Sr, S and O isotopes and REE analyses reveal that Ba-Metal-rich mineralizing fluids derived mainly from buried blackshales diagenesis. External fluids coming from the lower crust are also identified that play a key role in fluorite precipitation by the leaching of late hercynian granites (mean temperature of 250°C and salinity > 20wt%eq.NaCl).

(c) During the synrift period, fluid overpressure is responsible for the periodic reactivation of fault plane according to seismic-valve process, bedded-control shearing and hydraulic brecciation at the basement-seal interface. These mechanisms induce cyclic polymetallic mineralization by the mixing between *in-situ* formation water and deep ascending basinal fluids.

(d) Thermogenic fluids expulsion starts with last basinal fluids during late burial stage. Hydrocarbons thus migrate along the same regional pathways up to the rollover crest, where they are partly rerouted by the previous mineralized baffle.

(e) In the Lodève basin, post-rift exhumation of the margins led to the remobilization of synrift deposits by subaerial biochemical processes at the sulfate-methane transition. The latter

results from the interaction between the still active hydrocarbon dysmigration with a playa lake sulfate-rich aquifer. Secondary low-temperature barite fronts precipitate then within basement meteoric karsts.

In addition to the « source to sink » model of basinal fluids, this work provides new insights on the early plugging of hydrocarbon reservoirs and on the metallogenesis of Mississippi Valley-Type deposits.

Keywords : *sedimentary basin, mineralization, MVT, fluid inclusion, karstification, fault-valve, hydrocarbon, diagenesis, geofluids, structural geology, petroleum system.*

Table des matières

Résumé	i
abstract	iii
Introduction	1
I Etat de l'art et méthodologies	5
1 Les fluides dans les bassins sédimentaires, les gîtes associés et l'impact dans la déformation de la croûte	7
1.1 La place des fluides dans les bassins sédimentaires	7
1.1.1 Avant-propos sur l'approche des fluides dans les bassins	7
1.1.2 Nature et interaction des fluides dans la lithosphère	8
1.1.2.1 Les fluides endogènes en contexte de bassin sédimentaire	10
1.1.2.2 Les fluides exogènes	10
1.1.3 Les gîtes épigénétiques dans les bassins sédimentaires	12
1.1.3.1 Les dépôts minéralisés	12
1.1.3.1.1 Les gîtes de type Mississippi Valley-Type (MVT)	12
1.1.3.1.2 Les principaux gîtes rattachés au MVT	21
1.1.3.1.3 Les limites de la connaissance	24
1.1.3.2 Les gîtes pétroliers	25
1.1.3.2.1 Généralités sur le système pétrolier	25
1.1.3.2.2 Roches mères et méthode de caractérisation	25
1.1.3.2.3 Les processus de migration	29
1.1.3.2.4 Les roches réservoirs et les couvertures	30
1.1.3.2.5 Les différents types de pièges	30
1.2 Le rôle des fluides dans la déformation des bassins sédimentaires	32
1.2.1 Notions théoriques des surpressions fluides	32
1.2.1.1 Définitions des pressions dans un bassin sédimentaire	32
1.2.1.2 Notions de contraintes effectives	33
1.2.1.3 Notions de fracturation hydraulique et impact sur l'intégrité des couvertures	34
1.2.2 Les mécanismes à l'origine des surpressions de fluides	35
1.2.2.1 Les contraintes mécaniques	37
1.2.2.1.1 Le déséquilibre de compaction des sédiments	37
1.2.2.1.2 La compression tectonique latérale	38

1.2.2.2	Les processus d'expansion thermique	38
1.2.2.3	Effet de la flottabilité des hydrocarbures	39
1.2.2.4	Les transformations chimiques des roches	39
1.2.2.5	Les transferts latéraux des fluides	40
1.2.3	Les processus de surpression associés à la mise en place des systèmes minéralisés	41
1.2.3.1	Généralités sur la réactivation de failles pré-existantes par pression de fluide	42
1.2.3.2	Mécanisme de <i>crack-seal</i>	43
1.2.3.2.1	Processus de faille-valve	43
1.2.3.2.2	Processus de <i>crack-seal-slip</i>	46
1.2.3.3	Les modèles de "pompage" dans les zones de faille	47
1.2.3.4	La brèchification par pression de fluide	48
1.2.3.5	Couplage tectonique/surpression - " <i>No-flow model</i> "	49
1.2.4	Conclusions et problématique sur le rôle des fluides dans la déformation des bassins sédimentaires	51

2 Méthode intégrée de caractérisation des épisodes de circulation des fluides

dans les bassins sédimentaires 53

2.1	L'approche " <i>source to sink</i> "	53
2.2	Choix des sites d'étude	54
2.3	Protocole de caractérisation multi-échelles des fluides	55
2.3.1	Premier axe d'étude : la modélisation tectono-sédimentaire et thermique des bassins	57
2.3.1.1	Objectifs	57
2.3.1.2	Méthodologie	57
2.3.1.2.1	Construction du modèle tectono-sédimentaire actuel des bassins	57
2.3.1.2.2	Restauration géomécanique des bassins	58
2.3.1.2.3	Modélisation de l'histoire thermique des bassins	58
2.3.2	Second axe d'étude : caractérisation structurale, microthermométrie et physico-chimique des épisodes fluides	59
2.3.2.1	Objectifs	59
2.3.2.2	Méthodologie	59
2.3.2.2.1	Analyse structurale, texturale et minéralogique	59
2.3.2.2.2	Géochimie isotopique et teneur en éléments traces et Terres Rares des minéralisations	60
2.3.2.3	Microthermobarométrie sur inclusions fluides	61

II	Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève	63
1	Contexte géologique et métallogénique du Bassin Stéphano-Permien de Lodève	65
1.1	Histoire tectono-sédimentaire	65
1.1.1	Contexte structural tardi-hercynien du bassin	65
1.1.2	Contextes sédimentaires du bassin	68
1.1.2.1	Le socle paléozoïque anté-stéphanien	68
1.1.2.2	Le remplissage du bassin	69
1.1.2.2.1	Le Stéphaniens - Première phase syn-rift	69
1.1.2.2.2	L'Autunien - Phase pré-rift	69
1.1.2.2.3	Le Saxono-Thuringien - Phase syn-rift de structuration du bassin	70
1.1.2.3	La transgression mésozoïque	71
1.1.2.3.1	Le groupe triasique - Transition vers un domaine marin	73
1.1.2.3.2	Les sédiments marins jurassiques - mise en place d'un domaine marin ouvert	73
1.2	Aperçu géologique de la région	74
1.2.1	Les minéralisations uranifères	74
1.2.2	Les minéralisations à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu	75
1.2.3	Choix des sites d'étude	77
2	Modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin	81
2.1	Etat de l'art	82
2.1.1	Les différents modèles structuraux du Bassin de Lodève et leurs limites	82
2.1.2	Premier essai de modélisation thermique du bassin (Travaux de S. Massoumi, 2008)	85
2.1.2.1	Caractérisation géochimique des roches mères autuniennes	86
2.1.2.2	Modélisation thermique 2D du bassin	86
2.1.2.2.1	Résultats	86
2.1.2.2.2	Les incertitudes du modèle thermique	87
2.2	Révision du modèle structural du bassin de Lodève	90
2.2.1	Architecture sismique du bassin	91
2.2.1.1	Les données de puits	91
2.2.1.2	Les profils sismiques 2D	92
2.2.1.2.1	Données et calibration temps-profondeur	92
2.2.1.2.2	Interprétations des profils sismiques	92
2.2.2	Coupe N-S révisée du bassin de Lodève	98
2.2.3	Équilibrage de la coupe par restauration géomécanique (Dynel2D©)	99
2.2.3.1	Principes et méthodologies du logiciel Dynel2D© (IGEISS, Schlumberger)	100

2.2.3.2	Résultats et discussion	100
2.3	Modélisation pression/température du bassin	102
2.3.1	Méthodologie générale	103
2.3.2	Les données d'entrée au modèle	104
2.3.2.1	Le modèle tectono-sédimentaire	104
2.3.2.1.1	Ages et lithologies	104
2.3.2.1.2	Propriétés des failles	105
2.3.2.1.3	Définition des paléogéométries et restauration tectonique du bassin	105
2.3.2.2	Caractéristiques géochimiques des roches mères	107
2.3.2.2.1	Echantillonnage	107
2.3.2.2.2	Caractéristiques des roches mères autuniennes	109
2.3.2.2.3	Les charbons du bassin de Graissessac	113
2.3.2.3	Détermination des conditions aux limites du modèle	114
2.3.2.3.1	Evolution de la paléo-bathymétrie	114
2.3.2.3.2	Evolution de la température à l'interface eau/sédiments	116
2.3.2.3.3	Calibration de l'évolution du flux thermique au cours du temps	116
2.3.3	Résultats et discussion	119
2.3.3.1	Histoire thermique du BPL	119
2.3.3.2	Histoire de maturation des roches mères	121
2.3.3.2.1	Les roches mères autuniennes	121
2.3.3.2.2	Les roches mères stéphaniennes	121
2.3.3.2.3	La "Timing Chart"	123
2.3.3.3	Mécanismes de migration et piégeage des hydrocarbures	123
2.3.3.3.1	Chemins de migration des hydrocarbures	123
2.3.3.3.2	Les moteurs de migration des fluides	127
2.3.3.4	Apports pour l'interprétation en termes de modèle MVT	129
2.3.3.5	Synthèse - Vers un premier modèle de circulation de fluides au cours de l'enfouissement du Bassin	130
2.3.3.6	Limites des modèles	131
2.3.4	Conclusions	133
3	Distribution tectono-sédimentaire, texture et minéralogie générales des mar- queurs des fluides permien	135
3.1	Histoire tectono-sédimentaire des paléo-canyons stéphaniens dans le socle cambrien	136
3.1.1	La paléotopographie du socle cambrien	136
3.1.2	Remplissage sédimentaire des paléo-canyons - Etude détaillée de la vallée du Merdanson	137
3.1.3	Analyse de la fracturation dans la carrière d'Usclas du Bosc	144
3.2	Histoire des fluides dans les paléo-canyons stéphaniens	148

3.2.1	Distribution des marqueurs minéralisés à l'échelle de la carrière d'Usclas du Bosc	148
3.2.2	Analyse détaillée des associations minérales dans les couloirs fracturés paléo-karstifiés	151
3.2.2.1	Fabrique des structures minéralisées	151
3.2.2.1.1	Fabrique des minéralisations à ankérite baroque/barytine/sulfures	151
3.2.2.1.2	Marqueurs de circulation des hydrocarbures	155
3.2.2.2	Textures internes et minéralogie des marqueurs fluides	157
3.2.2.2.1	La phase d'ankérite baroque	157
3.2.2.2.2	Les générations de barytines	161
3.2.2.2.3	Les minéralisations sulfurées	164
3.2.2.2.4	Association calcite/hydrocarbure	167
3.2.2.3	Synthèse de la distribution générale des marqueurs de fluides dans la carrière d'Usclas du Bosc	171
3.2.2.4	Géothermobarométrie des inclusions fluides	172
3.2.2.4.1	Fabrique des inclusions fluides	172
3.2.2.4.2	Microthermométrie et géothermomètre isotopique	173
3.3	Synthèse et discussion	177
3.3.1	Les Principaux résultats	177
3.3.2	Conditions thermodynamiques de piégeage	177
3.3.3	Histoire du piégeage des fluides à l'échelle des paléo-canyons	180
3.3.4	Contraintes texturales et microthermométriques sur le calendrier de mise en place des hydrocarbures	182
4	Les mécanismes qui contrôlent la circulation et le piégeage des fluides au cours de l'enfouissement	185
4.1	Mécanisme de valve-sismique assisté par les fluides de bassins pendant l'enfouissement - exemple des mines de Saint Privat et Saint Martin du Bosc (Article)	186
4.2	Les couloirs de cisaillement aux interfaces lithologiques - Les mines du Puech Cérié et du Puech Cartès	233
4.2.1	Les cisaillements interstrates et brèches d'effondrement karstiques des Mines du Puech Cérié	233
4.2.2	Interfaces lithologiques au sein du réservoir cambrien - Mines du Puech Cartès	235
4.2.2.1	Contexte géologique du site étudié	236
4.2.2.2	Fabrique des conduits minéralisés	236
4.2.2.2.1	Minéralisations au contact dolomie/calcschistes	236
4.2.2.2.2	Minéralisations au sein des dolomies sous l'interface lithologique	238
4.2.2.3	Minéralogie et texture	242
4.2.2.3.1	Les minéralisations de barytines	242

4.2.2.3.2	Phase de calcite et précipitation de nacrite	242
4.2.2.4	Géothermobarométrie sur inclusions fluides	246
4.2.2.4.1	Microthermométrie sur inclusions fluides	246
4.2.3	Synthèse et discussion	247
4.2.3.1	Discussion sur les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides	248
4.2.3.1.1	Conditions de précipitation des barytines	248
4.2.3.1.1.1	Conditions pression/température de piégeage	248
4.2.3.1.2	Discussion sur les conditions de formation des nacrites	250
4.2.3.2	Modèle de minéralisation dans les mines du Puech Cérié et du Puech Cartès - Formation de couloirs de cisaillement au niveau des interfaces calcschistes-dolomies	250
4.3	Interface socle/couverture - La mine des Airettes	253
4.3.1	Contexte géologique	253
4.3.2	Fabrique des conduits minéralisés	255
4.3.2.1	Le contact Sud	255
4.3.2.1.1	Veines sinueuses minéralisées - Air-V	256
4.3.2.1.2	Barytine massive proche de la discordance - Air-massif	257
4.3.2.1.3	Le faciès bréchique - Air-Br	258
4.3.2.2	Le contact Nord avec la minéralisation	259
4.3.3	Minéralogie et textures internes	261
4.3.3.1	Les faciès de veines - Air-V	261
4.3.3.2	Le faciès massif - Air-massif	263
4.3.3.3	Le faciès bréchique - Air-Br	263
4.3.4	Modèle structural	265
4.3.5	Géothermobarométrie des inclusions fluides de la mine des Airettes	266
4.3.5.1	Echantillonnage	266
4.3.5.2	Microthermométrie sur inclusions fluides	266
4.3.5.3	Le géothermomètre isotopique du soufre	268
4.3.6	Synthèse et discussion	268
4.3.6.1	Résultats principaux	268
4.3.6.2	Discussion sur les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides	269
4.3.6.3	Mécanisme de piégeage des fluides à l'interface socle/couverture	270
4.4	Mécanismes de piégeage des fluides dans le <i>footwall</i> de la faille bordière sud - Exemple de la carrière de Font d'Arques à Villeneuveville	275
4.4.1	Situation géologique	275
4.4.1.1	Localisation de la zone d'étude	275
4.4.1.2	Contexte tectono-sédimentaire	277

4.4.2	Fabrique des conduits minéralisés	278
4.4.2.1	Couloir de brèche hydraulique	278
4.4.2.2	Cisaillements interstrates	281
4.4.2.2.1	Flanc Nord du pli	281
4.4.2.2.2	Flanc sud du pli - Structures en cisaillement/schistosité à jeu normal	284
4.4.2.3	Distribution structurale des dépôts minéralisés	284
4.4.3	Minéralogie et texture	287
4.4.3.1	Les barytines fibreuses	289
4.4.3.2	La phase à Barytine en gerbe-Fluorite (Ba-F)	289
4.4.4	Géothermobarométrie sur inclusion fluide	290
4.4.4.1	Fabrique des inclusions fluides	290
4.4.4.1.1	Les fluorites	290
4.4.4.1.2	Les barytines	291
4.4.4.2	Microthermométrie sur inclusions fluides	292
4.4.4.2.1	Les barytines fibreuses	292
4.4.4.2.2	Le Stade Ba-F	293
4.4.4.3	Le Géothermomètre isotopique du soufre	293
4.4.5	Synthèse et discussion	294
4.4.5.1	Principaux résultats	294
4.4.5.2	Discussion sur les conditions pression/température de piégeage des fluides à Font d'Arques	294
4.4.5.2.1	Evolution des températures/salinités des fluides	294
4.4.5.2.2	Calibration des pressions et profondeur de piégeage	295
4.4.5.3	Modèle de mise en place des minéralisations dans le <i>footwall</i> de la faille bordière listrique	299
4.5	Synthèse sur les mécanismes de migration syn-rift des fluides dans le demi-graben de Lodève : balance entre les contraintes tectoniques et les surpressions de fluide.	303
5	Caractérisations géochimiques des fluides syn-rift et implications génétiques	307
5.1	Formation d'un karst à acide sulfurique précoce sur la Ride de Lodève	309
5.1.1	Les modèles de formation de l'ankérite baroque dans la littérature	309
5.1.2	Synthèse minéralogique de la phase d'ankérite baroque du Bassin de Lodève	309
5.1.3	Signature des Terres Rares et isotopie du soufre dans les ankérites baroques et sulfures associés : discrimination des processus de précipitation	311
5.1.3.1	Distribution des Terres Rares	311
5.1.3.1.1	Terminologie	311
5.1.3.1.2	Résultats	311
5.1.3.2	Isotopie du soufre sur les chalcopyrites associées	313

5.1.4	Discussion	314
5.1.4.1	Origine de la formation du coeur de l'ankérite baroque	314
5.1.4.1.1	Mise en évidence d'une dissolution <i>in-situ</i> de la roche encaissante	314
5.1.4.1.2	Précipitation du coeur de la ankérite baroque dans la fenêtre de la BSR	315
5.1.4.2	Formation du cortex externe de l'ankérite baroque	316
5.1.5	Synthèse : modèle de formation d'un karst à acide sulfurique dans le Bassin de Lodève	317
5.2	Géochimies isotopiques et Terres Rares des dépôts à barytine-fluorite	320
5.2.1	Connaissances antérieures sur la géochimie des fluides minéralisateurs . .	320
5.2.2	Analyses géochimiques du strontium et du soufre : discrimination des évé- nements de fluides	322
5.2.2.1	Protocole d'échantillonnage	322
5.2.2.2	Résultats de la géochimie du strontium	324
5.2.2.3	Isotopie du soufre	326
5.2.3	Signatures des Terres Rares sur les minéralisations à barytine-fluorite . .	327
5.2.3.1	Protocole d'échantillonnage	327
5.2.3.1.1	Les minéralisations à barytine-fluorite	327
5.2.3.1.2	Les sédiments de remplissage du bassin	328
5.2.3.2	Résultats analytiques des Terres rares	330
5.2.3.2.1	Les barytines permienes syn-rift	330
5.2.3.2.2	Les fluorites	331
5.2.3.2.3	Les sédiments de remplissage du bassin	332
5.2.4	Synthèse et enseignements : filiation et sources potentielles des fluides syn- rifts	337
5.2.4.1	Synthèse des caractéristiques thermiques des fluides minéralisa- teurs permien dans le bassin	337
5.2.4.1.1	Conditions thermodynamiques des fluides à l'échelle du bassin - Première approximation de la nature des fluides minéralisateurs	337
5.2.4.1.2	Les dépôts minéralisés du Bassin de Lodève dans le contexte des gisements à barytine-fluorite du Massif Central français	338
5.2.4.1.3	Synthèse sur les conditions thermodynamiques des fluides à l'échelle des différents dépôts minéralisés	339
5.2.4.2	Discussion sur les sources potentielles de fluides minéralisateurs	340
5.2.4.2.1	Les barytines de la zone de roll-over	340
5.2.4.2.2	Le stade à barytine-fluorite : interaction entre un système MVT et des fluides de la croûte inférieure dans la zone de <i>footwall</i> du bassin	349
5.2.5	Modèle géochimique génétique des minéralisations à barytines-fluorites . .	353

5.3	Caractérisations isotopiques et des Terres Rares des nacrites syn-minéralisations : implications sur les conditions thermodynamiques et chimiques des fluides	356
5.3.1	Synthèse minéralogique et texturale	357
5.3.2	Résultats des signatures des isotopes stables $\delta^{18}O$ et δD des nacrites et des fluides à l'équilibre	358
5.3.2.1	Signatures isotopiques des nacrites	358
5.3.2.2	Signatures isotopiques des fluides minéralisateurs	359
5.3.3	Discussion sur les conditions de précipitations des nacrites	360
5.3.3.1	Origine du fluide	360
5.3.3.2	Processus d'altération des calcschistes et précipitation des nacrites	362
6	Les minéralisations syn-sédimentaires associées à la discordance post-rift : Le rôle de la playa évaporitique du Trias Moyen	365
6.1	Contexte géologique générale des dépôts minéralisés à la discordance post-rift du Trias	366
6.1.1	Processus d'altération superficielle à la discordance post-rift	366
6.1.2	La distribution générale des minéralisations à barytine dans le Trias moyen	368
6.2	Architecture, minéralogie et textures des corps minéralisés associées à la discordance post-rift du bassin de Lodève	369
6.2.1	Le secteur de Montifort - Un endokarst minéralisé en domaine de lac de playa évaporitique	369
6.2.1.1	Cadre géologique	369
6.2.1.2	Fabrique des minéralisations	370
6.2.1.2.1	Les marqueurs d'altérations précoces dans le socle	370
6.2.1.2.2	Architecture détaillée des corps minéralisés à barytines-sulfures	373
6.2.1.3	Minéralogie et textures internes	376
6.2.1.3.1	Les remplissages des cavités paléo-karstiques interconnectées	376
6.2.1.3.2	Minéralisations au sein des grès fins triasiques	376
6.2.1.4	Synthèse et discussion	377
6.2.2	Le secteur du Transformateur : Une " <i>Diffusion de la minéralisation</i> " sous la discordance	381
6.2.2.1	Cadre géologique	381
6.2.2.2	Fabrique, minéralogie et texture des minéralisations	382
6.2.2.2.1	Le socle	382
6.2.2.2.2	Les sédiments triasiques	382
6.2.2.3	Synthèse et discussion	385
6.2.3	La mine de Belbezet - Déformations des minéralisations barytiques permianes à l'interface avec les conglomérats de base du Trias moyen	386
6.2.3.1	Cadre géologique	386

6.2.3.2	Fabrique des minéralisations au contact entre le socle cambrien et la brèche triasique	388
6.2.3.3	Synthèse et discussion	390
6.2.4	Le paléo-aven de La roche Percée Nord - Minéralisations syn-sédimentaires associées au fonctionnement d'un endokarst	391
6.2.5	Synthèse sur la fabrique et les paragenèses minérales au niveau de la discordance du Trias moyen	395
6.3	Contraintes thermodynamiques et géochimiques des fluides post-rifts et implications génétiques	396
6.3.1	Géothermométrie sur inclusions fluides	396
6.3.1.1	Fabrique des inclusions fluides	396
6.3.1.2	Résultats de microthermométrie	397
6.3.2	Signature isotopique du soufre et strontium	399
6.3.2.1	Isotopie du soufre	399
6.3.2.2	Géochimie du strontium sur barytine	400
6.3.3	Teneurs en Terres Rares sur barytines	401
6.4	Discussion	402
6.4.1	Une pérennisation du système de fluides permien ?	402
6.4.2	Mise en évidence d'un remaniement des barytines permienes - Notion d'héritage géochimique	403
6.4.3	Formation d'un front diagénétique de barytine/sulfures à la transition sulfate/méthane	404
6.4.3.1	Le processus de réduction bactérienne des sulfates	404
6.4.3.2	Les minéralisations à la transition sulfate-méthane	405
6.4.3.3	Différences minéralogiques entre les barytines syn-génétiques et endokarstiques	407
6.4.4	Modèle génétique de formation des minéralisations supergènes à la discordance post-rift du demi-graben de Lodève	407
7	Synthèse et enseignements des marqueurs fluides dans le bassin de Lodève	411
7.1	La métallogenèse syn-rift permienne	412
7.1.1	Le bassin de Lodève - un modèle MVT syn-tectonique	412
7.1.2	Le modèle génétique des fluides syn-tectoniques permien du bassin de Lodève	413
7.2	Une métallogenèse supergène post-rift contrôlée par la dynamique sédimentaire .	415
7.3	Synthèse sur les mécanismes de piégeage syn-rift des fluides	419

III Application aux demi-grabens Jurassiques très enfouis dans le

North Viking Graben (Mer du Nord)	423
1 Histoire tectono-sédimentaire de la Mer du Nord	427
1.1 La géodynamique de la Mer du Nord	427
1.1.1 L'histoire paléozoïque	428
1.1.2 L'histoire mésozoïque	428
1.1.2.1 Le rifting permo-triasique	428
1.1.2.2 Le rifting du Jurassique moyen à supérieur	430
1.1.2.3 La phase post-rifting crétacé	431
1.1.3 L'histoire cénozoïque	431
1.2 La lithostratigraphie du North Viking Graben	431
1.2.1 Le Paléozoïque	433
1.2.2 Le Trias	433
1.2.3 Le Jurassique	433
1.2.4 Le Crétacé	434
1.2.5 Le Cénozoïque	434
1.3 Structure crustale du North Viking Graben	436
2 Architecture des bassins tardi-orogéniques fin Paléozoïque-Jurassique supérieur dans le Quadrant 30	439
2.1 Présentation des données	439
2.2 Architecture profonde et générale de la zone	442
2.2.1 La structure profonde des bassins	442
2.2.2 Géométrie générale du remplissage	442
2.3 Cinématique des bassins d'âge jurassique supérieur	445
2.3.1 Evidences d'un système de rifting en double palier-rampe	445
2.3.2 Le pluriphasage des séquences syn-rift	448
2.3.3 Déformation en zone de roll-over - Situation des puits 30/7-7 et 30/10-6	449
2.4 Modèle cinématique de formation des bassins du Jurassique Supérieur	450
3 Modélisation de l'histoire thermique et d'enfouissement des bassins jurassiques du North Viking Graben	453
3.1 Modèle thermique 1D et 2D des bassins d'âge Jurassique supérieur du North Viking Graben	454
3.1.1 Travaux antérieurs	454
3.1.1.1 Connaissances antérieures à l'échelle régionale	454
3.1.1.2 Les données du puits 30/10-6	455
3.1.2 Les données d'entrée au modèle à la modélisation de bassin	455
3.1.2.1 Modèle tectono-sédimentaire	455
3.1.2.1.1 Modèle géométrique actuel	455

3.1.2.1.2	Ages et lithologies	458
3.1.2.1.3	Propriétés des failles	458
3.1.2.1.4	Définition des paléo-géométries	458
3.1.2.2	Caractéristiques des roches mères à hydrocarbures	459
3.1.2.3	Les conditions aux limites	460
3.1.2.3.1	Evolution des paléo-bathymétries	460
3.1.2.3.2	Evolution de la température à l'interface eau/sédiment	460
3.1.2.3.3	Calibration de l'évolution du flux thermique au cours du temps	461
3.1.3	Résultats et discussions	462
3.1.3.1	Histoire thermique des bassins du Jurassique supérieur dans le North Viking Graben	462
3.1.3.2	Histoire de la maturation des roches mères	464
3.1.3.2.1	Les charbons du Brent	465
3.1.3.2.2	Les argiles des formations Heather et Draupne	466
3.1.3.3	Mécanismes de migration et piégeage des hydrocarbures	466
3.1.3.3.1	Chemins et moteurs de migration des hydrocarbures	466
3.1.3.3.2	Calendrier de chargement en hydrocarbure des réservoirs et contribution des différentes roches mères	469
3.1.4	Synthèses et enseignements à la modélisation thermique du Quadrant 30 du North Viking Graben	473
3.1.5	Limites du modèle thermique	476
3.1.6	Comparaison avec le système pétrolier du Bassin Stéphano-Permien de Lodève	476
4	Calendrier et conditions thermodynamiques de piégeage des fluides en zone de roll-over – Etude comparative entre les puits 30/7-7 et 30/10-6	479
4.1	Introduction sur le contexte géologique et les qualités réservoirs des puits 30/7-7 et 30/10-6	479
4.2	Etude diagénétique du Tarbert dans le puits 30/7-7	480
4.2.1	Synthèse lithologique et pétrophysique à l'échelle de la carotte	480
4.2.2	Minéralogie et textures internes des veines minéralisées dans la formation du Tarbert	482
4.2.2.1	Roche encaissante et diagenèse précoce	482
4.2.2.2	Veines d'ankérite et illitisation	483
4.2.2.3	Veines de dickites et surcroissances de quartz	484
4.3	Etude diagénétique comparative avec le puits 30/10-6	486
4.4	Contraintes microthermométriques sur inclusions fluides primaires	488
4.4.1	Etude des inclusions fluides sur les phases diagénétiques du puits 30/7-7	488
4.4.2	Synthèse de l'étude microthermométrique sur le puits 30/10-6	490
4.5	Les signatures isotopiques en strontium, oxygène, carbone et soufre	490

4.5.1	Géochimies isotopiques sur minéraux	491
4.5.2	Résultats des isotopes du strontium sur sels résiduels (Sr-RSA) et interprétations	491
4.6	Discussion	493
4.6.1	Synthèse	493
4.6.2	Evolution "diagénétique" pendant l'enfouissement du Tarbert supérieur - Comparaison avec le modèle thermique PetromodSuite©	494
4.6.2.1	Diagenèse précoce ($T < 90^{\circ}\text{C}$)	495
4.6.2.2	Circulation focalisée de fluides profonds et chargement en hydrocarbures ($T > 90^{\circ}\text{C}$)	496
4.6.2.2.1	Cimentation de veines dans les zones de diagenèse importante	496
4.6.2.3	Diagenèse tardive et calendrier de saturation en hydrocarbures de la Formation Tarbert	498
4.6.3	Mécanismes de formation des veines minéralisées	498
4.6.3.1	Origine des cimentations d'ankérite	498
4.6.3.2	Origine des minéralisations à barytine/sphalérite/galène	500
4.7	Synthèse sur l'histoire des fluides dans le North Viking Graben	503
4.7.1	Modèle d'interaction entre les fluides de compaction et les transformations diagénétiques	503
4.7.2	Conclusion sur l'évolution des qualités réservoirs au cours de l'enfouissement des bassins	504

IV Synthèse, enseignements et perspectives sur la dynamique des fluides au cours de l'enfouissement des bassins sédimentaires 507

Liste des figures 523

Liste des tableaux 536

Bibliographie 537

V Annexes 565

Introduction

Au cours de l'enfouissement des bassins sédimentaires, les **fluides interstitiels** initialement piégés au sein de la pile sédimentaire demeurent très mobiles et vont interagir entre eux et avec l'encaissant pendant plusieurs millions d'années (Fig.0.1). Leur minéralisation massive forme en particulier les **gisements de type Mississippi Valley-Type** qui sont parmi les plus gros producteurs de Pb-Zn au monde. Dans le domaine de la métallogénie, ces fluides de compaction ont longtemps été généralisés sous le terme "hydrothermal" sans que leur relation avec la dynamique des bassins sédimentaires ne soit considérée. Encore aujourd'hui, l'origine et les mécanismes de formation de ces gisements ne sont pas réellement contraints.

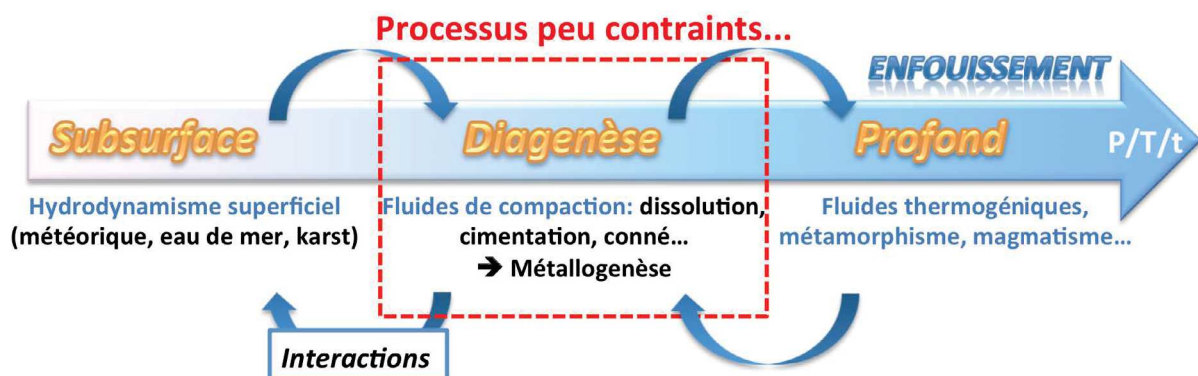


Fig. 0.1 – Les différentes familles de fluides qui interviennent au cours de l'histoire d'enfouissement des bassins sédimentaires.

Pendant les deux dernières décennies, l'industrie pétrolière s'est intéressée à ces fluides précoces sur les marges passives matures où ils sont associés aux fluides hydrocarbonés thermogéniques économiques. L'analyse des fluides de bassin se fait alors selon **une méthode purement statique** à travers l'étude des forages pétroliers (carottes et diagraphies), des processus diagénétiques en place et des expressions de fluide sur le fond marin (pockmarks, volcan de boue, faille polygonales...). Néanmoins, cette approche ne permet d'approcher que les fluides actuels, ou à l'échelle seule du réservoir, sans prendre en compte une vision dynamique qui considère **l'histoire polyphasée de ces fluides comme partie intégrante de l'évolution post-dépôt des bassins**. En effet, **la mobilisation de ces fluides en surpression va avoir un impact certain sur la déformation** et la détérioration des systèmes réservoirs et des couvertures **avant la mise en place des hydrocarbures**.

De plus, face aux nécessités énergétiques actuelles, les cibles se focalisent aujourd'hui vers les réservoirs très enfouis (Deep Buried Reservoir > 4km) et pré-salifères où les conditions hautes pressions/hautes températures entraînent une vigilance extrême en matière de surpressions des fluides de bassin pendant les forages.

L'avancement scientifique dans le domaine de l'exploration pétrolière a permis de développer de nombreuses méthodes qui permettent d'appréhender aujourd'hui la dynamique des fluides de bassin, grâce aux outils de modélisation structural et thermique, à la géochimie isotopique et surtout à l'étude des inclusions fluides ayant fossilisé les conditions physico-chimiques de piégeage. En intégrant ces études avec les connaissances de l'histoire tectono-sédimentaire des bassins, il est possible de **reconstruire l'évolution des compositions et des régimes de pression/température des fluides** et ainsi appréhender leur rôle dans la déformation des bassins.

Ce travail a donc porté sur l'étude des **marqueurs fossiles des fluides de compaction** dans un bassin exhumé, le **Bassin Permien de Lodève**. Ce dernier offre des conditions d'affleurement exceptionnelles facilitant l'observation de systèmes minéralisés polymétalliques piégés au sein d'un paléokarst cambrien faillé. L'accès à l'affleurement de l'ensemble du remplissage sédimentaire permet d'appréhender **l'intégralité de la "plomberie" du bassin**. Le corps du travail repose sur une étude de terrain et analytique sur les corps minéralisés et les roches sources dont nous extrayerons les enseignements généraux qui sont ensuite appliqués à des données pétrolières dans un **bassin très enfoui dans le North Viking Graben (Mer du Nord)**. Les données pétrolières de cette zone comprennent un bloc de sismique 3D et des forages carottés fournis par Total Norge SA et Total EP France qui ont financé ce projet de thèse.

Les axes fondamentaux abordés dans ce mémoire sont les suivants :

- (i) Source et composition des fluides au cours de l'histoire des bassins (fluide de compaction et hydrocarbures) ;
- (ii) Calendrier de l'expulsion, de la migration et du piégeage des fluides de compaction minéralisateurs ;
- (iii) Mécanismes de circulation et de piégeage des fluides ;
- (iv) Rôle des fluides de bassin dans la déformation post-dépôt à l'échelle de la croûte supérieure ;
- (v) Application aux bassins de type *Deep Buried Reservoir*.

Pour appréhender ces problématiques, nous proposons une approche centripète et multidisciplinaire pour chacun des bassins qui vise à : (i) **présenter l'état de connaissance** dans le domaine des fluides de bassin minéralisateur et gîtes pétroliers, (ii) préciser **l'histoire tectono-sédimentaire** des bassins étudiés, (iii) construire le **calendrier des fluides** dans l'histoire du bassin, (iv) analyser **la distribution, les mécanismes et les conditions physico-chimiques** de piégeage des minéralisations et enfin (v) identifier **les sources potentielles** des fluides.

Le mémoire se compose de trois parties qui regroupent en tout 13 chapitres. Il se cloture par une partie de synthèse générale qui tire les enseignements pour une meilleure connaissance

de la circulation des fluides minéralisateurs dans les bassins au cours de l'enfouissement.

La partie Etat de l'art et Méthodologie s'attache dans un premier temps à poser la base des concepts et des connaissances introduits dans ce travail. Il présente l'état de l'art sur la connaissance des fluides intervenant à l'échelle des bassins sédimentaires avec une application aux différents types de gisements associés (miniers et pétroliers). Il précise dans un second temps l'état des connaissances sur les mécanismes de déformation des roches dans les conditions de surpressions de fluides d'un point de vue théorique, et à travers des exemples liés aux dépôts minéralisés.

Le seconde section de ce chapitre présente **la méthodologie adoptée dans le mémoire ainsi que la justification du choix des sites d'étude.**

La suite du mémoire est construit en deux parties, à savoir : (i) Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève et (ii) Application aux demi-grabens Jurassiques très enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord). Ces parties s'organisent de la même manière afin d'appuyer la comparaison entre les deux bassins.

La partie Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève comprend ainsi 7 chapitres allant de la grande et à la petite échelle et qui conduisent à un modèle régional.

Le premier chapitre présente un état des connaissances sur l'histoire régionale du bassins ; il précise l'évolution tectono-sédimentaire ainsi que les faits saillants des principaux travaux antérieurs sur les marqueurs fluides de la zone.

Dans le second chapitre, nous proposons une modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin dans le but d'identifier les moteurs régionaux de mobilisation des fluides ainsi que le calendrier d'expulsion/migration/piégeage des fluides thermogéniques.

Les troisième et quatrième chapitres constituent le corps de la thèse. Ils concernent l'étude détaillée multi-échelle des objets depuis la fabrique, la minéralogie et enfin la microthermométrie sur inclusions fluides des minéralisations. Cette approche permet (i) d'appréhender à l'échelle du bassin la nature et le calendrier des minéralisations de manière globale et relative vis à vis des hydrocarbures (chapitre I.3) et (ii) de décrypter à l'échelle de l'objet les différents mécanismes de piégeage des fluides (chapitre I.4).

Le cinquième chapitre concerne le modèle géochimique de la précipitation de la séquence d'événements fluides syn-rift du bassin à travers une étude intégrée des signatures isotopiques et en Terres Rares aussi bien sur minéralisations que sur les roches potentiellement sources.

le sixième chapitre détaille les mécanismes de remobilisation supergène post-dépôts des minéralisations syn-rifts par les processus sédimentaires au début du post-rift. En particulier, nous détaillons ici le rôle des fluides thermogéniques et des processus bactériens dans la dissolution/reprécipitation des dépôts minéralisés.

Enfin, **Le septième et dernier chapitre** consiste en une synthèse des différents modèles métallogéniques construits au cours de l'argumentation.

La partie Application aux demi-grabens Jurassiques très enfouis dans le North Viking Graben est une application des enseignements de l'étude du bassin de Lodève à des bassins très enfouis du North Viking Graben. Le travail comprend de la même manière un **premier chapitre** décrivant l'histoire tectonique et sédimentaire des bassins. Nous la précisons par l'interprétation de l'architecture sismique 3D dans **Le second chapitre** qui concerne la construction du modèle structural du bassin qui sert de base dans **le troisième chapitre** pour établir une modélisation pétrolière régionale. Enfin, **le quatrième chapitre** traite de l'étude minéralogique, microthermométrique et géochimique des marqueurs diagénétiques et minéralisés sur carottes. L'intégration de ces données donne lieu à un modèle de circulation de fluide régional mettant en avant les interactions entre les transformations diagénétiques des réservoirs enfouis avec les fluides de compaction des zones profondes du bassin.

La dernière partie tire les enseignements de ce travail en rappelant les résultats principaux et en proposant un modèle métallogénique global de circulation de fluides de bassins minéralisés incluant l'ensemble des concepts dégagés dans ce travail et applicables pour l'exploration des ressources dans les bassins.

Compte tenu du volume de données traitées, le manuscrit est relativement conséquent, mais pour en faciliter la lecture nous avons mis en grisé des synthèses au sein et à la fin de chaque chapitre. Ainsi le lecteur pressé aura la possibilité de se référer directement à ces paragraphes de synthèse. Il s'agit à ce titre d'une thèse de format conventionnel dans laquelle l'analyse exhaustive des objets est mis à la disposition du lecteur.

Première partie

Etat de l'art et méthodologies

Les fluides dans les bassins sédimentaires, les gîtes associés et l'impact dans la déformation de la croûte

1.1 La place des fluides dans les bassins sédimentaires

1.1.1 Avant-propos sur l'approche des fluides dans les bassins

Au cours de l'histoire, les civilisations se sont préférentiellement installées à proximité des bassins sédimentaires, en particulier en raison des ressources en eau que ceux-ci sont susceptibles de fournir. Ils constituent en effet un des plus grands réservoirs en eaux fossiles de la planète. Les bassins sédimentaires sont dans le paysage géologique au carrefour entre des processus variés à l'échelle de la lithosphère qui vont avoir un impact sur la nature et les processus de transport de cette eau au cours du temps.

Etant vecteur d'ions, l'eau devient un acteur majeur dans la genèse des concentrations minérales et pétrolières. Les fluides vont circuler à travers différents réservoirs de la lithosphère dans une large gamme de conditions chimiques et de pression/température gouvernés par des processus qu'il convient de contraindre et de câler dans l'histoire des bassins. En particulier les fluides associés aux marges passives, ont depuis longtemps suscité un vif intérêt économique par leur fort potentiel pétroligène lors du craquage thermique des roches riches en matière organique.

Les industries se sont longtemps focalisées sur ces fluides thermogéniques, mais ceux-ci interviennent tardivement dans l'histoire de l'enfouissement des bassins. Il y a en effet une multitude de fluides initialement piégés dans les sédiments qui vont être mobilisés en réponse au gradient de pression et de température dans les stades précoces de l'évolution des bassins. Ces fluides vont au cours de leur cheminement interagir avec d'autres fluides interstitiels ou externes (magmatisme, métamorphisme...) pour donner des minéralisations qui vont avoir un impact direct sur les chemins et les qualités réservoirs pour les fluides thermogéniques.

La circulation des fluides chauds chargés en éléments dissous est trop souvent généralisée sous

le terme d'"hydrothermalisme", sans que cette notion ne soit vraiment affiliée à des mécanismes ou environnements géologiques précis. En particulier, Lindgren (1933) a proposé une terminologie encore d'actualité des dépôts minéralisés en fonction de leur température, depuis les gisements épithermaux entre 50 et 200°C, mésothermaux plus profonds de 200 à 300°C et hypothermaux de forte profondeur à partir de 300°C.

Cette notion va cependant à l'encontre de la définition même de la métallogénie qui réside dans la compréhension pour chaque type de gîtes des mécanismes à l'origine du processus de concentrations minérales dans le but de faciliter la découvertes de gîtes analogues (Routhier, 1963). Cette notion a longtemps reposé sur le fait que les concentrations minérales représentaient des anomalies dans le paysage géologique. Mais au fur et à mesure des avancées scientifiques, il est devenu évident qu'une concentration minérale, quelle que soit sa nature, fait partie intégrante d'un système géologique et est le résultat de l'association de différents processus, appelés métalotectes, amenant à la formation de gîtes (Routhier, 1963; Nicolini, 1980).

Cependant, le terme de métallogénie se restreint aujourd'hui de plus en plus aux études minéralogiques et géochimiques des marqueurs minéralisés ce qui conduit à une conceptualisation trop large des processus naturels. Le risque par cette approche est l'oubli progressif d'une vision plus descriptive, physiologique, voire naturaliste, des processus qui sont à l'origine des gîtes minéralisés.

C'est la raison pour laquelle nous éviterons du mieux possible le terme d'hydrothermalisme dans ce travail mais nous identifierons plutôt les fluides en fonction de leur modèle génétique et propriétés pétrogénétiques. Ainsi, la connaissance des réservoirs potentiels de fluides intervenant dans la dynamique des bassins sédimentaires doit prendre en compte les sources des fluides, ainsi que leurs mécanismes de transport et de dépôt.

De plus, ces fluides mobilisés par les forçages internes et/ou externes sont généralement en surpression et ont un rôle majeur dans les processus de structuration et déformation des bassins sédimentaires. Malheureusement, les témoins de circulation de ces fluides sont généralement oblitérés par les processus postérieurs et ne peuvent être appréhendés que par l'étude des marqueurs minéralisés (filons, amas, stratiforme, brèches...). En particulier, les inclusions fluides fossilisées au moment de la minéralisation constituent une "boite noire" qui enregistre les conditions de piégeage.

1.1.2 Nature et interaction des fluides dans la lithosphère

Dans le but de simplifier la compréhension des divers processus à l'origine des concentrations minérales, il est de coutume de classer les gîtes selon deux termes que sont (i) endogène et (ii) exogène (surface et sub-surface). Le premier est lié à la dynamique interne de la planète comme le magmatisme ou le métamorphisme. Le second est lié à la déformation de la lithosphère qui est à l'origine des changements de la topographie et donc de la libération d'énergie potentielle qui conditionne les processus de transfert à la surface de la planète.

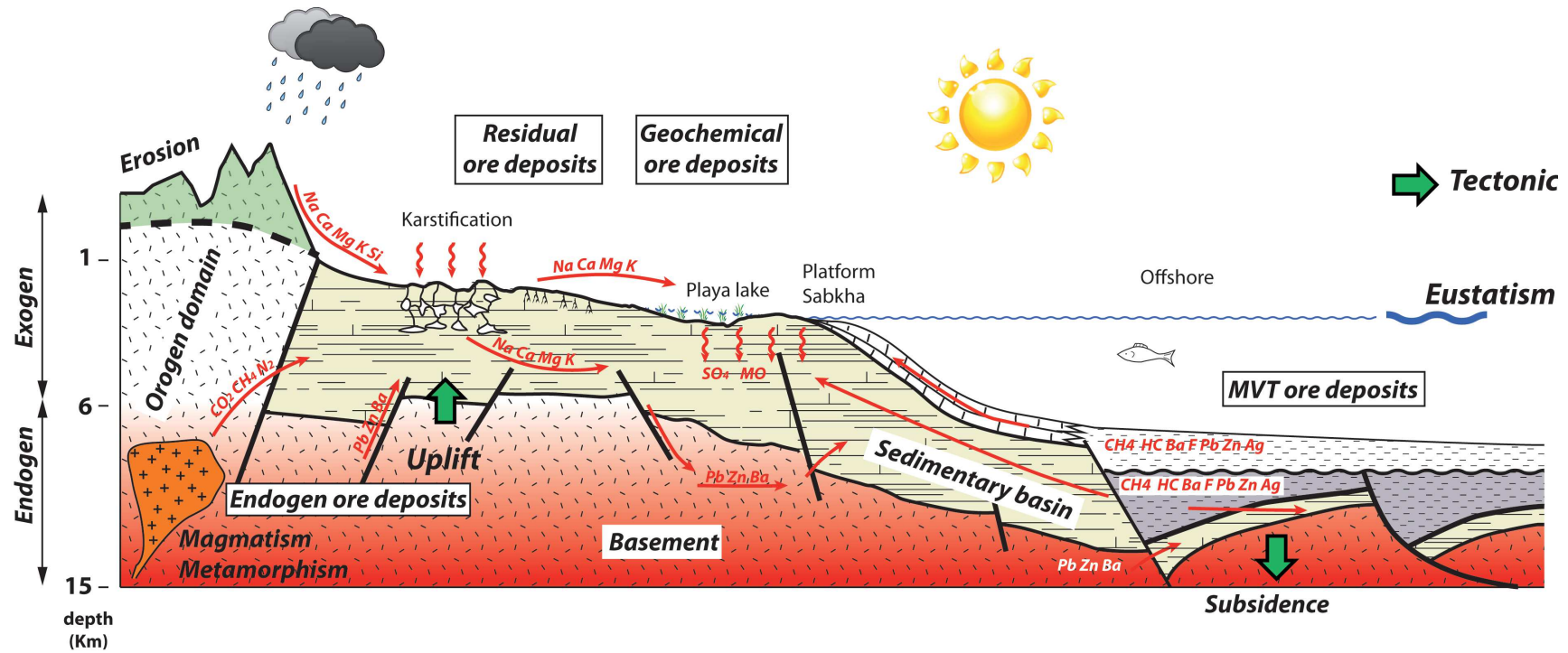


Fig. 1.1 – Composition, trajet et interaction des fluides dans les bassins sédimentaires (modifié d'après Cathelineau et al., 2011).

Les exemples naturels démontrent que ces deux domaines d'étude, à priori distincts, ne sont pas découplés mais que des "téléscopages" existent au sein de la croûte terrestre.

En particulier, les bassins sédimentaires au cours de leur enfouissement sont le siège de l'interaction de fluides provenant de divers réservoirs lithosphériques présentant des compositions chimiques différentes (Fig.1.1).

1.1.2.1 Les fluides endogènes en contexte de bassin sédimentaire

Les fluides les plus endogènes sont les **fluides mantelliques** qui remontent dans les zones plus superficielles par convection et advection le long de grands détachements lithosphériques. Ils sont souvent anhydres et sont composés majoritairement de dioxyde de carbone (CO_2) et d'hélium (He).

Dans les zones les plus profondes de la lithosphère, les **fluides magmatiques** proviennent du plutonisme alcalin ou felsique et se forment au cours de la différenciation liquide-solide. Les fluides s'accumulent alors dans les zones apicales des plutons et vont être expulsés lors de surpressions pour former des brèches et stockwerks constituant les gîtes dits porphyriques.

Ces fluides peuvent également remonter le long de structures régionales, en particulier par la formation de cellules convectives péri-granitiques (Roddy *et al.*, 1988), et interagir avec les fluides plus superficiels pour former des gisements de type épithermaux ou des formations volcano-sédimentaires à fort potentiel métallifère (systèmes sédimentaires exhalatifs SEDEX).

Les autres types de fluide profond proviennent de la **déshydratation des roches par le métamorphisme prograde** et d'une expulsion lors du métamorphisme rétrograde (Boiron *et al.*, 2002 ; Fourcade *et al.*, 2002). En contexte continental, on rencontre notamment ces fluides dans les orogènes lors de la déshydratation de la plaque inférieure chevauchée. Les composés de ces fluides sont principalement de l' H_2O , CO_2 , méthane (CH_4), iode (I) et azote (N_2).

Les températures de ces fluides endogènes sont élevées, allant de 300°C à plus de 600°C.

1.1.2.2 Les fluides exogènes

Dans les premiers kilomètres, on distingue plusieurs types de fluides qui sont liés aux processus géologiques externes et diagénétiques lors de l'enfouissement des sédiments (c'est à dire toute transformation de la roche avant le métamorphisme).

Les fluides météoriques (Cathelineau *et al.*, 1999) sont composés de sulfates alcalins et sels bicarbonatés à l'origine du lessivage des roches superficielles et du transfert des éléments chimiques de type Ca, Mg, K, Na et en moindre quantité Si. Ce type d'altération forme les **gîtes résiduels** par un enrichissement relatif des zones lessivées en ions non-solubles comme le

Fe, Al, Mn, Ni et Co (par exemple, les latérites nickélicifères de Nouvelle-Calédonie).

La mise en solution des ions dans les eaux superficielles est à l'origine de la mise en place de **gîtes chimiques et biochimiques** lors du dépôt (gîte de type Red Bed - gisement d'Uranium du Colorado (Boyle *et al.*, 1989); Kupferschiefer ou shales cuprifères en début de subsidence).

Par effet topographique et gravité, les fluides météoriques vont percoler dans la croûte à des profondeurs importantes par le biais de failles régionales et se réchauffer jusqu'à des températures pouvant atteindre 300°C dans les provinces magmatiques.

Une grande partie de ces fluides va se retrouver piégée au cours de l'enfouissement des bassins dans les sédiments pour former les **eaux dites connées** (Dietrich *et al.*, 1983; Fischer *et al.*, 2009; Wiltschko *et al.*, 2009; Evans *et al.*, 2012). Ce sont les premiers fluides à être en mouvement au cours de la structuration des bassins par compaction ou orogénie, c'est à dire des processus qui sont à l'origine des gradients de pression et de température dans la croûte supérieure (Boiron *et al.*, 2002; Fourcade *et al.*, 2002; Bradley et Leach, 2003; Roure *et al.*, 2005; Oliver *et al.*, 2006).

Ces fluides sont généralisés par le terme de **fluides de compaction** que l'on préférera ici à la notion de fluides bassiniaux, ces derniers englobant également la genèse des fluides thermogéniques de type hydrocarbure.

Les fluides de compaction, souvent en surpression, vont avoir tendance à remonter sur les marges des bassins, parcourant jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres où ils vont interagir avec la roche hôte. Ces interactions sont d'une grande diversité géochimique en raison des processus diagénétiques *in-situ* contemporains qui affectent les sédiments encaissants (transformation des argiles, cimentation...).

Ils sont pour la majorité composés par des saumures, riche en sodium (Na), calcium (Ca) et magnésium (Mg), qui vont s'enrichir en ions métalliques au cours de leur migration à travers les sédiments et roches de socle. Ils sont à l'origine des dépôts minéralisés épigénétiques de type Mississippi Valley-Type (MVT - Leach et Sangster, 1993). La salinité des fluides de bassin montre une large gamme de valeur en raison de la variété des environnements de dépôts géologiques dans lesquels les fluides vont être piégés (eau de mer, eau évaporitique, lacs, karst...). Les températures de ces fluides de compaction sont relativement basses, entre 50 et 200°C et des pressions de quelques centaines de bars.

Intimement liée à la mobilisation des saumures de compaction, la maturation thermique des roches argileuses riches en matière organique mobilise du méthane biogénique, des acides organiques et des hydrocarbures (huile et gaz) lors d'un enfouissement croissant. La compréhension du calendrier et des interactions entre les fluides de compaction riches en métaux et les hydrocarbures est un des principaux challenges aujourd'hui dans l'approche des gîtes

minéralisés formés au cours de l'évolution post-dépôt des bassins.

En conclusion, les fluides intervenant dans les bassins sédimentaires sont originaires (i) de la surface (eaux météoriques, eau de mer), (ii) de transformations diagenétiques et thermogéniques au sein même du remplissage du bassin et (iii) des parties inférieures de la croûte voire du manteau. Il apparaît donc nécessaire de posséder une connaissance de la géologie régionale et à l'échelle lithosphérique pour avoir une vision sur l'ensemble des fluides susceptibles d'intervenir dans les processus de minéralisation.

1.1.3 Les gîtes épigénétiques dans les bassins sédimentaires

Cette section présente les principaux processus de mise en place des gisements associés aux fluides épigénétiques mobilisés au cours de la dynamique des bassins, comprenant en particulier les fluides de compaction et thermogéniques que nous traiterons dans le corps de ce mémoire.

1.1.3.1 Les dépôts minéralisés

Les gisements de plomb-zinc (Pb-Zn) en lien avec la dynamique des bassins sédimentaire sont parmi les plus grandes réserves de ces métaux avec 75% des ressources mondiales répertoriées (Paradis *et al.*, 2007; Leach *et al.*, 2010). Deux grand types de gisements sont aujourd'hui reconnus et parfois difficile à distinguer en raison de caractéristiques pétrogénétiques similaires : les gîtes de type Mississippi Valley-Type épigénétiques et les gîtes exhalatifs SEDEX syn-génétiques formés pendant le dépôt des sédiments. Des variantes à ces modèles existent en relation avec les mécanismes et les conditions physico-chimiques de dépôt, tel que le Irish-Type ou encore les minéralisations au sein des formations silico-clastiques.

1.1.3.1.1 Les gîtes de type Mississippi Valley-Type (MVT)

a. Généralités :

Les gîtes appartenant au Mississippi Valley-Type sont des gisements épigénétiques de métaux piégés essentiellement dans les paléo-plateformes carbonatées, et en particulier dolomitiques (Leach et Sangster, 1993). Ceci est dû à une transmissivité des fluides plus importante dans les dolomies que pour les autres roches calcaires (Leach *et al.*, 2010). Ces gisements se caractérisent par une importante répartition à l'échelle de la planète (Fig.1.2).

La paragenèse principale comprend des minéraux sulfurés de type sphalérite, galène, pyrite, et chalcopryrite. Ces minéralisations peuvent être accompagnées d'autres minéraux appartenant habituellement à la gangue comme la marcassite, la dolomite, la calcite, la fluorite ou la barytine.

Ces gisements ont été découverts il y a 70 ans en Amérique du Nord (Bastin, 1939) et ont fait longtemps l'objet de controverses quant à leur genèse. Au début de leur découverte, ils ont en effet été considérés comme syn-génétiques et associés aux gisements de type sédimentaires exhalatifs (SEDEX) par lessivage des roches de socle (Leach *et al.*, 2010).

C'est leur association avec le système pétrolier qui a permis d'établir une origine épigénétique de ces gîtes et de les distinguer justement de leur voisin syn-génétique SEDEX. En particulier, l'avènement de l'étude des inclusions fluides a démontré que les fluides minéralisateurs étaient similaires aux saumures des champs pétroliers (Hall et Friedman, 1963; Roedder *et al.*, 1963; White, 1968). Par exemple, les gisements pétroliers proches des diapirs salifères dans le Golfe du Mexique sont intimement associés à des minéralisations de barytine, pyrite, galène et sphalérite considérées comme des dépôts de type MVT (Fu *et al.*, 1994).



Fig. 1.2 – Localisation des principaux gisements de type Mississippi Valley-Type dans le Monde (Leach *et al.*, 2005).

Les périodes de dépôt de ces gîtes sont concordantes avec les grandes époques de convergence et de rifting (Garven, 1985; Leach et Rowan, 1986; Oliver, 1986; Leach *et al.*, 2001). Ainsi, les deux époques préférentielles de formation des dépôts sont au Dévonien-Permien lors de la formation de la Pangée et au Crétacé-Tertiaire avec l'orogénèse alpine (Paradis *et al.*, 2007) (Fig.1.3). Les dépôts se forment alors aussi bien en contexte de bassin intracratonique (Upper Mississippi Valley district in the US - Heyl, 1983), orogénique (Pine Point, Canada - Paradis *et al.*, 2007) et extensif (Nanisivik, Gays River, Lennard Shelf en Australie).

La durée des épisodes de dépôt, évaluée en fonction des inclusions fluides et des biomarqueurs varie entre 50000 ans (Repetski et Narkiewicz, 1996) et 10 Ma dans les grands districts miniers tel que Tri-State (Coveney *et al.*, 2000).

De nombreuses questions restent encore en suspens sur la localisation des MVT. L'absence d'environnement tectonique préférentiel implique que d'autres forçages internes ou externes

entrent en jeu dans la position de ces gîtes dans le temps, mais également dans l'espace. Nous allons voir dans le prochain paragraphe que les modèles génétiques ne font pas l'objet d'un consensus.

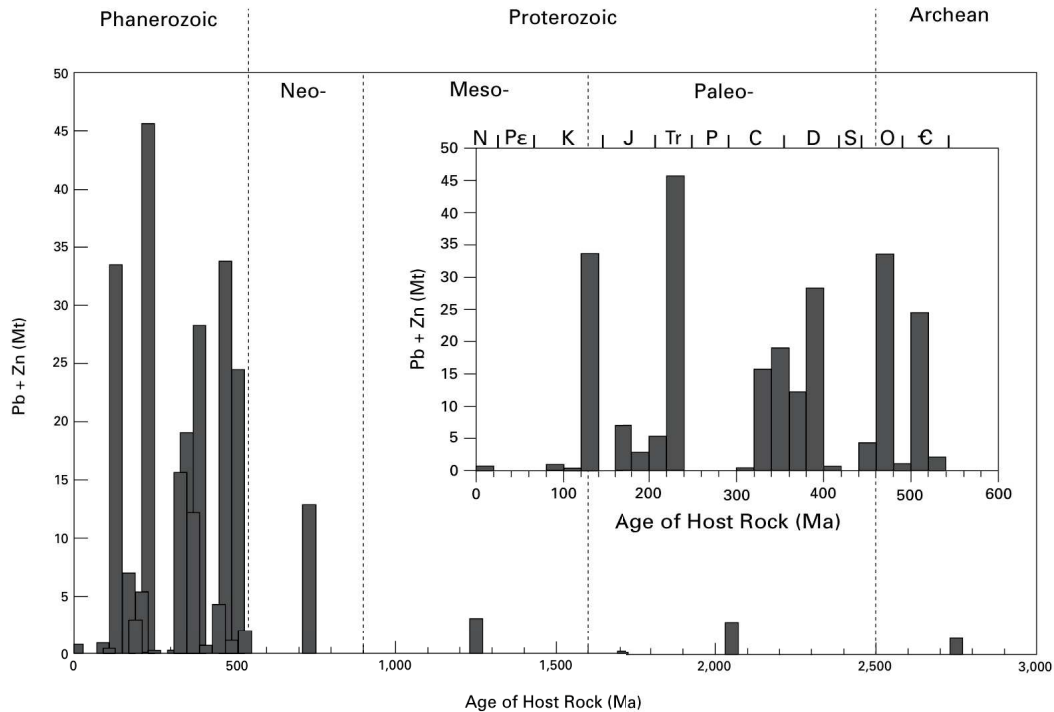


Fig. 1.3 – Ages des roches encaissantes de différents gisements de type MVT en fonction de leur teneur en Plomb-Zinc (Leach et al., 2010).

b. Caractéristiques pétrogénétiques :

- Mécanismes d'expulsion et de transport des fluides :

Deux modèles sont aujourd'hui acceptés pour expliquer les sources des fluides à l'origine des dépôts de type MVT :

- (i) Le modèle "diagénétique" avec des fluides issus de la compaction des sédiments en système confiné (potentiellement en condition supra-hydrostatique - Fig.1.4) (Cathles et Smith, 1983; Oliver, 1986). Dans ce cas, la mise en mouvement des fluides se fait essentiellement par advection, lors de la compaction des fluides interstitiels par un fort taux de sédimentation (Grauls, 1997; Osborne et Swarbrick, 1997; Grauls, 1999), la déshydratation et compaction chimique des argiles (Grauls, 1997; Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick *et al.*, 2001) ou une expansion thermique des fluides (Swarbrick *et al.*, 2001).

- (ii) Un écoulement gravitaire/topographique dans un système de bassin non-confiné (condition hydrostatique) (Fig.1.5). Ce modèle implique une recharge en eaux météoriques au sein d'un orogène et une circulation qui se fait en direction du bassin d'avant-pays par la mise en place d'une tête hydraulique due à la pente (par exemple, Pine Point au Canada) (Garven, 1985; Bethke et Marshak, 1990; Leach *et al.*, 2001). Associé à l'effet topographique, Oliver (1986) propose également que la charge tectonique et le poids de l'orogène contribuent à l'expulsion des fluides de la marge vers l'intérieur du bassin.

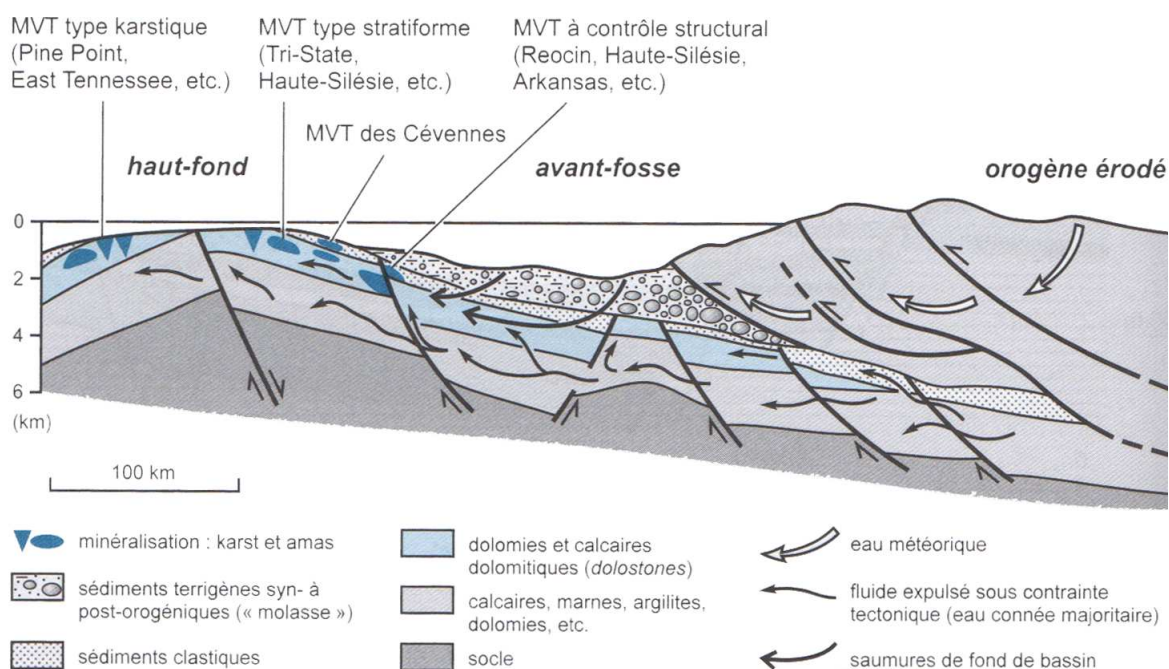


Fig. 1.4 – Modèle MVT par circulation des fluides de compaction du centre du bassin vers les marges où les dépôts sont contrôlés par la fracturation, les strates sédimentaires et les structures karstiques (tiré de Jébrak et Marcoux, 2008 et d'après Garven, 1985; Bradley et Leach, 2003; Roure et al., 2005; Leach et al., 2005).

En l'absence d'une source de chaleur importante dans les bassins, le second modèle n'explique pas les hautes températures mesurées au sein des dépôts minéralisés. En raison de ces températures pouvant atteindre 250°C, certains auteurs (par exemple, Russell, 1986) considèrent des migrations au sein de cellules convectives se mettant en place avec des diamètres de l'ordre de 4km proche des diapirs de sel par contraste de température et de densité des saumures (Fig.1.6).

Suite à ce transport, les fluides vont être piégés préférentiellement dans différentes structures aux interfaces avec les couvertures régionales (Boiron *et al.*, 2002) tels que les paléokarsts (Kesler *et al.*, 1988; Audra *et al.*, 2011), les brèches de dissolution et d'effondrement karstique (Loucks *et al.*, 2004; Hannigan, 2007), des changements lithologiques (interface socle/couverture argileuse - Boiron *et al.* (2002); des récifs - Leach *et al.*, 2005), et des accidents tels que les failles et

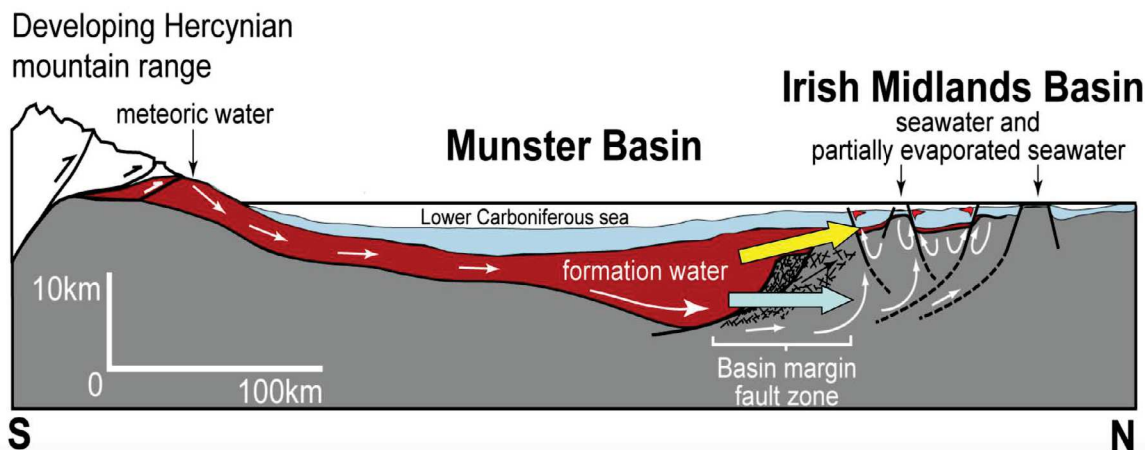


Fig. 1.5 – *Modèle MVT gouverné par l'effet topographique où les fluides vont des zones d'orogènes superficiels vers le centre du bassin (Hitzman et Beaty, 1996).*

fractures (par exemple, Leach *et al.*, 2005 ; Bejaoui *et al.*, 2013) (Fig.1.7).

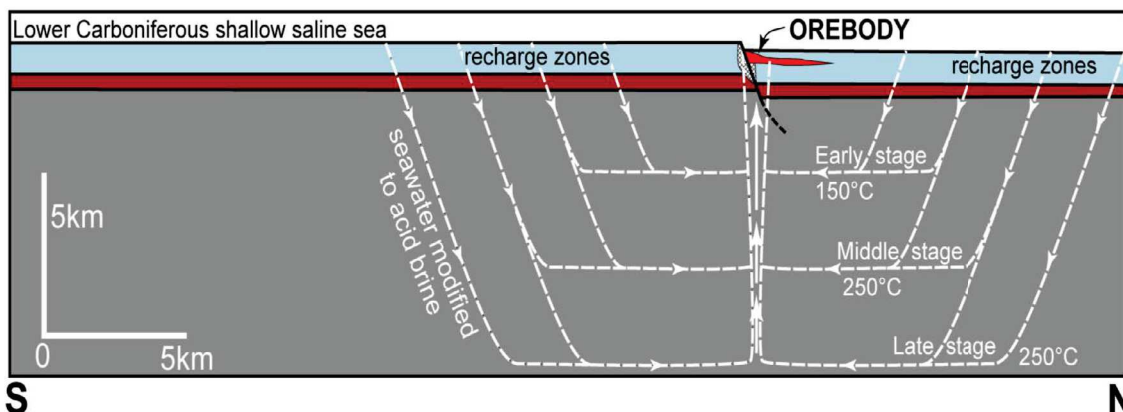


Fig. 1.6 – *Gîtes MVT formés par la mise en place de cellules de convection des eaux salines en profondeur (Russell, 1986).*

- Modèle génétique de dépôts et altérations associées :

Deux modèles génétiques sont considérés dans la littérature :

- Un seul fluide d'origine profonde qui porte à la fois les métaux en complexe chloruré et le soufre sous forme réduite dans une solution acide et à des températures autour de 200°C (Leach *et al.*, 2010). Le dépôt est alors contrôlé par les mécanismes qui déstabilisent les complexes métalliques tels que les changements (i) de températures (impact sur la solubilité et la complexation des éléments - Charef et Sheppard, 1988), (ii) de pression par ébullition, (iii) de la sursaturation du fluide minéralisateur, (iv) de pH et du potentiel d'oxydo-réduction eH par interaction avec la roche hôte.
- Un mélange entre deux fluides (Spirakis et Heyl, 1995 ; Jébrak et Marcoux, 2008) : (i) une saumure de compaction s'enrichissant en métaux en circulant à travers les différentes

lithologies et (ii) un fluide riche en soufre présent dans les zones de piège .

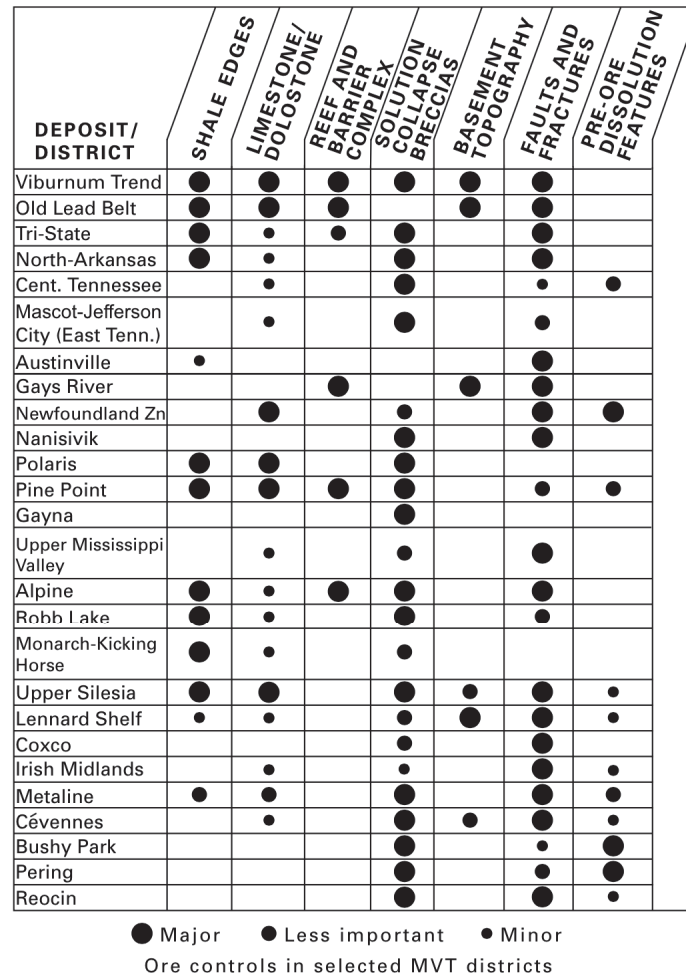


Fig. 1.7 – Importance des structures qui contrôlent les gisements dans plusieurs provinces MVT (Leach et al., 2010).

-> La source des métaux

La source des métaux rapporte aux notions de fertilité des roches et de potentiel physico-chimique du fluide à extraire les éléments. L'extraction est favorisée par une température du fluide importante (jusqu'à 200°C dans les MVT), une salinité élevée (entre 10 et 30 wt%eq. NaCl) qui augmente la solubilité des métaux (Leach et Sangster, 1993).

Les sources sont souvent difficiles à appréhender mais l'affiliation avec le système pétrolier a favorisé pour certains modèles la prise en compte des argiles euxiniques, dont les conditions réductrices leur permet de piéger des métaux en grande quantité (Kesler et al., 1997). Le calendrier de piégeage des métaux pourrait alors être identifié par les "surfaces d'inondation maximale" au sein de la séquence stratigraphique qui marque le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation vers un système de progradation.

Les métaux peuvent également provenir de la capacité du fluide à extraire les éléments des roches carbonatées au cours de leur migration (Akande *et al.*, 1989).

Enfin, des interactions sont plus rarement mises en évidence avec des fluides de lessivage des socles granitiques (Cathelineau *et al.*, 1999; Fourcade *et al.*, 2002) ou provenant des roches métamorphiques plus profondes (Han *et al.*, 2007; Abidi *et al.*, 2010).

Il n'y aurait donc pas réellement de roches sources typiques des gîtes de type MVT. Leur identification reste ainsi un véritable challenge suspendu à l'avancée des connaissances de géochimie isotopique.

-> Le processus de réduction des sulfates comme source principale du soufre dans les bassins

En revanche la source du soufre est plus connue dans les gîtes MVT et provient des évaporites, des sulfures natifs sédimentaires (Ruckmick, 1986; Spirakis et Heyl, 1995), des acides organiques sulfurés (Sicree et Barnes, 1996) et des eaux anoxiques de bassins.

La réduction des sulfates est le processus le plus fréquent dans les gîtes MVT soit par voie bactérienne (Bacterial Sulfate Reduction - BSR; Kesler *et al.*, 1997) soit par voie thermo-chimique (Thermochemical Sulfate reduction - TSR) en étroite liaison avec la circulation des hydrocarbures, en particulier sous forme gazeuse (par exemple, Piqué *et al.*, 2009; Bejaoui *et al.*, 2013).

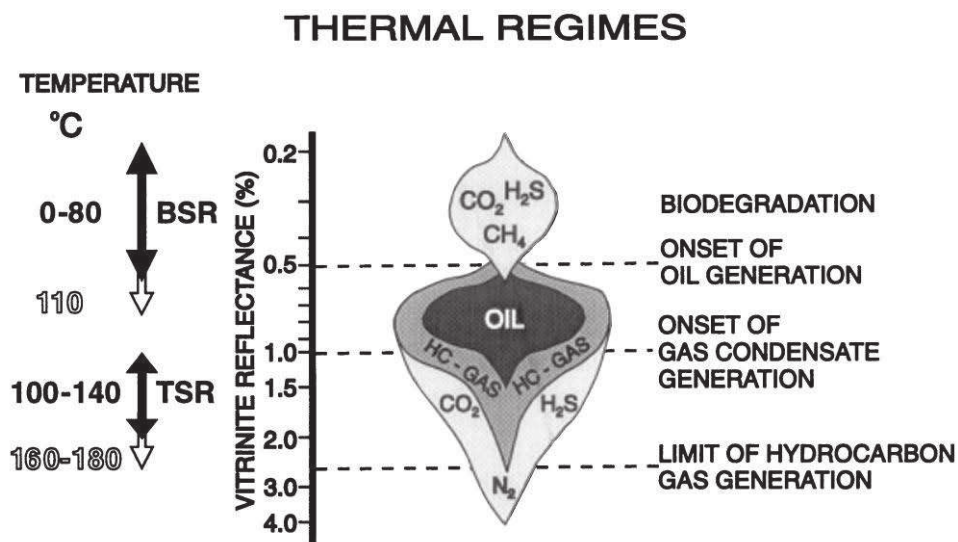


Fig. 1.8 – Diagramme montrant les relations entre la génération d'huile et de gaz, la maturation thermique et les processus de réduction des sulfates par voie bactérienne et thermo-chimique (Machel *et al.*, 1995).

Un des paramètres principaux contrôlant la réaction de réduction des sulfates est la température. La BSR est dominante en dessous de 80°C (Postgate et Schwartz, 1985) (Fig.1.8).

Au-dessus de 90°C, il est généralement accepté que les processus bactériens sont inhibés par la destruction des protéines et la désactivation des enzymes (Goldstein et Reynolds, 1994). Néanmoins, certaines bactéries hyperthermophiles peuvent vivre jusqu'à des températures de 110°C dans des environnements hydrothermaux (Jørgensen *et al.*, 1992; Stetter *et al.*, 1993; Elsgaard *et al.*, 1994). Cette réaction se produit proche de l'interface hydrocarbure/eau allant des fuites de méthane proche de la surface à plusieurs kilomètres d'enfouissement (Warren, 1999).

On distingue une zone plus superficielle appelée zone de réduction des sulfates où la concentration en sulfate diminue progressivement par oxydation du méthane et devient quasi-nulle à la base de la zone (Fig.1.9) (Claypool et Kaplan, 1974). Ainsi, la transition sulfate-méthane (TSM) sépare un domaine plus profond de production de méthane, la zone de méthanogenèse, où tous les sulfates sont réduits (Barnes et Goldberg, 1976; Reeburgh, 1976; Borowski *et al.*, 1999; Aloisi *et al.*, 2004; Rodriguez *et al.*, 2000; Dickens, 2001; Niemann *et al.*, 2006a).

Ce processus contrôle la proportion en soufre réduit qui va soit être expulsé par compaction, soit circuler par diffusion (gradient de concentration). Il est notamment à l'origine de la remobilisation des gîtes de sulfates de type barytine qui vont reprécipiter proche de la TSM (par exemple, Bréhéret et Brumsack, 2000; Lash, 2015). La position de la TSM dépendra du taux de réduction bactérienne des sulfates, de la concentration en sulfates et méthane, de la nature biogénique ou thermogénique des hydrocarbures et du taux de sédimentation (Arning *et al.*, 2015).

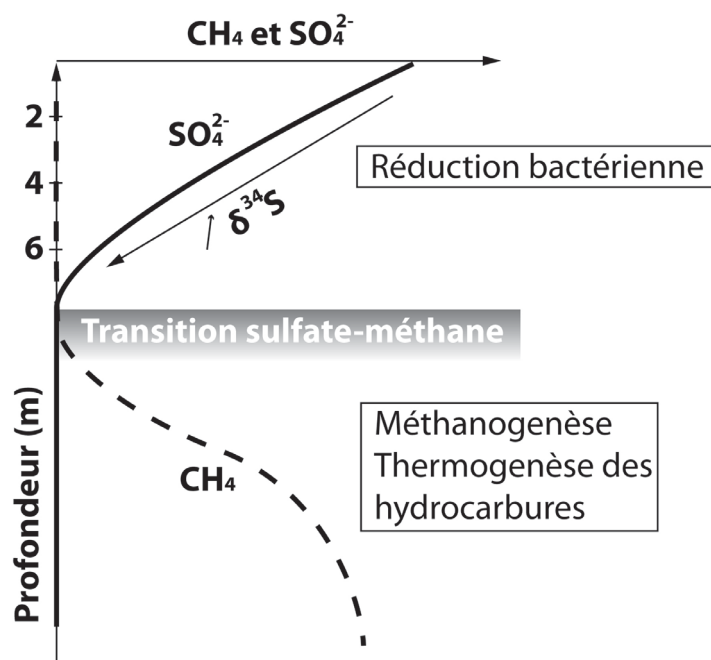


Fig. 1.9 – Transition sulfate-méthane (TSM) séparant un domaine supérieur dépourvu en méthane d'un domaine inférieur appauvri en sulfate (d'après Bréhéret et Brumsack, 2000).

Pour des températures importantes, on considère que la réduction des sulfates est essentiellement thermochimique (Fig.1.8). Les gammes de température pour la TSR ont été mesurées lors

d'expériences analytiques (synthétisées dans Goldhaber et Orr, 1995) et donnent des résultats entre 100 et 140°C. Expérimentalement, il est possible de réaliser une TSR à des températures de 25°C (Worden et Smalley, 1996) mais les vitesses de réaction seraient tellement faibles dans la nature qu'elles seraient géologiquement insignifiantes. Enfin, la TSR est étroitement liée à la thermogenèse et circulation des hydrocarbures dans les bassins (Torres *et al.*, 1996 ; Torres *et al.*, 2003).

Un autre critère discriminant est le fractionnement isotopique entre l'isotope lourd du soufre, le ^{34}S , et l'isotope léger ^{32}S au cours de la réduction des sulfates. La réduction bactérienne se différencie de la TSR par une rapidité plus importante de l'activité des enzymes bactériennes lors de la réaction avec le ^{32}S . Ceci induit donc un appauvrissement de l'isotope léger dans le sulfate réduit et un enrichissement dans les sulfures produits (Goldhaber et Kaplan, 1982). Goldhaber et Kaplan (1982) reportent que ce fractionnement va de 15 à 60‰ pendant la BSR dans un environnement marin. Pendant la TSR le fractionnement du soufre est de 20‰ à 100°C, 15‰ à 150°C et 10‰ à 200°C (Kiyosu et Krouse, 1990).

Dans le cas de la BSR, l'enrichissement en isotope léger va dépendre de la nature des composants organiques en présence (Goldhaber et Kaplan, 1982) et il est inversement proportionnel au taux de réduction des sulfates (voir synthèse de Chambers et Trudinger, 1979). Le fractionnement entre isotope lourd et léger ne se fait que lors de réaction lente, permettant de relâcher efficacement le ^{34}S lors de réactions inverses (Rees, 1973).

Lorsque le milieu est fermé à l'apport de sulfate, le taux de réduction sera beaucoup plus rapide et la valeur de fractionnement ne permet pas de distinguer la BSR de la TSR. Par exemple, Lerouge *et al.* (2011) montre que la formation de pyrite lors de la BSR dans un environnement sédimentaire déconnecté du domaine marin par une couverture sédimentaire ne se caractérise pas par un enrichissement en ^{32}S .

-> *Les altérations de la roche encaissante associées aux dépôts minéralisés*

Les fortes températures des fluides de compaction vont provoquer une dissolution importante de l'encaissant carbonaté (Kyle, 1981 ; Sass-Gustkiewicz *et al.*, 1982 ; Leach et Sangster, 1993 ; Corbella *et al.*, 2006).

Le processus de réduction des sulfates peut également créer une dissolution majeure en augmentant l'acidité du milieu par libération des cations H^+ (Warren, 2000). Contemporaine de cette altération, on observe la formation d'une dolomite dite baroque (ou "*saddle dolomite*") qui est préférentiellement associée aux mécanismes de réduction thermochimique des sulfates (Piqué *et al.*, 2009).

Lors de la circulation des fluides dans des formations silicoclastiques, on observe principalement des transformations diagénétiques, en relation avec la température élevée de la solution. Cette altération s'exprime par la formation ou dissolution des silicates de potassium (feldspath, micas...) et la néoformation de kaolins (par exemple, Gays River deposit - Ravenhurst *et al.*,

1987; Upper Mississippi Valley district - Hay *et al.*, 1988).

Une silicification en bordure des corps minéralisés peut être visible mais elle reste mineure.

L'impact des transformations diagénétiques par les fluides ayant circulé sur de grandes distances dans les bassins reste ainsi relativement peu connu compte tenu de la difficulté que l'on a pour préciser la nature et le chemin des fluides.

1.1.3.1.2 Les principaux gîtes rattachés au MVT

Des variantes des dépôts MVT ont été proposées dans la littérature en fonction de la nature des structures hôtes.

a. Les gîtes MVT à barytine-fluorine :

Ces systèmes MVT se distinguent du modèle précédent par des paragenèses enrichies en fluorine et barytine reportées par exemple dans les formations du Paléozoïque de l'Illinois-Kentucky et dans les Pennines Anglaises (Sangster *et al.*, 1997).

Sangster *et al.* (1997) démontrent que ces dépôts sont majoritairement contrôlés par des fractures et des brèches karstiques. Les caractéristiques pétrogénétiques sont comparables au MVT à paragenèse Pb-Zn avec des températures entre 75 et 200°C, des inclusions fluides de salinité élevée (10-30 wt%eq. NaCl) et une association fréquente avec les hydrocarbures.

b. Les gîtes filoniens à barytine-fluorine :

Ils possèdent également des propriétés très proches des MVT typiques, bien qu'ils soient classés à part dans la littérature (Jébrak, 1984; Jébrak et Marcoux, 2008; Leach *et al.*, 2010). Ils sont présents dans la croûte supérieure, en l'absence d'activité volcanique, et piégés dans de grandes failles régionales cisailantes ou en extension. L'échelle de ces structures implique la circulation de tout type de fluides résidant dans les différents réservoirs de la lithosphère (H_2O , sels, CO_2 , CH_4 ...). On distingue alors les filons en décrochement des filons en extension.

L'ouverture des filons en décrochement se fait le long de failles en transpression ou trans-tension souvent aux abords de massifs granitiques. Leur mise en place est notamment associée aux compressions tardi-hercyniennes, pendant le Stéphanien et Permien en France (gîtes du Burc (mine du Burg) et de Montroc dans le Tarn - Jébrak, 1984). L'altération liée à ces dépôts consiste principalement en la formation de brèches tectoniques hyper-silicifiées (BTH - Sizaret, 2002).

Les filons en extension se mettent en place au cours de tectonique extensive à partir de fluides hyper-salins chauds qui précipitent proche de la surface à l'interface socle/couverture. Les

structures hôtes sont des cisaillements anciens réactivés en jeu normal ou fentes de tension. De la même manière que pour les gîtes MVT, la source des métaux est située dans la croûte supérieure, sans signature mantellique, alors que la source du soufre vient des sulfates évaporitiques (Von Gehlen, 1987; Kontak *et al.*, 2006) (Fig.1.10). La plupart des dépôts à barytine-fluorine en France est expliqué par ces modèles, en particulier dans des failles régionales E-W contrôlant les gisements des Cévennes Françaises (Lhégu *et al.*, 1982).

Les textures des minéralisations sont souvent rubanées et associées à des brèches d'effondrement silicifiées BTH. Enfin, on associe souvent ces mécanismes de filons en extension au remplissage des cavités karstiques silicifiées et minéralisées par la barytine comme dans le Northern Pennines, Ontario (Jébrak et Marcoux, 2008).

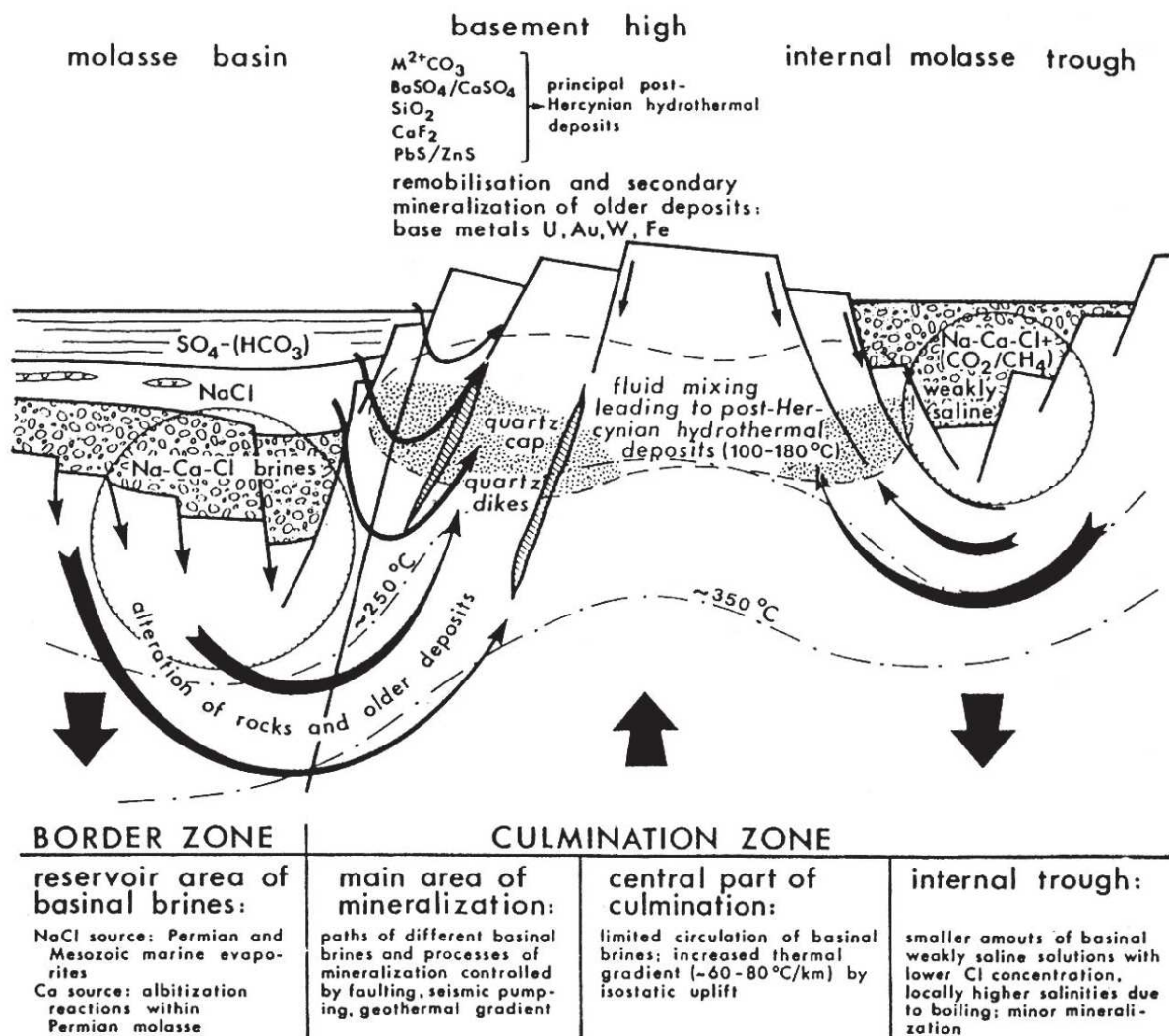


Fig. 1.10 – *Modèle génétique des MVT de type filonien à l'interface socle/couverture (Von Gehlen, 1987).*

Les caractéristiques pétrogénétiques sont très proches de celles des gîtes MVT typiques. La plus grande différence réside dans un contrôle structural prédominant dans les gîtes filoniens alors qu'il semble de second ordre dans les MVT de système carbonaté.

c. Les gîtes MVT silico-clastiques :

Un modèle particulier, et très peu étudié, concerne des **gîtes MVT encaissés dans des roches silico-clastiques** (ss-Pb ; Sandstone lead deposit - Bjorlykke et Sangster, 1981). Les dépôts sont principalement formés de galène, sphalérite, barytine, fluorite et pyrite. Ils sont stratiformes et interviennent en remplacement des formations de grès transgressifs (gisement de Laisvall, Europe avec 60Mt de minerai à 4,2% de Pb-Zn (Saintilan *et al.*, 2015) ou encore dans les Cévennes en France à Largentière et Saint Sébastien d'Aigrefeuille).

d. Les gîtes SEDEX et Irish-type :

Les gîtes de types SEDEX (SEDimentary EXhalative deposits) et Irish-type sont situés dans les environnements volcano-sédimentaires ou sédimentaires (Leach *et al.*, 2005). Les SEDEX sont syn-génétiques, stratiformes et se trouvent principalement dans les sédiments clastiques aux abords de grandes failles qui sont actives lors d'épisodes sismiques syn-sédimentaires (Fig.1.11). Le volcanisme peut aussi bien être présent dans la zone que complètement absent. On observe exactement les mêmes paragenèses et altérations associées que dans les systèmes MVT. Enfin, les conditions de températures et salinités des fluides sont également comparables.

La principale différence avec les MVT réside dans le milieu de piégeage des dépôts minéralisés. Ces derniers se développent dans des conditions épigénétiques en milieu carbonaté pour les MVT, et dans des conditions syngénétiques au sein des roches plutôt clastiques pour les SEDEX.

Les gisements Irlandais (Irish-type) sont quant à eux à la transition entre les modèles MVT et SEDEX avec des minéralisations encaissées dans les roches carbonatées (Navan en Irlande - Leach *et al.*, 2005) et une mise en place qui peut être soit syngénétique soit épigénétique.

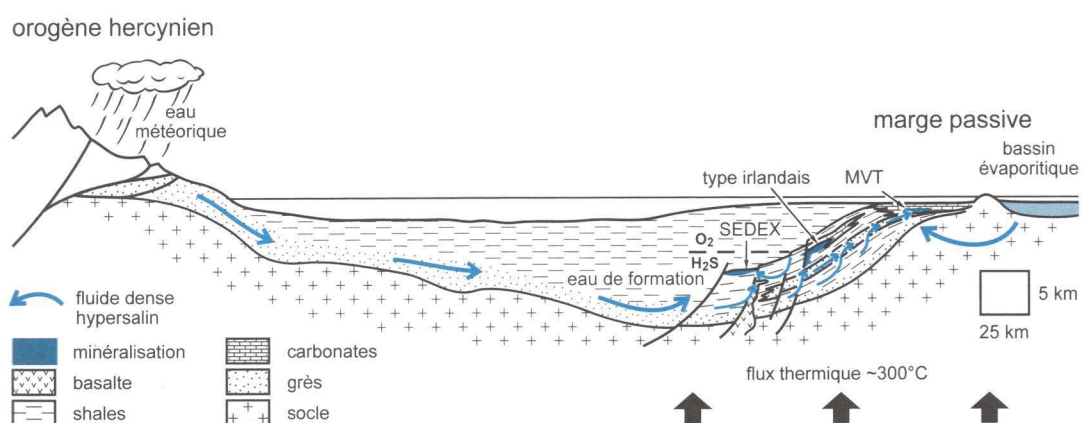


Fig. 1.11 – Modèle génétique du type Navan en Irlande montrant la transition d'un modèle SEDEX à un modèle MVT en passant par l'Irish-type (d'après Kesler et Reich, 2006).

	MVT	MVT-grès	Irlandais	SEDEX
Contexte de dépôt	plate-forme stable, souvent carbonatée, en bordure d'orogène	plate-forme stable, souvent carbonatée, en bordure d'orogène	plate-forme stable, souvent carbonatée	rift intracontinental ou de marge continentale (contexte d'extension)
Roche encaissante	séquences carbonatées dominantes	sédiments quartzeux pour les gîtes dans des grès		argilites dominantes; fréquentes unités carbonatées à sédiments clastiques type Broken Hill : faciès amphibolite-granulite et gneiss felsiques
Age	surtout Paléozoïque à Mésozoïque	surtout Paléozoïque	Paléozoïque	Protérozoïque et Phanérozoïque
Age de la minéralisation / encaissant	minéralisation épigénétique, plus jeune de 10 à 100 Ma	diagénétique précoce dans les grès	minéralisation dia-épigénétique (< 5Ma)	minéralisation syn-diagénétique précoce, parfois épigénétique
Éléments présents	Pb, Zn, Ag (Ba, F, Cu) dans carbonates; Pb et Zn dans grès; Pb/Zn = 1/4 à 1/20 (sauf SE Missouri = 10/1)	Pb > Zn Cu, Ag	Pb/Zn = 1/1 à 1/4	Pb, Zn, Cu, Ag fort, Ba, pas de F, Pb/Zn = 10/1
Morphologie des corps minéralisés	stratoïde (échelle du district), discordant-stratoïde (échelle du gisement)	stratoïde (échelle du district et échelle du gisement)	stratoïde (échelle du district), discordant-stratoïde (échelle du gisement)	lentille stratiforme avec griffon proximal discordant
Textures du minerai	brèches, karsts (rarement sulfures rubanés), zonalité généralement absente	remplacements		sulfures rubanés avec rubanement parallèle à la stratification; brèches rares; zonalité
Fluides	saumures de bassins : 90-200 °C à 10-30 % éq. pds NaCl	saumures de bassins	250 °C	saumures de bassins : 90-200 °C à 10-30 % équivalent poids NaCl

Fig. 1.12 – *Propriétés pétrogénétiques comparées entre les gîtes de type MVT carbonaté, MVT silico-clastique, Irish-type et SEDEX (Jébrak et Marcoux, 2008).*

1.1.3.1.3 Les limites de la connaissance

En conclusion, la circulation de fluides diagénétiques dans les bassins fait l'objet d'une tentative de classification dans laquelle les transitions entre modèles génétiques apparaissent bien subjectives. Un tableau comparatif des différents gîtes proches de MVT est présenté en figure 1.12 (Jébrak et Marcoux, 2008).

Les critères pétrogénétiques de gîtes de type MVT au sens large sont les suivants (Leach et Sangster, 1993; Leach *et al.*, 2010) :

- Ils sont épigénétiques ;
- Ils ne sont pas associés au magmatisme ;
- Les dépôts sont principalement piégés dans des formations carbonatées de plate-forme et plus rarement dans des roches silico-clastiques ;
- Les paragenèses dominantes sont constituées de sphalérite, galène, pyrite, marcassite, dolomite, calcite alors que la barytine et la fluorite ne se forment que dans des contextes tectoniques particuliers ;
- Les pièges principaux des fluides sont les failles et les fractures, les cavités karstiques, les

- brèches d'effondrement-dissolution et transitions lithologiques ;
- Le fluide est une saumure diagénétique de température variant entre 50 et 250°C et de salinité entre 10 et 30 wt%eq. NaCl ;
 - La source des métaux et du soufre est majoritairement crustale ;
 - Les altérations comprennent les processus de dolomitisation, de dissolution des minéraux silicatés et de silicification.

La principale différence entre les différents types de MVT réside dans le milieu de dépôt de l'encaissant de la minéralisation et les mécanismes à l'origine du piégeage (tectoniques, sédimentation, brèche, karst...). Ces mécanismes restent encore à préciser et c'est probablement dans leur compréhension que réside une classification plus objective des gîtes associés aux fluides diagénétiques.

1.1.3.2 Les gîtes pétroliers

Face à la filiation potentielle entre les fluides de compaction de bassin et la génération des hydrocarbures (Paradis *et al.*, 2007 - par exemple, à Pine Point), il est important de bien contraindre les mécanismes du système pétrolier dans lequel les sources et les processus de migration sont bien connus.

Par ailleurs, à mesure de l'avancée des connaissances en métallogénie, il apparaît que l'approche de caractérisation des gisements se calque de plus en plus sur les méthodes plus génétiques "*source to sink*" utilisées par les pétroliers (Jébrak et Marcoux, 2008). C'est également la méthode que nous avons choisi d'adopter pour l'étude des deux bassins présentés dans ce mémoire.

1.1.3.2.1 Généralités sur le système pétrolier

Un système pétrolier est défini dans un bassin sédimentaire sur la base des six éléments fondamentaux suivants : (i) une roche mère, (ii) des moteurs internes de migration, (iii) une roche réservoir (ou magasin), (iv) une roche couverture, (v) une structure piège (Fig.1.13 - Huc, 2003) et (vi) une dynamique temporelle et une conservation dans le temps des hydrocarbures.

1.1.3.2.2 Roches mères et méthode de caractérisation

a. Définition d'une roche mère à hydrocarbures :

Une roche mère est un volume de roche susceptible de générer des hydrocarbures en quantité suffisante pour former des accumulations économiques d'huile et de gaz thermogéniques (Tissot et Welte, 1984). Ces roches possèdent une concentration en carbone organique entre 4 et 12%.

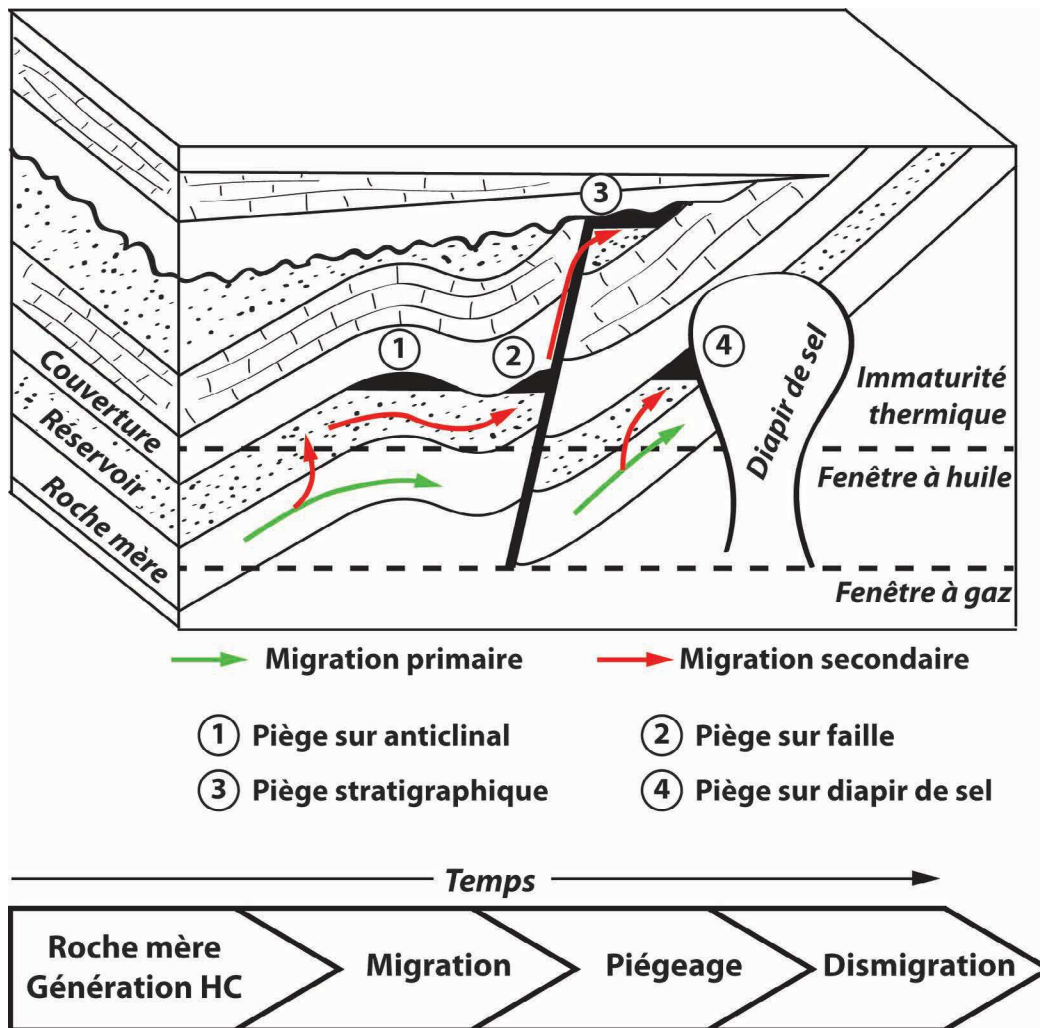


Fig. 1.13 — Schéma illustrant les différents éléments constituant le système pétrolier (modifié d'après Huc, 2003).

Lors de l'enfouissement et de l'augmentation des conditions de pression/température, la matière organique va se transformer dans un premier temps en kérogène qui représente la fraction insoluble de la roche mère (80 à 95% de la roche initiale). La fraction soluble, les bitumes, est alors dispersée dans la matrice de la roche. Trois types de kérogènes sont reconnus en fonction de leur biomasse initiale, des conditions de sédimentation, de leur composition chimique et des rapports atomiques hydrogène/carbone (H/C) et oxygène/carbone (O/C) (Van Krevelen, 1984) (Fig.1.14) :

- *Le Type I* : rapport H/C élevé, O/C faible et des chaînes paraffiniques nombreuses mais pas d'aromatique. Il caractérise les milieux lacustres et provient de la dégradation des produits algaires et bactériens. Ce kérogène produit principalement du gaz à condensat ;
- *Le Type II* : rapports H/C et O/C intermédiaires, produits aromatiques et naphthéniques nombreux. Ce kérogène est d'environnement marin anoxique et dérive des planctons et bactéries ;
- *Le Type III* : rapport H/C faible et O/C élevé avec des produits poly-aromatiques nom-

- breux. C'est un kérogène de type continental issu de la décomposition des végétaux supérieurs ;
- *Le Type IV* : matière organique inerte, qui ne produit pas ou très peu d'hydrocarbures au cours de l'enfouissement.

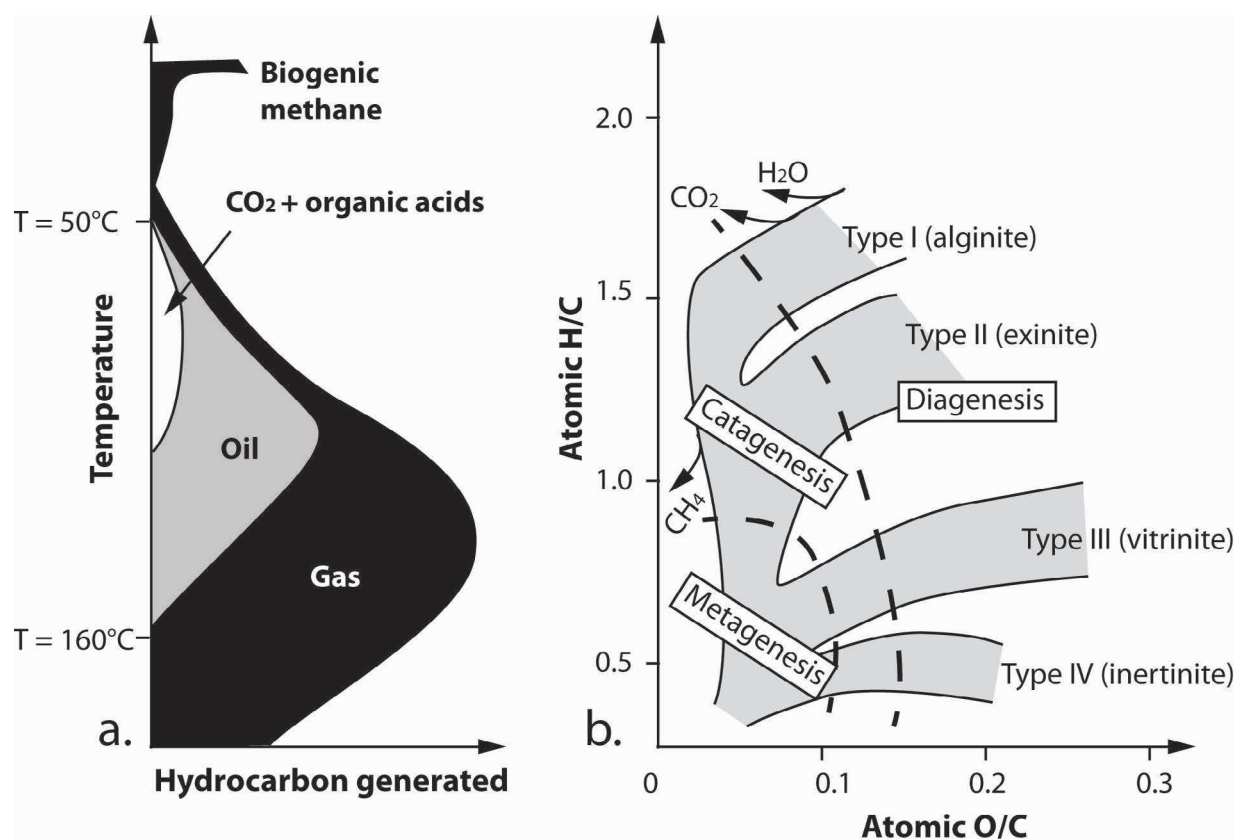


Fig. 1.14 – Diagramme de Van Krevelen (1984) exprimant (a) la nature des composant hydrocarbonés produits en fonction de la température et (b) les rapports atomiques O/C en fonction de H/C et indiquant les différents types de kérogène et macéraux (à droite) d'après Tissot et Welte, 1984.

Au cours de l'augmentation des pressions et températures, le kérogène va subir une série de transformations qui par un procédé appelé craquage thermique va libérer des huiles et des gaz et former un kérogène résiduel.

Pendant la diagenèse, dans les premières centaines de mètres d'enfouissement, les kérogènes perdent leurs composés oxygénés sous forme d'eau, de gaz carbonique, méthane biogénique et acides organiques. Parmi les acides, on notera en particulier la présence d'acide carboxylique très corrosif amenant à la création de porosité secondaire par dissolution des silicates et minéraux argileux de la roche encaissante (Drummond et Palmer, 1986 ; Kharaka *et al.*, 1983 ; Lundegard et Kharaka, 1994).

Les roches mères entrent au cours de l'enfouissement dans la catagenèse, appelée fenêtre à huile, située dans un intervalle de température entre 120 et 160°C. La rupture des chaînes moléculaires carbonées amène ainsi à la formation d'huiles thermogéniques.

Au fur et à mesure de l'augmentation des conditions P/T, le kérogène résiduel entre dans la

métagenèse, ou fenêtre à gaz, avec formation du gaz sec (méthane) et gaz thermogénique autour de 160°C. Les résidus seront alors convertis en graphite.

b. Caractérisation géochimique des roches mères :

- Analyses optiques de la matière organique :

Les constituants dits élémentaires de la matière organique sont appelés les macéraux et vont contribuer à la différenciation des différents type de kérogène (Robert, 1985) :

- La vitrinite provient de la gélification des tissus cellulosiques des végétaux supérieurs ;
- L'inertinite se forme à partir de l'oxydation de la matière organique et en particulier des débris de plantes ;
- La liptinite dérive des structures organiques riches en lipides tel que la paroi externe des pollens, spores, résine, cuticule.

On définit le degré de maturité d'une roche mère vis à vis de la transformation de la matière organique traduit par le pouvoir réflecteur de vitrinite (PRV), s'exprimant en %Ro (Durand, 1980). Le degré de maturité d'une roche est fonction du temps et de la température et représente par conséquent un marqueur thermique de l'histoire d'enfouissement des bassins.

Les valeurs de PRV définissent les fenêtres à huile ($0,5 < \text{PRV} < 1,2$) et à gaz ($\text{PRV} > 1,2$).

- Pyrolyse RockEval :

Les analyses de pyrolyse RockEval6 sont souvent utilisées dans le but d'étudier la matière organique des sédiments susceptibles de jouer un rôle dans la production d'hydrocarbure (par exemple, Espitalie *et al.*, 1985 ; Copard *et al.*, 2006).

Cette technique consiste à simuler par pyrolyse l'augmentation de température qu'ont pu subir les roches riches en matière organique. Les températures sont toujours plus élevées afin de simuler les températures réelles dans une nature où le temps de réaction est plus long que pendant les expériences (20min pour plusieurs millions d'années). La pression subie par les roches au cours de l'enfouissement n'est cependant pas prise en compte dans ce type d'analyse. La technique délivre plusieurs pics en fonction de la température au cours de la chauffe tels que :

- **Le pic S0** renseigne sur les hydrocarbures gazeux qui sont libérés à faible température ;
- **Le pic S1** mesure la quantité d'hydrocarbures liquides libres pré-existants au sein de la roche ;
- **Le pic S2** correspond à la quantité de composants hydrocarbonés produits par la maturation thermique complète du kérogène de la roche (100% de dégradation). Plusieurs indices sont calculés à partir de cette valeur : (i) l'indice d'hydrogène $\text{IH S2} \cdot 100 / \text{COT}$ (mgHC/gCOT) qu'est la richesse en hydrocarbures potentiels de la roche et IP l'index de production qu'est le rapport $\text{S1} / (\text{S1} + \text{S2})$;

- **Le pic S3** donne la richesse en composés oxydés du kérogène libérés au cours de la pyrolyse à travers l'indice d'oxygène $IO\ S3 \cdot 100 / COT$ ($mgCO_2/gCOT$);
- **Le carbone organique total** de la roche (COT) représente la somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé, il est égal à 82% de la somme de $S_0+S_1+S_2$;
- **Le T_{max}** qui est la température de pyrolyse à laquelle est libérée la quantité maximale d'hydrocarbures pendant la montée en température.

En utilisant des lois de montée en température différentes pendant la pyrolyse, il est possible de calculer la **distribution des énergies d'activation** en utilisant la loi d'Arrhénius $k = A \exp(-E/RT)$, avec k le coefficient de vitesse, A la constante d'Arrhénius, E l'énergie d'activation (kcal/mole), R la constante des gaz parfait et T la température en kelvin.

Grâce à ces données, l'évolution du **taux de transformation** du kérogène en fonction du temps (équivalent anglophone Transformation Ratio TR) peut ensuite être calculée à partir de l'équation $TR (\%) = 1 - \exp(-kT)$.

Les analyses optiques de la matière organique renseignent quant à elles sur la nature des composants de la roche par leur fluorescence. L'évaluation de la réflectivité et des différentes teintes de fluorescence, c'est à dire le pouvoir réflecteur de la vitrinite (PRV), va donner des informations sur le degré d'altération thermique de la matière organique de la roche.

1.1.3.2.3 Les processus de migration

Les mécanismes de migration des hydrocarbures sont identiques à ceux des fluides de compaction et comprennent d'une part la migration primaire et d'autre part la migration secondaire.

La migration primaire des hydrocarbures est un déplacement des fluides au sein de la roche mère après expulsion. Les moteurs responsables de la première expulsion du pétrole sont la diffusion thermique (Stainforth et Reinders, 1990), la surpression lors de la compaction des sédiments et la diminution de l'espace disponible par les cimentations diagénétiques (Wangen, 2001).

La migration secondaire est un déplacement de l'hydrocarbure dans la zone de drain et de réservoirs. La circulation sera alors contrôlée par la flottabilité des hydrocarbures (poussée d'Archimède) par rapport aux phases aqueuses, la pression capillaire, les gradients de pression/température et l'hydrodynamisme au sein du réservoir. Les hydrocarbures sont toujours associés à une phase aqueuse saturée en méthane lors de leur migration, identifiable notamment au sein des inclusions fluides hydrocarbonées (Munz, 2001).

1.1.3.2.4 Les roches réservoirs et les couvertures

Par opposition aux roches mères, les roches réservoirs se caractérisent par de plus fortes porosités (volume de vide sur roche totale en pourcentage) et perméabilités (capacité de la roche à se laisser traverser par un fluide) leur permettant de piéger un large volume de fluide. On distingue la macroporosité composée des porosités primaire intergranulaire et secondaire par dissolution. La microporosité constitue quant à elle les vides inférieurs à $10\mu\text{m}$ souvent associés à la structure interne des phyllosilicates. On parle également de porosité de fracture lorsque les déformations des roches amènent à former des conduits pour les fluides. La perméabilité étant un paramètre anisotrope, on considère la perméabilité verticale et horizontale. Cette anisotropie contrôle le sens d'écoulement des fluides dans le réservoir (par exemple, l'orientation des minéraux au cours de l'enfouissement).

Pour qu'il y ait piégeage et accumulation d'hydrocarbures dans le réservoir, une couverture sédimentaire imperméable doit être présente au-dessus des roches poreuses. Dans 80% des cas, cette couverture est constituée de roches argileuses, parfois de la roche mère elle-même comme en Mer du Nord, ou des couches de sel et des carbonates compacts. L'absence de couverture amène à une dysmigration des hydrocarbures (fuite vers la surface) et une altération par les eaux météoriques qui se traduit par la formation d'un résidu solide oxydé et par la perte des gaz.

L'"intégrité" d'une roche couverture est définie comme étant sa résistance à la fracturation hydraulique par une pression de fluide supérieure à la pression de fracturation (voir paragraphe suivant) alors que sa "capacité" est une fonction de la pression d'entrée capillaire. La pression de couverture s'additionne à sa capacité et se définit par le différentiel de pression des eaux de formations entre la couverture et le réservoir sous-jacent.

Ces paramètres vont être fonction de la lithologie de la couverture, des déformations tectoniques, des pressions de fluides et de la densité des fluides qui s'accumulent. Nous les développerons plus amplement dans le prochain paragraphe.

1.1.3.2.5 Les différents types de pièges

Les pièges à hydrocarbures sont identiques à ceux des gisements MVT et variantes. On distingue ainsi trois grands types de pièges : (i) les pièges stratigraphiques, (ii) les pièges structuraux et (iii) les pièges hydrodynamiques (Fig.1.13).

Les premiers se forment à partir des variations latérales de faciès allant de la roche-réservoir à la couverture tels que des biseaux de sédimentation. On les trouve préférentiellement dans les systèmes sédimentaires de types fluviatiles ou turbiditiques.

Les pièges structuraux se caractérisent par une déformation des couches sédimentaires postérieurement aux dépôts. Plusieurs types sont identifiés et parmi eux le piège sur faille qui va amener à une juxtaposition entre terrains perméables et imperméables, les anticlinaux et les diapirs de sels.

Le piège hydrodynamique est dû à une circulation de l'eau de formation tellement importante qu'elle déplace et bloque les hydrocarbures sur des discontinuités géométriques du drain.

La notion de calendrier est primordiale dans un système pétrolier, désigné sous le nom de *Timing Chart*. Les cycles d'enfouissement/exhumation des bassins auront un impact sur les réservoirs en raison des transformations diagénétiques mais également de l'érosion des couvertures potentielles.

A travers cette description, on remarque les nombreuses similitudes entre les systèmes fluides des gisements pétroliers et ceux des systèmes MVT, que ce soit au niveau des sources, des mécanismes de circulation et de la structure des pièges. Néanmoins, le calendrier entre ces deux types de fluides de bassin est souvent imprécis et demande à être mieux contraint. Par exemple, une précipitation précoce des fluides de compaction aura obligatoirement un impact sur les propriétés réservoirs pour les hydrocarbures.

L'intégrité des couvertures contrôle les accumulations au sein des roches réservoirs lorsque les fluides (saumures et hydrocarbures) ont un comportement "passif". Or, la migration des fluides de bassin se fait souvent en surpression, en particulier dans les zones proches de l'interface socle-couverture. Une pression anormale peut conférer aux fluides un rôle "actif" dans les réservoirs et provoquer une déformation et surtout une fracturation des couches sédimentaires. Cette déformation induite par la circulation de fluide en surpression fait l'objet du prochain paragraphe.

Les questions encore en suspens dans la compréhension des systèmes MVT et de leurs variantes concernent le rôle de la tectonique dans la mobilisation et le piégeage des fluides, la nature de la source des métaux et les processus chimiques de dépôts. En particulier les points fondamentaux qui restent encore à préciser dans ce modèle métallogénique sont :

- Quel est le rôle de l'extension continentale dans la genèse des gisements de type MVT ?
- Quels sont les moteurs qui contrôlent la migration des fluides au cours de l'enfouissement ?
- Quel est le contrôle exercé par la tectonique régionale dans la mobilisation et le piégeage des fluides ?
- Quel est le calendrier de circulation entre les saumures de compaction et les hydrocarbures au cours de l'enfouissement du bassin ?
- Les hydrocarbures (huile, gaz, acides organiques...), qui sont générés dans la même fenêtre pression/température, ont-ils un impact quelconque sur les mécanismes de circulation et de dépôts des minéralisations MVT ? Est-ce que leur présence est nécessaire pour la mise en place de ces dépôts ?
- Quel est l'impact de la circulation de ces fluides de compaction précoces sur la déformation à l'échelle des bassins sédimentaires (karstification, réactivation des failles, effondrement...) ?

1.2 Le rôle des fluides dans la déformation des bassins sédimentaires

Il a été démontré qu'un des moteurs principaux de la mobilisation des fluides de bassin est l'acquisition de surpressions de fluides à l'échelle régionale. En effet, un grand nombre de bassins pétroliers montre encore aujourd'hui des pressions anormales dans le domaine supra-hydrostatique (par exemple en Mer du Nord - Osborne et Swarbrick, 1999).

Nous verrons dans ce paragraphe que ces surpressions sont le résultat des forçages internes des bassins sédimentaires et qu'elles vont également avoir un impact sur la déformation de ces derniers. En particulier, au sein des gîtes de type MVT, les structures hôtes sont des failles, des fractures et des karsts qui sont sensibles aux surpressions de fluides. Les mécanismes de circulation des fluides en surpression sont avant tout décrits dans les domaines profonds, en particulier à la base de la zone sismogène (entre 7 et 15km), alors qu'ils sont très peu contraints au sein de la croûte supérieure. C'est pourtant dans ces conditions plus superficielles que vont se former les gisements épigénétiques minéralisés pouvant être associés aux hydrocarbures dans les bassins.

1.2.1 Notions théoriques des surpressions fluides

1.2.1.1 Définitions des pressions dans un bassin sédimentaire

La pression de fluide P_f se définit comme une force s'exerçant sur une surface ($\text{MPa} = \text{N/m}^2$). On définit alors les gradients géostatiques dans la croûte en fonction de l'évolution avec la profondeur de la pression hydrostatique (c'est à dire le poids de la colonne d'eau ou pression fluide normale P_n) et la pression lithostatique (poids de la colonne de roche ou contrainte tectonique verticale S_v). Elles se définissent par l'équation suivante :

$$P = \rho g z \quad (1.1)$$

avec P la pression, ρ la masse volumique de l'eau ou des roches, g l'accélération gravitaire et z la profondeur.

Par conséquent, la pression étant dépendante de la densité, si la colonne de fluide est composée de gaz ou d'huile, l'évolution de la pression de fluide en fonction de la profondeur aura des pentes différentes (Fig.1.15).

On qualifie une surpression comme la pression d'un fluide supérieure à la pression hydrostatique (Fig.1.15). Les surpressions sont donc dans la majorité des cas inférieures ou égales à la différence $S_v - P_n$.

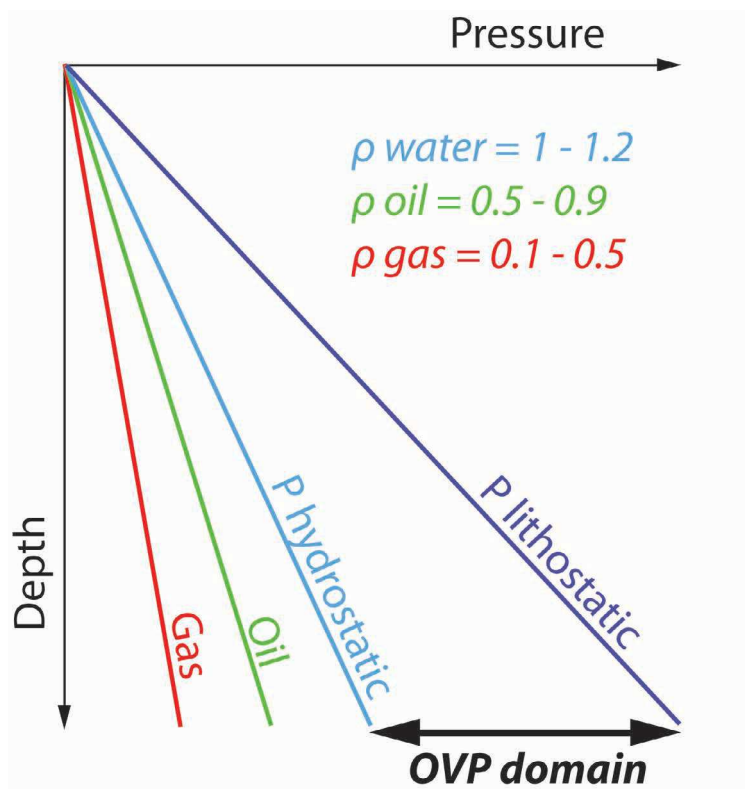


Fig. 1.15 – Diagramme schématisant de l'évolution des pressions en fonction de la profondeur pour une colonne de gaz, huile, eau et roche.

1.2.1.2 Notions de contraintes effectives

Ainsi, d'un point de vue géomécanique, la pression de fluide sur un plan va provoquer une diminution des contraintes normales s'exerçant sur celui-ci.

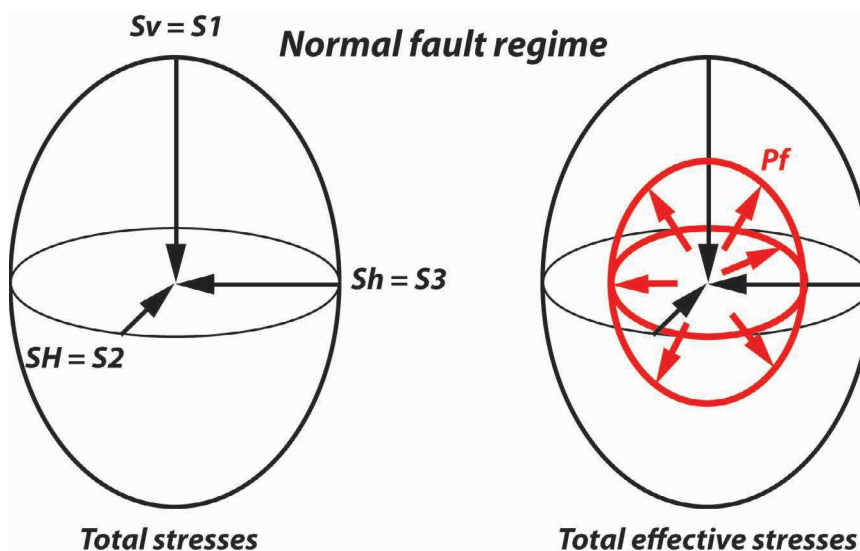


Fig. 1.16 – Notion de contrainte effective sous l'action isotrope d'une pression fluide (d'après Grauls, 1997).

On définit la contrainte verticale S_v et les deux contraintes horizontales majeure S_H et mineure S_h qui vont former l'ellipsoïde des contraintes du site étudié (Fig.1.16).

Dans cet ellipsoïde de contrainte, la pression de fluide est considérée comme isotrope ; c'est à dire qu'elle exerce la même force dans toutes les directions de l'ellipsoïde. On obtiendra alors ce que l'on appelle les contraintes effectives qui s'expriment de cette manière :

$$Sv' = Sv - Pf; SH' = SH - Pf; Sh' = Sh - Pf \quad (1.2)$$

1.2.1.3 Notions de fracturation hydraulique et impact sur l'intégrité des couvertures

S'il on considère un régime andersonien en faille normale dans un bassin (contrainte majeure verticale), on obtient $Sv = S1$, $SH = S2$ et $Sh = S3$, avec $S1$ la contrainte maximale, $S2$ la contrainte intermédiaire et $S3$ la contrainte minimale.

Le critère de Mohr-Coulomb indique que la fracture d'une roche se produit le long d'un plan qui correspond à une contrainte de cisaillement t assez grande pour vaincre la cohésion de la roche et sa résistance au frottement. Ainsi la rupture se produit avec un angle de $(\Pi/4 - \phi/2)$ avec ϕ l'angle de frottement.

Byerlee (1978) et Zoback et Healy (1984), à partir de mesures *in-situ* de frottement sur fracture, prévoient une rupture lorsque la contrainte de cisaillement devient égale à la force de cisaillement limite tf exprimée de la manière suivante :

$$tf = C + \mu * (Sn - Pf) \quad (1.3)$$

avec C la cohésion de la roche, μ le coefficient de frottement égale à $\tan\phi$, Sn la contrainte normale au plan.

Une enveloppe de rupture limite d'une roche (Byerlee, 1978) est donc définie par une parabole dans un graphique exprimant la contrainte normale effective ($Sn' = S1' - S3'$) en fonction de la contrainte de cisaillement et avec une force de cohésion C de la roche égale à deux fois sa résistance à la traction T (Fig.1.17).

Ainsi en fonction du comportement des pressions fluides et de leur couplage ou non avec les contraintes tectoniques, on obtiendra différents types de fractures (Fig.1.17 - Grauls, 1999) :

- En l'absence de contrainte tectonique (c'est à dire un régime de contrainte différentiel constant), l'augmentation des pressions de fluides va provoquer une réduction de la contrainte normale effective (Sibson, 1990) (Fig.1.17.a). Le cercle tangente alors l'enveloppe de rupture dans un contexte de fracture de mode II en cisaillement. Pour un coefficient de frottement égal à 0,75 (Jaeger et Cook, 1979; Sibson, 2000), si le déviateur des contraintes remplit les conditions $4*T < S1 - S3 < 5.66T$, le régime sera du

cisaillement extensionnel alors qu'au-delà il sera en cisaillement compressif ;

- Lors de contraintes tectoniques exercées, une réduction de la pression de fluide entrainera également une rupture en mode II de la roche (Fig.1.17.b) ;
- Une augmentation de la pression de fluide en contexte tectonique actif engendre la formation d'une fracture en ouverture pure mode I (Fig.1.17.c). D'après Sibson (2000), une fracture en mode extensionnel pur se forme lorsque le déviateur de contrainte est inférieur à $4 \cdot T$.

La pression de fracturation d'une roche est définie comme la pression de fluide pour laquelle une fracture va se former perpendiculairement à la direction de la contrainte minimale S_3 . Elle est égale à la somme de la contrainte minimale et de la résistance à la traction $S_3 + T$ (avec $S_3 = 0,75 \cdot S_v$ dans les régimes andersoniens en contexte extensif) (Fig.1.18 - Mann et Mackenzie, 1990 ; Grauls, 1997). C'est également cette grandeur qui rend compte de l'intégrité des couvertures par rapport aux fluides.

1.2.2 Les mécanismes à l'origine des surpressions de fluides

L'évolution des surpressions de fluides dans un bassin est directement relative à l'enfouissement, à la tectonique et à la mécanique des strates et failles qui les composent. Elle a un impact sur la diagenèse des réservoirs (par exemple, Burley, 1993), la migration des fluides de bassin et en particulier des hydrocarbures (England, 1990), sur l'intégrité des couvertures (Grauls, 1999) et sur la réactivation de failles pré-existantes (Sibson, 1992). De tels mécanismes contrôlent les chemins de pression des fluides qui circulent dans les bassins sédimentaires et auront donc un impact certain sur le calendrier et la position de piégeage des dépôts minéralisés associés.

L'acquisition de surpression est causée par de nombreux mécanismes dans les bassins sédimentaires et chacun d'eux se réfère à une capacité de drainage qui n'est pas suffisamment importante pour évacuer les pressions anormales (Fig.1.19 - Grauls, 1998 et références associées). Par ordre d'importance, on notera :

- **Les mécanismes liés à l'augmentation des contraintes mécaniques** : compression des fluides par déséquilibre de compaction des roches, compression et soulèvement tectonique ;
- **Les mécanismes thermiques** : expansion du volume de fluide par transformation des hydrocarbures et deshydratation des argiles ;
- **La flottabilité des hydrocarbures** ;
- **Les mécanismes chimiques** : expansion des fluides dans des roches imperméables par diagenèse des argiles, de la silice et des sulfates ;

— Les mécanismes de transfert dynamique verticaux et latéraux de pression et l'hydrodynamisme.

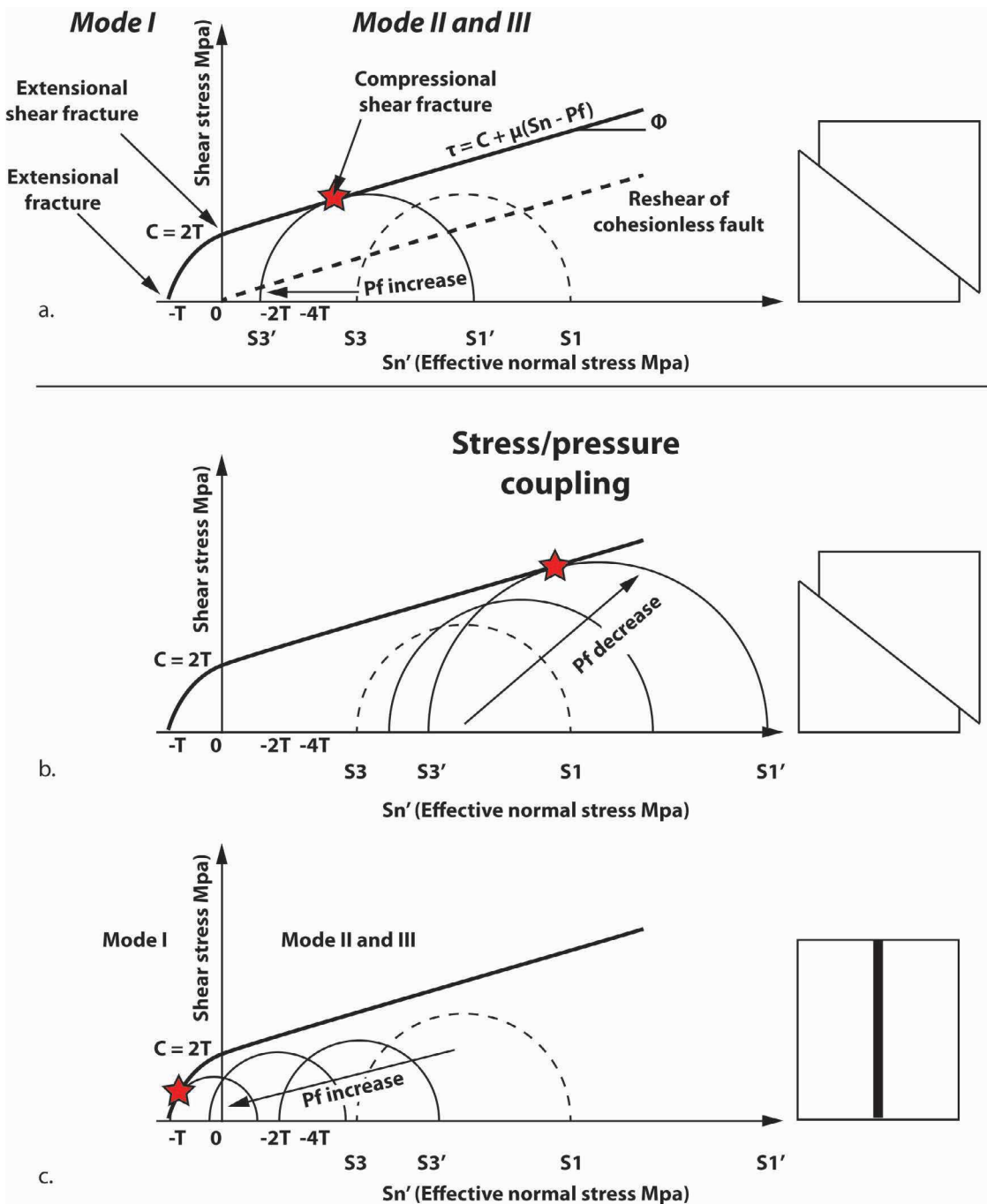


Fig. 1.17 — Régime de fracturation hydraulique en fonction de l'augmentation de la pression fluide et du couplage avec les contraintes tectoniques : (a) Augmentation de la pression en l'absence de contrainte tectonique ; (b) Réduction de la pression fluide en contexte tectonique ; (c) Augmentation de la pression fluide en contexte tectonique.

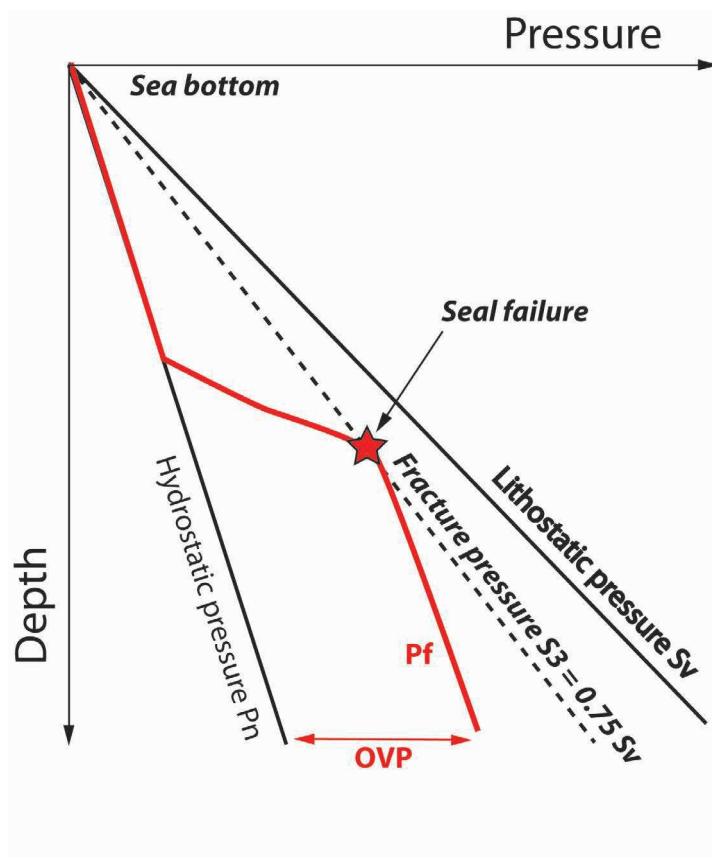


Fig. 1.18 – Evolution schématique de la pression fluide dans un réservoir en surpression en contexte extensif. La fracturation hydraulique intervient lorsque la pression fluide atteint la pression de fracture de la roche correspondant à la contrainte tectonique mineure S_3 .

1.2.2.1 Les contraintes mécaniques

1.2.2.1.1 Le déséquilibre de compaction des sédiments

Le mécanisme de déséquilibre de compaction est le plus répandue à l'échelle des bassins sédimentaires, en particulier dans les régimes tectoniques extensifs dont la contrainte maximale est verticale.

Ce processus est principalement causé par l'augmentation des contraintes verticales dans un système non-drainé qui seront alors transmises aux fluides incompressibles. L'isolation des sédiments est fonction de la présence de barrières latérales et verticales telles que des roches couvertures ou une compartimentalisation par des failles scellantes (Mann et Mackenzie, 1990).

Les roches vont alors passer d'un support fait du contact entre les grains à une configuration anarchique supportée par les fluides qui réduisent les perméabilités effectives. Dans de telles conditions, la réduction de porosité par augmentation des contraintes verticales n'est pas suffisamment compensée pour évacuer les pressions anormales par expulsion des fluides de pores (notion de "Fluid Retention Depth" - Swarbrick *et al.*, 2001). La pression de fluide va donc augmenter selon une évolution verticale qui va se calquer sur le gradient lithostatique (Swarbrick et Osborne, 1996). La vitesse d'augmentation des pressions sera alors fonction du taux de sédimentation.

Ce mécanisme est la cause principale de la préservation de la porosité des formations silico-clastiques dans les réservoirs haute température/haute pression en Mer du Nord (par exemple, Osborne et Swarbrick, 1999).

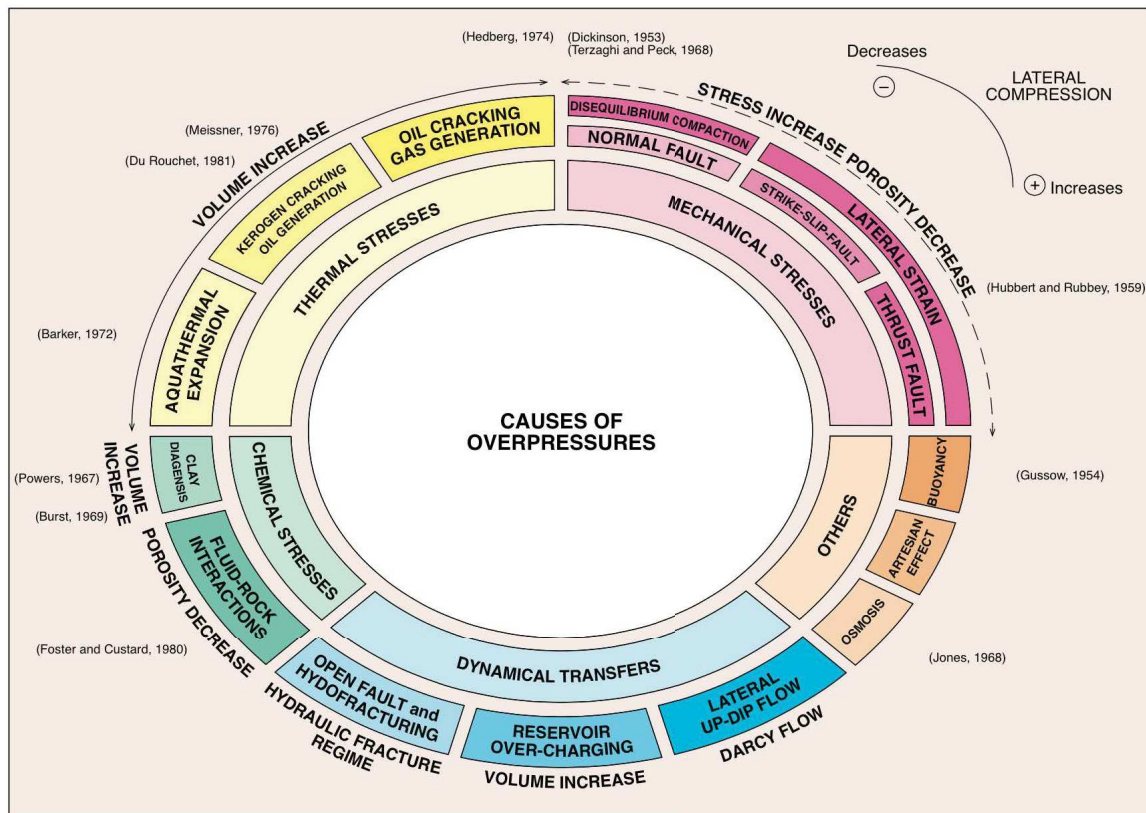


Fig. 1.19 – Synthèse des différents mécanismes à l'origine des surpressions fluides dans les bassins sédimentaires (Grauls, 1998).

1.2.2.1.2 La compression tectonique latérale

Moins fréquent dans les bassins sédimentaires, un régime compressif va induire la formation de failles cisailantes scellantes qui vont elles-même provoquer un déséquilibre de compaction à l'intérieur de la zone de faille (Hubbert et Rubey, 1959; Berry, 1973).

1.2.2.2 Les processus d'expansion thermique

L'expansion thermique induit une augmentation du volume de fluide dans un environnement de porosité constante et non-drainé (processus dit aquathermal - Barker, 1972; Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick *et al.*, 2001). Par exemple, une eau de densité égale à 1 qui passe d'une température de 50 à 75°C va voir sa pression augmenter de 394kg/cm² (Barker, 1972).

La transformation d'un kérogène solide en hydrocarbure liquide (huile) lors du craquage thermique implique une augmentation du volume de fluide dans une roche mère de faible perméabilité (Du Rouchet, 1981; Swarbrick *et al.*, 2001). Les conditions pour former ces surpressions sont

une forte concentration en carbone totale, un enfouissement et une température correspondant à la fenêtre à huile.

L'expansion thermique des fluides est encore plus importante au cours de la génération des gaz thermogéniques.

Au cours de l'enfouissement, l'augmentation de température va induire une déshydratation des smectites contenus dans les couches argileuses qui va également participer à la montée en pression des fluides (Colton-Bradley, 1987 ; Osborne et Swarbrick, 1997). Cette déshydratation coïncide avec l'entrée des roches dans la fenêtre à huile migrable (autour de 120°C).

Ces mécanismes se produisent majoritairement dans les formations argileuses qui sont les sources des hydrocarbures mais également comme l'a vu précédemment pour les fluides diagénétiques profonds.

1.2.2.3 Effet de la flottabilité des hydrocarbures

Nous avons vu que la densité du fluide est partie intégrante des pressions dans un réservoir. Par conséquent dans un réservoir pétrolier, si l'on ajoute une colonne d'hydrocarbures aux eaux de formation dans l'exemple d'un piège pétrolier, le contraste de densité avec l'eau va induire une augmentation de pressions (Fig.1.20 - Osborne et Swarbrick, 1997). Ce processus de flottabilité fait partie des principaux mécanismes de surpression dans les bassins pétroliers, dont la magnitude sera proportionnelle à la hauteur de la colonne d'huile et/ou de gaz selon l'équation suivante :

$$P_{HC} = (\rho_{eau} - \rho_{HC})gH \quad (1.4)$$

avec P_{HC} la pression de flottabilité des hydrocarbures, ρ_{eau} la masse volumique de l'eau de formation, ρ_{HC} la masse volumique des hydrocarbures ($\rho_{huile} > \rho_{gaz}$).

La pression d'hydrocarbure, qui s'ajoute à la pression de l'aquifère, peut atteindre à elle seule les conditions de rupture de la roche et engendrer de la fracturation hydraulique (Fig.1.20).

1.2.2.4 Les transformations chimiques des roches

Au cours de la diagenèse une réduction de pore et de perméabilité importante est causée par la transformation des feldspaths et des smectites en illite avec expulsion d'un fluide riche en Na, Ca, Mg, Fe, Si (Bruce, 1984 ; Osborne et Swarbrick, 1997). Une telle transformation chimique engendre une réduction de la porosité associée à l'ajout de fluides qui amène à l'acquisition d'une surpression dans la formation. La magnitude significative des surpressions de fluide résultante de ce processus à l'échelle des bassins sédimentaires reste cependant très débattue.

De la même manière, Osborne et Swarbrick (1999) montrent que les cimentations de quartz

et les stylolitisations n'ont que très peu d'effet sur les surpressions de fluides par réduction de l'espace poral, contrairement à ce qu'ont pu affirmer certains auteurs (par exemple, Bjorkum *et al.*, 1998 ; Wangen, 2001). Ils démontrent au contraire que l'acquisition précoce de surpressions de fluides est plutôt inhibiteur des surcroissances par réduction des contacts entre les grains.

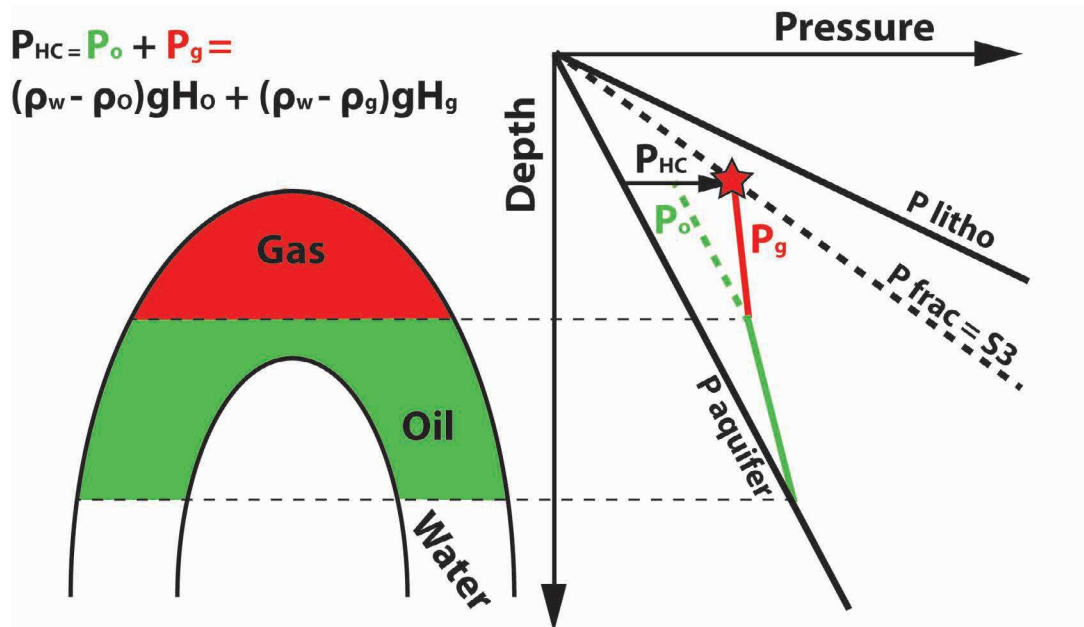


Fig. 1.20 – Schéma de l'effet de flottabilité des hydrocarbures amenant à la fracturation hydraulique de la roche encaissante (voir texte pour les explications).

La limite entre la zone sismogénique et de métamorphisme actif est également une zone importante de surpressions de fluides. D'après Sibson et Scott (1998), chaque zone subissant un métamorphisme prograde est couverte par une croûte cassante qui joue le rôle de barrière, par une rigidité plus importante, pour les fluides expulsés lors de la réaction. Ces surpressions sont notamment à l'origine des mécanismes d'hydrofracturation qui vont contrôler des systèmes minéralisés entre 7 et 15km de profondeur.

1.2.2.5 Les transferts latéraux des fluides

Lorsque les roches aquifères sont pentées, les fluides vont migrer et s'accumuler dans les pièges et monter en pression sous les niveaux couvertures simplement par l'hydrodynamisme et la flottabilité (Mann et Mackenzie, 1990 ; Grauls, 1998 ; Yardley et Swarbrick, 2000). Le fait que les surpressions soient plus superficielles facilite une rupture hydraulique, la pression de fracturation étant plus faible. Ce mécanisme aura un impact important sur les réserves pétrolières puisqu'il se localise préférentiellement dans les zones potentielles d'accumulation.

L'effet de la variation du relief peut également avoir un impact sur les pressions fluides. En effet, si une zone de piégeage de fluide devient plus profonde que le niveau piézométrique lors d'un abaissement, la pression de l'aquifère augmente pour que le fluide remonte au niveau d'équilibre.

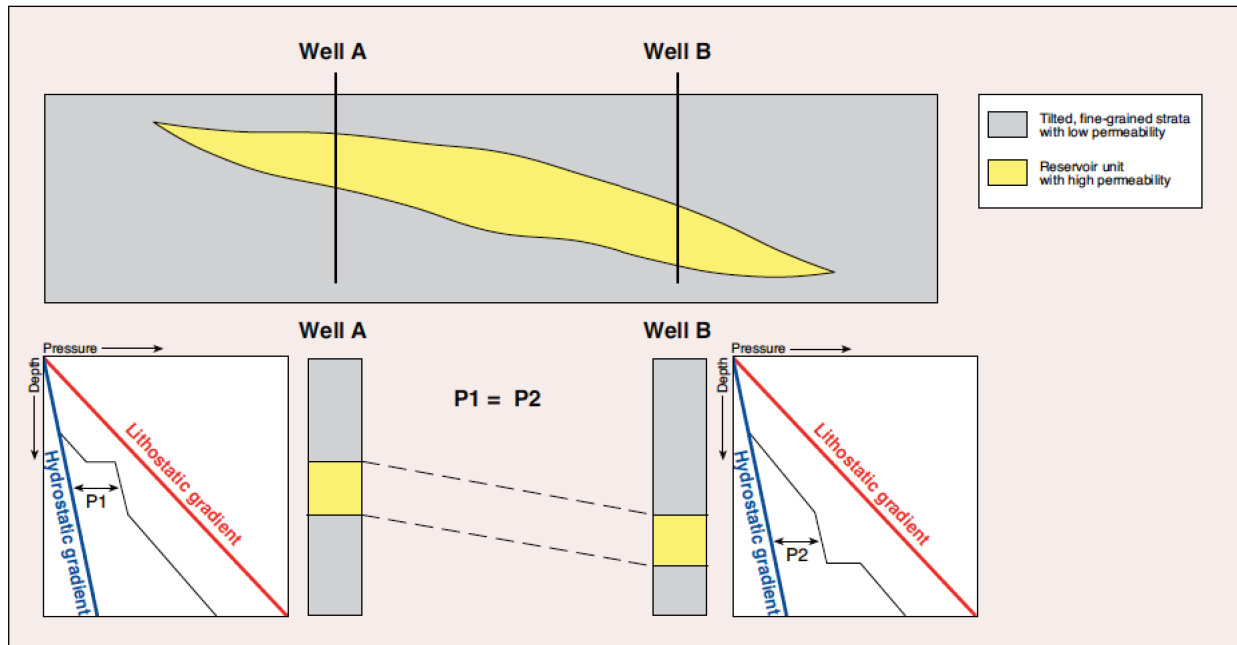


Fig. 1.21 – Mécanisme d'acquisition de surpression de fluide par transfert latéral (tiré de Graham et al., 2003).

Enfin, les variations de salinité sont communes dans les bassins sédimentaires. L'effet osmotique est la mise en circulation des fluides à travers des membranes semi-perméables qui vont créer des surpressions locales de fluides aussi longtemps que le contraste de salinité est présent (Neuzil et Provost, 2009).

Les surpressions de fluides peuvent ainsi avoir un impact important sur le calendrier d'expulsion des fluides mais également sur l'évolution des propriétés réservoirs et l'intégrité des couvertures au cours de l'enfouissement des bassins. Ils sont donc susceptibles de contrôler le mode de formation des gisements pétroliers et "hydrothermaux" au sens large.

1.2.3 Les processus de surpression associés à la mise en place des systèmes minéralisés

Dans un bassin sédimentaire, les failles vont avoir au cours de leur histoire un rôle de barrière ou de conduit pour les fluides, qu'il s'agisse des hydrocarbures ou des fluides minéralisateurs sur les marges.

On distingue alors (i) un rôle passif des fluides où les interactions avec les failles vont être principalement dépendantes de la perméabilité de cette dernière (cataclases, clay-smear, juxtaposition...- Knott, 1993 ; Sibson, 2000) de (ii) un rôle actif des fluides par les surpressions engendrées.

1.2.3.1 Généralités sur la réactivation de failles pré-existantes par pression de fluide

Sibson (1990) présente dans ses travaux les valeurs du déviateur de contrainte $\sigma_1 - \sigma_3$ (équivalent à $S_1 - S_3$) nécessaires à la réactivation des plans de failles en fonction du pendage du plan ($\delta = 90^\circ - \theta_r$ avec θ_r l'angle entre le plan et la contrainte majeure S_1) et du facteur de pression fluide ($\lambda_v = Pf/S_1$) (1.22.a). Il considère dans cette étude un régime andersonien extensif et donc un S_1 vertical et un coefficient de friction $\mu = 0,75$. La faille est considérée comme hydrostatique lorsque λ_v est égale à 0,4 et lithostatique pour λ_v égale à 1.

Il apparaît qu'à pression fluide constante, la contrainte déviatorique pour la réactivation augmente symétriquement lorsque le pendage du plan de faille augmente ou décroît de l'orientation optimale. Les failles dont le pendage est très désorienté pour la réactivation, nécessitent des pressions fluides bien supérieures à la contrainte S_3 . Ce mécanisme de réactivation induit donc une fracturation hydraulique dans la zone de faille mais également le développement de veines en extension proches du plan. Dans de telles conditions de surpression, il a été démontré qu'à une profondeur croissante, et donc une résistance à la friction forte, de nouvelles fractures se développent au détriment de la réactivation des plans de failles (Sibson, 2000).

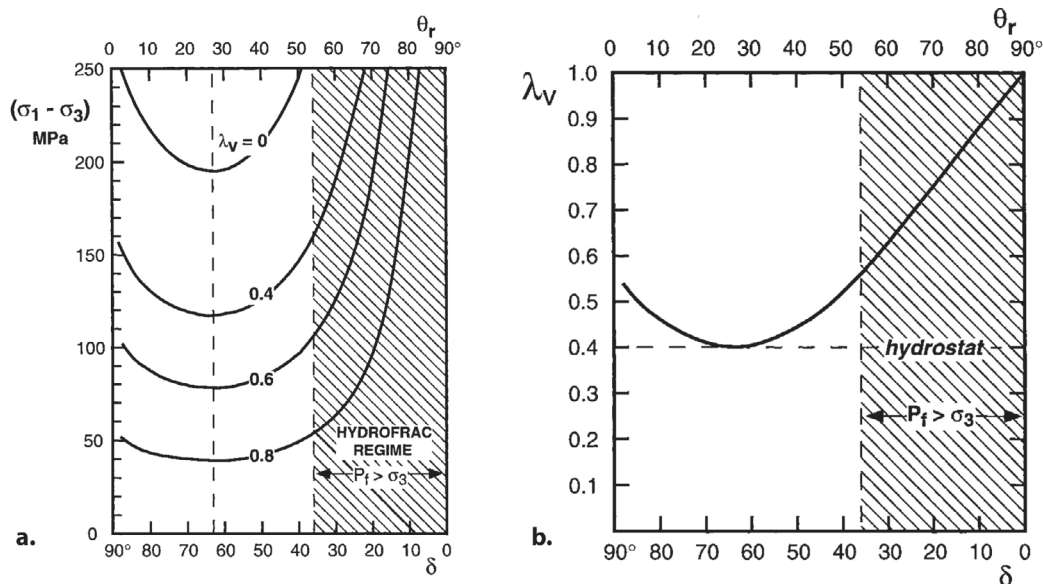


Fig. 1.22 – a. Contrainte différentielle nécessaire à la réactivation de faille à 10km de profondeur en contexte extensif en fonction de l'angle du plan de faille ($\delta = 90^\circ - \theta_r$ avec θ_r l'angle entre le plan et la contrainte majeure S_1) et du facteur de pression fluide ($\lambda_v = Pf/S_1$). b. Facteur de pression fluide nécessaire à la réactivation des failles en fonction de l'angle du plan. Ces données sont calculées pour un coefficient de friction $\mu = 0,75$ et une densité de 2650kg/m^3 (Sibson, 2000).

D'après Hill (1993), pour qu'une faille soit réactivée par la pression de fluide, la surpression de fluide doit obligatoirement être localisée dans la zone de faille. La figure 1.22.b montre les valeurs du facteur de pression fluide nécessaire à la réactivation des failles en fonction du pendage du plan pour des valeurs de contraintes constantes. On note que les pressions de fluides nécessaires à la réactivation des failles normales ne doivent pas être élevées, c'est à dire en dessous de S_3

pour les failles normales qui ne présentent pas un pendage trop faible. Au contraire, lorsque les failles dépassent l'angle critique $\delta = 37^\circ$, les pressions fluides se rapprochent des conditions lithostatiques ($\lambda_v = 1$).

1.2.3.2 Mécanisme de *crack-seal*

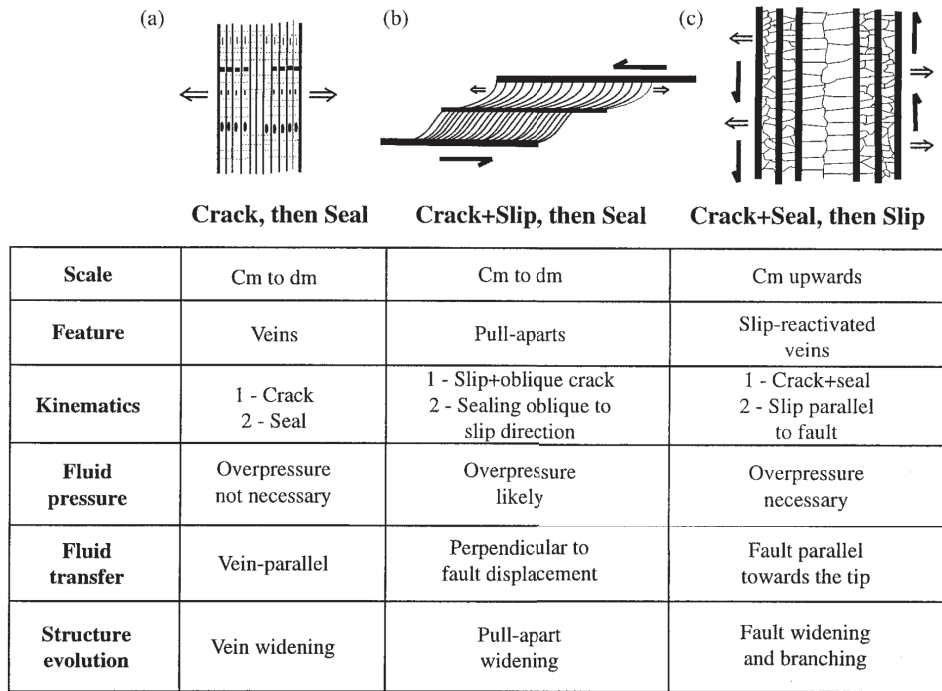


Fig. 1.23 – Comparaison des différents modèles de *crack-seal* gouvernant les précipitations de fluide (Petit et al., 1999).

Plusieurs mécanismes de *crack-seal* sont décrits dans la littérature comme l'ouverture de fracture en relation avec l'augmentation de la pression du fluide qui précipite une fois le milieu ouvert (Fig.1.23 - Petit *et al.*, 1999). Ces mécanismes dépendent principalement de la cinématique des fractures, de la pression fluide et de son transfert.

1.2.3.2.1 Processus de faille-valve

Dans les bassins sédimentaires, de nombreuses causes de surpression entrent en jeu et peuvent avoir un impact sur les propriétés de friction des failles.

Dans des zones plus profondes à mylonites, entre 7 et 15km d'enfouissement, Sibson (1981) a introduit le mécanisme de faille-valve pour expliquer la relation entre des veines "hydrothermales" et des ruptures cycliques dans les plans de faille.

Ce mécanisme implique une réduction de la résistance à la friction de la faille par pulse cyclique de surpression de fluides provoquant une réactivation sismique périodique (Sibson,

1981). Les surpressions de fluides sont liées au relâchement de fluide associé au métamorphisme prograde (schiste vert). Les fluides vont monter en pression par accumulation à la base de la lithosphère cassante où la résistance des roches est maximale (Fig.2.8 - Fyfe *et al.*, 1978; Etheridge *et al.*, 1984; Sibson, 1992). Ces surpressions ont été mises en évidence par la formation de veines en extension à grande profondeur, associées aux structures mylonitiques, que seule une fracturation hydraulique peut engendrer puisque l'état de contrainte devient de plus en plus compressif avec l'enfouissement (Faleiros *et al.*, 2007).

Plusieurs étapes sont alors décrites dans le processus de faille-valve (Fig.2.8) :

- Phase pré-sismique : la pression de fluide augmente dans la zone de faille et va induire une réduction des contraintes effectives et l'ouverture de veines en extension dans la zone de dilatance. La pression de fluide va ensuite atteindre la pression de fracturation selon un mécanisme de "crack-seal" (Ramsay, 1980; Labaume *et al.*, 1991);
- Phase co-sismique : réactivation du plan de faille par la surpression fluide et augmentation de la perméabilité verticale. Ceci permet l'évacuation du fluide sous pression qui retrouve des conditions hydrostatiques par connexion avec le domaine superficiel. La rupture à la base de la zone sismogène se propage ainsi dans la croûte et forme des veines en extension et des structures dite "en mèches" (Sibson, 2000; Faleiros *et al.*, 2007);
- Phase de colmatage de la zone de faille : la précipitation du fluide, suite à la baisse de pression (entraînant une ébullition de la solution - Hedenquist *et al.*, 1992) et de la solubilité des métaux présent (température, mélange de fluide, conditions RedOx...), induit une nouvelle obstruction de la zone de faille. Le processus devient alors cyclique si l'alimentation profonde en fluide se pérennise au cours du temps.

Les textures des minéralisations résultantes de ce processus sont des lentilles et des rubanements minéralisés se développant parallèlement aux épontes (par exemple, Boullier et Robert, 1992; Nguyen *et al.*, 1998). Chaque lentille reflète l'alternance de cristallisation et de rupture dans la caisse filonienne. Les glissements cycliques se localisent alors au niveau des faiblesses mécaniques comme par exemple les contacts avec des lamines de sulfures (Nguyen *et al.*, 1998).

C'est à travers l'étude des inclusions fluides piégées dans les minéralisations que le cycle sismique de ces failles a été mis en relation avec des fluctuations de pression fluide (failles inverses : 2000-5000 bar - Robert *et al.* (1995); 1000-1500 bar - Montomoli *et al.*, 2001; 830-1250 bar - Faleiros *et al.*, 2007; 300-2500 bar - Faleiros *et al.*, 2014; failles normale : 50-1260 bar - Parry et Bruhn, 1990).

Le mécanisme de faille valve est beaucoup décrit pour des failles inverses dont l'orientation n'est pas favorable à une réactivation frictionnelle par les contraintes tectoniques. Les zones de

surpression sont localisées à la base de la zone sismogène à des températures autour de 300°C - Parry et Bruhn, 1990; Parry *et al.*, 1991; Boullier et Robert, 1992; Cox, 1995; Robert *et al.*, 1995; Henderson et a.M. McCaig, 1996; Sibson et Scott, 1998; Dugdale et Hagemann, 2001; Montomoli *et al.*, 2001; Kolb *et al.*, 2004; Sibson, 2004).

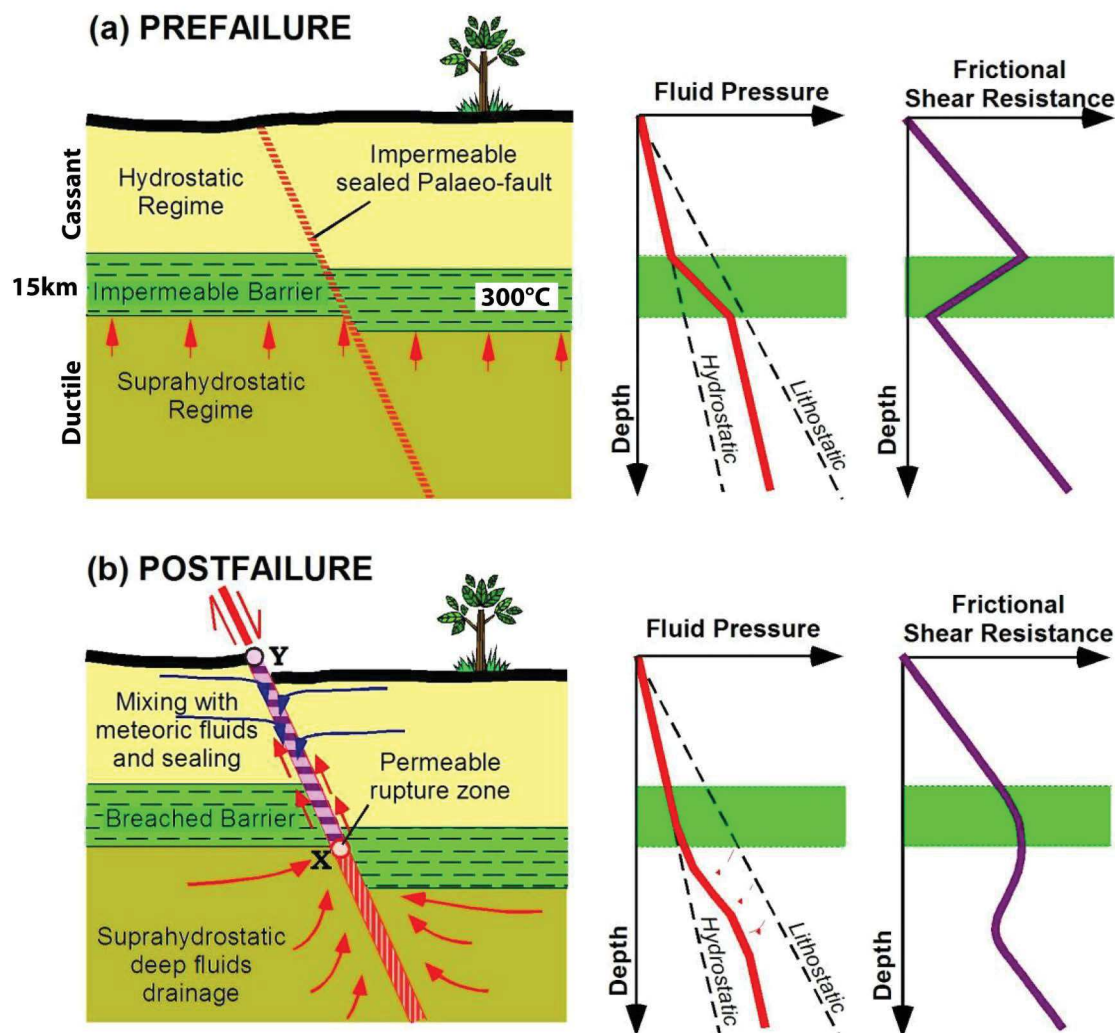


Fig. 1.24 – Mécanisme de faille-valve d'après Sibson (1990) : a. Montée en pression des fluides sous une barrière imperméable et chute de la contrainte de cisaillement associée. b. Réactivation de la faille et rupture de la roche barrière par la pression fluide.

Quelques études démontrent cependant que ce processus de "crack-slip-seal" est aussi possible dans des systèmes de faille d'orientation favorable à la réactivation (Nguyen *et al.*, 1998; Faleiros *et al.*, 2007; Faleiros *et al.*, 2014) et sur des failles normales (Sibson, 2000).

Malheureusement, il apparaît que très peu d'études se focalisent sur ce mécanisme plus haut dans la croûte supérieure au niveau des bassins sédimentaires où l'apparition de surpressions est connue, notamment dans les réservoirs pétroliers en relation avec la présence de barrière sédimentaire de perméabilité.

1.2.3.2.2 Processus de *crack-seal-slip*

Petit *et al.* (1999) ont proposé un mécanisme de valve sismique impliquant l'action de surpressions de fluides dans les zones superficielles de la croûte (Fig.1.25.a et .b).

Dans leur modèle, la première étape consiste à ouvrir en mode-1 (extension pure) une veine par l'action seule de la suppression de fluide. Le glissement du plan de fracture est dans un premier temps bloqué par la résistance à la friction alors que la pression fluide augmente. Une précipitation progressive de calcite va au fur et à mesure colmater la veine et provoquer une concentration des contraintes à l'extrémité de la fracture. Ceci engendre une fracturation de la roche encaissante avec une propagation de la veine induite par la pression fluide interne et le développement progressif de micro-fractures. La chute de pression qui s'accompagne de ce mécanisme de glissement induit à son tour la précipitation des minéraux. Si le colmatage de la veine n'est pas total à la suite de cette précipitation et que des fluides sont encore présents, ce processus devient cyclique dans le temps.

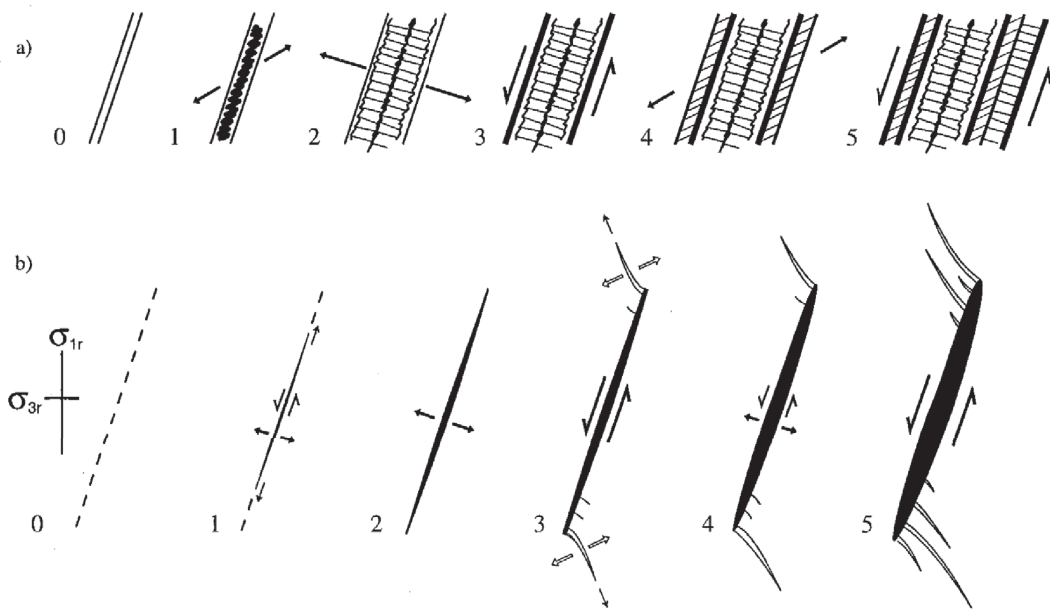


Fig. 1.25 – Mécanisme de *crack-seal-slip* d'après Petit *et al.* (1999) : a. Evolution de la texture des précipitations de calcite lors des différentes phases d'ouverture de la veine. b. Cinématique d'ouverture de la veine selon les séquences de *crack-seal-slip* (voir le texte pour les explications).

Le modèle de *crack-seal-slip* est très proche du "*mobile hydrofracturing*" de Bons *et al.* (2012). Au sein d'une veine verticale ou inclinée remplie par un fluide initialement hydrostatique, un équilibre de pression se produit dans une zone de la veine avec les conditions lithostatiques de la roche encaissante (Fig.1.26.a). Par différence de densité, si la zone centrale de la veine est à l'équilibre, l'extrémité supérieure de la veine va se retrouver en surpression alors que la partie inférieure est en condition hydrostatique. Ceci va donc créer un différentiel de pression qui dépend de la longueur de la fracture et qui finit par atteindre le seuil de fracturation hydraulique de la roche environnante. La fracture va alors se propager vers le haut en empruntant

préférentiellement les anciennes discontinuités formant un réseau interconnecté (Fig.1.26.b).

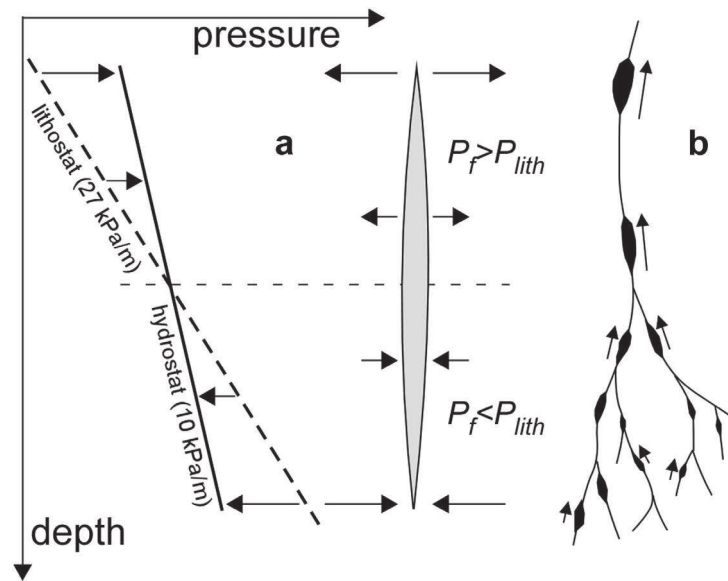


Fig. 1.26 – Mécanismes d'hydrofracturation mobile d'après Bons (2001) et Bons et al. (2012) : a. Evolution de la pression de fluide au sein d'une veine verticale en équilibre avec la pression lithostatique au centre. Par différence de densité, le fluide est en surpression à l'extrémité supérieure de la veine et provoque la propagation de la veine par fracturation hydraulique. b. Mode de propagation schématique d'une série de veine par le processus d'hydrofracturation mobile.

1.2.3.3 Les modèles de "pompage" dans les zones de faille

Le pompage par succion : Il correspond à une fracturation de la zone de faille en lien avec une fluctuation de pression de fluide lorsque la dynamique d'ouverture ou de cisaillement est supérieure à la vitesse de migration des fluides (Fig.1.27) (Sibson, 1986; Sibson, 1990). Ceci provoque une sous-pression (pression inférieure à la pression hydrostatique) qui crée un vide dans la fracture et une baisse de la solubilité du fluide qui précipite alors. Une brèche d'implosion résulte de ce différentiel de pression entre la zone de faille et l'encaissant.

Suction-Pump Action at Dilational Jog



Earthquake Earthquake

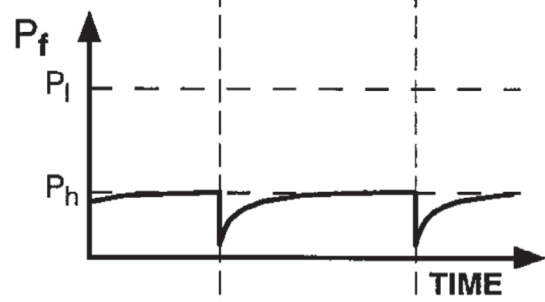


Fig. 1.27 – Mécanisme de pompage par succion dans une zone de relai extensif d'après Sibson, 2000. Chaque réactivation sismique du plan de faille s'accompagne d'une chute de pression fluide dans la zone de faille et à la formation d'une brèche d'implosion.

Le pompage sismique : Sibson (1975) montre une migration du fluide vers le bas lors d'un gradient de pression dans une zone de dilatance de la faille ouverte par contrainte tectonique lors du glissement de la faille (pull-apart). L'ouverture de la zone de dilatance est plus rapide que l'expulsion des fluides provoquant ainsi une chute de pression importante. La diminution de pression contraste alors avec les pressions de fluides plus hautes dans la colonne lithologique et ce gradient engendre la migration des fluides superficiels dans des zones plus profondes par fracturation.

Le pompage "matrix-to-crack" : Il est introduit par Etheridge *et al.* (1984) et montre le transfert des fluides de la matrice vers la zone de veine qui est alors en sous pression après son ouverture pendant le métamorphisme. Ces auteurs montrent que l'importance du transport advectif intergranulaire est responsable de la déformation de la roche et du transfert de solution qui surpassent les processus de pression-solution dans un domaine métamorphique.

1.2.3.4 La brèchification par pression de fluide

Les brèches mécaniques sont les structures les plus communes dans les dépôts minéralisés d'origine endo- ou exogène (Fig.1.28). L'effet le plus fréquent de brèchification est l'hydrofracturation en relation avec les variations temporelles de pressions fluides (Jébrak, 1992 ; Hagemann *et al.*, 1992).

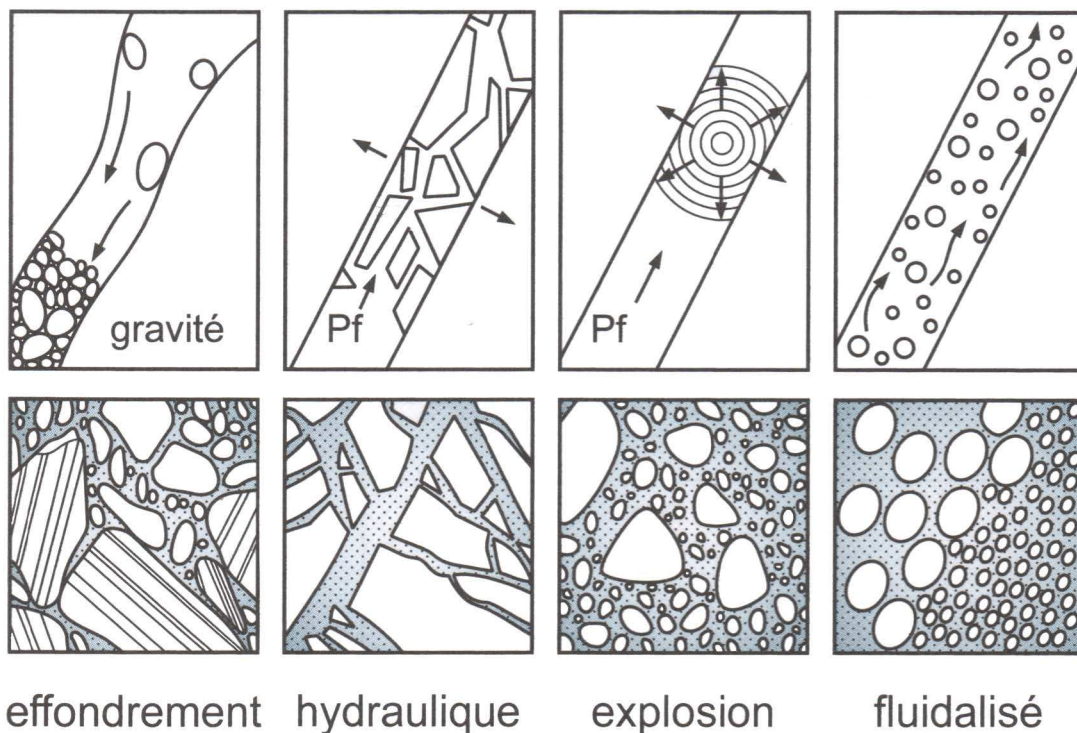


Fig. 1.28 – Mode de formation des brèches mécaniques en relation avec la circulation des fluides (d'après Jébrak, 1997).

Les brèches hydrauliques sont associées aux mécanismes d'hydrofracturation *in-situ* décrit précédemment dans les failles. On les distingue par des fragments anguleux, de tailles plus ou moins identiques et une continuité avec l'encaissant. Les contours des fragments se calquent souvent sur des discontinuités pré-existantes telles que les plans de schistosités et la stratification (Jébrak, 1997). La plupart se forment en contexte extensif avec de plus faibles occurrences en régime compressif (Beach, 1980).

On les distinguera **des brèches d'explosion**, formées lors de l'expansion de volume du fluide, par l'hétérogénéité de la nature et de la taille des éléments causée par un déplacement des fragments avant leur cimentation. Elles sont rarement visibles en contexte hydrothermal (Jébrak, 1997).

Au contraire, des chutes drastiques des pressions de fluides sont à l'origine de **brèche d'implosion** à texture en mosaïque (Sibson, 1986). La décompression rapide résulte souvent de l'ouverture d'une zone de faille par cisaillement (Sibson, 2000).

Une transition d'un régime de pression supra-hydrostatique à hydrostatique induit des instabilités sur les épontes des roches et forment des **brèches d'effondrement** qui marquent généralement les derniers stades d'évolution des minéralisations "hydrothermales". Ces mêmes brèches se développent par collision des fragments véhiculés par les fluides en surpression. Une combinaison entre les brèches d'effondrement et l'accrétion de minéraux hydrothermaux formera les brèches en cocardes qui sont souvent témoins d'un milieu absent de toute contrainte tectonique (Genna *et al.*, 1996).

Enfin, **les brèches fluidalisées** sont formées par l'attrition des épontes des fractures lors de la circulation d'un fluide en surpression très dense (Jébrak et Marcoux, 2008). Les fragments baignant dans la minéralisation sont alors arrondis.

1.2.3.5 Couplage tectonique/surpression - "*No-flow model*"

Le mécanisme de faille-valve implique la présence d'un horizon sous haute pression qui intercepte un plan de faille. Les modèles couplant l'activité tectonique de la faille et les pressions de fluides montrent que les surpressions peuvent être générées *in-situ* par l'activité même de la faille (Fig.1.29).

Au cours des périodes intersismiques, la contrainte minimale S_3 diminue impliquant une dilatance de la zone de faille qui constitue alors une aire de drainage préférentielle pour les fluides. Lors des épisodes d'activation du plan de faille, S_3 augmente provoquant ainsi la mise en pression des fluides initialement piégés en condition sub-hydrostatique (Sibson, 1992).

Précisant ce processus sur la faille de San Andreas, Byerlee (1993) montre que la surpression va être engendrée par la compaction de la gouge saturée en fluide contenue dans la faille au cours

du cisaillement de cette dernière. En effet, pendant le cisaillement, le fluide ainsi compacté doit être expulsé dans la roche environnante à pression hydrostatique. Mais les fluides sursaturés ont provoqué le dépôt de silicates créant ainsi une compartimentalisation de la zone de faille où les pressions de fluide ne sont pas hétérogènes (Fig.1.29). La pression de fluide va donc augmenter jusqu'à ce qu'il y ait une rupture hydraulique de ces barrières imperméables qui séparent les compartiments. Mais une fois que les pressions s'équilibrent entre deux compartiments, la contrainte normale effective est plus basse qu'initialement et un nouveau séisme peut être provoqué par ce processus.

C'est un mécanisme cyclique dans le temps lorsque la zone de faille est de nouveau saturée en fluide après la première rupture qui augmente la perméabilité. Ce processus de surpression généré par la compaction de sédiments encadrés par une couverture est susceptible de jouer un rôle dans l'acquisition des pressions anormales dans les bassins pétroliers très enfouis.

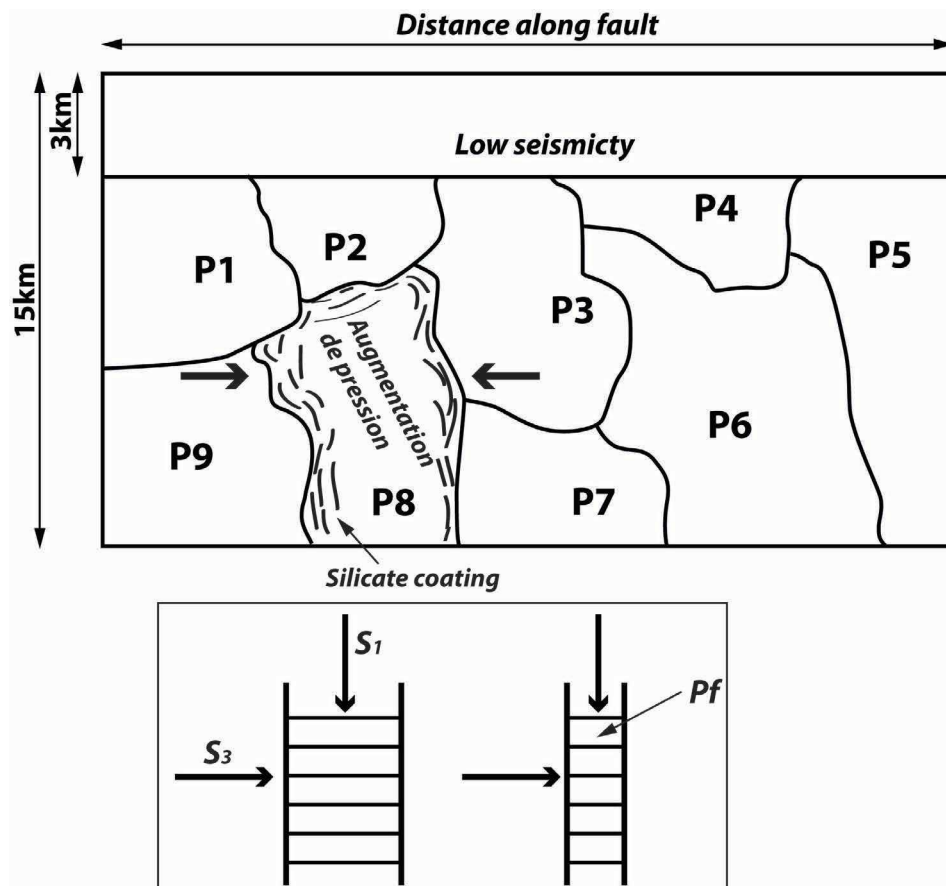


Fig. 1.29 — Section verticale schématisée d'un plan de faille séparé en compartiment de pression différentielle due à la présence de barrière imperméables (modifié d'après Byerlee, 1993).

1.2.4 Conclusions et problématique sur le rôle des fluides dans la déformation des bassins sédimentaires

La majorité des processus décrits ci-dessus relie les mécanismes de déformation des roches avec les surpressions de fluides profonds. En particulier, la réactivation de failles suivant le principe de valve sismique est reconnu essentiellement pour des fluides provenant du métamorphisme prograde à la base de la zone sismogène, c'est à dire à des profondeurs supérieures à 7km.

L'acquisition de surpressions implique la présence d'une roche couverture ou d'une faille scellante qui vont compartimenter les réservoirs. Ces phénomènes sont également attendus dans les bassins sédimentaires et en particulier associés aux systèmes pétroliers et aux gîtes de type MVT où l'accumulation des fluides se fait au niveau de pièges structuraux surmontés par des couvertures imperméables. Dans le cas des bassins sédimentaires, à côté de la caractérisation des sources et des mécanismes à l'origine de la circulation des fluides à l'échelle régionale, il convient de préciser l'impact que vont avoir ces fluides de bassins en matière de modification des propriétés des réservoirs et de l'intégrité des couvertures.

D'une manière plus précise, les questions qui restent à ce jour en suspens concernant le rôle des fluides de compaction dans la déformation des bassins sédimentaires sont les suivantes :

- Les mécanismes de fracturation assistés par les fluides à l'échelle de la lithosphère peuvent-ils être appliqués à la dimension d'un bassin sédimentaire (< 3km de profondeur) ? Si oui, quelle est la nature des fluides responsables de la déformation ?
- Quelle est la part de contrôle sur la réactivation d'une faille active entre le chargement en contrainte tectonique et la surpression de fluides ?
- Quels sont les mécanismes de réactivation d'anciens accidents par les fluides à l'échelle de l'objet et de la matrice ; et quelle est l'aire d'endommagement autour de la zone de faille ?
- Les surpressions sont-elles localisées dans la zone de faille ou affectent-elles les sédiments environnants ? Si oui, quel est l'impact des surpressions dans des sédiments initialement non déformés ?
- Quels sont les ordres de grandeur des surpressions de fluide à l'origine des déformations dans la croûte supérieure ?
- Quelle est la nature des barrières lithologiques scellant les fluides ?
- Les différents épisodes de minéralisations de fluide associés aux périodes d'activité des failles permettent-ils de préciser l'histoire tectonique post-dépôt du bassin ?

Méthode intégrée de caractérisation des épisodes de circulation des fluides dans les bassins sédimentaires

L'objectif de ce chapitre n'est pas de décrire précisément l'ensemble des méthodes analytiques utilisées dans ce travail, mais de définir la démarche générale adoptée dans le but de comprendre l'histoire des fluides dans un bassin. Le protocole de mesure ainsi que la description détaillée des méthodes analytiques est présenté en Annexe A.

2.1 L'approche "*source to sink*"

Face à la grande variété de fluides intervenant dans l'histoire syn- et post-dépôt des bassins, il apparaît nécessaire de contraindre un modèle métallogénique complet afin de définir l'histoire des fluides minéralisateurs. D'après Routhier (1963) et Pélissonnier (2001), le modèle se décompose en quatre grandes étapes (Pélissonnier, 2001 - Fig.1.30) :

- Extraction des métaux à partir d'une ou plusieurs roches sources ;
- Transport des métaux ;
- Piégeage et minéralisation par le fluide lors de variations physico-chimiques du milieu ;
- Remobilisation post-accumulation.

Au cours de cette évolution, les marqueurs minéralisés sont les seuls témoins préservés des circulations de fluide dans les bassins. Dans la définition de la métallogénie, Routhier (1963) précise que la compréhension des conditions de genèse des gîtes minéraux se situe au carrefour de multiples disciplines des Sciences de la Terre. Les mécanismes et le calendrier des circulations de fluide sont par conséquent accessibles à partir de l'analyse multi-échelle de la fabrique structurale, microthermométrie et géochimie des corps minéralisés ainsi que des inclusions fluides piégées dans les minéraux (Roedder, 1984).

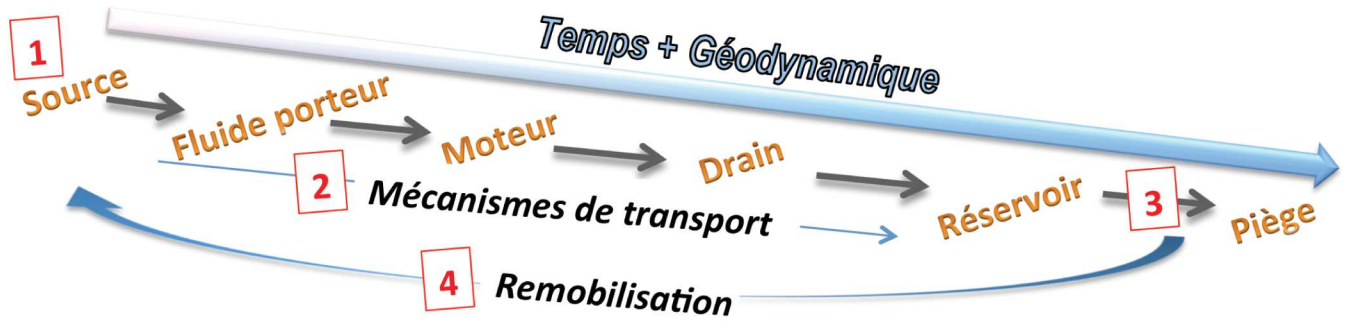


Fig. 1.30 – Schéma des éléments constituant un modèle métallogénique régional complet (d'après Pélissonnier, 2001).

2.2 Choix des sites d'étude

Dans une approche de type *source to sink*, le demi-graben Stéphano-Permien de Lodève (Hérault, France), aujourd'hui exhumé, offre de bonnes conditions d'affleurement permettant d'accéder conjointement aux sources, aux drains et aux réservoirs de systèmes minéralisés polymétalliques. Ces corps minéralisés sont piégés au sein de paléokarst et zone de failles de roll-over (Delort, 1975; Laversanne, 1976; Lopez, 1992; Sauvage, 2000) (Fig.1.31). En particulier, des facies rubanés témoins de remplissages cycliques dans les zones de faille ont déjà été décrits et permettront d'approcher les problématiques de fluctuations de pression de fluide dans la croûte supérieure (Lopez, 1992; Sauvage, 2000).

Ce bassin renferme également ce qui a été un des principaux gisements d'uranium français et il constitue de plus un analogue de champ pétrolier. En raison de son intérêt, l'histoire tectono-sédimentaire de ce bassin est bien contrainte, ce qui permet de mieux replacer les épisodes de minéralisations polymétalliques dans l'histoire de son remplissage. Le principal écueil à l'étude de ce bassin est l'absence de données géophysiques imageant sa structure profonde ce qui nécessite de faire des hypothèses pour contraindre l'histoire de son enfouissement.

Ce travail basé principalement sur des observations de terrain à différentes échelles sera complété par une analyse d'un bassin en cours d'enfouissement situé dans le North Viking Graben en Mer du Nord. Ces bassins du North Viking Graben présentent une géométrie et problématique similaires avec la diagenèse de réservoirs pétroliers lors d'un épisode dit hydrothermal précoce qui était encore mal contraint (Lacharpagne, 1993).

Les analogies avec le bassin de Lodève résident principalement dans une architecture régionale comparable de demi-graben sur faille listrique avec un système pétrolier connu et des minéralisations polymétalliques et veines de carbonates dans la zone de *roll-over*. Le Bassin de Lodève permettra à travers un travail de terrain et de nombreuses analyses géochimiques d'identifier les critères discriminants à la compréhension des processus de circulation des fluides dans le bassin. Ces critères seront ensuite utilisés pour contraindre l'histoire des fluides diagénétiques dans le

North Viking Graben où l'accès aux marqueurs fluides est restreint à deux puits carottés.

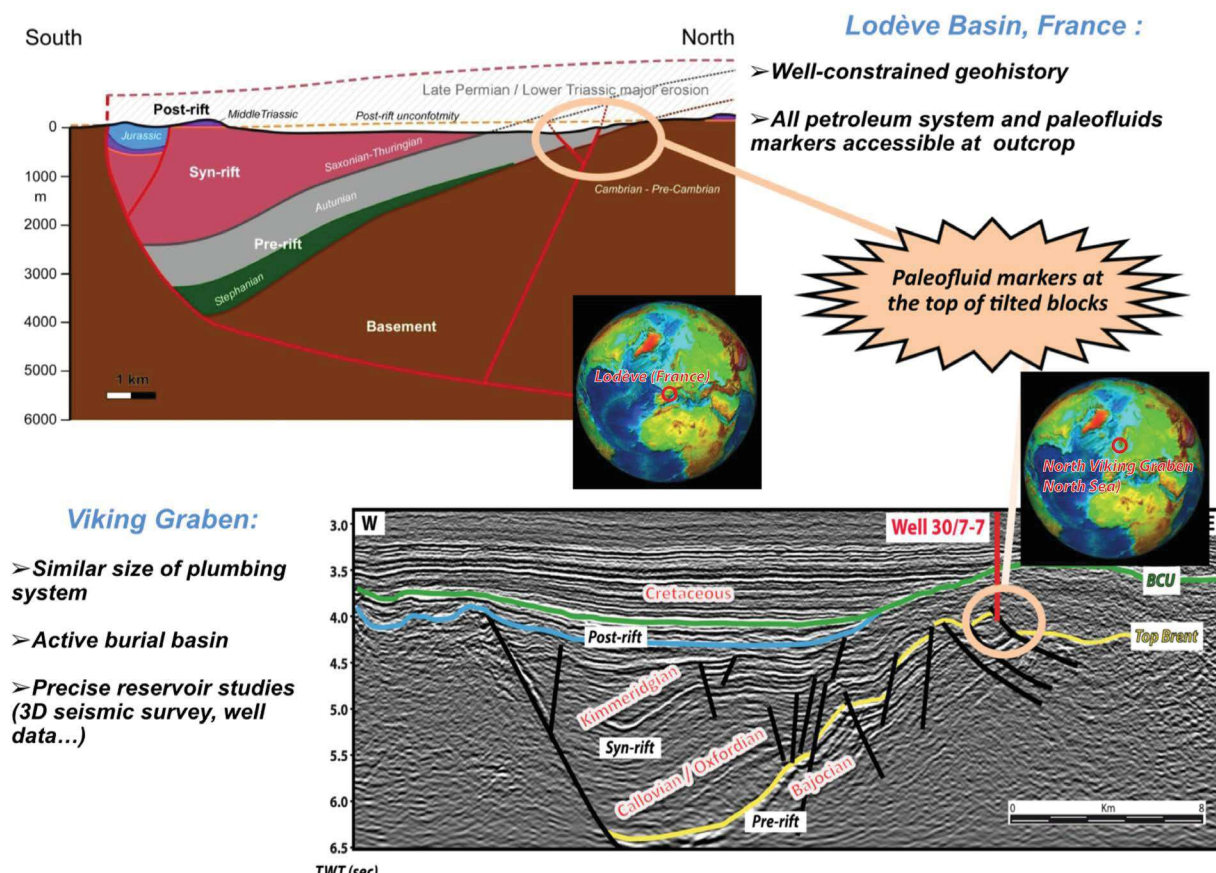


Fig. 1.31 – Etude à échelle complémentaire des marqueurs fluides dans les deux systèmes de demi-grabens traités dans ce travail : (a) le bassin Stéphano-Permien de Lodève (Lopez, 1992) et (b) un bassin d'âge Jurassique supérieur enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord).

2.3 Protocole de caractérisation multi-échelles des fluides

En se basant sur la notion de modèle métallogénique régional, notre méthodologie générale va s'articuler autour de deux axes complémentaires que sont (i) une modélisation tectono-sédimentaire et thermique à l'échelle des bassins et (ii) une caractérisation des épisodes fluides par l'étude multi-outil et multi-échelle des marqueurs minéralisés (Fig.1.32).

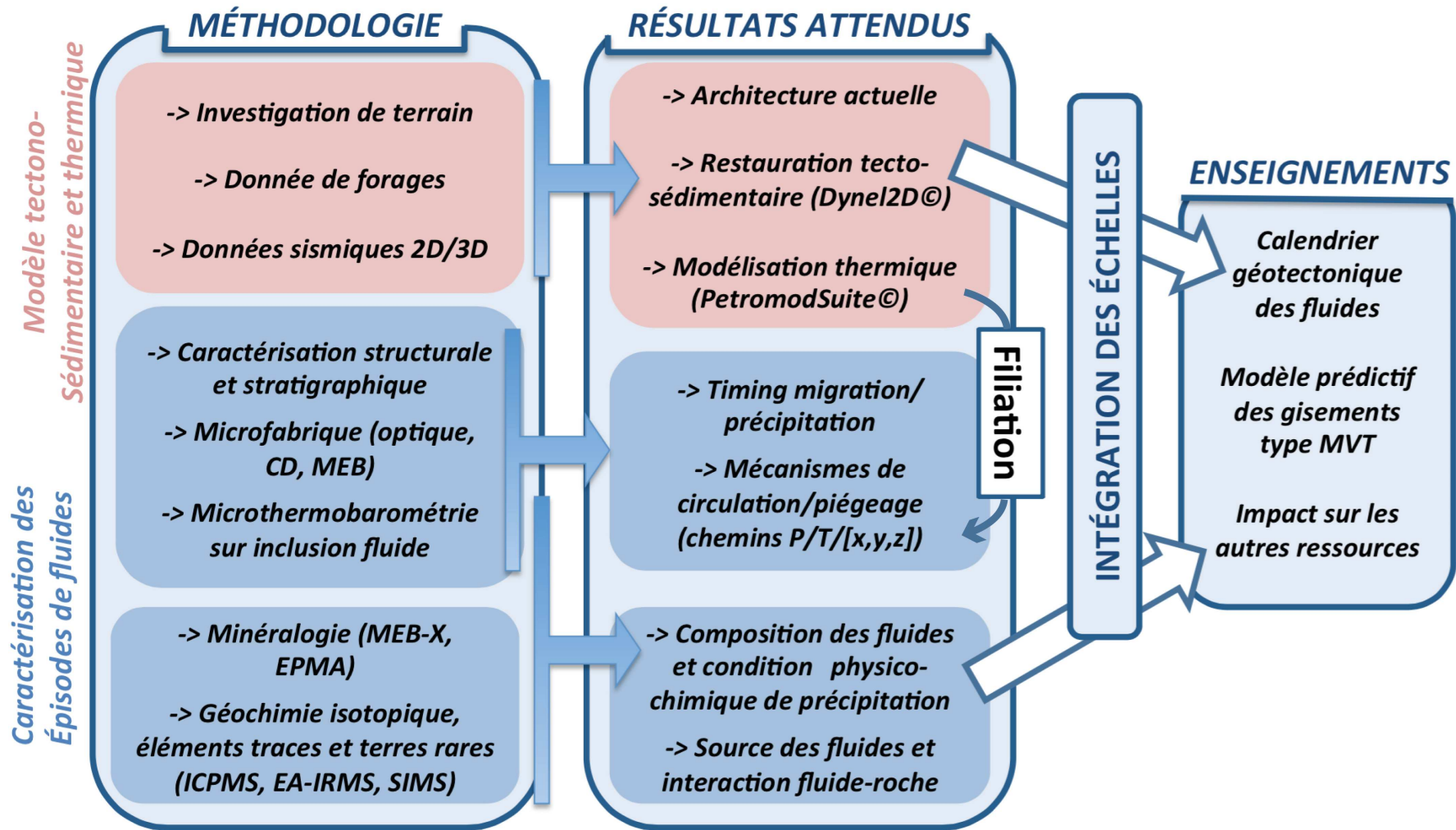


Fig. 1.32 – Méthode générale utilisée dans ce travail, résultats et enseignements attendus.

2.3.1 Premier axe d'étude : la modélisation tectono-sédimentaire et thermique des bassins

2.3.1.1 Objectifs

Le **but** est de construire un modèle 4D de l'histoire des bassins sédimentaires étudiés afin de contraindre l'ensemble des forçages internes et externes en jeu dans la mobilisation des fluides à l'échelle du bassin.

Les **deux principales finalités** sont (i) d'identifier le calendrier de l'expulsion et les différents moteurs de la circulation des fluides à partir de la caractérisation des régimes de pression/température au cours de l'enfouissement/exhumation du bassin ; et (ii) de caractériser les géométries et les extensions à l'échelle régionale des drains, des réservoirs, des couvertures et des roches mères pour les différentes familles de fluides.

2.3.1.2 Méthodologie

2.3.1.2.1 Construction du modèle tectono-sédimentaire actuel des bassins

La méthodologie consiste en premier lieu à réaliser une **synthèse bibliographique régionale** de chacune des zones et de les compiler au sein d'une base de données SIG avec le logiciel ArcGIS.

A partir des acquis issus de la littérature sur chacune des zones, nous **préciserons le modèle structural actuel** en fonction des outils à notre disposition. La méthode employée est la corrélation entre les données sismiques et de puits imageant les géométries en profondeur. Nous présenterons dans ces travaux les interprétations de quatre profils sismiques 2D *onshore* dans le bassin de Lodève et un bloc de sismique 3D associés à des lignes sismiques 2D d'investigation *offshore* profonde dans le bassin du North Viking Graben en Mer du Nord.

La méthode d'interprétation sismique a consisté à réaliser un pointé des failles et des horizons qui marquent les contrastes d'impédance acoustique le long des principaux changements de lithologie. Ce type d'interprétation a été réalisé avec le logiciel Petrel© de Schlumberger. L'utilisateur définit un germe qui sera ensuite automatiquement propagé en se calquant sur les signaux sismiques identiques. Des méthodes de corrélation intégrées au logiciel permettent ensuite de construire des cartes de profondeur et structurales. Les surfaces ainsi définies sont ensuite migrées en temps-profondeur à partir des lois de vitesse des puits pour définir l'architecture de la zone étudiée à l'instant présent.

2.3.1.2.2 Restauration géomécanique des bassins

Le modèle structural de chaque bassin a fait ensuite l'objet d'une **restauration géomécanique 2D** afin de vérifier le bon équilibrage de la structure permettant de construire l'évolution tectono-sédimentaire du bassin au cours du temps. La restauration a été réalisée à l'aide du logiciel Dynel2D© développé par IGEOSS-Schlumberger. Ce logiciel permet la restauration 2D de structures géologiques complexes en fonction de lois géomécaniques selon la méthode des éléments finis (FEM - Finite Element Method - Hughes, 1987 ; Maerten, 2006 ; Maerten, 2007).

Une restauration de ce type apporte également des éléments en termes de réponses géomécaniques des failles et des lithologies suivant les contraintes qu'on leur impose. Ceci nous a permis de caractériser les périodes d'activité et le régime des failles au cours du temps. Le comportement des failles ainsi contraint a servi d'entrée pour une modélisation thermique du bassin mais également pour faire le lien avec la mise en place des épisodes de fluides.

2.3.1.2.3 Modélisation de l'histoire thermique des bassins

Une fois l'architecture des deux bassins équilibrée, une coupe 2D représentative de chacun a été extraite pour servir de contrainte à la **modélisation thermique de bassin**, réalisée à l'aide du logiciel PetromodSuite2D© (Schlumberger, Integrated Exploration Systems - IES). Ce logiciel intègre des données géologiques et géomécaniques dans un modèle de génération, migration et piégeage des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires.

Cette modélisation nous a permis de dégager les résultats suivants :

- L'histoire de l'enfouissement du bassin ;
- Les régimes de pression/température en tout point de l'espace au cours du temps. En particulier, les régimes de pressions géostatiques ont servi à l'identification des conditions de piégeage des inclusions fluides piégées dans les corps minéralisés ;
- Le calendrier de maturation des roches mères et leur potentiel de production ;
- Le calendrier de génération/expulsion/piégeage et dysmigration des hydrocarbures. En particulier, ceci nous a permis de préciser la chronologie relative vis à vis des minéralisations et des transformations diagénétiques visibles sur le terrain, par rapport au chargement en hydrocarbure des zones de pièges ;
- La position de ces zones de piégeage à hydrocarbures au cours du temps ;
- L'identification des mécanismes de migration des fluides dans le bassin (surpression, température, densité...).

2.3.2 Second axe d'étude : caractérisation structurale, microthermométrie et physico-chimique des épisodes fluides

2.3.2.1 Objectifs

Le but était de réaliser par une analyse multi-échelle un calendrier des différentes familles de fluides qui se sont télescopées au cours de l'histoire du bassin et d'en définir la cuisine minérale pour chacune (voir Fig.1.30). L'impact de la migration des fluides sur la roche hôte et l'intégrité des roches couvertures au cours du temps a fait également l'objet d'une analyse soignée.

Les objectifs étaient alors (i) une caractérisation multi-échelles des relations structurales 3D entre les minéralisations, l'encaissant et la couverture, et l'appréciation des effets locaux de surpressions de fluides sur les roches hôtes ; et (ii) une identification de la nature des différentes familles de fluides ayant circulé, des sources, des calendriers et des conditions physico-chimiques de migration et de précipitation dans les réservoirs successifs.

2.3.2.2 Méthodologie

2.3.2.2.1 Analyse structurale, texturale et minéralogique

Une **analyse stratigraphique, structurale, texturale et minéralogique** a été conduite sur les corps minéralisés et leur encaissant (déformation, altération). Pour le bassin de Lodève où les conditions d'affleurement sont bonnes, la description stratigraphique et structurale a consisté à élaborer une cartographie des zones minéralisées (acquisition d'un modèle numérique de terrain par station optique totale) et une analyse de terrain de la distribution et de la géométrie 3D des corps minéralisés ainsi que de leur relation avec la roche encaissante (zone de faille, karst, roche couverture...).

La même méthode a été employée pour les marqueurs de fluide dans le bassin du North Viking Graben même si les objets géologiques ne sont accessibles qu'à travers les intervalles carottés de deux puits pétroliers.

Une fois le modèle structural construit, nous avons effectué un échantillonnage ciblé des marqueurs minéralisés pour conduire une étude texturale sur lames-minces en microscopie optique en lumière réfléchie et transmise, en cathodoluminescence (CL) et par microscopie électronique à balayage (MEB) à Géosciences Montpellier.

L'étude minéralogique a été faite par mesures semi-quantitatives au MEB couplé à un EDS et par microsonde électronique EPMA pour les éléments majeurs et traces au Service Inter-régional Microsonde Sud de l'Université de Montpellier.

Ce modèle intégré a permis d'apporter les premiers éléments quant au calendrier de mise en place des différents faciès minéralisés en lien avec des épisodes de fluides distincts et de mieux contraindre les mécanismes de piégeage dans l'évolution du bassin.

2.3.2.2 Géochimie isotopique et teneur en éléments traces et Terres Rares des minéralisations

Les analyses ciblées de **géochimie isotopique** sur les minéralisations ont contraint :

- (i) Les sources et la composition des fluides minéralisateurs, notamment par l'intermédiaire du calcul du fractionnement isotopique entre le minéral et la solution mère ;
- (ii) Les mécanismes physico-chimiques de précipitation des minéralisations (conditions RedOx, réduction des sulfates...);
- (iii) Les conditions de pression/température de piégeage des inclusions fluides par l'utilisation de géothermomètre isotopique du soufre. En effet, le fractionnement isotopique entre les sulfates et sulfures coprécipités dépend essentiellement de la température d'après les équations de Ohmoto et Lasaga (1982).

Les mesures des rapports isotopiques ont été réalisées au spectromètre de masse multi-collecteur pour les isotopes stables de l'oxygène, $\delta^{18}O$, et de l'hydrogène, δD , au Stable Isotope and Organic Geochemistry Laboratories de Lausanne (UNIL) sur les argiles. Les équations de fractionnement à l'équilibre entre le minéral et le fluide ont permis la caractérisation des sources et les conditions physico-chimiques de précipitation.

L'analyse des isotopes radiogéniques du strontium, $^{87}Sr/^{86}Sr$, sur barytine ont été faites sur le même type d'appareillage au BRGM d'Orléans. Sachant que ce rapport n'est pas affecté par un processus de fractionnement en dessous de 400°C (Matter *et al.*, 1987), il a contribué à préciser la source des fluides à l'origine des minéralisations de barytines et de fluorines.

Enfin, les mesures des rapports isotopiques du soufre, $^{34}S/^{32}S$, sur barytine ont été effectuées au EA-IRMS à l'Institute of Earth Surface Dynamics of the University of Lausanne (Suisse) pour les barytines et à la microsonde ionique SIMS au Service Inter-régional Microsonde Sud de l'Université de Montpellier pour les mesures *in situ* sur chalcopyrites. Nous avons utilisé ces données dans le but de définir un géothermomètre isotopique (Ohmoto et Lasaga, 1982) mais également de caractériser les sources du soufre et les mécanismes de réduction des sulfates.

Les analyses des éléments traces et Terres Rares au spectromètre de masse en mode solution (ICPMS) sur roche totale et laser (LA-ICPMS) sur minéralisations ont toutes été effectuées à Géosciences Montpellier. Ce type de mesures, en complément des analyses isotopiques,

a également permis de préciser la caractérisation des sources potentielles de fluides et des conditions RedOx de précipitation.

2.3.2.3 Microthermobarométrie sur inclusions fluides

Une inclusion fluide est une micro-cavité dans laquelle a été piégé un volume de fluide au cours de la cristallisation ou de la recristallisation secondaire d'un minéral. Le système étant supposé clos, de même composition et volume, ces inclusions fluides vont nous renseigner sur la nature et les conditions P/T lors du piégeage des fluides.

Au sein de bassins sédimentaires, les eaux de formation vont contenir des sels dissous de type NaCl, $CaCl_2$, KCl, des sulfates et des gaz dissous (CH_4 , H_2S , N_2 ...) qui vont pouvoir être identifiés par l'étude des changements de phases des inclusions fluides.

La première étape est l'étude de la **fabrique des inclusions fluides** (Roedder, 1984; Bodnar, 1985). Une étude microscopique par systèmes optiques et de cathodoluminescence est nécessaire pour identifier les inclusions primaires (reliées à la précipitation du minéral à partir du fluide originel), pseudo-secondaires (lors de la circulation d'un fluide syn-déformation du minéral) et secondaires (issues de la déformation post-cristallisation) (Fig.1.33). Cette même étape est primordiale afin de caractériser les inclusions fluides qui ont subi des déformations post-piégeage (décripitation, *necking-down*...).

Une fois ces fabriques définies, plusieurs assemblages d'inclusions fluides (FIA) sont identifiés se caractérisant par les mêmes propriétés génétiques. Ce sont ces FIA qui font l'objet d'analyses microthermométriques.

On distingue dans l'étude des changements de phase : (i) **la microthermométrie** ($T > 25^\circ C$) qui permet d'obtenir les températures d'homogénéisation du fluide équivalent à la température minimale de piégeage et (ii) **la cryométrie** ($T < 25^\circ C$) qui donne la composition des sels à partir de la température d'eutectique et la salinité du fluide par la température de dernière fonte de cristal (équations de Bodnar, 1993).

Ces changements de phase sont fonction de la température mais également des pressions, des changements de volume et de la composition chimique du fluide piégé. La construction des isochores des FIA va alors représenter les conditions pression/température qu'ont suivi les inclusions fluides pour une même densité et une composition identique.

Les températures d'homogénéisation ne donnant que des températures minimales de piégeage, il est nécessaire d'apporter des corrections pour quantifier les régimes P/T. Pour pallier cette limite, nous avons choisi de corriger les isochores par les gradients géothermiques calculés à partir de la modélisation thermique du bassin et par le géothermomètre isotopique du soufre sur la paire sulfate-chalcopyrite (Ohmoto et Lasaga, 1982).

Une quantification des régimes P/T de piégeage des fluides est essentielle à la compréhension des différents mécanismes qui vont régir la migration et surtout le piégeage des fluides.

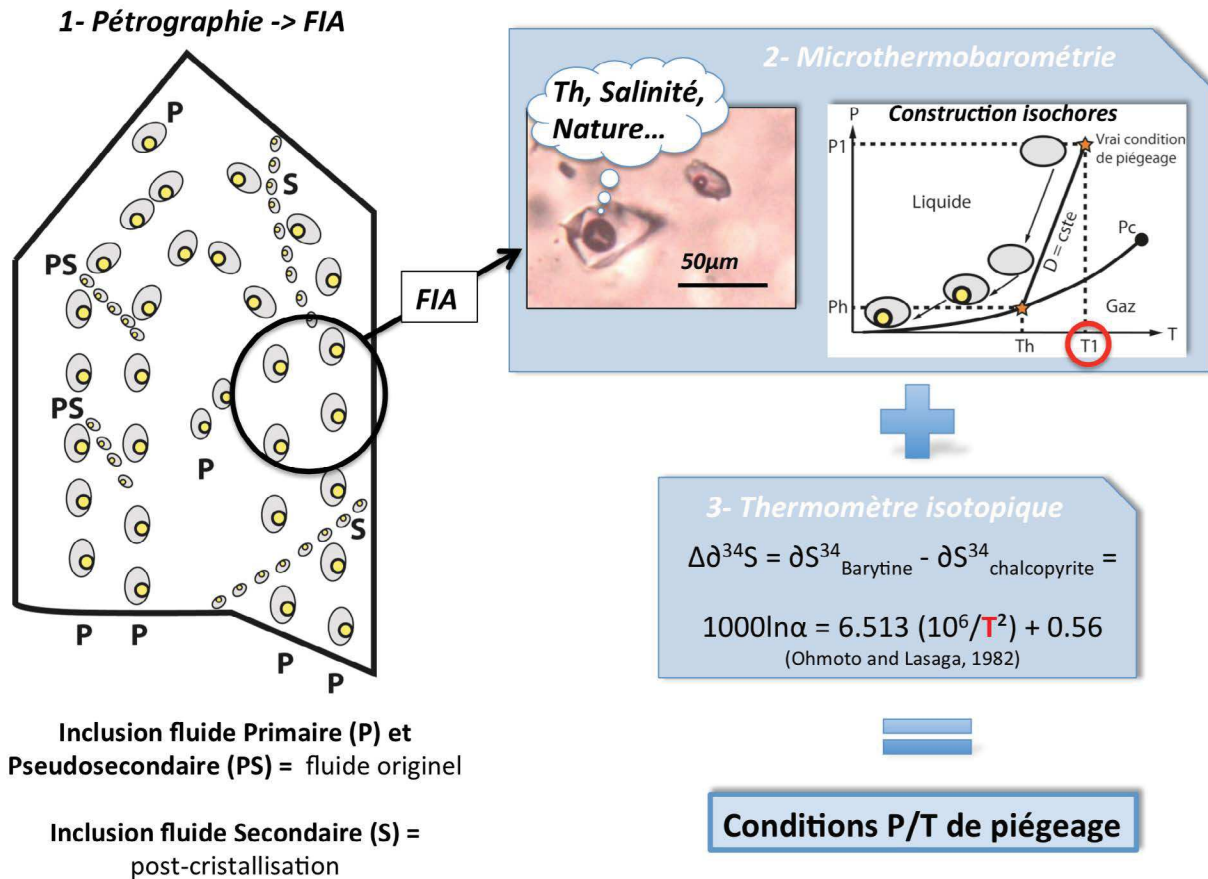


Fig. 1.33 – Méthodologie générale de l'étude microthermobarométrique sur inclusions fluides.

L'intégration des deux axes précédemment décrits conduira *in fine* à l'élaboration d'un calendrier géotectonique des phases d'expulsion, de migration et de métallogénèse des différents fluides pour chaque bassin. La comparaison des deux histoires apportera quant à elle les critères discriminants permettant l'élaboration d'un modèle 4D prédictif. Ce modèle permettra d'appréhender la préservation des réservoirs et couvertures au cours de l'histoire d'enfouissement/exhumation des bassins tardi- à post-orogéniques.

Deuxième partie

Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève

Contexte géologique et métallogénique du Bassin Stéphano-Permien de Lodève

1.1 Histoire tectono-sédimentaire

1.1.1 Contexte structural tardi-hercynien du bassin

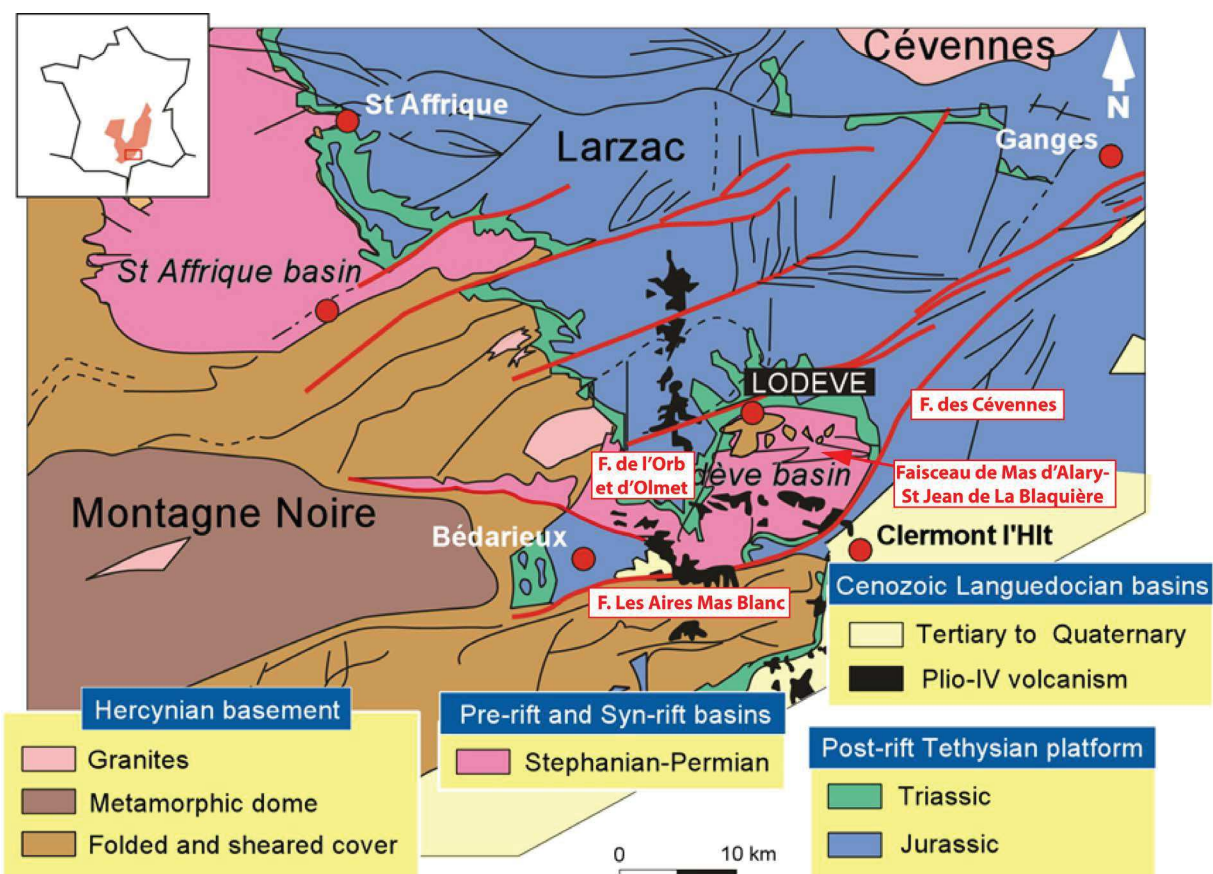


Fig. 2.1 – Carte géologique régionale du Bassin Stéphano-Permien de Lodève (d'après Lopez et al., 1997).

Le Bassin Stéphano-Permien de Lodève est situé sur la bordure sud-est du Massif Central Français (Fig.2.1), bordé par la Montagne Noire au Sud, le domaine des Causses au Nord et le bassin Tertiaire de l'Hérault au sud-est. Il s'agit d'un demi-graben couvrant une surface de 150km² initié lors de l'amincissement crustal et l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne qui accompagne l'uplift du dôme gneissique de la Montagne Noire (Echtler et Malavieille, 1990) (Fig.2.2).

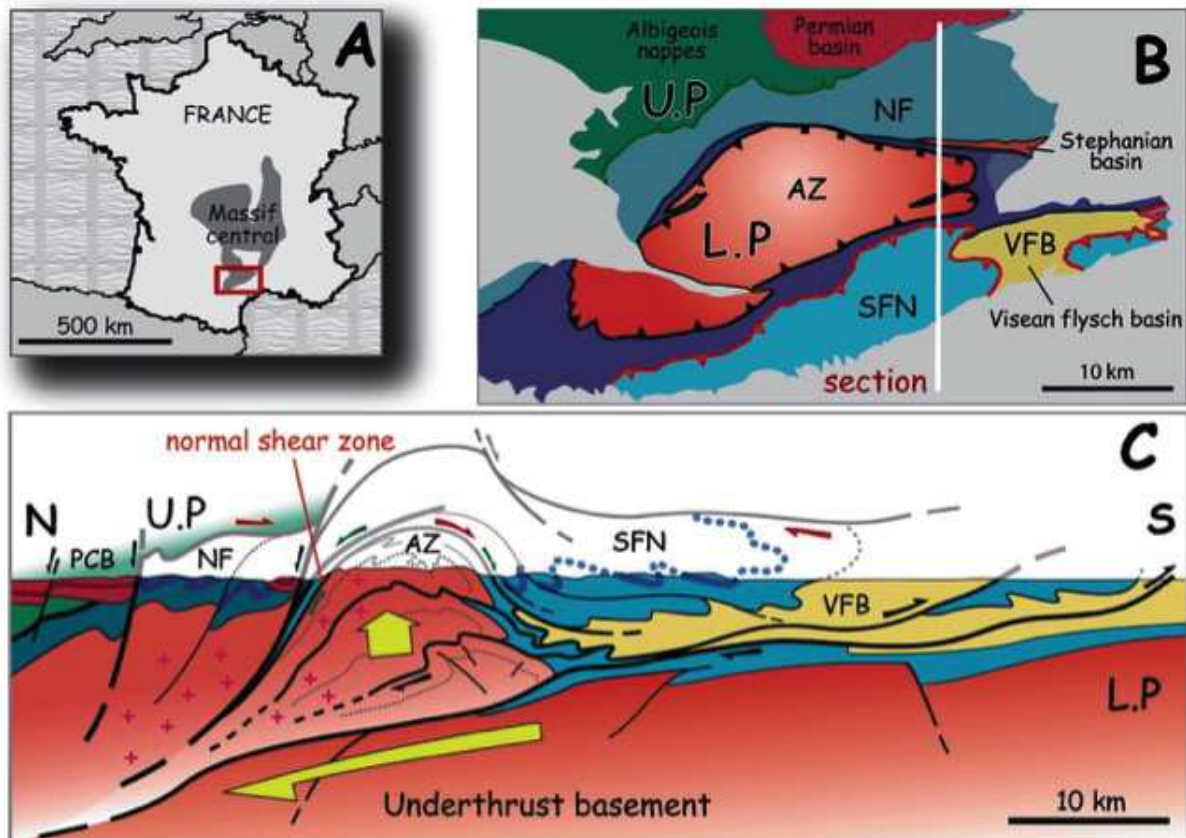


Fig. 2.2 – Modèle d'effondrement gravitaire de la Montagne Noire à l'origine de l'ouverture de bassins continentaux par réactivations d'anciens chevauchements (Malavieille, 2010).

Arthaud et Matte (1975) montrent que la période tardi-hercynienne se caractérise par un épisode de fracturation généralisé sur le domaine de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales qui affecte le socle infra-cambrien et cambrien. Se forment alors des décrochements qui vont contrôler l'ouverture de bassins stéphano-permiens (Fig.2.3).

En effet, pendant le Carbonifère supérieur jusqu'au Permien, les anciens chevauchements hercyniens sont réactivés et inversés en zones cisailantes extensives selon un régime N-S (Santouil, 1980; Echtler et Malavieille, 1990). Ce régime tectonique est à l'origine de la formation de dépôts centres E-O de sédiments continentaux contrôlés par plusieurs familles de failles qui vont conduire entre autres à l'ouverture du Bassin Stéphano-Permien de Lodève (Santouil, 1980; Horrenberger et Ruhland, 1981; Lopez (1992)). Le Bassin Permien de Lodève se caractérise ainsi par :

- Une faille majeure listrique E-O qui limite au sud le dépôt centre (Failles Les Aires-Mas Blanc) ;
- Un faisceau de failles ENE-WSW sur la Ride de Lodève dans la partie Nord du Bassin : Faisceau de Mas d’Alary-Saint Jean de La Blaquière) ;
- Un ensemble de failles NNE-SSW à jeu normal-senestre appartenant au faisceau de la faille des Cévennes dans la partie orientale du bassin et de l’Orb et d’Olmet à l’ouest.

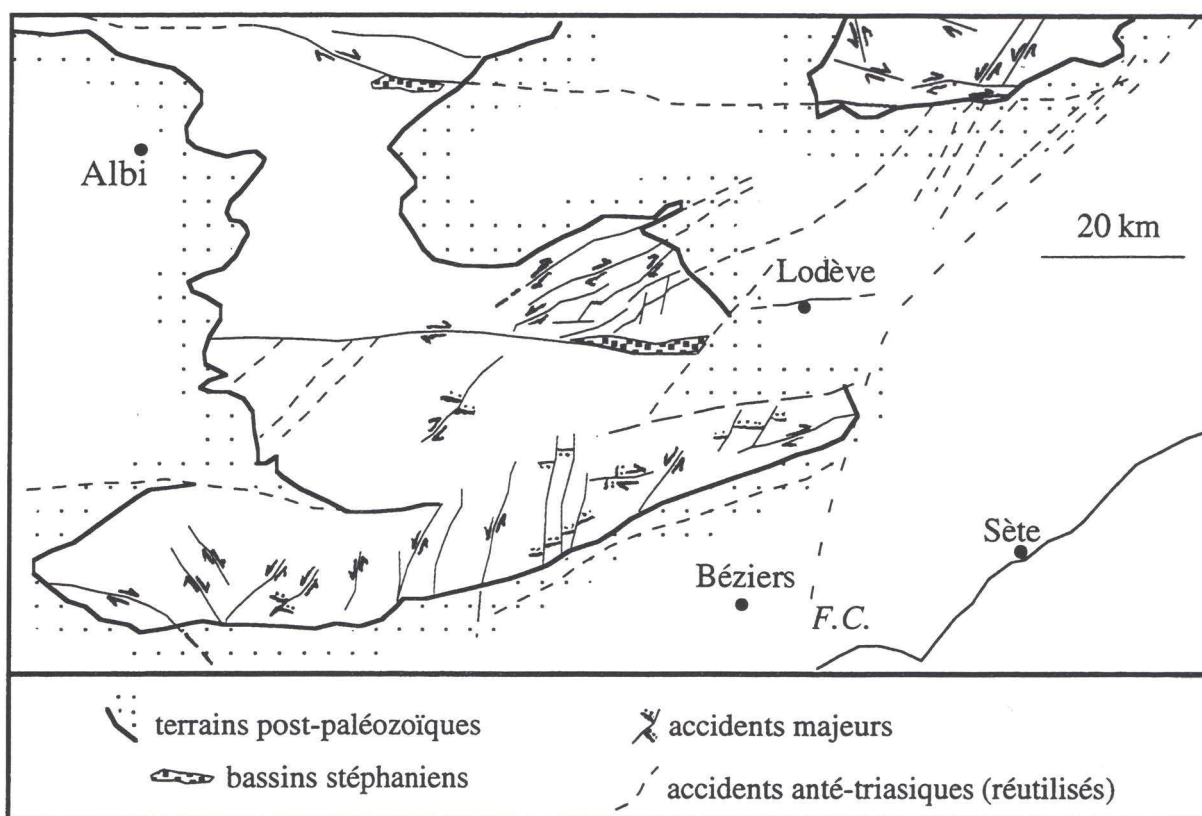


Fig. 2.3 – Décrochements stéphaniens dans les massifs hercyniens de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales (d’après Arthaud et Matte, 1975).

Lopez (1992) et Lopez *et al.* (2008) interprète la structure du bassin comme la formation d’un demi-graben sur faille listrique dont le basculement progressif du socle va être accommodé en zone de roll-over au Nord par la formation d’un graben de compensation (Fig.2.12). Le remplissage du bassin syn-tectonique est exclusivement continental.

Les structures N20 sont en partie réactivées en décrochement au cours de la phase de compression pyrénéenne (en particulier la faille des Cévennes en jeu normal/senestre) pendant l’Eocène (Yprésien-Lutétien ; voir synthèse de Biteau *et al.*, 2006) et en faille normale pendant la distension Oligocène supérieure liée à l’ouverture du Golfe du Lion (Dagallier, 1968).

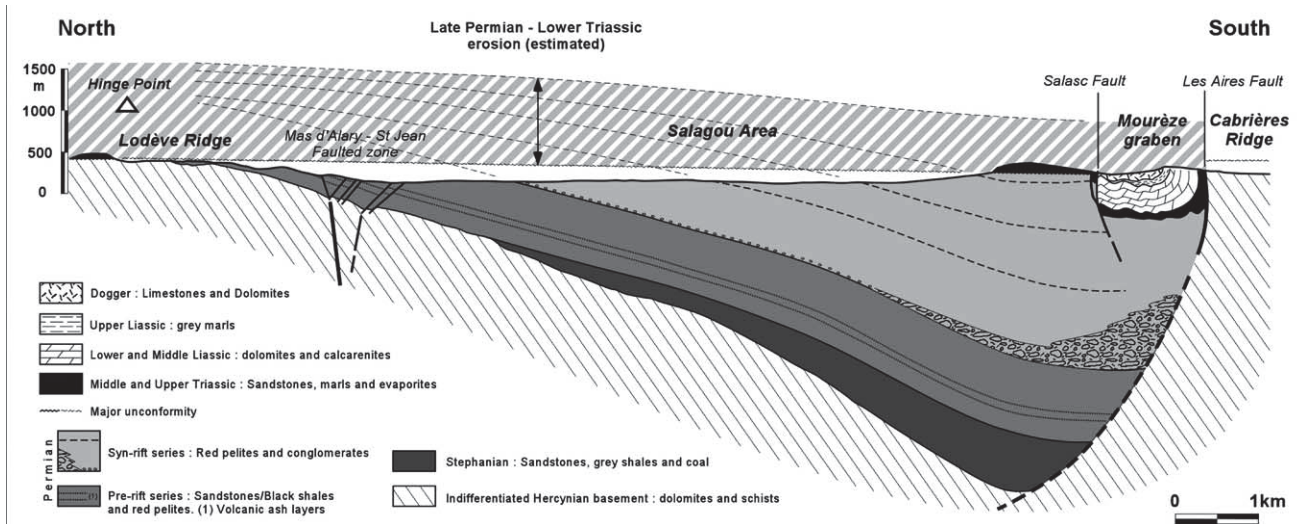


Fig. 2.4 – Coupe géologique du demi-graben Stéphano-Permien de Lodève, d'après Lopez (1992) et Lopez et al. (1997).

1.1.2 Contextes sédimentaires du bassin

Le demi-graben de Lodève est recouvert en discordance par 300m de séries mésozoïques (Trias Moyen à Jurassique supérieur) partiellement érodées depuis le Miocène (Lopez *et al.*, 2008). Cette érosion permet l'exposition à l'affleurement d'une partie du socle et du remplissage du bassin.

1.1.2.1 Le socle paléozoïque anté-stéphanien

Le socle infracambrien à Carbonifère inférieur affleure sur le flanc sud du dôme axial de la Montagne Noire et au niveau de la Ride de Lodève qui porte l'anticlinal de *roll-over* du bassin.

Les formations infracambriennes sont essentiellement composées de sédiments de type flyshs épimétamorphiques schisto-gréseux verts.

Le socle cambrien de la Ride de Lodève au Nord est formé à sa base des séries volcanoclastiques acides de blaviérites, surmontées de conglomérats à éléments de quartz, grès et schistes non-métamorphisés du Georgien inférieur. Ces sédiments sont recouverts par des séries épaisses de dolomies secondaires correspondant à un ancien grainstone alternant avec des dépôts de platier stromatolitique de plate-forme épicontinentale. Les dolomies alternent avec des niveaux plus calcschistes dans la partie supérieure.

Au niveau de la Ride de Cabrières et des Monts de Faugères, au sud de la faille bordière Les Aires-Mas Blanc, le socle est essentiellement constitué de matériel dévono-dinantien composé en majorité par des dolomies et calcaires noduleux silicifiés.

Le socle apparaît intensément plissé et faillé en réponse à la collision hercynienne. Il a également été soumis à une karstification météorique lors de sa mise à l'affleurement du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur (Delort, 1975 ; Laversanne, 1976). Cette épisode d'altération

continentale induit la formation de canyons karstiques N-S montrant jusqu'à 150 m d'encaissement qui vont contrôler le début de l'ennoyage permien pré-rift (Odin, 1986).

1.1.2.2 Le remplissage du bassin

La séquence de remplissage du bassin comprend deux cycles syn-rift superposés et contrôlés par la faille listrique Les Aires-Mas Blanc pendant le Stéphanien et le Saxono-Thuringien. Ces deux épisodes sont séparés par une période de quiescence tectonique au Permien inférieur pendant laquelle le bassin est soumis à une subsidence homogène (Lopez, 1992) (Figs.2.12 et 2.5).

1.1.2.2.1 Le Stéphanien - Première phase syn-rift

Les formations du Stéphanien, datées par Becq-Giraudon (1973), ne sont pas affleurantes dans le Bassin de Lodève. Cependant, elles ont été identifiées en sondage par Blayac (1933) dans les parties profondes du bassin. Elles seraient donc une extension orientale au Bassin de Graissessac qui a subi un uplift lors de l'activité des failles NNE-SSW d'Olmet et de l'Orb au Permien puis lors de l'ouverture de la mer Téthys-Ligure au Mésozoïque.

Les séries sont composées de séquences grano-strato-décroissantes de conglomérats de cônes alluviaux passant verticalement à des grès fluvio-lacustres en tresse et méandre, pélites et couches de houille. Ces dernières ont fait l'objet d'une exploitation pendant la deuxième moitié du XVIII^e siècle. La partie supérieure de la série stéphanienne est recoupée par plusieurs niveaux de cendres volcaniques (ou cinérites) indiquant l'initiation d'une activité volcanique dans le bassin dont l'origine est toujours sujette à débat. Odin (1986), à partir d'une étude granulométrique et géochimique des niveaux de cinérites, suggère un lien génétique avec le volcanisme du bloc corso-sarde géographiquement proche du bassin de Lodève à l'époque du dépôt.

1.1.2.2.2 L'Autunien - Phase pré-rift

Les séries pré-rifts du Permien inférieur appartiennent au groupe de l'Autunien (Cisuralien inférieur - Odin, 1986) formant un dépôt total isopaque d'environ 700m (COGEMA, 1975). La série autunienne comprend trois formations (Fig.2.5) :

- La Formation d'Usclas – St Privat (300m) est composée de brèches à éléments de socle, de siltites, d'argilites et de grès fluvio-lacustres à la base qui remplissent partiellement les paléo-canyons karstiques à substrat cambrien. Ces dépôts sont surmontés en onlap par une série épaisse de blackshales lacustres anoxiques très riches en matière organique traduisant une importante montée du niveau de base. La subsidence est telle à cette

époque que le bassin de Lodève est connecté à celui de Gabian-Neffiès au sud par le recouvrement de la Ride de Cabrières (Delort, 1975) ;

- La Formation des Tuillières-Loiras (200m) présente un remplissage de nature similaire avec une composante plus importante d'argilites lacustres qui passent vers le haut à des pélites rouges de playa ;
- La Formation du Viala (de 50 à 200m) comprend des grès et des pélites vertes et rouges à fentes de dessiccation reflétant des conditions subémersives en domaine de plaine d'inondation fluviatile-Playa. Cette période de dépôt marque un changement climatique avec la transition vers un régime plus aride qui domine pendant l'épisode syn-rift.

Sur toute l'épaisseur de l'Autunien, on trouve des niveaux de cendres volcaniques calco-alcalines similaires à celles présentes en nombre plus restreint au sommet du Stéphalien sous-jacent. Ces niveaux sont corrélables dans les bassins stéphano-permiens voisins (Saint Affrique au Nord et Gabian-Neffiès au Sud) reflétant l'ampleur de la zone de dépôt de ces cinérites à l'époque du Permien inférieur.

1.1.2.2.3 Le Saxono-Thuringien - Phase syn-rift de structuration du bassin

La période allant du Permien moyen à supérieur dans le Bassin de Lodève appartient au groupe du Saxono-Thuringien d'après les analyses sporo-polliniques mentionnées dans les travaux d'Odin (1986). Cette période marque la mise en place définitive d'un domaine de playa avec une sédimentation proche du niveau de base. Sur toute son épaisseur, la série saxono-thuringienne se caractérise par une géométrie en éventail avec un pendage d'environ 15° vers le sud contrôlé par l'activité de la faille listrique Les Aires-Mas Blanc. L'épaisseur des séries atteindrait plus de 3000m contre cette faille (Lopez, 1992).

La série du Saxono-Thuringien est partagée en deux formations distinctes du bas vers le haut de la série (Lopez, 1992 ; Lopez *et al.*, 2008 ; Fig.2.5) :

- La Formation de Rabejac est constituée de faciès grossiers qui soulignent l'évolution vers l'Est d'un système allant de cônes alluviaux à un réseau fluviatile proximal en tresse ;
- La Formation du Salagou comprend une séquence argilo-gréseuse rouge qui passe vers le haut à des intercalations lacustres plus prononcées. Le sommet traduit quant à lui le passage à des conditions fluviales avec des dépôts plus grossiers et chenalisés.

Pendant cette période, le basculement progressif du socle cambrien est accommodé par la formation de failles syn-sédimentaires E-O qui se développent sur l'anticlinal de la zone de roll-over (Lopez, 1992 ; Wibberley *et al.*, 2007). Nous verrons que ces failles jouent un rôle important dans la métallogenèse du bassin au cours de son enfouissement (Lopez, 1992 ; Sauvage, 2000).

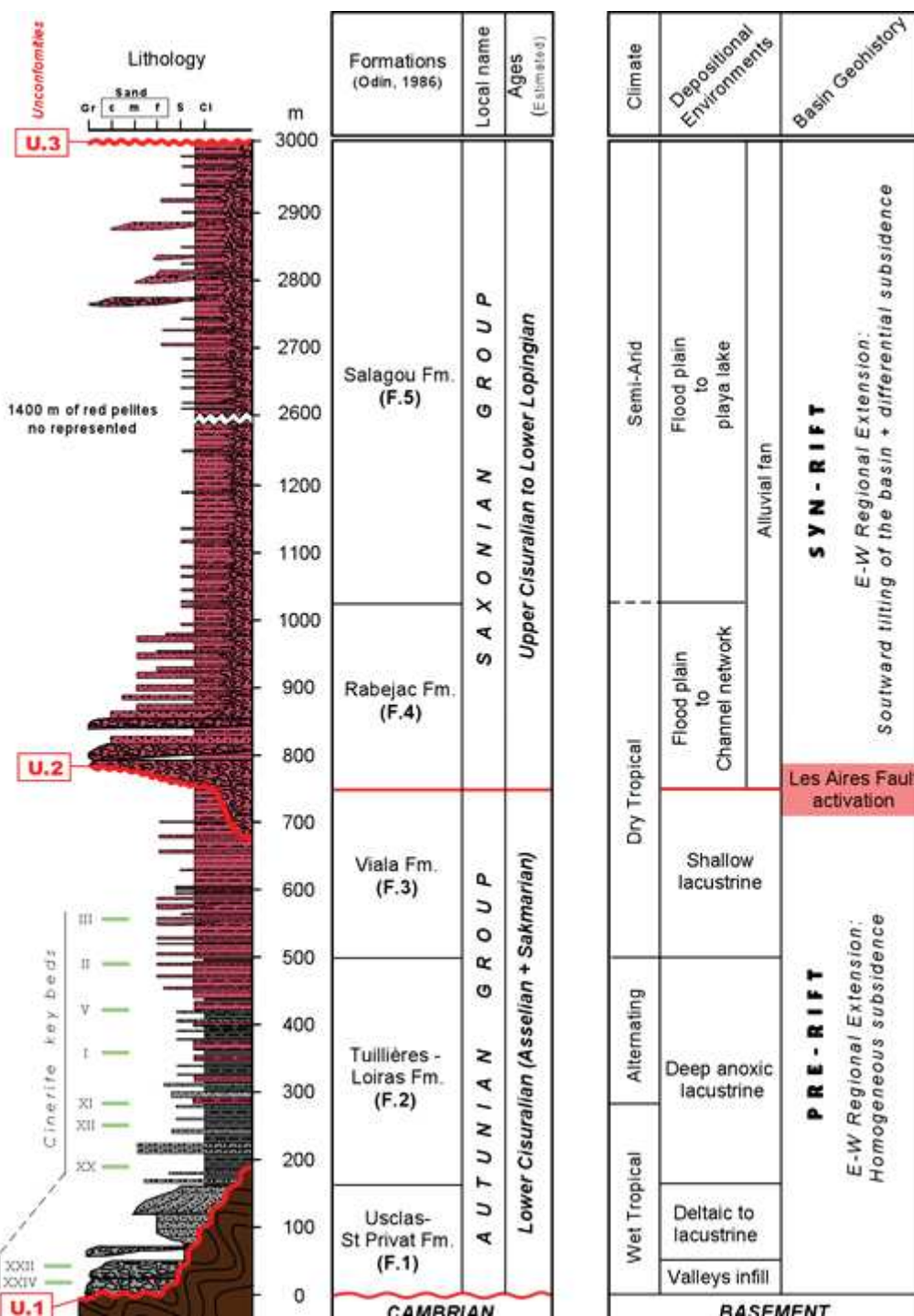


Fig. 2.5 – Coupes lithostratigraphique générale du remplissage paléozoïque du bassin de Lodève (Lopez, 1992).

1.1.2.3 La transgression mésozoïque

Entre le Permien supérieur et le Trias moyen, une phase d'érosion régionale associée à une chute drastique du niveau de base induit la formation d'une pédiplaine sur laquelle ont transgressé les sédiments mésozoïques. Cette discordance marque l'uplift général du bassin sur l'épaule du rift téthysien s'ouvrant au sud-est de la zone (Lopez *et al.*, 1997). En l'absence

de marqueur de terrain ou d'étude de traces de fission, la quantité érodée est difficilement appréciable. Cependant Lopez *et al.* (1997) évalue une épaisseur supérieure à 1000m de la tranche érodée basé sur une extrapolation du pendage des couches du Permien supérieur en zone de roll-over (Fig.2.12).

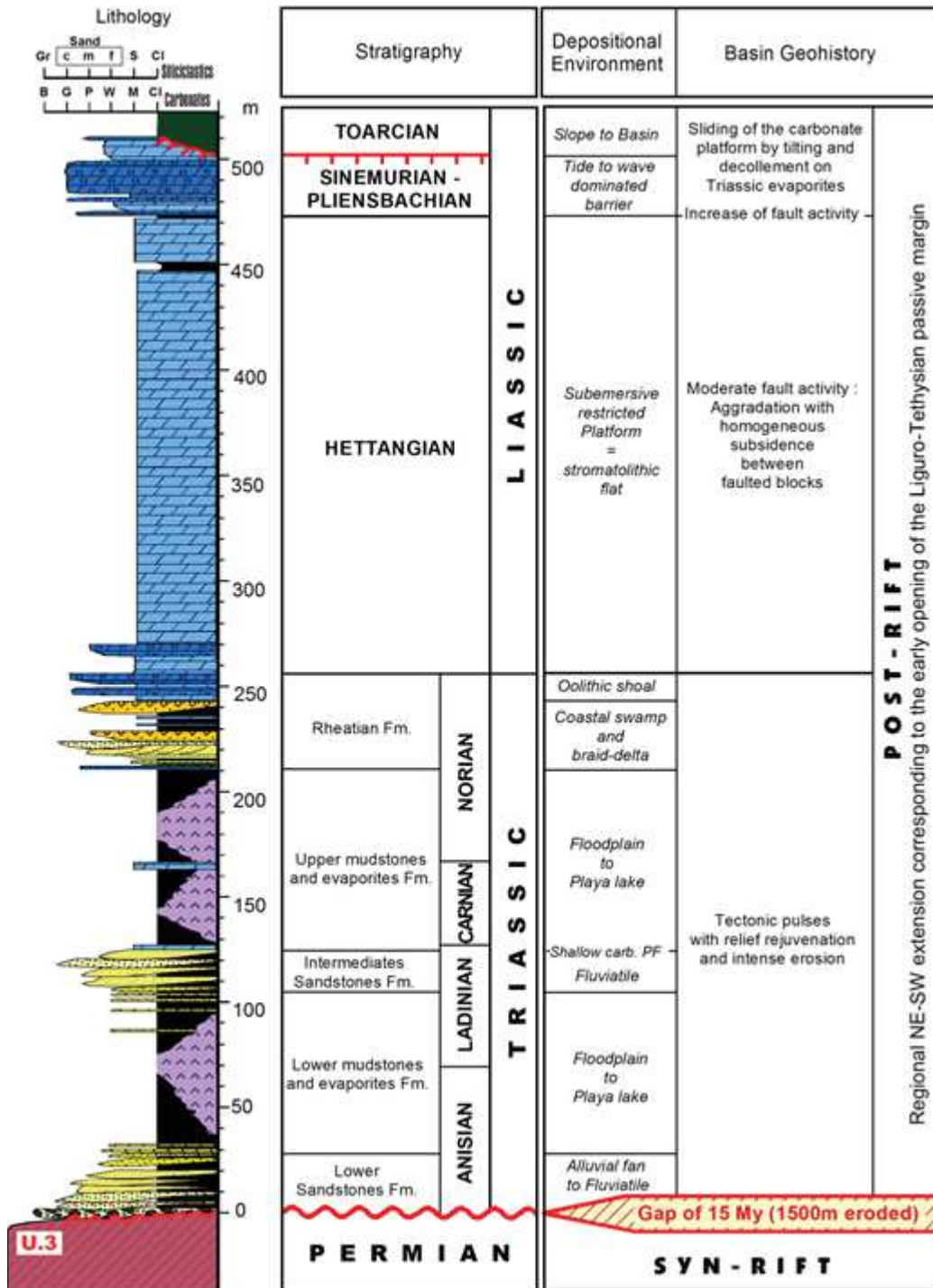


Fig. 2.6 – Coupe lithostratigraphique générale du remplissage mésozoïque du bassin de Lodève (Lopez et Mader, 1992).

1.1.2.3.1 Le groupe triasique - Transition vers un domaine marin

Cette discordance est scellée par des sédiments allant de l'Anisien moyen jusqu'au Rhétien (datation de Taugourdeau-Lantz, 1982 et Appia-Lamache, 1984) matérialisant la mise en place progressive d'un environnement continental semi-aride de type playa évaporitique (Lopez et Mader, 1992 ; Lopez, 1992) (Fig.2.6) :

- La Formation Inférieure comprend (i) des grès et des conglomérats de base, (ii) des argilites inférieures (alternances silto-argileuses rouges et vertes et intercalations d'évaporites) et (iii) des grès et conglomérats supérieurs ;
- La Formation Médiane avec des dolomies laminées et alternances argilo-carbonatées rouges et vertes à évaporites ;
- La Formation Supérieure comprend une barre dolomitique surmontée de marnes évaporitiques bariolées ;
- La Formation Rhétienne, à la transition du Trias-Jurassique, est constituée de sédiments grés-argileux côtiers marquant la transition vers un domaine de plate-forme carbonatée.

Dans la suite du manuscrit, (Chapitre II-6) nous nous intéresserons plus particulièrement à la Formation Inférieure et la métallogenèse qui lui est associée (Lopez, 1992).

1.1.2.3.2 Les sédiments marins jurassiques - mise en place d'un domaine marin ouvert

La partie supérieure du Trias montre la transition vers un domaine marin avec le dépôt de sédiments de plate-forme mixte puis carbonatée.

A la base du Jurassique, l'Hettangien est composé de dolomicrites d'environnement lagunaire passant progressivement à des calcarénites de domaine intertidal pendant le Sinémurien-Plienbachien puis des marnes de bassins au cours du Toarcien. Pendant le reste du Jurassique, la sédimentation enregistre des fluctuations importantes du niveau marin avec un environnement périodiquement émergé pendant le Dogger, des marnes de pente au Callovo-Oxfordien et d'une plate-forme carbonatée régressive au Jurassique supérieur (Lopez, 1992).

Pendant le Sinémurien-Plienbachien, le secteur lodévois est soumis à une tectonique en blocs basculés qui marque l'ouverture au Sud-Est de la marge de la Téthys-Ligure. Ces blocs qui glissent sur les évaporites du Trias sous-jacent conduisent à l'individualisation de seuils contrôlant la sédimentation ("Seuil Causse" formé au niveau de la faille des Cévennes). Les témoins du "Seuil caussenard" sont visibles dans le Graben de Mourèze,

limité par la faille Les Aires-Mas Blanc au sud est et par la faille de Salasc au nord, à hauteur de la faille des Cévennes à Rabieux et sur le Causses du Larzac au Nord du bassin (Fig.2.12).

Entre 1,5 et 0,7 Ma un épisode volcanique à caractère alcalin conduit à la mise en place de larges coulées qui empruntent les paléo-vallées pliocènes et qui protègent les pélites permienes de l'altération suivant une inversion du relief.

1.2 Aperçu géologique de la région

Il est possible de classer les gisements du Bassin Stéphano-Permien de Lodève-Graissessac en trois types :

- Minéralisations à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu dans les amas karstiques et filons du socle cambrien de la Ride de Lodève ;
- Minéralisations à Ba-Pb-Zn dans les cavités karstiques, conglomérats et grès du Trias moyen au niveau de la discordance avec le socle cambrien ;
- Filons et amas dans les brèches tectoniques et les veines stratiformes de minerais d'uranium dans les blackshales de l'Autunien.

1.2.1 Les minéralisations uranifères

Les premiers indices des gisements d'uranium ont été découverts en 1957 lors d'une campagne de radio-prospection par le CEA (Commissariat à l'Énergie Atomique). C'est la COGEMA (Compagnie Générale des Matières Atomique), alors filiale du CEA, qui obtient le permis d'exploitation en 1966. La concession du Lodévois comprend alors plusieurs gisements localisés dans le Permien inférieur (gîtes du Mas d'Alary, Saint Jean de la Blaquièrre, Usclas du Bosc, Rabejac...). Aujourd'hui, l'exploitation minière est terminée mais la récupération d'Uranium se fait à Mas d'Alary par pompage permanent de la nappe qui doit être maintenue à un certain niveau de sécurité et par récupération des produits de lessivage des haldes sur résine échangeuse d'ions.

Les minéralisations les plus concentrées sont situées dans les séquences de l'Autunien au sein de failles ENE-OSO (Clément, 1987).

Dans la plupart des modèles de mobilisation de l'uranium, celui-ci est intimement lié à la circulation des hydrocarbures, qui auraient circulé au Permien dans le Bassin de Lodève (Connan et Orgeval, 1976 ; Lopez, 1992 ; Masoumi, 2008). Or, plusieurs datations U/Pb ont montré des âges de mise en place de 173 et 108 Ma (Lancelot *et al.*, 1984 ; Vella et Lancelot, 1986). Les dépôts d'uranium seraient donc ainsi liés à deux phases de mobilisation dites hydrothermales pendant le Lias et le Crétacé. Le calendrier de ces deux événements de piégeage ont été confortés par des études de K/Ar sur feldspaths et phyllites (Bellon *et al.*, 1974 ; Conrad *et al.*, 1986). Au Jurassique, la migration se ferait en réponse à la surcharge sédimentaire et au réchauffement de

la croûte par l'ouverture de la Téthys-Ligure au sud-est.

Au Crétacé et plus particulièrement à l'Albien, une phase d'extension majeure NW-SE amène à l'ouverture d'un rifting dans la zone pyrénéenne en direction du Golfe de Gascogne (Biteau *et al.*, 2006) qui pourrait être à l'origine de la remontée d'un fluide hydrothermal ayant lessivé les argilites permienes.

L'origine de l'uranium proviendrait soit d'une pré-concentration dans les blackshales et cinérites autuniennes avec une mobilisation associée à l'expulsion tardive des hydrocarbures ; soit du démantèlement pendant le Permien des granites du Massif Central Français. Les études d'inclusions fluides réalisées par Mendez Santizo (1986) montrent une migration de l'uranium dans des saumures de température entre 130 et 150°C et de salinité entre 3 et 11 wt%eq.NaCl. Le piégeage de l'uranium est ainsi découplé de la mise en place des minéralisations à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu syn-rift du bassin et il ne sera donc pas intégré dans notre travail.

1.2.2 Les minéralisations à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu

Les exploitations les plus anciennes datent de la période Antique et du Moyen- Age pour le cuivre et l'argent extrait à partir des cuivres gris piégés dans les amas karstiques et filons. En particulier, le cuivre a été extrait à Lunas dans les filons du granite du Mendic en 1770, 1781 et 1830.

De 1920 à 1980, de nombreux exploitants ont extrait la barytine, et notamment P. Ruggeri dans les filons de Saint Privat qui étaient encore exploités dans les années 1980.

Plusieurs auteurs ont travaillé sur ces minéralisations. Ce paragraphe vise simplement à introduire ces travaux et leurs principaux résultats sans entrer dans le détail puisque l'analyse de ces dépôts minéralisés, et des hydrocarbures associés, fait partie intégrante de ce manuscrit.

Delort (1975) est à l'origine des premières descriptions des dépôts à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu. Même si son étude porte principalement sur les silicifications dans le socle et sédiments permotriasiques, il décrit des minéralisations barytiques qui se localisent dans des cavités et brèches karstiques, les failles du socle cambrien et les conglomérats de base autuniens. La barytine est le minéral le plus abondant avec une quantité moindre de tétraédrite, galène, malachite, azurite, pyrite et chalcoppyrite. Au sein des plus gros filons, et en particulier celui de Saint Privat, il démontre le caractère cyclique de rubannement des barytines associées au piégeage d'hydrocarbures. Son modèle génétique pour ces minéralisations implique une mise en place au Permien inférieur (Fig.2.7). Enfin, il caractérise également la présence de minéralisations à l'interface entre le socle et les marnes du Trias.

Connan et Orgeval (1976) se focalisent quant à eux essentiellement sur les filons rubanés de Saint Privat, et en particulier sur le piégeage synchrone entre les barytines et les hydrocarbures.

Leur modèle génétique implique deux fluides qui se mélangent dans les zones de faille : (i) un fluide météorique porteur de soufre d'origine bactérienne dans les formations permienne inférieure ou triasique, et (ii) un fluide plus profond porteur des métaux et des huiles.

Une nouvelle fois sur ces mêmes filons, Lopez (1992) et Sauvage (2000) décrivent avec plus de précision le remplissage polyphasé des zones de failles en proposant une minéralisation d'âge Permien supérieur, avant le dépôt de l'Anisien moyen. En particulier, ils proposent un mécanisme de faille-valve, c'est à dire une réactivation périodique du plan de faille lorsque la pression fluide atteint la résistance à la friction du plan de cisaillement (Sibson, 1981) (Fig.2.8). Dans le Bassin de Lodève, ce mécanisme serait lié à l'arrivée de fluide dans les dolomies karstifiées qui vont monter périodiquement en pression en se retrouvant piégés sous la couverture permienne.

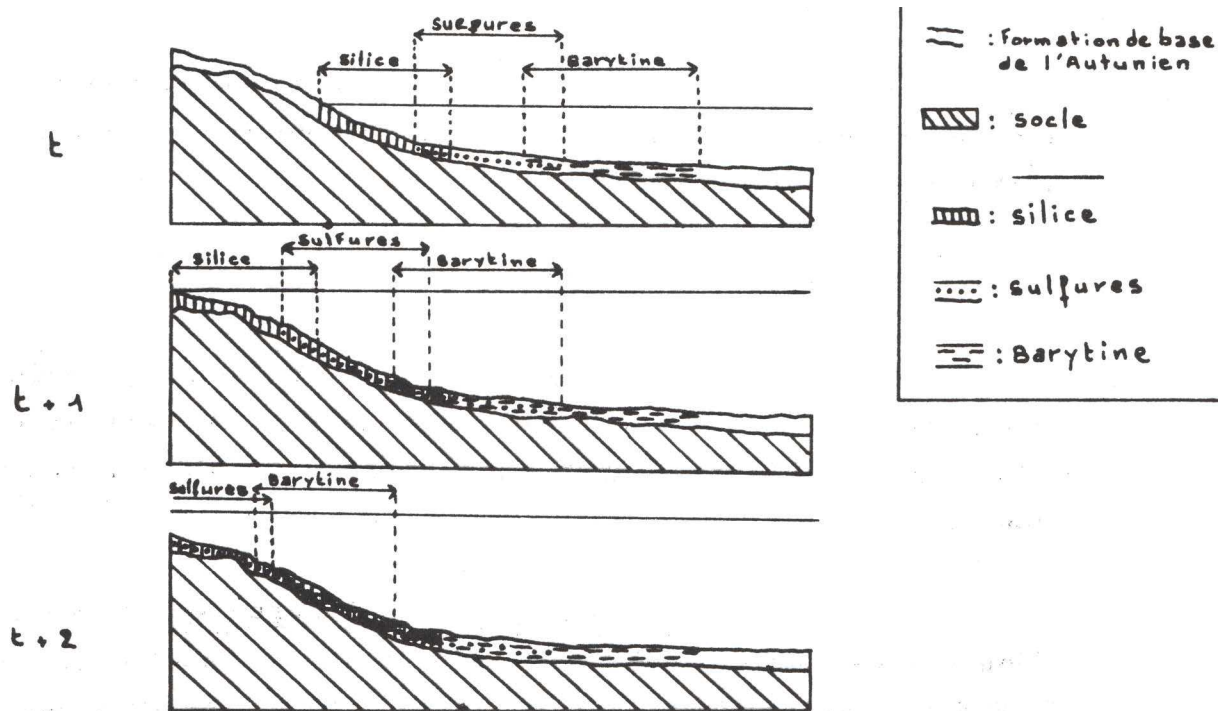


Fig. 2.7 – *Modèle génétique des silicifications et minéralisations de barytine à la discordance entre le socle cambrien et les argiles permienne inférieures (d'après Delort, 1975).*

Lopez (1992), dans ces travaux sur la dynamique sédimentaire à l'Anisien moyen, propose une mise en place des minéralisations barytiques triasiques, alors seulement introduites par Delort (1975), lors de la mise en place de conditions évaporitiques. La mise en place d'une nappe alcaline au début du Trias amènerait à concentrer dans un profil d'altération les ions sulfate et le baryum qui précipiteraient en front en fonction des fluctuations de la nappe phréatique.

Enfin, dans la couverture saxono-thuringienne, Lopez (1987a) fait la description de fentes en tension et en cisaillement senestre colmatées par une phase de calcite et de barytine. Par cette

cinématique, il interprète la mise en place de ces structures comme résultante de la compression pyrénéenne et donc découplée des autres minéralisations que nous venons de décrire.

1.2.3 Choix des sites d'étude

La majorité de ces modèles à l'exclusion du travail de Sauvage (2000) issus des travaux antérieurs souffre cependant d'un manque de données géochimiques et microthermométriques sur les inclusions fluides contenues dans les minéralisations.

Afin de palier ce manque, nous proposons dans un premier temps d'étendre la zone d'investigation à l'échelle du bassin, c'est à dire sur la Ride de Lodève mais également sur la Ride de Cabrières au sud. En effet, d'autres indices minéralisés plus discrets à Ba-Pb-Ag-Zn-Cu, même en l'absence d'intérêt économique, vont avoir une importance primordiale dans la compréhension des gisements à plus grande échelle.

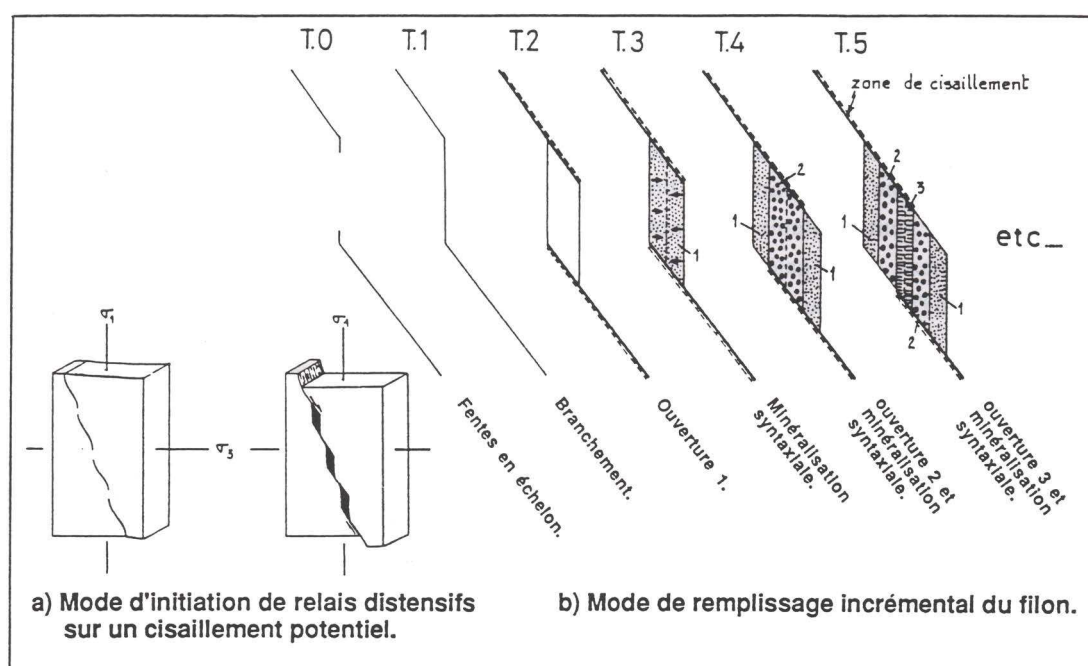


Fig. 2.8 – *Modèle cinématique de faille-valve des filons de Saint Privat (d'après Lopez, 1992).*

Le choix des sites d'étude est présenté en figures 2.9 et 2.10. Nous avons classé les indices minéralisés en deux grandes classes en fonction de leur calendrier connu de mise en place dans l'histoire du bassin : syn-rift Permien supérieur et post-rift triasique.

En ce qui concerne les minéralisations syn-rift, nous distinguerons les dépôts minéralisés dans la zone de *roll-over* du bassin (Ride de Lodève) et celles du *Footwall* de la faille listrique bordière (Ride de Cabrières). Les différents mécanismes de piégeage identifiés seront alors décrits au sein de chapitres distincts comprenant la mise en place de veines et filons, les remplissages de karsts

hypogènes, les couloirs de brèches dans la couverture permienne et les cisaillements le long des interfaces lithologiques.

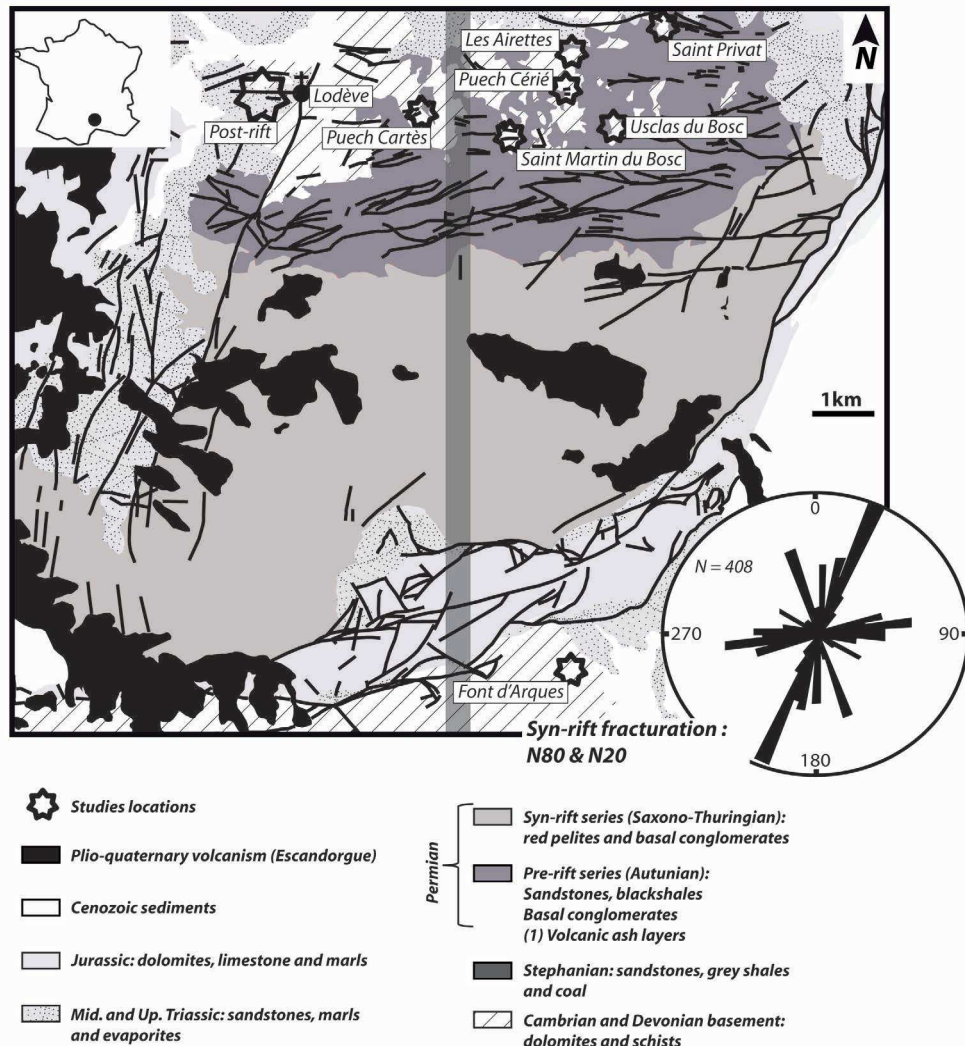


Fig. 2.9 – Schéma structural du bassin de Lodève avec la localisation des différents sites étudiés.

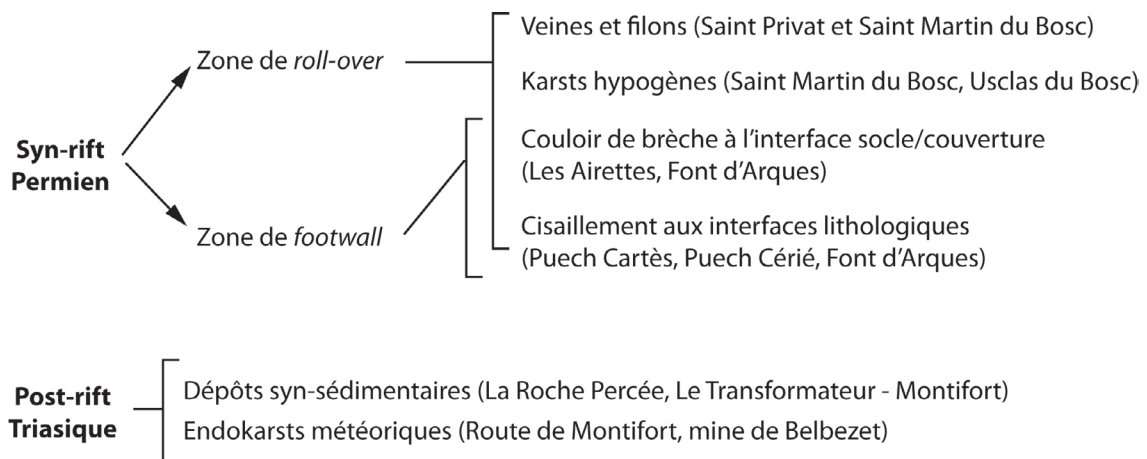


Fig. 2.10 – Classification des sites d'études adoptée dans ce travail.

Les processus de mise en place des minéralisations, étant plus supergènes voir syn-génétiques pendant la métallogenèse triasique, feront l'objet d'un chapitre à part entière (II-6). Au sein de ce chapitre, nous décrirons les marqueurs minéralisés selon deux sous-classes que sont (i) les dépôts syn-génétiques et (ii) les remplissages de paléokarst météoriques gouvernés par les fluctuations de nappes phréatiques.

Nous compléterons ensuite ces descriptions avec diverses méthodes de caractérisations géochimiques, dont les avancements aussi bien techniques qu'intellectuels, nous permettront de préciser les modèles génétiques antérieurs.

Modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin

Problématiques et Objectifs

Lors de son enfouissement, le Bassin Permien de Lodève est le siège de minéralisations à barytine-fluorite-sulfures dont la configuration sédimento-structurale est en accord avec un système de type MVT intimement lié aux hydrocarbures.

D'après les précédentes études (Delort, 1975 ; Connan et Orgeval, 1976 ; Lopez, 1992 ; Sauvage, 2000), ces dépôts minéralisés sont piégés au sein de structures telles que des failles et karsts sous la couverture permienne pré- et syn-rift sans que les sources et les mécanismes ne soient réellement contraints.

Dans cet objectif et à partir des données tectono-stratigraphiques régionales, nous proposons dans ce chapitre de construire un modèle de circulation des fluides à l'échelle du bassin.

Le Bassin Permien de Lodève est un bassin en demi-graben qui acquiert l'essentiel de son architecture pendant l'extension tardi-orogénique stéphano-permienne. Or, en l'absence de données en profondeur, sa géométrie n'est pas parfaitementt contrainte; en particulier proche de la faille listrique bordière qui accomode la phase de tectonique extensive.

Dans un premier temps, nous proposerons une révision de la coupe N-S du bassin en se basant sur les modèles pré-établis mais surtout à partir d'une corrélation puits-sismiques qui n'avait jamais été réalisée sur la zone.

Elle fera ensuite l'objet d'une validation à partir d'un équilibrage *via* le logiciel de géomécanique, Dynel2D©, afin d'identifier les processus mécaniques d'accomodation de l'extension du bassin.

Une fois cette coupe révisée, elle servira de charpente structurale à une modélisation thermique du bassin sur le logiciel PetromodSuite©. A travers l'étude du système pétrolier rapportée au modèle calibré, nous serons en mesure de contraindre :

- L'histoire tectono-sédimentaire par les données thermiques de bassin ;
- Les régimes de pression/température sur toute l'étendue de la coupe du bassin et à n'importe quel intervalle de temps t de son histoire ;
- Le calendrier de maturation des roches mères ;

- Le calendrier d'expulsion/migration (primaire et secondaire)/accumulation/dysmigration des hydrocarbures (gaz et liquide) ;
- Les moteurs et mécanismes de migration/piégeage des fluides (gradient tectonique, de température, de pression, de densité...).

Cette étape de modélisation est primordiale dans la compréhension de l'histoire des fluides à l'échelle du bassin. Elle amènera en effet à construire un premier calendrier géotectonique des fluides que nous étayerons progressivement au cours de ce manuscrit.

2.1 Etat de l'art

2.1.1 Les différents modèles structuraux du Bassin de Lodève et leurs limites

Nous avons décrit l'histoire tectono-sédimentaire globale du bassin dans le chapitre II-1, en prenant des précautions quant à sa structure profonde. Il est important de préciser que l'on trouve dans la littérature trois modèles structuraux différents pour le Bassin de Lodève que sont la coupe du BRGM (1982), celle de Lopez (1992) et celle de Lopez (1993). Tous les modèles s'accordent à dire que la structure du bassin est acquise lors de l'épisode permien supérieur (Saxono-Thuringien) selon une extension globalement Nord-Sud résultante de l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne (Echtler et Malavieille, 1990).

Ces modèles sont essentiellement basés sur des interprétations de terrain et de forages dans la moitié Nord du bassin, sans approche de l'architecture profonde du bassin. La différence principale entre les trois modèles réside dans la géométrie de la faille bordière qui a contrôlé l'architecture du bassin pendant le Permien. C'est pourtant cette faille qui va régir l'enfouissement maximum des formations sédimentaires.

-> **Les travaux du BRGM** montrent une sédimentation au Stéphanien et Autunien essentiellement contrôlée par l'activité de la faille de Salasc sub-verticale (Fig.2.11). D'après Echtler et Malavieille (1990), la formation des bassins de collapse tectonique au Stéphanien sont le résultat de la réactivation d'anciens chevauchements hercyniens en jeu normal/décrochant lors de l'extension tardi-hercynienne. Donc d'après ce modèle, la faille de Salasc, sub-verticale, serait la première structure responsable de la formation du bassin stéphano-permien de Lodève. La géométrie de la faille, qui montre d'autant plus un pendage vers le Sud de 80°, n'est pas compatible avec la formation de bassin d'effondrement gravitaire dans la partie Nord du bassin.

La sédimentation syn-rift permienne (Saxono-thuringien) est gouvernée par l'activité de la faille Les Aires-Mas Blanc qui montre également un pendage très important. Les dépôts

permien sont alors caractérisés par une géométrie en éventail, très similaire à ce que l'on peut observer dans des modèles de bassin en demi-graben en Mer du Nord (par exemple, Faersth, 1996). Ce pendage important de la faille bordière n'est pas en accord avec les modèles de bassin en demi-graben contraints notamment par Benedicto (1996) qui font intervenir la présence d'une faille listrique bordière.

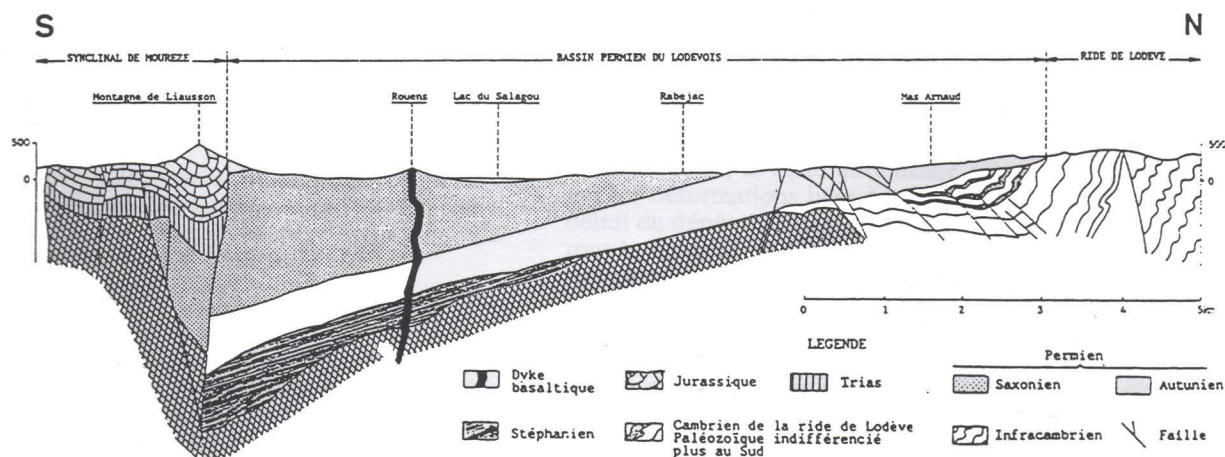


Fig. 2.11 – Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux du BRGM en 1982.

Pendant le Mésozoïque et en particulier durant la phase d'extension liée à l'ouverture de la Téthys Ligure qui fait suite à la pénéplaine fin permienne, ce modèle montre une réactivation seule de la faille de Salasc qui entraîne l'effondrement du compartiment nord permien. Le graben de Mourèze est alors formé, laissant l'espace disponible pour la sédimentation jurassique. La géométrie ainsi construite montre une épaisseur des formations permienne qui n'est pas équilibrée vis à vis du compartiment Nord, si on considère une érosion uniformément répartie sur l'ensemble du bassin à la fin du Permien (Lopez, 1992).

-> **Les travaux de thèse plus tardifs de Lopez (1992)** contredisent cette coupe en proposant également un modèle de demi-graben permien mais dont la structuration est alors gouvernée par une faille à géométrie listrique qu'est la faille Les Aires-Mas Blanc. Cette dernière constituerait un ancien chevauchement hercynien réactivé pendant la phase extensive en zone cisailante extensive (Fig.2.12).

Ce modèle est donc en accord avec les modèles de demi-graben proposés par Benedicto (1996). La faille de Salasc ne se serait donc pas formée à cette époque et les séries sédimentaires syn-tectoniques montrent une géométrie en éventail butant contre la faille Les Aires-Mas Blanc au Sud. Ceci est confirmé par la présence de structures en slumps des séries saxoniennes vers le *footwall* de la faille à hauteur de Mas Blanc.

A la différence de la coupe proposée par le BRGM, la faille de Salasc aurait essentiellement jouée lors de l'épisode d'extension mésozoïque et c'est pour cette raison qu'elle affecterait simplement les sédiments de cette période en s'amortissant au sein des pélites permienne supérieures.

Néanmoins, la partie sud du bassin, c'est à dire entre la faille bordière Les Aires-Mas Blanc et la faille de Salasc n'est pas équilibrée sur cette coupe. En effet, la subsidence du graben de Mourèze n'est pas accommodée en profondeur par une déformation des séries sédimentaires sous-jacentes.

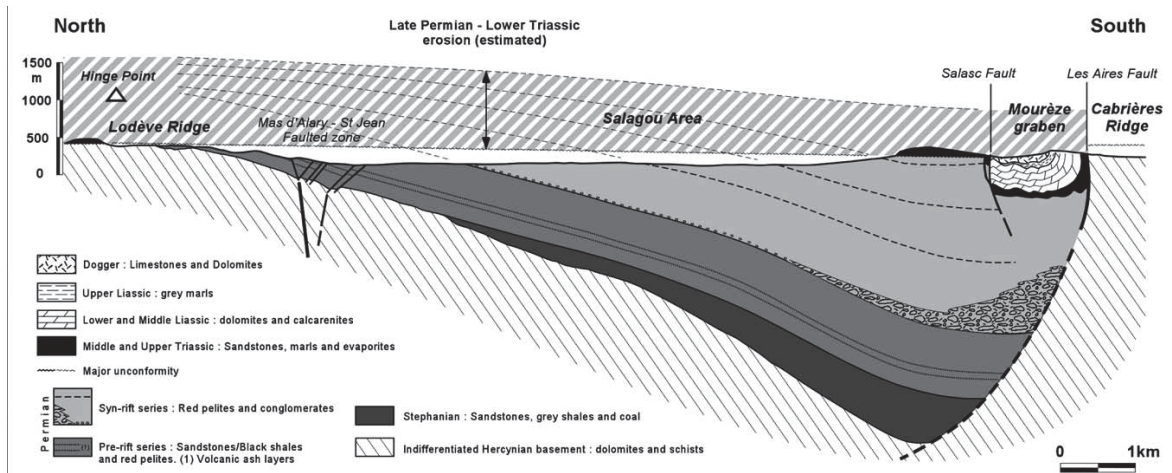


Fig. 2.12 – Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux de Lopez, 1992.

-> Lopez (1993) a justement proposé un mécanisme d'accommodation lors de la formation du graben mésozoïque par l'horizontalisation de la faille de Salasc, qui affecte le remplissage permien, recoupe la faille Les Aires-Mas Blanc et provoque le glissement du bloc supérieur en direction du sud (Fig.2.13). En effet, la sédimentation bajocienne est contrôlée régionalement par un système de blocs basculés, bordés par des failles listriques s'horizontalisant au sein des marnes triasiques qui jouent le rôle de niveau de décollement.

Néanmoins, d'un point de vue mécanique, il est difficile d'envisager que l'extension mésozoïque puisse engendrer la formation d'une faille listrique qui provoque un glissement d'ordre kilométrique de la série en direction du Sud, venant se brancher au sein du socle sans discontinuité pré-existante.

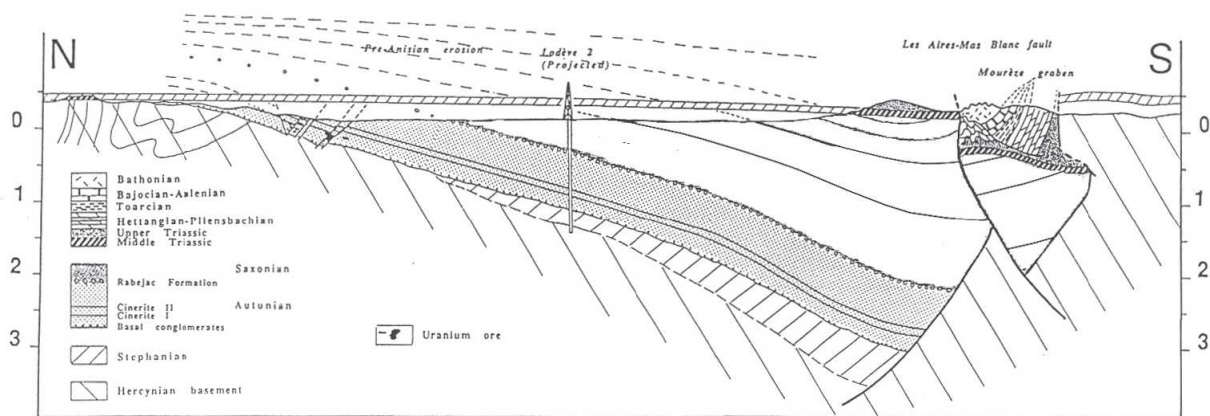


Fig. 2.13 – Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux de Lopez, 1993.

En conclusion, l'ensemble des auteurs s'accordent à dire que le Bassin de Lodève acquiert une

géométrie en demi-graben pendant l'épisode d'extension tardi-hercynienne permienne supérieure. Le débat porte sur la nature et la géométrie des structures bordières du bassin qui vont contrôler cette architecture. Les nouveaux éléments de compréhension de la formation des bassins en demi-graben favorisent la coupe de Lopez (1992) qui prône un bassin sur faille listrique accommodé en zone de *roll-over* par la formation d'un graben de compensation (le Faisceau de Mas-d'Alary). Mais la géométrie de cette faille ainsi que le comportement de son antithétique, la faille de Salasc au Nord, sont des éléments encore sujet à débat.

2.1.2 Premier essai de modélisation thermique du bassin (Travaux de S. Masoumi, 2008)

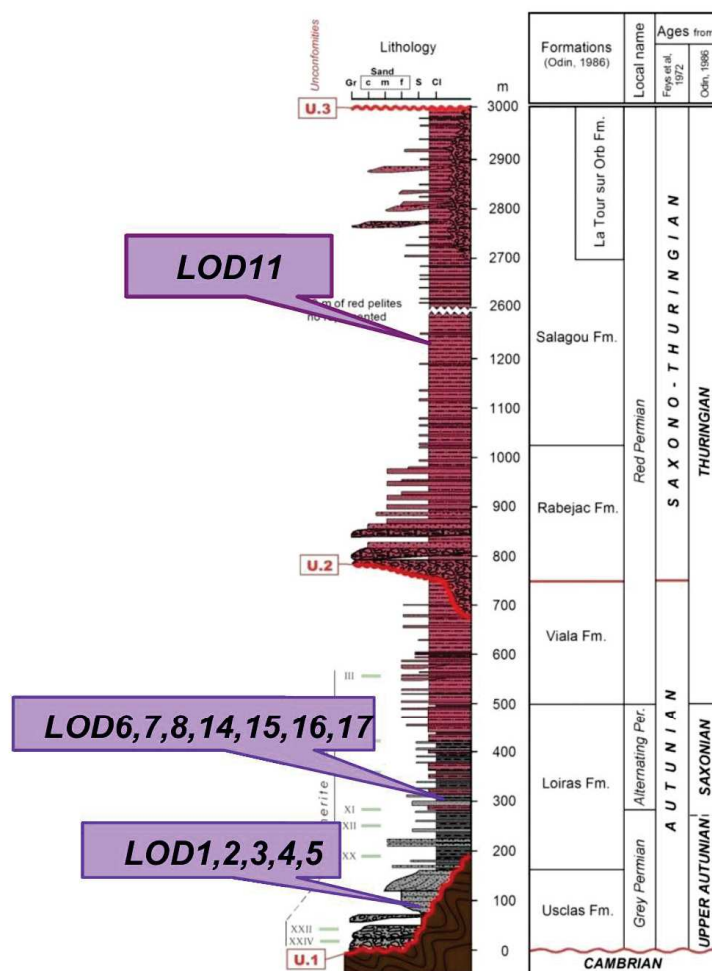


Fig. 2.14 – Position des échantillons prélevés pour la Pyrolyse RockEval et la mesure du pouvoir reflecteur de vitrinite; Masoumi, 2008.

Odin (1986), Lopez (1992) ainsi que des travaux non publiés réalisés en collaboration avec Total EP France (travaux de master de Masoumi, 2008) ont mis en évidence un système pétrolier encore actif aujourd'hui. La principale roche mère est composée par les blackshales autuniens qui auraient mûri au cours de l'enfouissement permien. Une première modélisation

thermique du bassin a été réalisée dans le cadre du stage de Master 2 de Masoumi (2008) à l'Université de Montpellier 2, en collaboration avec l'entreprise Total qui utilise le Bassin Permien de Lodève pour des stages de formation.

2.1.2.1 Caractérisation géochimique des roches mères autuniennes

Les roches mères potentielles ont fait l'objet d'analyses optiques et géochimiques complètes au cours de ce stage. 18 échantillons ont été prélevés au sein des blackshales autuniens à divers endroits de la Ride de Lodève et 3 dans les charbons/blackshales du Stéphaniens qui affleurent dans le faisceau de Graissessac à l'ouest du Bassin (Fig.2.14). Tous ont fait l'objet de mesures de pyrolyse RockEval6, d'analyse optique à la fluorescence UV qui est associée à la diffractométrie X afin d'identifier les phases minérales. Deux échantillons ont été examinés en réflectométrie microscopique pour la mesure du pouvoir réflecteur de la vitrinite (PRV).

La position des échantillons ainsi que les résultats d'analyses sont respectivement synthétisés sur la figure 2.14 et dans la table 2.1 (voir chapitre I-1.1.3 pour les notions de pyrolyse RockEval6 et des études optiques de la matière organique).

Age	NATURE	Echantillons	TOC (%)	S1	S2	PI	TMAX	HI	OI	PRV
Stéphaniens	Black shale	GR-27	1,51	0	0,16	0,02	537	10	85	/
	Charbon	GR-28	60,29	0,13	11,21	0,01	568	19	38	/
	Charbon	GR-29	2,48	0,46	3,66	0,11	447	148	27	/
Formation d'Usclas	Argilite carbonatée	LOD-1	1,33	0,35	4,50	0,07	442	339	35	/
	Argile silteuse carbonatée	LOD-2	4,69	0,61	12,56	0,05	446	268	3	0,77
	Black shale silteux	LOD-3	6,16	1,47	28,25	0,05	449	458	1	/
	Argile carbonatée bitumineuse	LOD-4	0,79	0,24	1,39	0,15	447	175	10	/
	Argilites carbonatées	LOD-7	4,04	0,74	20,30	0,04	444	502	6	0,78
	Argile silteuse	LOD-8	3,10	0,69	12,84	0,05	445	415	6	/
	Migration secondaire de bitume sec	LOD-14	4,70	0,65	27,55	0,02	426	586	21	/
Formation du Salagou	Black shale	LOD-15	4,10	0,28	15,51	0,02	429	378	13	/
	Black shale	LOD-16	2,09	0,06	2,23	0,03	433	106	27	/
	Black shale	LOD-17	0,11	0,00	0,02	0,13	492	20	218	/
	Black shale	LOD-11	0,17	0,00	0,02	0,17	510	12	96	/
Discordance Permien-Trias	Morceaux de bois	LOD-12	6,44	0,01	0,04	0,11	606	1	934	/
Trias	Black shale	LOD-23	0,05	0,00	0,02	0,12	420	37	463	/
	Morceaux de bois	LOD-24	37,45	2,18	154,36	0,01	420	412	15	/
Lias	Black shale	LOD-25	0,58	0,01	0,76	0,02	434	130	53	/
	Morceaux de bois	LOD-22	41,32	5,12	166,26	0,03	398	402	45	/
Bajociens	Morceaux de bois	LOD-22	41,32	5,12	166,26	0,03	398	402	45	/

TABLE 2.1 – Synthèse des résultats de pyrolyse RockEval6 et de pouvoir réflecteur de vitrinite obtenus par Masoumi, 2008

2.1.2.2 Modélisation thermique 2D du bassin

2.1.2.2.1 Résultats

L'ensemble des résultats de géochimie organique ont servi de données d'entrée à une modélisation thermique réalisée à partir du logiciel Temis2D (Institut Français du Pétrole - IFP).

Les principaux résultats obtenus sont :

- Un flux thermique variable au cours du temps, calqué sur le modèle géothermique de rifting de type McKenzie (McKenzie, 1978) : une augmentation majeure pendant le syn-rift permien jusqu'à une valeur maximale de 90mW/m², suivie d'une diminution pendant

- la subsidence thermique. Le flux thermique est ensuite considéré constant au cours de l'histoire post-permienne ;
- Les analyses des données géochimiques issues des pyrolyses RockEval6 montrent un kérogène issu du mélange entre un type I et II, c'est à dire constitué principalement de matière organique algaire et terrigène ;
 - La maturation des blackshales autuniens intervient vers la fin de l'enfouissement syn-rift permien avec une saturation complète en hydrocarbures de la roche mère autunienne ;
 - Aucune réactivation du système pétrolier n'est observée au cours de l'histoire post-permienne, l'évolution de la maturité est donc "gelée" à la fin du Permien.

2.1.2.2.2 Les incertitudes du modèle thermique

a. Le modèle structural :

L'étape de base est l'élaboration du modèle structural au sein du logiciel de modélisation. Une mauvaise appréciation de la coupe géologique entraîne en effet des incertitudes importantes sur les régimes de pression/température au cours du temps dans le bassin. Or, ce premier essai de modélisation repose sur la coupe structurale du BRGM, aujourd'hui en désaccord avec les dernières interprétations architecturales du bassin.

b. Discussion sur le flux thermique au cours de l'histoire du bassin :

La calibration du flux thermique passe tout d'abord par la compréhension des épisodes tectoniques importants qui sont à l'origine de la variation du flux thermique de la croûte au cours du temps. La question qui demeure ici est de savoir si le Bassin Permien de Lodève est réellement issu d'un rift continental, tel qu'il est considéré aujourd'hui, ou si sa formation s'éloigne des modèles préconçus.

Echtler et Malavieille (1990) et Malavieille (2010) ont montré que le soulèvement général tardi-hercynien du « metamorphic core complex » de la Montagne Noire avait entraîné un métamorphisme de basse pression, associé à une tectonique extensive avec la formation de bassins continentaux tels que le bassin de Graissessac-Lodève lors de l'effondrement gravitaire des bordures.

On distingue deux types de régimes d'effondrement gravitaire que sont les régimes convergent et divergent (Rey *et al.*, 2001).

Dans un régime divergent, l'excès de potentiel énergétique gravitationnel « stocké » au sein de la croûte épaissie lors de l'orogénèse va être relaxé par flux du matériel crustal vers des zones adjacentes où la lithosphère n'est pas déformée. L'absence de structure en jeu inverse dans la zone d'avant-pays du Bassin de Lodève exclue un effondrement gravitaire de type *fixed-boundary*

collapse (Fig.2.15 - Rey *et al.*, 2001).

Dans le cas d'un effondrement gravitaire en l'absence de limite (*free-boundary collapse* - Fig.2.15), on assiste à un amincissement de la totalité de l'orogène qui est accommodé par de la fracturation extensive dans la croûte supérieure et un flux ductile de matière dans la croûte inférieure (Rey *et al.*, 2001). Par conséquent, un amincissement affecte les régions les plus élevées de l'orogène induisant une extension régionale, souvent perpendiculaire à la chaîne, et donc un glissement gravitaire de la croûte supérieure par réactivation de failles pré-existantes Choukroune et Seguret (1973). L'ouverture de bassins au cours de l'extension est souvent accompagnée de déformation ductile dans le socle visible dans le bassin de Lodève sous la forme de plis affectant les dolomies et calcschistes cambriens et infra-cambriens.

Mais ce type d'effondrement n'amène pas à une augmentation du flux thermique par une importante remontée du Moho comme c'est le cas dans un contexte de rifting continental ou océanique. Il apparaît donc que la notion de rifting est probablement extrapolée dans le cas du bassin de Lodève.

Nous proposons que l'orogénèse hercynienne a créé un épaissement de la lithosphère composée alors d'une croûte très radiogénique due aux intrusions granitiques de l'époque et donc anormalement chaude. Le processus d'amincissement crustal lié à l'effondrement gravitaire amène par conséquent à resserrer progressivement les isothermes de la lithosphère préalablement chauffée et donc à une augmentation du flux thermique au cours de l'amincissement.

Ce modèle d'amincissement crustal est donc différent de celui présenté par McKenzie (1978) dans le cas d'un rifting océanique ou continental. Le flux thermique ne montre pas dans ce modèle d'augmentation brusque mais bien une valeur qui, avant la formation des bassins, est déjà importante. Cette configuration aura un effet non négligeable sur les régimes de températures dans le bassin et donc sur le calendrier de maturation des roches mères du bassin.

Une autre incertitude concernant l'évolution du flux thermique au cours du temps concerne l'histoire post-permienne. En effet, dans les travaux de Masoumi (2008), le flux thermique est considéré comme constant (autour de 42mW/m²) jusqu'à aujourd'hui. Or, par exemple, l'initiation de l'ouverture de la Téthys Ligure au Mésozoïque associée à l'enfouissement des sédiments lors du dépôt de la plate-forme carbonatée a eu un impact majeur sur la déformation de la croûte et donc sur le flux thermique régional.

c. La calibration thermique :

La calibration thermique du modèle est principalement calée sur les données de Tmax et de pouvoir réflecteur de vitrinite qui ne concernent seulement que deux échantillons de roches mères. Il serait nécessaire, afin de proposer une calibration plus viable, d'obtenir un plus grand nombre de valeur et en particulier dans le but de construire un profil en profondeur. Un stage sur ce type de mesure sur les roches mères de Lodève, encadré par l'entreprise Schlumberger, est

finalisé au moment de l'écriture de ce papier et les données en cours de traitement.

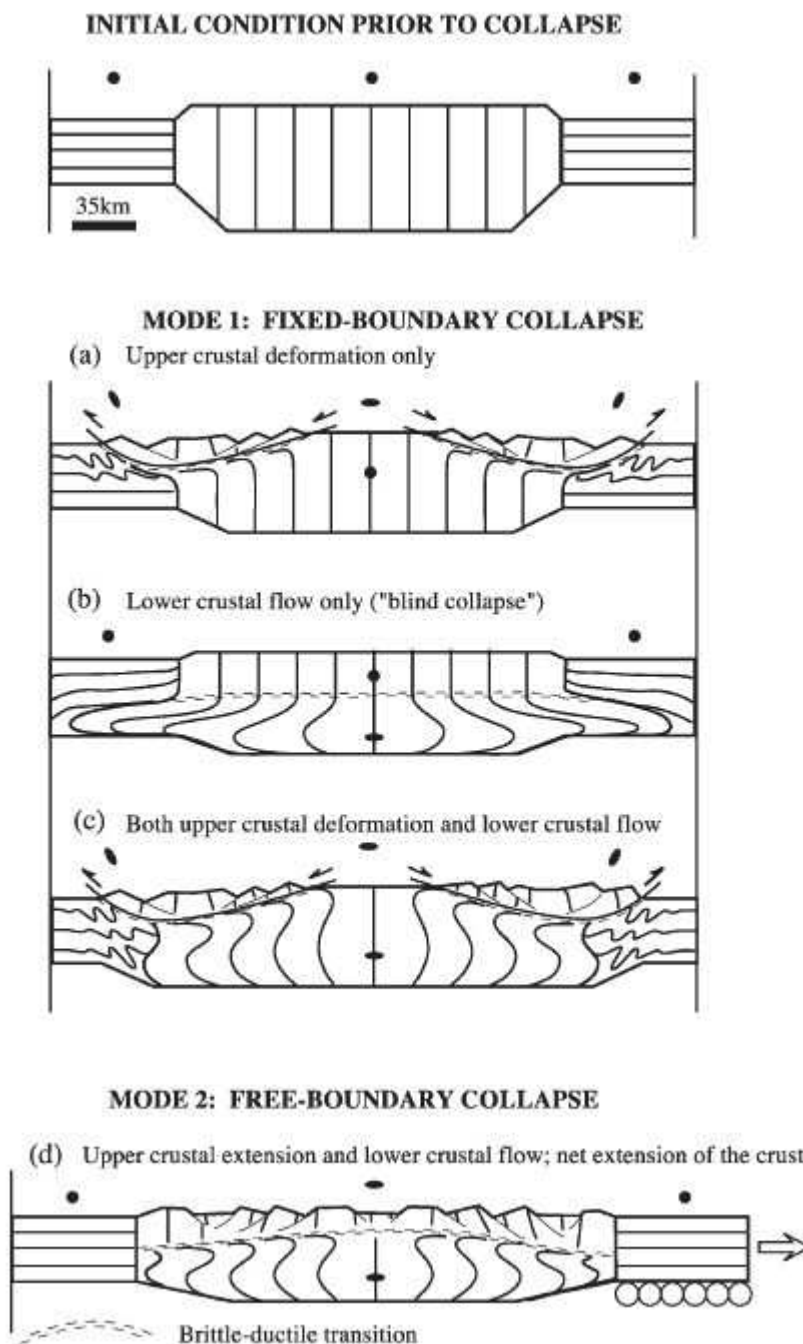


Fig. 2.15 – Cinématique du mécanisme d'effondrement gravitaire en contexte divergent d'après Rey et al., 2001. Deux modes se distinguent : un modèle où les limites latérales sont fixes (fixed-boundary collapse) et un autre où elles sont mobiles (free-boundary collapse)

d. Le système pétrolier :

En termes de système pétrolier, les seules roches mères paramétrées au sein de la modélisation TEMIS sont les blackshales autuniens alors que les charbons stéphaniens présentent un bon potentiel de roche mères avec notamment des COT (Carbone Organique Total) supérieurs à

8%.

Le calendrier de maturation des roches mères n'est pas déterminé en fonction de la profondeur d'enfouissement que ce soit pour la production d'huile ou alors de gaz, cette dernière phase n'étant pas du tout discutée dans ces travaux. Or, il est fort probable que le craquage thermique des charbons stéphaniens ait engendré une production importante de gaz comme le démontre les Tmax supérieures à 470°C (voir table2.1).

La circulation des hydrocarbures est seulement étudiée en terme de migration primaire et non de migration secondaire ; notamment à travers le socle dolomitique cambrien. En particulier, les failles du graben de compensation sur la Ride de Lodève n'ont pas été modélisées et donc leur rôle dans la migration et piégeage des hydrocarbures restait inconnu. De la même manière, le rôle du *footwall* de la faille bordière en termes de zone potentielle de piégeage n'est pas abordé dans la modélisation.

En conclusion, cet état de l'art montre que plusieurs incertitudes et questions restent en suspens, que ce soit au sujet de l'architecture actuelle du bassin, ou dans la modélisation du système pétrolier. C'est pourquoi nous allons nous attacher :

- (i) à préciser la coupe actuelle du bassin, ceci en utilisant une corrélation entre données de sismiques 2D et de puits ainsi que les nouveaux concepts de la littérature sur les modèles de bassins en demi-graben ;
- (ii) à intégrer le modèle structural ainsi défini dans une modélisation du système pétrolier à partir de PetromodSuite© (Schlumberger, Intergrated Exploration System - IES), ce qui nous permettra de compléter les précédentes interprétations sur les timings et les mécanismes de circulation et de piégeage des hydrocarbures à l'échelle du bassin.

2.2 Révision du modèle structural du bassin de Lodève

Les travaux antérieurs sur l'architecture du bassin de Lodève montrent qu'aucune des coupes n'offre une structure équilibrée. Une coupe équilibrée correspond d'après la définition qu'en fait Mugnier (1984) à une coupe interprétative d'une structure géologique actuelle, de telle manière qu'il existe un "chemin cinématique" conforme entre l'état avant déformation(s) et l'état actuel.

Une restauration géomécanique sera construite afin de proposer une coupe géologique la plus viable possible du bassin permettant de concilier l'ensemble des épisodes de déformation avec l'architecture actuelle telle que nous la proposons.

2.2.1 Architecture sismique du bassin

2.2.1.1 Les données de puits

239 puits ont été forés par la COGEMA en 1956 lors de la prospection uranifère sur la Ride Nord du Bassin Permien de Lodève (voir la localisation des puits sur la Fig.2.16). Nous avons réalisé une corrélation de l'ensemble de ces puits dans le but d'imager les géométries du socle cambrien et des conglomérats de base autuniens dont les profondeurs sont disponibles (Fig.2.17).

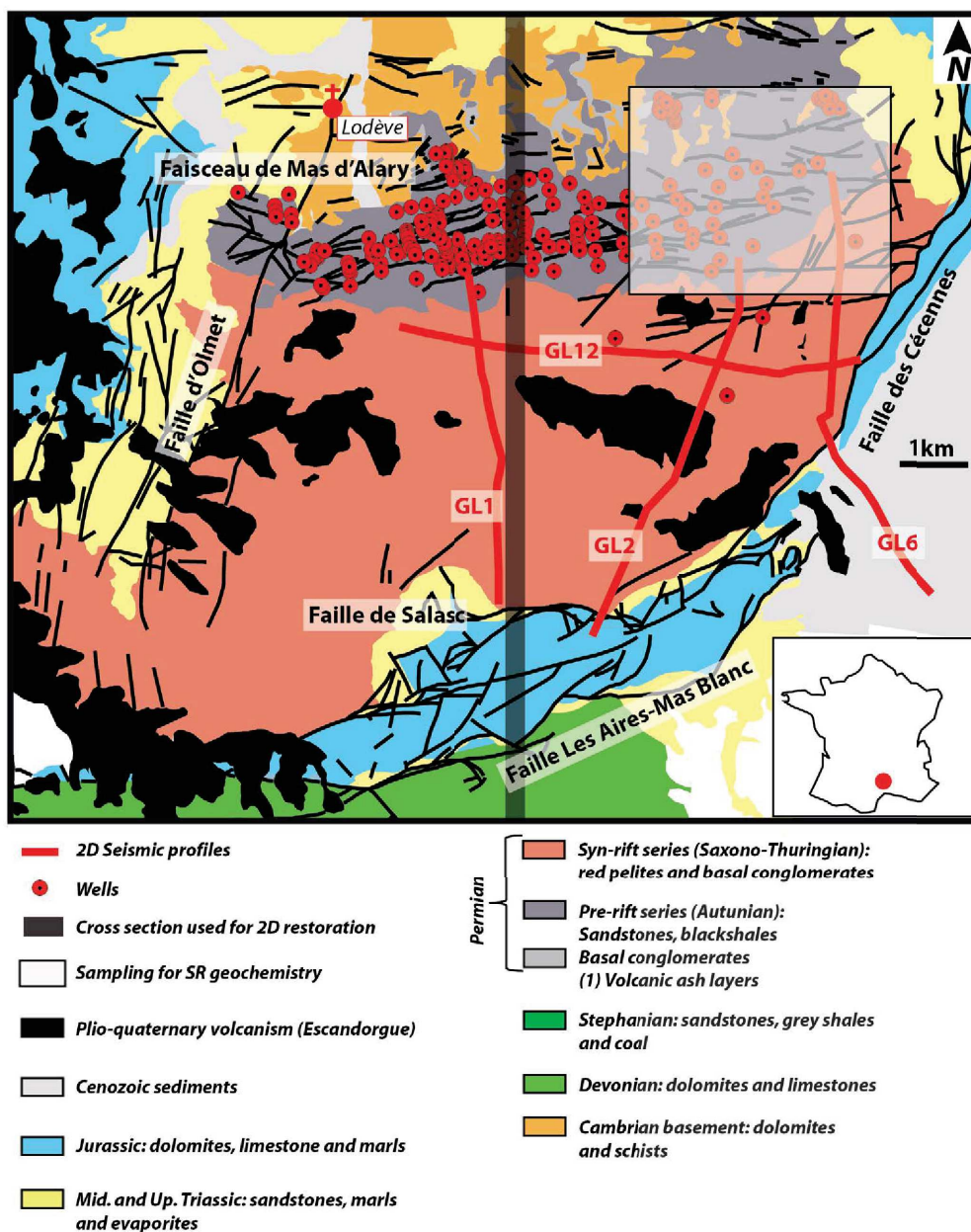


Fig. 2.16 – Schéma structural du Bassin Permien de Lodève avec la position des lignes sismiques (COPEFA, 1961) et puits de prospection (COGEMA, 1956).

Par l'observation de la surface générée, les paléovallées cambriennes d'orientation Nord-Sud déjà mises en évidence par la COGEMA sont bien visibles. L'exemple donné sur la figure montre

un transect passant par le puits LOD2 indiquant un pendage moyen du sommet du cambrien (Top Cambrien) d'environ 15°. Ce profil a été choisi car nous disposons des vitesses stacks pour le puits LOD2 permettant de calibrer les données en temps-profondeur afin d'effectuer une corrélation avec les profils sismiques (Table 2.2). La campagne de forage de la COGEMA en 1956 étant concentrée à la zone du faisceau de failles de Mas d'Alary-St Jean de la Blaquière, aucun forage n'est présent dans la partie Sud ce qui signifie que la géométrie des couches sédimentaires en profondeur n'est pas accessible en zone proche de la faille bordière.

2.2.1.2 Les profils sismiques 2D

2.2.1.2.1 Données et calibration temps-profondeur

Afin de contraindre la partie profonde du bassin, 4 profils sismiques anciens en temps simple (ms TS) issus de la campagne de sismique 2D réalisée par la COPEFA en 1961 ont été interprétés (localisation des profils sismiques sur la Fig.2.16).

Parmi eux, deux profils sont orientés N-S (GL1 et GL2 ; Fig.2.18 et Fig.2.19), O-E (GL12 ; Fig.2.20) et enfin un dernier profil NO-SE (GL6 ; Fig.2.21) sécants à la faille des Cévennes. En raison de l'impossibilité d'obtenir les données numériques originales de ces profils sismiques, aucun traitement additionnel n'a pu être réalisé afin d'améliorer leur qualité visuelle.

Comme introduit précédemment, la calibration temps-profondeur a été calée sur le profil GL2 interceptant le puits LOD2 (686696,6m ; 1852841m) dont les vitesses stacks sont à notre disposition (Table 2.2). Ces mêmes vitesses ont été extrapolées à l'ensemble des coupes sismiques (après vérification *via* les données de profondeur des puits de la COGEMA), en dépit de possibles changements latéraux de faciès. Le pendage des couches, calculé à partir des corrélations de puits (Fig.2.17), a également été reporté sur les différents profils.

2.2.1.2.2 Interprétations des profils sismiques

L'interprétation des profils GL2 et GL1 confirme la géométrie en éventail des couches d'âges Stéphanien et Saxono-Thuringien, attestant d'une sédimentation gouvernée par l'activité syn-sédimentaire de la faille des Aires-Mas Blanc pendant ces deux périodes (Fig.2.18 et Fig.2.19). Au contraire l'intervalle autunien apparaît isopaque sur toute son étendue, confirmant une subsidence homogène lors d'un épisode précédant la phase de rifting. Le pendage de l'ensemble des formations s'atténue pour devenir subhorizontal lorsqu'on se rapproche de la faille bordière. Le point d'inflexion du plongement des couches pourrait correspondre à la présence d'une faille antithétique à la faille bordière enracinée dans le socle et activée pendant l'épisode syn-rift, mais son existence demeure hypothétique au vue de la faible résolution des données sismiques.

Ces profils mettent cependant clairement en évidence les *top-laps* des formations cambriennes inférieures à pendage Nord sous la discordance du Cambrien supérieur, ainsi que l'*onlap* du

Stephanien sur cette même surface d'érosion.

Le profil GL12, orienté O-E, montre un basculement vers l'Est du socle cambrien et des sédiments permien (Fig.2.20). Ce profil passe géographiquement au Nord de l'*onlap* des formations stéphanien sur le socle; elles n'apparaissent donc pas sur ce profil. La géométrie en éventail des couches saxono-thuringien, toutefois moins prononcée que celles contrôlées par la faille des Aires Mas-Blanc, témoigne d'une activité syn-sédimentaire des failles orientées SSO-NNE lors de l'épisode de rifting.

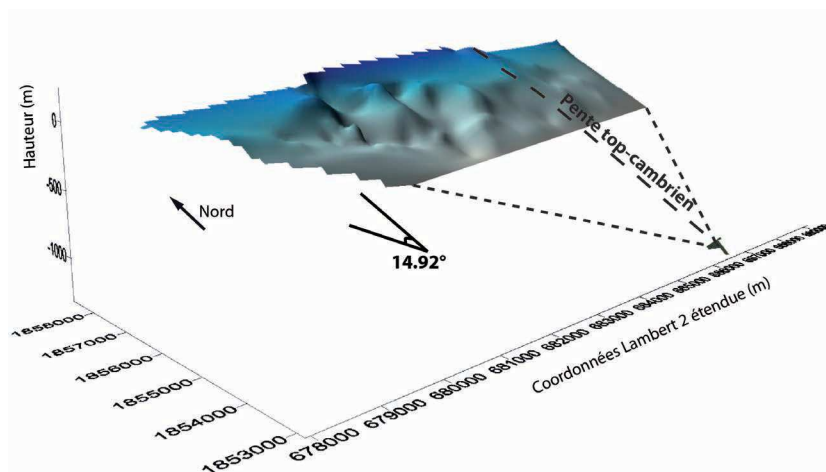


Fig. 2.17 – Surface 3D du sommet du cambrien à partir de la corrélation des puits (Surfer©).

L'activité synrift de ces failles SSO-NNE est de nouveau soulignée par le profil GL6 qui montre une compartimentalisation des formations saxono-thuringien dont la géométrie divergente semble être régie par la faille des Cévennes (Fig.2.21). Les formations autuniennes sont une nouvelle fois isopaques. Au delà de la zone d'étude, l'architecture du remplissage permien dans le Bassin Tertiaire de l'Hérault par exemple n'a pas été intégrée dans cette étude. Les formations permien sont de plus très mal imagées sur les profils sismiques de la région.

Intervalle (m)	0 - 85,425	85,425 - 350.25	350.25 - 638	638 - 883.6875	883.6875 - 1394.5625	1394.5625 - 1672.5
Vitesse (m/s)	3417	2534	3651	4070	4087	4374

TABLE 2.2 – Vitesses stacks associées aux puits Lod2.

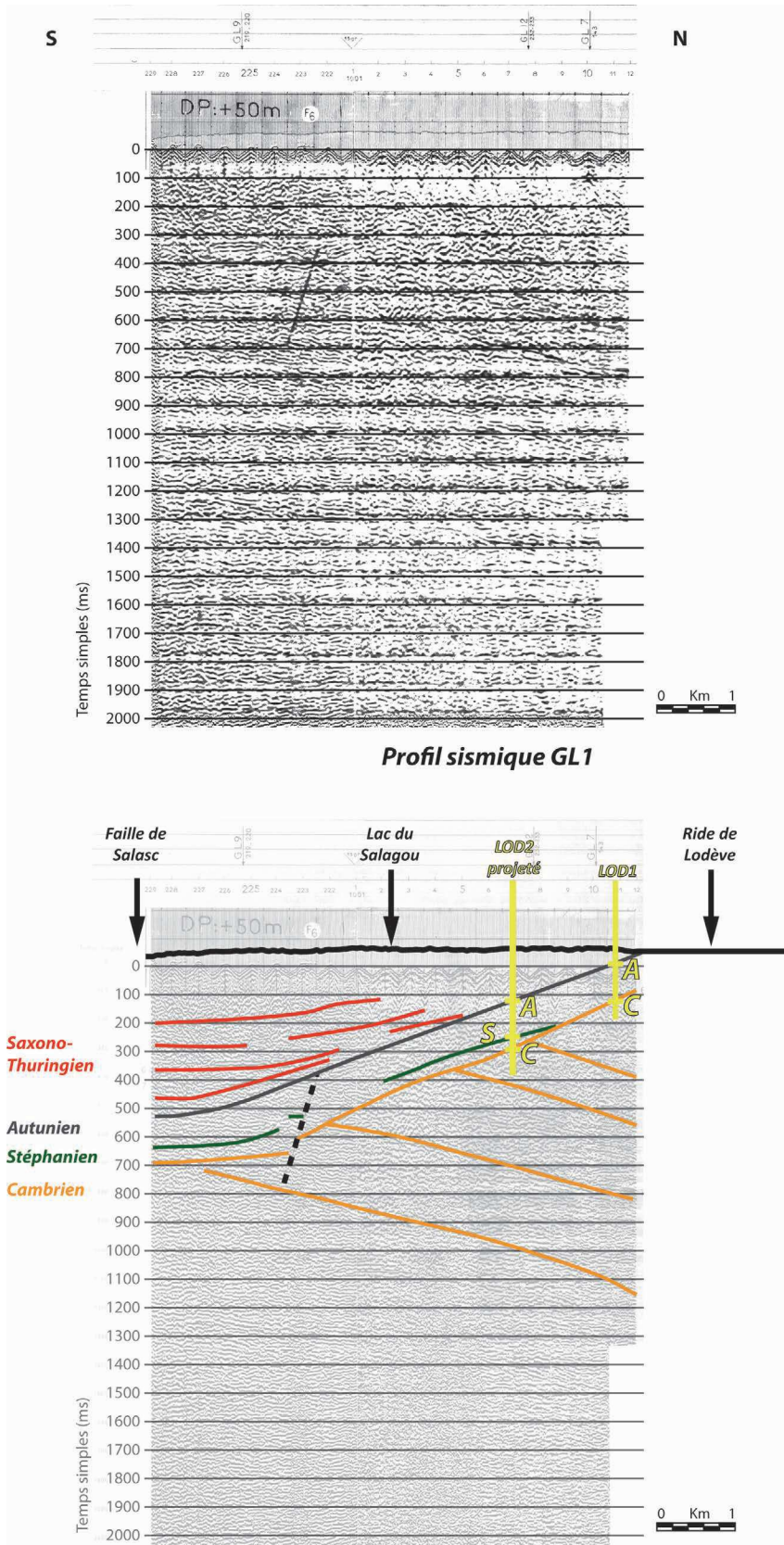


Fig. 2.18 – Profil sismique N-S GL1 et son line-drawing.

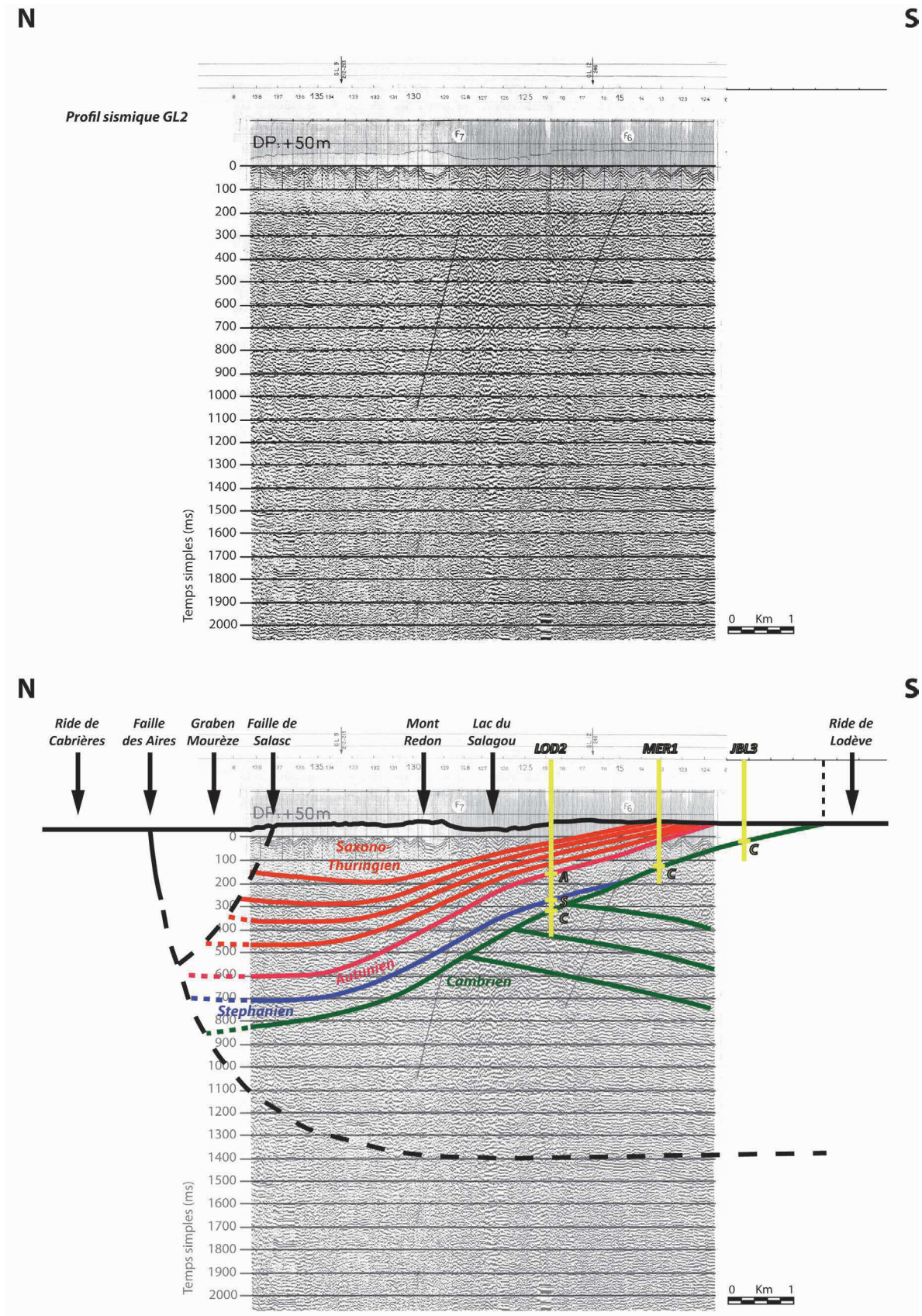


Fig. 2.19 – Profil sismique N-S GL2 et son line-drawing.

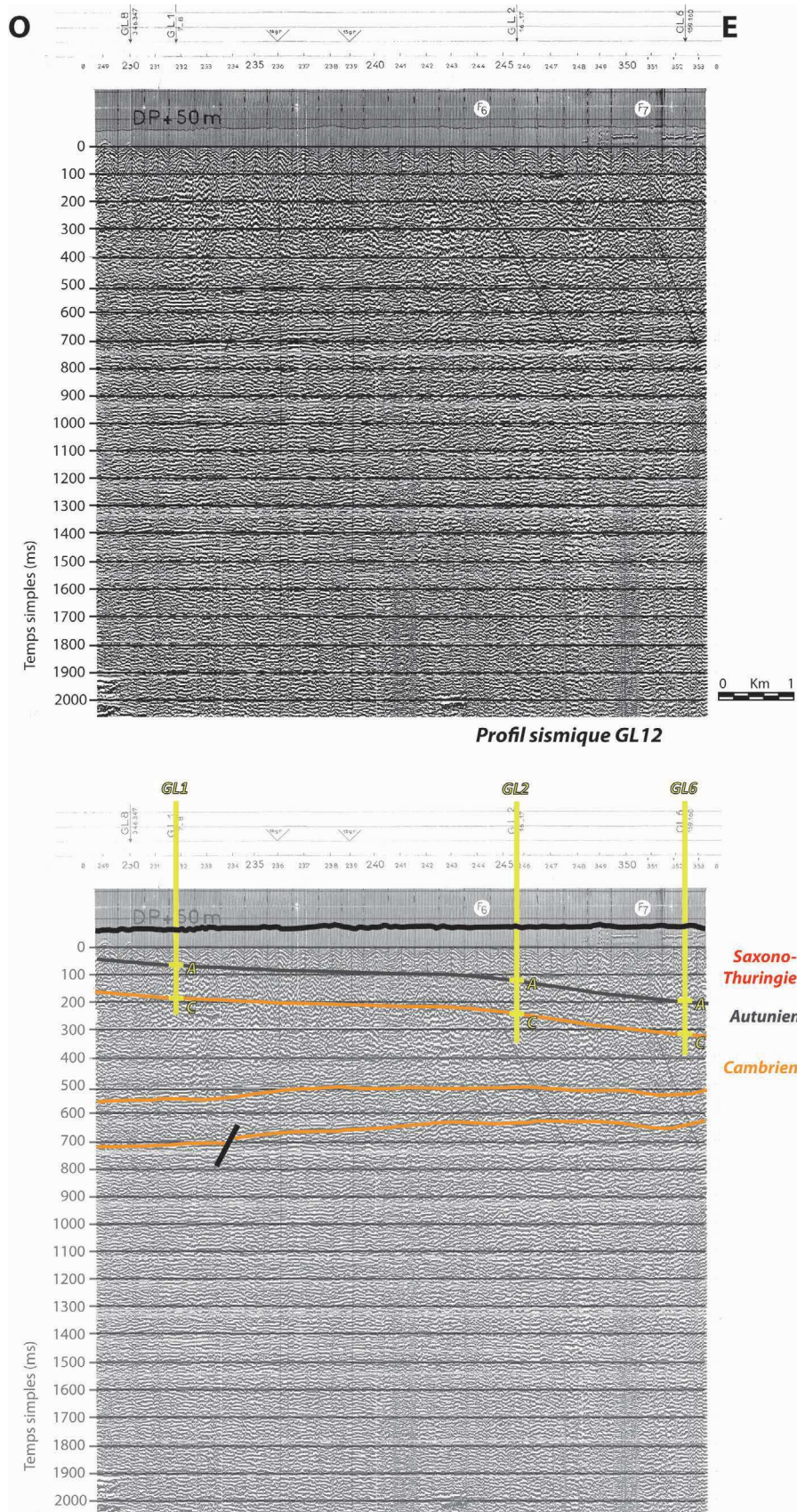


Fig. 2.20 – Profil sismique O-E GL12 et son line-drawing.

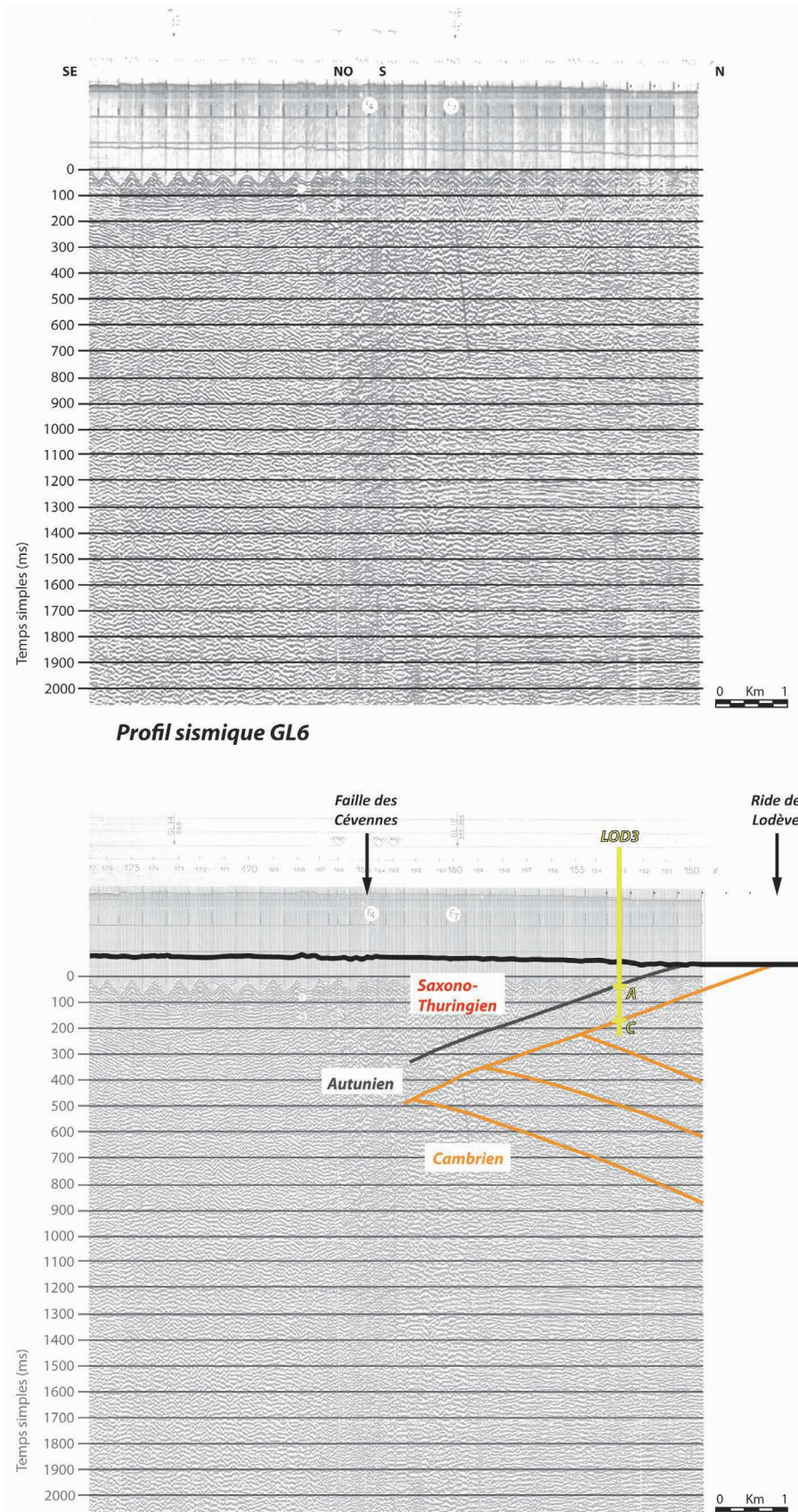


Fig. 2.21 – Profil sismique NO-SE GL6 et son line-drawing.

2.2.2 Coupe N-S révisée du bassin de Lodève

L'étude sismique couplée à la corrélation de puits dans la zone Nord du Bassin a permis la révision de la coupe structurale N-S du Bassin Permien de Lodève qui se rapproche fortement du modèle de demi-graben proposé par les travaux de Lopez (1992) (Fig.2.22) mais nouvellement contrainte par l'interprétation de l'architecture sismique.

Dans un premier temps, la moitié nord du bassin, allant de la Ride de Lodève au Nord à la faille de Salasc plus au Sud est dorénavant calibrée en temps-profondeur, ce qui permet une description plus précise de la géométrie des couches en profondeur et confirme des éléments jusqu'alors suggérés. Les principaux points à retenir sont les suivants :

- La géométrie de la discordance socle/remplissage sédimentaire fournit maintenant une appréciation plus précise de l'enfouissement actuel des séries sédimentaires et de la géométrie en éventail des séquences syn-rift Saxono-thuringienne ;
- Une sédimentation syn-tectonique au cours du Stéphaniens ;
- L'épaisseur isopaque des couches du Permien inférieur (Autunien), confirmant la subsidence homogène lors du dépôt ;
- Une composante extensive ouest-est, permettant d'expliquer le flux de sédimentation permien supérieur en direction de l'Est décrit dans les travaux de Lopez (1992) ;
- La présence d'une faille aveugle synthétique à la faille de Salasc, qui se trouverait en dessous du barrage du Salagou et probablement liée aux systèmes de fractures affectant la couverture permienne décrits par De Joussineau *et al.* (2005) ;
- Une horizontalisation des couches sédimentaires proche de la faille de Salasc, indiquant un jeu de cette faille lors de l'épisode de rifting.

Néanmoins, en l'absence de données en profondeur que ce soit des forages ou profils sismiques, des incertitudes demeurent quant à la géométrie proche de la faille Les Aires-Mas Blanc au Sud alors que c'est dans cette zone que les sédiments ont certainement subi le plus fort enfouissement.

Dans le modèle tel que nous le proposons, la formation du demi-graben permien est principalement contrôlée par la faille listrique Les Aires-Mas Blanc. Nous précisons donc le modèle de Lopez (1992) (Fig.2.12) mais en proposant une géométrie différente de la zone située entre la faille bordière et la faille de Salasc. Nous disposons de plus d'un nouvel élément qu'est l'horizontalisation des couches dans la projection verticale de la faille de Salasc en profondeur indiquant sa présence dans les zones profondes du bassin. Par ces observations, notre modèle propose une connexion de la faille de Salasc en profondeur à la faille listrique Les Aires-Mas Blanc. Ceci forme une zone de graben qui va provoquer l'effondrement des couches sédimentaires en son centre et donc un enfouissement encore plus important des séries sédimentaires.

Le graben mésozoïque de Mourèze, proche de la faille Les Aires-Mas Blanc, n'étant pas

couvert par la prospection sismique ou forages, son interprétation est essentiellement basée sur les travaux de terrain de Lopez and Seguret (1993) sur l'architecture des bassins mésozoïques au niveau des affleurements du graben de Mourèze que nous avons décrit en début de chapitre.

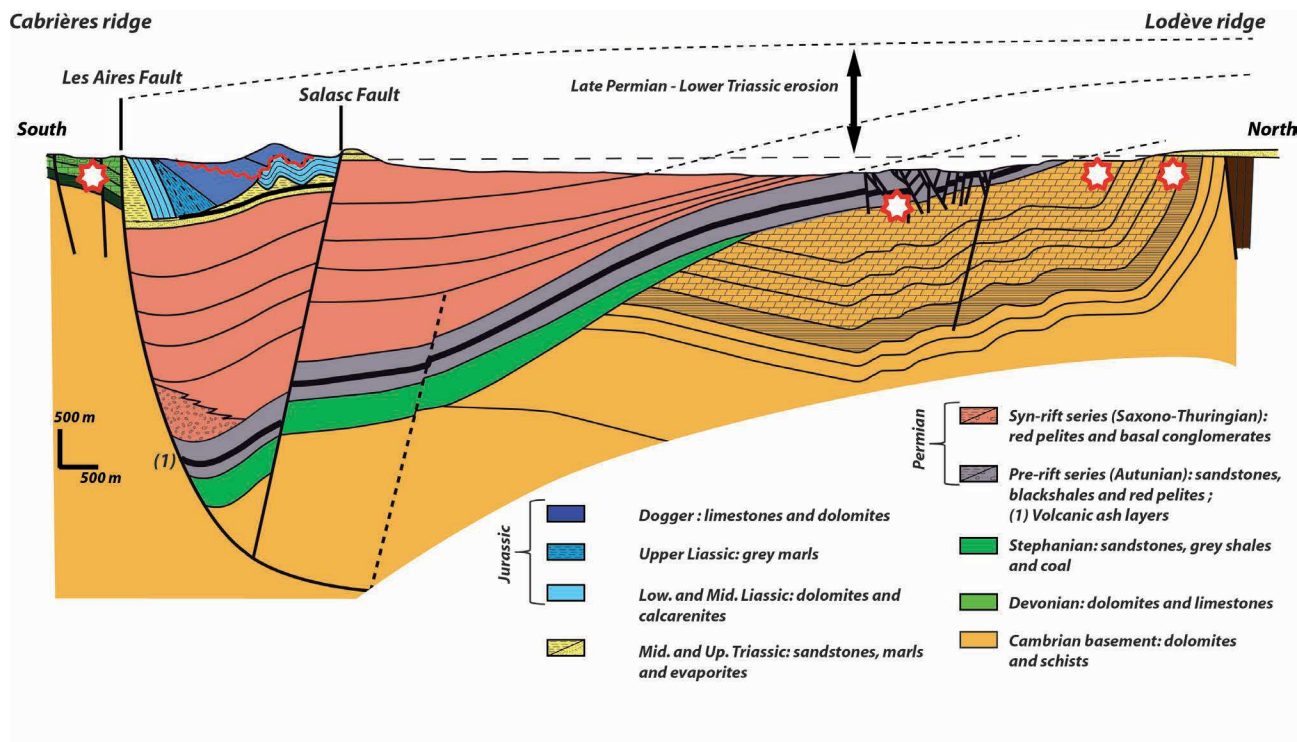


Fig. 2.22 – Coupe actuelle Nord-Sud du bassin permien de Lodève, modifiée d'après Lopez, 1992 (Situation en Fig.2.16).

2.2.3 Equilibrage de la coupe par restauration géomécanique (Dynel2D©)

Les hypothèses de base pour une restauration sont :

- La coupe doit être reconstruite parallèlement à la direction d'extension ou de compression. On admet donc qu'il n'y a pas de déformation perpendiculaire à la coupe choisie ;
- L'évolution du volume des roches au cours des épisodes de déformation est fonction des lois de compaction en fonction de la profondeur et il y a conservation de volume des roches lorsque que la compaction maximale est atteinte.

Il est évident que dans le cas du bassin de Lodève, ces deux points sont discutables. Mais nous rappelons ici que la direction d'extension principale est considérée comme Nord-Sud, nous choisirons donc de caractériser le chemin cinématique selon cette orientation.

Ensuite, le dernier point justifie à lui seul l'utilisation du logiciel de restauration géomécanique pour la reconstruction cinématique de la coupe au cours du temps, nous donnant la possibilité d'intégrer les lois de compaction en fonction de la profondeur et d'intégrer les propriétés physiques des roches.

2.2.3.1 Principes et méthodologies du logiciel Dynel2D© (IGE OSS, Schlumberger)

Nous avons utilisé le logiciel de restauration géomécanique Dynel 2D© développé par IGE OSS-Schlumberger afin de vérifier la viabilité de notre modèle structural. Le but principal de cette restauration est de vérifier le bon équilibre de la coupe précédemment révisée et d'inclure les données bibliographiques sur l'histoire tectono-sédimentaire du bassin dans une reconstruction prenant en compte les lois géomécaniques des lithologies et des failles. Ce modèle ainsi validé servira ensuite de charpente structurale à une modélisation thermique du bassin.

Le logiciel Dynel2D© est un outil permettant la restauration 2D de structures géologiques complexes en plusieurs étapes basées sur des lois purement géomécaniques d'après la méthode des éléments finis (FEM - Finite Element Method - Hughes, 1987; Maerten, 2006; Maerten, 2007). La méthode de construction du modèle est présentée en Annexe A.

Ces lois géomécaniques prennent en compte jusqu'à 11 propriétés pour chaque matériel telles que le module de Young, coefficient de poisson, densité, porosité, constante de compaction avec la profondeur, module d'élasticité isostasique, module de cisaillement, angle de friction, résistance à la compression, résistance à la traction et la cohésion. Ceci introduit une autre notion qui est celle des processus de compaction/décompaction des couches au cours de la restauration. La détermination de la porosité au cours du temps est extrêmement importante car elle a une influence significative sur la conductivité thermique des sédiments et les régimes de pressions engendrés qui font partie des principaux objectifs ici.

2.2.3.2 Résultats et discussion

Les résultats de la restauration géomécanique sont présentés sur la figure 2.23 sous la forme d'une série de coupes du bassin extraites aux principales périodes de déformations. Le protocole de construction du modèle est présenté en Annexe A.

Les principaux apports de la restauration géomécanique à la compréhension de l'histoire tectonique du bassin sont les suivants :

- L'activité syn-sédimentaire de la faille Les Aires-Mas Blanc lors du dépôt des formations stéphanien est confirmée. La formation du bassin est donc pluriphasée avec (i) une

initiation au Carbonifère supérieur comme la plupart des bassins tardi-hercyniens du Massif Central français (Fig.2.23.a), (ii) une quiescence tectonique pendant l'Autunien (pré-rift) et (iii) une réactivation majeure lors du Saxono-thuringien (Fig.2.23.b). L'extension totale est estimée à environ 1400m;

- Les deux phases de rifting sont principalement accomodées par la faille listrique bordière comme l'atteste la quantification de glissement sur le plan de faille en figure2.23.b. Elle se marquent également par la formation et activation de la faille antithétique de Salasc, connectée en profondeur à la faille bordière;
- D'autres mécanismes accommodent la flexure du socle pendant les épisodes de rifting que sont : (i) la formation et l'activation de failles antithétiques comme celle de Salasc, (ii) la formation du graben de compensation syn-sédimentaire de Mas d'Alary - Saint Jean La Blaquièrre et (iii) des glissements banc sur banc des couches sédimentaires (2.23.b). Ces modèles d'accommodation sont en accord avec ceux définis par Benedicto (1996) qui montrent plusieurs scénarii possibles, et en particulier les modèles de cisaillement simple et de flexion (Fig. 2.24);
- L'hypothèse d'une faille aveugle parallèle à la faille de Salasc suggérée par l'interprétation sismique est viable (voir paragraphe précédent 2.2.2). Elle apporte de nouvelles perspectives quant à la circulation des fluides et pourrait expliquer les marqueurs fluides observables au bas du barrage du Salagou qui montrent d'après De Jossineau *et al.* (2005) des veines N90 minéralisées par différentes générations de calcite et barytine;
- Après la pénéplanation triasique, pour laquelle la quantité de matériel érodé n'est pas quantifiable par cette méthode (Fig.2.23.d), le rifting jurassique lié à l'ouverture de la Téthys-Ligure est essentiellement accommodé par la réactivation des failles Les Aires-Mas Blanc et de Salasc. Ce nouvel épisode d'extension amène à un nouvel enfouissement des formations sédimentaires qui atteignent environ 5000m dans les zones les plus profondes (Fig.2.23.e).

En conclusion à la révision du modèle structural du Bassin Permien de Lodève, la coupe N-S nouvellement proposée prenant en compte l'ensemble des données bibliographiques, de puits et de sismiques est pour la première fois équilibrée à travers une modélisation qui prend en compte les comportements géomécaniques des sédiments et des failles. Elle permet également de quantifier les déplacements liés aux différentes phases d'extension subi par le bassin ainsi que les mécanismes qui les accommodent (failles et glissements banc sur banc). De plus, de multiples essais sur les comportements mécaniques des failles au cours de la restauration amènent à contraindre leurs périodes d'activité, éléments indispensables à la compréhension des circulations fluides pour la suite.

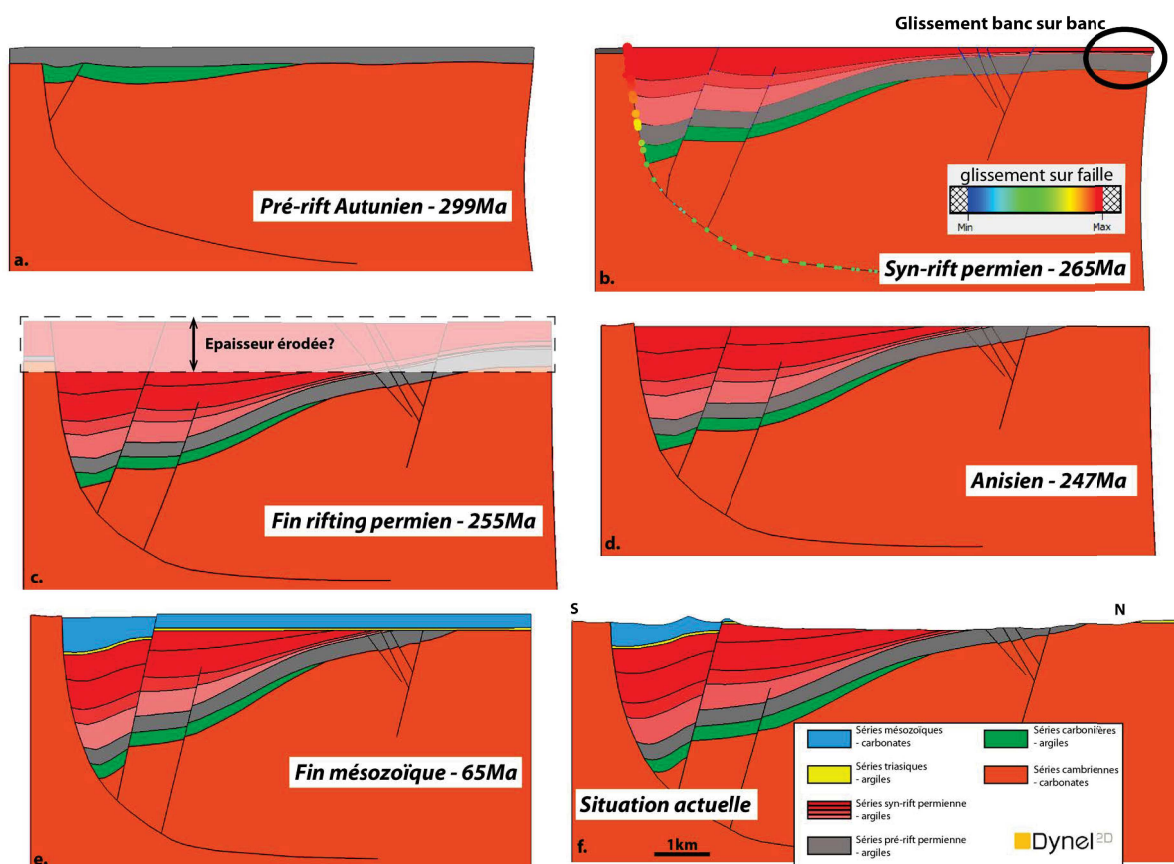


Fig. 2.23 – Résultats de la restauration géomécanique réalisée via le logiciel Dynel2D©.

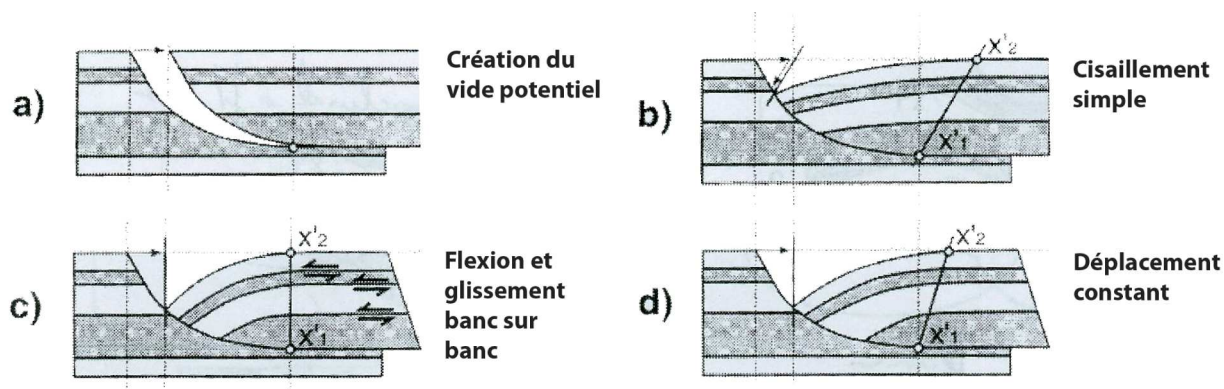


Fig. 2.24 – Différents styles de déformation du socle d'un bassin sur faille listrique (Benedicto, 1996).

2.3 Modélisation pression/température du bassin

Dans notre étude seront contraintes les histoires de thermique, d'enfouissement et de la maturation du système pétrolier au cours du temps dans le bassin Permien de Lodève. La coupe géologique N-S de Lodève sert ici de charpente structurale et lithologique à une modélisation

thermique dynamique réalisée à l'aide de données géochimiques sur la matière organique. A l'issue de ce modèle, nous pourrons d'ores et déjà établir certains critères discriminants dans la caractérisation des calendriers de pression/température et chemins empruntés par les différents fluides qui interviennent lors de l'enfouissement du bassin. Ceci permettra *in fine* d'établir un premier calendrier des fluides de bassin dans le but d'appréhender la filiation entre géodynamique et migration de fluide au cours des temps géologiques.

2.3.1 Méthodologie générale

PetromodSuite© est un logiciel de modélisation de bassin se focalisant particulièrement sur les systèmes pétroliers et développé par une branche de l'entreprise Schlumberger, Integrated Exploration Systems (IES). Le logiciel comporte 3 modules généraux que sont Petromod 1D, 2D et 3D. L'ensemble des modules intègre des données et connaissances géologiques au sein de modèle de génération, migration et piégeage des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires. Le choix des modules dépend des données d'entrée ainsi que des problématiques que l'utilisateur s'est fixées.

En l'absence de données 3D précises dans le bassin de Lodève, nous utiliserons essentiellement dans cette étude les modules Petromod 1D et 2D en parallèle. L'Annexe A explique en détail les différentes étapes adoptées de la simulation dont on fera ici une description non-exhaustive :

- La première étape consiste en la réalisation du **modèle tectono-sédimentaire** par l'intégration de la coupe actuelle du bassin de Lodève, la stratigraphie avec les séquences de dépôt, les propriétés mécaniques de chaque intervalle et la géométrie des failles ;
- Ce modèle fera ensuite l'objet d'une **restauration tectonique** qui est fonction de l'épaisseur des dépôts, des lois de compaction/décompaction des sédiments et des événements tectoniques et d'érosion/hiatus majeures qui interviennent au cours de l'histoire du bassin ;
- Le modèle géométrique défini, il est ensuite nécessaire de paramétrer le **système pétrolier** par l'intégration des données géochimiques (COT, IH, PRV, type de kerogène...) ;
- La dernière étape avant le lancement de la simulation est la définition **des conditions aux limites** par l'intégration des valeurs du flux thermique au cours du temps, des paléobathymétries ainsi que des températures de surface. C'est ici que l'utilisateur doit effectuer une **calibration des données thermiques** du bassin.

Une fois l'ensemble de ces points réalisés, PetromodSuite© permet de prédire le calendrier de génération des hydrocarbures, les chemins de migration en lien avec les gradients thermiques et de pressions qui affectent le bassin au cours de son histoire, le type et les volumes d'hydrocarbures

générés et piégés. Il est également utile pour appréhender les moteurs de circulation d'autres fluides en générant les régimes de surpressions de fluides interstitiels liées à la compaction des sédiments ainsi que la réponse en terme d'intégrité des couvertures que ces pressions engendrent.

2.3.2 Les données d'entrée au modèle

2.3.2.1 Le modèle tectono-sédimentaire

Le modèle géométrique de base au sein du logiciel Petromod 2D© consiste en la coupe actuelle du bassin de Lodève (Fig.2.25).

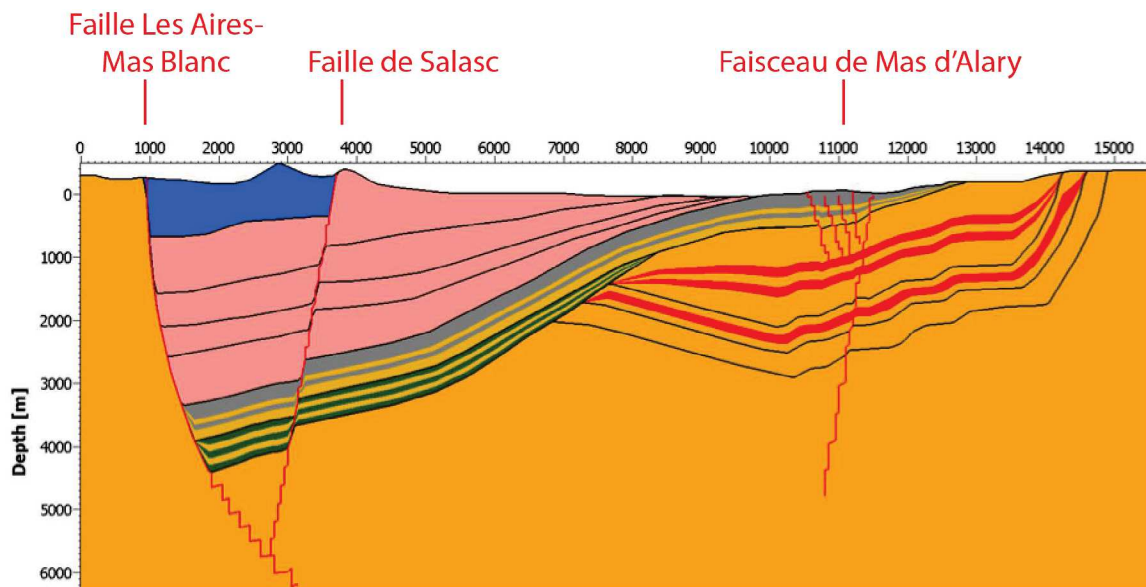


Fig. 2.25 – Modèle géométrique Petromod maillé par l'assignation de lithologies, failles et niveaux érosifs.

2.3.2.1.1 Ages et lithologies

Les lithologies des différentes unités sédimentaires du bassin que nous avons décrites précédemment dans le chapitre II-1 ont été définies à partir des données par défaut dans le logiciel définissant les propriétés mécaniques à travers des lois issues de publications diverses (Fig.2.3). L'utilisateur a la possibilité de paramétrer précisément les propriétés mécaniques de chaque faciès lithologique mais ceci nécessiterait la réalisation de mesures mécaniques précises et longues pour chaque intervalle. L'objectif est ici de déterminer le calendrier et les mécanismes de génération et circulation de fluide à l'échelle régionale et ne demande pas par conséquent une résolution aussi précise.

2.3.2.1.2 Propriétés des failles

Sur l'ensemble des failles cartographiées dans le bassin de Lodève, seules les failles principales ont été générées. Cette décision est basée sur l'hypothèse que ce sont essentiellement les failles d'extension et de profondeur régionale qui sont susceptibles de jouer un rôle important dans la migration et l'accumulation des fluides à l'échelle du bassin. Par conséquent, ont été construites les failles Les Aires-Mas Blanc, de Salasc ainsi qu'une partie du Faisceau de Mas d'Alary constituant la fracturation du graben de compensation (Fig.2.25).

Age (Ma)	Formation	Lithology	Density (kg/m ³)	Initial porosity (%)	Compressibility (1/GPa)		Permeability (logmD)		Thermal conductivity (W/m/K)		Heat capacity (kcal/kg/K)		
					Min	Max	1% poro	25% poro	20°C	100°C	20°C	100°C	
65	Meso.	Marl	2700	50	1.98	77.8	-5.05	-2.25	2	1.96	0.2	0.23	
240	Sax. - Thu.	Shale-silty	2710	40	3.94	337.34	-8.47	-2.5	1.77	1.79	0.21	0.24	
255		Autunian	Shale-3% TOC	2610	70	4.26	426.41	-8.52	-3	1.45	1.55	0.21	0.24
284			Sandstone	2720	41	1.15	27.47	-1.8	3	3.95	3.38	0.2	0.24
299	Stephanian	Conglomerate	2700	30	0.88	14.21	-2.8	2	2.3	2.18	0.2	0.23	
305		Coal-silty	2280	58	1	8200	5% -5	-3.75	1.4	1.33	0.21	0.26	
	Sandstone	2720	41	1.15	27.47	-1.8	3	3.95	3.38	0.2	0.24		
305	Cambrian	Dolomite	2790	35	1.1	25.23	0.11	-2.88	4.2	3.57	0.21	0.24	
		Marl	2700	50	1.98	77.8	-5.05	-2.25	2	1.96	0.2	0.23	

TABLE 2.3 – Ages des formations et propriétés des lithologies assignées intégrés dans le logiciel *PetromodSuite*©.

Une fois la géométrie des failles définie, leurs propriétés liées aux circulations de fluide peuvent être modifiées en indiquant simplement leur période d'activité et leur propriété de drains ou barrière vis-à-vis des fluides. Les périodes d'activité ont justement été contraintes par la précédente restauration géomécanique. Etant des structures majeures des deux épisodes de rifting ayant affecté le bassin de Lodève, nous avons considéré la faille bordière Les Aires-Mas Blanc et la faille de Salasc comme entièrement « ouvertes » aux fluides au cours des périodes allant de 305 à 299Ma (rifting stéphanien), de 284 à 255Ma (rifting Permien supérieur) et de 191 à 164Ma (rifting lié à l'ouverture de la Téthys Ligure). Les failles du graben de compensation en zone de *roll-over* ne sont quant à elles actives que pendant la seconde phase de rifting au Permien supérieur.

2.3.2.1.3 Définition des paléogéométries et restauration tectonique du bassin

L'histoire tectonique a une influence majeure sur la chronologie d'enfouissement et thermique du bassin. Il apparaît donc indispensable de bien définir l'évolution tectono-sédimentaire du bassin dans la modélisation afin d'obtenir la meilleure calibration possible de l'histoire en pression/température du bassin étudié.

La reconstruction du modèle au cours du temps s'est basée sur une restauration au sein du logiciel PetromodSuite© à partir de données d'entrée de dépôt/érosion/hiatus. Cette méthode permet une meilleure prise en compte des lois de décompaction des sédiments que lors du chargement de coupes déjà équilibrées au sein de Dynel2D© (Neumaier *et al.*, 2014) (voir explications en Annexe A). La méthode utilisée est celle du *backstripping* qui consiste à retirer progressivement les couches sédimentaires superficielles tout en décompactant le reste de la colonne sédimentaire (Steckler et Watts, 1978). La décompaction est une des variables les plus importantes car elle gouverne les paléo-géométries, les paléo-enfouissements des couches et, par conséquent, les régimes de pression/température qui sont intimement liés au calendrier de génération/expulsion des hydrocarbures. Ce sont justement les objectifs de notre modélisation du Bassin Permien de Lodève.

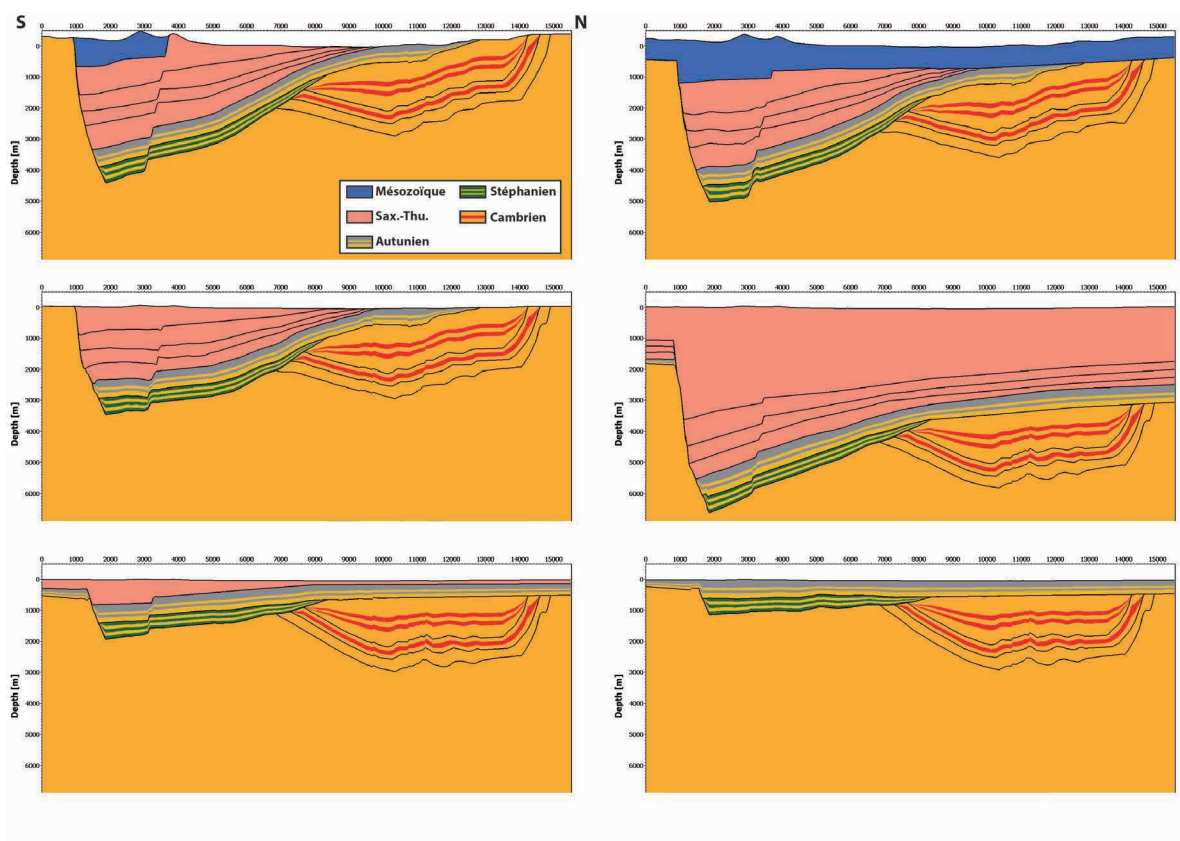


Fig. 2.26 – Restauration de l'histoire tectono-sédimentaire du bassin servant de modèle géométrique à la modélisation PetromodSuite©. La position des failles est indiquée sur la figure.

Le résultat de cette restauration sous PetromodSuite© est présenté figure 2.26. Seulement quelques étapes sont indiquées, parmi toutes les paléo-géométries du bassin correspondant à chaque événement de dépôt assigné dans la table des âges (Fig.2.3).

2.3.2.2 Caractéristiques géochimiques des roches mères

2.3.2.2.1 Echantillonnage

Comme souligné précédemment, le Bassin Permien de Lodève possède potentiellement deux roches mères à hydrocarbure :

- Les blackshales autuniens ;
- Les charbons du Stéphaniens.

A partir des analyses de Masoumi (2008) décrites au paragraphe 2.1.2.1, nous avons calibré les roches mères autuniennes de notre modèle de bassin suivant les mesures RockEval6 des échantillons LOD2 et LOD7 (en orange dans la Table 2.1) pour lesquelles nous disposons des mesures de pouvoir réflecteur de vitrinite et des Tmax.

L'échantillon LOD2 a été prélevé dans le ruisseau du Merdanson dans la zone N-E du Bassin de Lodève (X : 685715 ; Y : 1859999 - Lambert 2 étendue). C'est une argile silteuse carbonatée au sein de la formation d'Usclas définie à la base de la colonne sédimentaire permienne, la discordance avec le socle étant situé 1 mètre en dessous (Fig.2.27).

L'échantillon LOD 7 a été également prélevé dans le ruisseau de Merdanson mais plus au Sud, proche du village de Loiras (X : 685684 ; Y : 1856408 - Lambert 2 étendue), dans la partie médiane de la formation de Loiras (Fig.2.28). C'est une argile carbonatée verte à rides de courant.

Nous rappelons que les roches mères étudiées sont affleurantes dans la partie Nord du bassin et n'ont pas subi de maturation majeure en comparaison de celles qui sont enfouies proche de la faille des Aires-Mas Blanc. On peut donc considérer que l'interprétation du potentiel pétrologène pour ces roches mères correspond à celui des roches dans les parties plus profondes du bassin avant l'enfouissement.

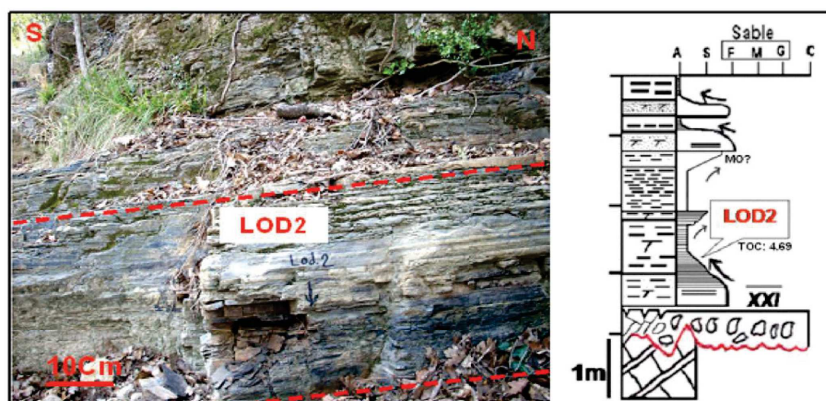


Fig. 2.27 – Echantillon LOD2 et sa position stratigraphique.

Ces deux roches mères ont été utilisées dans le système pétrolier du modèle 2D du bassin de Lodève. LOD 2, appartenant à l'ensemble d'Usclas, constitue la première couche de l'intervalle autunien dans le modèle, juste au-dessus des conglomérats de base (Fig.2.29). Les

caractéristiques de LOD 7 ont été quant à elles attribuées à la partie supérieure de l'intervalle stratigraphique. Le tout étant recoupé par des niveaux gréseux, mimant la présence des barres fluvio-deltaïques qui sont visibles à l'affleurement.

Pour ce qui est des formations stéphaniennes, Masoumi (2008) a également analysé 3 échantillons (GR27 un blackshale, GR28 et GR29 des charbons) prélevés dans une carrière d'exploitation de charbon proche de la discordance entre l'Autunien et le Stéphaniens dans le bassin de Graissessac. Ce bassin constitue la continuité ouest des formations stéphaniennes dans les zones profondes du Bassin de Lodève ; ayant été soulevé par l'activité de la faille d'Olmet au Permien supérieur.

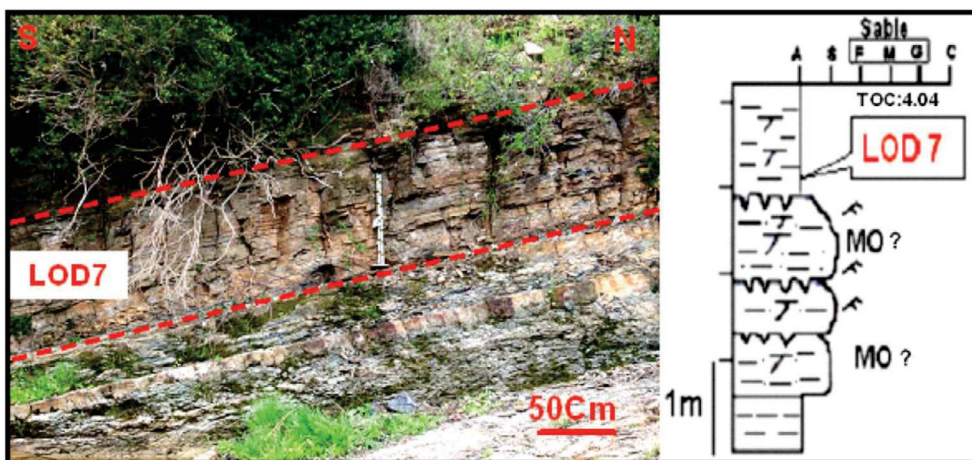


Fig. 2.28 – Echantillon LOD7 et sa position stratigraphique.

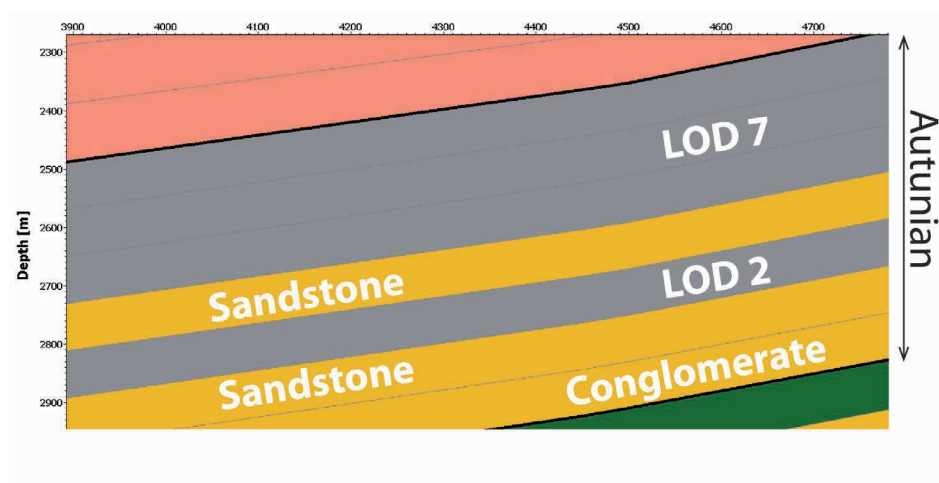


Fig. 2.29 – Configuration stratigraphique de l'intervalle autunien au sein du modèle PetromodSuite2D©.

2.3.2.2.2 Caractéristiques des roches mères autuniennes

a. Le potentiel pétrologène :

Afin d'évaluer le potentiel pétrologène des roches mères du bassin, un diagramme S2 en fonction du carbone organique total (COT) a été construit (Peters et Cassa, 1994) (Fig.2.30). Dans une vision globale, la majorité des roches mères autuniennes montrent un potentiel allant de bon à excellent. La même observation peut être faite pour les trois données de roches mères stéphaniennes (blackshales et charbons).

La valeur du COT pour l'échantillon LOD2 est de 4,69%. Le S2 pour l'échantillon LOD2 équivalent à 12.56 mgHC/g rock indique d'après la classification de Peters et Cassa (1994) que cette roche mère possède un très bon potentiel pétrologène (Fig.2.30).

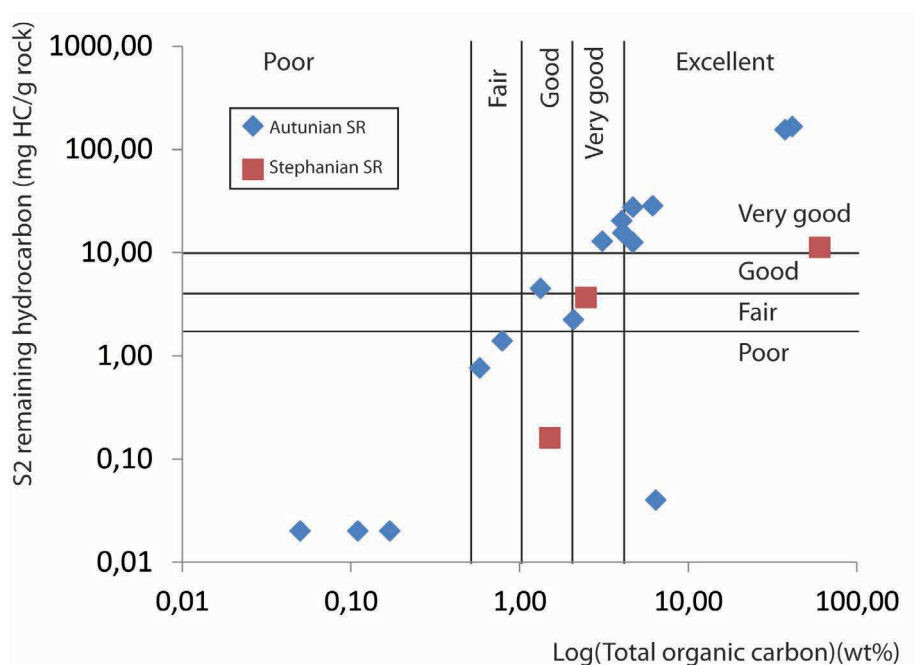


Fig. 2.30 – Synthèse des résultats de pyrolyse RockEval et de pouvoir reflecteur de vitrinite obtenus par Masoumi, 2008.

Pour l'échantillon LOD7, le COT est de 4,04% pour un pic S2 de 20.3 mgHC/g roche, ce qui la place dans le même domaine de qualité que l'échantillon LOD2, à savoir considérée comme une roche mère à fort potentiel (Fig.2.30).

b. Types et cinétique des kérogènes :

Une première étude sur les roches mères de la formation Loiras sur la Ride de Lodève avait été entreprise par Robert (1985) qui montre d'après les données d'index d'hydrogène IH en fonction de la profondeur que les kérogènes sont de type I et III, mature dans la fenêtre à huile et que très peu d'huile a été produite jusqu'à aujourd'hui (Fig.2.31.a).

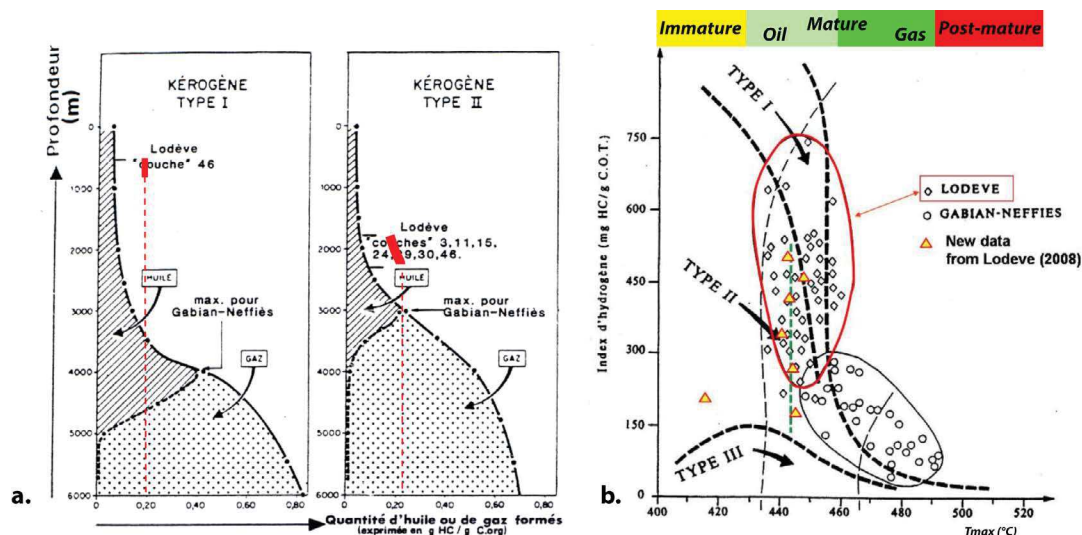


Fig. 2.31 – Type de kérogène des roches mères du bassin de Lodève en fonction des données d'index d'hydrogène IH et de Tmax : a. Répartition des valeurs IH en fonction de la profondeur d'après Robert, 1985 ; b. Diagramme IH en fonction des Tmax pour tous les échantillons prélevés par Masoumi, 2008.

Ces analyses ont été précisées par les mesures de Odin (1986) et Masoumi (2008). En effet, le type de kérogène est habituellement évalué en fonction de HI et du Tmax obtenus lors de la pyrolyse RockEval (diagramme de Van Krevelen - Fig.2.31.b). Ce diagramme confirme que les données de roche mère pour le Bassin Permien de Lodève sont toutes comprises dans une zone correspondante à un mélange entre des kérogènes de type I et II et pour l'essentiel dans la fenêtre à huile. Un graphique S2 vs COT confirme une nouvelle fois un kérogène à dominante type I mélangé avec une faible proportion de Type III (Fig.2.32) (Langford et Blanc-Valleron, 1990).

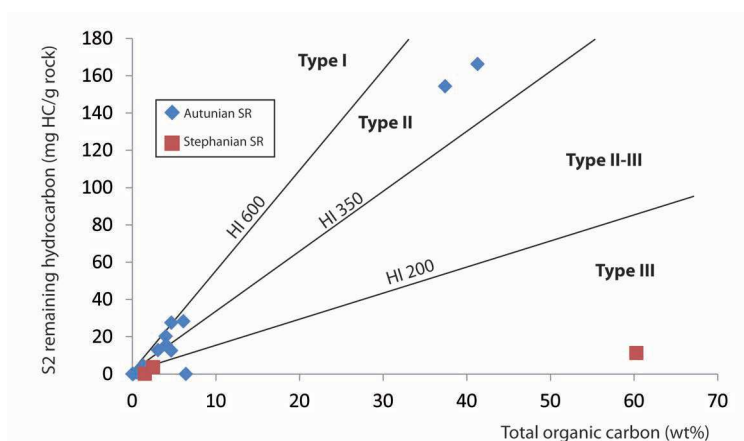


Fig. 2.32 – Diagramme S2 en fonction du COT pour les échantillons de roches mères du bassin de Lodève prélevés par Masoumi, 2008.

- **Echantillon LOD2** : Ensuite si l'on considère en détail les roches mères intégrées au modèle, on note pour LOD2 que les résultats de spectres d'énergie d'activation de la roche montre une valeur d'énergie dominante de 54 kcal/mol et quelques énergies supérieures entre

55 et 57 kcal/mol, en accord avec un mélange de matière organique algaire et terrigène (2.35). Cette observation a été confortée par l'analyse optique où a été mise évidence une grande quantité de vitrinites et très peu d'inertinites baignant dans une matrice argilo-carbonatée. L'analyse du taux de transformation de la matière organique en fonction de la température montre bien que l'échantillon LOD2 (Fig.2.33 – courbe rouge) est un kérogène à dominance type 1 (Fig.2.33 – courbe bleu), mélangé avec du type 2 (Fig.2.33 – courbe verte).

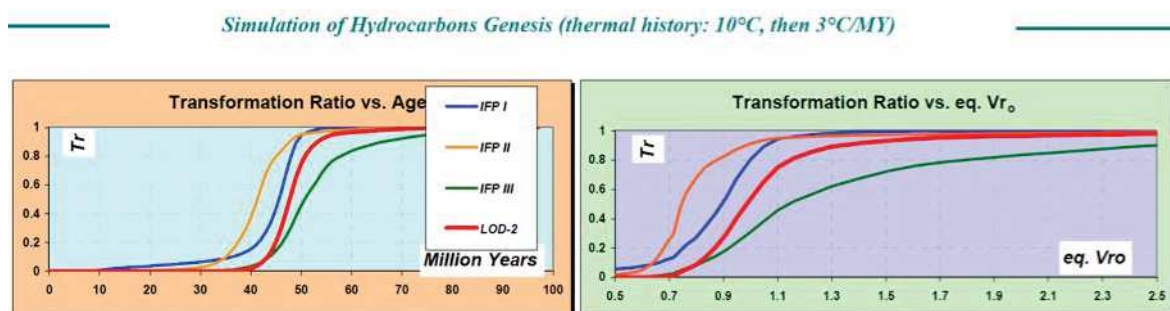


Fig. 2.33 – Valeurs des taux de transformation en fonction du temps à gauche et du PRV à droite pour l'échantillon LOD2 (Masoumi, 2008).

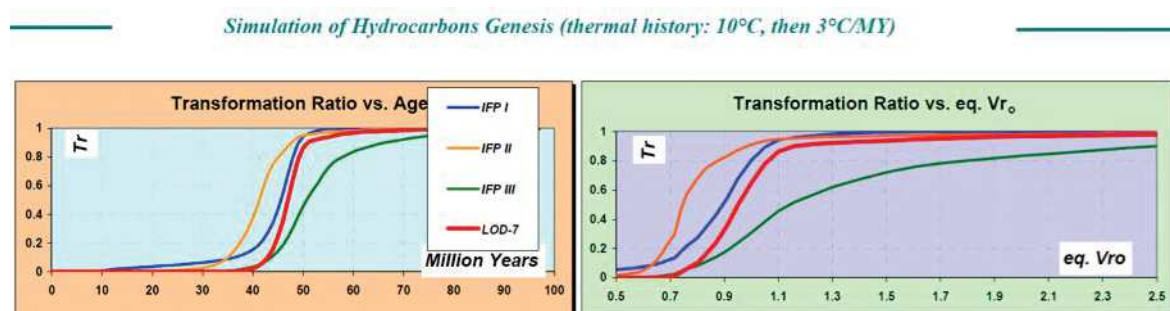


Fig. 2.34 – Valeurs des taux de transformation en fonction du temps à gauche et du PRV à droite pour l'échantillon LOD2 (Masoumi, 2008).

- **Echantillon LOD7** : Pour LOD7, la teneur en hydrogène est importante témoignant d'une origine lacustre de la matière organique (Fig.2.1). Les histogrammes d'énergie d'activation montrent une seule valeur dominante de 54 kcal/mol, la même valeur que pour LOD 2 (Fig.2.35). On est donc ici en présence d'un seul type de matière organique correspondant au type algaire. L'analyse optique montre quelques vitrinites très oxydées et alginites, ainsi que de nombreuses inertinites dans une matrice organo-minérale (Masoumi, 2008). La distribution du taux de transformation avec la température apparaît très similaire à celui de LOD2 et correspond à un kérogène à dominance type 1 (Fig.2.34).

- **Les cinétiques de réaction** : Nous avons édité les cinétiques de réaction dans le logiciel PetromodSuite© afin d'intégrer ces résultats dans les paramètres des deux roches mères

permiennes. La cinétique choisie pour ces roches mères a été définie à partir de celle de Pepper et Corvi (1995), correspondant à des kérogènes de type 1, et modifiée en intégrant les données d'énergie d'activation mesurées (Fig.2.35).

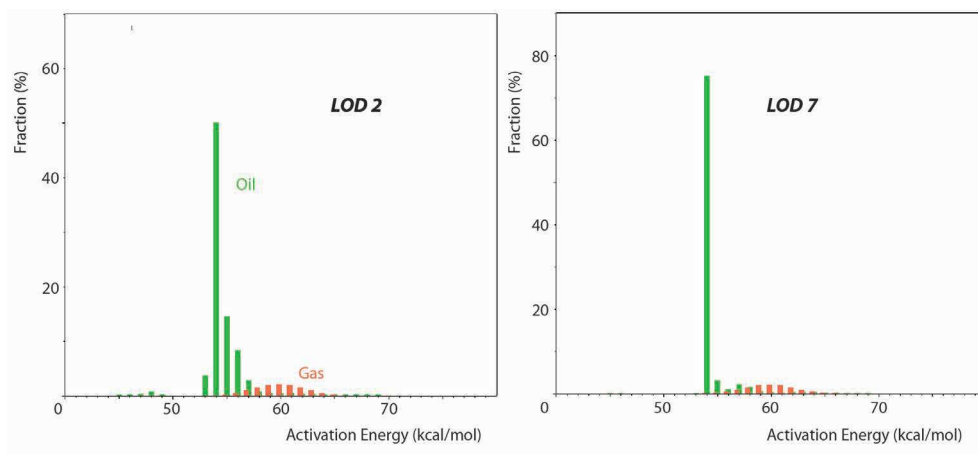


Fig. 2.35 – Graphique des valeurs d'énergie d'activation intégrées au sein du modèle PetromodSuite© pour les roches mères LOD2 (a) et LOD7 (b).

c. Degré de maturité thermique : Le degré de maturité peut également être évalué en fonction d'un diagramme Tmax vs PI (index de production : par exemple, Hakimi et Abdullah, 2013). Les données montrent que la plupart des roches mères de la Ride de Lodève sont actuellement situées dans le domaine de génération d'huile (Fig.2.36).

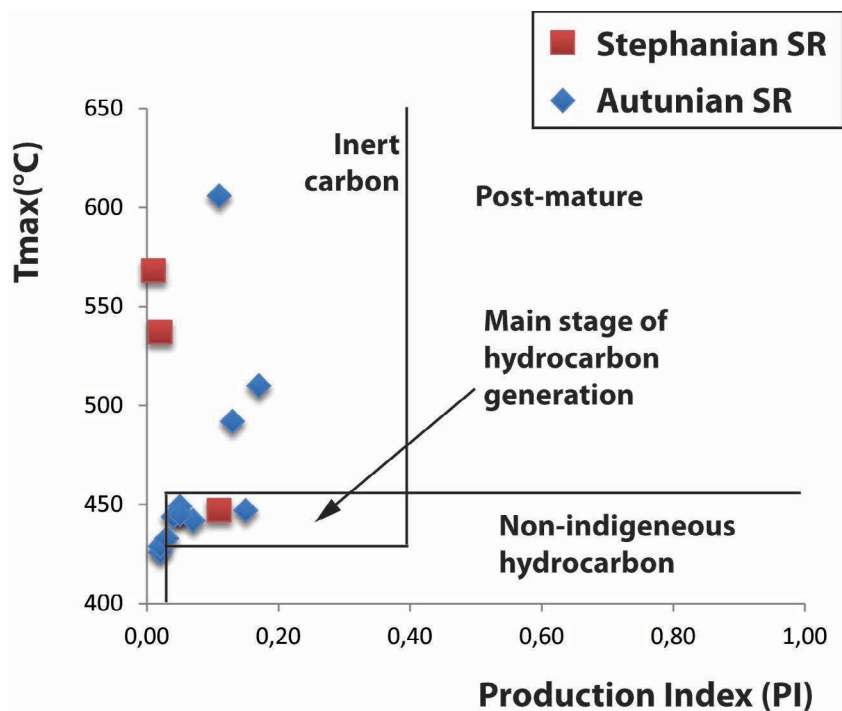


Fig. 2.36 – Diagramme Tmax vs PI montrant le degré de maturation et nature des hydrocarbures générés par les roches mères du BPL

L'huile thermogénique est générée à partir de roche mère ayant un PRV entre 0.7 et 1.3% correspondant à la fenêtre à huile alors que les valeurs supérieures marquent le début de la fenêtre à gaz (Tissot et Welte, 1984). Les valeurs modales de PRV pour LOD2 et LOD7 sont très proches, 0.77% et 0.78% respectivement (Fig.2.37) et donc dans la fenêtre à huile aujourd'hui.

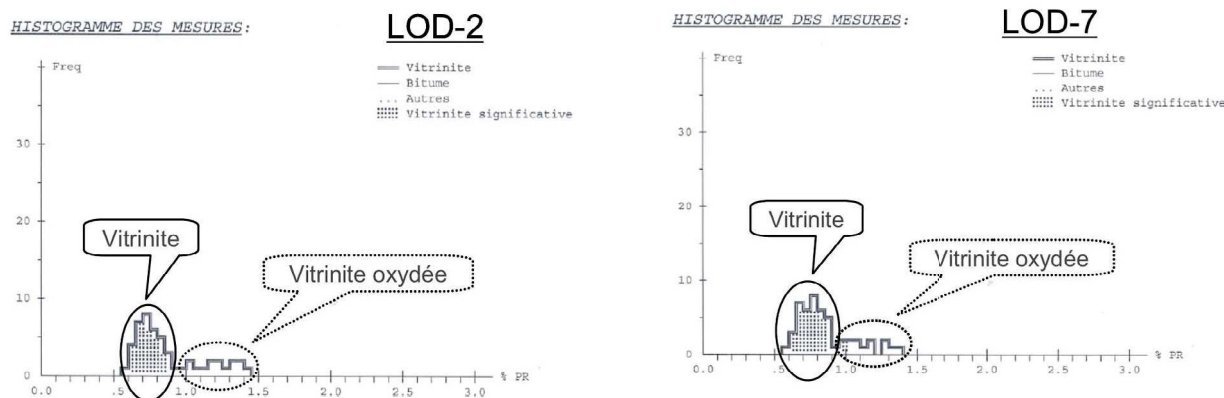


Fig. 2.37 – Résultats des mesures de pouvoir réflecteur de vitrinite par réflectométrie optique (Masmoumi, 2008).

2.3.2.2.3 Les charbons du bassin de Graissessac

Les charbons stéphaniens n'ont pas été introduits dans le premier modèle réalisé par Masmoumi (2008). Une pyrolyse Rock-Eval 6 a été réalisée sur chacun trois échantillons du bassin de Graissessac au cours de cette étude (Fig.2.1) :

- GR27 est une argile silteuse avec un COT de 1.51%, mature et évoluée, étant dans la zone de formation du gaz sec comme en témoigne la Tmax bien supérieure à 500°C ;
- GR28 est un charbon massif très riche en matière organique avec un COT très élevé de 60.29% , également dans le stade de génération de gaz sec ;
- GR29 est une argilite grise/noire carbonatée à débris de charbon et matière organique. Le COT est de 2.48% et l'échantillon se situe dans la zone de genèse à huile.

Les trois échantillons possèdent des valeurs de IH basses alors que celles de IO sont hautes, les roches échantillonnées contenant beaucoup de débris détritiques. Aucune valeur de PRV n'a été mesurée. Cependant, Copard *et al.* (2002) ont acquis un certain nombre de mesures de PRV et Rock Eval sur les charbons de Graissessac. Les résultats montrent que le PRV varie entre 1.2% et 1.49% dans la partie Est du faisceau de Graissessac et entre 2.05% et 2.15% à l'Ouest.

Pour la calibration du modèle, nous avons choisi l'échantillon GR29. GR28 possède en effet un COT trop important et non-représentatif. GR27 est moins mature que les formations autuniennes sus-jacentes, ce qui est aberrant vis-à-vis du modèle.

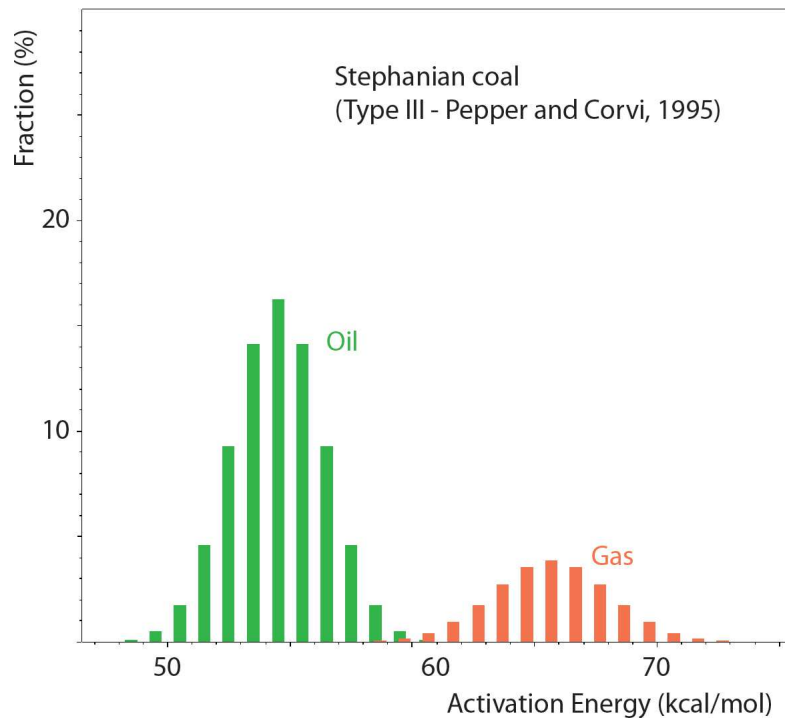


Fig. 2.38 – Valeurs des énergies d'activation pour la roche mère stéphanienne paramétrées à partir des valeurs par défaut de PetromodSuite© (Pepper et Corvi, 1995).

En l'absence de donnée précise, la cinétique de réaction de cette roche mère a été définie à partir de modèle par défaut intégré au logiciel, à savoir celle de Pepper and Corvi type III (1995) (Fig.2.38).

2.3.2.3 Détermination des conditions aux limites du modèle

Il existe, au sein de PetromodSuite©, trois types de conditions aux limites à définir pour chaque étape de la restauration, que sont la paléo-bathymétrie, la température à l'interface eau/sédiment et les valeurs de fluctuation du flux thermique au cours du temps (Schlumberger©)

2.3.2.3.1 Evolution de la paléo-bathymétrie

Les paléo-bathymétries au cours de l'histoire géologique du bassin peuvent être appréhendées à partir de la succession des environnements de dépôts qui ont fait l'objet d'une attention particulière dans le premier chapitre de ce manuscrit. L'histoire géologique qui nous intéresse débute à l'Anté-Stéphanien, période au cours de laquelle le socle dolomitique cambrien est soumis à une exokarstification et donc à une paléobathymétrie nulle (Fig.2.39). Au Stéphanien l'étude stratigraphique du faisceau de Graissessac montre une mise en place des séquences de comblement à bathymétrie décroissante. La série débute par des couches à houille/blackshales de marécages et lacs profonds intercalés avec des niveaux détritiques deltaïques à rides de vague, jusqu'à des dépôts sub-aériens de cônes fluviaux. Nous avons donc paramétré la ba-

thymétrie dans le modèle allant de 20m au début du Stéphaniens (300 Ma) à 0m à la fin (295 Ma).

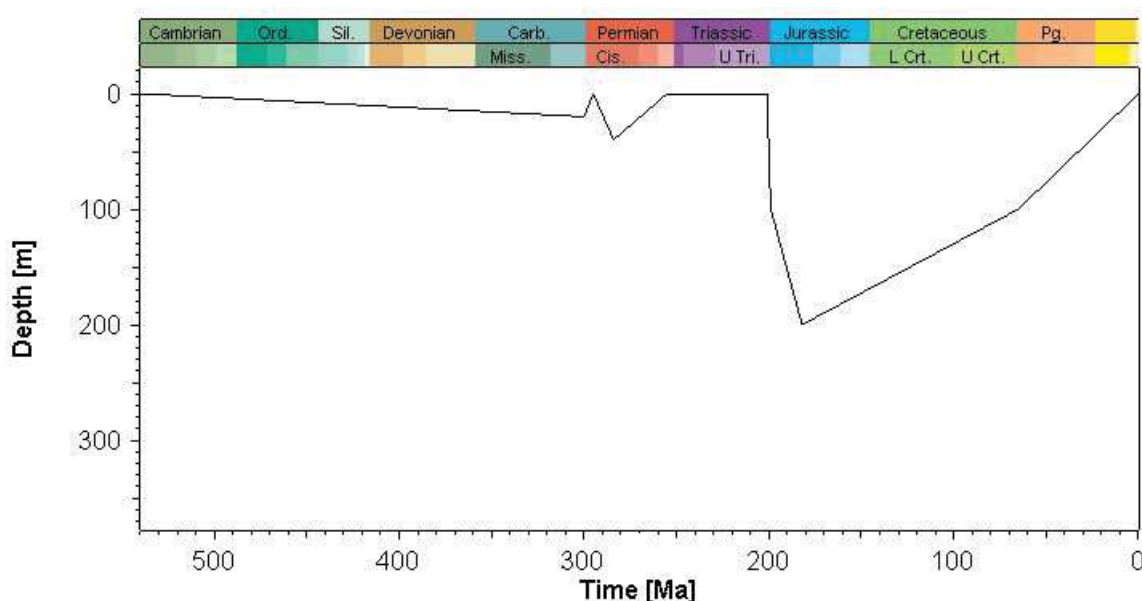


Fig. 2.39 – Evolution de la bathymétrie du bassin de Lodève au cours du temps.

La profondeur d'incision des paléo-canyons dans le Cambrien recouvert par les sédiments du Permien inférieur nous donne une idée sur la paléo-bathymétrie du système lacustre qui régnait à l'époque autunienne. L'encaissement peut atteindre dans certaine partie du bassin plus de 70m avec une moyenne d'environ 40m en vue de l'épaisseur des prismes de progradation des barres gréseuses d'embouchure. Cette dernière valeur a servi de référence pour la définition de la bathymétrie à l'époque de l'Autunien.

Au cours de l'activité syn-rift de la faille Les Aires-Mas Blanc, l'espace d'accommodation créé par la subsidence est compensé par une sédimentation de pélites de plaine d'inondation proche du niveau de base (Lopez, 1992). Ce genre d'environnement est caractérisé par une bathymétrie de l'ordre de quelques mètres.

Les séquences caractérisant les dépôts du Trias montrent une variation du niveau de base très important dans la colonne sédimentaire. En effet, la formation inférieure du Trias est formée par des séquences intracontinentales dominées par les processus fluviaux et cônes alluviaux, donc au-dessus du niveau de base. Ces systèmes vont progressivement passer à des systèmes de playa-sabkha dans la formation médiane de faible bathymétrie (Lopez, 1992).

La partie supérieure triasique se caractérise quant à elle par le passage progressif d'un appareil mixte silico-clastique/carbonaté vers un milieu de plateforme barrée de faible profondeur au début de l'Hettangien.

La suite des dépôts jurassiques et crétacés sont des marnes de bassin ouvert. Une bathymétrie croissante du début Trias jusqu'au Jurassique moyen a donc été définie pour l'histoire

post-paléozoïque.

L'évolution de cette paléo-bathymétrie va permettre de calibrer la température à l'interface eau-sédiment nécessaire à l'estimation des gradients de température au cours de l'histoire tectono-sédimentaire du bassin.

2.3.2.3.2 Evolution de la température à l'interface eau/sédiments

La température à l'interface eau-sédiment a été calculée à partir du modèle de Wygrala (1989) d'IES définissant les températures au cours du temps en fonction de la latitude, ainsi que de l'évolution de la paléo-bathymétrie définie dans l'étape précédente (Fig.2.40).

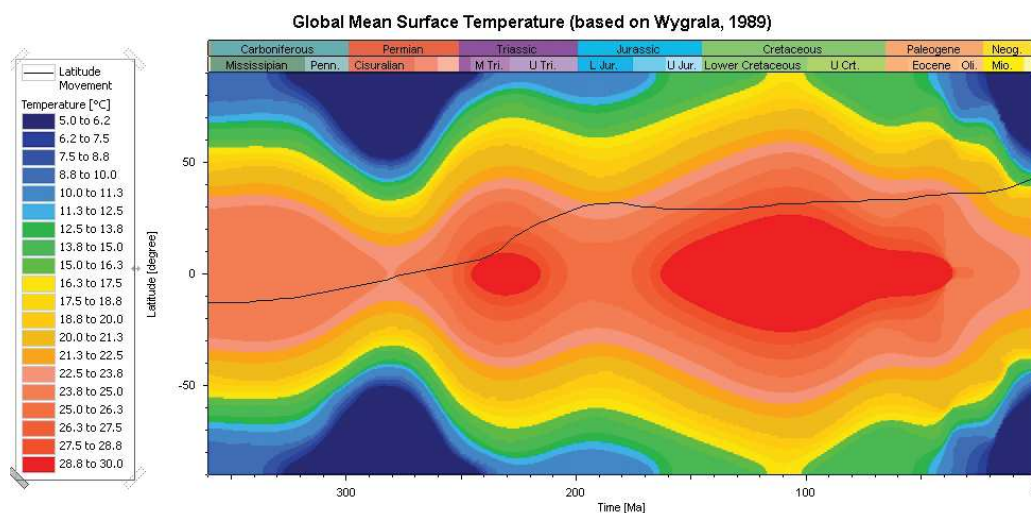


Fig. 2.40 – Evolution de la température à l'interface eau/sédiment dans le bassin de Lodève au cours du temps, d'après Wygrala, 1989.

2.3.2.3.3 Calibration de l'évolution du flux thermique au cours du temps

Nous avons discuté du comportement de la lithosphère pendant la formation du Bassin de Lodève. Le modèle d'amincissement crustal s'avère être différent d'un rift continental ou marin et par conséquent s'éloigne d'un flux thermique de type McKenzie (1978). Lors de la remontée du Metamorphic Core Complex (MCC) de la Montagne Noire, la croûte devient plus radiogénique ce qui a pour effet de créer une température anormale.

L'amincissement crustal provoqué par l'effondrement gravitaire du MCC pendant le Stéphanien provoque le réchauffement d'une croûte déjà chaude. L'allure du flux thermique pendant cette période consiste donc à une valeur du flux thermique important au début de la formation des bassins qui va augmenter progressivement au cours du temps jusqu'à la subsidence thermique du bassin.

Suite à l'épisode post-rift début Mésozoïque, l'ouverture de la Téthys Ligure provoque de nouveau un épisode d'amincissement crustal important, cette fois lié à un rift océanique. L'étirement de la croûte correspond donc à un modèle de thermicité de type McKenzie (1978). Ce modèle fixe une augmentation rapide du flux thermique au cours de la phase d'amincissement qui débute alors autour de 190Ma et une diminution plus lente lors de la subsidence thermique.

Les événements postérieurs tels que la compression pyrénéenne ou l'extension oligocène ne sont pas pris en compte, l'amplitude de variation du flux thermique étant insignifiante en comparaison des épisodes de rifting permien et jurassique.

A travers cette histoire thermique, l'allure de la courbe de thermicité à l'échelle du bassin était donc définie, mais pas les amplitudes. Pour approcher les valeurs du flux thermiques au cours du temps, nous avons choisi de calibrer les données de PRV de la formation autunienne, mesurées à l'affleurement au niveau de la Ride de Lodève, et des charbons de Graissessac. Par conséquent, le principe ici est de réaliser un certain nombre de simulation de maturation des roches mères au cours du temps en variant les valeurs de flux thermiques ainsi que les données d'érosion jusqu'à obtenir les valeurs de PRV aux points mesurés.

De plus nous disposons des températures de fond de puits pour deux forages, nous permettant de calibrer la valeur de température actuelle en effectuant des puits virtuels correspondant à leur position sur la coupe N-S.

a. Calibration des températures actuelles de fond de puits pétrolier Lod1 et Lod3 :

Afin de calibrer le gradient de température actuel, nous disposons des températures de fond de puits pour deux forages pétroliers que sont Lod1 (X : 681901,2322 ; Y : 1854848,013 - Lambert 2 étendue) et Lod3 (X : 689182,61 ; Y : 1855824,299 - Lambert 2 étendue). Les températures données par les boues de forage sont de 45°C à 470.6 m de profondeur pour Lod1 et de 35°C à 787 m pour Lod3 (COGEMA, 1956).

Les résultats de la modélisation en terme de gradient de température montrent à l'actuel des températures de fonds de puits de 35.5°C pour Lod3, ce qui correspond bien à la valeur mesurée dans le forage (Fig.2.41.a). Mais cette valeur reste approximative compte tenu du fait que cette température de boue a été mesurée en surface et que l'on peut estimer une certaine perte de température pendant la remontée.

Pour Lod1, la température obtenue est de 26.9°C, ce qui représente un écart conséquent d'un peu moins de 20°C par rapport à la valeur mesurée en fond de puits (Fig.2.41.b). La température importante pour Lod1 provient probablement de l'influence de l'hydrothermalisme actuel (Guerin et Vuilleminot, 1993).

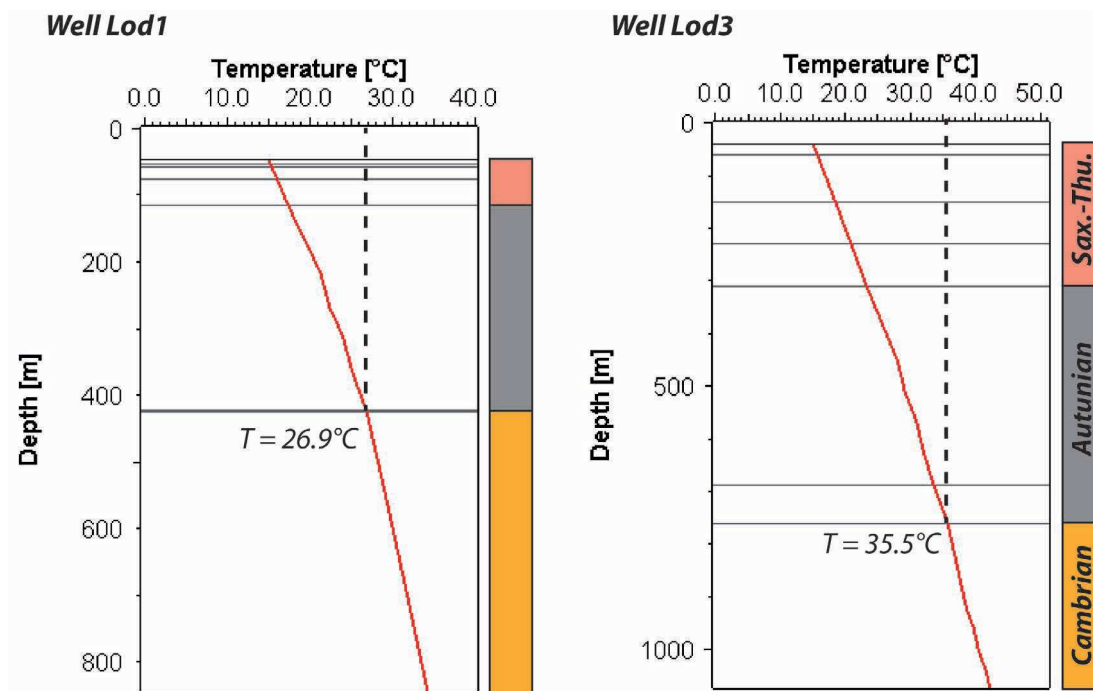


Fig. 2.41 – Calibration du flux thermique actuel du bassin de Lodève par les températures de fond de puits Lod1 et Lod3.

b. Calibration par les mesures de pouvoir réflecteur de vitrinite (PRV) :

Nous connaissons les valeurs de PRV des échantillons LOD 2 et LOD 7 situés à l’affleurement dans la partie Nord du Bassin qui sont respectivement de 0.77 et 0.78%. Dans le but de vérifier au mieux la calibration de notre modèle, des puits virtuels ont été générés aux points d’échantillonnage avec la distribution du PRV en fonction de la profondeur selon la loi de Burnham et Sweeney (1989) (Fig.2.42). Le résultat montre un PRV de 0.78% pour LOD 2 et de 0.75% pour LOD 7 aux profondeurs correspondantes à la position stratigraphique des échantillons.

En plus des valeurs de PRV des formations autuniennes à l’affleurement, nous savons que les charbons et blackshales stéphaniens se trouvent dans la fenêtre de génération de gaz sec avec des PRV qui varie entre 1.2 et 1.49% dans la partie Est du faisceau de Graissessac et entre 2.05 et 2.15% à l’Ouest (Copard et al., 2000). Les résultats de la simulation montrent qu’au sud de la faille de Salasc, dans les parties les plus profondes du bassin, les roches mères stéphaniennes sont surmatures. Mais plus au Nord, une grande partie du Stéphanien est dans la fenêtre à gaz sec pour passer progressivement à la fenêtre à huile proche de l’*onlap* sur le socle cambrien. A l’instar des roches autuniennes, nous avons effectué des puits virtuels géographiquement localisés aux points correspondant potentiellement à la position du faisceau de Graissessac dans le Bassin de Lodève; c’est à dire en soustrayant l’uplift du bloc occidental causé par l’activité de la Faille d’Olmet lors du rifting Permien (Fig.2.42). On note que l’intervalle stratigraphique du Stéphanien, sur toute son épaisseur, présente des valeurs de PRV qui varient entre 1.9 et 2.4%, correspondant donc aux valeurs mesurées par Copard *et al.* (2002).

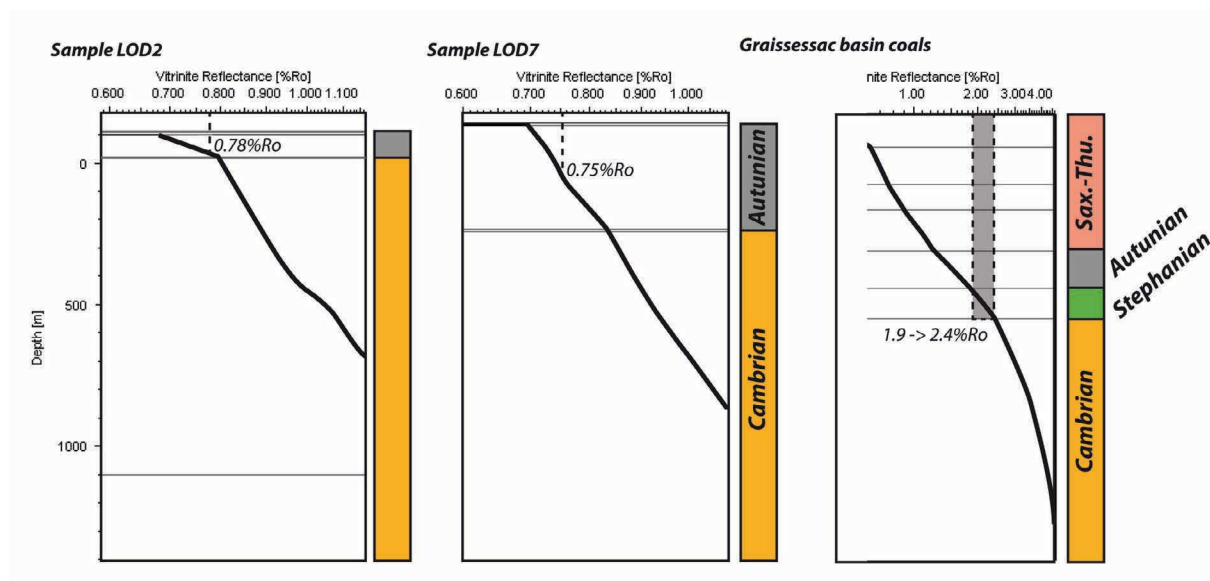


Fig. 2.42 – Calibration des données de pouvoir réflecteur vitrinite à partir de puits virtuels localisés aux positions d’échantillonnage de LOD2 et LOD7.

c. Evolution du flux thermique au cours du temps :

La figure 2.43 illustre la courbe d’évolution du flux thermique au cours de la géohistoire du Bassin de Lodève, calibrée avec la méthodologie précédemment détaillée.

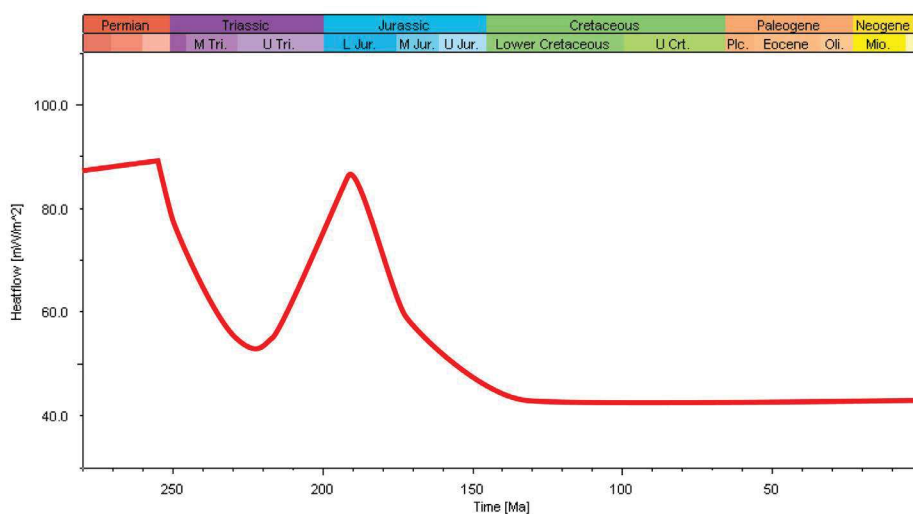


Fig. 2.43 – Evolution du flux thermique au cours de l’histoire géologique du Bassin Permien de Lodève.

2.3.3 Résultats et discussion

2.3.3.1 Histoire thermique du BPL

La calibration du modèle par les données de PRV a permis de contraindre les deux inconnues que sont les données d’érosion ainsi que l’évolution du flux thermique au cours du temps. Il est ensuite possible de générer des puits virtuels attestant de l’histoire d’enfouissement en

fonction des gradients géothermiques en tous points géographiques du bassin. Les courbes d'enfouissement sont générées à partir des données d'épaisseur des couches déduites des puits et des porosités dépendantes des lois de décompaction. La détermination de la porosité est extrêmement importante car elle a une influence significative sur la conductivité thermique des sédiments qui est elle-même intimement liée aux propriétés thermiques du bassin et donc au degré de maturation des roches mères.

Dans le but de couvrir l'ensemble du bassin, nous avons réalisé 3 puits virtuels à partir des résultats du modèle 2D correspondant à des degrés d'enfouissement des couches sédimentaires profond (Puits P), intermédiaire (puits I) et superficiel (Puits S) (Fig.2.44.a). En particulier, le puits S, se trouvant au niveau de la Ride de Lodève, permettra de vérifier notre modèle par rapport aux résultats de maturation obtenus à partir des pyrolyses RockEval6 (voir 2.3.2.2).

D'une manière générale, la tendance des courbes d'enfouissement est similaire pour chacun des trois puits, même si le degré d'enfouissement est différent. Une subsidence rapide débute au Stéphanien correspondant au début de l'ouverture des bassins en extension lors de l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne telle que nous l'avons décrit précédemment.

S'en suit une subsidence homogène au cours de l'Autunien (Permien inférieur) pendant laquelle environ 700m de sédiments s'accumulent. Ces deux périodes correspondent aux dépôts des roches mères du BPL. Le flux thermique est considéré constant pendant cette période avec une valeur moyenne aux alentours de 70mW/m².

La structuration en demi-graben du bassin débute au cours du Saxono-Thurigien avec un enfouissement différentiel majeur des sédiments jusqu'à 6000m proche de la faille bordière au Sud au cours de la subsidence syn-rift. Le taux de sédimentation déduit de la modélisation au cours de cet épisode varie entre 216,61 et 255,22m/Ma dans les zones profondes, entre 174,53 et 279,76m/Ma dans les zones intermédiaires et entre 27,28 et 62,32m/Ma dans les zones superficielles. Cet enfouissement est contemporain d'une augmentation importante de la température en raison d'un flux thermique croissant. Le pic de température est ici concordant avec le degré d'enfouissement maximal des sédiments autour de 255Ma.

Aucune subsidence thermique n'est notable car la pénéplanation fin Permien - début Trias intervient très rapidement après le rifting permien. Cet événement amène à éroder environ 1600m de sédiments d'après notre calibration. On note que dans les zones superficielles au Nord, le socle carbonaté cambrien affleure de nouveau. L'ouverture progressive de la Téthys-Ligure amène ensuite aux dépôts des séries triasique, jurassique et crétacé avant une érosion d'environ 500m de sédiments à la fin du Mésozoïque. Une nouvelle augmentation des températures caractérise la subsidence au cours du Mésozoïque mais l'enfouissement étant moins important qu'au Permien, l'augmentation thermique subie est plus faible.

2.3.3.2 Histoire de maturation des roches mères

Le timing et degré de maturité des roches mères sont évalués en fonction du PRV calculé à partir de la modélisation (Burnham et Sweeney, 1989). Ces variables sont principalement contrôlées par l'enfouissement et le flux thermique au cours du temps que nous venons de détailler et sont ici étudiées sur les trois puits virtuels P, I et S (Fig.2.44.b).

2.3.3.2.1 Les roches mères autuniennes

Pour les roches mères autuniennes, l'expulsion d'huile (0.7%PRV_{eq.}) débute logiquement dans les zones les plus enfouies autour de 275Ma et la maturité atteint son pic de génération à 255Ma (4%PRV_{eq.}) correspondant au pic thermique lors de la phase d'amincissement crustal permien (Fig.2.44). Pendant cette période, la roche mère devient surmature.

Dans les zones intermédiaires et superficielles la maturation intervient respectivement à 267Ma et 260Ma pour le même pic de maturation à 255Ma pour des PRV de 2 et 0,7% respectivement. Les roches mères restent jusqu'à aujourd'hui dans la fenêtre à huile. En effet, le faible enfouissement mésozoïque associé à un flux thermique aussi important qu'au Permien ne peut pas réactiver le système générateur, celui-ci gardant son degré de maturité acquis lors du pic thermique à 255Ma.

Le taux de transformation en fonction du temps confirme les précédentes informations en montrant une maturité "gelée" après l'épisode de rifting permien (Fig.2.44.c). De plus, dans les zones profondes et intermédiaires, le taux de transformation passe de 0 à 100% pendant cette même période. Dans les zones plus superficielles, le taux de transformation n'est pas complet encore de nos jours, ce qui indique que de l'huile pourrait encore être générée à partir de ces roches mères. Ceci est en accord avec les résultats de pyrolyse RockEval qui indiquaient un potentiel pétrologène encore important aujourd'hui.

2.3.3.2.2 Les roches mères stéphanienues

Pour les charbons stéphanienues, la cinétique de réaction liée au type III ne permet pas une importante production d'huile pour un PRV de 0.7% en vue de la cinétique que nous avons choisie (Pepper et Corvi, 1995). Ce type de kérogène produit en majorité du gaz et ceci n'est possible que lorsque la roche mère atteint un PRV d'environ 1.3%. Les charbons stéphanienues entrent dans la fenêtre à gaz aux alentours de 265Ma pour les zones enfouies et 262Ma pour les zones intermédiaires. A la fin du Permien, cette roche mère se trouve dans l'intervalle de surmaturation. D'un point de vue calendrier on note donc que l'huile issue des roches mères autuniennes est produite avant les gaz des charbons stéphanienues. Cette chronologie relative est importante à considérer car la génération tardive de gaz est susceptible d'agir sur la migration précoce d'huile par différence de densité et de pression.

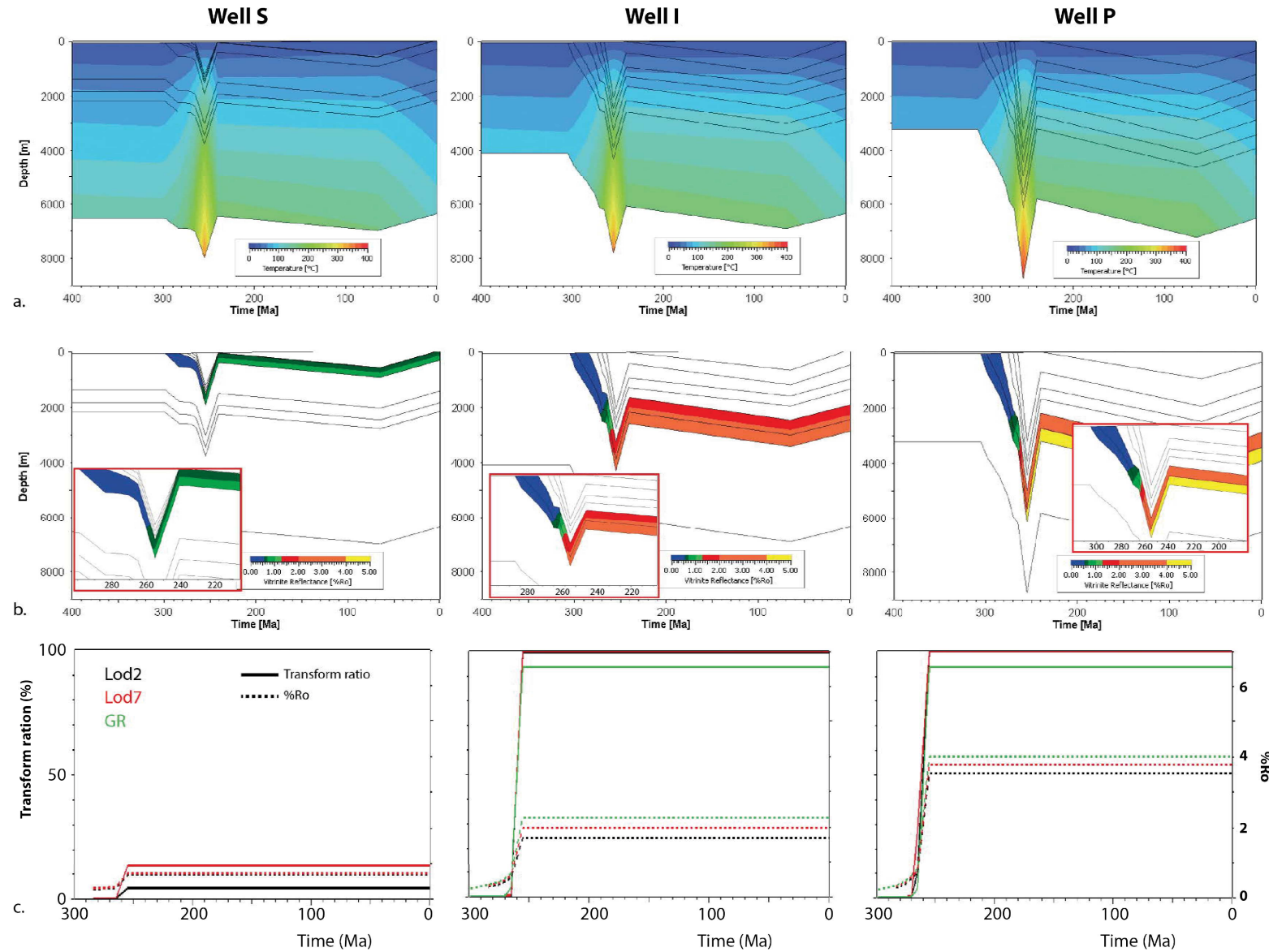


Fig. 2.44 – Histoire thermique et d'enfouissement du bassin de Lodève : a. Courbes d'enfouissement associées à la variation de températures au cours du temps ; b. Valeur du pouvoir réflecteur de vitrinite des roches mères au cours de l'histoire d'enfouissement du bassin en %PRVeq. (ou %Ro selon le terme anglais) ; c. Evolution du taux de transformation des roches mères.

2.3.3.2.3 La "Timing Chart"

L'ensemble des composantes du système pétrolier est favorable au piégeage des hydrocarbures dans le Bassin de Lodève. En effet, au regard de la *timing chart* (Fig.2.45), le réservoir constitué par les dolomies du socle cambrien ainsi que la couverture régionale formée par les pélites du Permien supérieur se déposent avant la maturation des roches mères au Permien supérieure. Des accumulations d'hydrocarbures peuvent donc se former pendant le rifting permien jusqu'à la fin du Permien où la pénéplanation triasique entraîne le décapage de la couverture et la mise à nu du réservoir et donc une dysmigration des hydrocarbures. De nouvelles accumulations peuvent se former pendant le dépôt des marnes évaporitiques triasiques.

2.3.3.3 Mécanismes de migration et piégeage des hydrocarbures

2.3.3.3.1 Chemins de migration des hydrocarbures

En termes de migration primaire qui suit la maturation des hydrocarbures autour de 265Ma, l'huile va être expulsée au sein des blackshales, grès et conglomérats de base des zones enfouies proche de la faille bordière au Sud en direction de la zone de *roll-over* sur la marge Nord du bassin (Fig.2.46.a). La migration se fait préférentiellement à l'interface entre les roches autuniennes et les pélites saxono-thuringiennes constituant la couverture régionale.

Aucune migration *per descensum* n'est notable dans les zones profondes, ceci est dû aux propriétés imperméables des charbons intensément compactés. Néanmoins, dans la zone proche de l'*onlap* des couches stéphaniennes sur le socle cambrien, l'huile migre latéralement des formations permien vers les dolomies plus imperméables pour se trouver piégée dans le faisceau de faille de *roll-over* au Nord où des accumulations se forment lorsque les failles sont considérées imperméables aux fluides (Fig.2.47). Cette migration secondaire est également permise par la faille de Salasc qui met en contact les formations permien avec le socle cambrien.

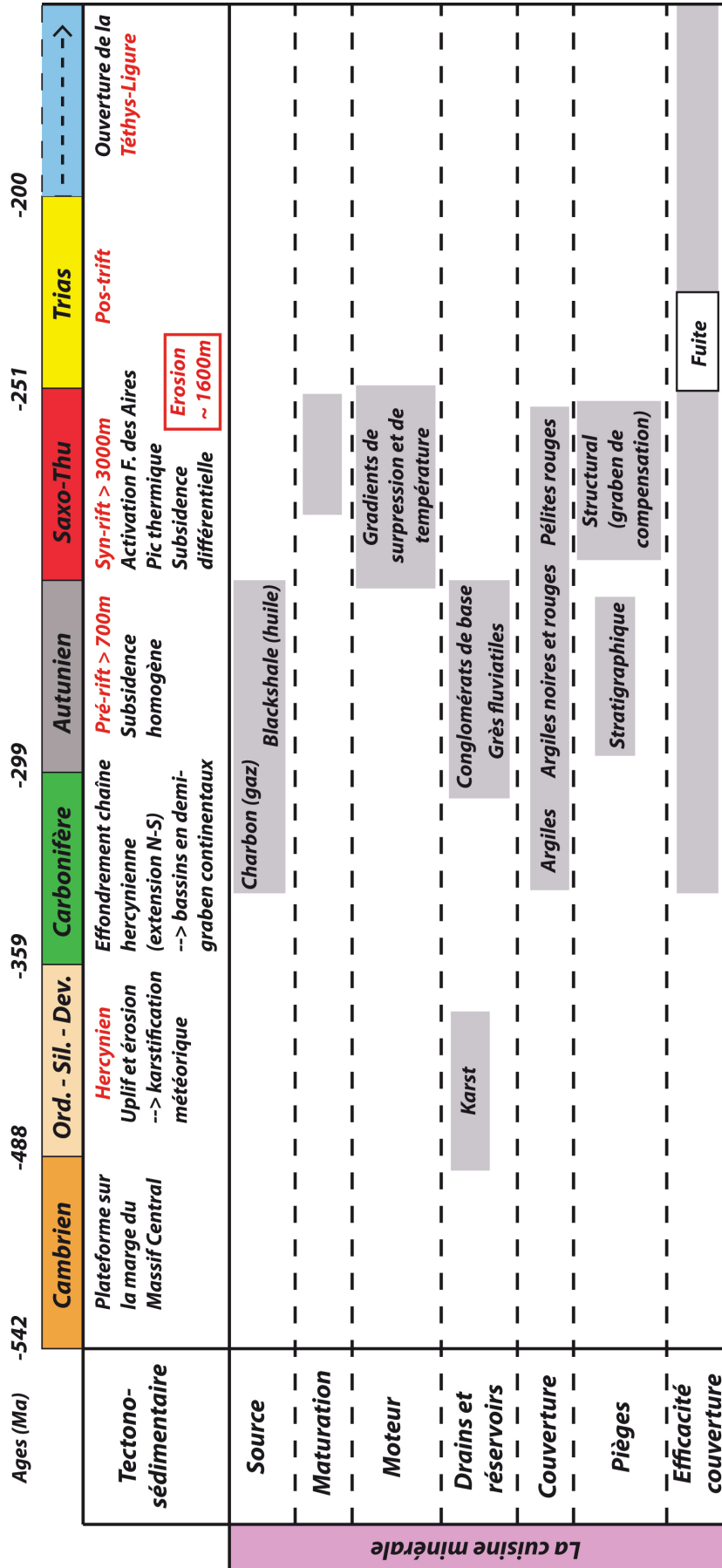


Fig. 2.45 – Calendrier du système pétrolier du Bassin de Lodève.

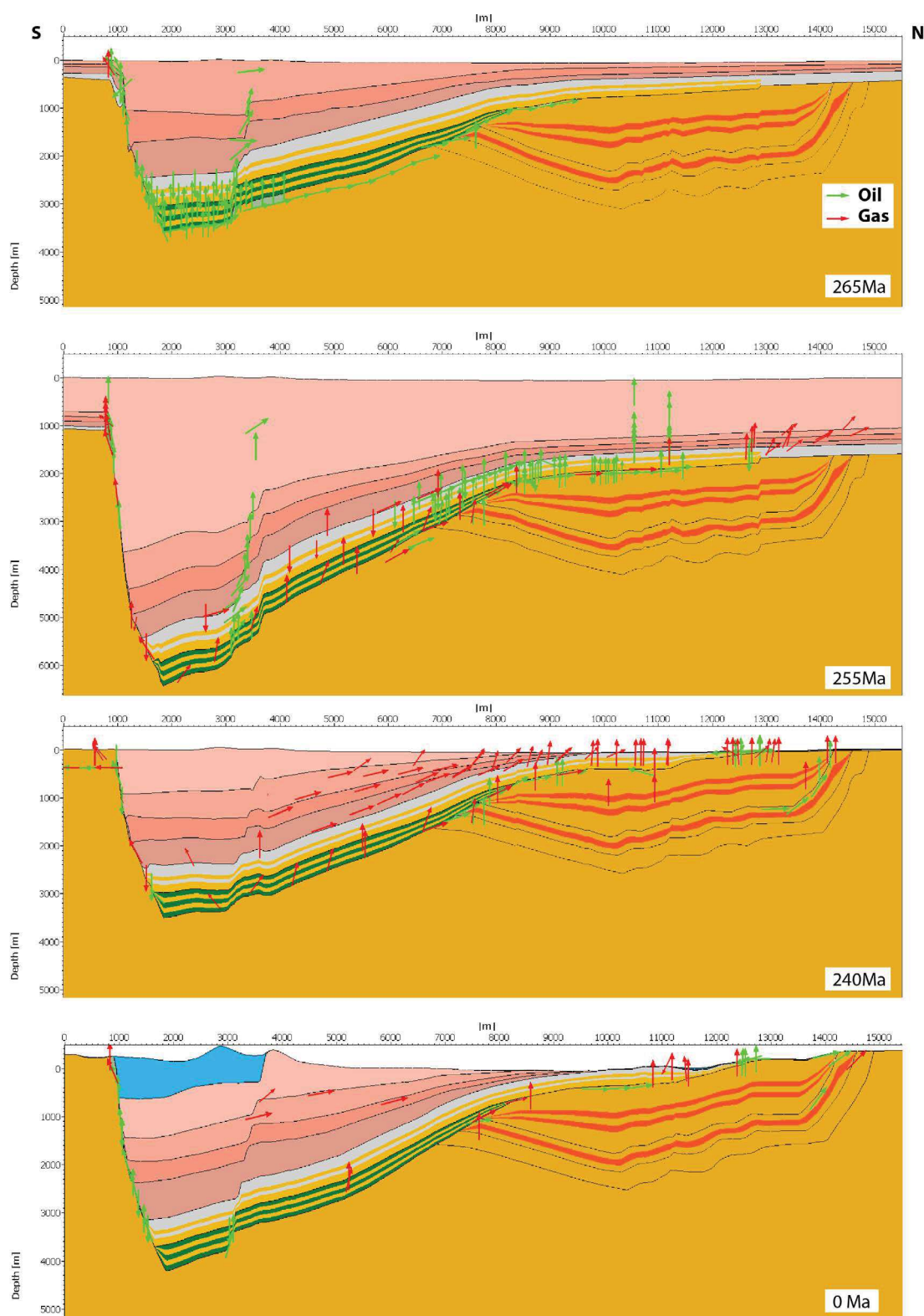


Fig. 2.46 – Migration 2D des hydrocarbures au cours de l'histoire tectono-sédimentaire du Bassin de Lodève.

Ensuite, il apparaît que lorsque les failles sont perméables, les hydrocarbures dysmigrent jusqu'à la surface que ce soit dans la zone de rollover ou au niveau de la faille de Salasc au Sud. En terme de migration secondaire, on observe également un déplacement des hydrocarbures

à travers la faille bordière au Sud des zones enfouies vers le haut du *footwall* de la faille. Les accumulations se forment alors dans les dolomies dévoniennes sous la couverture permienne au niveau de la Ride de Cabrières. Des fuites vers la surface par l'intermédiaire de cette faille sont visibles.

Après la première expulsion des huiles permienes, le gaz issu du craquage thermique des charbons stéphaniens migre sur une très courte distance au sein de la roche mère (Fig.2.46.b). En effet, celui-ci migre dans un premier temps dans les conglomérats permien sus-jacents pour ensuite se déplacer selon les mêmes chemins que l'huile permienne (Fig.2.47). Des accumulations de gaz se trouvaient donc au-dessus de l'huile dans la zone de *roll-over* et au niveau de la Ride de Cabrières.

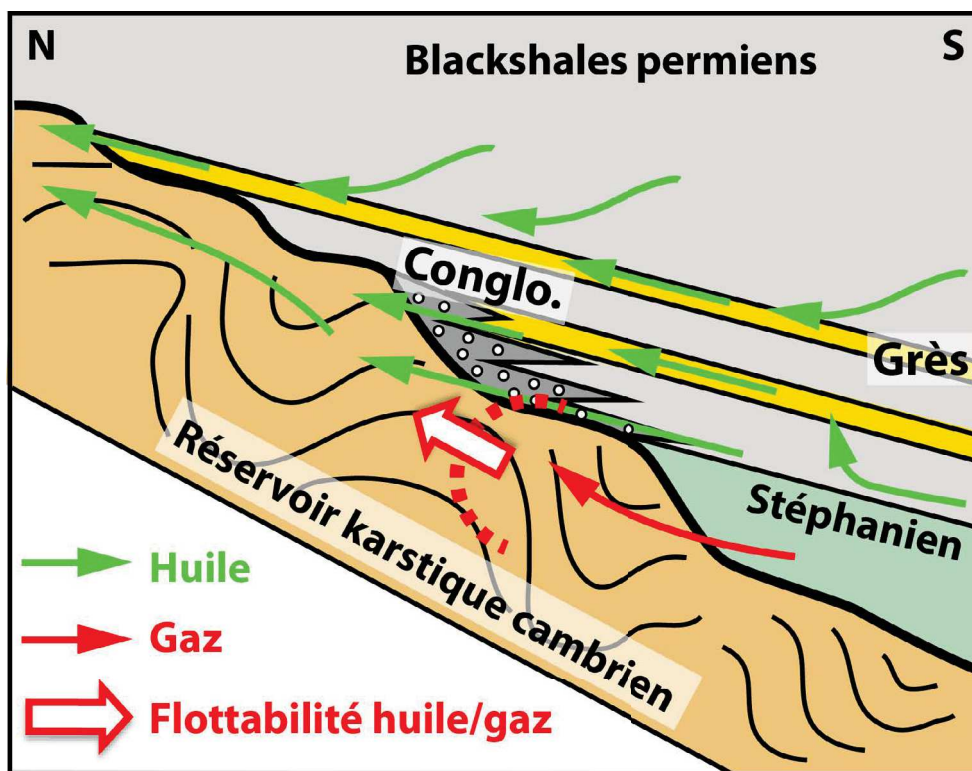


Fig. 2.47 – Schéma de migration des hydrocarbures au sein de la zone de *roll-over* du bassin.

Une analyse des accumulations confirme que l'huile provient essentiellement des blackshales permien et le gaz des charbons stéphaniens. Dans une analyse plus détaillée, l'huile accumulée dans les zones de pièges dérive de la maturation des roches mères autuniennes entre 80,2% et 99,4% et entre 0,6 et 19,8% des charbons stéphaniens.

Autour de 265Ma, les roches mères permienes entrent dans la fenêtre à gaz ce qui aura pour effet de produire des accumulations de gaz en plus au niveau des pièges structuraux précédemment définis. De la même manière, au sein des accumulations, le gaz provient entre 0,2 et 42,3% de la maturation des roches mères autuniennes et entre 57,7 et 99,8% des charbons stéphaniens.

Ces accumulations perdurent jusqu'à la fin Permien - début Trias période pendant laquelle

la pénéplanation met à nu le réservoir cambrien par érosion des couches permienes (Fig.2.46.c). L'absence de couverture régionale dans la zone de *roll-over* du bassin engendre une dysmigration des hydrocarbures à la surface. La sédimentation mésozoïque venant recouvrir cette pénéplaine permet le dépôt d'une nouvelle couverture imperméable aux fluides et des accumulations d'hydrocarbures qui circulent encore à cette époque mais en quantité bien moindre. La circulation des hydrocarbures perdure en raison d'une migration très lente (Fig.2.46.d). Cette observation est confortée par la présence d'huile suintant en petite quantité à l'affleurement comme à la carrière d'Usclas du Bosc.

2.3.3.3.2 Les moteurs de migration des fluides

L'étude de migration des hydrocarbures a montré un sens de déplacement général des zones profondes du bassin vers les marges, que ce soit au Nord au niveau de la Ride de Lodève ou au Sud au niveau de la Ride de Cabrières. Plusieurs moteurs de migration de fluide peuvent intervenir au cours de l'enfouissement des bassins sédimentaires tels que la convection thermique/thermohaline et les gradients de pressions (voir chapitre I-1.2).

On observe pendant la phase de rifting permienne une importante surpression de fluide dans les zones profondes du bassin (12MPa) alors qu'elle est moindre dans les zones intermédiaires (2MPa) et inexistante proche de la surface (Fig.2.48.a). Nous rappelons que l'augmentation de pression de fluide au sein des sédiments lors d'un déséquilibre de compaction est fonction du taux de sédimentation, du degré de compressibilité des lithologies (loi porosité-profondeur) et également des perméabilités verticale et latérale qui vont limiter la chute de pression interne par expulsion des fluides. La surpression est donc localisée dans les couches sédimentaires ayant le plus haut degré de compaction, en particulier les blackshales autuniens, intercalées entre deux lithologies imperméables dans les zones profondes (Fig.2.48.b). L'acquisition de ce gradient de surpression est concordante avec la migration générale du Sud vers le Nord des hydrocarbures et amène donc à un déplacement apparent des fluides de compaction des blackshales selon les mêmes chemins.

L'évolution de cette surpression de fluides interstitiels au sein des formations permienes en fonction du temps montre une nette augmentation contemporaine d'une chute de porosité et d'un taux de sédimentation important caractérisant le rifting permien (Fig.2.49). La pression de génération des hydrocarbures qui augmente lors de la transformation d'un kérogène solide en hydrocarbure liquide peut venir s'ajouter à la pression des fluides de compaction. Cette pression de génération est évaluée à 2MPa dans la modélisation. Ensuite, même si elle ne peut pas être quantifiée à partir du modèle, la pression de « poussée » du gaz stéphanien par différence de densité avec les huiles permienes expulsées antérieurement est aussi susceptible de jouer un rôle dans la migration sud-nord des fluides.

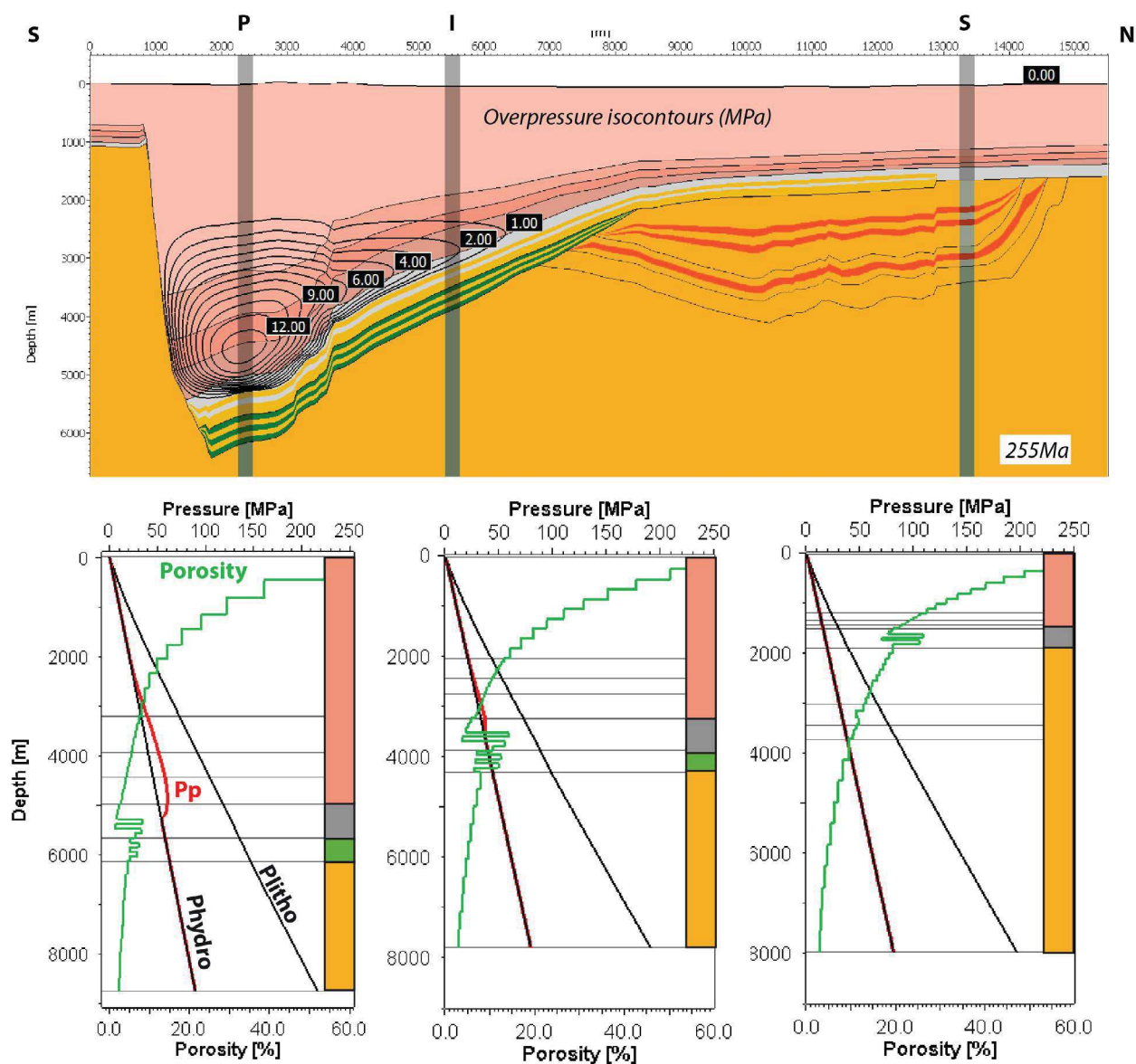


Fig. 2.48 – a. Distribution 2D des surpressions de fluides interstitiels à l'échelle du Bassin Permien de Lodève. b. Evolution des surpressions de fluides interstitiels et de la porosité des sédiments en fonction de la profondeur pour les puits P, I et S.

Aucune surpression de fluide n'est visible dans les charbons stéphaniens et les dolomies cambriennes, ces faciès ne se compactant que très peu au cours de l'enfouissement. La migration des hydrocarbures au sein de ces formations comme le démontre la modélisation est donc seulement une conséquence de la forte pression des blackshales sus-jacente provoquant une expulsion *per descensum* des fluides.

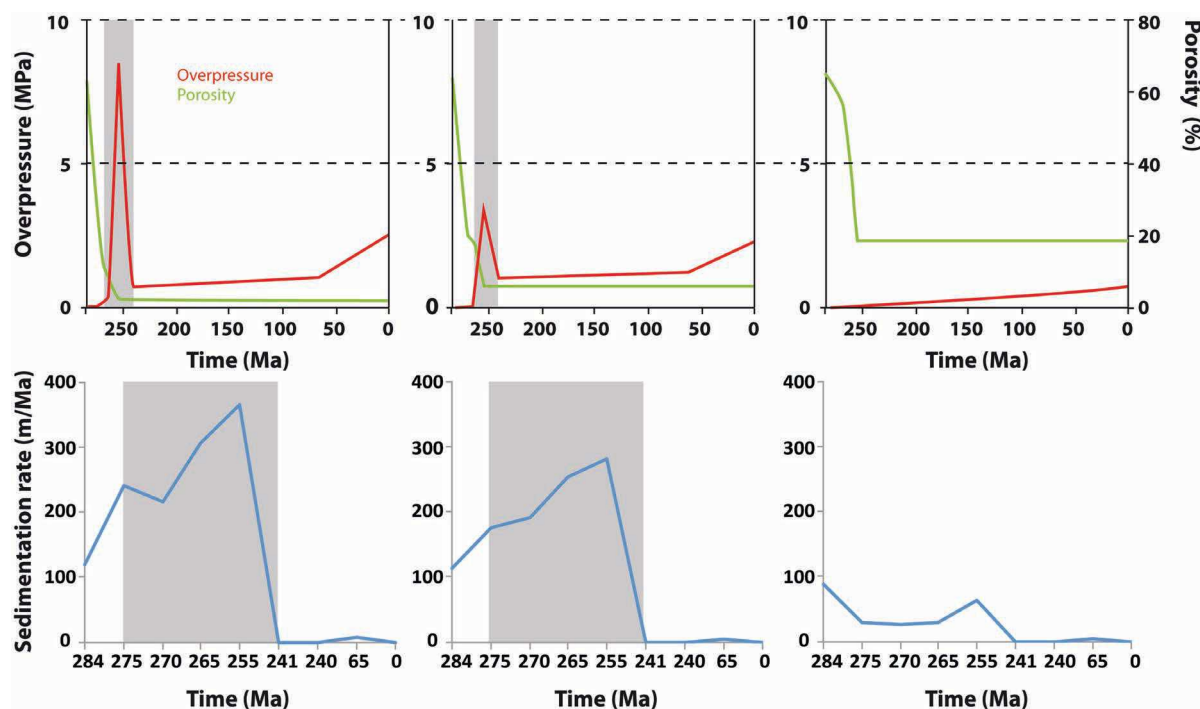


Fig. 2.49 – Sur les puits P, I et S : a. Evolution des surpressions fluides et de la porosité au sein des blackshales autuniens en fonction du temps. b. Evolution du taux de sédimentation au cours du temps.

2.3.3.4 Apports pour l'interprétation en termes de modèle MVT

Nous nous sommes précédemment focalisés sur l'expulsion, la migration et le piégeage des hydrocarbures à travers la modélisation PetromodSuite©. Or, le moteur principal de migration de ces fluides au cours de l'enfouissement permien est un gradient de surpression causé par un déséquilibre de compaction des fluides interstitiels. Ces fluides initialement piégés dans les sédiments peuvent être à l'origine des dépôt de type MVT lorsqu'ils se chargent en métaux dans les lithologies (Leach et Sangster, 1993; Jébrak et Marcoux, 2008) et sont très souvent intimement liés aux hydrocarbures.

Nous avons vu en introduction à ce manuscrit que les minéralisations à barytine-sulfure du Bassin Permien de Lodève répondaient aux critères structuraux requis dans ce qui peut définir un système MVT (chapitre I-1.1). Afin de former ces minéralisations, il est nécessaire de faire intervenir un volume de fluide très important. Les fluides interstitiels doivent par conséquent provenir d'un large volume de sédiments ayant un degré de compaction important et se trouver piégés dans une zone assez restreinte afin d'obtenir une saturation suffisante en métaux. Ceci implique donc que le bassin sédimentaire en question doit être suffisamment grand, rempli par d'épaisses successions de sédiments avec une grande compressibilité et des anisotropies de perméabilité à grande échelle qui permettent de focaliser la migration du fluide.

La configuration du bassin de Lodève à l'époque d'expulsion des fluides limite à une seule

hypothèse la source potentielle des métaux au Permien syn-rift. Les pélites saxono-thuringiennes constituent la couverture régionale puisqu'elle limite verticalement les minéralisations à barytine-sulfures permienes (Connan et Orgeval, 1976 ; Lopez, 1992 ; Sauvage, 2000). Les blackshales autuniens montrent quant à eux le plus fort potentiel de compressibilité au cours de l'enfouissement alors que les formations sous-jacentes, à savoir les charbons stéphanien et dolomies cambriennes, ne se compactent que très peu sous le poids de sédiments (Fig.2.48). Ceci limite donc les sources potentielles de fluides à la seule formation argileuse autunienne, qui constitue également la roche mère à huile du bassin.

Les températures plus chaudes et les pressions plus importantes des fluides de compaction vont augmenter la concentration de réactifs diagénétiques (Colman *et al.*, 1989). Ces fluides seront donc susceptibles de s'enrichir en métaux par réaction fluide-roche au cours de leur migration à travers les sédiments.

Il apparaît donc que ce type de modélisation pétrolière contraint les premiers éléments sur le comportement des fluides de bassin en termes de calendrier d'expulsion proche de celui des hydrocarbures ; de leurs sources potentielles, moteurs de migration et de zones de piégeage.

2.3.3.5 Synthèse - Vers un premier modèle de circulation de fluides au cours de l'enfouissement du Bassin

Ce premier modèle de circulation de fluide à l'échelle régionale permet de dégager des mécanismes qui vont être précisés avec l'appui de différentes approches croisées à travers les différents chapitres de ce manuscrit (Fig.2.50).

Au cours de l'épisode d'enfouissement syn-rift du bassin, une subsidence différentielle du bassin contrôlé par la faille listrique est à l'origine d'un déséquilibre de compaction du remplissage sédimentaire. Ce gradient de surpression est le moteur principal de la circulation des fluides de compaction et ensuite des hydrocarbures au cours de l'enfouissement syn-rift.

L'enfouissement différentiel associé à une nette augmentation du flux thermique régional induit une maturation des roches mères autuniennes qui entrent dans la fenêtre à huile dans les zones profondes du bassin. Les fluides vont migrer dans un premier temps au sein de la roche mère sous la couverture régionale saxono-thuringienne, pour ensuite migrer latéralement dans les dolomies cambriennes plus perméables au niveau du biseau d'*onlap*. Ils vont progressivement se retrouver piégés dans le *footwall* de la faille bordière sud ainsi que dans le faisceau de faille du graben de compensation au Nord pour former des accumulations sous la couverture permienne régionale.

Au fur et à mesure de l'enfouissement, les charbons du Stéphanien, présents dans la partie la plus enfouie du bassin initial, produisent du gaz dont la pression de génération associée à une densité moins élevée que les hydrocarbures liquides vont faciliter la migration des hydrocarbures vers les zones de piégeage sur les marges. Les accumulations sont alors constituées par l'huile permienne et stéphanienne et surmontées par le gaz essentiellement issu du craquage des charbons

stéphaniens. Alors que les roches mères à hydrocarbures produisent toujours, la pénéplanation fini permienne-début triasique érode une partie de la couverture régionale perçant partiellement les réservoirs où se trouvaient les accumulations. Les hydrocarbures dysmigrent alors vers la surface jusqu'à ce que le dépôt des séries mésozoïques permettent de nouveau la mise en place d'une couverture efficace. Une érosion à la fin du Crétacé induit une nouvelle érosion de la couverture et une fuite des hydrocarbures sur les marges du bassin comme on peut l'observer encore aujourd'hui.

2.3.3.6 Limites des modèles

Lors de la construction d'un modèle numérique, plusieurs variables interviennent, avec plus ou moins d'impact sur le résultat final, telles que les données pétrophysiques des sédiments, le mode de transfert de chaleur, le type de transport des fluides, les données de calibration et les algorithmes choisis pour la calibration des données de PRV.

- *Le modèle géométrique*

La première incertitude que nous avons tentée de contraindre au maximum porte sur la géométrie du bassin en profondeur. Aucune données sismiques ou de puits n'étant disponibles dans les zones les plus enfouies du bassin, la structure a été extrapolée en fonction des modèles de formation de bassin type demi-graben (Benedicto, 1996). C'est une inconnue qui peut bien entendu avoir un impact sur le modèle car elle contrôle l'enfouissement maximum des séries au cours de l'épisode de rifting permien et donc les gradients de pression/température responsables de l'expulsion et migration des fluides.

- *Les lithologies*

Les lithologies ont été choisies en fonction des valeurs pétrophysiques par défaut, par ailleurs très complètes dans le logiciel PetromodSuite©, ceci dans un souci de simplifier le modèle au maximum compte tenu de la complexité du remplissage sédimentaire.

- *Les taux de sédimentation*

Aucune donnée sur les taux de sédimentation n'était en notre possession alors que nous considérons ce dernier comme un des moteur principal dans la mobilisation des fluides au cours du remplissage d'un bassin. Notre modèle moyenne les taux de sédimentation pour chaque étape de dépôt constituant des durées importantes et donne par seulement une idée générale des calendriers d'expulsion des fluides.

- *Les données de calibration par le pouvoir réflecteur de vitrinite*

Une autre incertitude porte sur les données de PRV en notre possession dont les mesures n'ont seulement été réalisées que sur deux échantillons. Même si la répétition des analyses par échantillons est assez bonne et significative, il aurait été plus pertinent de calibrer un plus grand

nombre de mesures de PRV dans le modèle, notamment dans le but d'obtenir une répartition en fonction de la profondeur. Cette étude a été entreprise lors d'un stage de fin de maîtrise universitaire encadré par M. Neumaier (Schlumberger), Michel Lopez et moi-même en été 2014. Les résultats, une fois finalisés, seront bien entendu intégrés au modèle présenté ici.

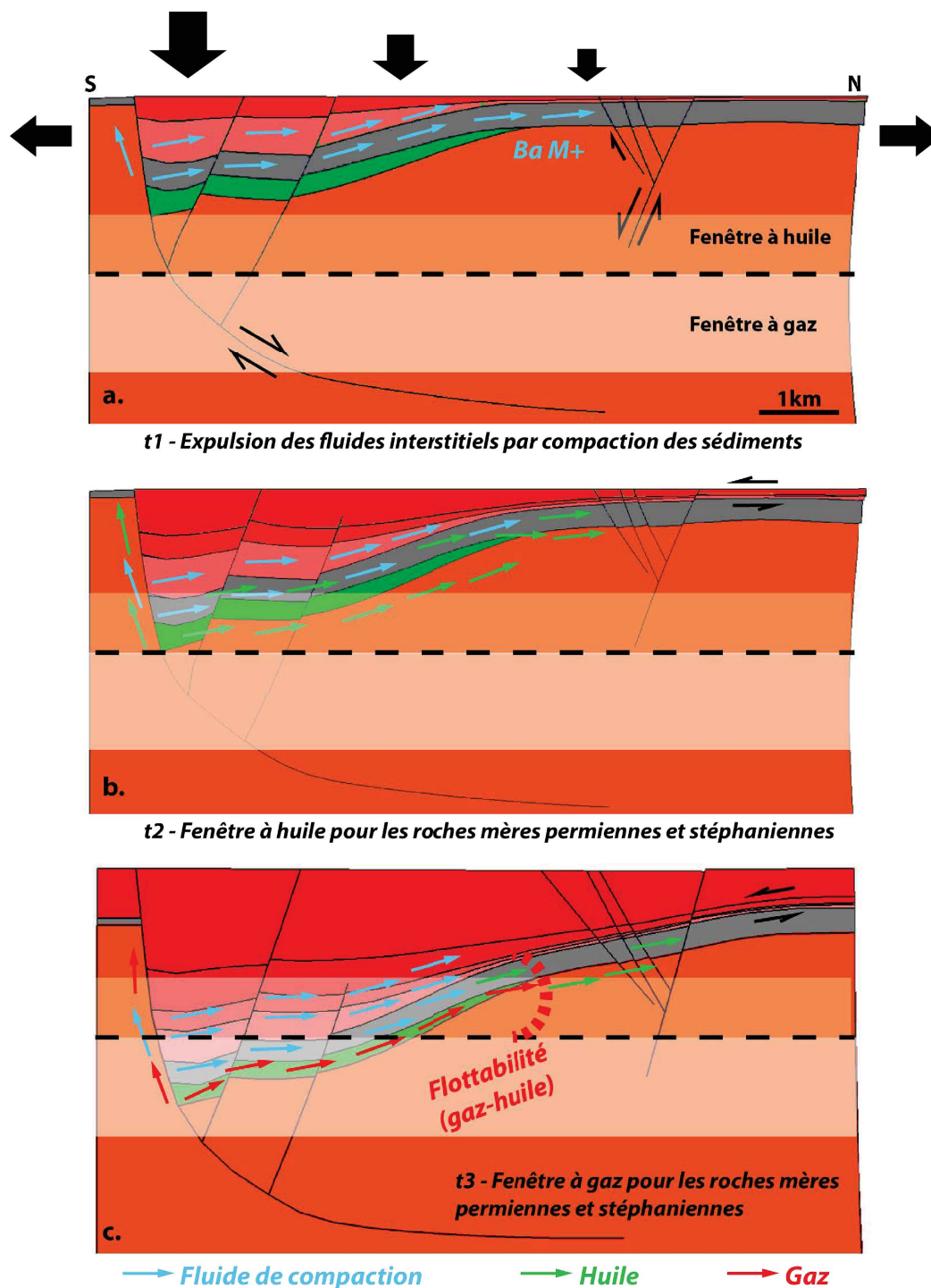


Fig. 2.50 – Modèle régional de circulation des fluides syn-tectoniques intervenant au cours de l'enfouissement du Bassin Permien de Lodève.

2.3.4 Conclusions

- Précision de l'histoire tectono-sédimentaire par les données thermiques de bassin

Ce travail de base préliminaire a consisté à contraindre au mieux l'architecture du remplissage du bassin à partir de la construction d'une nouvelle coupe structurale rendant compte, au mieux, des observations de surface et validée via le logiciel de restauration géomécanique Dynel2D©. Le calendrier et la quantité de sédiments érodés au cours des différentes phases de soulèvement du bassin ont été contraints à partir de la modélisation P/T sous PetromodSuite 1D/2D©, grâce aux mesures disponibles sur la maturation de la matière organique. Cette variable contrôle en effet le degré d'enfouissement du bassin et par conséquent les gradients pression/température caractérisant son histoire et jouant un rôle potentiel dans le cycle expulsion/migration/piégeage des fluides.

- Moteurs de migration et interaction hydrocarbures/fluides de compaction

La modélisation P/T du bassin à partir de PetromodSuite© a permis de contraindre les calendriers, les moteurs et les chemins P/T des migrations et piégeage potentiel des hydrocarbures. Conformément au modèle d'enfouissement conventionnel, les fluides interstitiels précèdent la thermogenèse. Ils ont été quant à eux modélisés par analogie avec les hydrocarbures générés par la maturation de la matière organique en considérant la réduction différentielle de porosité pendant la compaction comme le moteur principal. Dans ces conditions, le piégeage précoce d'un fluide potentiellement riche en ions métalliques va colmater les drains et aura une incidence sur le chemin de migration des fluides thermogéniques plus tardifs. La caractérisation spatiale et temporelle des différents épisodes de production des fluides apparaît donc un critère déterminant en terme de dégradation des propriétés réservoirs d'un système à potentiel minéralisateur.

- Mécanismes de migration/piégeage des fluides

Cette approche permet de définir de manière prédictive les chemins de migration à grande échelle des fluides alors que les drains sont hétérogènes à l'échelle de l'objet (fractures, karst, hétérogénéités lithologiques locale,...). Il conviendra ainsi à partir de l'approche terrain de préciser les mécanismes de migration de fluide à l'échelle du réservoir karstique cambrien ainsi que les réponses mécaniques des failles et des couvertures face aux surpression potentielles. Ceci nous permettra *in fine* de caractériser l'intégrité des réservoirs et des couvertures dans la séquence de migration qui accompagne l'enfouissement du bassin.

Distribution tectono-sédimentaire, texture et minéralogie générales des marqueurs des fluides permienens

Résumé

La modélisation pression/température du bassin démontre une circulation et un piégeage des fluides de bassin (de compaction et hydrocarbures) sur les marges en réponse à un gradient de surpression dans les zones enfouies du bassin. Ils se retrouvent alors piégés au niveau du graben de compensation de la zone de *roll-over* dans les dolomies du Cambrien et sous la couverture régionale des blackshales permienens inférieurs (Autunien).

En particulier la zone de *roll-over* du bassin montre une succession de paléo-canyons karstiques d'échelle kilométrique encaissés dans les dolomies cambriennes dont l'orientation sub-méridienne est concordante avec le sens de circulation des fluides de bassin. Nous verrons que c'est sur les zones hautes de canyons que se piègent préférentiellement les fluides.

Ce chapitre s'attache à décrire le rôle de ces paléo-canyons karstiques dans le piégeage des fluides de bassin en étudiant la distribution tectono-sédimentaire des différents marqueurs. Ensuite, par une étude texturale, minéralogique et microthermométrie nous construirons le calendrier général des différents fluides qui sont intervenus pendant l'épisode de rifting permien. En particulier, nous aborderons l'impact des minéralisations précoces de fluide de compaction sur le piégeage des hydrocarbures.

3.1 Histoire tectono-sédimentaire des paléo-canyons stéphaniens dans le socle cambrien

3.1.1 La paléotopographie du socle cambrien

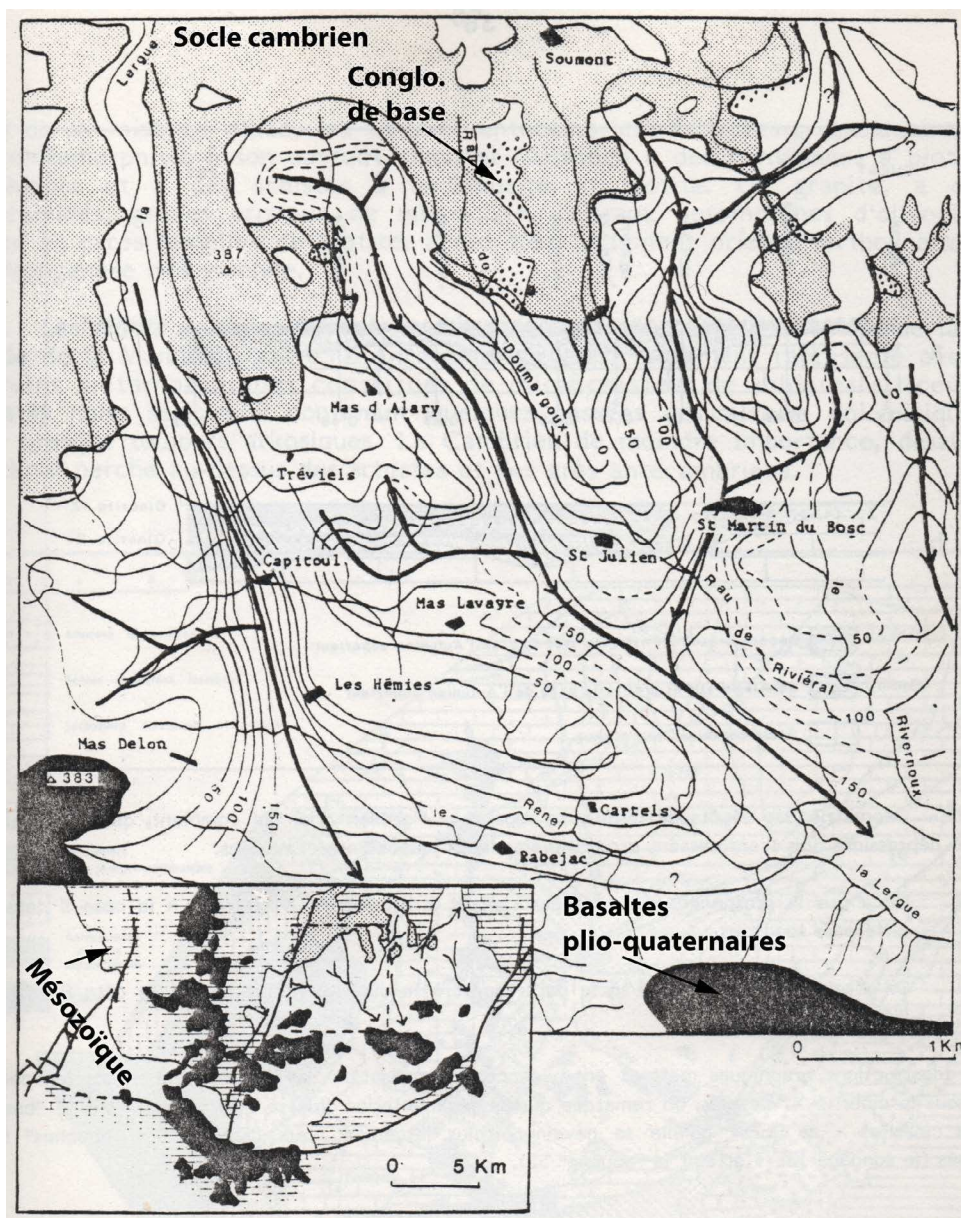


Fig. 2.51 – Carte des isopaques socle/cinérite X, établie par la COGEMA en 1985 sur la Ride de Lodève.

La paléo-topographie du socle a été en premier lieu caractérisée par la COGEMA à partir des multiples sondages effectués sur la Ride de Lodève entre 1970 et 1990 pour l'exploration de l'uranium. Les cartes ainsi établies sont très pertinentes pour la visualisation de la paléo-géomorphologie du socle pré-permien (Fig.2.51).

Par exemple, la carte en isopaques de la profondeur du socle en fonction du niveau de cinérite X permet de préciser la topographie en paléo-vallée N-S parallèles (Fig.2.51). Cette carte est bien plus précise qu'une carte isohypse car elle prend en compte une épaisseur de sédiments déposés pendant un intervalle de temps précis; les niveaux de cinérites étant considérés comme de très bons niveaux-repères isochrones sur l'ensemble du Bassin Permien de Lodève (Laversanne, 1976). Ce réseau de paléo-vallées s'infléchit vers le Sud-Est, suggérant un sens d'écoulement depuis le Nord, proches du massif hercynien des Cévennes, vers le Sud.

La formation des paléo-canyons serait d'origine karstique avec un encaissement moyen d'environ 50m, mais il peut atteindre jusqu'à 80m. Le processus d'exo-karstification résulte de l'émergence du massif carbonaté cambrien au cours du Stéphanien et du début du Permien.

3.1.2 Remplissage sédimentaire des paléo-canyons - Etude détaillée de la vallée du Merdanson

Le réseau de paléo-canyons stéphanien-permien inférieur est aujourd'hui exhumé par érosion différentielle ce qui permet d'approcher en détail les différentes phases de remplissages mais également le réseau de fracturation associé (Fig.2.52). C'est le cas en particulier de la paléo-vallée du Merdanson dans laquelle la carrière de granulats d'Usclas du bosc permet d'approcher le détail du remplissage sédimentaire.



Fig. 2.52 – Morphologie actuelle des paléo-canyons stéphaniens exhumés sur la Ride Nord du bassin de Lodève observable au niveau de l'usine de traitement de la COGEMA.

La carrière d'Usclas du Bosc est une zone d'extraction périodique de granulats qui se localise sur la Ride de Lodève dans la zone charnière de l'anticlinal du Bassin. Elle expose la zone de

contact entre le socle cambrien et le Permien inférieur sur le flanc ouest de la paléo-vallée du Merdanson, offrant un front de taille d'une trentaine de mètres de hauteur sur une surface de 250*250m (Fig.2.53).

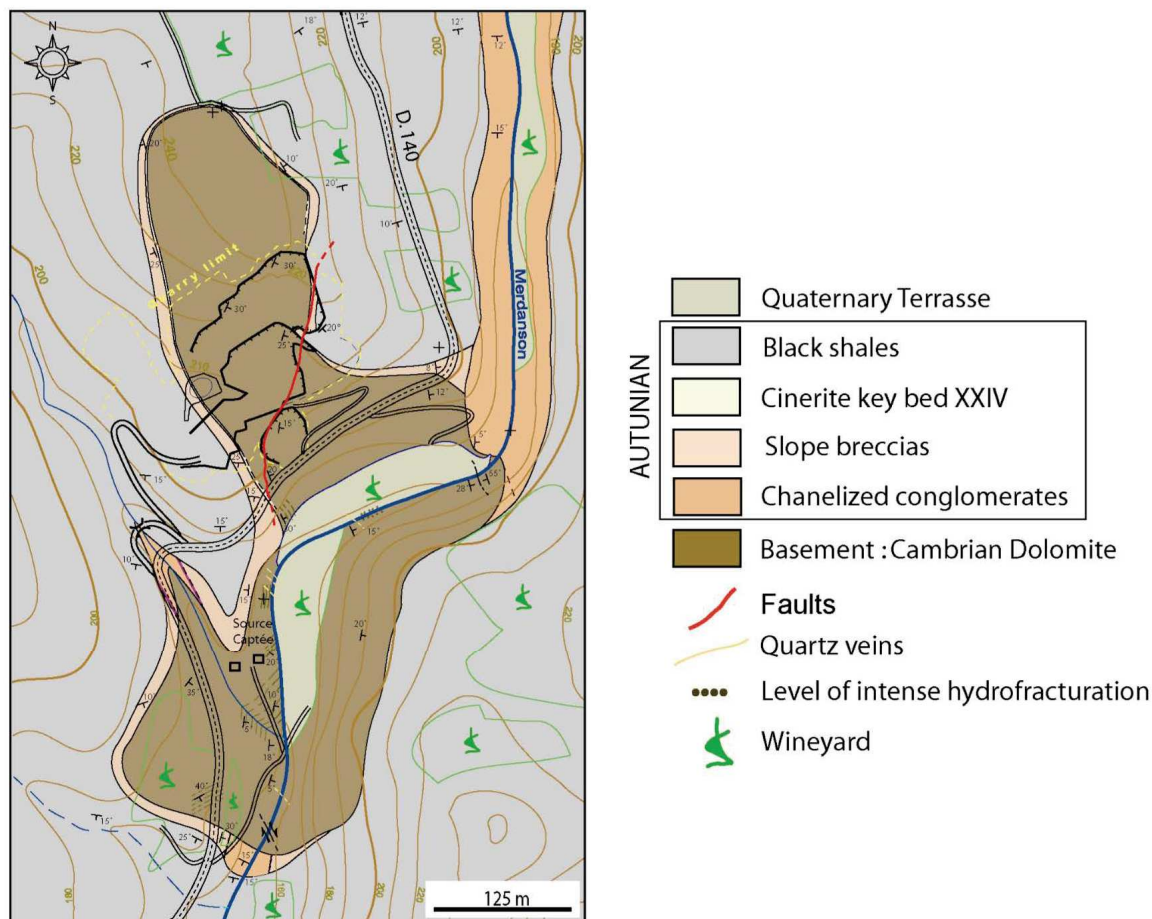


Fig. 2.53 – Carte géologique autour de la carrière d'Usclas-du-Bosc (Roure et Ruberts, 2003).

Une coupe ouest-est, transversale à l'axe de drainage de la paléo-vallée (Fig.2.53 pour la localisation en trait pointillé et Fig.2.54) montre une incision d'environ 70m dans les dolomies cambriennes, correspondant à l'encaissement minimal du paléo-système de drainage compte tenu de l'érosion des formations. Associée à cette coupe générale, une section NW-SE réalisée sur le front NE de la carrière permet de bien contraindre les étapes de remplissage de ce canyon (encadré rouge au nord sur Fig.2.53).

La formation cambrienne, de pendage de N20-30SE, est constituée par une dolosparite à fantômes d'oolithes dans la zone proche de la discordance permienne, alors que des fenestraes stromatolitiques se superposent à ce faciès dans les niveaux inférieurs de la carrière. Ces faciès apparaissent très incisés par un paléo-lapiaz connectés à de nombreuses cavités endo-karstiques partiellement remplies de sédiments internes volcano-sédimentaires scellés par des minéralisations barytiques.

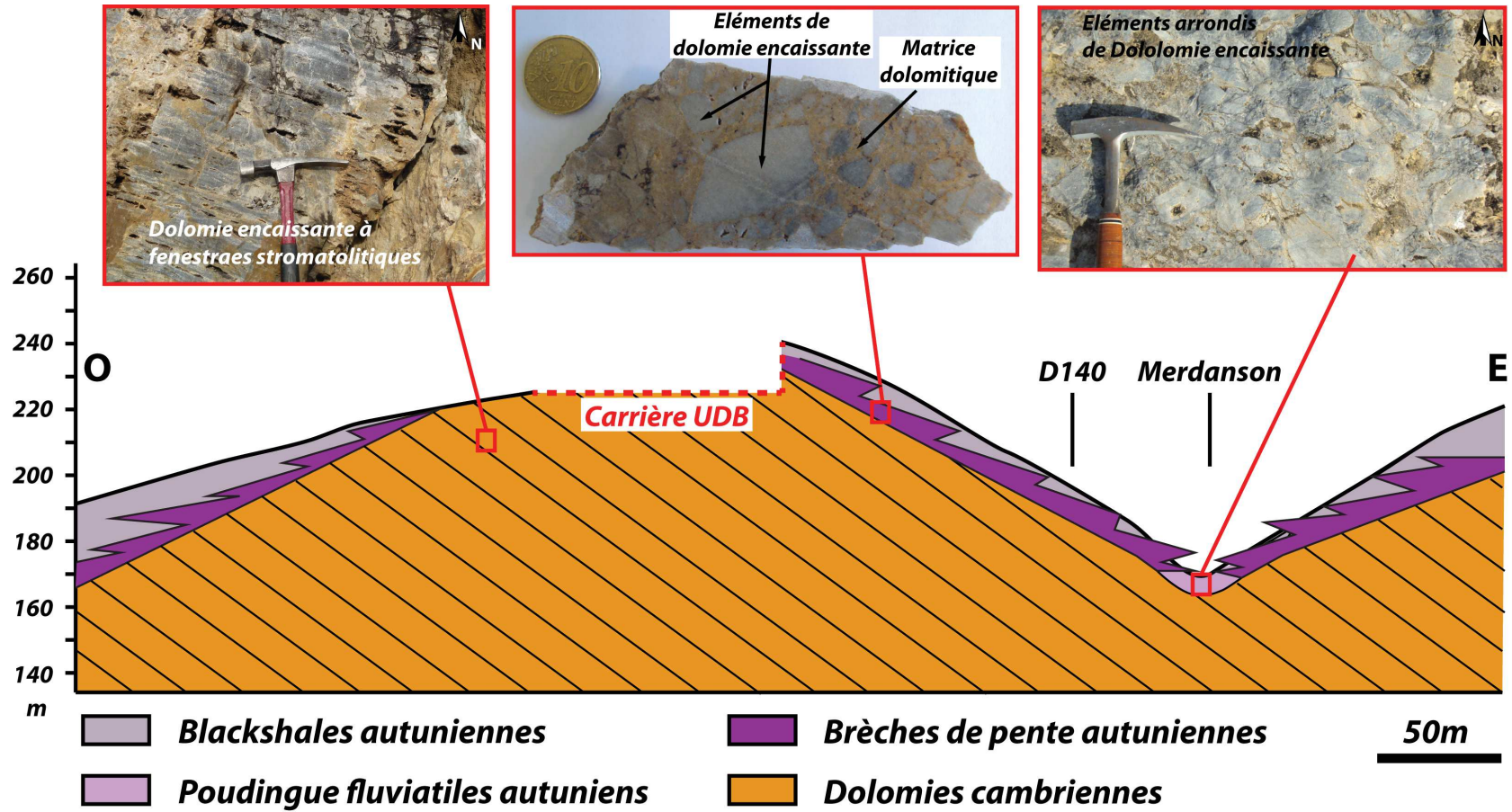


Fig. 2.54 – Coupe schématique O-E de la vallée du Merdanson et détail des facies sédimentaire de remplissage.

Cette paléo-surface est cachetée par des brèches de pente monogéniques à support matriciel de sable dolomitique et éléments anguleux du socle sous-jacent (Fig.2.54). La nature de cette brèche atteste du démantèlement *in-situ* des flancs du paléo-canyon karstique pendant le début de la continentalisation de la Ride de Lodève. Dans l'axe du lit actuel du Merdanson, on rencontre en variation latérale des premiers dépôts de brèches de pente et des poudingues monogéniques à éléments dolomitiques et support clastique, indiquant d'une dynamique fluviatile en fond de canyon karstique qui précède l'inondation lacustre.

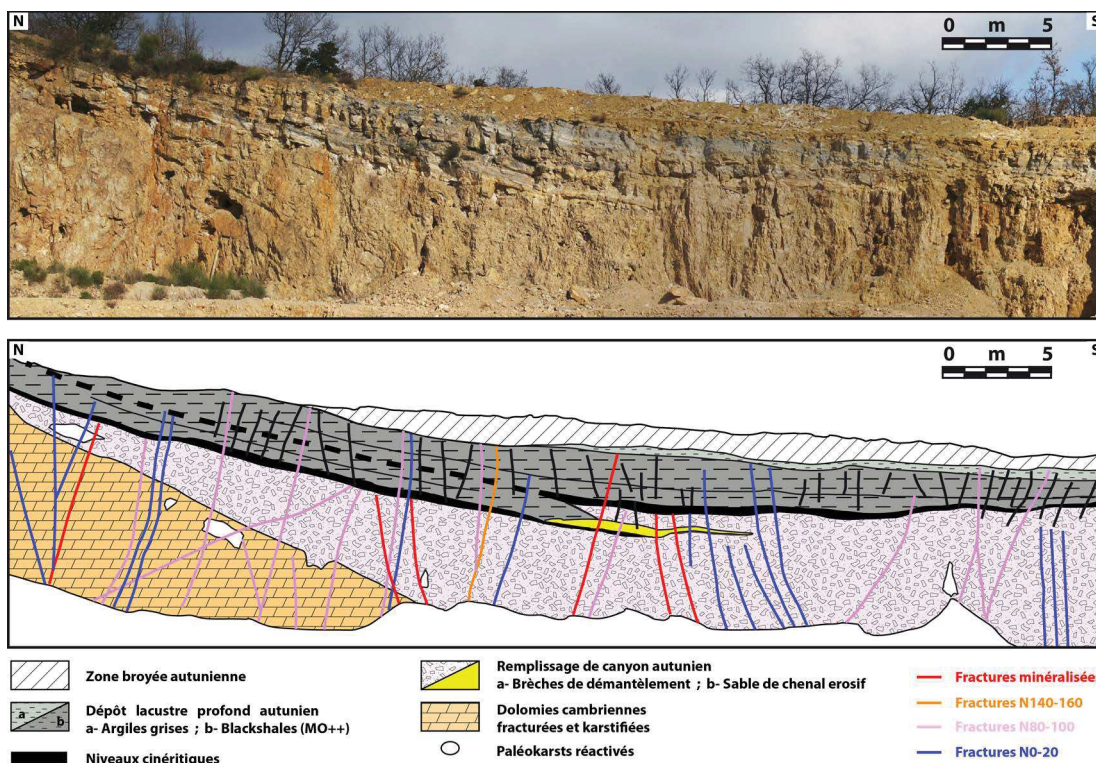


Fig. 2.55 – Photo et line-drawing interprété du parement supérieur NE de la carrière d'Usclas-du-Bosc. Cette vue correspond à une section sub-transversale du paleo-canyon.

Le détail de la discordance permienne est accessible le long de la route départementale juste en aval de l'entrée de la carrière (fig.2.53 pour la localisation).

On observe au niveau de la discordance permienne une bréchification *in-situ* intense des dolomies associées à une silicification cimentant les sables dolomitiques et contenant des pseudomorphoses de gypse en fer de lance (Fig.2.56). L'observation en lames minces montre des éléments de dolomie emprisonnés dans un ciment siliceux (quartz microcristallin), associé localement à des géodes de calcédoine tapissant les parois des cavités de dissolution (Fig.2.57). Proche de la discordance, les éléments dolomitiques de la brèche ayant été dissous par le lessivage actuel, il ne persiste seulement que le ciment silicifié (faciès caverneux).

On passe ensuite à des dépôts d'argilites et de pélites carbonatées noires à forte teneur en matière organique (blackshales) qui constituent la roche mère du système pétrolier décrit dans le chapitre précédent II-2. Les silicifications correspondraient donc dans ces conditions de dépôt

au front de réaction entre des eaux basiques, provenant de la percolation des eaux des lacs autuniens, et des eaux plus acides issues d'une nappe des dolomies karstifiées du Cambrien (Fig.2.58).

La série lacustre euxinique du Permien inférieur est recoupée de niveaux blanchâtres décimétriques de cendres volcaniques fortement altérées (cinérites) qui attestent de la poursuite de l'activité volcanique extra-bassin initiée précédemment au Stéphanien (Odin, 1986 ; Nmila, 1995). Ces cendres volcaniques apparaissent localement interstratifiées avec les sables dolomitiques intra-karstiques et brèche d'effondrement, ce qui atteste de leur infiltration dans les cavités paléokarstiques là où la paléo-surface n'était pas encore cachetée par les sédiments permien.

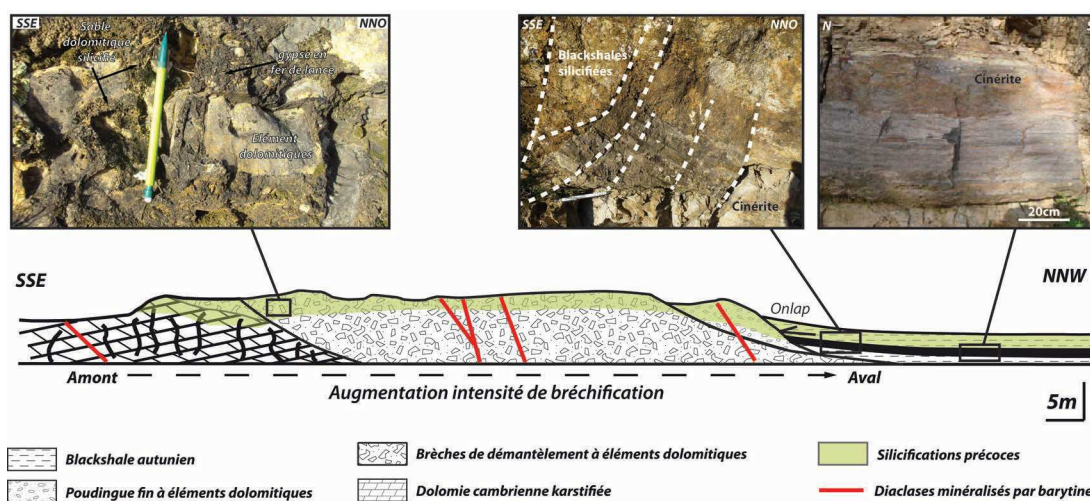


Fig. 2.56 – Affleurement en bordure de la route départementale RD149 en aval de l'entrée de la carrière (voir Fig.2.53 pour la localisation).

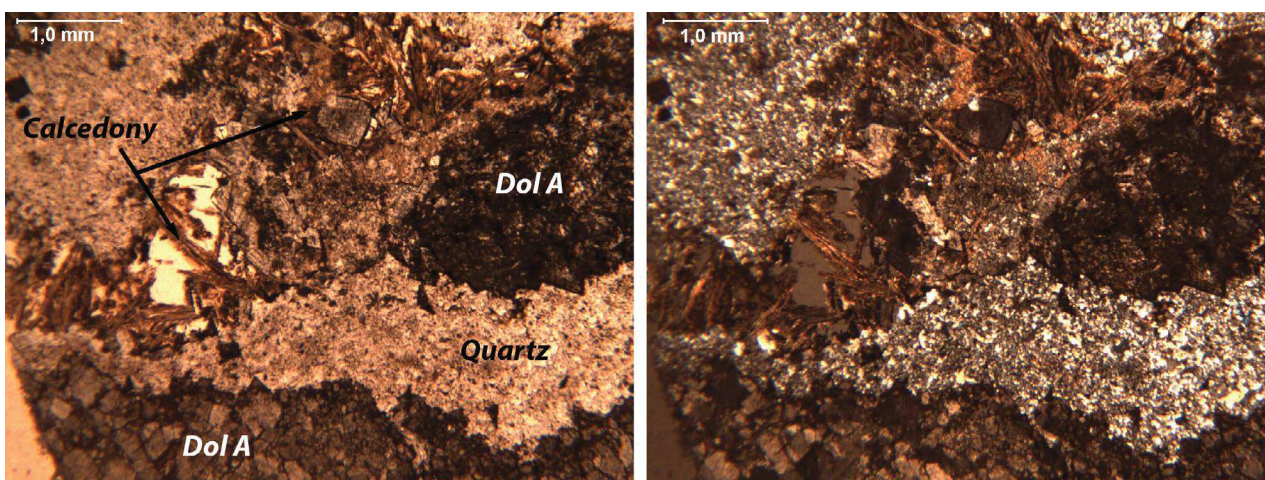


Fig. 2.57 – Éléments de la dolomie encaissante (DolA) cimentés par la silice et associés à des géodes de calcédoine (lumières polarisée non-analysée à gauche et polarisée analysée à droite).

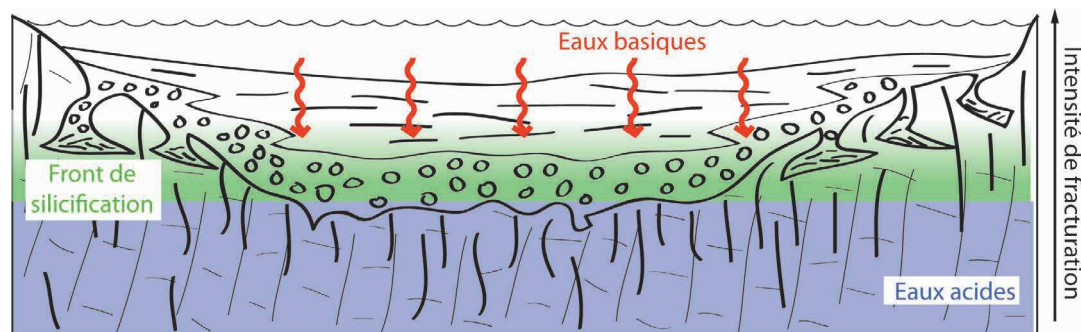


Fig. 2.58 – *Modèle de l'ennoyage des paléoreliefs cambriens au Permien inférieur. L'interaction entre les eaux permiennes alcalines chargées en silice et les eaux carbonatées acides du réservoir cambrien conduit à un front de silicification au niveau de la surface de discordance au cours de la diagenèse précoce.*

L'ensemble de ces observations nous permet de proposer un modèle géomorphologique de l'évolution de ces paléo-canyons (Fig.2.59). Avant le Permien, l'exhumation du socle et en particulier des massifs dolomitiques cambriens permet une exo-karstification intense qui accompagne une chute du niveau de base d'au moins 70m, correspondant à l'encaissement visible de la vallée actuelle.

Ce processus conduit à l'incision de canyons contrôlés par des couloirs fracturés N-S et dont l'écoulement principal provient des massifs hercyniens depuis les Cévennes au Nord. Les sables dolomitiques en remplissage de cavités karstiques témoignent des conditions d'exokarstification sous couverture et de l'entraînement des sables dans l'endokarst.

Au début de l'Autunien et au cours de l'épisode d'ennoyage des paléovallées, la permanence d'apports fluviaux conduit à la mise en place de barres d'embouchures progradantes passant aux blackshales dans l'axe des paléovallées. Les bordures continuent à subir le démantèlement karstique et sont recouvertes de tabliers de brèches de pente. Avec l'ennoyage des paléoreliefs l'apport sableux fluvial disparaît pour céder la place au dépôt d'argilites noires euxiniques riches en matière organique qui soulignent une sédimentation purement lacustre en climat tropical humide.

C'est également pendant l'Autunien que des épisodes volcaniques rhyolitiques acides extra-bassinaux (Odin, 1986 ; Nmila, 1995) conduisent au dépôt de cendres aussi bien en fond de lac que sur les bassins versants où le ruissellement va conduire à la percolation des cendres dans les cavités karstiques. Cette sédimentation se poursuit pendant le passage à des conditions tropicales sèches et le dépôt progressif de pélites rouges au Permien moyen et supérieur.

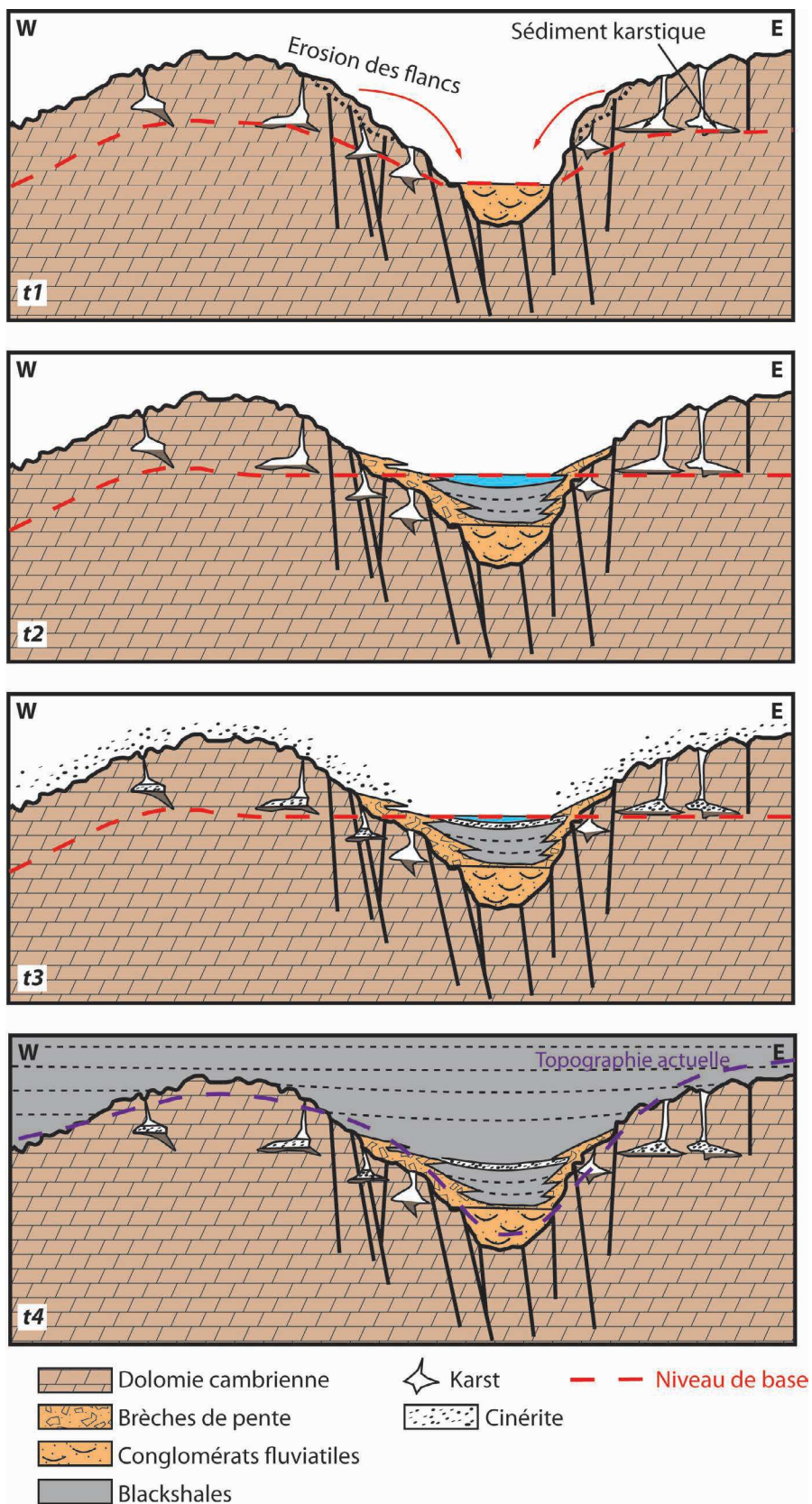


Fig. 2.59 – Histoire tectono-sédimentaire des paléo-canyons carbonifères-permiens inférieurs.

3.1.3 Analyse de la fracturation dans la carrière d'Usclas du Bosc

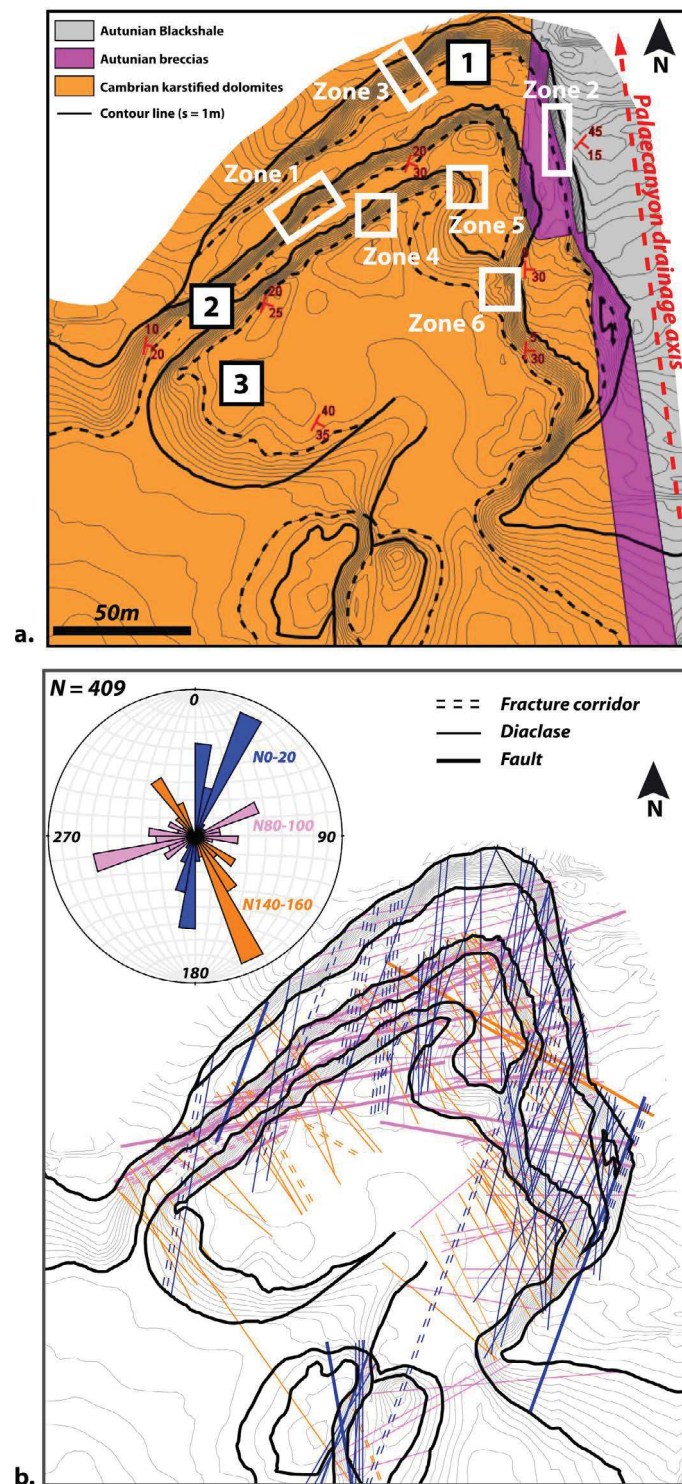


Fig. 2.60 – a. Carte géologique détaillée de la carrière d'Usclas-du-Bosc; b. Carte structurale de la carrière d'Usclas-du-Bosc et rosace des familles de fractures mesurées (bleu N0-20; rose N80-100; en orange N140-160).

L'analyse de la fracturation proche de la couverture permienne va nous permettre *in fine* de mieux contraindre la mise en place des minéralisations liées aux circulations de fluides dans un

cadre géodynamique régional.

Les dolomies cambriennes comme les brèches autuniennes sont affectées par un réseau de fractures denses. Plus de 400 mesures ont été effectuées sur le terrain et reportées sur un modèle numérique de terrain de résolution de l'ordre du mètre que nous avons réalisé à l'aide de la station optique total (Trimble©) (Fig.2.60).

Le résultat de l'analyse structurale montre que le réservoir karstique est affecté par 3 directions principales de fractures :

- (i) N0 – N20 ; 60W à subvertical : formant pour la plupart un réseau de diaclases d'espacement pluricentimétrique (double tiretés sur la carte 2.60.b) et organisé à échelle décimétrique en couloirs fracturés. Très localement ces fractures sont réactivées en décrochement sénestre avec des stries dont le pitch varie de 0 à 20° vers le nord ;
- (ii) N80-100 ; 70N à subvertical ; pitch 70°N) : Ces fractures attestent d'un jeu décrochant normal dextre parfois réactivé en jeu inverse ;
- (iii) N140-160 ; 50E : Elles correspondent à de petites failles normales à composante décrochante senestre (Pitch inconnu).

La plupart des fractures N140-160 affectent seulement les dolomies cambriennes et sont cachetées par les conglomérats de base indiquant une cinématique anté-permienne et probablement reliée à la compression hercynienne.

Les réseaux de fractures N0-20 et N80-100 traversent les conglomérats autuniens, mais sont stoppés ou présentent un changement de pendage à l'interface avec les blackshales sus-jacents. Ces deux familles de fractures sont concordantes avec les deux directions majeures qui contrôlent l'ouverture du bassin lors de la période syn-rift (Santouil, 1980). La première orientation est parallèle aux faisceaux NNE-SSW de la faille des Cévennes, d'Orb et d'Olmet ayant joué en jeu normal/décrochant senestre à cette période. La seconde famille globalement W-E est concordante à la faille bordière Les Aires-Mas Blanc et le faisceau de Mas d'Alary-Saint Jean la Blaquière au niveau du graben de compensation synrift.

Ces réseaux synrifts sont postérieurs au réseau N140-160 comme le montre l'affleurement sur la figure 2.61 où l'on observe une fracture N90 à jeu normal/dextre qui décale plusieurs fractures N140-160 qui ont joué antérieurement en jeu senestre (parement 2 ; zone 1 - Fig.2.60.a).

Même si les réseaux de fractures N20 et N90 sont hérités tous les deux de la même phase tectonique synrift, le calendrier de fracturation semble être différent. En effet, certaines diaclases N90 sont décalées par des failles N20 à jeu senestre (Fig.2.62) et sont donc antérieures (parement 1 ; zone 2 - Fig.2.60.a).

On observe également sur cette carrière des témoins de réactivation en jeu inverse de failles normales N80, accompagnés du broyage des minéralisations barytiques orientées N20. Cette réactivation serait le témoin discret de la phase de compression pyrénéenne qui affecte localement le bassin. On observe cette même relation sur un plan de faille N80 comportant

deux familles de stries décrochantes sub-horizontales et 70N à jeu inverse (Fig.2.63 - (parement 2; zone 1 - Fig.2.60.a).



Fig. 2.61 – Décalage des familles de fractures N140-160 par le jeu normal/dextre des fractures N80-100 (Parement 2 zone 1).

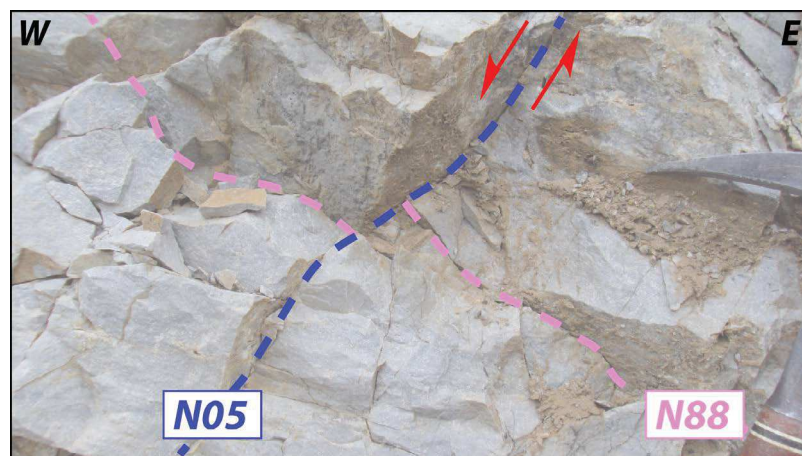


Fig. 2.62 – Exemple d'un décalage en jeu normal d'un diaclyse N88 par une faille N05 (Parement 2 zone 1).

En conclusion, les dolomies cambriennes ont subi un premier épisode de déformation intense menant à la formation de fractures et de failles inverses N140-160, probablement liées à la compression hercynienne. Pendant l'ouverture du bassin, la tectonique syn-sédimentaire extensive N-S amène à la formation de failles N80-100 en jeu normal/décrochant dextre et de diaclases d'orientation similaire. Cette orientation est concordante à l'activation de la faille bordière listrique Les Aires-Mas Blanc au Sud et de la formation du faisceau de failles de roll-over (Lopez, 1992). Pendant la même période de rifting permien, les précédentes structures sont recoupées par des diaclases et veines minéralisées d'orientation N0-20 en jeu normal/décrochant senestre, correspondant au jeu des failles d'Olmet et celle dite des Cévennes au Permien (Santouil, 1980).

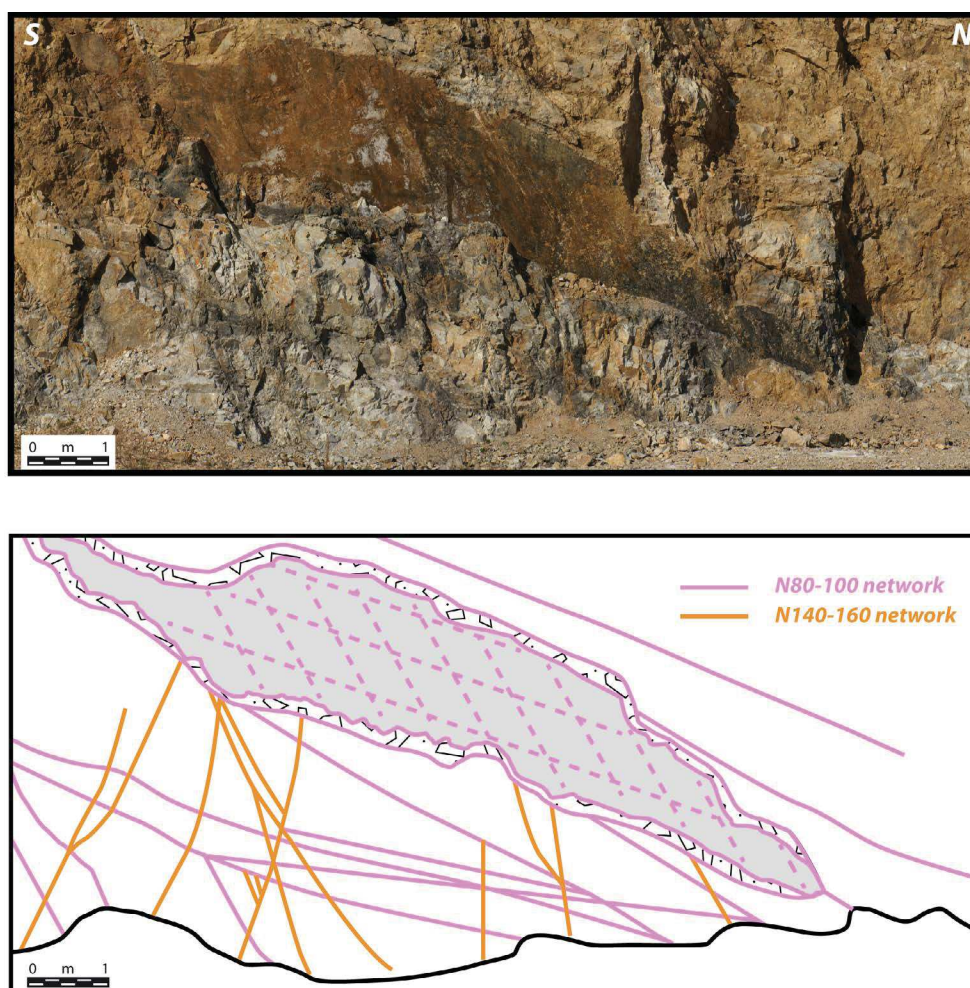


Fig. 2.63 – Exemple d'un plan de faille N80 recoupant en jeu inverse les familles de fractures N80-100 et N140-160 (Parement 2 zone 1).

3.2 Histoire des fluides dans les paléo-canyons stéphaniens

3.2.1 Distribution des marqueurs minéralisés à l'échelle de la carrière d'Usclas du Bosc

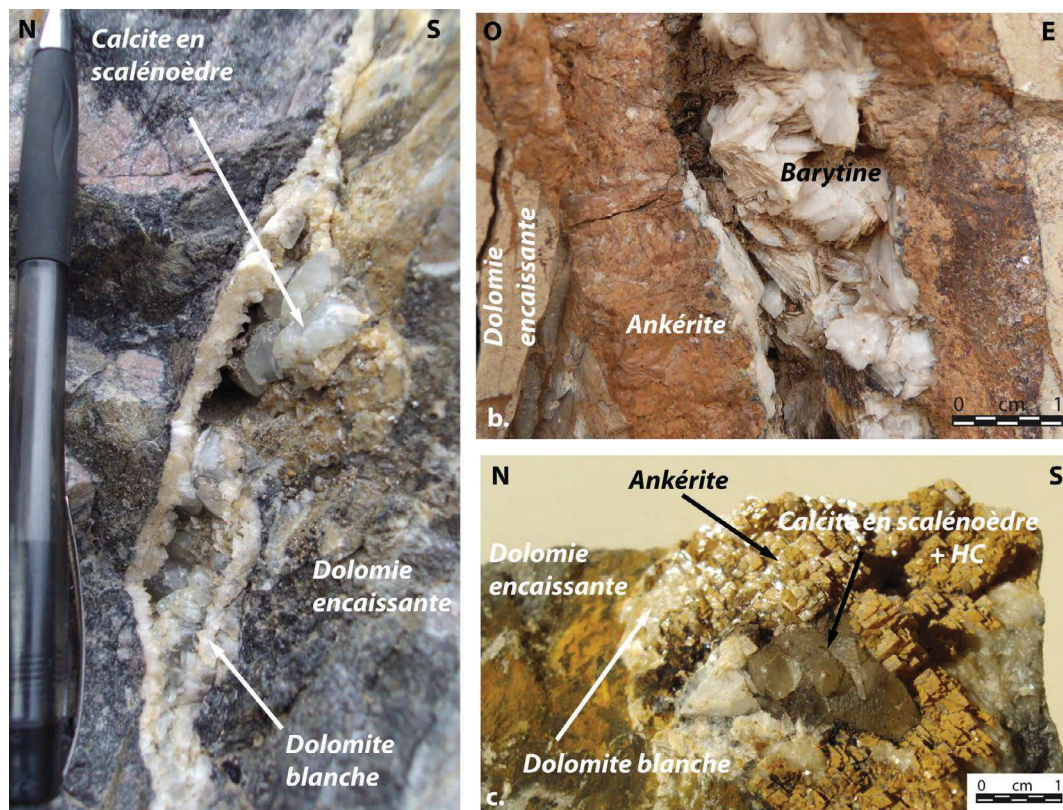


Fig. 2.64 – Les différents types de marqueurs minéralisés présents dans la carrière d'Usclas-du-Bosc : a. Dolomite blanche (DolB). b. Association ankérite/barytine. c. Calcite en scalénoèdres à imprégnation d'hydrocarbure.

L'analyse de la relation des associations minérales (Fig.2.64) avec le réseau de fracturation (figures 2.65 et 2.66) permet de dégager les conditions et le calendrier des circulations de fluides sur le site de la carrière d'Usclas du Bosc (Fig.2.67) :

- Une dolomite blanche (DolB) (Fig.2.64.a) est principalement présente dans le champ de diaclases N140-160, considérée comme issue de la déformation hercynienne et non réactivée lors de l'histoire syn-rift permienne et pyrénéenne ;
- Association ankérite baroque/barytines (Fig.2.64.b) : les marqueurs minéralisés sont essentiellement en remplissage des couloirs fracturés N0-20 et des plans de failles N80-100 (Fig.2.66.a). Cette association montre une densité plus importante proche de la discordance permienne au niveau de laquelle elle est verticalement et latéralement

stoppée (invasion de quelques centimètres) ;

- Association hydrocarbures/calcite (Fig.2.64.c) : les marqueurs d'hydrocarbures (bitumes lié à la dégradation actuelle et ancienne, auréoles de diffusion) sont principalement situés au sein des diaclases et failles N140-160 et N80-100 (Fig.2.66.b). Ils sont également présents en quantité plus faible dans certains réseaux de diaclases N0-20 colmatés par l'association ankérite baroque/barytines.

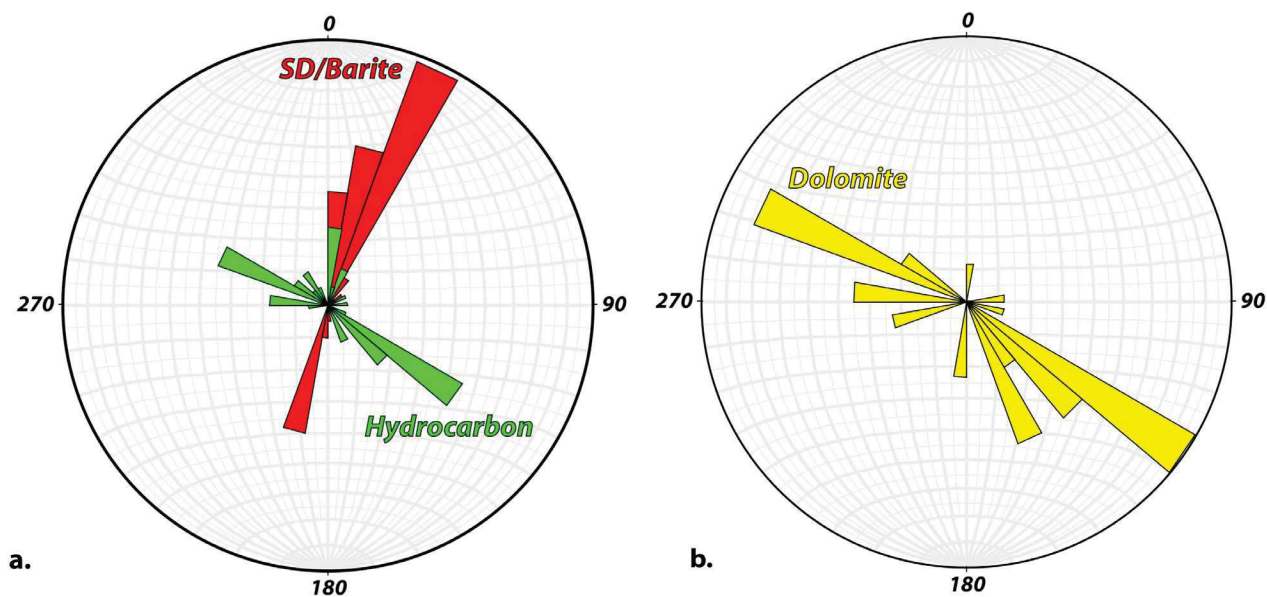


Fig. 2.65 — Orientation des marqueurs fluides : a. Associations ankérite/barytine (en rouge) et calcite/hydrocarbure (en vert). b. Dolosparite blanche (en jaune).

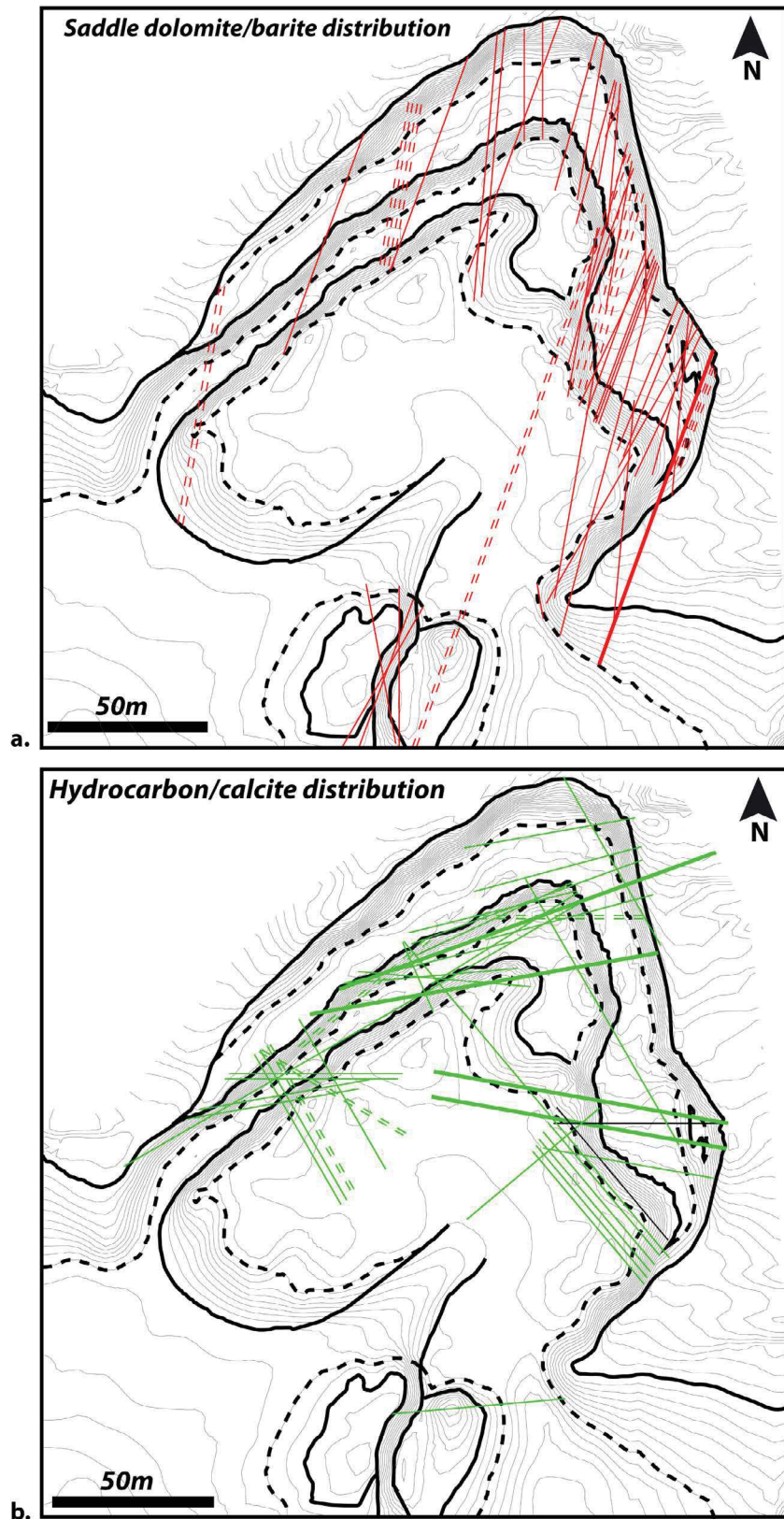


Fig. 2.66 — Distribution des fractures minéralisées par les associations minérales a. Ankérite baroque/Barytine et b. calcite et hydrocarbures.

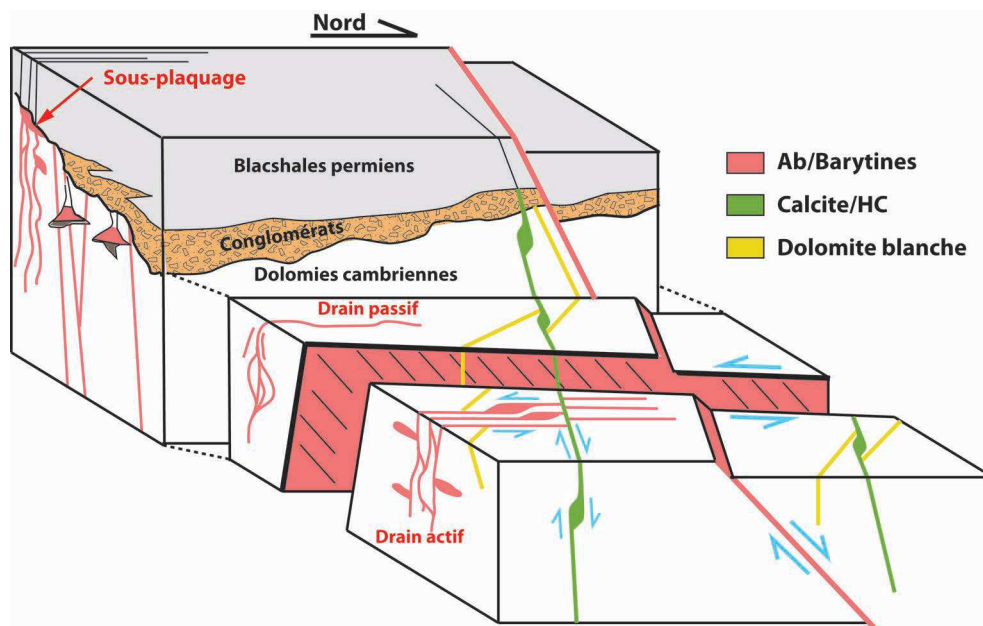


Fig. 2.67 – Bloc diagramme schématisant les distributions des différents assemblages minéralogiques à l'échelle d'un paléo-canyon Stéphaniens-Permien inférieur.

3.2.2 Analyse détaillée des associations minérales dans les couloirs fracturés paléo-karstifiés

Le but ici est de définir un modèle texturale et surtout minéralogique qui sera représentatif de l'ensemble des fluides qui interviennent au cours de l'enfouissement permien et donc applicable aux autres sites d'étude que nous décrirons dans la suite de ce mémoire. Cette description se focalise ici sur les phases d'ankérite baroque, de barytine et de calcite associés aux hydrocarbures. Le but est en particulier de contraindre le calendrier de mise en place des fluides de compaction vis à vis des fluides thermogéniques. La phase de dolomite blanche étant considérée comme découplée des épisodes de fluides de bassin permien, elle ne sera pas abordée dans la suite du mémoire.

3.2.2.1 Fabrique des structures minéralisées

3.2.2.1.1 Fabrique des minéralisations à ankérite baroque/barytine/sulfures

Tous les drains minéralisés présentent la succession minérale suivante, de l'éponte jusqu'à la veine (Fig.2.68) :

- Une ankérite baroque brune-orangée drusique, en contact net avec l'encaissant dolomitique ;
- Une première barytine cristallisant contre l'ankérite baroque sous la forme d'aiguilles enchevêtrées ;
- Une barytine en gerbe plus massive au centre de la veine. Elle se caractérise par des

mouchetures de pyrite et chalcopyrite.

Le reste de la veine est colmaté par une masse de barytine blanche riche en sulfures de type pyrite et chalcopyrite.

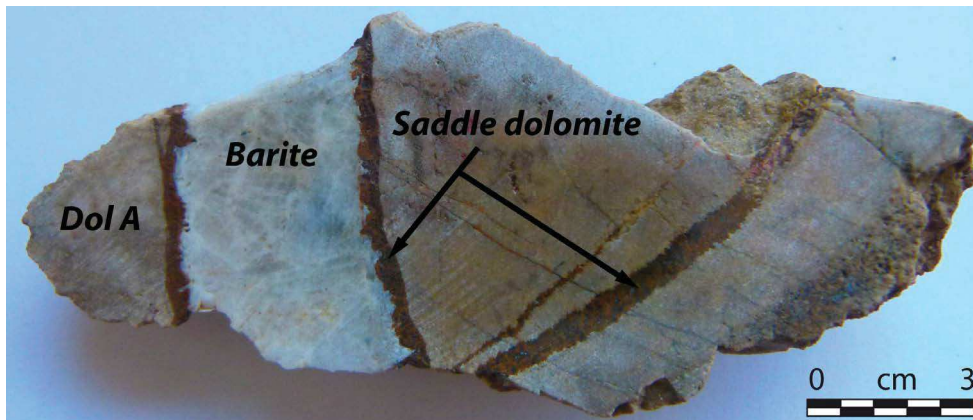


Fig. 2.68 – Echantillon d'une veine N20 minéralisée par l'ankérite baroque sur les épontes et de barytine au centre dans la dolomie encaissante DolA (front de taille 1 de la carrière Fig.2.60.a).

a. Rôle de couverture des formations permienes et drains tectoniquement passif

Dans la partie centrale du front de taille 1 (parement 1 ; zone 2 - Fig.2.60.a), une diaclase minéralisée par l'association ankérite baroque/barytine, ainsi que par des mouchetures de cuivres gris associées à la malachite, se bloque clairement sous la couverture de blackshales qui est imperméable aux fluides (Fig.2.69). Cette fracture traverse les brèches de démantèlement ainsi que le niveau de cinérite et les argilites autuniennes ; cependant la minéralisation disparaît rapidement dans les blackshales qu'elle traverse sur quelques cm seulement. A l'interface avec le niveau cinéritique, un sous-plaquage de barytine est présent, les fluides ayant probablement stagné sous cette barrière imperméable avant leur précipitation (Fig.2.69). Cette observation confirme donc que les blackshales autuniens ont joué le rôle de couverture pour des fluides dont la trajectoire apparaît ici nécessairement *per ascensum*.

La fabrication des couloirs fracturés minéralisés ne présente aucun critère de cisaillement ou de rejet ; ce type de structure est donc considéré comme tectoniquement passif. Seule la pression du fluide est responsable de l'ouverture de la veine.

b. Les couloirs fracturés syn-tectoniques associés aux surpressions de fluides

L'extrémité Nord du front de taille 1 (parement 1 ; zone 3 - Fig.2.60.a) montre un exemple de comportement cisailant de drains minéralisés par les deux types de barytines (Fig.2.70 et (Fig.2.71). On observe un système de relais à jeu normal/décrochant senestre associé à des structures en pull-apart respectant cette même cinématique. Le mouvement cisailant de la faille a été accompagné de la circulation du fluide qui, lors de l'ouverture du sigmoïde de déformation, a précipité sa charge minérale dans l'espace disponible. La veine est postérieurement recoupée

par un filon d'épaisseur centimétrique composé de pyrite et de sphalérite.

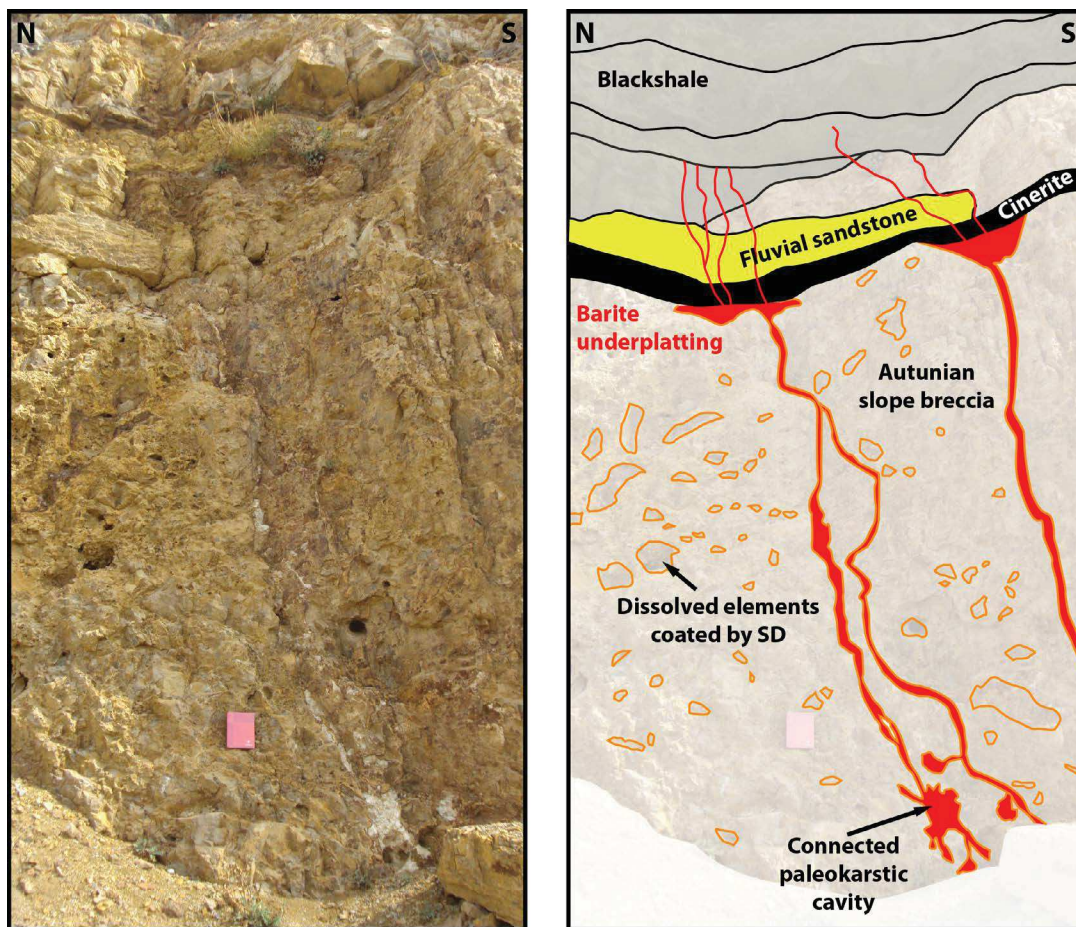


Fig. 2.69 – Fracture N20 subverticale minéralisée par l’association Ankérite baroque/barytine (Parement 1 zone 2). La fracture affecte également la couverture permienne et montre un sous-plaquage au niveau de la couche de cinérite, alors qu’elle disparaît dans les blackshales.

Le front de taille 3 montre quant à lui des couloirs fracturés formant un corridor dont les extrémités inférieures et supérieures convergent vers une diaclase principale centrale (Fig.2.72) (parement 3 ; zone 4 - Fig.2.60.a). Un épisode de surpression de fluides localisé dans une zone de relais aurait engendré la formation de plusieurs veines en mode-1 lors de la remontée du fluide. Cette surpression locale s’amenuiserait au cours du trajet vertical induisant plus haut une convergence des veines en une seule.

c. Interaction entre les couloirs fracturés et l’héritage paléo-karstique

Les dolomies cambriennes sont affectées par un réseau de paléo-karst météorique dont le remplissage est scellé par les minéralisations barytiques. Il apparaît que certaines diaclases se connectent latéralement à des cavités paléo-karstiques entièrement minéralisées par l’association Ankérite Baroque/Barytine. Un exemple est montré sur la figure 2.73 avec un diaclase sinueuse N20 qui montre des témoins d’injection des fluides dans le réseau paléo-karstique (parement 3 zone 5 - Fig.2.60.a).

Toutes les cavités sont tapissées par l'ankérite baroque, résultant de la précipitation d'un fluide ayant provoqué une ré-ouverture par dissolution et une connexion de ces structures paléokarstiques avec les fractures drainantes. Néanmoins, seules les cavités connectées aux veines sont scellées par la barytine. On voit sur la figure 2.73.b la relation entre diaclases et cavités minéralisées. L'ankérite baroque recouvre l'ensemble des épontes de la cavité et repose directement sur les sédiments intra-karstiques avec des évidences de corrosion au contact entre les deux. L'ankérite baroque, est elle-même surmontée par une première barytine en aiguille et une plus tardive en gerbe à l'instar des remplissages des veines.

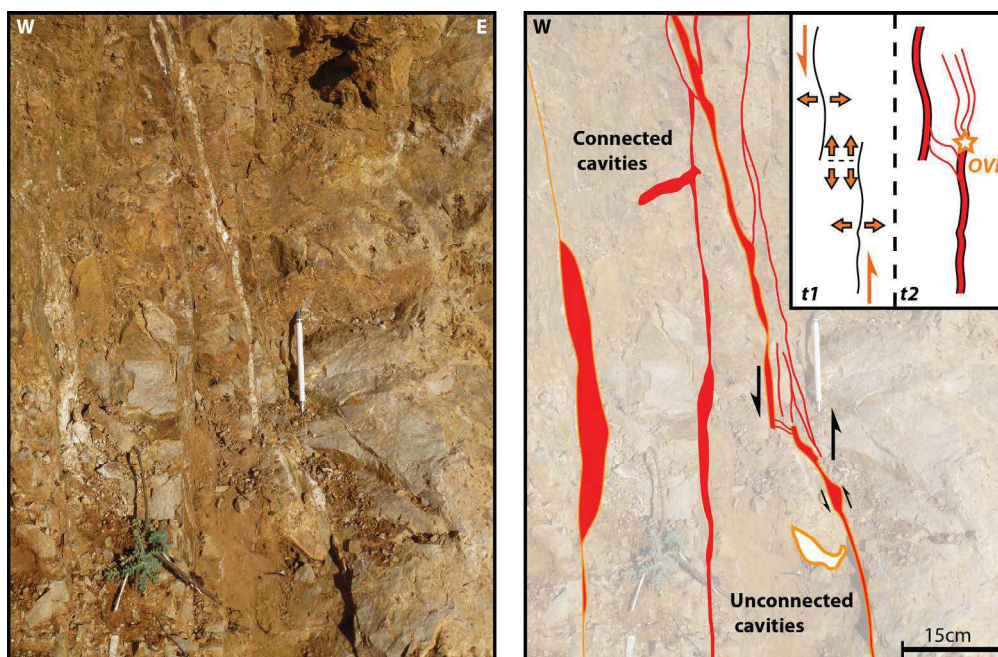


Fig. 2.70 – Relais connecté associé à une faille à jeu normal/décrochant senestre avec minéralisation en pull-apart dans la zone de recouvrement (parement 1 ; zone 3).

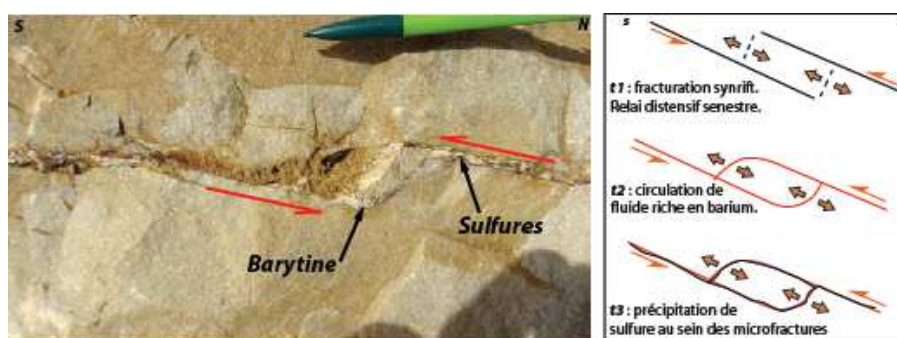


Fig. 2.71 – Vue détaillée et schéma interprétatif d'une structure en pull-apart décrochant senestre minéralisée par ankérite baroque/barytine et recoupée plus tardivement par un filonnet de pyrite et blende (parement 1 ; zone 3).

Cet épisode de dissolution affecte l'ensemble des discontinuités au sein des dolomies cambriennes (fractures, éléments dissous des brèches de pente, fenestras stromatolitiques...) et intervient donc avant la localisation des fluides minéralisateurs responsables de la précipitation

de barytine. Cette hypothèse sera étayée lors de la description des paragenèses liées à la phase d'ankérite baroque.

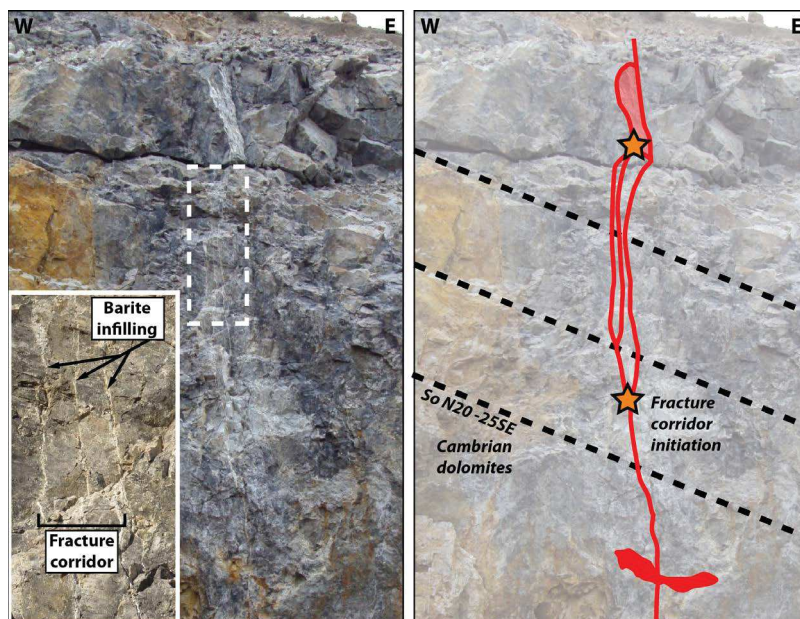


Fig. 2.72 – Couloir fracturé "en amande" suggérant un rôle des surpression de fluide dans le développement de la fracturation N0-20 (parement 3; zone 4).

3.2.2.1.2 Marqueurs de circulation des hydrocarbures

L'étude de la distribution générale de fracturation dans le paléo-canyon du Merdanson a mis en évidence la présence de familles de fractures N80-90 et N140-160 qui hébergent des hydrocarbures intimement associés à de la calcite.

La partie NW de la banquette intermédiaire (parement 2; zone 1 - Fig.2.60.a) présente un plan de faille très distinct que nous avons décrit précédemment (Fig.2.63) comme étant une faille normale N80 réactivée en jeu inverse lors de la compression pyrénéenne. Cette faille majeure recoupe une dizaine de fractures appartenant aux familles N80-100 et N140-160 où des témoins d'hydrocarbures sont visibles.

Les marqueurs les plus distincts lorsqu'on observe ce front de taille sont les auréoles noires aux nœuds des fractures du *footwall* du plan de faille sous la forme d'imprégnations de bitumes solides et d'hydrocarbures liquides. Elles correspondent à des auréoles de diffusion centrifuge d'hydrocarbures liquides (huiles) qui ont circulé par les fractures et qui ont migré latéralement dans l'encaissant sur plusieurs décimètres (Fig.2.74.a) (parement 2; zone 1). Les imprégnations d'hydrocarbures sont souvent associées à un plaquage de calcite en scalénoèdres sur les parois de la fracture.

Une petite quantité d'huile percole encore aujourd'hui à travers les dolomies cambriennes via les cavités karstiques non-scillées par la barytine ainsi que par les fenestras stromatolitiques ré-ouvertes par la karstification sous couverture tardive (Fig.2.74.b) (parement 3; zone 6

- Fig.2.60.a).

Enfin, l'analyse de la distribution des marqueurs de fluide à l'échelle de la carrière (Fig.2.66) montre qu'une partie des hydrocarbures emprunte des drains identiques à ceux des fluides minéralisateurs. On observe dans ces veines la même succession de phases minérales que décrit précédemment, c'est à dire ankérite baroque sur les épontes, barytine en aiguille et barytine en gerbe massive au centre (Fig.2.75). Les bitumes sont alors distribués de manière hétérogène, étant préférentiellement piégés dans les espaces intercrystallins des barytines en aiguilles.

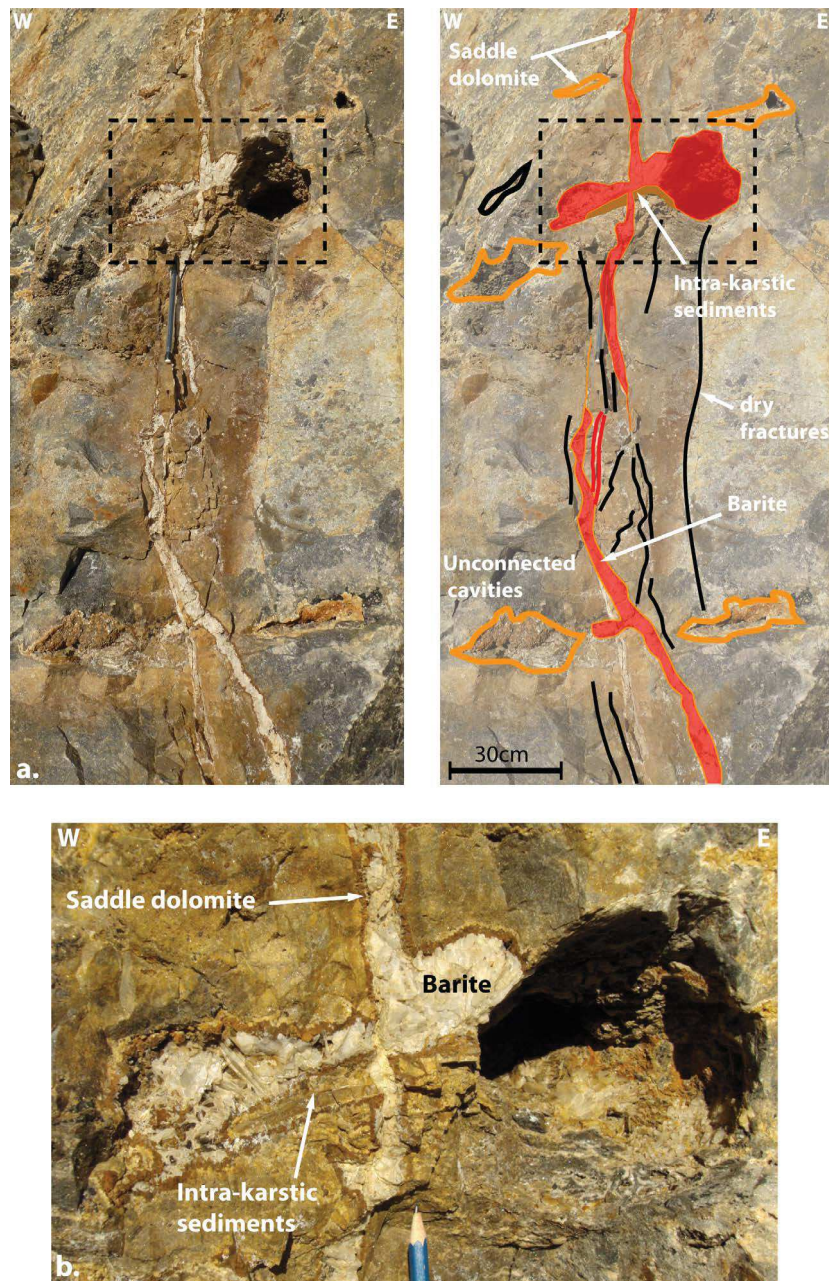


Fig. 2.73 – Témoins d'injection latérale de fluide minéralisateurs dans le réseau paléo-karstiques des formations cambriennes (parement 3; zone 5) : a. Veine N20 minéralisée par l'ankérite baroque et la barytine et caractérisée par des injections latérales au sein de cavités paléokarstiques précédemment remplies par des sédiments internes. Les cavités paléokarstiques non-connectées à la veine ne sont pas minéralisées; b. Vue détaillée d'une cavité paléokarstique remplies par des sédiments intra-karstiques repris par la phase d'ankérite baroque et scellée par la minéralisation barytique.

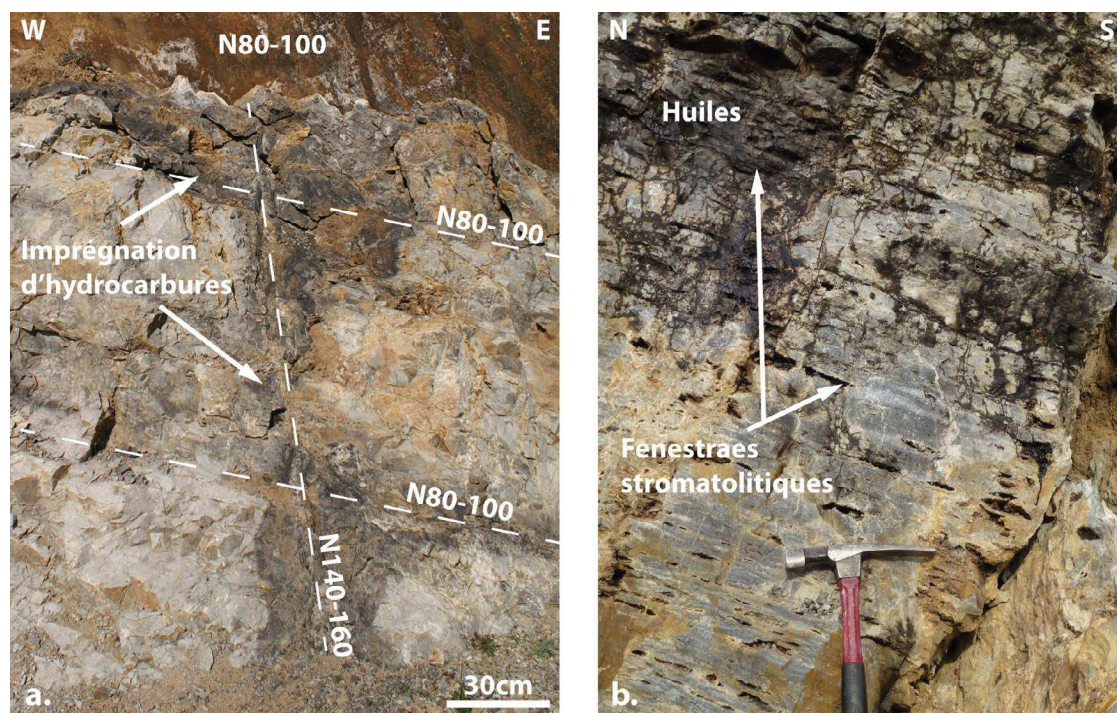


Fig. 2.74 – Marqueurs de circulation d'hydrocarbure dans la carrières d'Usclas du Bosc : a. Auréole d'imprégnation des hydrocarbures à l'intérieur et autour des fractures (parement 2; zone 1). Notez la diffusion préférentielle au niveau des noeuds de fracture. b. Percolation actuelle d'huile à travers les pores, fractures et fenestraes stromatolitiques des dolomies cambriennes (parement 3; zone 6).

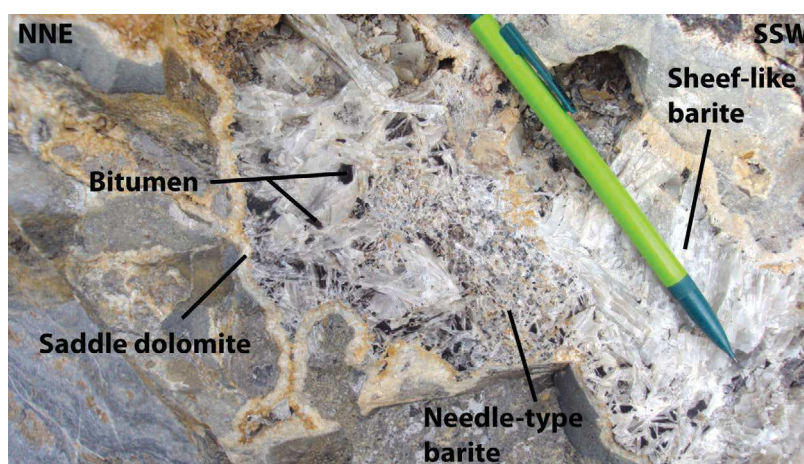


Fig. 2.75 – Veine colmatée par les deux phases de barytine ayant piégé les hydrocarbures visibles sous la forme de bitumes (parement 3; zone 6). Notez la distribution hétérogène des bitumes, beaucoup plus nombreux dans les barytines en aiguille que dans les barytines en gerbe plus massives.

3.2.2.2 Textures internes et minéralogie des marqueurs fluides

3.2.2.2.1 La phase d'ankérite baroque

a. Texture

L'ankérite baroque (Ab) se caractérise par des rhomboèdres à faces cristallines courbes de taille variant de 0.1 à 1 cm de couleur ocre (Fig.2.76.a). Elle vient tapisser les plans de failles et diaclases de toutes les orientations; ainsi que les parois des cavités paléokarstiques, certains

jointes stratigraphiques et les fenestras stromatolithiques. Autrement dit l'ensemble du réseau macro-poreux dans les dolomies encaissantes. Elle est très souvent associée à des cristaux automorphes de pyrites et chalcopyrites (Fig.2.76.b).

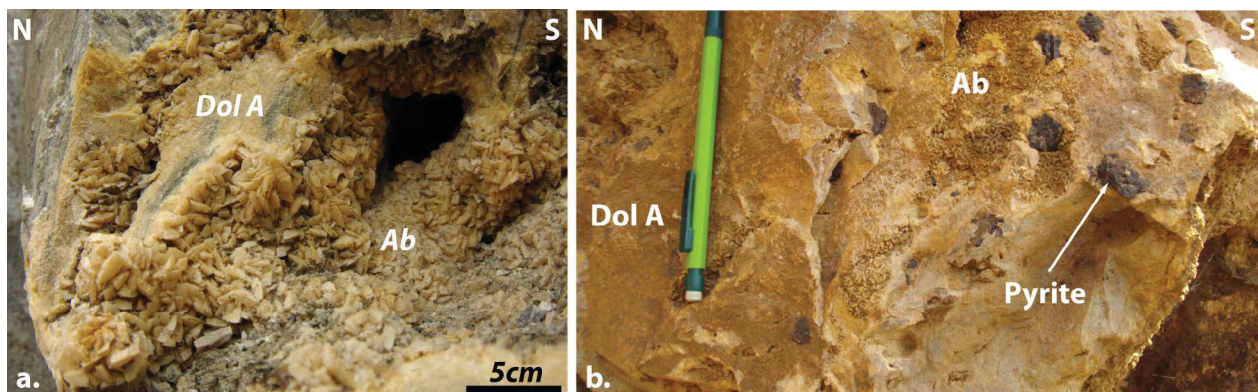


Fig. 2.76 – *Fabrication de la phase d'ankérite baroque et sulfures associés (parement 1; zone 2) : a. Vue détaillée de la géométrie incurvée des cristaux d'ankérite baroque. b. Association entre la phase d'ankérite baroque des cristaux automorphes de pyrites qui poussent sur cette dernière.*

L'observation en lame mince montre des cristaux gris/marron sombre de la teinte de 1er ordre en lumière analysée et une extinction ondulante (Fig.2.77). Ce type d'extinction, associé aux surfaces cristallines courbes, est typique du caractère baroque (Gregg et Sibley, 1984).

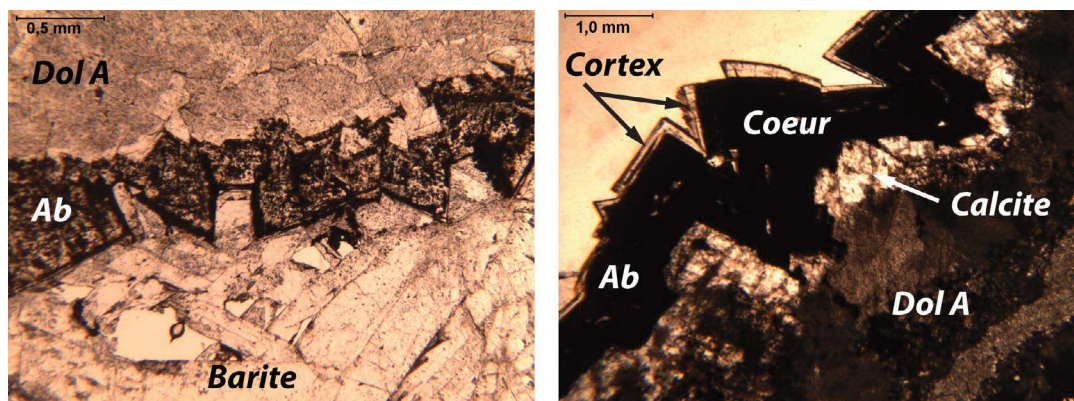


Fig. 2.77 – *Vue en lame mince de la texture interne des ankérites baroques et du contact avec la dolomie encaissante (DolA). La photo de gauche montre des cristaux formés d'un coeur sombre et d'un cortex dont la courbure de surface est bien visible. Le contact avec l'encaissant est souligné par un liserai de calcite clair.*

La surface des cristaux est corrodée au contact avec la veine, sur laquelle est venue précipiter la barytine dont la croissance a été contrôlée par cette géométrie subautomorphe. Les faces cristallines dessinent des rhomboèdres aux faces bien distinctes et un clivage à 75° . Elle montre des zonations rouges foncées, parallèles aux plans de croissance du cristal, qui peuvent être liées à une variation de la teneur en fer et manganèse (Warren, 2000 ; Gasparrini *et al.*, 2006).

b. Minéralogie

L'imagerie MEB et en cathodoluminescence révèle une texture interne complexe composée d'un coeur entouré de deux cortex, interne et externe (Fig.2.78) :

- Le coeur est composé d'une calcite magnésienne présentant des tailles de cristaux variant entre 3 et 30 μm tachetés d'inclusions de calcite. On y trouve des cristaux de pyrite framboïdale (Fig.2.79.a, .b et c.). Il est séparé de l'encaissant par un liserai de pyrites et chalcopyrites xénomorphes ;
- Le cortex interne, au contact avec le coeur, apparaît sous la forme d'une bande sombre composée de dolomite alternant avec quelques inclusions calcitiques claires ;
- Enfin, le cortex externe est formé par une frange claire d'ankérite.

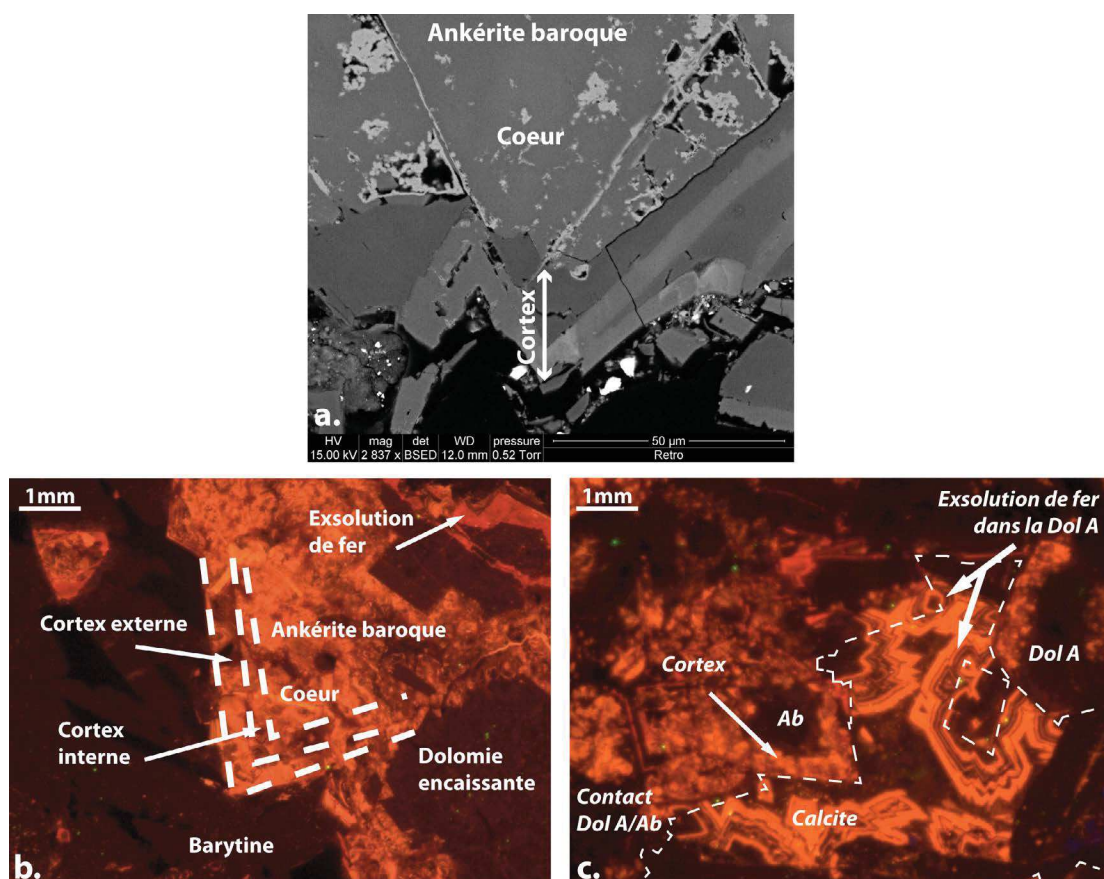


Fig. 2.78 – Textures internes de l'ankérite baroque (Ab) : a. Image MEB en électrons rétrodiffusés illustrant la structure interne d'un cristal d'ankérite baroque qui se caractérise par des zonations de chimisme différent. b. et c. Image en cathodoluminescence de l'ankérite baroque précisant les différents zonations au sein des cristaux ainsi que la relation avec l'encaissant et une phase de calcite tardive.

Dans le but de contraindre le processus responsable de la précipitation de l'ankérite baroque, nous avons étudié les concentrations relatives et absolues en Ca, Mg, Fe, Mn et Sr conformément aux travaux de Gasparrini *et al.* (2006). Des analyses ponctuelles EPMA de ces éléments selon un profil allant de la dolomie encaissante au cortex externe de l'ankérite baroque montre une baisse du rapport Ca/Mg, à la faveur d'une augmentation de la teneur en Fe et Mn (Fig.2.80.a).

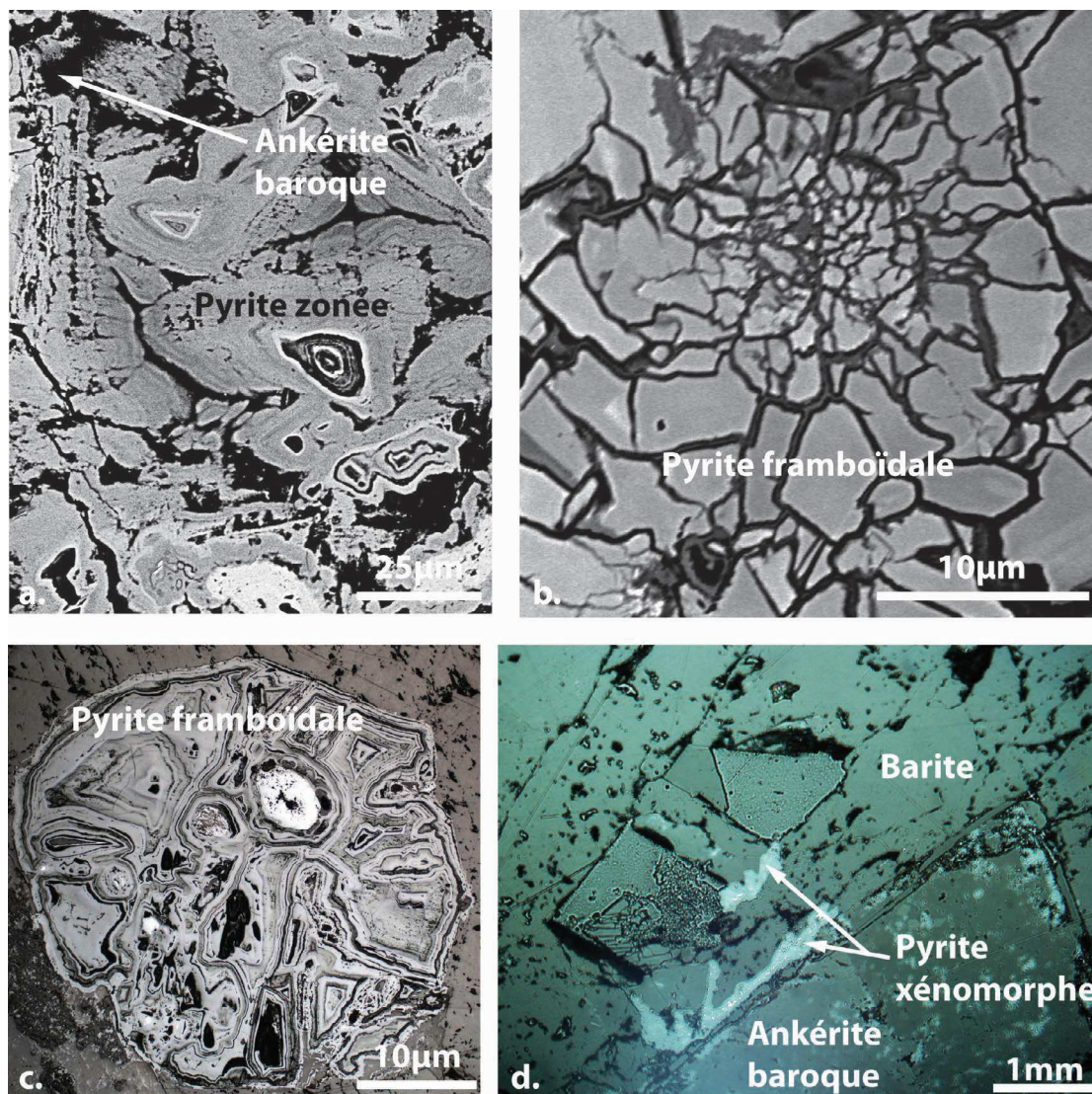


Fig. 2.79 – Les sulfures associés à l'ankérite baroque : a., b. et c. Images microscopique de pyrite framboïdales piégées au sein du coeur de l'ankérite baroque. d. Liserai de pyrite et chalcopyrites xénomorphes au contact entre les cristaux d'ankérite baroque en précipitation drusique et les minéralisations de barytines.

Entre le cortex interne et externe, on note une nette augmentation en Fe et Mn ainsi qu'une plus légère hausse des teneurs en Ca et Mg, les teneurs du cortex interne étant proches de celle de la dolomie encaissante (Fig.2.80.b). De plus, il existe une corrélation entre l'augmentation de la teneur en Fe et la disparition des sulfures piégés au sein des cristaux d'ankérite baroque.

La distribution en strontium ne montre quant à elle aucune tendance permettant la distinction entre les différentes phases de croissance.

Les analyses minéralogiques et texturales mettent en évidence la complexité de la structure interne de l'ankérite baroque. Aussi bien le coeur du cristal que le cortex interne semble dériver chimiquement de la dolomie encaissante. A la différence, le cortex externe est quant à lui probablement formé à partir d'un fluide externe.

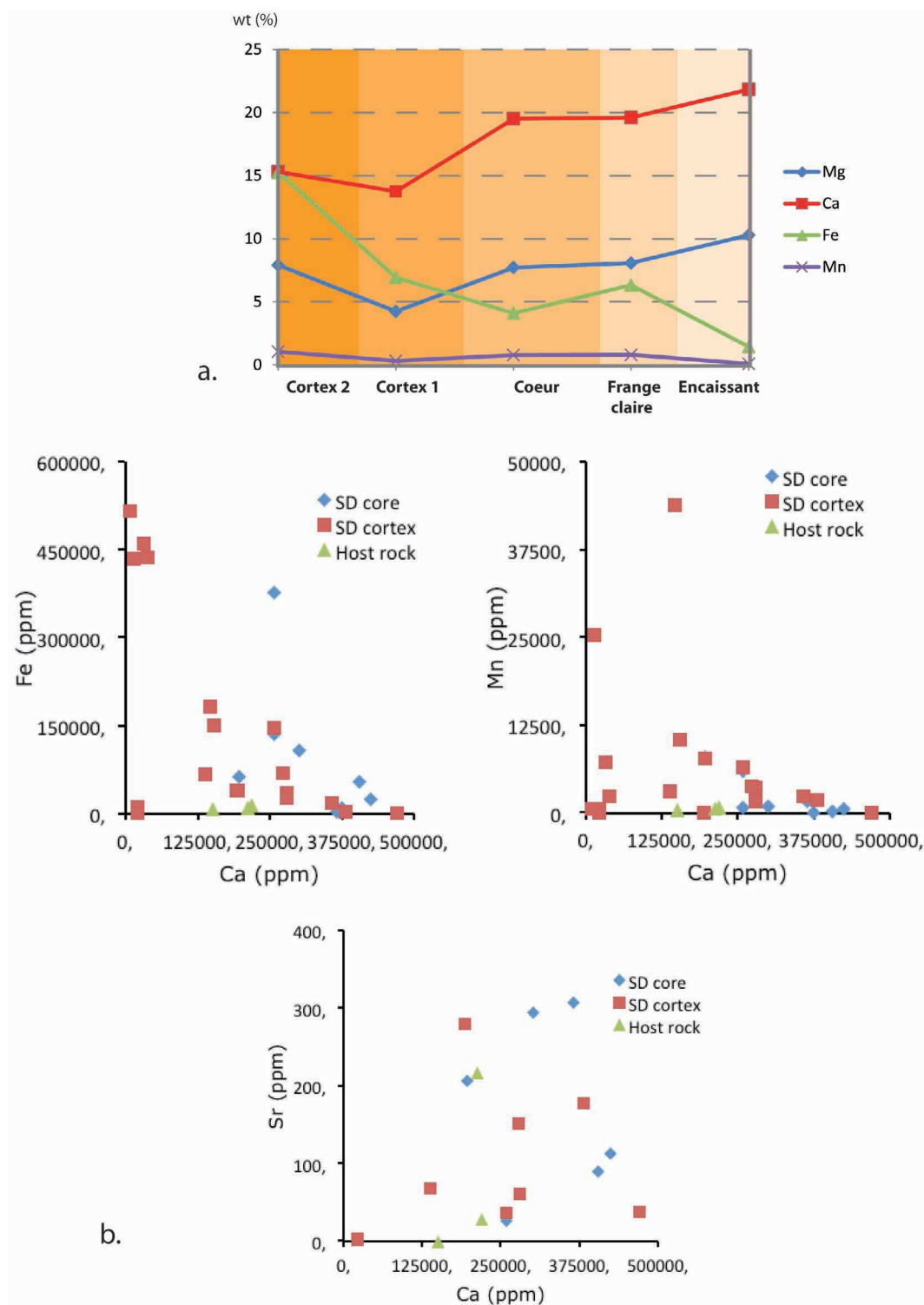


Fig. 2.80 – Géochimies des différentes structures de l'ankérite baroque : a. Variation des teneurs en calcium, magnésium, fer et manganèse de l'encaissant jusqu'au cortex externe de l'ankérite baroque. b. Teneurs en Fe, Mn et Sr normalisées sur la concentration en Ca dans l'encaissant, le coeur et le cortex de l'ankérite baroque.

3.2.2.2 Les générations de barytines

a. Textures

Les barytines ont une couleur généralement blanche ou jaunâtre avec des cristaux allant de

l'échelle millimétrique à pluricentimétrique et des clivages à 90° et 78° . L'extinction des cristaux se fait parallèlement au clivage à 90° présent dans le sens de la longueur de la latte (axe 001). En lumière polarisée analysée, elles ont une teinte du premier ordre parfois légèrement supérieure dans les tons bleus et orange en fonction de l'épaisseur de la lame.

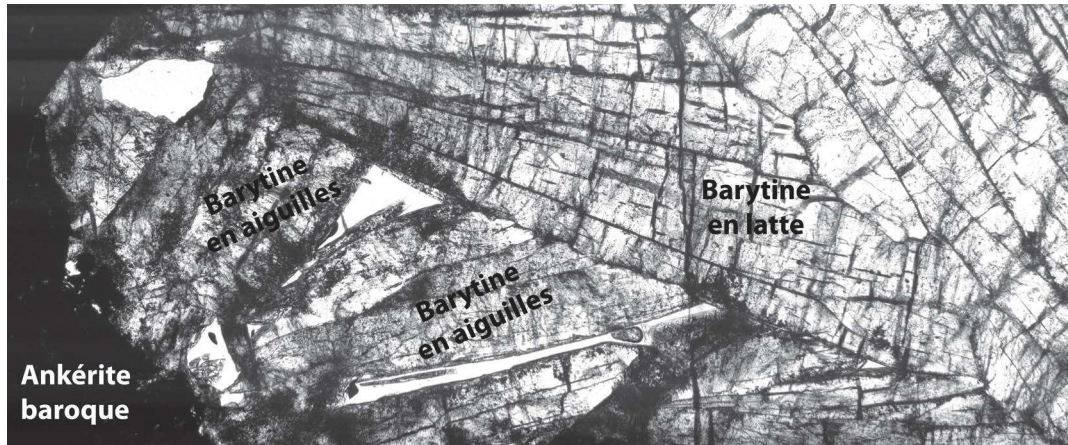


Fig. 2.81 — *Lame mince en lumière transmise non-analysée illustrant la relation texturale entre les deux types de barytines, en aiguilles et en gerbe.*

Dans les veines dont l'épaisseur est importante, deux types de barytines se succèdent dans le temps (Fig.2.81) :

- (i) Une première barytine en aiguilles enchevêtrées proche du contact avec l'ankérite baroque (Ab). Ces aiguilles peuvent faire jusqu'à 1 cm de longueur avec une disposition peu organisée, s'alignant selon l'orientation des faces cristallines automorphes de l'ankérite baroque. Ce dernier mode de précipitation est responsable d'une importante porosité des veines minéralisées par la barytine qui pourra être empruntée par les fluides plus tardifs et notamment les hydrocarbures comme nous le verrons ensuite.

Au sein de ces veines, les barytines sont souvent associées à de petits quartz automorphes contemporains. Ceux-ci sont disposés la plupart du temps en amas concentrés à la transition entre la barytine et l'ankérite baroque et parfois plus isolés entre les lattes de barytine lorsque l'espacement est suffisamment important (Fig.2.82). Ils sont de petites tailles, variant entre 10 et 300 μm ;

- (ii) Les barytines en aiguilles sont tronquées, parfois broyées par une seconde génération de barytine ayant cristallisé en grandes lattes sub-automorphes pouvant atteindre jusqu'à 3cm de longueur. Cette phase représente la majorité des minéralisations barytiques observables sur le site (environ 80%). Lorsque l'épaisseur de la veine est suffisamment importante les lattes sont orientées perpendiculairement aux épontes. Cette barytine en latte contient des sulfures tels que des pyrites, chalcopyrites, galènes et cuivres gris.

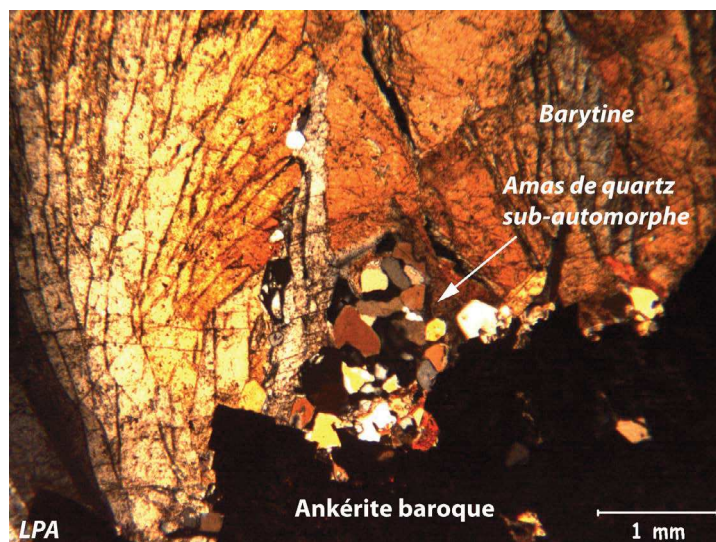


Fig. 2.82 – Association entre les minéralisations de barytines et de petits cristaux automorphes de quartz.

b. Minéralogie

Afin de déterminer si ces barytines sont issues ou non du même fluide, nous avons réalisé des mesures d'éléments majeurs à la microsonde ionique (EPMA) sur les deux générations (Fig.2.83). Il a été en effet montré que le rapport Ba/Sr est un bon *proxy* quant à la détermination du degré de saturation en Ba (Van Beek *et al.*, 2003; Paytan *et al.*, 2007) et donc à l'appréhension de l'évolution chimique du fluide au cours des précipitations successives.

Structuralement nous avons mis en évidence une symétrie au sein des veines barytiques avec une barytine en aiguille proche des épontes et une barytine en latte au centre de la veine. Dans un mode d'ouverture syntaxiale de la veine, la barytine en aiguille serait donc primaire. L'étude géochimique montre que ces dernières possèdent une teneur en Sr deux fois inférieure par rapport aux barytines en latte signifiant donc qu'elles ont incorporé préférentiellement les cations Ba^{2+} .

Prieto *et al.* (1993) montrent que, dans un réservoir rempli par une solution mère contenant aussi bien des cations Ba^{2+} et Sr^{2+} , la thermodynamique va favoriser la nucléation de la phase la moins soluble c'est-à-dire le Ba^{2+} (gamme de température entre 20 et 250°C et pour un système H_2O avec 1,0 N de NaCl). L'incorporation préférentielle des ions Ba^{2+} dans les premiers cristaux va donc provoquer une augmentation de la teneur relative en strontium au sein du fluide résiduel. La seconde phase de barytine qui précipite sera alors enrichie en Sr vis à vis de la première génération.

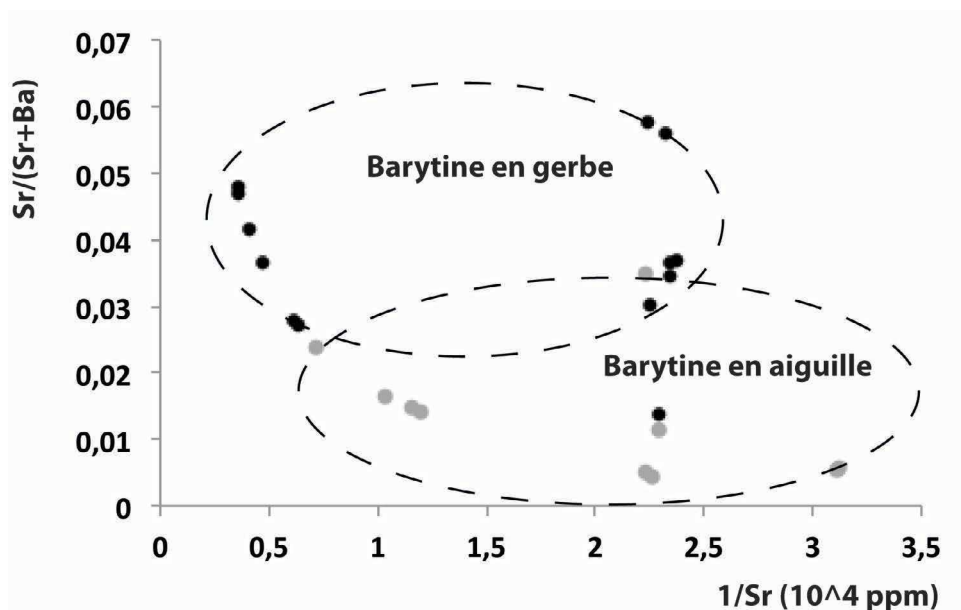


Fig. 2.83 — Graphique exprimant la concentration en strontium normalisée sur celle du baryum ($Sr/Sr+Ba$) pour les barytines en aiguilles (points gris) et en gerbe (points noirs).

3.2.2.2.3 Les minéralisations sulfurées

La détermination des minéraux opaques a été réalisée au microscope à lumière réfléchiée et leur composition chimique a été déterminée à l'aide de la microsonde EPMA et du MEB-EDS lors d'analyses semi-quantitatives à plus haute résolution (Annexe A). Nous avons mis en évidence par cette méthode plusieurs types de sulfures en fonction de leur nature mais également de leur répartition au sein des veines minéralisées :

- pyrite et chalcopryrite : au sein de la dolomie encaissante proche des zones de circulation de fluide ainsi qu'associées directement à l'ankérite baroque ;
- tétraédrite et produits d'altération secondaire (malachite, azurite) qui tapissent les parois de veines, fractures et cavités paléokarstiques ;
- pyrite, chalcopryrite, tétraédrite et villimanite emprisonnés entre les lattes de barytine ;
- filon de pyrite et blende en remplissage de microfractures au sein des barytines et au niveau du contact avec l'ankérite baroque.

a. Les sulfures contemporains des minéralisations de barytine

L'observation en lames minces révèle une majorité de sulfures constituée par des chalcopryrites xénomorphes disséminés entre les lattes de barytines, contemporains de la précipitation des cristaux de barytine. Cette association est importante car la précipitation contemporaine de sulfates et sulfures permet l'utilisation du géothermomètre isotopique du soufre (Ohmoto et Lasaga, 1982).

Certaines chalcopryrites sont englobées par des cristaux de tétraédrites automorphes tardifs. Ces sulfures de cuivre à pôle antimoine sont présents dans les interstices entre les barytines en gerbe (Fig.2.84 et 2.85). Ils présentent des franges de croissance caractérisées par des teneurs en

Fe, As et Sb différentes. La bordure des cristaux est corrodée et soulignée par un liseret bleuâtre en lumière réfléchié correspondant à de la covellite.

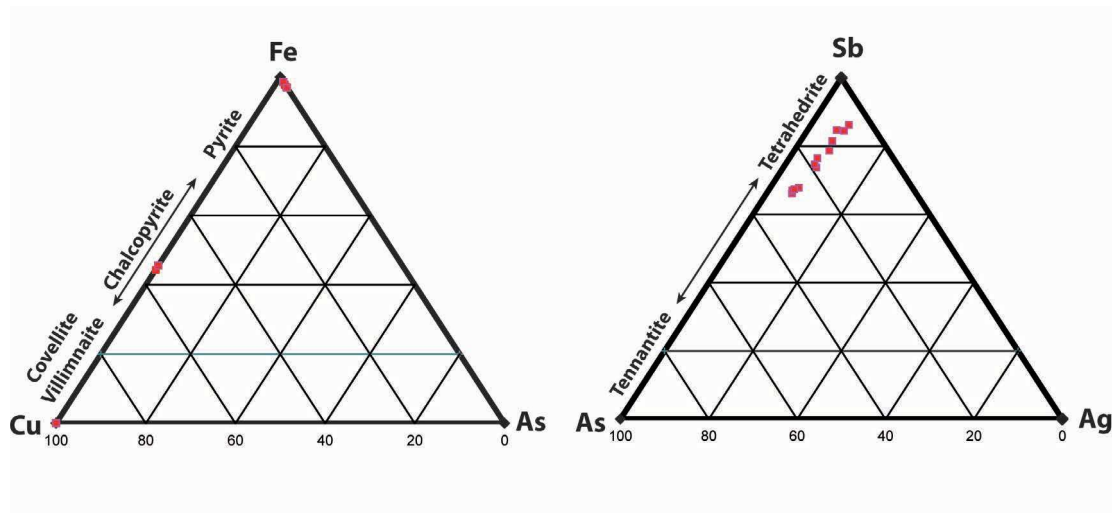


Fig. 2.84 – Diagramme ternaire de composition des sulfures, Cu/Fe/As à gauche et As/Sb/Ag à droite, constituant les minéralisations sulfurées associées aux barytines.

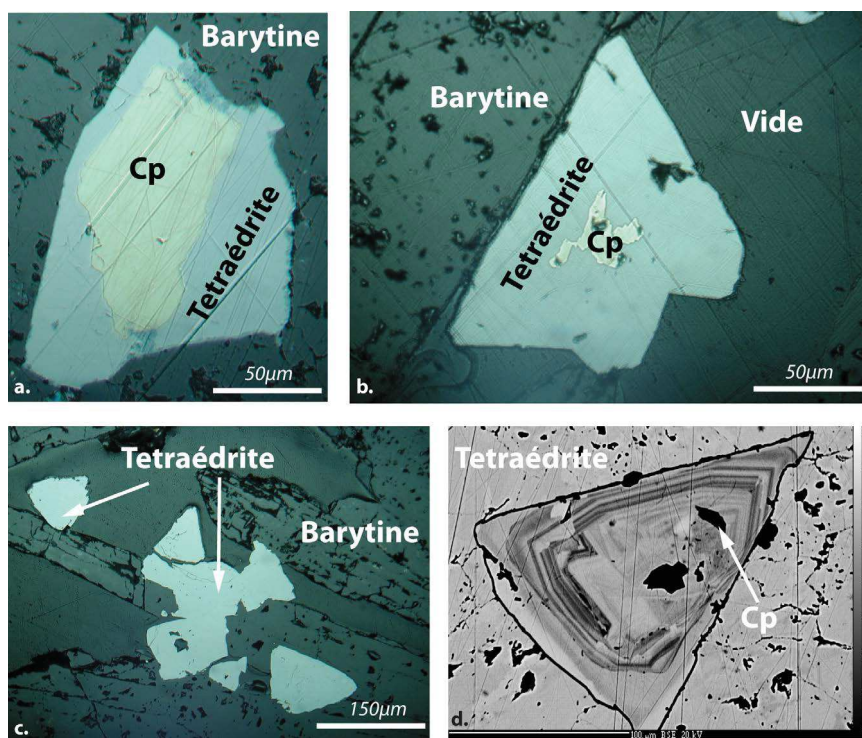


Fig. 2.85 – Relations texturales entre les chalcopyrites et tétraédrites associées aux minéralisations de barytines : images de microscopie optique à réflexion (a., b. et c.) et MEB électrons rétrodiffusés (d). On observe des zonations chimiques de fer dans les tétraédrites englobant des cristaux de chalcopyrites xénomorphes.

b. Les sulfures tardifs

L'association minérale chalcopyrite/tétraédrite montre localement des auréoles d'altération (Fig.2.86.a et .b) formées par de la cérusite ($PbSO_4$) et de la bournonite ($PbCuSbS_3$) résultant

d'un processus d'altération du minéral originel qui semble se diffuser de la périphérie vers le centre du cristal en formant des digitations. De petits grains de galène subissent le même type d'altération (Fig.2.86.c et .d). On trouve sur le pourtour des grains de la kaolinite néoformée provenant d'un lessivage proche de la surface.

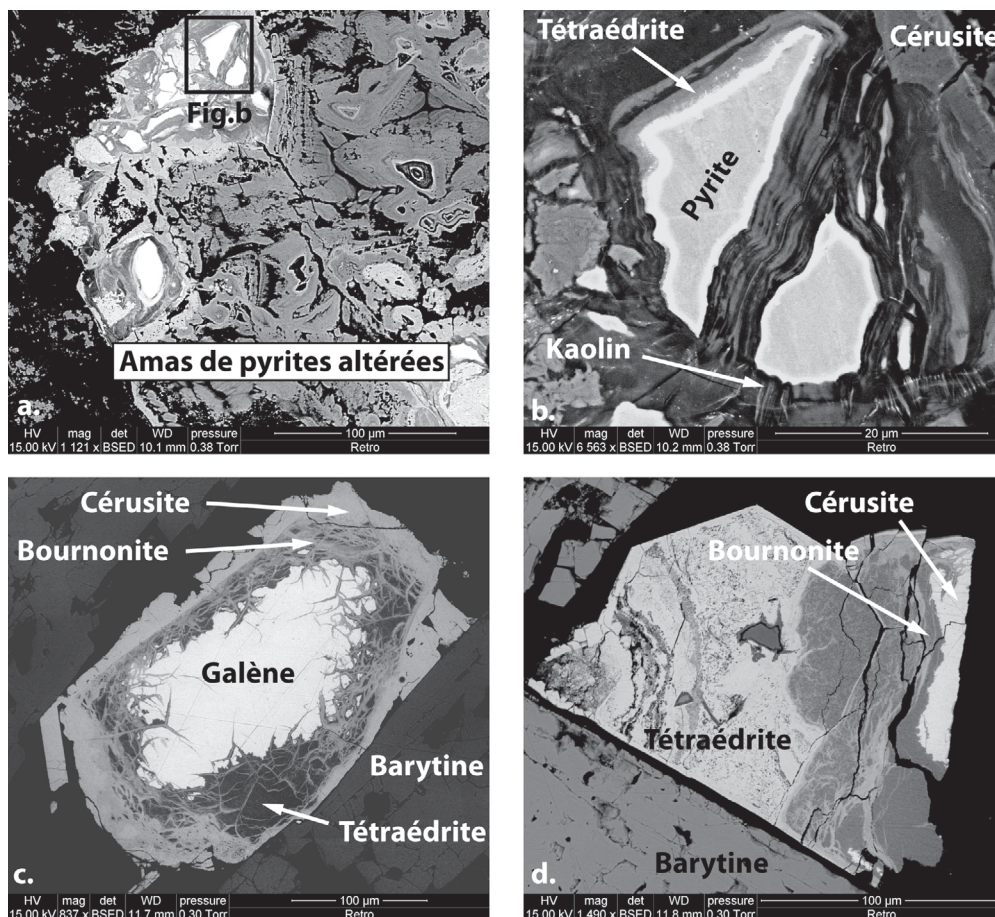


Fig. 2.86 – Témoins de l'altération des sulfures observés au MEB en électrons rétrodiffusés : a. et b. Auréoles de cérusite autour des grains de pyrites disposées en amas. c. et d. Altération invasive d'un grain de galène avec du bord jusqu'au centre de la cérusite, bournonite, tétraédrite et enfin le cristal de galène originel.

La pyrite, la blende et l'hématite apparaissent également sous la forme de veines allongées de quelques micromètres de longueur. Ce type de veine se développe en remplissage de microfissures secondaires entre les lattes de barytine (Fig.2.87.a), au sein des clivages des cristaux de barytine (Fig.2.87.b), au niveau du contact barytine/ankérite baroque (Fig.2.87.c, .d et .e) et en injection dans les clivages de cette dernière (Fig.2.87.f).

Ce type d'altération est caractéristique de processus dit de cimentation par lessivage des sulfures primaires à la frange du front d'oxydation entre la zone vadose et phréatique (Park et MacDiarmid, 1970).

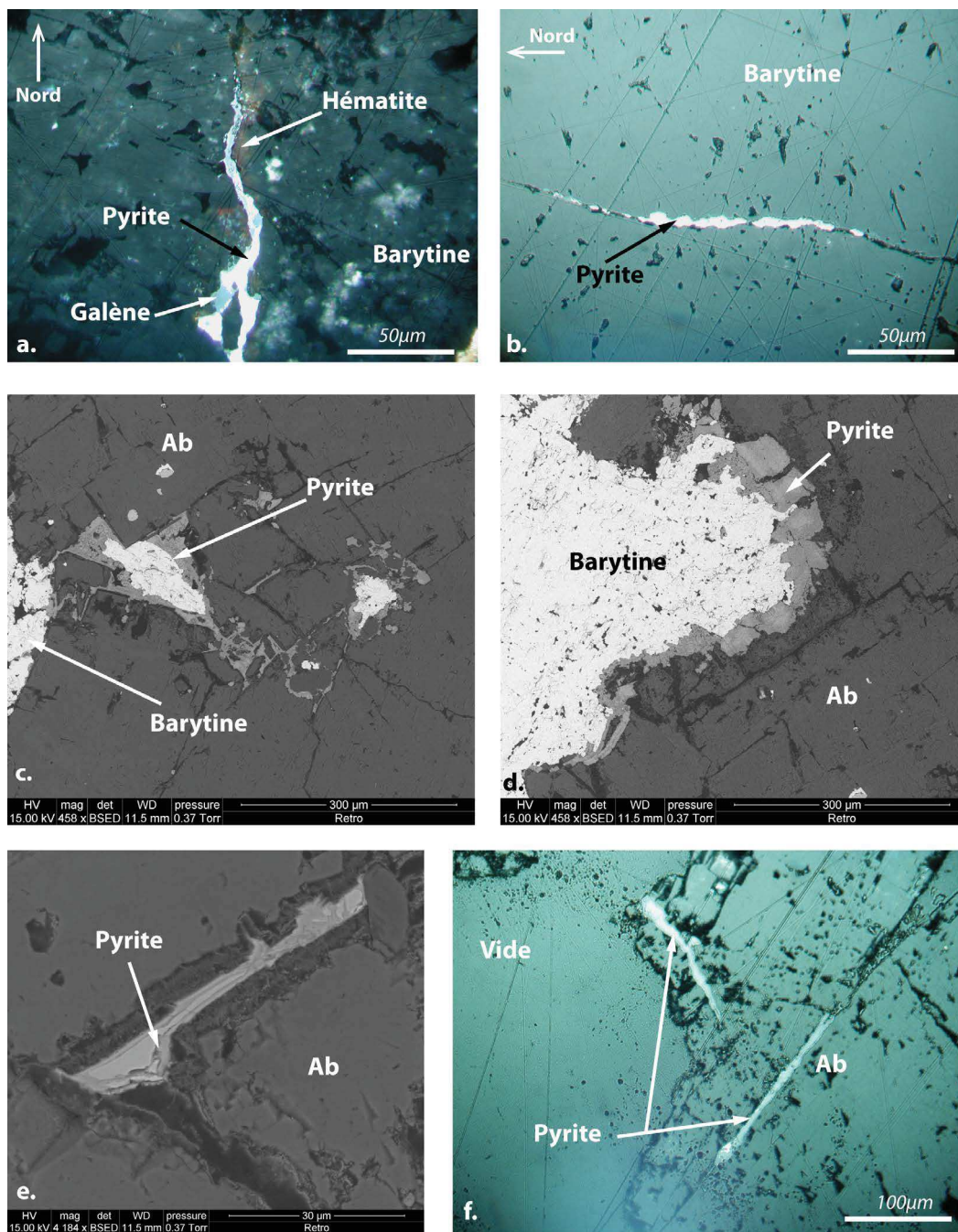


Fig. 2.87 – *Distribution des minéralisations sulfurées au sein des veines de barytines : a. Micro-veines de pyrite associées à de la galène et hématite recoupant les cristaux de barytine ; b. Microveines de pyrite en injection dans les clivages de la barytines ; c., d. et e. Plaquages de pyrites xénomorphes localisés au contact entre l'ankérite baroque et les cristaux de barytine ; f. Amas de pyrites xénomorphes au sein du cœur de l'ankérite baroque et veine en injection dans les clivages du carbonate.*

3.2.2.2.4 Association calcite/hydrocarbure

Des précipitations de calcite ont été mises en évidence sous la forme de veines contemporaines de la migration des hydrocarbures.

a. Veines cisillantes de calcite

Les veines de calcite sont généralement isolées et orientées N90. Néanmoins, certaines sont

sub-parallèles aux veines de barytine et empruntent préférentiellement le contact entre l'ankérite baroque et la minéralisation en venant broyer et cisailer les lattes de barytine. Le mouvement cisailant est dextre comme en témoigne le décalage des lattes barytiques et les structures en pull-apart scellées par cette même phase de calcite dans l'encaissant (Fig.2.88.a).

Au niveau de ces zones de cisaillement, la barytine subit une réduction importante de taille de grain dont les bords apparaissent fortement corrodés (Fig.2.88.b). On rencontre, cimentés par cette calcite, des fragments de lattes et d'aiguilles de barytine bréchifiées, ainsi que des éléments d'ankérite baroque.

Les images en cathodoluminescence de ces veines mettent en évidence des zonations de croissance autour des cristaux de calcite sparitique indiquant une croissance minérale au cours de la circulation du fluide minéralisateur (Fig.2.88.c et .d). Cette même calcite est précipitée au niveau des interstices entre l'ankérite baroque et la barytine, où elle est systématiquement associée à des inclusions d'hydrocarbures (Fig.2.88.d). Ces dernières sont considérées comme contemporaines de la croissance des cristaux de calcite, à la différence de certains bitumes plus tardifs qui sont eux sub-actuels.

b. Les hydrocarbures

Les hydrocarbures viennent en remplissage des failles et diaclases N140 et N90, formant macroscopiquement des bandes d'imprégnations sombres s'étendant de plusieurs décimètres dans la roche hôte à partir du cœur de la faille.

A l'échelle microscopique, ce cœur de faille montre une bréchification intense de la dolomie encaissante (DolA), représentant le chemin principal emprunté par les hydrocarbures (Fig.2.89.a). L'éponte des fractures est recristallisée par de la dolomite blanche sub-automorphe présentant une importante porosité intercrystalline (Fig.2.89.b).

Nous rappelons que des bitumes en faible quantité sont présents en position tardive dans l'espace intercrystallin. A l'échelle microscopique, on trouve ces témoins d'hydrocarbures sous forme d'inclusion dans des zones où la barytine est bréchifiée et cisailée par les veines de calcite (Fig.2.90.a et 2.90.b). Les hydrocarbures se concentrent donc dans la zone bréchifiée plus poreuse, à la limite des cristaux de barytine montrant une réduction de taille de grain, et au sein même des fragments de barytine fragilisés par le passage de fluide (Fig.2.90.c).

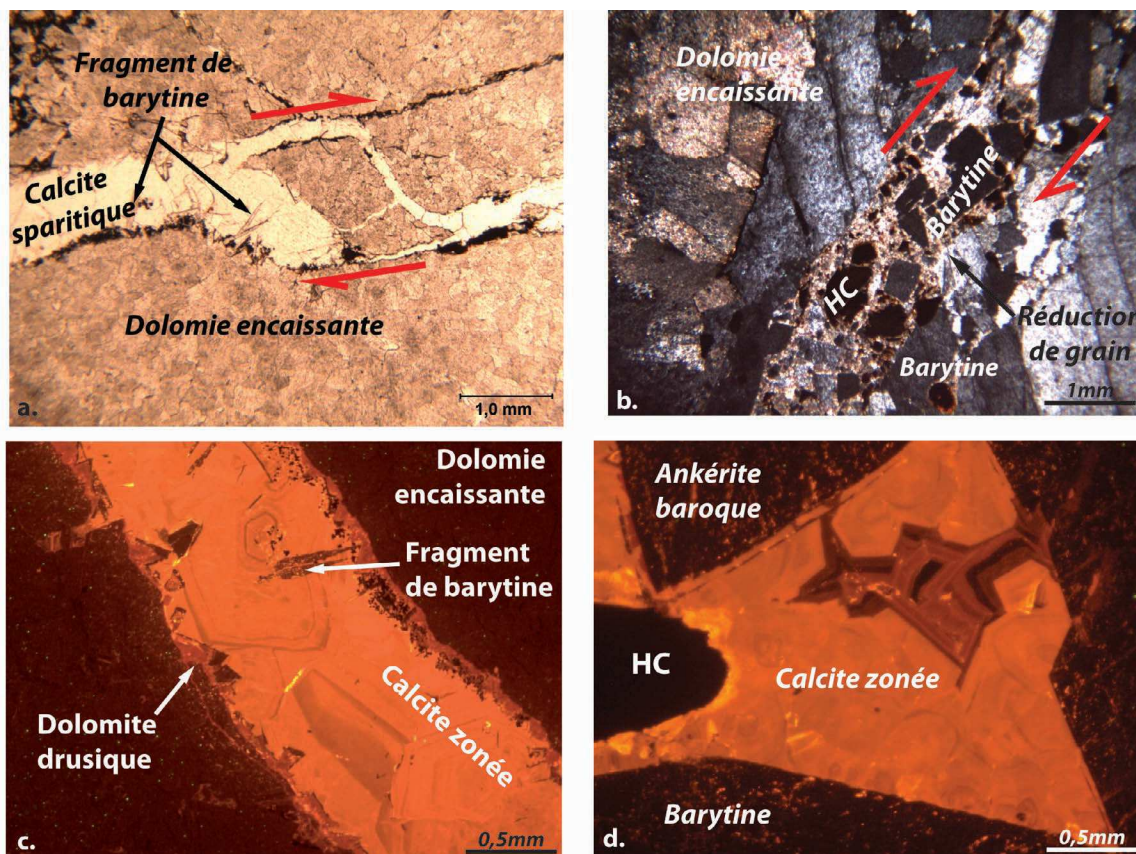


Fig. 2.88 – Textures des veines cisailantes de calcite : a. Structure en relais connecté dextre scellée par la calcite avec un remaniement des cristaux de barytine. b. Veine cisailante dextre bréchifiant la veine de barytine. c. et d. Images en cathodoluminescence des veines de calcite qui mettent en évidence des franges de croissance et la présence d'hydrocarbures.

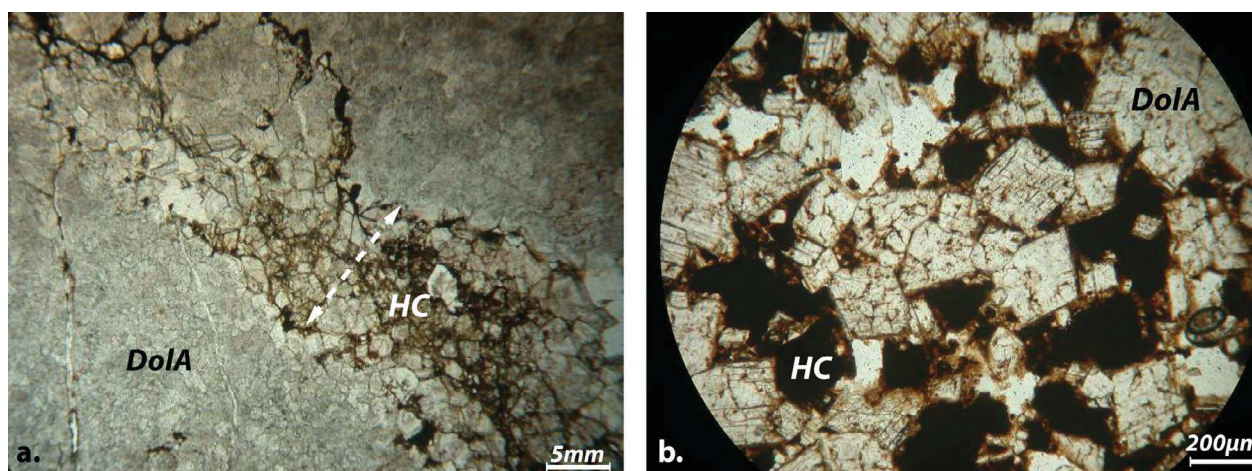


Fig. 2.89 – Distribution des marqueurs d'hydrocarbures dans la carrière d'Usclas-du-Bosc : a. Brèche au sein d'une microfaille imprégnée par les hydrocarbures ; b. Eponte des fractures recristallisée par la dolomite blanche montrant des huiles piégées dans la porosité ; c. et d. Veines de barytines associées à des bitumes et huiles piégées dans l'espace intercristallin des barytines en aiguilles enchevêtrées.

c. Les sulfures contemporains du piégeage des hydrocarbures

On observe une association quasi systématique entre la calcite et des cristaux automorphes de pyrites arsenifères. Les sulfures sont présents essentiellement sur l'éponte des veines et sont invasifs dans la barytine par injection dans les plans de clivage et golfe de corrosion (Fig.2.90.d).

Les minéralisations sulfurées renferment également des éléments d'ankérite baroque bréchifiés, des fragments de quartz et des inclusions d'hydrocarbures.

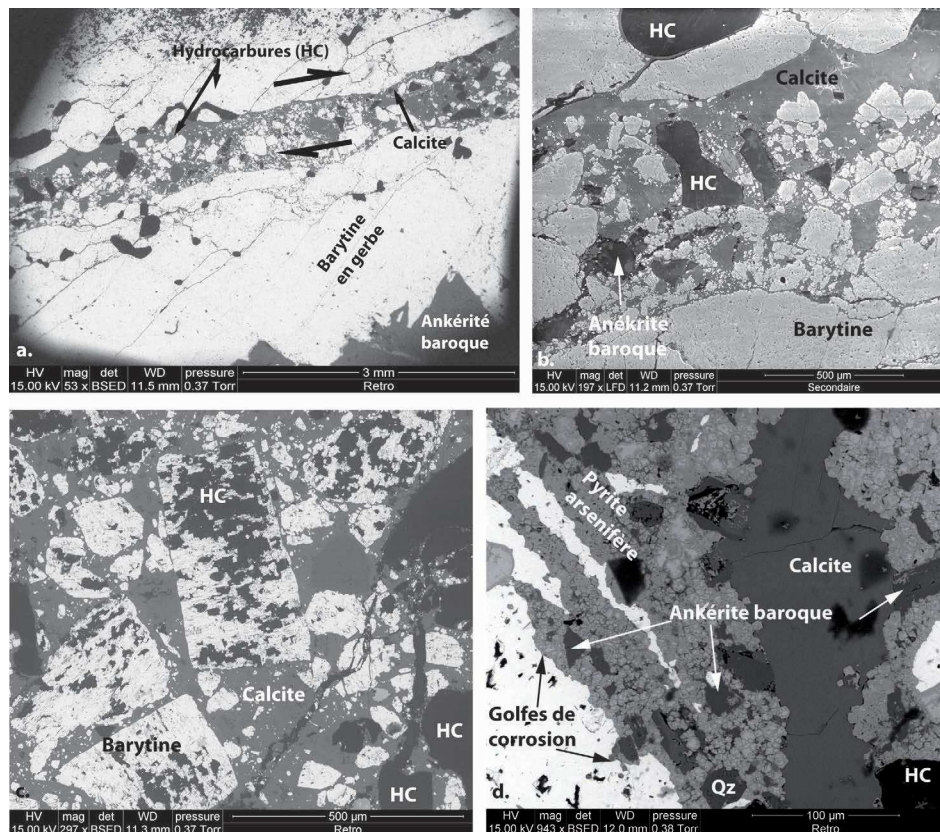


Fig. 2.90 – Textures des veines de calcite associées aux hydrocarbures (images MEB-électrons rétrodiffusés) : a. et b. Veines de calcite cisailant en jeu dextre une minéralisation de barytine. Les hydrocarbures sont présents au contact entre les deux phases ainsi qu'au sein de la veine de la calcite; c. Imprégnation d'hydrocarbures à l'intérieur des éléments de barytines bréchifiés; d. Amas de pyrites arsenifère automorphe au contact entre la veine de calcite et les cristaux de barytine; noter l'injection dans les plans de clivages de cette dernière.

On peut donc déduire de l'observation des inclusions à hydrocarbure que l'huile a circulé préférentiellement dans les zones les plus poreuses de la veine normalement scellée par la barytine. Les observations précédentes montrent que la perméabilité d'une zone minéralisée dépend du mode de cristallisation de la barytine. Une précipitation sous la forme d'aiguilles désorganisées entraîne un important volume de vide et donc une zone de perméabilité assez élevée susceptible de servir de drain pour des fluides plus tardifs, en l'occurrence ici les hydrocarbures. A l'inverse, une cristallisation massive de barytine en latte ou en gerbe imbriquée ne laisse que très peu de porosité intercristalline. Seul un fluide syn-tectonique est ici responsable de la circulation des hydrocarbures au sein d'une veine initialement colmatée.

3.2.2.3 Synthèse de la distribution générale des marqueurs de fluides dans la carrière d’Usclas du Bosc

L’évolution des paragenèses déduites de l’ensemble des observations précédentes permet de proposer le calendrier figure 2.91 et un bloc diagramme qui synthétise la succession des séquences minérales (Fig.2.92).

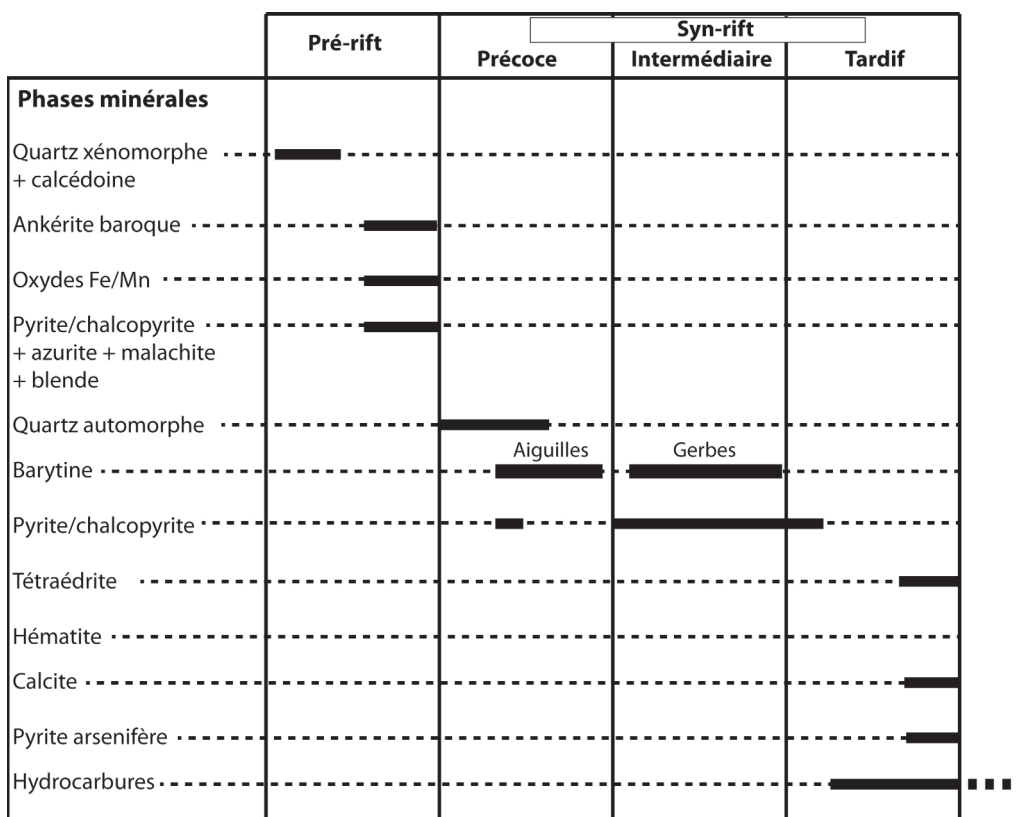


Fig. 2.91 – Séquences des associations minérales au cours du temps pendant l’enfouissement du bassin.

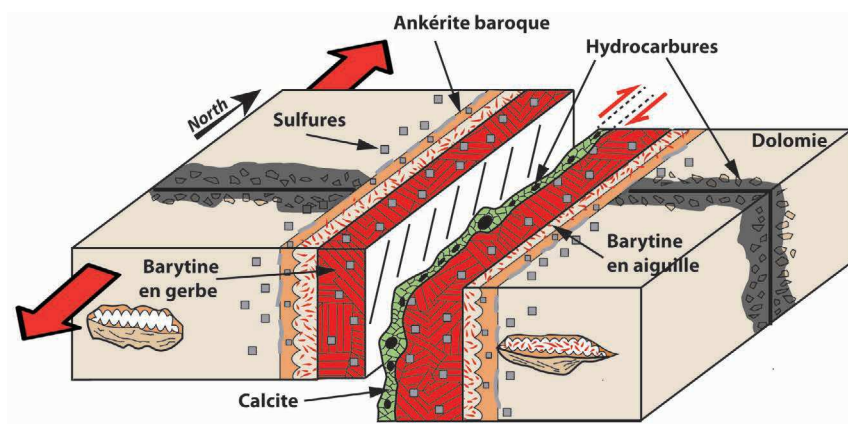


Fig. 2.92 – Bloc diagramme de la distribution des textures au sein des couloirs fracturés de la carrière d’Usclas du Bosc.

Le réseau de diaclases Nord-sud est minéralisé sur les épontes par une ankérite baroque contemporaine de la précipitation de pyrites automorphes.

Une première génération de barytine en aiguilles a ensuite cristallisé de manière désordonnée dans l'espace résiduel entre les épontes tapissées d'ankérite. Elle est tardivement bréchifiée par une seconde génération de barytine en gerbe contemporaine de la précipitation de pyrite et chalcoppyrite. Les analyses minéralogiques indiquent que ces barytines sont issues d'un même fluide dont le chimisme a évolué entre les deux épisodes de précipitation.

Enfin, la minéralisation barytique est elle-même recoupée par des veines de calcite associée aux hydrocarbures ainsi que par des filonnets plus tardifs de pyrite xénomorphe, galène et hématite. Les hydrocarbures sont en majorité localisés au sein du réseau de diaclases N80-100 où ils sont associés à la croissance localisée de calcite en scalénoèdres. La présence de bitumes sub-actuel démontre que l'huile continue de circuler aujourd'hui.

3.2.2.4 Géothermobarométrie des inclusions fluides

3.2.2.4.1 Fabrique des inclusions fluides

Trois fabriques d'inclusions fluides ont été identifiées dans les différentes associations minérales de la carrière d'Usclas du Bosc, à savoir : (i) ankérite baroque, (ii) barytine en aiguille et en gerbe et (iii) les calcites contemporaines des hydrocarbures (Fig.2.93) :

- **Les inclusions de type I** : inclusions biphasées considérées comme primaires, avec un Rv (rapport vapeur sur le volume de l'inclusion) entre 10 et 20% et une taille variant entre 5 et 40 μ m. Ces inclusions piégées dans les barytines sont caractérisées par une géométrie allongée dans l'axe d'élongation du cristal (Fig.2.93.a) et sont par conséquent primaires vis à vis de la précipitation (Roedder, 1984). Leur analyse permettra donc de renseigner sur les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides minéralisateurs. Les inclusions comprises au sein des plans de clivage des cristaux ont été évitées car elles ont pu subir une réactivation post-piégeage (en particulier un étranglement ou "*necking-down*"), la barytine étant très sensible aux déformations post-cristallisation (Ulrich et Bodnar, 1988).

Les mesures RAMAN n'ont pas détecté de CO_2 , CH_4 ou d'autres gaz dans ces inclusions fluides.

On rencontre également ce type d'inclusions dans les faciès carbonatés. Elles sont présentes dans les zonations (ou cortex) externes des ankérites baroques (Fig.2.93.b) et calcites associées aux hydrocarbures (Fig.2.93.c). Leur étude devra donc être associée à la dernière phase de nourrissage des cristaux. Aucune inclusion n'est visible dans les zones internes des ankérites.

- **Les inclusions de type II** : inclusions biphasées homogénéisant en phase gazeuse et

liquide, de tailles comprises entre 30 et 70 μm et de forme arrondie (Fig.2.93.a). Elles sont disposées de manière aléatoire au sein des cristaux de barytine.

On trouve également ce type d'inclusion dans les phases carbonatées.

- **Les inclusions de type III** : inclusions monophasées de petite taille (inférieur à 5 μm) distribuées au sein de plan de microfractures secondaires interceptant systématiquement les limites de cristaux (Fig.2.93.d). Cette famille d'inclusions fluides est donc considérée comme secondaire et indicatrice de la percolation d'un fluide contemporain d'un épisode de déformation tectonique (Roedder, 1984). Les inclusions interviennent en remplissage de fractures en mode-1 (Atkinson et Meredith, 1987), formant des réseaux dont l'orientation préférentielle est fonction de la direction des contraintes principales pendant l'épisode de déformation (Lespinasse, 1999 ; Chauvet *et al.*, 2006). Ces plans montrent des microfractures d'orientation N20 décalant une autre orientée N140.

En raison de leur petite taille, elles n'ont pas pu faire l'objet d'analyses microthermométriques.

3.2.2.4.2 Microthermométrie et géothermomètre isotopique

a. Les générations de barytines

Deux types de barytines sont mises en évidence au sein de la carrière d'Usclas-du-Bosc : **une première génération de barytine en aiguille** contre les épontes des veines minéralisées et **une seconde génération en gerbe** au centre de ces mêmes veines. Les mesures microthermométriques ont été réalisées sur les inclusions fluides primaires de type I et sur les type II piégées au sein des deux faciès (Fig.2.94).

Les barytines en aiguilles ont piégé des inclusions primaires de type I caractérisées par des températures d'homogénéisation (T_h) entre 135 et 186°C vers la phase liquide, pour un mode correspondant à l'intervalle 160-180°C. Les températures d'eutectique (T_e) sont pour la plupart comprises entre -21 et -25°C, correspondant à un système $H_2O - NaCl$ (-22.9°C : Crawford, 1981 ; -21.2°C : Borisenko, 1977). Les températures de dernière fonte (T_{fg}) mesurées montrent des valeurs modales entre -8 et -5°C (moyenne -6,39°C), pour une salinité moyenne de 9,19 wt%eq.NaCl (d'après l'équation d'état définie par Brown et Lamb, 1989, avec le programme FLINCOR - Brown, 1989).

Les barytines en gerbe sont caractérisées par des températures d'homogénéisation en phase liquide des inclusions fluides de type I variant entre 168 et 237°C avec deux modes dans les intervalles 160-180 et 200-220°C. Les T_e sont similaires à celles obtenues pour la précédente barytine. Enfin, les valeurs de T_{fg} apparaissent plus étalées (moyenne -10,39°C), pour une salinité moyenne plus importante de 13,95 wt%eq.NaCl.

On note donc une augmentation de la salinité et de température entre les deux phases de

barytine.

Les inclusions de Type II montrent des différences notables tant bien au niveau des compositions de fluide que des conditions P/T de piégeage. Les T_e varient entre -33°C et -21°C pour une moyenne de -27.44°C . Ces valeurs, plus importantes en moyenne que pour les inclusions de Type I, indiquent que le système $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ comporte des cations Ca^{2+} associés. Les T_{fg} quant à elles oscillent entre -8.3°C et 0°C (moyenne -2.18°C) correspondant à une salinité moyenne de $3.57\text{wt}\%\text{eq.NaCl}$, cinq fois moins importantes que pour les inclusions de type I. Les T_h sont comprises entre 252°C et 336°C pour deux fréquences maximales situées dans les intervalles $261-280^{\circ}\text{C}$ et $321-340^{\circ}\text{C}$ (Fig.2.94.b).

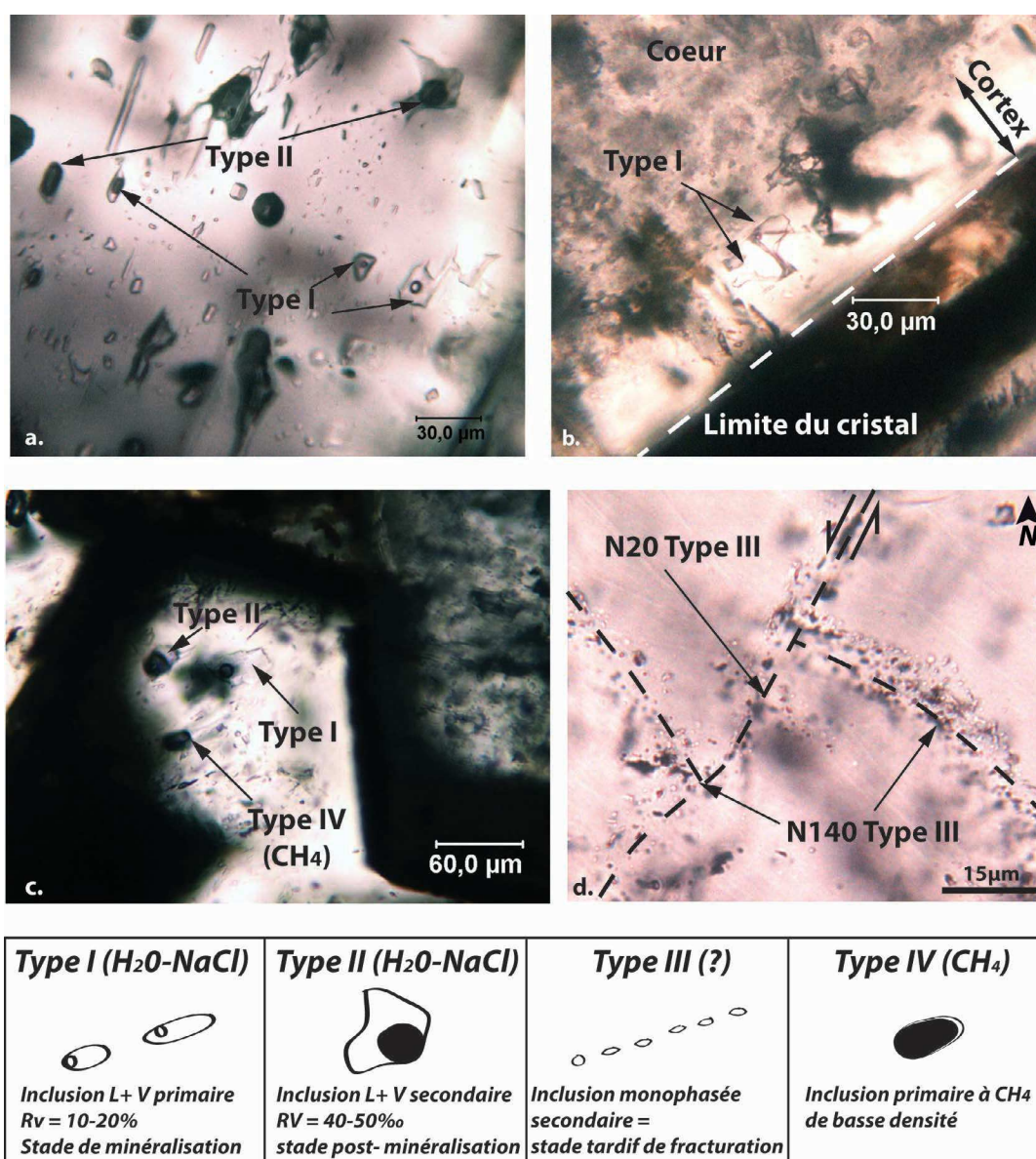


Fig. 2.93 – Fabrication des familles d'inclusions fluides dans la carrière d'Usclas du Bosc : inclusions fluides primaires dans les barytines (a), le cortex externe des ankérites baroques (b), les calcites (c) et (d) les plans d'inclusions fluides secondaires au sein des barytines.

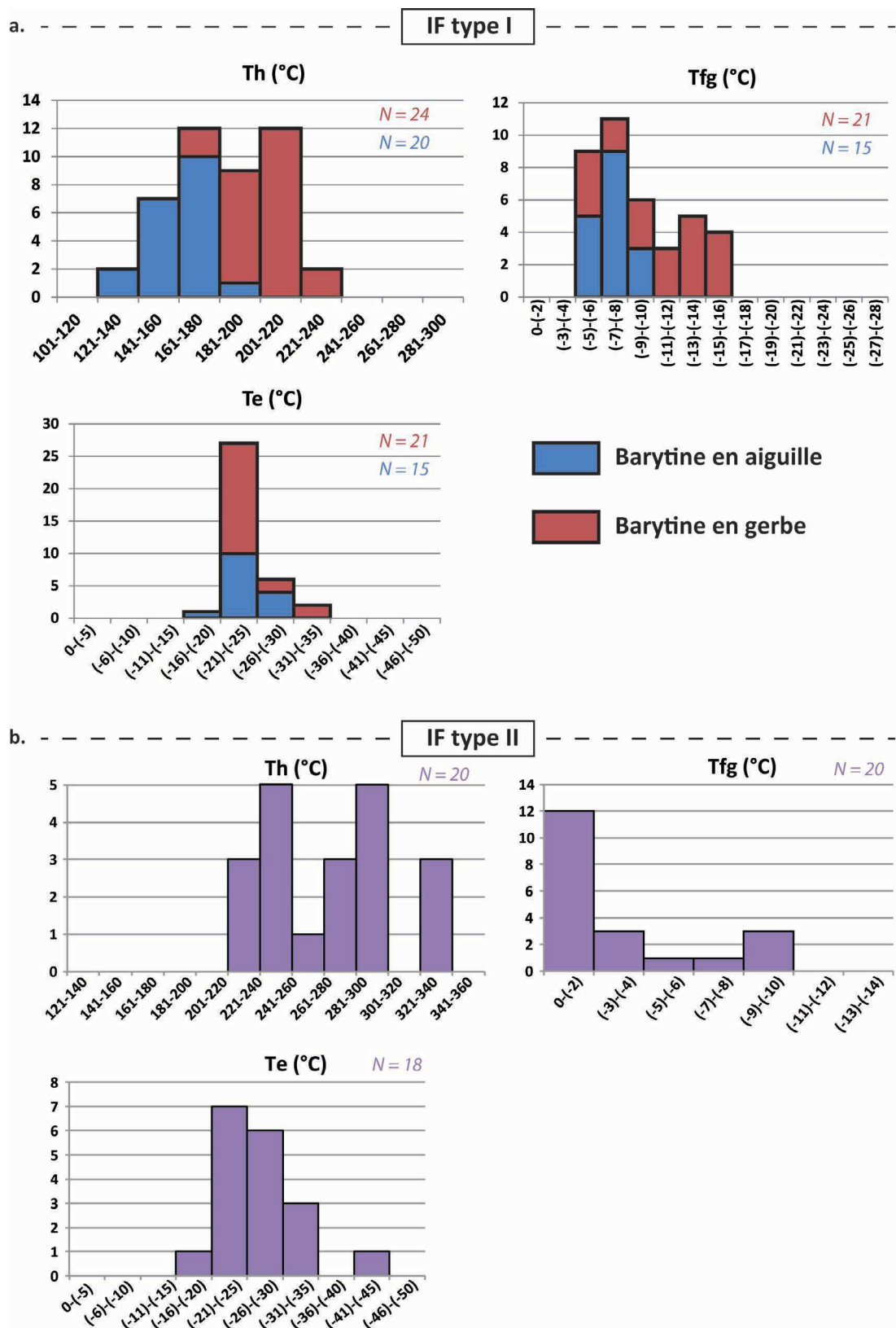


Fig. 2.94 – Résultats de microthermométrie sur les barytines de la carrière d’Usclas du Bosc des inclusions fluides primaire de type I (a) et secondaire de type II (b) pour les facies de barytines en aiguille et en gerbe (Te : température d’eutectique ; Tfg : température de fonte de glace ; Th : température d’homogénéisation).

b. Les phases carbonatées

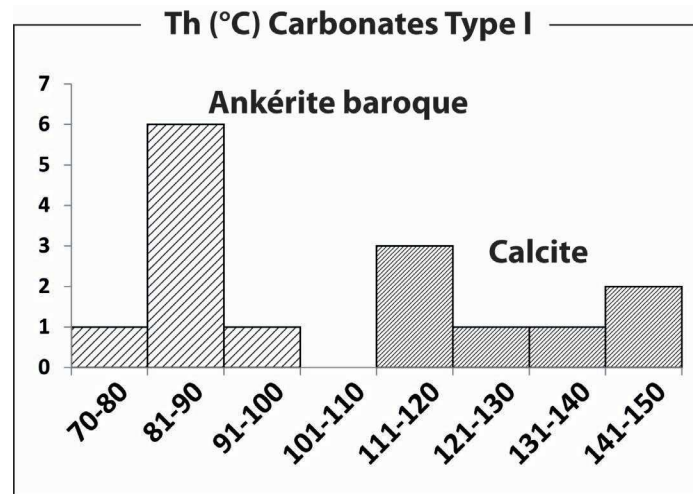


Fig. 2.95 – Résultats des température d'homogénéisation mesurées sur les inclusions fluides primaires des ankérites baroques et des calcites contemporaines de la migration des hydrocarbures.

Au sein des ankérites baroques, l'homogénéisation des inclusions fluides primaires se fait vers la phase liquide. La thermométrie montre des Th entre 75 et 90°C, en accord avec des travaux antérieurs sur ce type d'ankérite (Davies et Smith, 2006 ; Zhang *et al.*, 2009). Les Te varient entre -23 et -21,6°C indiquant que le NaCl est le sel dominant. Les Tfg sont situées entre -16 et -12°C correspondant à une salinité moyenne de 16.79 wt%eq.NaCl.

Pour les calcites, contemporaines des hydrocarbures qui remplissent les veines plus tardives, les mesures indiquent des températures d'homogénéisation concordantes avec la fenêtre à huile des hydrocarbures à savoir entre 90 et 140°C. La salinité n'a pas pu être calculée à partir de l'observation des changements de phase par cryométrie dû à la petite taille des inclusions. Quelques inclusions à méthane de faible densité (Goldstein, 2001) ont été identifiées par leur couleur brunâtre, avec un Rv de 90%, une homogénéisation autour de -87°C . Aucune mesure au RAMAN n'a cependant été réalisée pour confirmer la présence de méthane.

c. Le géothermomètre isotopique sur barytine

L'utilisation du géothermomètre isotopique est basé sur le principe de fractionnement à l'équilibre de l'isotope du soufre présent dans les minéraux porteurs. Lorsque l'équilibre est réalisé, il est fonction de la température de précipitation (Ohmoto et Lasaga, 1982). Nous avons mis en évidence dans la carrière d'Usclas du Bosc une précipitation contemporaine entre les barytines en gerbe et des cristaux de chalcoppyrite. Nous affirmons donc ici que les deux phases minérales sont issues d'un même fluide ayant une température et un chimisme uniformes. Ce qui nous permet d'utiliser le géothermomètre isotopique du soufre de la paire Sulfate/Chalcoppyrite qui répond à l'équation suivante 3.1 (Ohmoto et Lasaga, 1982) :

$$\Delta^{34}S = \delta^{34}S_{Barytine} - \delta^{34}S_{Chalcoppyrite} = 1000 \ln \alpha = 6,513 * (10^6/T^2) + 0,56 \quad (3.1)$$

où α correspond à la valeur de fractionnement des isotopes du soufre.

Les valeurs $\delta^{34}S$ obtenues sont respectivement de $17,5 \pm 0,2\text{‰}$ V-CDT et de $-13 \pm 1\text{‰}$ V-CDT pour la barytine et la chalcopirite. L'équation d'Ohmoto et Lasaga (1982) nous donne ainsi une valeur de température de précipitation de 195°C pour une erreur d'environ 10°C .

3.3 Synthèse et discussion

3.3.1 Les Principaux résultats

Les éléments à retenir pour appréhender au mieux la discussion sont les suivants :

- Les drains préférentiels pour les fluides à l'échelle des paléo-canyons carbonifères-permiens sont les couloirs fracturés et les failles N20 et N90 qui ont joué suivant une composante normale/décrochante confirmant le caractère syntectonique des fluides minéralisateurs ;
- Les couloirs fracturés se seraient formés lors de l'épisode de rifting permien mais également réactivés par les surpressions fluides. La symétrie des remplissages minéralisés au sein des couloirs fracturés suggère une ouverture en mode-1 des drains, parfois associée à un cisaillement ;
- L'ensemble des marqueurs de fluides est bloqué sous la discordance permienne attestant de leur migration *per ascensum* et/ou latérale post-autunienne (Permien inférieur) ;
- La séquence diagénétique est établie comme suit dans l'ordre chronologique : (i) une ankérite baroque dont la précipitation est liée à une dissolution de l'encaissant dolomitique aux alentours de 90°C ; (ii) deux générations de barytines associées à des chalcopirites xénomorphes précipitant autour de 194°C et enfin (iii) la mise en place de calcite contemporaine de la migration des hydrocarbures au sein de veines en cisaillement avec des températures entre 90 et 140°C ;
- Les premières générations de barytines en aiguilles montrent des textures suggérant des conditions de surpression en milieu dilatant, alors que les secondes barytines en gerbe ont au contraire précipité dans un milieu ouvert.

3.3.2 Conditions thermodynamiques de piégeage

A partir des données de microthermométrie nous avons construit un diagramme de pression et température où sont indiqués les isochores des différentes familles de fluide (Fig.2.96). Les gradients géostatiques calculés dans la modélisation de bassin du chapitre II-2 ont été reportés sur le graphique ($60^\circ\text{C}/\text{km}$, une densité de l'eau de $1\text{kg}/\text{m}^3$ et des densités de roches suivantes : argile : $2700\text{ kg}/\text{m}^3$; blackshales : $2610\text{ kg}/\text{m}^3$; dolomie : $2790\text{ kg}/\text{m}^3$; conglomérat :

2700 kg/m³; grès : 2720 kg/m³). Les mêmes gradients ont servi de comparaison pour chaque paragenèse, le flux thermique étant considéré comme plus ou moins constant au cours du Permien d'après les résultats de la modélisation thermique.

- Conditions d'enfouissement de l'ankérite baroque

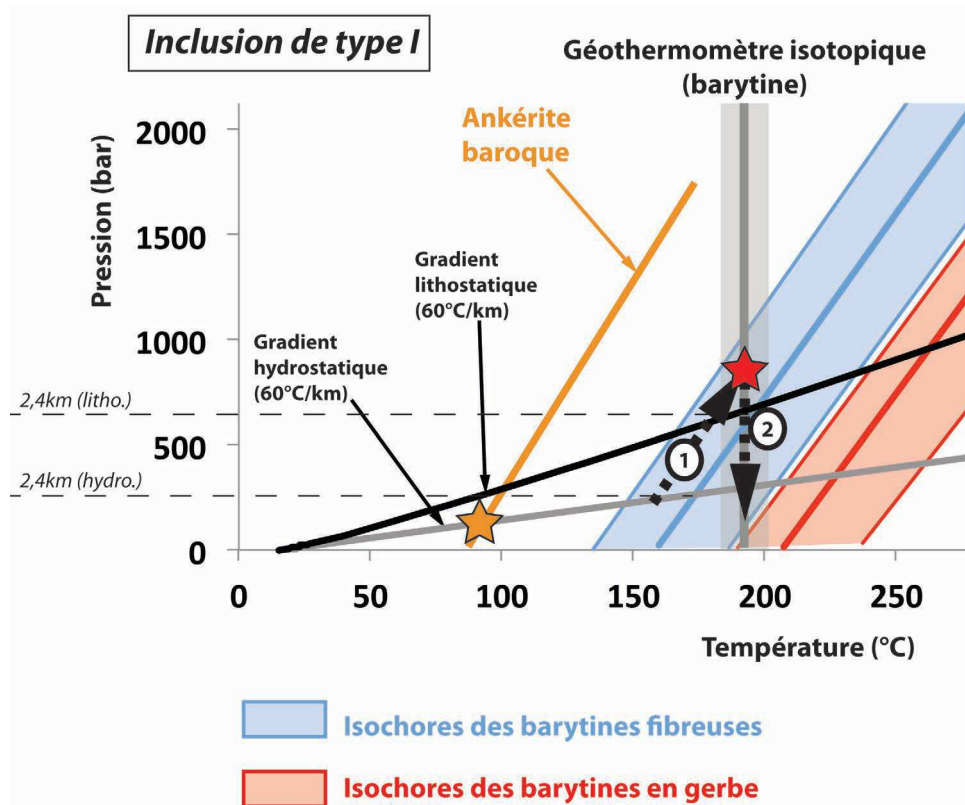


Fig. 2.96 – Diagramme P/T des isochores des inclusions fluides primaires pour les barytines en aiguilles (en bleu), les barytines en gerbe (en rouge) et l'ankérite baroque (en orange). Le trait plein représente la valeur moyenne alors que la partie pleine correspond à l'intervalle d'isochores maximums et minimums calculés. Les gradients pression/température hydrostatique et lithostatique au Permien syn-rift ont été reportés, ainsi que le géothermomètre isotopique du soufre calculé sur les phases barytiques.

D'après son aspect drusique, l'ankérite baroque a probablement précipité en condition hydrostatique, en l'absence de surpression ou contrainte tectonique. De cette manière, il est possible de corriger la température de piégeage du fluide en ramenant la valeur à la pression hydrostatique, ce qui donne une température de piégeage du fluide originel aux alentours de 90°C. La pression obtenue est de 100 bar environ et une profondeur de mise en place de 900m en conditions hydrostatique. **Un tel enfouissement correspond d'après l'histoire géodynamique du bassin à la fin du dépôt des argilites lacustres pré-rift au Permien inférieur (Autunien).**

- Conditions de piégeage des barytines

Pour ce qui est des minéralisations barytiques, le géothermomètre isotopique du soufre donne une valeur de piégeage de l'ordre de 195°C ±10. Cette température vient intercepter

les intervalles d'isochores des barytines en aiguilles dans des gammes de pressions supra-lithostatiques à sub-hydrostatiques entre 250 et 1100 bar.

Si l'on considère maintenant les barytines en gerbe, celles-ci auraient précipité en conditions infra-hydrostatiques. Il y aurait donc un phénomène de décompression important entre les deux faciès de barytines. La proximité de certains isochores entre les deux phases pourrait s'expliquer par le fait que le fluide aurait précipité de manière quasi-contemporaine pour les deux barytines, pouvant ainsi induire un mélange des deux phases.

D'après les analyses texturales et microthermométriques, le fluide minéralisateur monterait en pression au sein des couloirs fracturés; il va donc prendre le chemin de l'isochore correspondant à celui calculé pour les barytines en aiguilles (chemin 1). Dans ces conditions, il est possible de suivre le chemin inverse pour retrouver les conditions du fluide avant sa montée en pression soit dans les conditions hydrostatiques. La température de piégeage calculée à partir du géothermomètre isotopique du soufre recoupe l'isochore des barytines en aiguilles autour de 500bar. Une telle pression, pour des densités de roches que nous avons définies précédemment, correspondrait à une profondeur d'enfouissement de 4900m en condition hydrostatique et de 2450m en condition lithostatique. Compte tenu de l'architecture du bassin, il est donc plus probable que les fluides aient précipité dans un domaine plus proche des conditions lithostatiques pour les barytines en aiguilles. La température originelle du fluide d'origine peut donc se lire sur l'intersection entre l'isochore des premières générations de barytines fibreuses avec le gradient hydrostatiques soit autour de 160°C pour une pression d'environ 250 bar confirmant un enfouissement de 2430m en condition hydrostatique.

Les conditions P/T des fluides augmenteraient donc jusqu'à atteindre une pression suffisante permettant l'ouverture des drains. Au moment de l'ouverture, il y aurait une chute instantanée et adiabatique de la pression au sein de la fracture jusqu'à atteindre des conditions infra-hydrostatiques dans lesquelles précipite la seconde génération de barytine.

3.3.3 Histoire du piégeage des fluides à l'échelle des paléo-canyons

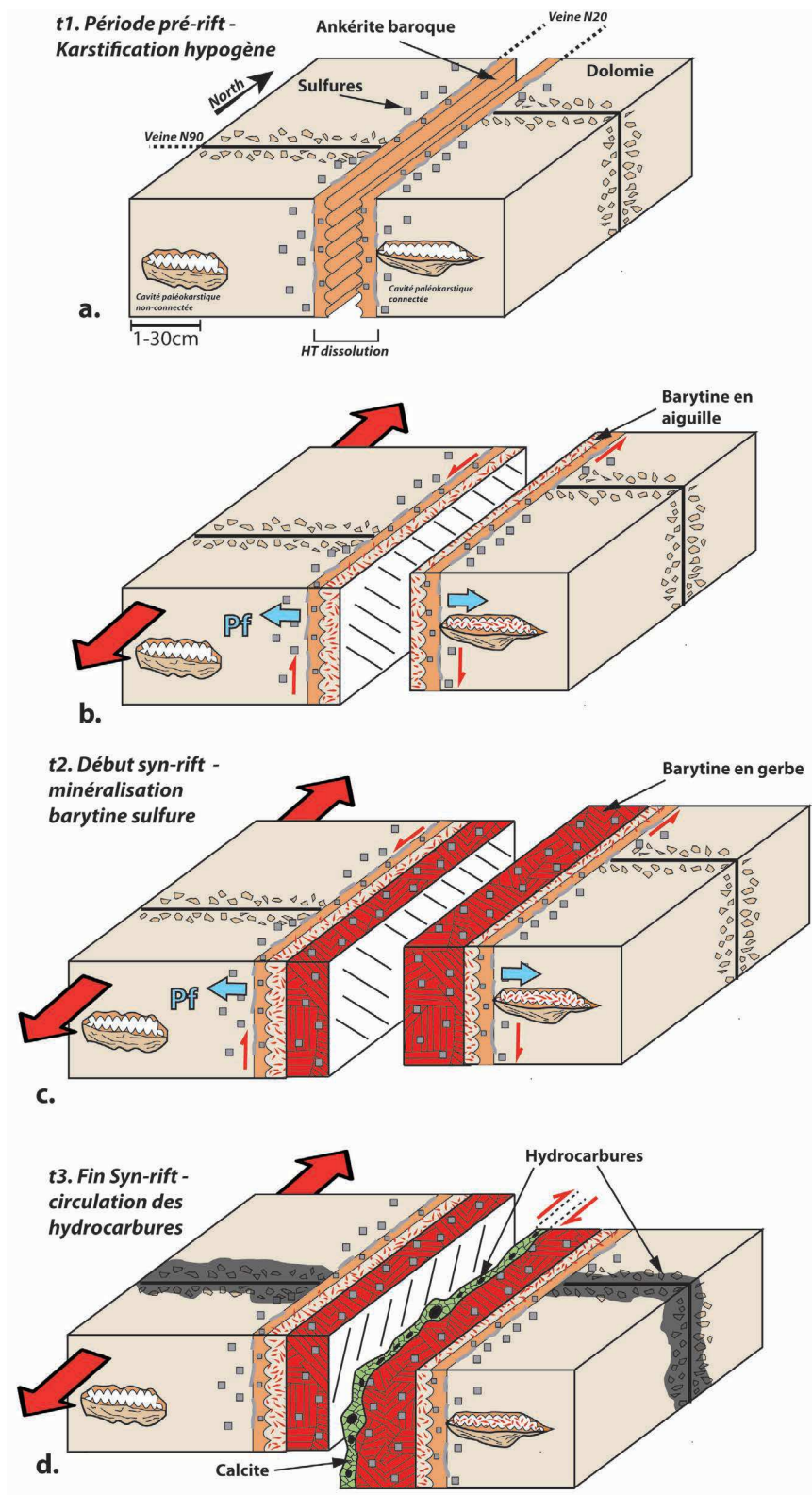


Fig. 2.97 – Modèle de piégeage des différents événements de fluide au cours de l'enfouissement synrift Permien du bassin.

L'étude architecturale, minéralogique, texturale et microthermométrie amène à proposer un calendrier de mise en place des différents événements de fluides au sein des paléo-canyons au cours du Permien syn-rift.

-t1- Karstification hypogène (Fig.2.97.a) : cette karstification contemporaine de la précipitation d'ankérite baroque a affecté l'ensemble des zones poreuses de la dolomie encaissante telles que les cavités paléokarstiques, en remaniant partiellement les sédiments intrakarstiques et en élargissant les fractures et les fenestras stromatolitiques. L'ankérite baroque est en grande partie observée proche de la discordance permienne, suggérant un lien avec les séquences argilo-évaporitiques riches en matière organique du permien inférieur sus-jacent.

L'étude minéralogique indique que plusieurs fluides interviennent au cours de la croissance des cristaux d'ankérite baroque. On note dans un premier temps une dissolution progressive de l'encaissant avec une reprécipitation des insolubles pour former une dolomite riche en pyrite xénomorphe et framboïdale. Ensuite, le cristal est nourri par un second fluide de température moyenne aux environs de 90°C qui va former le cortex externe des ankérites baroques.

Nous venons de voir que cette phase de croissance correspond à un enfouissement de 900m, intervenant donc à la fin de la période pré-rift du Permien inférieur. Cette dissolution amène à ouvrir les drains, en particulier ceux d'orientation N0-20, pour des fluides plus tardifs riches en baryum/strontium et divers métaux. L'origine et le processus de dissolution sera discuté lors de l'étude des signatures isotopiques de cette phase dans le troisième chapitre de cette partie.

-t2- Début de la phase syn-rift permienne (Fig.2.97.b et .c) : lors de l'enfouissement syn-rift du bassin, et à une profondeur d'enfouissement dans la zone de *roll-over* d'environ 2000m, la circulation d'un fluide profond amène à la précipitation d'une première génération de barytine en aiguille. Cette phase vient précipiter sur les ankérites baroques au sein des drains essentiellement d'orientation N0-20 préalablement ouvert par la karstification hypogène. Cette génération de barytine est contemporaine de la précipitation d'amas de quartz automorphe suggérant que le fluide minéralisateur était siliceux en plus d'être porteurs de métaux et du baryum/strontium.

Dans le cas des **barytines en aiguilles**, le fluide minéralisateur a enregistré des conditions de surpression au cours de sa précipitation. Ceci signifie que l'ouverture en mode-1 des drains est provoquée par une surpression fluide syn-tectonique qui va créer un espace disponible en plus de celui préalablement créé par dissolution hypogène.

Dans le cas des barytines en gerbe, ce serait le même fluide qui précipiterait ensuite lors de la chute de pression dans un espace préalablement ouvert. La chute de pression associée à l'ouverture en mode-1 des drains provoquerait une chute drastique de la solubilité du baryum ainsi que des autres métaux à l'origine de la précipitation de chalcopyrites et pyrites contemporaines de cette dernière phase de barytine. Ceci est d'autant plus vrai que l'on observe une baisse de la salinité entre les deux phases qui faciliterait la précipitation du baryum. Cet événement fluide représente la majorité de la minéralisation à l'échelle de la ride de Lodève.

-t3- Fin du rifting permien (Fig.2.97.d) : au cours de l'enfouissement, les roches mères permienes et stéphaniennes vont entrer dans la fenêtre à huile dans la partie enfouies du bassin (voir chapitre précédent II-2).

La migration des hydrocarbures est contrainte par les minéralisations précoces de barytines comme le montre une distribution préférentielle des marqueurs de migration dans des drains d'orientations différentes, que sont les zones de fractures hercyniennes N140-160 et syn-rift permienes N80-100. La migration des huiles permienes est accompagnée de la formation de veines de calcite et de pyrites automorphes qui réactivent à certains endroits les anciens drains colmatés en jeu normal/décrochant dextre.

Des veines de sulfures secondaires affectent les minéralisations de barytine, et sont probablement contemporaines de ce même événement fluide réducteur.

3.3.4 Contraintes texturales et microthermométriques sur le calendrier de mise en place des hydrocarbures

Les résultats de la modélisation thermique du bassin ont montré que les hydrocarbures ont été préférentiellement piégés dans la zone de *roll-over* du bassin. Le drain principal déduit de la modélisation est l'unité des dolomies cambriennes sous-jacentes; ce résultat est entièrement confirmé par les observations de terrain. Néanmoins, la principale limite de ce type de modélisation régionale est l'absence de contrainte à l'échelle de l'objet géologique, et en particulier l'impact des minéralisations précoces des fluides de compaction.

La détermination de la séquence diagénétique ainsi qu'une étude microthermobarométrique sur inclusions fluides, sont nécessaires à la détermination des conditions thermodynamiques de piégeage qui contribuent elle-même à la compréhension de l'évolution thermique du bassin.

Il nous a été possible d'identifier des inclusions fluides monophasées sombres de très basse densité, et probablement entièrement saturée en méthane telle que l'a démontré la cryométrie. La migration de l'huile co-existe toujours avec un fluide en phase aqueuse dans les bassins sédimentaires. Même dans les réservoirs présentant une saturation en hydrocarbures très importante, l'eau de formation ne peut pas être entièrement chassée. Les conditions de piégeage des hydrocarbures peuvent alors être déterminées à partir des propriétés des inclusions fluides aqueuses des phases minérales contemporaines de la migration de l'huile (Munz, 2001). En effet, d'après Munz (2001), l'homogénéisation des inclusions fluides saturées en méthane n'est que partielle et montre donc une température de piégeage sous-estimée. Par conséquent, ce sont les inclusions fluides aqueuses contemporaines (c'est à dire appartenant au même assemblage d'inclusion fluide) des hydrocarbures qui renseigneront sur les vraies températures de piégeage (Nedkvitne *et al.*, 1993).

Lors de l'étude des paragenèses du paléo-canyon du Merdanson, nous avons mis en évidence une concomitance entre la précipitation d'une phase de calcite avec le piégeage des hydrocarbures. Les inclusions aqueuses donnent des températures d'homogénéisation entre 103 et 148°C. En considérant les températures de piégeage des inclusions fluides, la profondeur de mise en place peut être déduite sur une courbe d'enfouissement des séries sédimentaires extraite du modèle thermique du bassin réalisé dans le chapitre précédent II-2 (Fig.2.98).

En considérant l'isotherme 120°C comme moyenne de température des inclusions fluides de veines de calcite, on obtient un calendrier de piégeage des hydrocarbures autour de 258Ma pour une profondeur d'environ 2000m. Cette condition de piégeage correspond à l'entrée dans la fenêtre à huile des zones superficielles des roches mères autuniennes. Il est donc probable que les hydrocarbures présents dans la carrière d'Usclas du Bosc proviennent non pas des zones profondes du bassin, qui sont à ce moment là surmatures, mais bien de la maturation des roches mères plus proches de la surface.

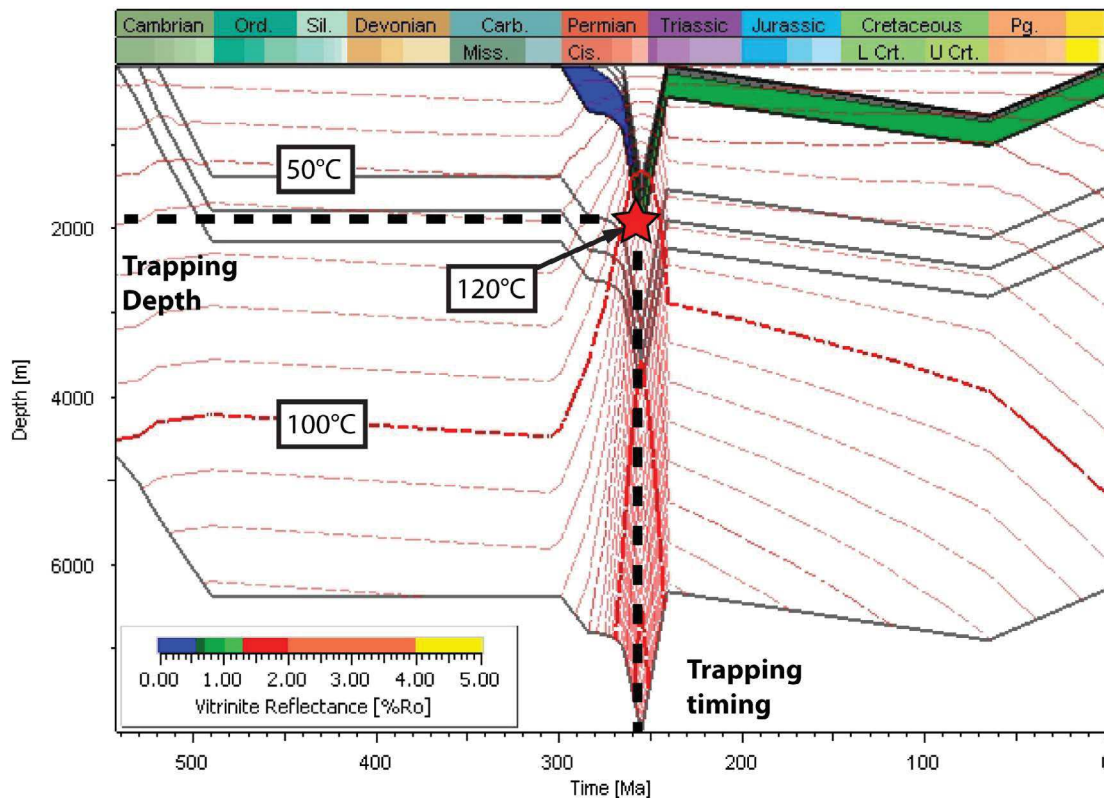


Fig. 2.98 – Calendrier de piégeage des hydrocarbures dans la zone de roll-over du bassin, calibré à partir de l'étude microthermométrique des inclusions fluides.

Ce chapitre nous a permis de mettre en avant le rôle des paléocanyons à l'échelle régionale dans la migration des fluides de bassin. En effet, leur orientation N-S est concordante avec le gradient de surpression qui contrôle les sens de migration des fluides dans les zones profondes du bassin. Plusieurs structures gouvernent le piégeage des fluides à l'échelle d'un paléocanyon et parmi elles nous avons décrit plus particulièrement l'ouverture en mode-1 de couloir fracturé associés au colmatage progressive du réseaux paléokarstiques connecté à ces drains.

L'échelle d'étude a également amené à contraindre l'ensemble des associations minérales qui se mettent en place au cours de l'enfouissement du bassin, à savoir : une ankérite baroque associée à la karstification hypogène de l'encaissant, une barytine en aiguille en surpression, (iii) une barytine en gerbe dans les zones d'ouverture et (iv) une phase de calcite contemporaine du piégeage des hydrocarbures. En particulier, la minéralogie des veines minéralisées détaillée dans la carrière d'Usclas du Bosc est identique aux autres sites que nous étudierons dans le prochain chapitre II-4. De cette manière, nous nous focaliserons uniquement dans la suite sur les mécanismes précis qui régissent le piégeage des fluides par l'étude des minéralisations de barytines qui sont les marqueurs les plus exprimés sur la Ride de Lodève.

Les mécanismes qui contrôlent la circulation et le piégeage des fluides au cours de l'enfouissement

Nous nous sommes attachés dans le précédent chapitre à décrire le calendrier des fluides de bassins permien à l'échelle des paléo-canyons karstiques qui sont les drains régionaux de circulation de fluides. En effet, à l'échelle de la Ride de Lodève, les minéralisations de barytine-sulfure sont préférentiellement piégées dans les zones hautes des flancs de canyons sous la couverture permienne. L'étude de la carrière d'Usclas du Bosc se voulait donc globale afin de contraindre l'ensemble des événements de fluides au Permien syn-rift et surtout le calendrier entre les fluides de compaction et les hydrocarbures. Cette étude ne s'est par conséquent pas focalisée sur les mécanismes précis de circulation et piégeage des fluides minéralisateurs ainsi que sur l'impact des surpressions sur les déformations des roches.

Le chapitre qui suit portera sur la compréhension des différents processus qui régissent le piégeage des fluides sur les zones hautes des paléo-canyons, de l'échelle de l'objet géologique à celle des inclusions fluides. Les mécanismes identifiés seront alors décrits indépendamment les uns des autres selon la même méthode utilisée dans le chapitre précédent II-3 ; à savoir (i) l'analyse des architectures et des textures internes des marqueurs minéralisés et (ii) la contrainte des conditions de pression/température de piégeage par l'étude géothermobarométrique des inclusions fluides. Si ce plan peut paraître redondant à travers la méthode utilisée, il est nécessaire dans notre approche qui a pour but de décrypter les mécanismes de piégeage des minéralisations en lien avec le contexte tectono-sédimentaire précis. Bien entendu, une synthèse sera présentée en fin de chapitre et permettra notamment d'approcher la balance entre le contrôle tectonique et des surpressions de fluides dans la mise en place des minéralisations à l'échelle du bassin. Ainsi, nous allons dans les paragraphes suivants décrire quatre grands processus syn-rift dominants :

- Valve-sismique dans les zones de failles syn-sédimentaires de roll-over et des joints stratigraphiques ;
- Couloirs de cisaillements se localisant aux interfaces lithologiques et dans les cavités hypogènes du socle cambrien ;
- Couloir de brèche hydraulique et sills minéralisés à l'interface socle/couverture ;
- Rôle de la zone de *footwall* de la faille bordière listrique du bassin.

4.1 Mécanisme de valve-sismique assisté par les fluides de bassins pendant l'enfouissement - exemple des mines de Saint Privat et Saint Martin du Bosc (Article)

Article soumis à Marine and Petroleum Geology en Janvier 2015.

Pendant l'enfouissement syn-sédimentaire des bassins, les fluides interstitiels initialement piégés dans les sédiments vont être mobilisés sous les gradients de pression/température. Leur surpression a un rôle significatif sur la déformation syn- et post-dépôt des bassins, et en particulier sur la réactivation des failles. Le bassin permien de Lodève (Hérault, France) est un demi-graben exhumé qui fournit de bonnes conditions d'affleurement et l'accès à des systèmes minéralisés à barytine-sulfure et des marqueurs d'hydrocarbures piégés dans des failles syn-sédimentaires de roll-over. Une étude architecturale de ces corps minéralisés met en évidence un remplissage cyclique des zones de faille associés au développement de veines stratiformes pendant un régime tectonique normal/décrochant dextre. Trois événements de fluides distincts sont identifiés à partir de leurs conditions pression/température de piégeage déduites d'une étude texturale et microthermométrie couplée au géothermomètre isotopique du soufre.

Ainsi, nous démontrons une histoire polyphasée de piégeage des fluides minéralisateurs pendant la structuration syn-rift du bassin. Le premier événement se caractérise par une brèche d'implosion cimentée par des silicifications et des barytines pendant une chute drastique de la pression fluide au sein de la zone de faille (faciès Br). Ce mécanisme est lié à l'activation tectonique en jeu normal/décrochant dextre et amène à un premier colmatage de la zone de faille par la minéralisation des fluides de bassin. Le second événement de fluide consiste en une succession de rubannements de barytine précipités pendant des fluctuations de surpressions de fluides, dérivé du processus de faille-valve (faciès RB). Il correspond à des réactivations périodiques des zones de failles et des plans stratigraphiques de la roche encaissante sous la forme de plans de cisaillement en jeu normal soulignés par des précipitations de sulfures. Ce mécanisme contrôle la mise en place de la majorité de la minéralisation par la seule action des surpressions de fluides qui vont induire une variation de la distribution des contraintes tectoniques locales. Enfin, le dernier événement est associé au développement de pull-aparts dextres au centre de la caisse filonienne scellés par des barytines en gerbe précipitées sous des pressions supra-hydrostatiques (faciès SB). Cet événement est en lien avec les derniers fluides de bassin contemporains du début de la migration des hydrocarbures. Cette dernière activation tectonique se met en place alors que la restauration de la contrainte de cisaillement sur le plan de faille est plus rapide que l'augmentation de la pression de fluide.

Notre étude intégrée montre qu'une balance existe entre les contraintes tectoniques et les surpressions de fluides dans les processus de réactivation des failles pendant l'enfouissement d'un bassin. La compréhension de ce processus a un impact direct sur l'appréhension des qualités des réservoirs économiques au cours du temps.

Seismic valve as the main mechanism for sedimentary fluid entrapment within extensional basin: example of the Lodève Permian Basin (Hérault, South of France).

Dimitri Laurent , Michel Lopez, Alain Chauvet, Anne Charline Sauvage, Martine Buatier, Jorge E. Spangenberg

Abstract

During basin burial, interstitial fluids initially trapped within the sedimentary pile are easily moving under overpressure gradient. They have a significant role on deformation during basin evolution, particularly on fault reactivation. The Lodève Permian Basin (Hérault, France) is an exhumed half-graben with exceptional outcrop conditions providing access to barite-sulfides mineralized systems and hydrocarbon trapped into synrift roll-over faults.

Architectural studies show a cyclic infilling of fault zone and associated S_0 -parallel veins according to three main fluid events during dextral/normal faulting. Contrasting fluid entrapment conditions are deduced from textural analysis, fluid inclusion microthermometry and sulfide isotope geothermometer.

We conclude to a polyphase history of fluid trapping during Permian synrift formation of the basin. The first stage is characterized by an implosion breccia cemented by silicifications and barite during abrupt pressure drop within fault zone. This mechanism is linked to the dextral strike-slip motion on faults and leads to a first sealing of the fault zone by basinal fluid mineralization.

Then, the second stage consists in succession of barite ribbons precipitated under overpressure fluctuations, derived from fault-valve action. It corresponds to periodic reactivations of fault planes and bedding-controlled opening localized at sulphide-rich micro-shearing structures showing normal movement. This process formed the main mineralized ore bodies by the single action of fluid overpressure fluctuations undergoing changes in local stress distribution.

Finally, the last stage is associated to the formation of dextral strike-slip pull-apart infilling by large barite and contemporary hydrocarbons under suprahydrostatic pressure values. This final tectonic activation of fault is linked to late basinal fluids and hydrocarbon migration during which shear stress restoration on fault plane is faster than fluid pressure build-up.

This integrated study shows the dichotomy between tectonic stress and fluid overpressure in fault reactivation during basin burial that clearly impact potential economic reservoirs.

Keywords: sedimentary basin, Mississippi Valley-Type, fault-valve action, fault-related veins, fluid inclusions, structural control, fluid overpressure, hypogen karstification.

1. Introduction

The purpose of this paper is to clarify the part of involvement between basinal fluid pressure and stress regime on a normal fault deformation sequence in a sedimentary basin. In basin, large-scale normal faults are usually considered as hosting structures for hydrothermal fluids and hydrocarbon, forming alternatively sealing barriers and large-scale cross-strata pathways in others. During the syn-sedimentary burial of a basin, interstitial fluids initially trapped or circulating within the sedimentary pile are still movable under thermal and pressure gradient and can interact with external fluids through large fault systems to form ore deposits of economic importance called Mississippi Valley-Type (Leach and Sangster, 1993). As the sedimentary fluid driving force is mainly fluid overpressure gradient (e.g. Frazer et al., 2014), it may have an impact on the frictional mechanics of the fault plane and thus on drainage properties for fluid migrations. In similar but deeper buried contexts, the fault valve mechanism has been introduced by (Sibson, 1981) and makes the link between hydrothermal veining and earthquake cycles. This process strongly helps to explain specific fabric found within hydrothermal veins and demonstrates that overpressured fluids can have played a fundamental role into faults mineralization processes (Phillips, 1972). This mechanism implies the reducing of the fault strength that potentially causes the recurrence of earthquake ruptures, as fluid pressure periodically overcomes the time dependent shear strength (Sibson, 1981; Sibson, 1992). When fluid pressure reaches this threshold, the following drop of pressure after the rupture leads fluids to migrate and precipitate in the opened fault zone according to a “crack -seal” behavior (e.g., Ramsay, 1980; Labaume et al., 1991). As a consequence of sealing, the next increase of fluid pressures and/or deviatoric stress will rise again until a new crack failure and slip episode occurs. Such mechanism has been well-described for inactive high-angle reverse fault system, unfavorably oriented for frictional reactivation, and mainly at depth between 7 and 15km, i.e. at the active metamorphic/seismogenic zones transition ((Parry and Bruhn, 1990; Parry et al., 1991; Boullier and Robert, 1992; Cox, 1995; Robert et al., 1995; Henderson and McCaig, 1996; Sibson and Scott, 1998; Dugdale and Hagemann, 2001; Montomoli et al., 2001; Kolb et al., 2004; Sibson, 2004; Faleiros et al., 2007; Faleiros et al., 2014). However, there are only few studies where such behavior of “crack-seal” is described for fault system in stress field favorably oriented for fault reactivation (Nguyen et al., 1998; Faleiros et al., 2007; Faleiros et al., 2014) on normal fault (Sibson, 2000) and never at the basin burial scale linking to sedimentary fluids.

The Lodève Permian Basin is an exhumed half graben basin controlled by a syn-sedimentary roll-over fault that control successive mineralized episodes of polymetallic and hydrocarbons fluid flow during burial (Lopez, 1992, Lopez, 1993). Here suprahydrostatic conditions and hydrofracturing have been evidenced previously by Lopez (1992) from detailed structural observation, with a fluid trapping zone that does not exceed 2,5 km.

At the difference of previous papers which focused only on one aspect such as fluid sources or structural analysis of mineral deposits, we propose here to develop an integrated downscaling method in order to determine the entire fluid geohistory, from source to sink. However, for 'digestion' issues the source of the deep fluids is not discussed in this paper and will be the subject of a forthcoming publication. For this reason we will distinguish intrabasinal deep buried fluids associate to dewatering and thermogenesis mechanisms, from interstitial fluids trapped in the Permian sedimentary column overlying the roll-over high.

Following this approach, this paper characterizes first the detailed architecture and texture of fault-related veins, and second, constrains the fluid pressure regime through fluid inclusion microthermometry and isotope geothermometer. As a result, the coupling between the mechanical behavior of fault and overpressured basinal fluid activity will be discussed. In particular, the timing of fluid pressure fluctuations and strength recovery along faults and neighboring sedimentary structures is deduced from textural observations, and a coupled kinematic-rheological model for basinal fluids involved on the superficial seismogenic domain of normal faults is proposed. Finally, this study contributes both to accurate the mechanisms and timing for MVT deposits and to predict the impact of early basinal fluid precipitation on reservoir plugging.

2. Geohistory of the Lodeve Permian Basin

The Lodève Permian Basin is located at the southeastern edge of the French Massif Central. It was initiated during late Carboniferous crustal thinning and collapse of the hercynian mountain chain that led to the uplift of Montagne Noire gneiss dome (Echtler and Malavieille, 1990). During the Late Carboniferous to Permian time, a previous hercynian major thrust was inversed as extensional shear zones under the N-S extensional regime and led to the infilling of an E-W elongated dépoctrone mainly controlled by a south bordering listric normal fault (Fig.1.a) (Les Aires-Mas Blanc fault; Lopez et al., 2008).

This 150 km² half-graben basin was filled by a continental Permian sequence and sealed unconformably by a 300m-thick Mesozoic marls and limestones (Middle Triassic to Upper Jurassic) (Fig.1.a). The later was partly eroded during Miocene to present-day uplift and is only preserved on the western and northern part of the basin allowing the exposure of both the complete southward dipping Permian sequence and the Cambrian basement (Lopez et al., 2008). The Cambrian basement at the hinge point of the tilted block is essentially composed of a thick dolomitic series surmounting felsic volcanoclastics and sandstone at the base. This series was folded and thrustured during the Hercynian collision and submitted to meteoric karstification during Late Carboniferous to Lower Permian time, that led to the entrenchment up to 150m of a N-S trending canyon network (Odin,

1986). During the submersive stage, the Cambrian reservoir was fueled by meteoric waters, which were subsequently trapped below the Late Carboniferous-Permian seal.

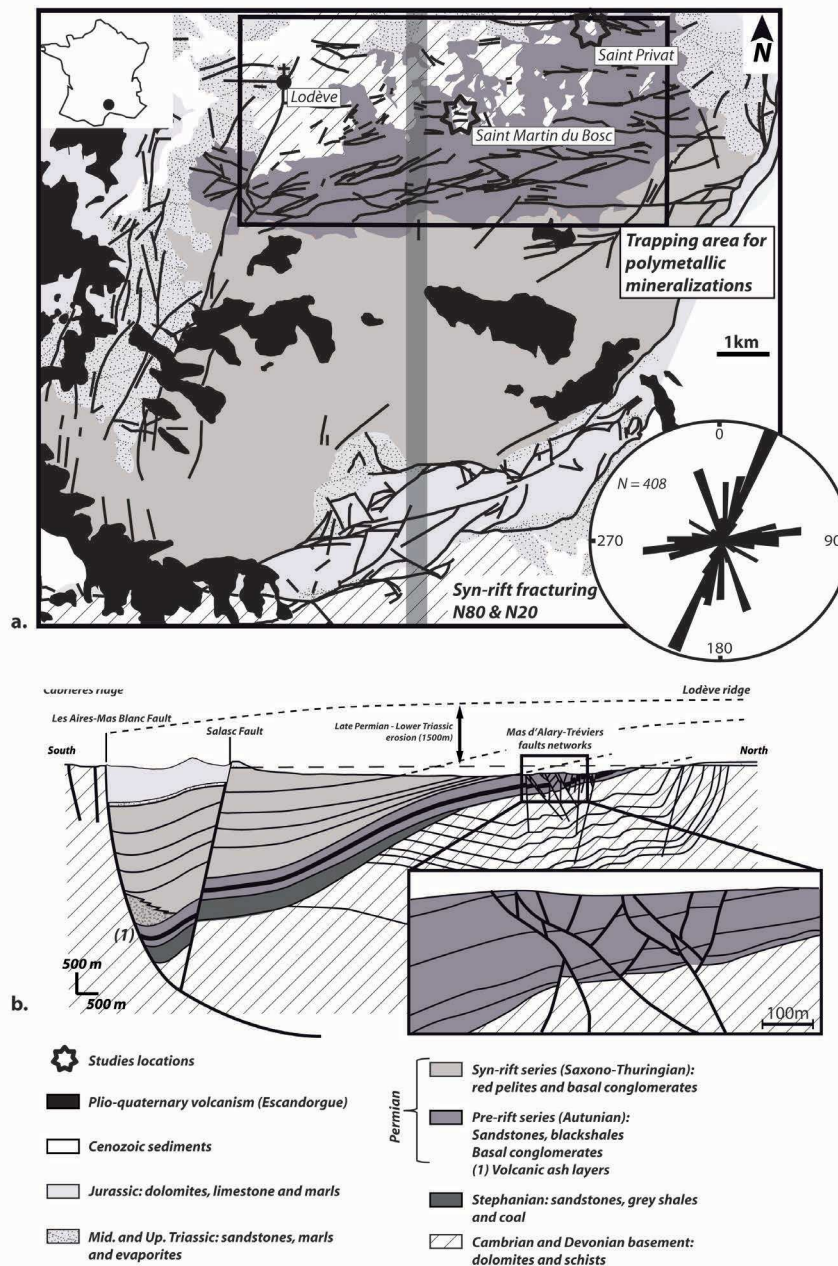


Figure 1: a. Simplified geological map of the Lodève Permian Basin (LPB) with location of studied areas in the roll-over fault system at the north. The cross section line is indicated in vertical bold line. b. North-south cross section of the Permian half graben of Lodève.

The overall infill sequence includes two superposed synrift cycles controlled by the southward tilting of the basement along the “les Aires-Mas Blanc” listric fault, separate by a period of quiescence during which the basin is submitted to homogenous subsidence.

The early synrift phase (Late Carboniferous) corresponds to a fining upward sequence mainly composed of coarse alluvial fan conglomerates passing upward to fluvio-lacustrine sandstones, pelites and coal layers. The upper part of the sequence is intersected by several volcanic ash layer

indicating the ignition of a volcanic activity out of the basin. The Lower Permian series (Autunian Group= Lower Cisuralian) is characterized by a 700m thick shallowing upward sequence passing from deep lacustrine anoxic blackshales to mud-dominated floodplain and playa lake deposits extending beyond the margins of the previous dépo-centre. These series are also intersected by multiple calc-alkaline volcanic ash layers indicating the permanence of a distal volcanic activity (Odin, 1986). The Middle to Upper Permian deposits (Saxonian Group = Upper Cisuralian to Lower Lopingian) show a fan-shape red pelitic floodplain to playa-lake thick sequence that marks the progressive southward tilting of the Cambrian block along the les Aires-Mas Blanc listric fault where the thickness reach about 3000m.

During the Middle to Upper Permian synrift phase, the progressive tilting of the Cambrian basement was accommodated by the development of an E-W trending fault corridor that developed in the arc of hinge of the roll-over anticline due to the brittle comportment of the Cambrian dolomites (Fig.1.b). This compensation graben played a major role in term of valve behavior for the dewatering of the interstitial fluids during the differential burial of the series (Lopez, 1992).

The Permian series and the hercynian basement are both truncated by the Middle Triassic regional unconformity sealed by fluvial and aeolian sandstones, mudstones and evaporites that indicate the permanence of continental semi-arid conditions at the base of the Mesozoic transgression (Lopez and Mader, 1992). This unconformity marks the overall uplift and peneplanation of about 1500m from Late Permian to Lower Triassic time (Lopez et al., 1997) on the shoulders of the new formed Tethysian rift and the rejuvenation of the basin margins identified as the Lodève and Cabrières Ridges.

3. Fabric of the syntectonic mineralized system

The basement outcropping at the Lodève Ridge and the overlying Lower Permian deposits are affected by a dense network of N80-100 roll-over-related faults exhibiting variable lateral extension and throw magnitude (Fig.1.b; Lopez, 1992). Most of these faults are mainly mineralized by barite and accessory Cu-Pb-Zn deposits in the Cambrian basement below the Permian unconformity that played a role for preferential basinal fluid circulation during the syn-rift burial of the basin (Lopez, 1992; Laurent, 2015).

3.1 Characterization of the deep-rooted compensation graben fault zone at the St Privat area

The Saint Privat fault network in the north-eastern part of the basin represents a relevant example of the compensation graben system where multiple galleries were grove in the twentieth centuries for barite exploitation permitting 3D observation of the entire fault system and related mineralized fabric (see Fig.1.a for location and Fig.2). Here the two main branches of the E-W

trending fault segments exhibit an en-échelon pattern with a cumulative throw of about 150m (Sauvage, 2000), inducing the collapse of the northern compartment and the juxtaposition of the sub-vertical Lower Cambrian volcanoclastics in the footwall and N88-30N dipping Autunian blackshales in the hanging wall.

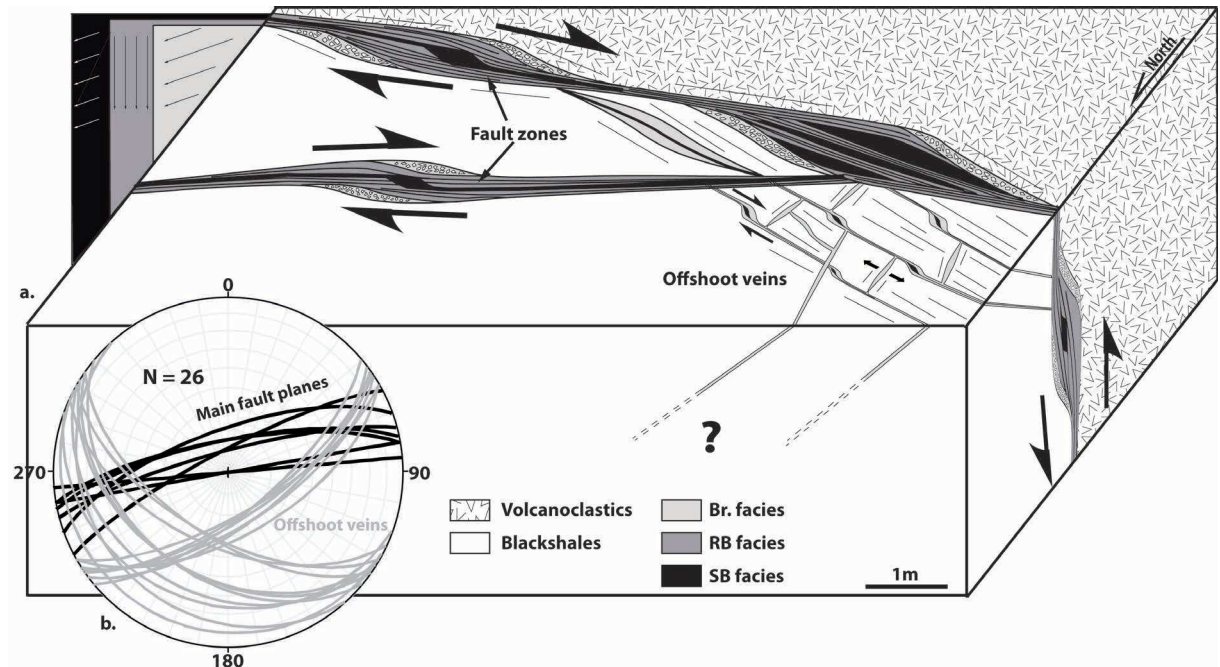


Figure 2: Block diagram illustrating the general architecture of Saint Privat fault and relationship with offshoot veins. c. Stereonet diagram of the mineralized veins showing main fault planes (in black) and connected offshoot veins (in grey) orientations and dips.

This fault extends about 2km long and trends N070 to N120°E with dip varying between 70°N to subvertical. At the outcrop scale, this fault exhibits several perturbations and changes in orientation and thickness both on horizontal and vertical planes view forming successive pull-apart structures of 50cm to 2m aperture filled by barite deposits (Fig.2.a). The slickenside lineation at the footwall of the sigmoidal shapes barite infill indicate an overall normal dextral movement (dip: 58° to 70°E) consistent with the bending of blackshales in the hanging wall and N60-30S and N120-90 secondary mineralized Riedel fractures connected to the main fault plane (Fig.2.b).

Close-up observations of the internal fabric of the distensive pull-apart infill show a quite organized syntaxial sequence from barite-cemented breccia (Br. facies) along the walls of the sigmoidal lode to a thick ribbon-like barite-sulfides pattern (RB) showing successive barite veins fringed with mm-thick sulfide crystals or veins (Fig.3.a). Barite shows often a cockade-type pattern at the pinch-out of the pull-apart reflecting the occurrence of hydraulic fracturing conditions within narrowing pathways during forced fluid flow within the fault zone (Genna et al., 1996) and associated to the RB facies (Fig.3.b). The mechanical limit between the barite and sulfide veins is often marked by slickenside lineations indicating a normal fault reactivation between two mineralization events

(Fig.3.c). Locally, the main lode is affected by small-scale pull-apart infilling by white and disorganized barite crystals forming a sheef-like pattern (SB) accommodating successive fault splay movement during forced fluid flow reactivations.

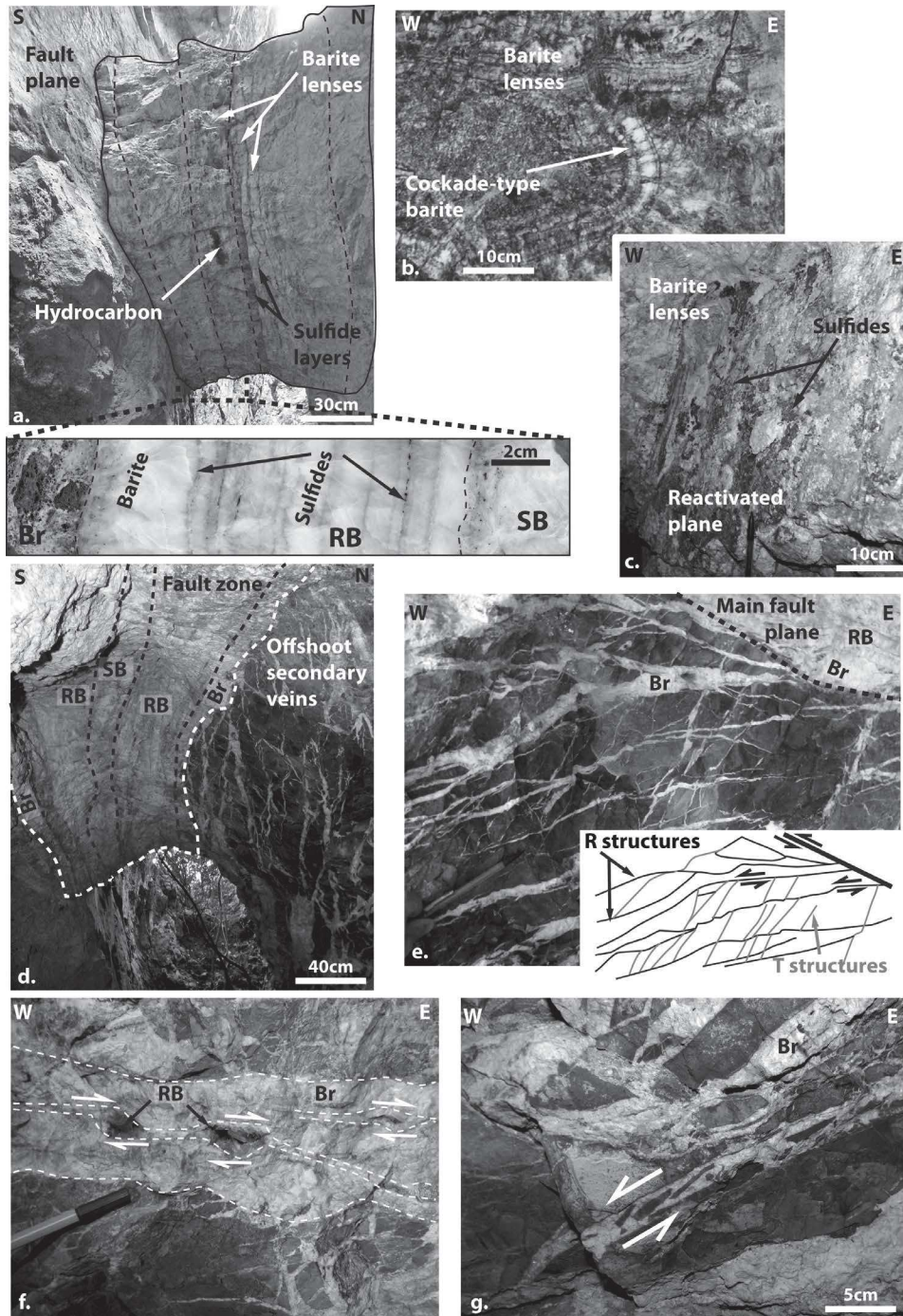


Figure 3: Outcrops photos of vein structures in Saint Privat fault zone. a. Mineralized sequences of main pull-apart structure of fault zone: Brecciated Br.; Ribbon Barite RB; Sheef-like Barite (SB). b. cockade-type structures and ribbon barite mineralization characterizing the RB Facies. c. Fault reactivation plane on sulfide layers displaying subvertical slickenside lineations. d. Common relationship between main and secondary offshoot veins infilled by the Br Facies. e. Geometry of offshoot veins showing dextral-motion Riedel structures connected by mode-1 tension gashes. f. Internal brecciated texture of offshoot Riedel veins indicating normal/dextral strike-slip movement. g. Reactivation of Riedel veins by dextral strike-slip pull apart structures sealed by SB Facies.

The surrounding rocks of the fault wall are affected on about 1 to 5m width by a network of cm-thick mineralized fractures laterally connected to the main lode (Fig.3.d). These lateral systems, connected to the mineralized main fault zones can be considered as “offshoot veins” and reflect a shearing corridor with the development of Riedel structures responsible for the N110 additional veins and the N60 dilatational P structures (Fig.3.e). The first family of these veins consists in sub-vertical N110 trending fractures plugged by fibrous barite and associate to dextral strike-slip pull apart infill by sheef-like barite similar to the SB facies of the main lode (Fig.3.f). The second family of additional veins is composed by a N60 crack seal network mineralized by fibrous barite (Fig.3.g).

The observations of the fabric of the fault network at the St Privat area with a single family of slickenslide lineations indicate a clearly coeval kinematic between fault propagation and fluid flow with successive reactivations under overpressured conditions. Because the mineralized system is sealed by the Middle Anisian sandstones (Sauvage, 2000) and no throw is evidenced in the Triassic pile, the mineralized sequence was necessarily emplaced during the late synrift Permian phase. Complementary observations on secondary faults in the graben fault zone will help to constrain the kinematic of the system.

3.2 Characterization of a secondary fault zone of the compensation graben at St Martin du Bosc area

The roll-over compensation graben includes secondary fault networks that also played a role of fluid pathway during the Middle to Late Permian synrift history with similar cyclic infilling and complex interactions through the Cambrian carbonate reservoir. The Saint Martin du Bosc disused barite mine (see Fig.1 for location) is a relevant example where the complete fluid geohistory can be delineate.

2.2.1. Fabric of the fault network

This area consists in a graben structure bordered by two faults: the Saint Martin Northern fault (SMN fault; N75, 80N, pitch N70; Fig.4.a and b.) and Saint Martin Southern fault (SMS fault; N80, 70N), both indicating a normal dextral movement compatible with the regional kinematic during the synrift tilting.

The SMN fault zone shows a pull-apart structure filled by a 10 to 50 cm wide barite-sulfide symmetrical sequence according to the three distinct textural facies previously described at the St Privat fault zone (Fig.5.a and .b). From the fault wall to the centre of the pull-apart the succession includes: (i): the Br. facies composed of translucent sheef-like barite cementing angular host rock fragments and bounded by a mm-thick sulfide fringe including pyrite, chalcopyrite, tetraedrite and secondary azurite and malachite. (ii): The Br. facies appears locally brecciated and cemented by

sparry barite exhibiting a succession of three to four ribbons with syntaxial crystal growing on the slickenside and identified as the RB facies at St Privat. As previously described, barite ribbons are separated by slickenside underlined by sulfides layers (pyrite, chalcopyrite) exhibiting vertical groove lineations (Fig.5.c). (iii): The center of the vein is healed by a white sparry barite (SB Facies) filling cm-thick veins and small-scale pull-aparts indicating a normal dextral movement of the fault plane like at the St Privat area.

Two distinct families of secondary barite vein network connected in the footwall of the SMN fault structure help to accurate the kinematic of the barite infilling:

- The N110-50S veins appear to be only mineralized by the Br. facies. It locally shows horsetail geometries (Fig.5.d) and aborted pull-apart (Fig.5.e);
- The N70-70N family shows a normal movement and is marked by small-scale pull-apart filled by the Br. Facies and locally by the SB facies into secondary-reactivated zones (Fig.5.f).

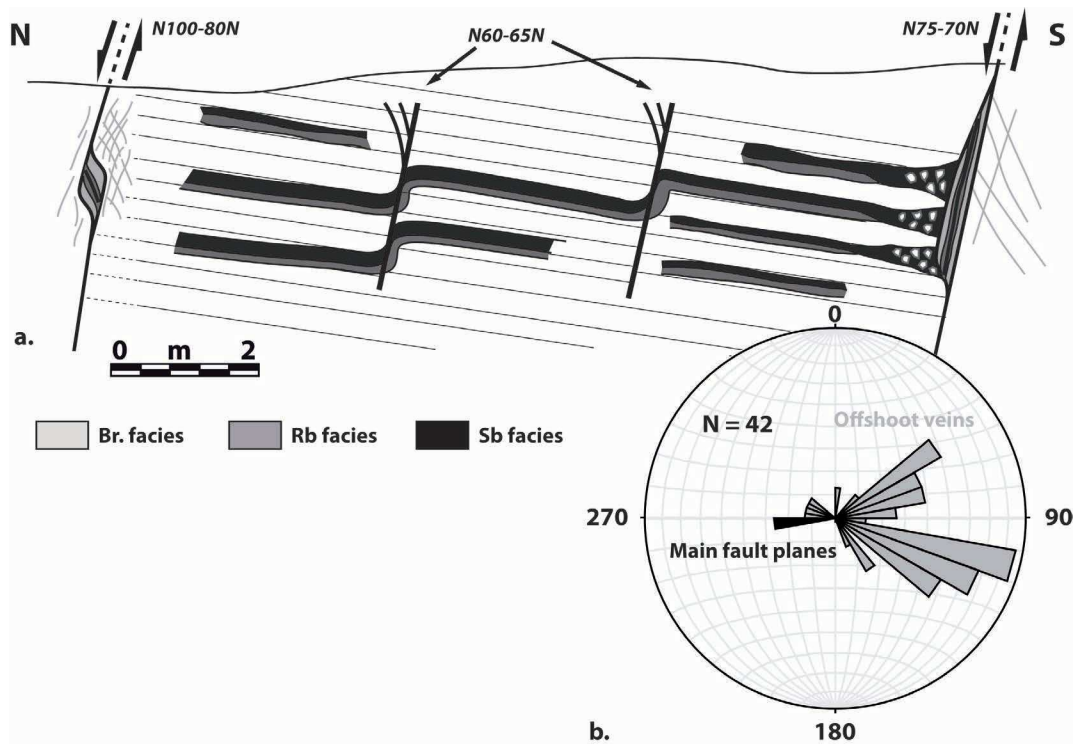


Figure 4: a. Schematic North-South cross section of the Saint Martin fault system and associated veins. b. Stereonet diagram of main faults (black) and offshoot mineralized veins (grey).

The N110-70N SMS fault shows analogous textural facies than the northern one. The mineralized thickness varies between 20cm and 1m and occurs all along the fault plane with a comparable symmetrical configuration of the three previously described facies. The Br. facies cement a breccia of Cambrian dolomite fragments on the footwall which is affected slickenside dipping of 65° to the East. The RB facies shows a sharp vertically striated contact with the previous one indicating the reactivation of the vein by normal faulting. The RB facies is here composed of sulfide-

rich ribbons of sparry barite for a total mineralized thickness of about 30cm. The center of the vein of the SMS fault zone is characterized by a vertical succession of small-scale pull-apart filled by a sheef-like barite. Offshoot veins with similar orientations than those connected to the northern fault are branched to the main fault plane.

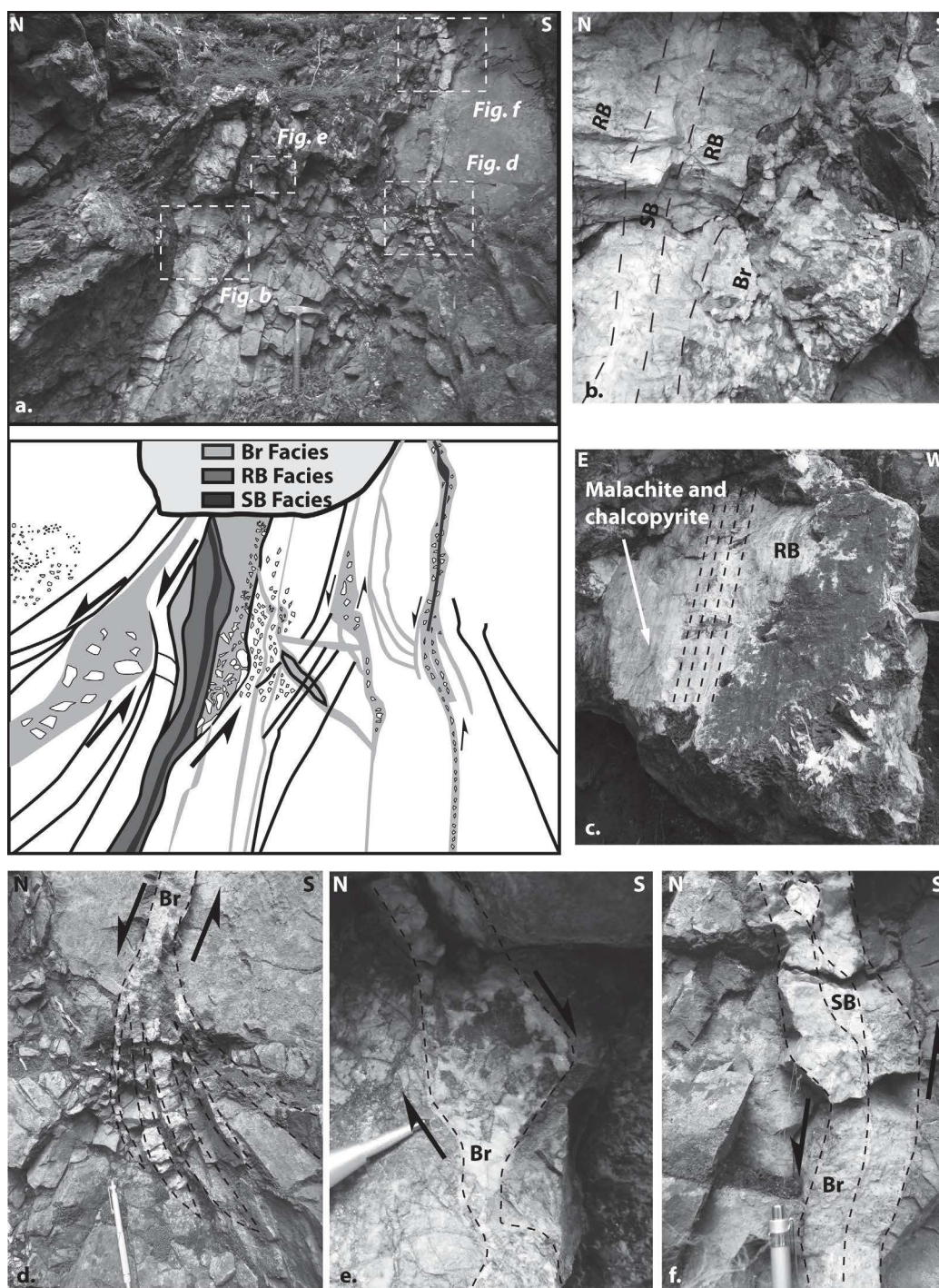


Figure 5: Architecture of mineralized veins of Saint Martin fault zone. a. Geometry and interpretative line-drawing of the mineralized sequence on fault zone and connected secondary veins showing the three facies: Br., RB and SB. b. detailed ribbon geometry of the textural facies succession. c. Reactivation plane showing the chalcopyrite ribbon affected by vertical slickenslides. d. Horsetail geometry of Br. Facies indicating a normal movement. e. Aborted pull-apart veins sealed by Br Facies close to the main fault plane. f. Reactivation of offshoot veins by small-scale pull apart plugged by the SB Facies.

2.2.2. S_0 -parallel veins

The host rock sandwiched between the SMN and SMS Faults of Saint Martin du Bosc area display S_0 -parallel barite veins evidencing lateral fluid injection, in particular in the vicinity of the SMS fault zone.

The S_0 -parallel veins are localized in the hanging wall of the SMS Fault and are associated to hydraulic breccia close to the fault plane. The breccia is composed of decimeter-scale dolomite fragments cemented by the previously defined facies, RB and SB ore facies (Fig.6.a). The breccia shows a clearly imbricated fabric indicating fluid expansion process on a prefractured dilatant system compatible with hydraulic fracturing. Here, the RB facies was precipitated around fragments, whereas the SB facies occurs as a secondary stage filling breccia open space (Fig.6.b) suggesting the hydraulic fracturing was supported by the RB facies.

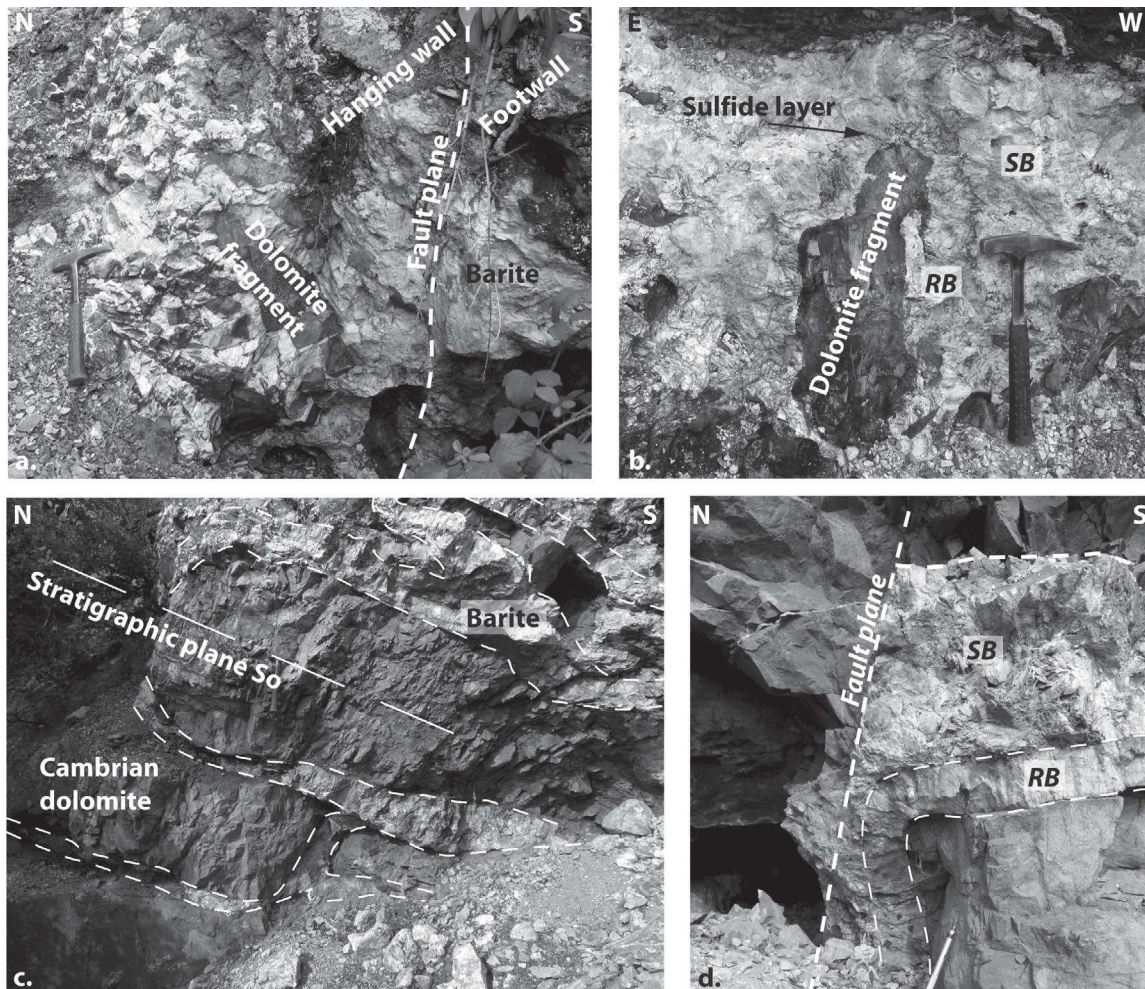


Figure 6: Geometry of S_0 -parallel veins connected to main fault zone. a. Hydraulic breccia in the hanging wall of the fault zone. b. Detailed view of the hydraulic breccia fabric illustrating the successive cementation event: the RB facies precipitated around fragments, whereas the SB facies occurs as a secondary stage filling brecciated open space. c. Low dipping polymetallic veins injected within the stratigraphic planes of the Cambrian dolomite with local hydraulic fracturing. c. Successive barite infills on S_0 -parallel veins. d. Vertical and lateral succession of bedded control shear-zones mineralized by barite.

Farther from the fault plane, the hydraulic breccia passes gradually into stratiform (sill-type), mineralizations, essentially injected into the N55-20S bedding planes and locally paleokarstic cavities, resting on cross-laminated intra-karstic sediments (Fig.6.c). At least four superposed stratiform layer bodies ranging from 5 cm to 50 cm of thickness are visible with a clear connection to the main fault infill. The top and base of the sill-type bodies is coated by a euhedral brown ankerite, separated from the host rock by a thin fringe of pinkish dolomite. The internal fabric of the mineralized stratiform bodies includes two superposed layers with a subplanar contact: the RB ore facies at the footwall and the SB ore facies at the hanging wall (Fig.6.d). The interface between the two mineralized facies is underlined by a mm-thick pyrite and chalcopyrite layer matching the shape of the upper tip of sheaf-like barite crystals. In the footwall the RB facies is brecciated and cemented by the SB facies attesting his posteriority and concordant with the relative chronology deduced from the fault zone assemblage. Stratiform bodies are vertically and laterally connected each other by oblique thin extensional barite veins. This geometry is compatible with S-C structures opened with a dextral kinematic towards the stratification dip.

Close to the two main SMN and SMS fault network, the host rock and associated mineralizations are locally offsetted by N60-65N normal faults of limited vertical extension (about 5m). The top termination of these faults show funnel-like breccia columns propagating through the host rock. These faults fold the SB Facies and offset the RB one, suggesting fault propagation contemporaneous to the SB one.

Complementary observations of the St Martin du Bosc disused mine confirm the main role of synrift faulting at the arc of hinge anticline of the roll-over as a periodic pathway for overpressured fluids expelled from the deeper part of the basin. Three main phases of infilling were evidenced in the fault zone (Br, RB, SB ore facies) and reported to the kinematic conditions of the system. Br ore facies is compatible with implosion breccia during the initial stage of fluid-driven faulting or at the pinch out of pull apart by flow constriction. The ribbon-like fabric and associate slickenslides indicate cyclic opening by fault valve behavior with normal faulting on the successive secondary shear planes unlike the regional strain state prediction. The change in the kinematic from initial normal dextral movement, linked to the regional extension regime, to pure normal movement during the successive mineralizing events is related to the predominant effect of the fluid pressure on the fault plane that that cyclically breaks the cohesion and provokes the gravitational collapse of the hanging wall. Because the ascending fluids in the compensation graben are close to the lithostatic pressure, they can locally bifurcate along of stratigraphic joints and led to S_0 -parallel hydrofracturing, possible bed-to-bed opening and barite infilling as a laterally and vertically connected sill network.

The detailed study of the microtexture of the different mineralized bodies will help to constrain the thermo- and baro-mechanical conditions and timing for the overpressured fluid pulses.

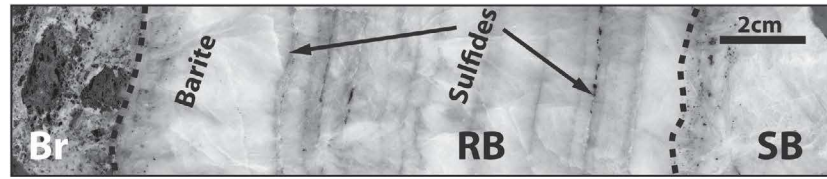
4. Microtextural fabric of the ore bodies

		Pre-rift stage	Syn-rift stages		
			F1 stage	F2 stage	F3 stage
Mineral phases					
Anehdral quartz + chalcedony		██████████			
Saddle dolomite		██████████			
Fe/Mn oxides		██████████			
Pyrite/chalcopyrite + azurite + malachite + blende		██████████			
Euhedral quartz			██████████		
Barite			██████████	██████████	██████████
Pyrite/chalcopyrite			██████████	██████████	
Tetrahedrite					██████████
Hematite					
Calcite					██████████
Arseniferous pyrite					██████████
Hydrocarbon					██████████
Textures					
Open/space vein & geode		██████████			██████████
Fault zone	Implosion breccia		██████████		
	Ribbons			██████████	
	Cockade			██████████	
	Shear veins		██████████	██████████	██████████
Bedded shear zones	Ribbons			██████████	
	Sheef-like (open space)			██████████	

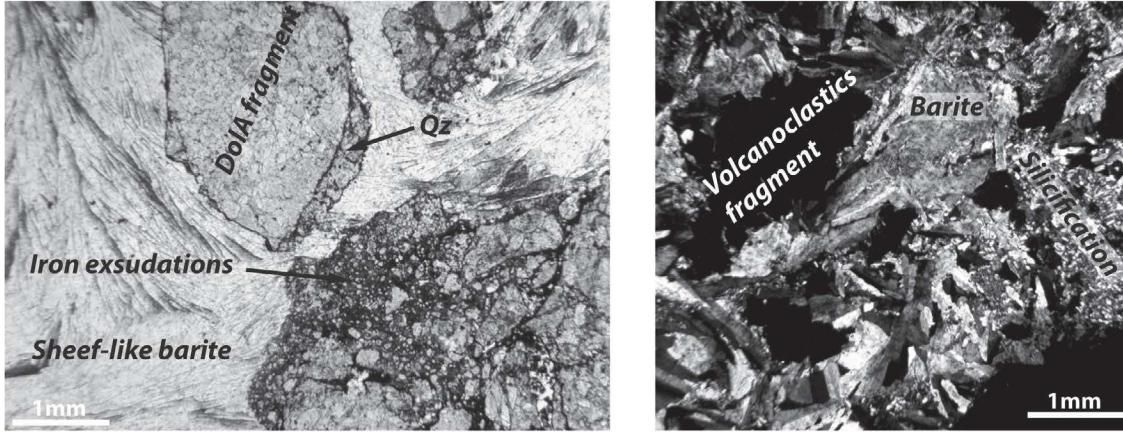
Figure 7: Paragenetic succession and textural fabric of the synrift barite veins.

Despite the similar mineralogy of the mineralized bodies, the distinction of successive internal microtextures is compatible with different thermodynamic conditions (see paragenetic sequences on Fig.7). We approached the different ore bodies by optic microscopy combined with SEM (Scanning Electron Microscopy) analysis and cathodoluminescence in order to identify the detailed microtexture, mineralogy and paragenetic sequence. The chemical composition and the balance of sulfides/barite were determined from Electron Probe Micro-Analysis (EPMA) at the University of Montpellier.

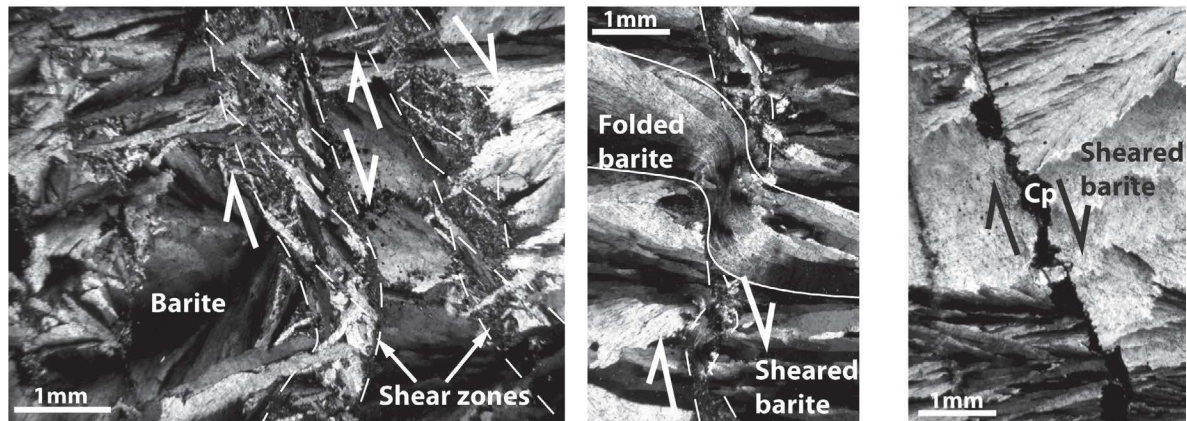
4.1 Fault zones



a. Br Facies



b. RB Facies



c. SB Facies

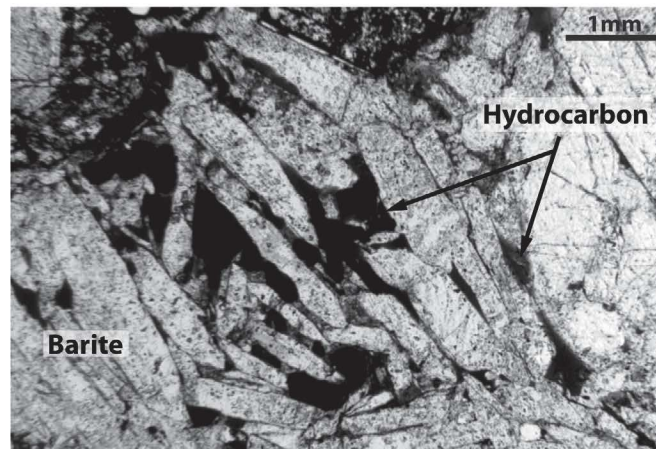


Figure 8: Internal textures of mineralized veins within fault zone: a. Br. Facies showing sheef-like barite cementing host rock fragments; b. RB Facies showing evidences of micro-shearing planes and syn-deformation barite folding; and c. SB Facies showing sheef-like barite associated to hydrocarbons in intercrystalline voids.

Br Facies – implosion breccia

The Br Facies is formed by barite-cemented breccia with only few sulfides within the fault zone (Fig.8.a). This brecciated facies is composed of 20cm to 2cm sized angular highly silicified fragments of host rocks, including dolomite in the case Saint Martin area, volcanoclastics and shale at Saint Privat. The invasive silicification is visible as microcrystalline anhedral quartz and chalcedony. Fragments are disposed according to jigsaw puzzle texture (Sibson, 1986; Jébrak, 1997) with no rotation nor attrition and slight displacement rejecting an origin by fault friction. Furthermore, clasts show no evidence of inter- or intra-granular cracking. This low internal deformation of clasts associate to the exotic matrix and the infilling of dilational jogs is often attributed to hydraulic implosion-brecciation process (Sibson, 1986). Fragments are systematically coated by a mm-thick ring of anhedral quartz sealed by a 2mm to 5cm-length sheef-like barite showing a syntaxial growth from the rock fragments. Because the sheef-like barite fill large open-spaces created during the activation of the fault we argue that it reflect the abrupt fall of pressure and possible stress conditions in the system.

As demonstrated in the first paragraph, the Br ore Facies seal the dextral normal slickenslide compatible with the regional extensional stress regime; we thus consider this event as probably the first upwards fluid-forced reactivation of the compensation faults during the synrift tilting of the roll-over zone.

RB Facies – Ribbon and cockade textures

The RB ore facies shows a rhythmic repetition of light and dark 0.1 to 5cm thick bands with crystals are growing perpendicular to the fault plane. The light colored ribbons are composed of sparry barite and they are separated each other by thin layers of chalcopyrite and pyrite. In thin section, the transition between two ribbons of barite is often characterized by a 1mm to 2cm thick mylonite fabric parallel to the major segments of the connected fault relay (Fig.8.b). It shows S-C structures associated to crushing and oblique reorientation of barite crystals reflecting a normal movement of planes with decametric throw. This movement is contemporaneous of the precipitation of anhedral chalcopyrites and pyrites, which are disseminated in the S-C planes. Finally, syn-deformational folded barites offset such shearing planes. The fold axis is also concordant with a normal movement of the plane.

SB Facies – Shear veins of barite

The SB Facies has precipitated in the center of the vein and is separated from RB Facies by layers of pyrite and chalcopyrite and secondary copper carbonates. Sheef-like barite (Fig.8.c) sealed small-scale pull-apart structures with a deformation kinematic suggesting a normal/dextral strike slip

movement, i.e. concordant with the regional tectonic stress during syn-rift Permian. Several mineral phases were grouped into this SB Facies. We also observed this facies in the center of secondary offshoot vein previously sealed by the RB Facies. It takes place as partially plugged normal/dextral strike-slip pull-apart structure giving a geodic morphology of barite infilling.

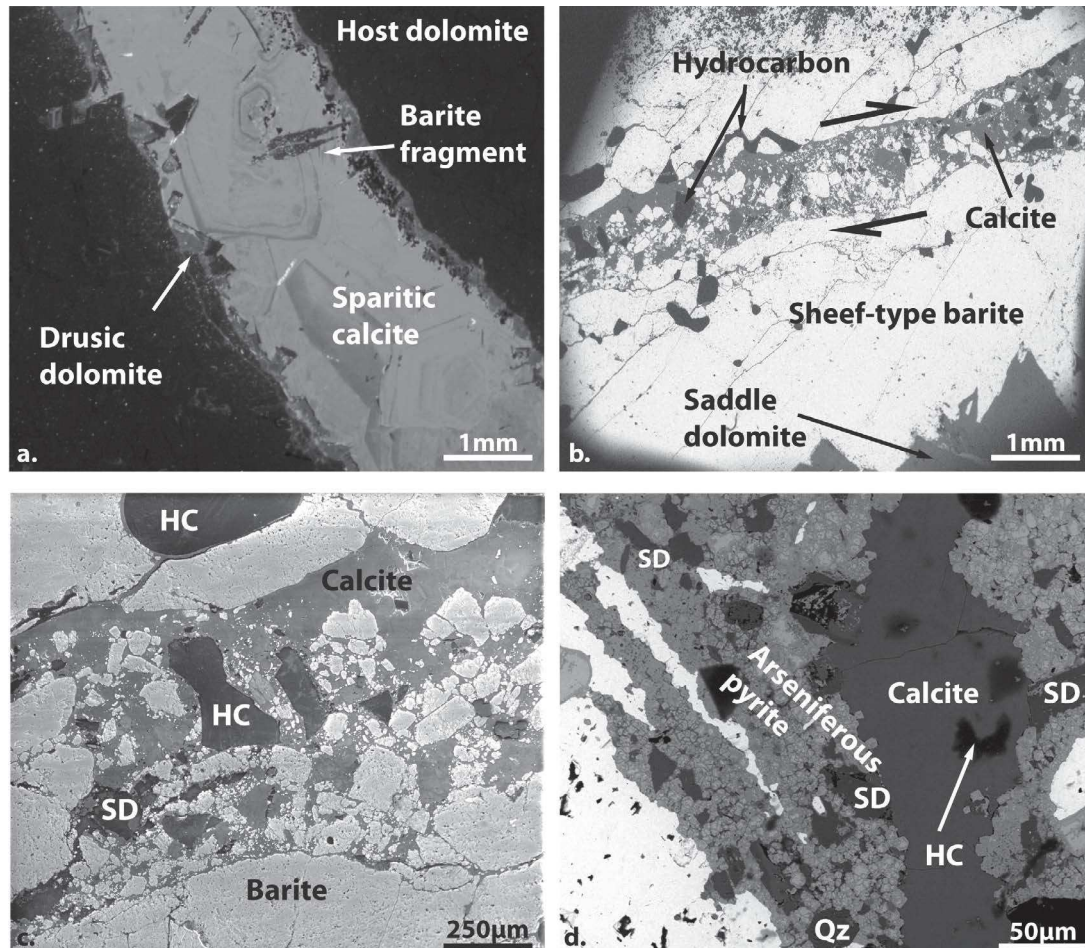


Figure 9: Internal textures of late calcite veins associated to hydrocarbon trapping. a. Cathodoluminescence view of calcitic veins showing zonate sparitic calcite cemented barite fragments. b. and c. MEB image illustrating dextral strike-slip calcite veins deforming and brecciating barite. Note that hydrocarbons are mostly entrapped at the barite/calcite contact. c. MEB image showing in detail the barite/calcite contact and particularly underlined by the high content of euhedral arseniferous pyrite crystals.

In both structures, intercrystal spaces are impregnated by hydrocarbon, as oxidized bitumen and entrapped bubbles, systematically associated with euhedral calcite (Fig.8.c). Cathodoluminescence observation highlights crystals with numerous asymmetrical zonations indicating a growth during the circulation of a fluid (Fig.9.a) (e.g., Sizaret et al., 2006). The borders of sparitic calcite veins are coated by a drusic and fibrous calcite. The barite crystals exhibit an intense grain reduction at the contact with the calcite veins associated to an offset of several micrometers with development of corrosion gulfs (Fig.9.b and .c). Fragments of barite are characterized by dissolution voids filled by sulfides and

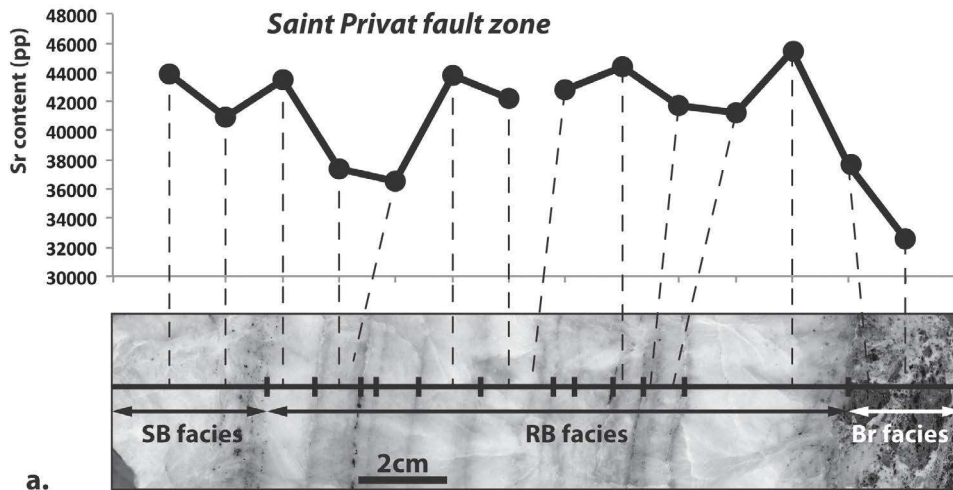
hydrocarbons. There is a systematic association between calcite and euhedral arseniferous pyrite (Fig.9.d). Sulfides are mainly present against vein walls and appear invasive in barite by injection into the cleavage planes and corrosion gulfs. The latter confirms the anteriority of barite relative to sulphides. It introduced a co-eval circulation between last mineralizing basinal fluid and hydrocarbon as Autunian blackshales have reached the oil window in the deep buried part of the basin during Late Permian (Lopez, 1992; Laurent, 2015).

Variation of the strontium content between textural facies

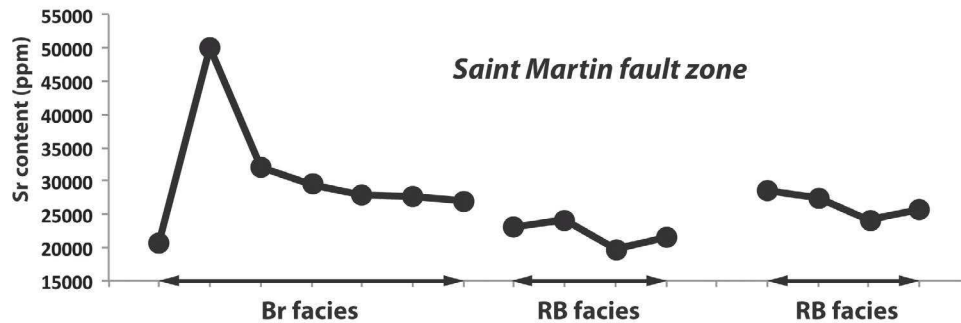
The strontium content (ppm) of barite mineralization of the distinct textural facies has been calculated from EPMA along the lode of both area (Fig.10) and normalized to barium concentration. The Sr profiles, corresponding to half-section of lodes, appears to be very similar:

- The Br facies is characterized by low value of Sr close to the vein wall follows by an abrupt increase before passing to the RB facies;
- The RB facies shows Sr content fluctuations which underline the different barite lenses and thus each fault reactivation episode during time;
- The SB facies displays quite similar fluctuations to the previous one with smaller amplitude.

These observations provide information on the open or closed nature of the system in which the fluid mineralized. Indeed, in a closed system, the first Ba/Sr-rich solution precipitated barite close to the barium pole, the latter being less soluble than strontium in solutions whose temperature is lower than 250°C (Prieto et al., 1993). If the system remains closed, the crystal gradually enriched in strontium (Galinier, 1988). This change in the chemistry of the mineralizing solution can explain the Sr content evolution of Br Facies in the fault zone. RB facies and SB facies show strontium fluctuations reflecting micro-sequences where the fluids, which previously opened the fault zone by overpressure, gradually precipitate until the system sealed off. Then, the re-opening of the fault zone by fluid pressure causes a new supply of barium in solution which then geochemically evolves in a closed system according to the same process as the first Br facies. This phenomenon is cyclical during successive reactivations of fault zones according to fault-valve behavior.



a.



b.

Figure 10: Strontium content (ppm) along the half-section of the lode for (a) regional fault (Saint Privat) and (b) secondary fault (Saint Martin du Bosc). Trend is similar for both areas with an increase of Sr concentration following by a abrupt decrease for Br facies and Sr content fluctuations underlining distinct barite lenses for RB and SB facies.

4.2 S_0 -parallel veins

Saddle dolomite

Field observations revealed the permanence of pluri millimeter-sized curved crystal of drusic euhedral dolomite growing on the wall of the mineralized veins and cavities (Fig.11.a). The contact between host rock and the core of dolomite is corroded and consist in a fringe of magnesian calcite. In thin section, dolomite crystals show a clear non-planar euhedral fabric with undulating extinction typical of the saddle dolomite facies (Gregg and Sibley, 1984). The internal microfabric of the saddle dolomite observed by cathodoluminescence (Fig.11.b) and EPMA back scattered electron image reveals a chemical zonation, with a core composed of a magnesian calcite with scattered $3\mu\text{m}$ to $30\mu\text{m}$ sized pure calcite inclusions, anhedral and framboidal pyrite; surrounded by at least 2 successive cortices. The inner cortex appears as dark zones of magnesian dolomite alternating with

few lighter inclusions of calcite and the outer cortex forms a light fringe of ankerite. The surface of the dolomite crystals is very corroded and brecciated by the overlying barite mineralization; here, iron oxide exsolutions highlight the cleavage plane of 75° and indicate a processes of partial iron demixion. Elongated-shape pyrite and sphalerite crystals are scattered along the corroded faces at the interface with the barite plug. The presence of sulfides associated with the saddle dolomite is only observed close to the Permian unconformity, suggesting the role of the reducing environment induced by the overlying blackshales.

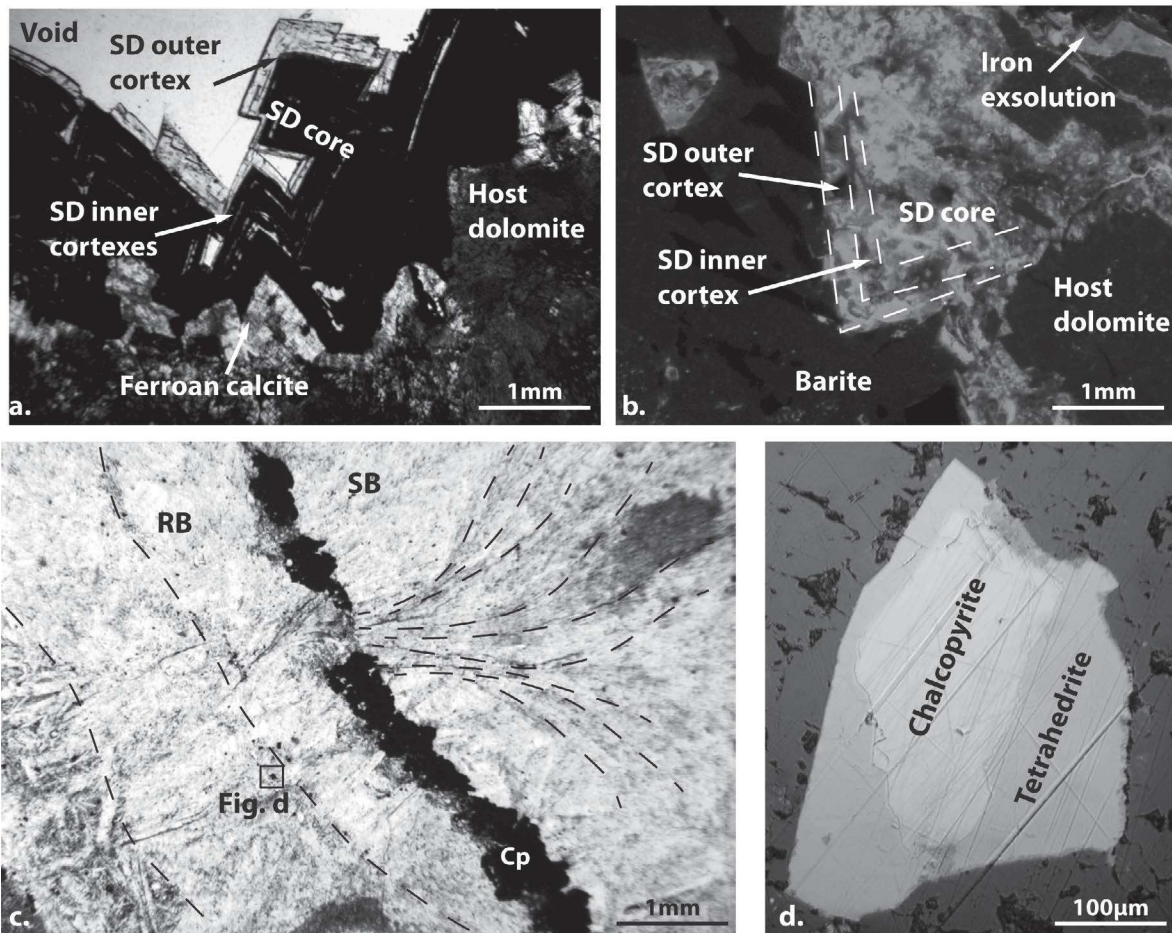


Figure 11: Internal textures of So-parallel veins. a. Druse saddle dolomite precipitated against the vein wall and composed of dark inner and light outer structures. The transition between the host rock and saddle dolomite is underlined by thin layer of ferroan calcite. b. Cathodoluminescence image showing inner structure of saddle dolomite, and more particularly the presence of one core and two cortexes associate to dolomite zonation ghosts in the outermost one. c. Textural relationship at the contact between RB (at left) and SB facies (at right), underlined by a mm-thick layer of anhedral pyrite and chalcopyrite. d. Chalcopyrite contemporaneous to RB mineralization surrounded by later tetrahedrite.

Stratiform RB and SB Facies

Close to the basement/seal unconformity, we have evidenced stratiform deposits quite similar than RB and SB ones within fault zone. The RB facies are formed by at least two ribbons of barite separated each other by thin layer of chalcopyrite (Fig.11.c). The SB one is composed by well-expressed sheef like barite associated to pyrite, chalcopyrite surrounded by later tetrahedrite

(Fig.11.d), galena and secondary copper carbonates filling intercrystalline voids. Contrary to RB Facies, this mineralogical assemblage is only noticeable close to the Permian unconformity, where it remobilizes previous mineralization as attrition breccia visible close to the contact between the two facies. This breccia is composed of angular, rotated and highly cracked RB barite fragments cemented by the SB barite. This texture confirms a mechanism of stratigraphic joints opening at the origin of parallel bedding fluid injection.

5. Fluid inclusion constraints

In addition to the downscaling study of the structural and mineralogical fabric, microthermometric measurements were performed in order to constrain the thermodynamical conditions for the synrift fluids expulsion. Microthermometric measurements of fluid inclusions have been made on 100- μm -thick double polished wafers using Linkam heating/freezing stage mounted on a Leica petrography microscope. The system was calibrated with synthetic inclusions (Sterner and Bodnar, 1984) at temperatures of -56.6°C , 0.0°C and 374.1°C . Before the microthermometric measurement, the fluid inclusion fabrics were defined under the criterion of Roedder (1984) and Bodnar (1985), considering primary, pseudo-secondary and secondary fluid inclusions. The microthermometric analysis on primary fluid inclusions allows the determination of mineralizing fluids characteristics such as: (1) the homogenization temperature (T_h), i.e. the minimal trapping temperature, (2) the first apparent melting temperature at which liquids first co-exist with solids related to eutectic temperature (T_e) and (3) the final ice melting temperature ($T_{m\text{Ice}}$), when solids completely disappeared. The salt composition can be deduced from the T_e determination (Bodnar, 1993; Duan et al., 1992) and salinity in wt.% eq. NaCl from the $T_{m\text{Ice}}$ by the computation on McFlinco program (Brown, 1989).

Laser-Raman spectroscopic analyses were realized with a LABRAM HR 800 Raman Spectrometer (Horiba Scientific) at the LASIR laboratory of University of Lille (France). The spectrometer is equipped with Olympus microscope associated to back-illuminated CCD camera, cooled with liquid nitrogen, improving signal to noise ratio. The spectral resolution for selected range of wavelengths is around $1.9\text{ cm}^{-1}/\text{pixel}$. Samples were excited at 473nm using a laser diode (Cobolt) with a power of 10mW at the focal point. The use of a 100X microscope objective with a numerical aperture of 0.9 permit to focus the laser beam over an area of $0.45\mu\text{m}$. The gas phase of each inclusion was scanned for the characteristic peaks of CO_2 (1388 cm^{-1}), CH_4 (2914 cm^{-1}), and N_2 (2330 cm^{-1}).

5.1 Fluid inclusion fabric

Four types of fluid inclusions were observed in the previously described textural facies :

- (i) **Type I inclusions** correspond to two-phase inclusions with R_v ratio of approximately 10-20% and size between 5 and $40\mu\text{m}$ for the largest ones (Fig.12.a). They are trapped

within all textural facies associated to barite mineralizations, Br, RB and SB. They are characterized by an elongated geometry according to the elongation axis of barite crystals, indicating their primary origin (Roedder, 1984). Their analysis will therefore trace the composition and P/T conditions of the fluid supporting the barite mineralization. Because barite is deemed to be very sensitive to post-crystallization deformation (Ulrich and Bodnar, 1988), inclusions localized in barite cleavages planes were avoided as they may undergo a reactivation during subsequent tectonic event. Raman spectroscopic analyses reveal for Type I inclusion in the SB facies the presence of N₂, CH₄ and smaller peaks corresponding to other alkanes such as C₂H₆ or C₃H₈ (Fig.13). Apart barite, this Type I inclusion were identified in all textural facies and in particular saddle dolomite (Fig.12.b) and calcite phases (Fig.12.c) were it is disposed in the outer cortex, parallel to the crystalline faces.

We also noticed few inclusions with decrepitate-type texture disposer in clusters, which could be the result of periodic fluid overpressure (explosion process – e.g., (Vityk and Bodnar, 1995; van den Kerkhof et al., 2014) or underpressure (implosion process - (Sterner and Bodnar, 1989) conditions with re-trapping of the fluid, or post-crystallization deformation.

- (ii) **Type II inclusions** are characterized by two-phases inclusions with Rv ratio of c.a. 50%, a larger size of c.a. 30-70µm, a rounded shape and more hazardous location within the barite crystal (Fig.12.a). They are thus considered either as secondary fluid inclusions either as resulting forms boiled phenomenon as any hydrohalite solids are visible. They occur in all barite facies (Br., RB and SB) but have not been evidenced into saddle dolomite or calcite because of the possible higher resistance to post-crystallization deformation compared to barite.
- (iii) **Type III inclusions** consist in dark and single-phase fluid inclusions at room temperature, around 30µm of size, and are trapped along the same preferential trend of primary aqueous fluid inclusion within calcite crystal (Fig.12.c). They are probably CH₄-saturated fluid inclusions of low density (Goldstein and Reynolds, 1994; Goldstein, 2001).
- (iv) **Type IV inclusions** corresponds to small monophasic rounded inclusions (<5µm) occurring in two preferentially oriented trails, N20 and N140, and distributed within microfractures systematically intersecting the crystal boundaries (Fig.12.d). They are considered as secondary inclusions indicating fluid percolation during at least two subsequent episodes of deformation (Roedder, 1984). The deformation stage at the origin of N20 fluid inclusion planes development appears to be the later one, as N20 microfractures offset N140.

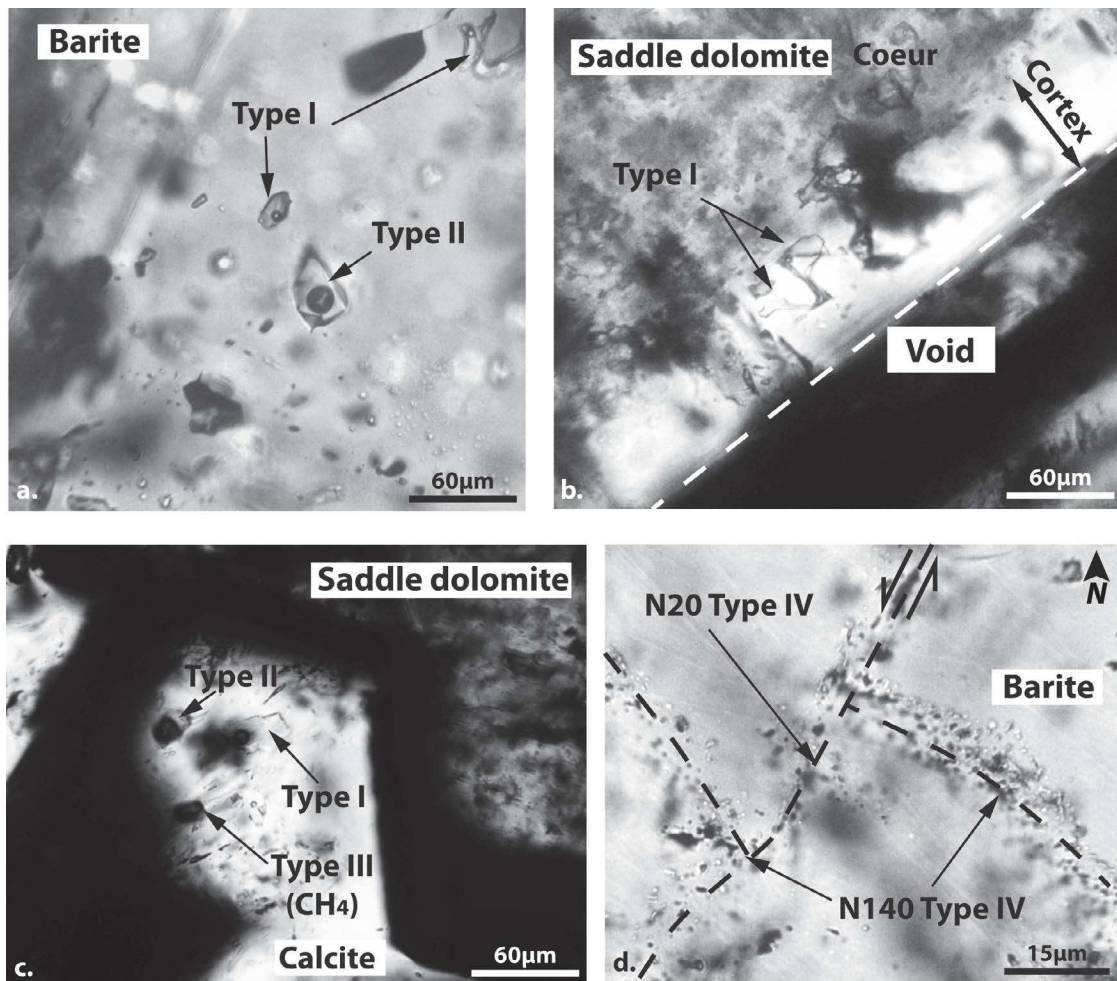


Figure 12: a. Type I primary and type II secondary aqueous fluid inclusions entrapped within barite veins, similar for all the mineralizing events. b. Type I fluid inclusions encapsulated within outer cortex of saddle dolomite. c. Type I and contemporaneous CH₄-saturated type III inclusions trapped within calcite crystal. d. Type IV secondary fluid inclusion forming oriented trails with N20 plane clearly offsetting the N140 one.

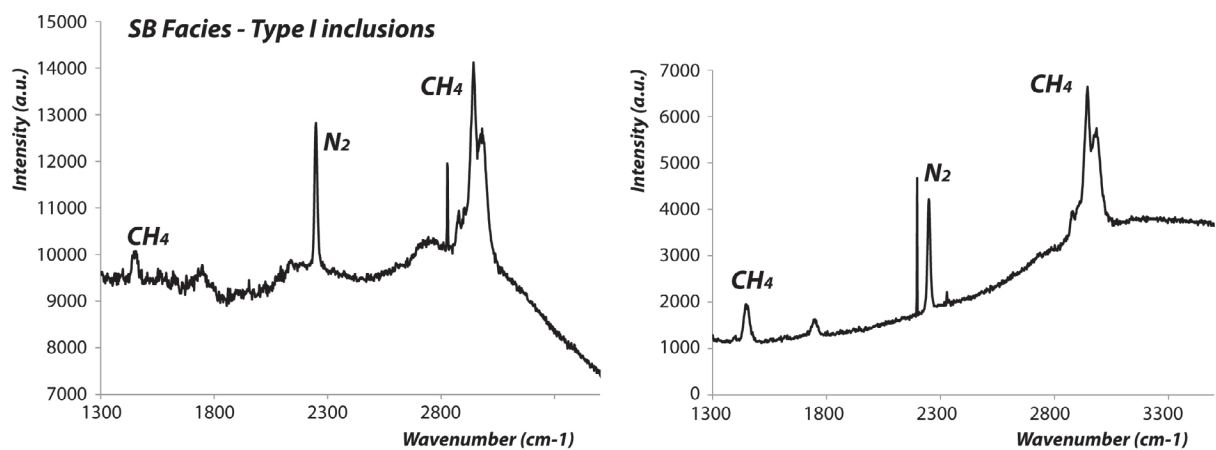


Figure 13 : Representative Raman spectra obtained on Type I fluid inclusions trapped within SB facies.

5.2 Microthermometry results

Because the aim of this work was to determine the context of trapping for the synrift fluids, we focus our measurements on Type I inclusion for each previously described textural facies (Fig.14).

Type I inclusion in barites.

Within the regional compensation faults network, homogenization temperatures T_h in the liquid phase shows from wall to center of the lode an overall decrease of modal values from 140-160°C in Br Facies to 120-140°C in RB Facies and to 100-120°C for SB Facies (Fig.15.a), whereas salinity increases from 9.32 to 17.92 wt.%eq. NaCl. Eutectic temperature indicates a first co-existence of solid and liquid between -35 to -26.7°C suggesting salt composition in the NaCl system (-22.9°C: Crawford, 1981; -21.2°C: Borisenko, 1977), even if some T_e values close to -35°C could imply the presence of additional cation like Ca^{2+} . Mean bulk densities calculated for these inclusions using NaCl-H₂O phase diagram of Bodnar (1994) is between 0,99 and 1,075.

For secondary faults and associate ore infill identified at the Saint Martin area, a similar trend is noticeable as T_h modal values generally decrease from 180-200°C for Br to 120-160°C for RB Facies and finally 140-160°C for SB Facies (Fig.15.b). However, salinity seems to be relatively constant for all textural facies infilling the fault zone, from 10.33 to 9.57 wt.%eq. NaCl. T_e varying between -27 to -21°C reflects a NaCl-H₂O system. The bulk densities are quite similar to those in regional faults as it varying between 0,957 and 0,999.

Barite crystals from the S_0 -parallel vein and sill ore bodies show same fluid inclusion signature for the two mineralizing facies, sparry (RB facies) and sheef-like (SB facies) barites. T_h ranging between 201 and 272°C with the most common values situated in the 220-240°C interval (Fig.15.c). The T_e ranges from -25 to -21°C and T_{mIce} of -16 to -5,8°C. Calculated mean values of salinity and bulk density of fluid inclusion are 17,01wt.%eq. NaCl and 0,964 respectively.

Table 1 - fluid inclusion petrography and microthermometric results

Structural context	Stratigraphic context	Host mineral	Textural facies	Inclusion Type	Te (°C)	Tmlce (°C)	Th (°C)	Mean Salinity (wt.% eq.NaCl)
Regional rollover faults								
Saint Privat	Autunian Blackshale/ Cambrian blavierite contact	Barite	Br (N = 33)	Primary (Rv ~20%)	-35 to -26.7	-9.9 to -1	120 to 178	9.32
			RB (N = 33)	/		-14.1 to -3.4	100 to 136	17.92
			SB (N = 24)	/		-17.7 to -10.1	113 to 158	14.01
Secondary faults and bedded control shear zones								
Saint Martin North	Intra- Cambrian dolomite	Barite	Br (N = 20)	Primary (Rv ~10%)	-27 to -21	-13.4 to -6	151 to 222	10.33
			RB (N = 19)	/	-25 to -21	-10.9 to -3	112 to 159	9.57
			SB (N = 19)	/	-27 to -21	-10.2 to -3	136 to 170	11.08
	Calcite	Vein/geod infilling (N = 7)	Primary (Rv ~20%)	?	?	?	90 to 140	?
Saint Martin South	Intra- Cambrian dolomite	Barite	(N = 5)	Primary (Rv ~95%)	-182		-91 to -87	
			Br (N = 11)	Primary (Rv ~20%)			155 to 164	
			RB (N = 19)	/			126 to 161	
			SB (N = 23)	/			137 to 164	
Bedded control shear zones	Intra Cambrian dolomite	Barite	Sparry (N = 19)	Primary (Rv ~10%)	-25 to -21	-16 to -5.8	201 to 272	17.01
			Saddle dolomite	Drusic (N = 8)	Primary (Rv ~30%)	-23 to 21.6	-16 to 12	75 to 91
Regional post mineralization event								
		Barite	N = 27	Secondary (Rv ~50%)	-44 to -21	-8.3 to 0	263 to 372	3.69

Figure 14 : Fluid inclusion characteristics and microthermometric data for the main textural facies.

Microthermometry data on Br Facies of regional and secondary fault zones are characterized by same pattern, *i.e.* high range of Th between 151 and 222°C for a more or less constant salinity

between 9.32 to 10.33 wt.%eq.NaCl. Th variability can be interpreted in terms of (i) pressure fluctuations during precipitation of the fluid, (ii) temperature evolution during time of the mineralizing fluids, (iii) combination of both processes, or (iv) a continued boiling of a gas-poor fluid. Then, RB and SB Facies are characterized by similar oblique T-S trend with high Th and high salinities as one end member and low Th and low salinities as the second end-member (Fig.16). Such trend is compatible with a mixing process between two fluids of different P/T/S properties. In this case, the lower end member would be close to host rock, particularly Permian shale which is the common lithology between the two studied are, with temperature around 100-130°C; whereas the upper end-member would represent deep saline brine, probably similar to the one at the origin of Br. facies precipitation as the Th are closed.

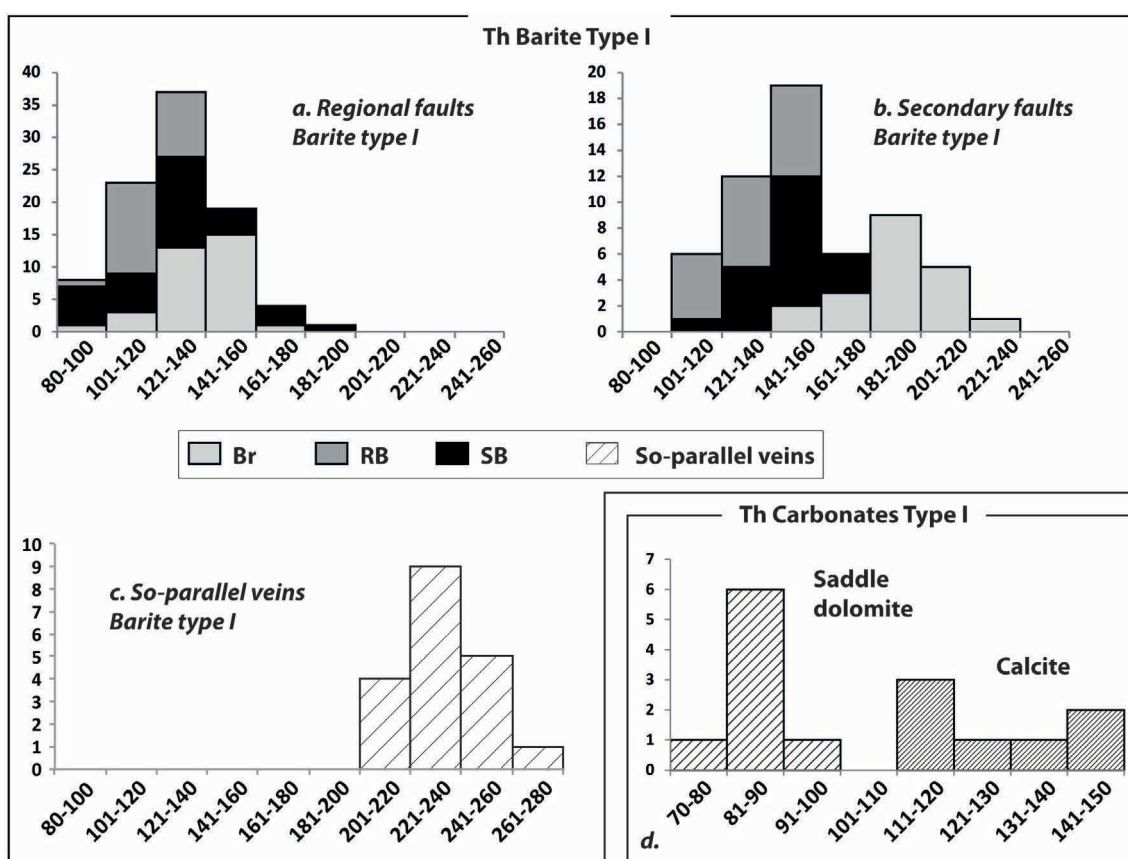


Figure 15: Histograms showing microthermometric Th data obtained on type I fluid inclusions for: a. Regional fault zone; b. Secondary fault zone; c. So-parallel veins; d. carbonate phases (saddle dolomite and calcite).

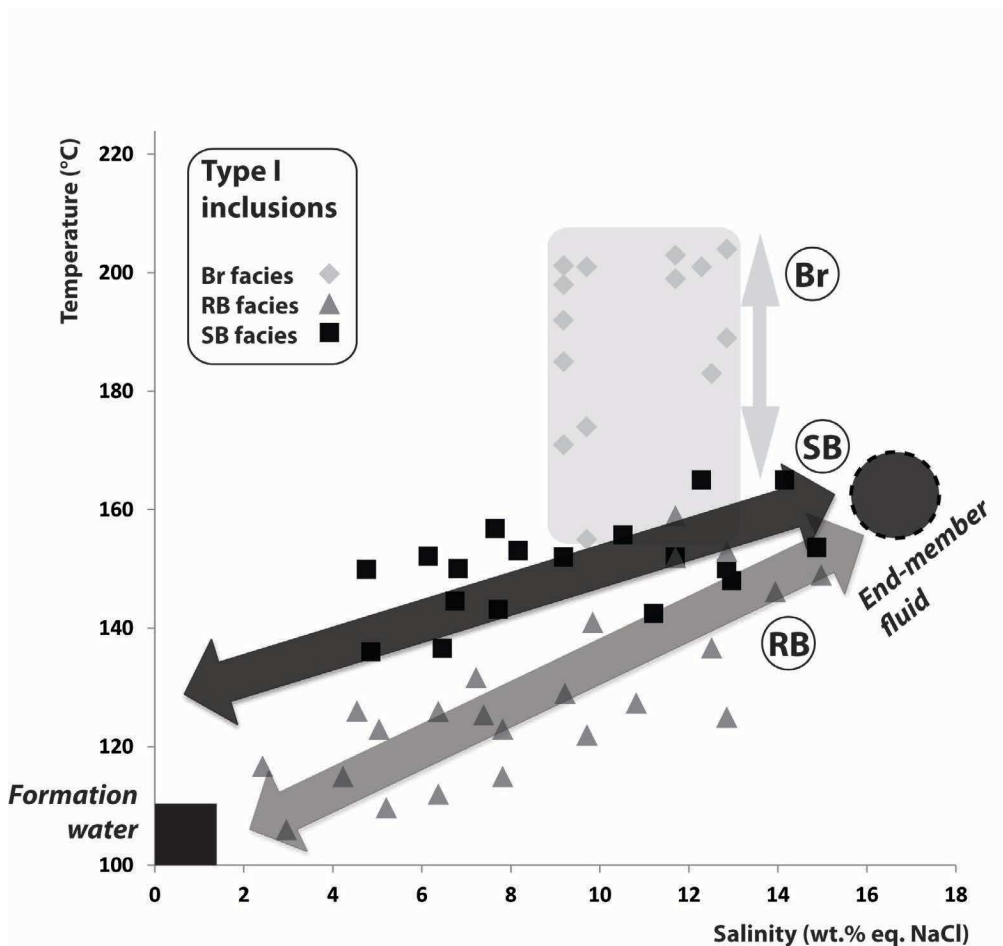


Figure 16: Salinity-Th diagram for fluid inclusions measured in the three barite stages recorded by the LPB: Br. in light grey, RB in dark grey and SB in black.

Type I inclusion in carbonate minerals:

Both the early saddle dolomite system and late calcite system were investigated in order to better constrain the barite-sulfides event.

Saddle dolomite system:

In saddle dolomite, Type I inclusions were only workable when trapped within the outer cortex of crystal, i.e. link to the last fluid precipitation and the scarcity of fluid inclusions in such mineral permitted only a low number of measurements. Homogenization was always in the liquid phase with Th data ranging from 75 to 91°C compatible with the conditions for saddle dolomite formation (e.g., Davies and Smith, 2006; Zhang et al., 2009) (Fig.15.d). Te ranging between -23 and -21.6°C indicates that NaCl is the most abundant salt; and Tmlce between -16 to -12°C corresponds to a mean salinity of 16.79 wt.%eq. NaCl and density of 1,082 (Fig.14).

Calcite system:

In the study of the paragenetic sequence, we highlight a concomitant precipitation of the calcite phase with the trapping of hydrocarbons throughout the roll-over high. Aqueous fluid inclusions trapped within calcite exhibit a size between 5 and 15 μ m and were investigated. All aqueous inclusions are composed of two phases, liquid and vapor with $R_v \sim 20\%$, and the homogenization temperature occurs to the liquid phase between 90 and 140°C (Fig.15.d), in accordance with the oil window calculated for the LPB petroleum system (Laurent et al., in prep.). Unfortunately, the T_e and T_{mice} could not be measured because of the small dimension of inclusions.

One phase and dark fluid inclusions are often considered as CH_4 -saturated inclusions (Goldstein and Reynolds, 1994 ; Goldstein, 2001), trapping contemporaneous to primary aqueous fluid inclusions. In cooling stage, they homogenize at -87°C and melt close to -182°C (Fig.14). After Goldstein (2001), such inclusions are considered as low-density CH_4 -saturated inclusions, trapped during immiscibility between methane and brine, at high pressure conditions (Munz, 2001). In such case, the trapping temperature is equivalent to the aqueous fluid inclusion homogenization (i.e. around 130°C). The calculated density is 0,196 (Holloway, 1981).

The complementary fluid inclusions measurement on carbonate system frames the thermodynamical conditions for the barite-sulfide synrift precipitation. The saddle dolomite T_h values are compatible with dissolution-precipitation processes by local fluid interaction and rebalancing in the Cambrian reservoir close to the Lower Permian unconformity during early burial diagenesis. The calcite T_h values fit with the Lodève Permian Basin thermogenic peak and follow the oil migration during the late synrift fluid event.

The homogenization temperature measured by microthermometric method on primary fluid inclusions encapsulated in the different textural barite facies and carbonate mineral permitted to approach the minimal temperature for fluid trapping and to fix the isochore on a PVT diagram according to the measured mean salinity. The result shows an overall temperature decrease in accordance with a complete sequence of two fluids mixing during successive valve-induced reactivation of the fault network and lateral sill in the compensation graben; but the true trapping conditions cannot be determine without fixing an invariant geothermometer. In order to complete the geothermobarometric characterization of the barite-sulfide system, sulfur isotope geothermometry has been conducted on chalcopyrite fringing the barite ribbons and cockade that represent a coeval precipitation of the same fluid sequence.

6. Sulfide isotope geothermometer

A total of 18 sulfate samples were analyzed for their sulfur isotope composition at the Institute of Earth Surface Dynamics of the University of Lausanne using a Carlo Erba 1108 elemental analyzer (EA) connected to a Thermo Fisher (Bremen, Germany) Delta V isotope ratio mass spectrometer (IRMS) that was operated in the continuous helium flow mode via a Conflo III split interface (EA-IRMS). The stable isotope composition of sulfur is reported in the delta (δ) notation as the per mil (‰) deviation of the isotope ratio relative to known standards: $\delta = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})/R_{\text{standard}}] \times 1000$, where R is the ratio of the heavy to light isotopes ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$). The sulfur standard is the Vienna Cañon Diablo Troilite (VCDT). The reference SO_2 gas was calibrated against the IAEA-S-1 sulfur isotope reference standard (Ag_2S) with $\delta^{34}\text{S}$ value of -0.3‰ (Coplen and Krouse, 1998; Spangenberg et al., 2010). The overall analytical reproducibility of the EA-IRMS analyses, assessed by replicate analyses of three laboratory standards (barium sulfate, with a working $\delta^{34}\text{S}$ value of $+12.5\text{‰}$; pyrite Ch, $+6.1\text{‰}$; pyrite E, -7.0‰) is better than $\pm 0.2\text{‰}$ (1 SD). The accuracy of the $\delta^{34}\text{S}$ analyses was checked periodically by analyses of the international reference materials IAEA-S-1 and IAEA-S-2 silver sulfides (0.3‰ and $+22.7 \pm 0.2\text{‰}$, respectively, values from IAEA-Catalogue and Documents) and NBS-123 sphalerite ($+17.09 \pm 0.31\text{‰}$, value from NIST-Catalogue and Documents).

In-situ sulfur isotope measurements on 8 chalcopyrites have also been made by Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS) with a cesium source on CAMECA IMS5F at the university of Montpellier (France), due to the difficulty of extraction of such small minerals. The reproducibility of analyses were measured by analyses on laboratory standards of three chalcopyrite with $\delta^{34}\text{S}$ of $4.4 \pm 1.6\text{‰}$, $3.47 \pm 0.42\text{‰}$ and $2.29 \pm 0.2\text{‰}$. All data are here reported as per mil relative to the Canyon Diablo Troilite (CDT) standard with an error evaluated around 1‰ .

The average results of isotopic measurements are synthesized on figure 17.

Sulfur isotope geothermometry is based on the equilibrium sulfur isotope fractionation between co-existing sulfur-bearing compounds. As barite precipitation is considered contemporaneous to chalcopyrite formation, the following equations for sulfate-chalcopyrite pair have been used: $\Delta^{34}\text{S} = \delta\text{S}^{34}_{\text{Barytine}} - \delta\text{S}^{34}_{\text{chalcopyrite}} = 1000 \ln \alpha = 6.513 (10^6/T^2) + 0.56$ (Ohmoto and Lasaga, 1982), where α is the sulfur isotope fractionation value. We thus assume here that the two minerals have formed from solutions of uniform temperature and chemistry. Ohmoto (1972) and Robinson and Ohmoto (1973) have calculated sulfur isotope fractionations $\Delta^{34}\text{S}$ among sulfur species and hydrothermal minerals with respect with pyrite. As the $\Delta^{34}\text{S}$ is larger in the sulfate-sulfide pair than in sulfide-sulfide one, barite-chalcopyrite system is considered as the most sensitive isotopic geothermometer. According to (Ohmoto and Rye, 1979), the uncertainty in the calculated temperature due to uncertainty in the equation of the sulfur isotope thermometer is about $\pm 10^\circ\text{C}$ for the barite-chalcopyrite thermometer.

Sample	Location	Textural Facies	$\delta^{34}\text{S}$		$\Delta^{34}\text{S}$	T(°C)
			Barite	Chalcopyrite		
SP1a	Saint Privat	Br.	17.2	-15	31.7	184
SP1b	↘	↘	17.6	↘	32.1	181
SP2a	↘	↘	16.1	↘	30.6	192
SP2b	↘	↘	16.9	↘	31.4	186
SM1a	Saint Martin	↘	16.9	↘	31.4	186
SM1b	↘	↘	15.6	↘	30.0	196
SP3a	Saint Privat	RB	17.3	-9	26.4	229
SP3b	↘	↘	16.8	↘	25.9	234
SP4a	↘	↘	17.9	↘	26.0	223
SP4b	↘	↘	16.6	↘	25.7	236
SM2a	Saint Martin	↘	16.0	↘	25.1	242
SM2b	↘	↘	16.4	↘	25.5	238
SP5a	Saint Privat	SB	16.4	-12	28.2	212
SP5b	↘	↘	17.3	↘	29.1	204
SM3a	Saint Martin	↘	16.2	↘	28.0	214
SM3b	↘	↘	16.7	↘	28.5	209
SMSa	Saint Martin	Sheef-like	16.9	-5	21.9	279
SMSb	↘	↘	18.0	↘	23.0	266
SD1	Saint Martin	Saddle dolomite		+20		
SD2	↘	↘		+21		

Figure 17: $\delta^{34}\text{S}$ average values for barite and synchronous chalcopyrite, and sulfur isotope geothermometer for Barite/Chalcopyrite assemblages in the different textural facies.

$\delta^{34}\text{S}$ measurements on barite range between 15,6 and 17,2‰ for Br Facies, between 16 and 17,3‰ for RB Facies, 16,2 and 17,9‰ for SB Facies in the fault zones and between 16,9 and 18‰ for S_0 -parallel veins RB facies. $\delta^{34}\text{S}$ analyses on contemporaneous chalcopyrite gave values of -15‰ for Br. Facies, of -9‰, for RB facies, of -12‰ for SB facies in the fault zones and of -5‰ for S_0 -parallel veins RB facies.

In fault zones, calculated temperatures is of 204 and 214°C for SB facies, between 223 and 242°C for RB facies and fall between 181 and 196°C for Br. Facies. Finally, sulfide isotope geothermometer for S_0 -parallel RB facies veins indicates a trapping temperature higher than fault zone, ranging from 247 to 260°C.

7. Discussion

7.1 Main results

The crossing of structural, textural, microthermometric and isotopic analysis of the synrift mineralizations allow to constrain the conditions and timing of the associate fluid events:

1. The structural fabric shows two main type of traps for migrating fluids during regional dextral strike-slip faulting of the basin: (a) Regional N90 roll-over fault network and associate secondary fault, and (b) hydraulic connected stratigraphic joints in the karstified cambrian host rock;
2. Textural, microthermometric and isotopic analyses evidence four stages of mineralization:
 - a. The first stage is reported to the re-opening of the Cambrian meteoric paleokarst and synrift fault conduits by hypogen karstification close to the permeability and chemical barrier of the blackshales unconformity. It is characterized by dissolution-precipitation processes that led to the growing of drusic saddle dolomite at homogenization temperature of 85-91°C and high salinity of 16,79wt.%eq.NaCl;
 - b. The second stage is evidenced by the formation of an implosion breccia cemented by a sheef-like barite and earlier silicifications forming the Br. Facies along the fault network compensation graben. The kinematic on these faults is concordant with the regional stress during the synrift activity and is thus associated to the first activation of the faults as it sealed the first movement on the fault plane and associated offshoot veins (Riedel-type structures and tension gashes). The relative trapping temperature of fluid is 181 to 196°C for a salinity of 9,32 to 10,33 wt.%eq.NaCl ;
 - c. The third stage corresponds to the main infill and is composed of succession of barite ribbons (RB Facies) and accessory cockades separated each other by micro-shearing planes often underlined by pyrite and chalcopyrite. These segmented fractures exhibit a pure normal displacement, parallel to the main fault segment. Microthermometric data suggest the reactivation of the fault system by an ascending overpressured fluid column that progressively interacts with the interstitial formation water inducing successive mineral precipitation in an overall cooling sequence. This second mineralizing event is also associated to S_0 -parallel veins. These structures are sealed by sparry barite (RB facies) cementing possible detachment breccia and opened dilatant veins. Trapping temperature in fault zone ranges from 223 to 242°C for a high variable salinity, whereas S_0 -parallel veins are characterized by higher temperature between 247 and 260°C and constant salinity. Raman analyses highlight the contemporaneous trapping of CH₄-bearing inclusions.
 - d. The last mineralizing stage is formed by sheef-like barite (SB Facies) infilling small-scale dextral strike-slip pull-apart at the center of the fault zone and offshoot veins. As previous event, precipitation process seems to be link to fluids mixing with interstitial formation water. This last mineralizing event is contemporaneous to calcite and hydrocarbon trapping. SB facies is present in S_0 -parallel veins but only

close to the seal/basement unconformity. Temperature and salinity are respectively 204-214°C and 13,75wt.%eq.NaCl;

3. Hydrocarbon migration is contemporary to last fluid event associate to calcite precipitation within strike-slip veins at temperature ranges between 90 to 140°C, which represent the true trapping conditions as aqueous fluid inclusions are contemporaneous to CH₄-saturated low density inclusions.

7.2 P/T conditions for fluid trapping

The results of fluid inclusion analysis were used to estimate the P–T trapping conditions for the various inclusion types along their isochores (Fig.18). The isochores, corresponding to the maximum and minimum Th values, were used to indicate the variation in possible P/T trapping conditions. The average isochore representing mean conditions are also indicating. In addition, the hydrostatic and lithostatic geogradients were estimated using a P/T basin model calibrated from vitrinite reflectance, and considering the following petrophysical succession above the compensation fault zone: Saxono-Thuringian: 1000m shales of 2,7 g/cm³; Autunian: 700m blackshales of 2,61 g/cm³; Cambrian dolomite with density of 2,79 g/cm³; water density of 1 g/cm³. A geothermal gradient of 50°C/km was obtained and used as the upper possible bound, considering that the geothermal gradient value was necessarily comprised between 30°C/km (normal gradient for stable continental crust) and the calculated gradient (Laurent et al., in prep.).

At least, we obtained a good approximation of the thermodynamical conditions for the emplacement of the different mineralized facies in crossing the sulfide isotope geothermometer with the hydrostatic and lithostatic geogradients extracted from the basin model on the PVT fluid inclusion diagram (Fig.18).

Fault zones

The PVT diagrams crossed with the geotherbarometric data for all textural facies clearly indicate evidence for pressure fluctuations during fluid entrapment. Intersection between Br Facies isochores interval with entrapment temperature indicates pressure conditions for vein formation mainly in the infrahydrostatic conditions up to 500 bars (Fig.18.a and Fig. 18.d) for both geothermal gradient.

For RB and SB Facies, the geothermometer correction on P/T isochores shows fluctuations of fluid pressure for both facies in the overpressure domain. RB Facies recorded pressure varying between 1750 and 2500 bars for regional fault zone (Fig.18.b), and between 1100 bars and 2100 bars for secondary faults (Fig.18.e), *i.e.* at supralithostatic conditions during precipitation in both geothermal gradients. It corresponds to a maximum pressure fluctuation about 1000 bars. This intermittent

pressure variation is in accordance with the textural observations as ribbons structures are observable (Hodgson, 1989; Moritz and Crocket, 1990; Boullier and Robert, 1992).

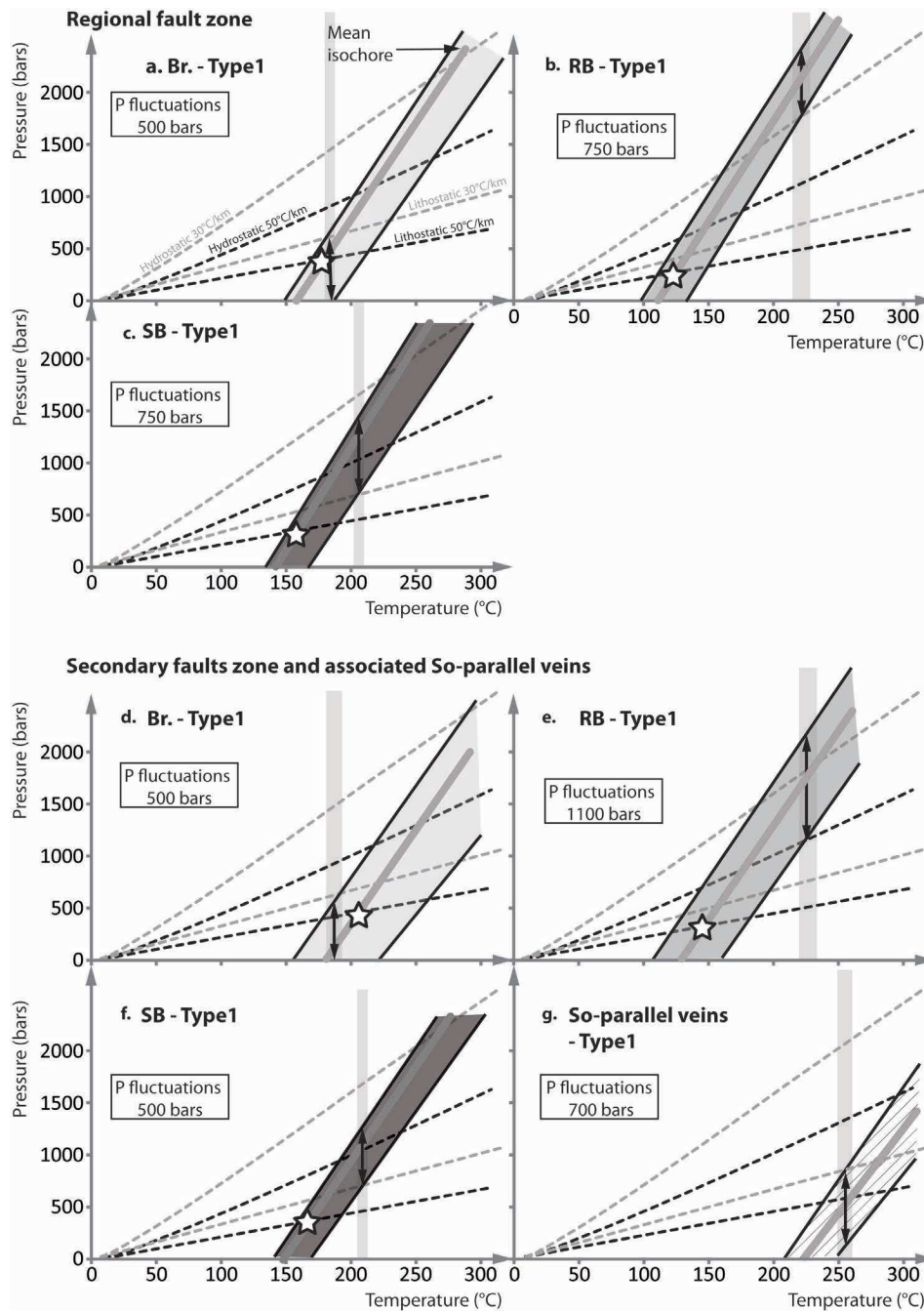


Figure 18: Pressure-temperature plots with isochores for Type I aqueous inclusion entrapped within barite calculated using FLINCOR program (Brown, 1989). Vertical gray rectangles correspond to the temperature calculated from sulfur isotope geothermometer with calculation error of c.a. 10°C. The double arrow represents the pressure fluctuation at entrapment temperature corrected from geothermometric data. Lithostatic and hydrostatic geogradients were calculated based on vitrinite reflectance modeling with mean geothermal gradient of 50°C/km, density of 2,50 g/cm³ for 700m of overlying shale and host dolomite with density of 2,79 g/cm³ and water density of 1 g/cm³. A geogradient of 30°C/km corresponding to stable continental crust is also reported in order to appreciate the minimum P/T trapping conditions for fluids.

In the same way, SB Facies has been entrapped in supra-hydrostatic conditions for a maximum pressure fluctuation of 750 bars for regional fault (Fig.18.c) and 500 bars for secondary ones (Fig.18.f). Considering a temperature gradient of 50°C/km, pressure reaches supralithostatic condition, but not in the case of minimal gradient. Pressure fluctuations in the overpressure conditions are one the best criterion in the fault-valve process (Sibson et al., 1988; Cox, 1995; Robert et al., 1995).

Before the increase of fluid pressure close to the basement/seal unconformity during the fault reactivation, we assumed that the interstitial fluid was in hydrostatic conditions. In this case, initial conditions of the fluids, *i.e.* before the pressure increase close to the Permian barrier, can be read at the intersection between the mean fluid isochore and the hydrostatic gradient at the time of deposition. Following this method, all facies show the same range of pressure at hydrostatic conditions, *i.e.* between 230 and 300 bars, and a temperature between 130 and 160°C, considering a geothermal gradient of 50°C/km. This pressure corresponds to a depth ranges from 2,2 to 2,9km, concordant with the geodynamic context of the roll-over zone during synrift burial as proposed by Lopez (1992) who estimated a value that do not exceed 2,5km considering both the projected pinch out of the divergent synrift infill and the joint pattern, and confirmed by the basin modeling of (Laurent et al., in prep.).

On the contrary, if we choose minimum geothermal gradient of 30°C/km, the trapping of mineralizing fluid at hydrostatic condition indicates a minimum pressure of 500bars, corresponding to 4,9km of depth, inconsistent with the degree of thermogenesis measured in the basin (Laurent et al., in prep.)

So- parallel veins and sills

Sulfide isotope geothermometers measured for sparry barites (RB facies) from So-parallel veins and sills indicate a trapping temperature of 247 to 260°C \pm 10°C with pressure variation in the overpressure conditions. The lower temperature in fault zone can be explained by a mixing process with cooler formation water for facies mineralizing in fault conduit whereas S₀-parallel veins is link to one single hot brine. Considering the sulfur isotope geothermometer calibration, the trapping pressure deduced for the sparry barite indicates a window between near-hydrostatic (500 bars) to supra-hydrostatic (750 bars) for a geothermal gradient of 50°C/km, whereas conditions are infra-hydrostatic for a normal geothermal gradient of 30°C/km (Fig.18.g).

Nevertheless, the minimum trapping pressure of 500 bars implies a depth of mineralization around 5km in hydrostatic conditions and 1,8km according to lithostatic gradient. The first configuration is not realistic according to the geohistory of the basin (Lopez, 1992). It thus appears that S₀-parallel veins have precipitated at overpressure conditions with stratigraphic joints opening.

Consequently, fluid temperature is not in equilibrium with the host rock (*i.e.* with the geothermal gradient at around 2,5km depth), suggesting a *per ascensum* migration of deeper fluids by deep rooted conduits.

8. Toward an integrated model for fault valve controlled mineralizations during synrift burial, a complementary MVT model

This work combining in one hand large scale field observations with basin modeling, and in the other hand detailed outcrop studies supported by mineralogical, microthermometric and isotopic data, permitted to constrain a robust model for the synrift fluid geohistory of the Permian Lodève Basin. Furthermore, we show here that this basin is an exceptional example to link the processes and products in a single well-constrained “sedimentary pressure cooker” where the mineralization is conspicuously monitoring the fault-valve conditions at the compensation graben knickpoint. The following sequence was established (Fig.19):

8.1 Prerift period - hypogen karstification

Before to early synrift period, the early fault network of the compensation graben, the connected buried meteoric paleokarsts in the Cambrian dolomite reservoir and the basal conglomerates were submitted to hypogen karstification below the Lower Permian blackshales (Fig.19.a). The Lower Permian blackshales playing the role of both permeability barrier and source for sulfuric acid by bacterial reduction of sulfate lenses trapped in the organic-rich sediment. This assumption is supported by the neof ormation of framboidal pyrite. The fluid-rock interaction led to the precipitation of drusic saddle dolomite at temperature around 90°C (Warren, 2000; Davies and Smith, 2006; Zhang et al., 2009).

8.2 Synrift F1 fluid event - First tectonic activation of roll-over faults:

We demonstrated here that the migration towards the roll-over top zone of metal-rich basinal fluids was driven by the differential subsidence during the late synrift phase. The source of the fluids was probably located in the deeper most part of the basin, and probably close to the southern bordering fault of Les Aires-Mas Blanc, because the measured trapping temperature was significantly higher than burial temperature *i.e.* between 180 and 230°C. The Br ore facies represents the first mineralized occurrence that emplaced at infrahydrostatic conditions; *i.e.* in a pressure domain inferior to surrounding sediments (Fig.19.b). This process can be mechanically explained by an abrupt drop of pressure within the damaged zone during the fault activation that lead to implosion of the host rock (Sibson R.H. et al., 1975; Sibson, 1986). During the early faulting stage in the roll-over zone,

andersonian faults nucleate by unconnected en-échelon segments. The overlapping zone was very permeable for the ascending fluid column trapped below the regional seal. Subsequent connection by the suprahydrostatic fluids in the relay zone leads to the formation of major distensive pull-apart with an instantaneous drop of fluid pressure and implosion of the surrounding walls. This process develops without interference of fluid overpressure in the shear strength component of the fault (Fig.20). Only the regional stress was responsible for the fault activation. The drop of pressure lead to formation of mesh-structures of shearing veins that individualized host rock fragments within the distensive pull-apart zone. Barite mineralization precipitated abruptly by rapid barium solubility decrease (Blount, 1977; Møller, 1988); cementing the breccia as a result of pressure drop and probably mixing with interstitial water entrapped within the argillaceous seal during fracturing. There is no barite mineralization in the primary damage zone of the fault as previous silicifications intensively reduced host rock permeability. This first polymetallic event induced sealing of the fault zone while basinal fluid continued to migrate upward through fault conduit. Formation of offshoot veins connected to the fault zone exhibiting the same kinematic, we thus consider that associated mineralization is linked to the same fluid event. Induced Riedel structures are associated to opening of normal/dextral strike-slip pull-apart whereas branched P planes are vertical mode-1 tension gashes parallel to the main regional stress.

8.3 Synrift F2 fluid event: Fault-valve behavior

The F2 event is characterized by successive incremental reopening of the fault plane associate to fluctuations of fluid pressure in the overpressure domain during time (Fig.19.c). Ribbon texture and fluid pressure fluctuations up to supralithostatic conditions provide clear evidence of progressive build-up of fluid pressures derived from fault-valve action (Sibson et al., 1988; Cox, 1995; Robert et al., 1995; Montomoli et al., 2001; Faleiros et al., 2007; Faleiros et al., 2014). Microthermometry results shows two family of fluid inclusions, Type I and Type II, trapped within barite which could be contemporaneous. Indeed, fluid characteristics consists in low temperature/high salinity for Type I inclusion and high temperature/low salinity for Type II. In our knowledge, there is no evidence of post-crystallization event in the basin geohistory which could explain a minimal temperature of fluid percolating around 300°C. Nevertheless, literature documented that the co-existence in the same mineral phase of low salinity fluid homogenizing in the vapor phase with a saline fluid homogenizing in the liquid phase is related to a boiled process during fluid precipitation (Darimont and Coipel, 1982). Moreover, if T_h in the vapor phase is superior to ones of in the liquid phase, it corresponds to an “explosive” boiled phenomenon, *i.e.* linked to a drastic fluid pressure drop and particularly during the transition from lithostatic regime towards hydrostatic conditions. Fault-valve behavior is usually expected to operate in reverse fault systems unfavorably oriented for frictional reactivation (*i.e.*

angle between σ_1 and the fault greater than 60° at the transition between active metamorphism and hydrostatic seismogenic zones (5 to 15km depth; e.g. Sibson et al., 1988; Robert et al., 1995; Boullier and Robert, 1992; Henderson and McCaig, 1996; Sibson, 2000). In the Lodève Permian Basin, fluid trapping deduced from fluid microthermometry occurred at a maximum depth of 2,4km, *i.e.* in the seismogenic zone, and within active normal faults. Examples of gold mineralization associate to fault-valve process in optimally oriented shear zones have been already described (Nguyen et al., 1998; Kolb et al., 2004) but never in active faults, as it is the case for Lodève Permian Basin mineralizing events. According to (Sibson, 1990; Sibson, 2004), the seismogenic zone is the domain where fracture-pore space is interconnected through the near-surface table and the fluid pressure is thus near hydrostatic condition. At Lodève, connection with superficial domain is prohibited by the occurrence of around 2000m of impermeable sediments and early sealing of the fault zone by the previous fluid event F1. When fluid pressure overcomes the time-dependent fault shear strength (Fig.20), shear failure occurs along the main fault zone, causing fracture permeability and a sudden drop in fluid pressure. We estimated the pressure fluctuation during precipitation around 1100 bars which is comparable to other studies on fluid pressure within fault zone on reverse faults at depth superior to 7km (2000-5000 bars – Robert et al., 1995; 1000-1500 bars – Montomoli et al., 2001; 830-1250 bars - Faleiros et al., 2007; 300-2500 bars - Faleiros et al., 2014) and on normal faults (50-1260 bars - Parry and Bruhn, 1990). The first reactivated detachment plane and opening due to increase of fluid pressure is probably situated on a preexistent slip surface induced by the previous formation of implosion breccia at the center of the pull-apart. In the structural context of the compensation graben, connection with more superficial depth is conceivable as these structures may act as opened big scale conduits evacuating the excess of pressure towards shallower level at the roll-over top. It allowed connection and mixing with percolated H_2S -rich formation water entrapped within the overlying sedimentary cover and formed during thermogenesis of organic matter-rich blackshale and biogenic sulfides alteration during burial diagenesis (Laurent, 2015). Mixing process and post-seismic abrupt drop of pressure was favorable to precipitation of barite veins parallel to the fault slip surface and thus to a new sealing of the fault zone. At rupture, opening of jogs promoted a sudden decrease in fluid pressure. This, together with relief of shear stress due to slip, induces a sudden increase in fault shear strength. This process was cyclic as the fluid pressure was able to rebuild during the tilting and related differential loading of the half-graben (Fig.20).

During the late post-seismic centripetal precipitation, thin sulfide layers precipitated at the center of the vein, indicating sulfate depletion and possible Eh drop by the dilution of the reducing interstitial waters at the end of the process. These sulfide layers preferentially become detached in a normal movement in response to newly formed fluid overpressure as they represent mechanical weakness during “crack-slip-seal” process in the mineralized bodies (Nguyen et al., 1998). The normal

movement of the fault during this mineralizing event was not concordant with the normal/dextral strike-slip kinematic induced by regional tectonic stress. Each reactivation planes are strictly parallel to the slip surface and not to distensive pull-apart branches; indicating a process of strike-slip movement driven by the fluid pressure that limited the cohesion on the failure plane and lead to the hanging-wall collapse. Finally, cockade structures within barite lenses are the result of rolling-accretion in an open space, where high fluid pressure maintained the channelway open (Genna et al., 1996). It is usually considered that such cockade mineralization is formed in free stress conditions (Genna et al., 1996; Leroy et al., 2000). In consequence, we can deduce here that the reactivation of the fault plane was only a consequence of fluid overpressure and not governed by the regional tectonic stress.

The change in fault movement from strike-slip dominated to normal could be the result of stress axis permutation, in particular between S1 and S2. Indeed, Zoback et al. (2003) shows that when pore pressure is very close to the vertical stress, i.e. lithostatic conditions, both horizontal stresses must also be close to the vertical stress in order to avoid fracturing. In such conditions, it is possible to permute vertical and horizontal stress and thus change tectonic regime from strike-slip to normal. Another possibility is that this change of kinematic in fault movement could be the result of collapsing of the hanging-wall due to hydraulic mode-1 opening.

8.4 Synrift F3 fluid event: Late mineralized fluids and hydrocarbon – Involvement for hydrocarbon charging

The migration of oil always coexists with aqueous fluids in sedimentary basins and even in reservoirs with very high hydrocarbons saturation; formation water cannot be fully expelled. Trapping conditions of hydrocarbons can thus be determined from the properties of aqueous fluid inclusions trapped with the mineral phase formed contemporaneously with oil (Munz, 2001). To satisfy this condition, aqueous inclusions should correspond to the same texture and the same host mineral phase as petroleum inclusions. If textural criteria indicate the contemporaneous trapping of the two types of inclusions, CH₄-saturated aqueous inclusions can be considered, which means that the temperature of the homogenization obtained is the real trapping temperature for both types of inclusions (Nedkvitne et al., 1993). The transition phases due to the presence of methane, such as partial homogenization or clathrate melting are common but very difficult to observe.

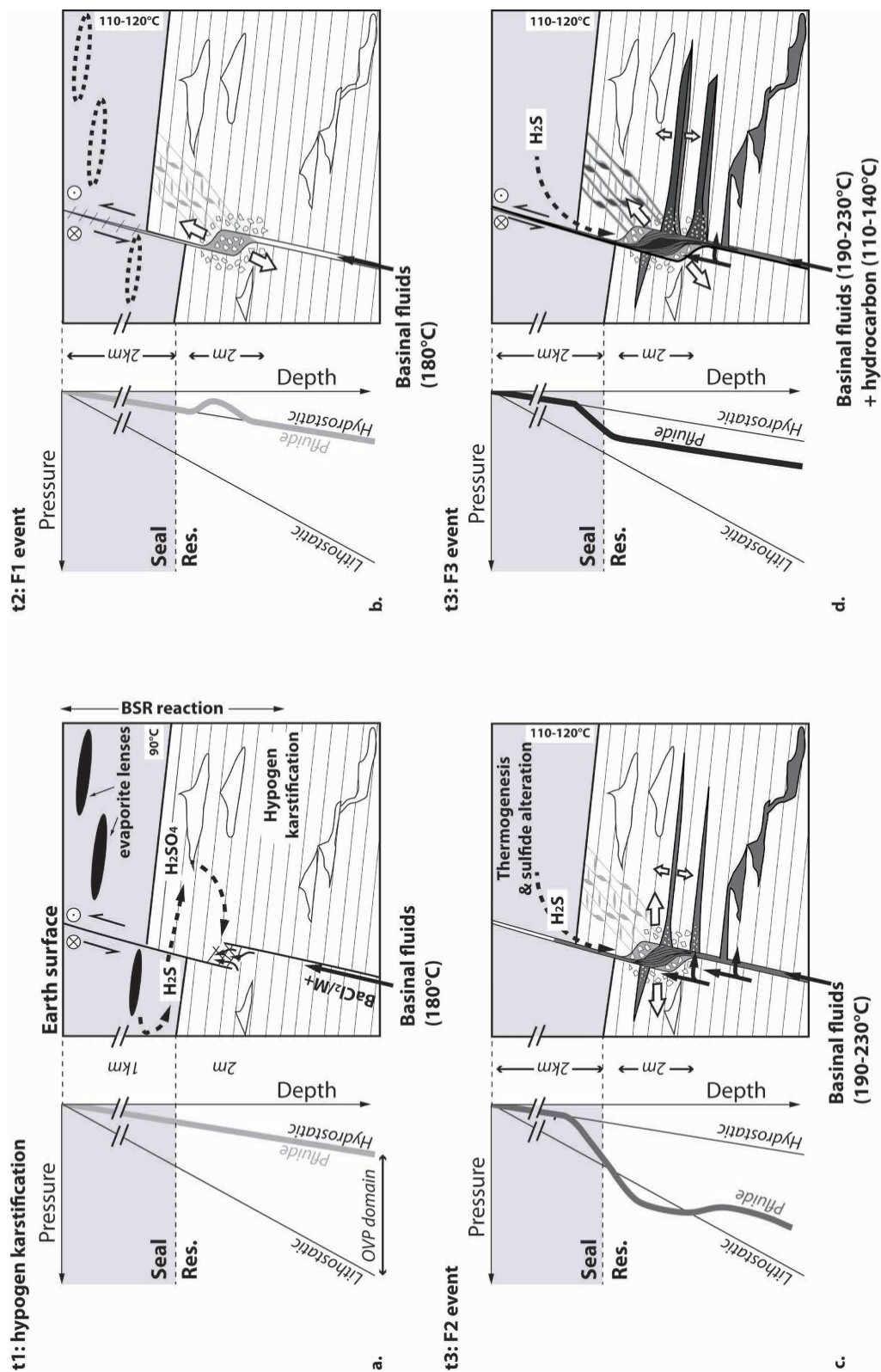


Figure 19: Global kinematic model explaining the barite-metals trapping mechanisms within roll-over faults during syn-sedimentary basinal fluid expulsion. For each step, the schematic pressure-depth diagram illustrating the fluid pressure vertical evolution is indicated. See text for explanations.

As demonstrated by the oil seeps, bitumen and bubbles entrapped within barite and calcite veins, the syn-rift burial of the basin was favorable to thermal cracking of organic matter. Thus, the Lower Permian pre-rift blackshales with high content of organic matter crossed the oil window at 80 to 120°C and can be considered as the main potential source rock for hydrocarbon (Laurent et al., in prep.). Textural observations permitted to precise that hydrocarbon migrated during or just after the last mineralizing fluid event SB. In this sense, the first basinal fluid events (F1 and F2) contribute to early sealing of the main fluid pathways (i.e. along the syn-rift faults and in palaeokarsts) by polymetallic deposits. The last syn-rift fluid event (F3) permitted the migration of oil with mineralized fluid at the origin of both the last barite precipitation and the calcite veins into strike-slip network at entrapment temperature of 90-140°C (Fig.19). These temperatures are compatible with the Permian oil window and with the temperature of fluid at the origin of barite-sulfide ore deposits in fault zone. Thus, microthermometric data do not reveal any overpressure conditions, and P/T regime was equal to hydrostatic conditions at the time and location of hydrocarbon precipitation and another process than overpressure was necessary for the new opening of the fault network pathway.

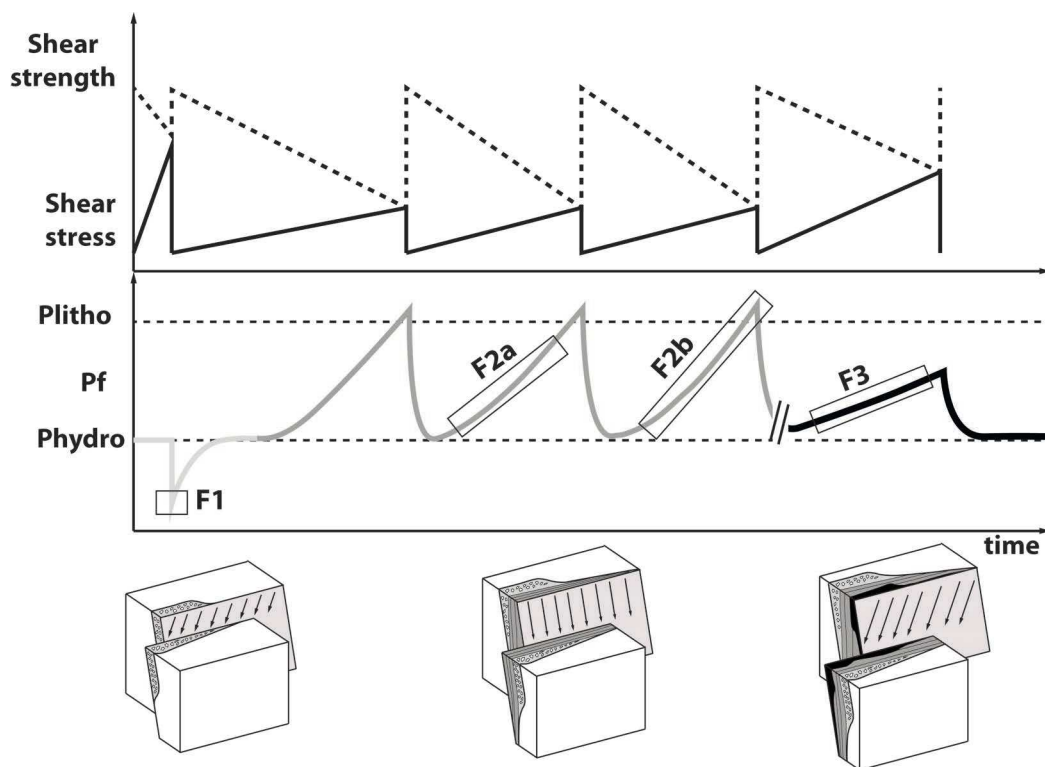


Figure 20: Schematic illustration showing the evolution of fluid pressure, shear stress and shear strength with time, during the complete fluid sequence. Rupture nucleation occurs when decreasing shear strength equals increasing shear stress. F1 event: Abrupt drop of fluid pressure linked to first tectonic fault activation, associated to first fluid mineralization (F1). F2 event: Cyclic build-up of fluid pressure prior to rupture episodes at times of F2 fluid event. The rupture is only due to the decreasing of shear strength by the fluid pressure increase. F3 event: Fault reactivation linked to combined action of both fluid pressure and increase of regional shear stress on fault plane.

The clear corrosion of the barite crystals fringed by hydrocarbon-bearing calcite, and the synchronous growing with abundant pyrite suggest reducing conditions favorable to partial dissolution conditions during hydrocarbon expulsion. Reduced environment is very favorable to barite dissolution as barium solubility increase with the decrease of oxygen fugacity (Bolze et al., 1974; Brumsack and Gieskes, 1983; Bréhéret and Brumsack, 2000). Moreover, dextral strike-slip movement of calcite veins suggests that faults were reactivated under the regional stress during precipitation whereas fluid pressure is not sufficient to reach the fault rupture threshold (Fig.20).

Conclusion

This work characterizes the polymetallic mineralized barite-sulfide sequence filling the veins and associate bodies entrapped along E-W trending normal faults in the Cambrian basement of the exhumed area at the top of the roll-over of the Lodève Permian Basin. This fault network, initiated at the arc of hinge of the roll-over anticline during the syn-rift tilting, played a major role for evacuating cyclically basinal fluids during Middle to Upper Permian. The detailed study of the fabric, texture, isotope geochemistry and fluid inclusions allowed to precise the timing and thermodynamical conditions for basinal fluid discharge and to finally propose a kinematic model which demonstrates the driving role of basinal fluid on large scale normal fault reactivation at the top of the roll-over anticline.

The basinal fluids were expelled laterally by differential loading from the deepest buried part of the basin along N-S paleocanyons entrenched below the regional Carboniferous/Lower Permian seal, and trapped in the superficial portion of the seismogenic zone at the top of the roll-over anticline. Here, the progressive normal faulting at the arc of hinge of the roll-over (Compensation graben) permitted to expulse cyclically upwards the fluids during the basement tilting and played the role of a valve zone.

The basinal fluid sequence circulating within the active normal faults show successive kinematic conditions controlled by the nature, P-T conditions and rate of mixing with local interstitial fluids trapped in the overlying pile. Four main stages were evidenced during the syn-rift geohistory:

1. **F1 Stage (Early syn-rift phase):** The first stage is marked by the re-opening of early synrift faults and paleokarst conduits in the Cambrian basement by acid fluids during Early syn-rift burial. This process led to the growing of drusic saddle dolomite at low temperature ($T_h = 85-91^\circ\text{C}$) and hydrostatic conditions. It develops just below the permeability barrier of the blackshales unconformity. We report this first event to the partial leaching and oxidation of the Permian evaporite lenses and syn-sedimentary pyrite trapped within the early Permian paleokarst sediments at or below the basal unconformity by meteoric fluids. The later were previously trapped in the Cambrian reservoir during the pre to Early

Permian subaerial exposure and led to the formation very aggressive sulfuric acid-rich fluids that react with the Cambrian carbonates to led hypogen karstification during early burial.

2. **F2 Stage (Middle to Upper synrift phase):** The second fluid stage following or partly superposing to the opening of paleokarst conduits developed during the initiation of the regional andersonian fault network during the building of the compensation graben. It is characterized by the emplacement of implosion breccia sealed by sheef-like barite in the fault zone. P/T trapping conditions indicate that this event develops in response to a major drop of pressure by injection of ascending barium-metal rich fluids during the propagation of the dextral-normal faults under the regional stress regime. In this case the fluids played a passive role and sealed the damaged zone.
3. **F3 Stage (Upper syn-rift phase):** During Upper Permian time, the differential burial was sufficient in the deeper part of the half-graben to lead an overall lateral-upward migration of the mineralized interstitial fluids trapped in the blackshales below the Lower Permian blackshales. These fluids were stored at the top of the roll-over anticline at overpressured conditions and played an active role in reactivating cyclically the faults of the outer arc zone. Precipitation under pressure fluctuation between sublithostatic and supralithostatic conditions is then consistent with fault-valve behavior within the fault zone, according to at least ten seismic events identified in the main lode of Saint Privat. As there is no rheological transition as it is the case at the base of the seismogenic zone, it appears that a first sealing of the fault zone must occurred for such mechanism development. Supralithostatic fluid pressure induced probably local permutation between vertical and horizontal stresses leading to a change of movement on the fault plane. As the fluid pressure reached the sediment weight, sublithostatic fluids injected laterally in the stratigraphic planes and connected palaeokarsts. These repeated seismic ruptures lead to the precipitation of sparry barite/sulfide ribbons by cyclic fluid flow in the superficial part of seismogenic zone and mixing with the formation water of the surrounding stratigraphic column.
4. **F4 Stage (Late syn-rift phase):** During the late Permian, the decrease of the rate of differential subsidence lead to the drop of the fluid pressure regime in the compensation graben zone. When shear stress recovery after co-seismic rupture was faster than pressure build-up, fault reactivation occurred according to the regional stress, creating open spaces for latter fluid circulation. At this stage the oil window was reached in the deepest par of the basin and the last mineralized fluids circulate with hydrocarbon forming a major trap at the roll-over anticline.

The present study in the Lodève Permian half-graben shows how dewatering fluids can play a major role on basin margin mineralizations. Particularly, it implements the MVT metallogenic and oil and gas fields as hydrocarbon generation model contemporaneous to last basinal fluid migration. Here basinal fluid trapping and associate mineralizations in the superficial domain of basin is controlled by the time dependent shear strength of syn-rift fault which could be activated by the increase of tectonic shear stress, the build-up of fluid pressure or a combination of both. It presents a coherent scenario which helps to link far and local stress during the syn-tectonic sedimentation of a basin, basinal fluid overpressure, opening mode of drain and mineralization. Our conclusion fully agrees with previous studies on fluid pressure involvement at the base of seismogenic zone. We particularly show that fault-valve mechanism is possible in the superficial portion of the upper crust without the role of fault orientation on shear rupture. We also bring some new insight concerning the timing of deformation of surrounding sediments by fluid overpressure. Indeed, when weakness of host rock, such as paleokarstification or stratigraphic discontinuities are connected to fault zone, fluid is laterally injected forming mineralized sills and parallel-bedding veins. Here, evidence of tectonic movement changes on fault plane support the role of supralithostatic fluid pressure.

Acknowledgements

This study has benefited from discussions with Patrice Imbert and Jean-Jacques Biteau (Total, France) that helped understand the timing and role of fluid overpressure in sedimentary basin. We wish to thank Bernard Boyer and Claude Merlet at CNRS-Montpellier University for their assistance with sulfur isotope measurements on Secondary ion mass spectrometry. We are grateful to Christophe Nevado and Doriane Delmas of the Thin Section Lab at Montpellier University for their intensive work on numerous barite samples. Field and laboratory work were financed by Total Company (France).

Bibliography

- Blount, C.W., 1977. Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300 degrees C and 1400 bars. *Am. Mineral.* 62 , 942–957.
- Bodnar, R., 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt% NaCl solution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1053–1063. doi:10.1016/0016-7037(94)90571-1
- Bodnar, R.J., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *Rev. Econ. Geol.* 2, 73–97.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H [sub 2] O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*; (United States) 57.
- Bolze, C.E., Malone, P.G., Smith, M.J., 1974. Microbial mobilization of barite. *Chem. Geol.* 13, 141–143. doi:10.1016/0009-2541(74)90006-0
- Borisenko, A.S., 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Sov. Geol. Geophys.* 18, 11–18.
- Boullier, A.-M., Robert, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *J. Struct. Geol.* 14, 161–179. doi:10.1016/0191-8141(92)90054-Z

- Bréhéret, J.-G., Brumsack, H.-J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sediment. Geol.* 130, 205–228. doi:10.1016/S0037-0738(99)00112-8
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Am. Mineral.* 74, 1390–1393.
- Brumsack, H.J., Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Mar. Chem.* 14, 89–106. doi:10.1016/0304-4203(83)90072-5
- Coplen, T.B., Krouse, H.R., 1998. Sulphur isotope data consistency improved. *Nature* 392, 32.
- Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 12841–12859.
- Crawford, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Short course fluid inclusions Appl. to Petrol.* 6, 75–100.
- Darimont, A., Coipel, J., 1982. Dispersion des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses — Ébullition ou division par étranglement. *Chem. Geol.* 37, 151–163. doi:10.1016/0009-2541(82)90074-2
- Davies, G.R., Smith, L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bull.* 90, 1641–1690. doi:10.1306/05220605164
- Duan, Z., Møller, N., Weare, J.H., 1992. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: I. Pure systems from 0 to 1000°C and 0 to 8000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2605–2617. doi:10.1016/0016-7037(92)90347-L
- Dugdale, a. L., Hagemann, S.G., 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chem. Geol.* 173, 59–90. doi:10.1016/S0009-2541(00)00268-0
- Echtler, H., Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics* 177, 125–138. doi:10.1016/0040-1951(90)90277-F
- Faleiros, A.M., da Cruz Campanha, G.A., Faleiros, F.M., da Silveira Bello, R.M., 2014. Fluid regimes, fault-valve behavior and formation of gold-quartz veins ? The Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 56, 442–456. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.05.002
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.D.C., Bello, R.M.D.S., Fuzikawa, K., 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: An example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438, 1–32. doi:10.1016/j.tecto.2007.03.004
- Frazer, M., Whitaker, F., Hollis, C., 2014. Fluid expulsion from overpressured basins: Implications for Pb–Zn mineralisation and dolomitisation of the East Midlands platform, northern England. *Mar. Pet. Geol.* 55, 68–86. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.01.004
- Galinier, C., 1988. Dissolution et précipitation des solutions solides (ba, sr)so:(4) en solution aqueuse.
- Genna, A., Jébrak, M., Marcoux, E., Milési, J.P., 1996. Genesis of cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold system, West Java. *Can. J. Earth Sci.* doi:10.1139/e96-010
- Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159–193. doi:10.1016/S0024-4937(00)00044-X
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, SEPM short course ; SEPM, Tulsa, Okla.
- Gregg, J.M., Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sediment. Res.* doi:10.1306/212F8535-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Henderson, I.H.C., McCaig, a. M., 1996. Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: Implications for the fault-valve model. *Tectonophysics* 262, 321–348. doi:10.1016/0040-1951(96)00018-2
- Hodgson, C.J., 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geol. Rev.* 4, 231–273. doi:10.1016/0169-1368(89)90019-X
- Holloway, J.R., 1981. Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust, in: Hollister Crawford M.L., L.S. (Ed.), *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Chapter, pp. 13–38.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111–134. doi:10.1016/S0169-1368(97)00009-7
- Kolb, J., Rogers, A., Meyer, F.M., Vennemann, T.W., 2004. Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutti Gold Mine, India: Evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics* 378, 65–84. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.009
- Labauve, P., Berty, C., Laurent, P., 1991. Syn-diagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: an example from the Northern Apennines (NW Italy). *J. Struct. Geol.* 13, 385–398. doi:10.1016/0191-8141(91)90012-8

- Laurent, D., 2015. Integrated approach for the characterization of timing, mechanisms and sources of fluid in sedimentary basins. Lodève Permian Basin case study and application to deep buried basin in the North Viking Graben. University of Montpellier 2.
- Laurent, D., Lopez, M., Masoumi, S., n.d. Thermal modeling of the Lodève Permian Basin and implications for Mississippi Valley-type barite deposits.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Miner. Depos. Model. Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap.*
- Leroy, J.L., Hubé, D., Marcoux, E., 2000. Episodic deposition of Mn minerals in cockade breccia structures in three low-sulfidation epithermal deposits: a mineral stratigraphy and fluid inclusion approach. *Can. Mineral.* 38, 1125–1136. doi:10.2113/gscanmin.38.5.1125
- Lopez, M., 1992. Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride le Trias de Lodève, sud de la France. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Lopez, M., 1993. The Lodève Permian Basin. Post-Conference fieldtrip, in: *Geofluids'93*. Torquay, p. p190.
- Lopez, M., Gand, G., Garric, J., Körner, F., Schneider, J., 2008. The playa environments of the Lodève Permian basin (Languedoc-France). *J. Iber. Geol.* 34, 29–56.
- Lopez, M., Mader, D., 1992. Palaeoecological and palaeoenvironmental evolution of Permian and Triassic fluvial basins in Europe, Buntsandstein and Keuper Facies. Gustav Fischer Verlag publisher.
- Lopez, M., Marza, P., Merzeraud, G., Moussine, A., Seguret, M., 1997. Passage terrigène-carbonaté et cyclostratigraphie en plate-forme interne : la transition Trias-Lias sur la bordure des Causses et ennoisement de la plate-forme liasique, in: *ASF Association Des Sédimentologues Français. Association des sédimentologues français*, pp. 1–64.
- Møller, N., 1988. The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-Ca-Cl-SO₄-H₂O system, to high temperature and concentration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 821–837. doi:10.1016/0016-7037(88)90354-7
- Montomoli, C., Ruggieri, G., Christine, M., Cathelineau, M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy) : a fluid inclusions study. *Tectonophysics* 341, 121 – 139.
- Moritz, R.P., Crocket, J.H., 1990. Mechanics of formation of the gold-bearing quartz–fuchsite vein at the Dome mine, Timmins area, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 27, 1609–1620. doi:10.1139/e90-171
- Munz, I.A., 2001. Petroleum inclusions in sedimentary basins: Systematics, analytical methods and applications. *Lithos* 55, 195–212. doi:10.1016/S0024-4937(00)00045-1
- Nedkvitne, T., Karlsen, D.A., Bjørlykke, K., Larter, S.R., 1993. Relationship between reservoir diagenetic evolution and petroleum emplacement in the Ula Field, North Sea. *Mar. Pet. Geol.* 10, 255–270. doi:10.1016/0264-8172(93)90108-5
- Nguyen, P.T., Harris, L.B., Powell, C.M., Cox, S.F., 1998. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: An example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *J. Struct. Geol.* 20, 1625–1640. doi:10.1016/S0191-8141(98)00054-6
- Odin, B., 1986. Les formations permienes, Autunien supérieur à Thuringien, du “bassin” de Lodève (Hérault, France) stratigraphie, minéralogie, paléoenvironnements, corrélations. Atelier national de reproduction des thèses.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Econ. Geol.* 67, 551–578. doi:10.2113/gsecongeo.67.5.551
- Ohmoto, H., Lasaga, A.C., 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1727–1745.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon, in: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, (2nd Ed.). New York, pp. 509–567.
- Parry, W.T., Bruhn, R.L., 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics* 179, 335–344. doi:10.1016/0040-1951(90)90299-N
- Parry, W.T., Hedderly-Smith, D., Bruhn, R.L., 1991. Fluid inclusions and hydrothermal alteration on the Dixie Valley Fault, Nevada. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96, 19733–19748.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. London.* 128, 337–359. doi:10.1144/gsjgs.128.4.0337
- Prieto, M., Putnis, A., Fernandez-Diaz, L., 1993. Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium: zoning in (Ba, Sr)SO₄. *Geol. Mag.* 130, 289–299 M3 – 10.1017/S0016756800019981.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*.
- Robert, F., Boullier, A.-M., Firdaous, K., 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 12861–12879.

- Robinson, B.W., Ohmoto, H., 1973. Mineralogy, Fluid Inclusions, and Stable Isotopes of the Echo Bay U-Ni-Ag-Cu Deposits, Northwest Territories, Canada. *Econ. Geol.* 68 , 635–656. doi:10.2113/gsecongeo.68.5.635
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusion. *Rev. Mineral.* 12, 1–394.
- Sauvage, A.-C., 2000. Circulations de fluides et mécanisme de faille-valve : exemple des minéralisations barytiques de la Ride de Lodève (Hérault, France). ENSMP.
- Sibson, R., 1986. Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing, *Pure and applied geophysics*. Birkhäuser-Verlag.
- Sibson, R.H., 1981. Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence and Models, in: *Earthquake Prediction*. American Geophysical Union, pp. 593–603.
- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 54 , 15–28. doi:10.1144/GSL.SP.1990.054.01.02
- Sibson, R.H., 1992. Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface. *Earth-Science Rev.* 32, 141–144.
- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *J. Geodyn.* 29, 469–499. doi:10.1016/S0264-3707(99)00042-3
- Sibson, R.H., 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation. *J. Struct. Geol.* 26, 1127–1136. doi:10.1016/j.jsg.2003.11.003
- Sibson R.H., Moore, J.M.M., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London.* 131, 653–659. doi:10.1144/gsjgs.131.6.0653
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geol.* 16 , 551–555. doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2
- Sibson, R.H., Scott, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geol. Rev.* 13, 293–306. doi:10.1016/S0169-1368(97)00023-1
- Sizaret, S., Chen, Y., Barbanson, L., Henry, B., Camps, P., Marcoux, E., 2006. Crystallization in flow - I. Palaeocirculation track by texture analysis and magnetic fabrics. *Geophys. J. Int.* 167, 605–612. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03106.x
- Spangenberg, J.E., Lavrič, J. V, Meisser, N., Serneels, V., 2010. Sulfur isotope analysis of cinnabar from Roman wall paintings by elemental analysis/isotope ratio mass spectrometry—tracking the origin of archaeological red pigments and their authenticity. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 24, 2812–2816.
- Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2659–2668. doi:10.1016/0016-7037(84)90314-4
- Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1989. Synthetic fluid inclusions - VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *J. Metamorph. Geol.* 7, 243–260. doi:10.1111/j.1525-1314.1989.tb00587.x
- Ulrich, M.R., Bodnar, R.J., 1988. Systematics of stretching of fluid inclusions; II, Barite at 1 atm confining pressure. *Econ. Geol.* 83, 128–1037.
- Van den Kerkhof, A., Kronz, A., Simon, K., 2014. Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. *Geosci. Front.* 5, 683–695. doi:10.1016/j.gsf.2014.03.005
- Vityk, M., Bodnar, R., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 121, 309–323. doi:10.1007/BF02688246
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Rev.* 52, 1–81. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2
- Zhang, J., Hu, W., Qian, Y., Wang, X., Cao, J., Zhu, J., Li, Q., Xie, X., 2009. Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow. *Mar. Pet. Geol.* 26, 1428–1440. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.04.004
- Zoback, M.D., Barton, C. a., Brudy, M., Castillo, D. a., Finkbeiner, T., Grollimund, B.R., Moos, D.B., Peska, P., Ward, C.D., Wiprut, D.J., 2003. Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 40, 1049–1076. doi:10.1016/j.ijrmms.2003.07.001

4.2 Les couloirs de cisaillement aux interfaces lithologiques

- Les mines du Puech Cérié et du Puech Cartès

4.2.1 Les cisaillements interstrates et brèches d'effondrement karstiques des Mines du Puech Cérié

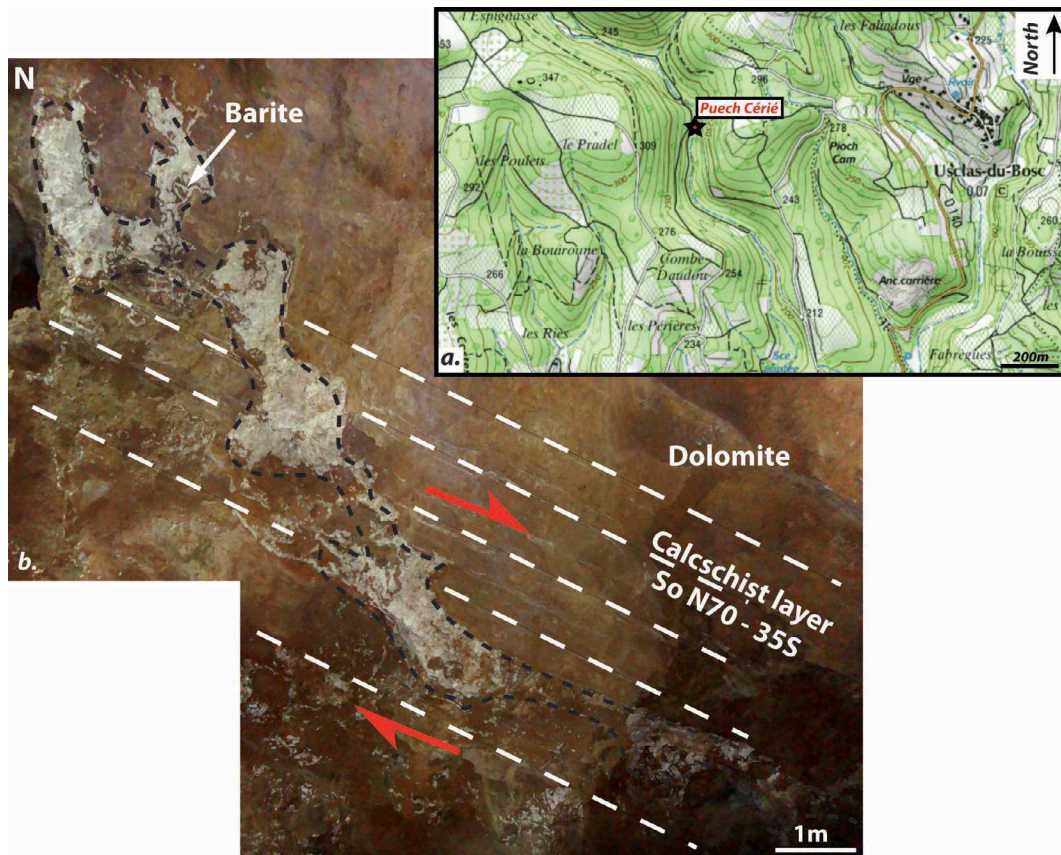


Fig. 2.99 – *Fabrication de la minéralisation stratiforme dans la mine du Puech Cérié : a. Localisation de la mine du Puech Cérié. b. Corps minéralisé barytique sub-continu formé par une succession d'injections stratiformes contenues sous les plans de stratification des niveaux de calcschistes.*

L'architecture des corps minéralisés de la mine de Saint Martin du Bosc met en évidence des minéralisations stratiformes résultantes de l'injection latérale de fluides en surpression à partir des zones de failles. En particulier, nous avons souligné le décollement cyclique des plans stratigraphiques de la dolomite encaissante par les surpressions périodiques.

D'autres géométries des corps minéralisés stratiformes sont observées dans la mine de Saint Martin du Bosc et surtout dans la mine du Puech Cérié, proche de la carrière d'Uscas du Bosc décrite dans le chapitre précédent II-3 (Fig.2.99.a).

Par exemple, l'architecture générale de la minéralisation de la mine du Puech Cérié se caractérise par une forme en "marche d'escalier" composée d'une succession d'injections stratiformes métriques connectées les unes aux autres par des veines sub-verticales (Fig.2.99.b et 2.100.a).

La minéralisation essentiellement barytique cimente des sédiments intra-karstiques et brèches d'effondrement à la base de la cavité. Les minéralisations sont verticalement contenues sous les niveaux imperméables de calcschistes (Fig.2.100.b).

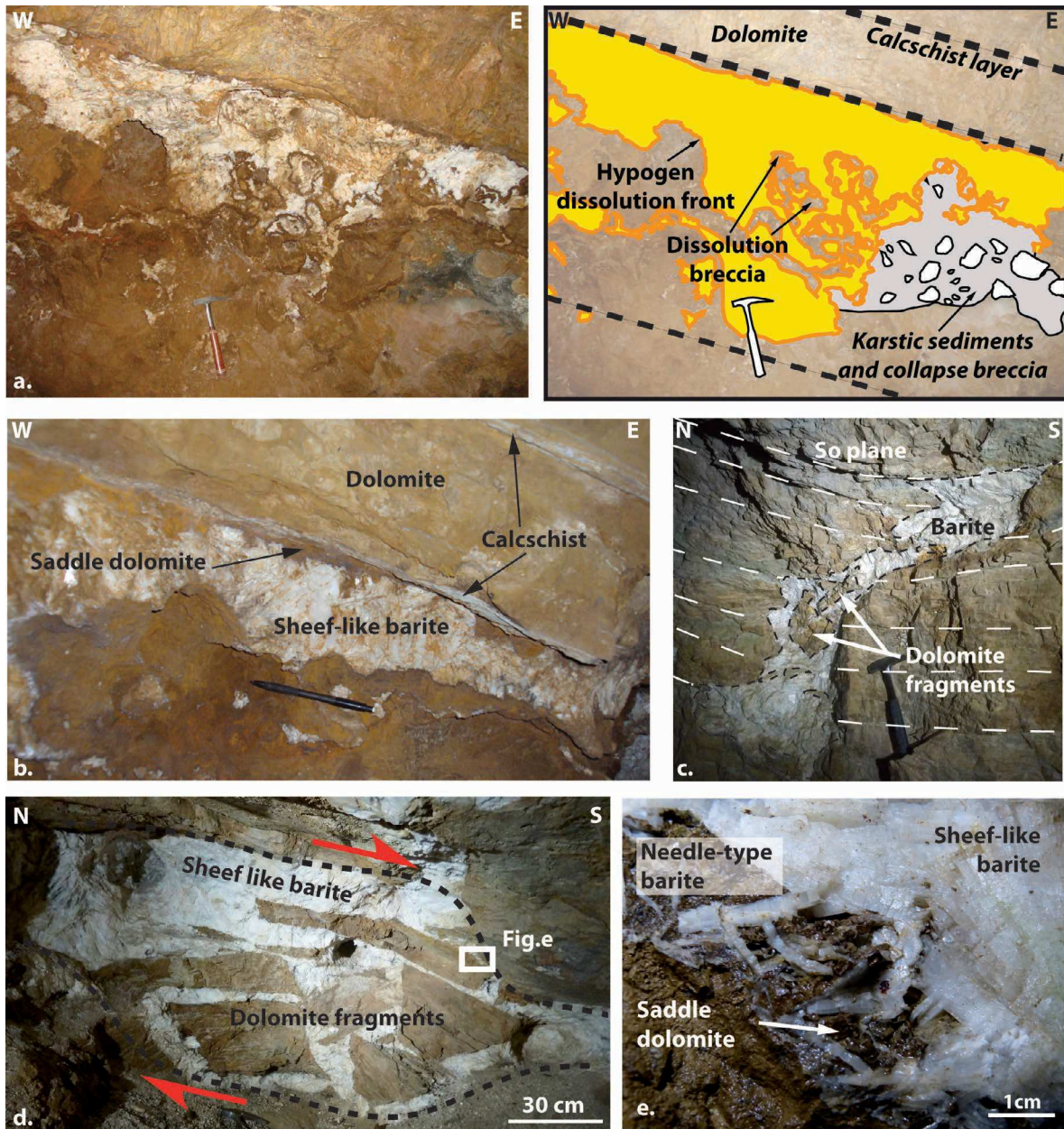


Fig. 2.100 – *Fabrication des minéralisations stratiformes en cisaillement dans la mine du Puech Cérié : a. Corps stratiformes minéralisant une brèche d'effondrement karstique. b. Vue détaillée de l'effet de barrière verticale des calcschistes sur la minéralisation barytique. c. Brèche d'effondrement karstique cimentée par une barytine en gerbe. d. Pull-apart en jeu normal contenu dans les plans de stratification de la dolomie. Noter les brèches de décollement à la base de la structure.*

La connexion entre les différents corps stratiformes se matérialise par des brèches d'effondrement chaotiques (Loucks, 1999) à éléments décimétriques (Fig.2.100.c). Des structures en pull-apart dont les surfaces de cisaillement sont contenues dans les plans de stratification de la dolomie encaissante (Fig.2.100.d). Ces structures montrent une cinématique de glissement contrôlée par la direction de pendage des couches sédimentaires. ce glissement général est asso-

cié au décollement des joints stratigraphiques comme l'atteste la présence d'une brèche composés d'éléments qui n'ont pas subi de déplacement important.

Cependant, le mécanisme de migration de fluide prépondérant dans ces zones demeure les zones de failles qui encadrent les minéralisations. Dans le but de s'affranchir de l'influence de ces conduits préférentiels, nous proposons d'étudier en détail les mines du Puech Cartès situées également sur la Ride de Lodève où le rôle de la faille est secondaire et où les minéralisations sont essentiellement contrôlées par les déformations à l'interface dolomie-calcschistes.

4.2.2 Interfaces lithologiques au sein du réservoir cambrien - Mines du Puech Cartès

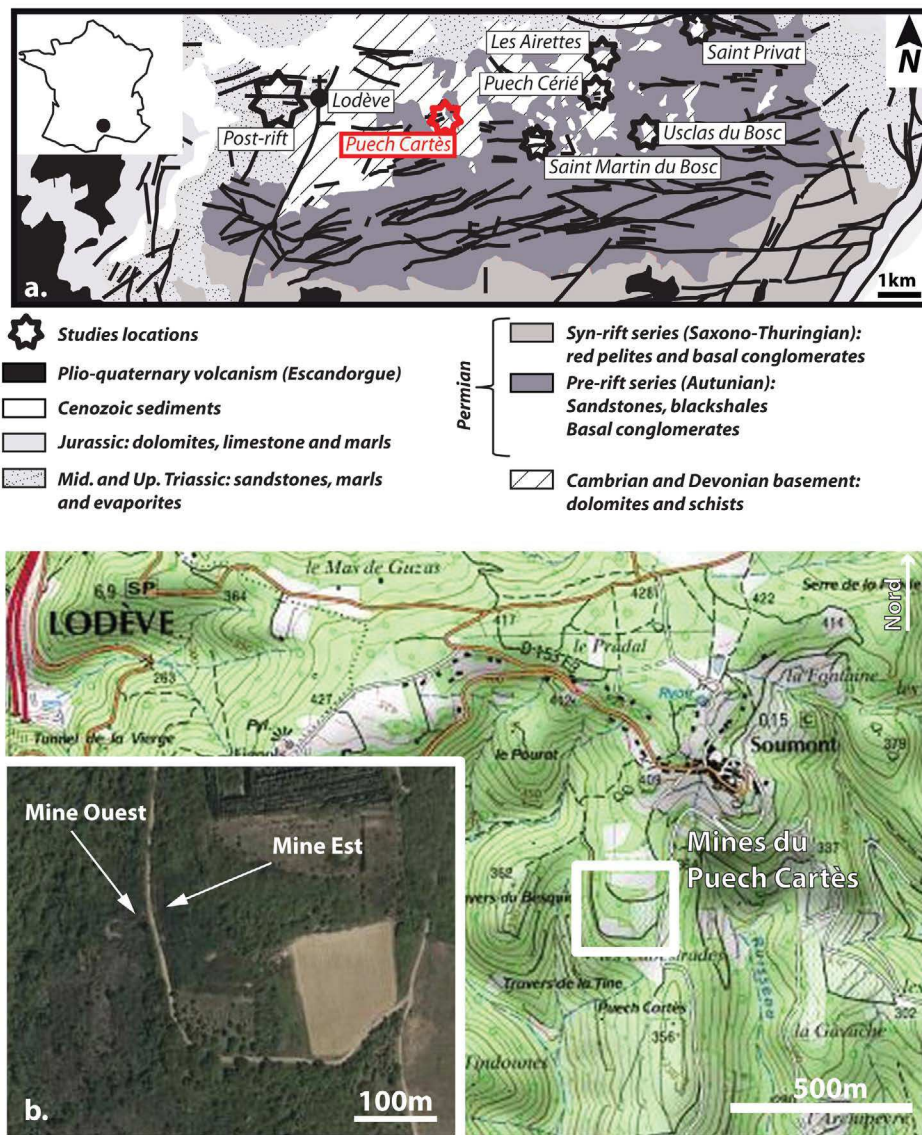


Fig. 2.101 – a. Contexte géologique des mines du Puech Cartès. b. Localisation géographique des mines de barytine ouest et est du Puech Cartès.

L'intérêt principal des deux mines présentes au sud du village de Soumont, secteur de Puech

Cartès précisément, (voir Fig.2.101 pour la localisation) réside dans la distribution préférentielle de minéralisations barytiques contenus sous une épaisseur importante de calcschistes (environ 3m) dans les formations dolomitiques cambriennes.

Un des aspects particuliers de ces mines est la présence de nacrite, un polymorphe de la kaolinite rare et précédemment identifié par Buatier *et al.* (1996, 2000) dans le bassin de Lodève. Cependant, les mécanismes de précipitation de la nacrite ne sont pas totalement contraints et le lien avec les minéralisations barytiques reste à préciser. Nous proposons ici de préciser ces aspects en effectuant une description texturale détaillée ainsi qu'une étude microthermométrie sur les faciès minéralisés associés.

4.2.2.1 Contexte géologique du site étudié

A l'entrée de la mine Est, le contact entre les dolomies massives à la base surmontées par des calcschistes en bancs décimétriques présente un pendage de N80-20S (Fig.2.102). L'ensemble est affecté par une faille majeure N150-70E à stries verticales et jeu inverse associée à une brèche de friction constituée d'éléments centimétriques dolomitiques et calcschisteux. Cette brèche de faille est plus développée au toit de la faille où elle affecte environ 2m d'encaissant ce qui témoignerait d'un rejet plurimétrique.

Dans l'*hanging wall* de la faille, les calcschistes présentent un pendage subvertical et apparaissent directement en contact avec les dolomies du *footwall*. Un plissement d'amplitude décimétrique des couches s'observe en couronne de la mine où la base des calcschistes est caractérisée par une morphologie en « tôle ondulée ».

Cette configuration correspondrait au développement d'une faille inverse sur charnière de pli traduisant une compression globalement NE-SW. Pendant une phase compressive, probablement hercynienne, la rupture de la charnière crée une zone de cisaillement en jeu inverse qui intensifie le basculement des couches du toit de la faille néoformée. Elle a conduit à juxtaposer verticalement et latéralement les dolomies avec les calcschistes imperméables.

Les minéralisations sont globalement contenues au niveau de ces contacts tectoniques et stratigraphiques entre les calcschistes et les dolomies cambriennes qui ont donc joué le rôle d'écran pour les fluides. Au contraire, le plan de faille n'a pas joué le rôle de chemin préférentiel pour les fluides; la minéralisation est seulement cisailée et broyée par un jeu inverse tardif.

4.2.2.2 Fabrication des conduits minéralisés

4.2.2.2.1 Minéralisations au contact dolomie/calcschistes

Le couronne des deux mines nous permet d'apprécier la morphologie ondulatoire de l'interface lithologique entre les calcschistes et les dolomies sous-jacentes où s'est développée la minéralisation (Fig.2.103).

La géométrie des corps minéralisés à la base des calcschistes se caractérise par une structure en pull-apart distensif avec le niveau de calcschiste qui aurait donc « glissé » vers le sud, dans

le sens du pendage. L'existence d'un tel cisaillement interstrates est confortée par la présence d'une brèche à éléments silicifiés de dolomies et calcschistes affectant l'encaissant calcschisteux sur une dizaine de centimètres (Fig.2.104.a et .b). Ensuite une schistosité N50-35S au sein des calcschistes (Fig.2.104.c et .d) sus-jacents suggère que ce glissement s'accompagnerait d'une déformation sub-ductile.

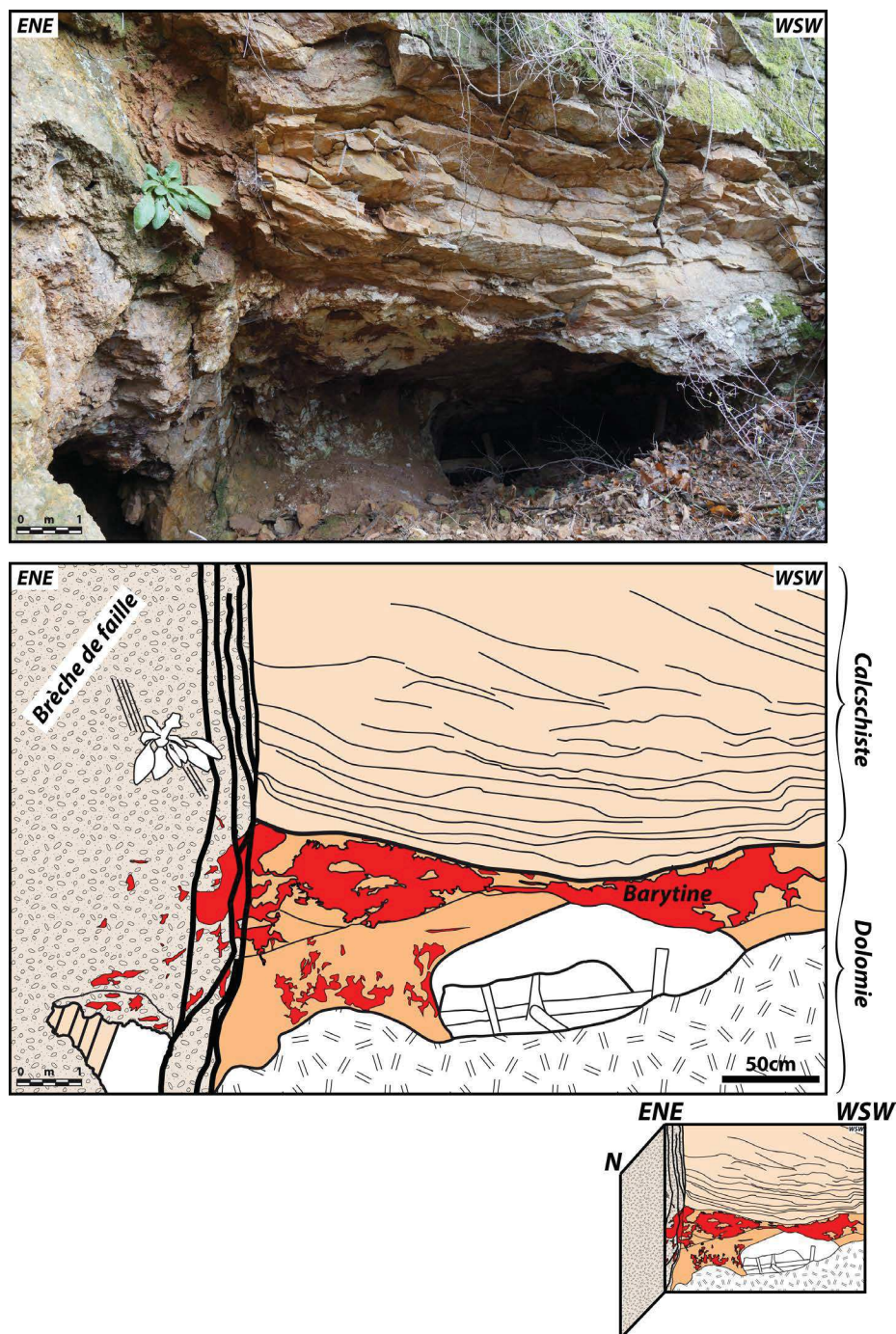


Fig. 2.102 – Faille N140 mettant en contact les dolomies avec les calcschistes cambriens. La minéralisation barytique est bloquée au niveau de la barrière de perméabilité lithologique.

La minéralisation barytique dans la zone de contact entre les calcschistes et les dolomies cimente des éléments d'encaissant de taille pluridécimétriques de forme rectangulaire, ayant

subi une très faible rotation, parfois nulle, par rapport à la stratification générale (Fig.2.105). On serait donc en présence d'une brèche hydraulique formée par surpression de fluides, ceux-ci s'étant injectés dans les plans de stratification, provoquant ainsi le décollement entre le toit et le mur des minéralisations. Dans ces structures, les corps minéralisés sont composés de l'éponte vers le cœur (i) d'une ankérite baroque brune sur une puissance d'environ 10 cm recouverte par (ii) une barytine en aiguilles et (iii) une barytine en gerbes pluricentimétriques qui occupe la partie centrale du remplissage.

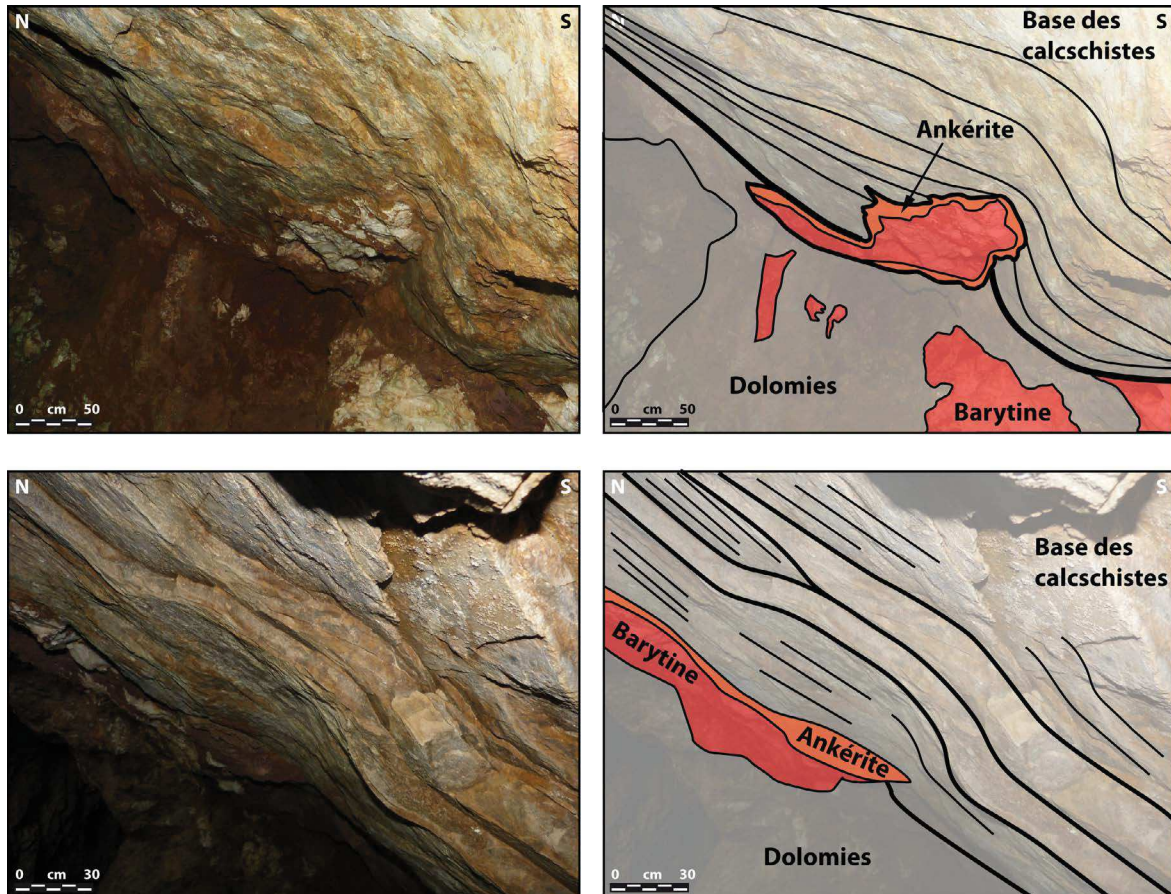


Fig. 2.103 – Minéralisations de barytine au sein des structures en pull-apart localisées à l'interface entre les calcschistes et les dolomies cambriennes. La direction de mouvement des pull-aparts indique un glissement des niveaux de calcschistes en direction du sud vers l'aval pendage.

La zone de glissement représenterait ici le drain principal pour les fluides circulants, alors que les calcschistes constitueraient une couverture locale au sein du réservoir dolomitique.

4.2.2.2.2 Minéralisations au sein des dolomies sous l'interface lithologique

Le cisaillement interstrates se développe également plus loin de l'interface avec les calcschistes au niveau des interstrates des dolomies sous-jacentes. Deux parties se distinguent dans le corps minéralisés (Fig.2.106.a) : (i) une partie inférieure formée par une brèche hydraulique cimentée

par une barytine en aiguilles et (ii) une partie supérieure ouverte et scellée par une barytine en gerbe.

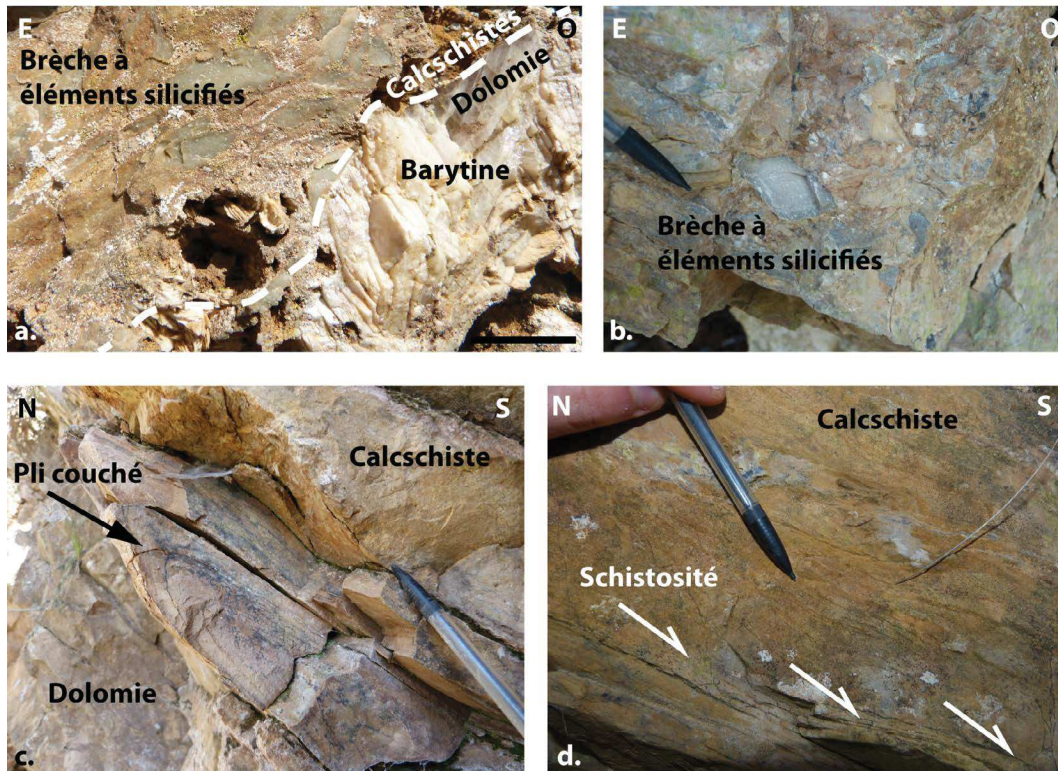


Fig. 2.104 – Déformation à l'interface lithologique entre les niveaux de calcschistes et les dolomies sous-jacentes. a. et b. Brèche de friction à éléments de dolomies et calcschistes intensément silicifiés. c. et d. Pli couché situé à l'interface dolomie/calcschiste formant une schistosité N50-35S parallèle au pendage des couches stratigraphiques.

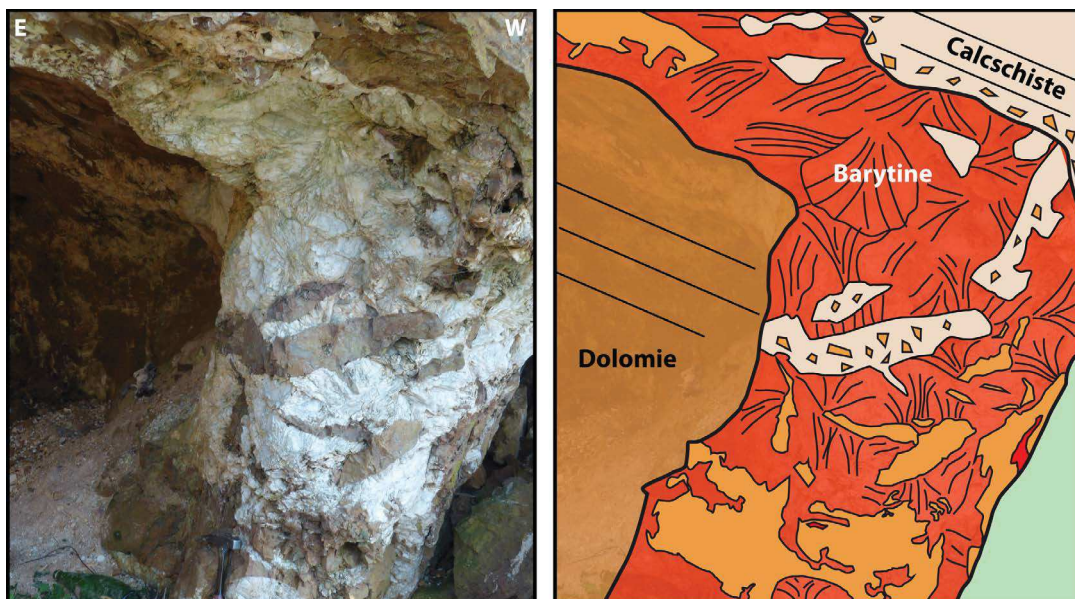


Fig. 2.105 – Brèche minéralisée par la barytine à l'interface entre les dolomies et les calcschistes sus-jacents.

La partie supérieure de la cavité, très ouverte, est tapissée sur l'ensemble de son pourtour

par une succession d'auréoles d'ankérite rougeâtre automorphe pénétrative dans la dolomie encaissante (Fig.2.107). Cette phase minérale est similaire à la phase d'ankérite baroque décrite dans la carrière d'Usclas du Bosc (chapitre II-3). A l'instar des zones précédentes, ce phénomène est à l'origine de la dissolution de l'encaissant carbonaté formant des cavités plurimétriques ouvertes à la circulation postérieures d'autres fluides, la barytine ayant précipité directement sur la phase ankéritique (Fig.2.106.b).

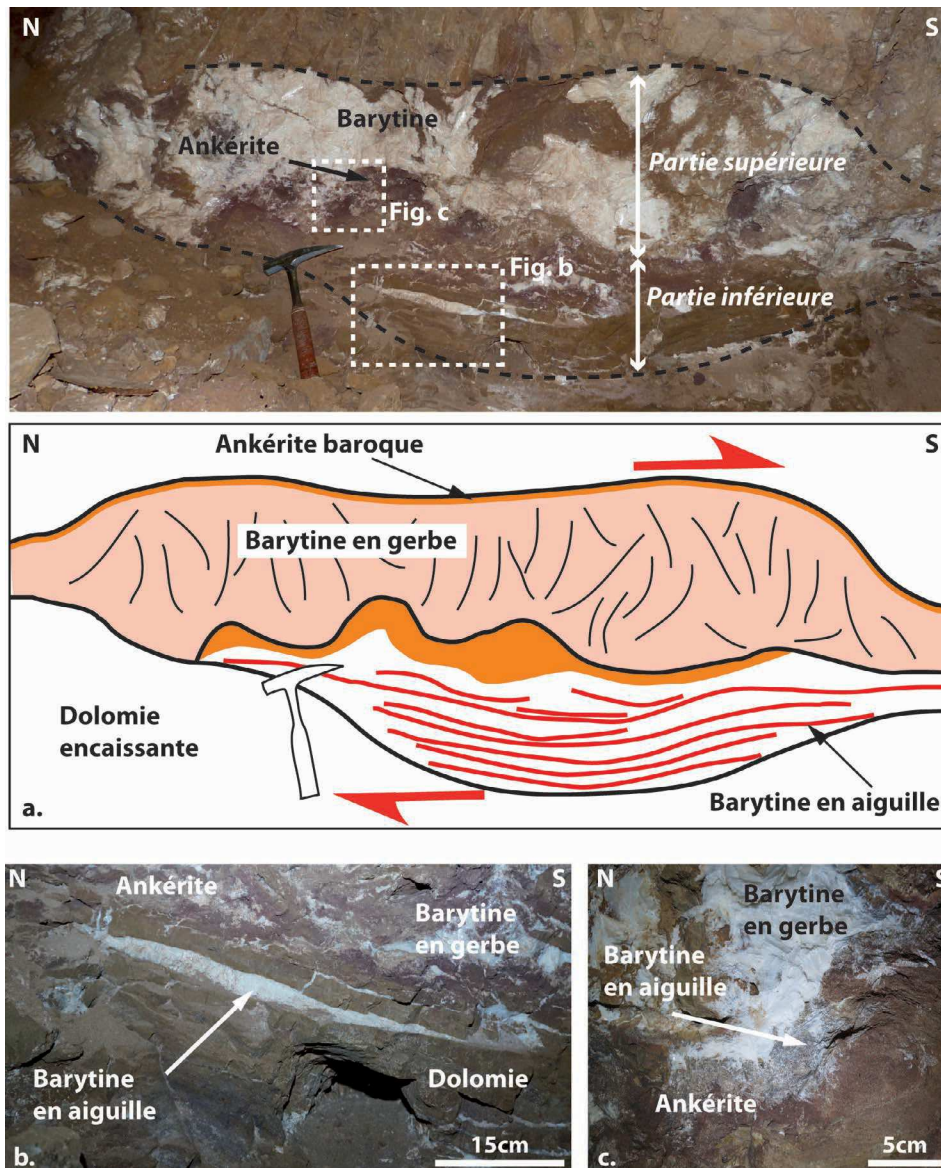


Fig. 2.106 – Structure en pull-apart minéralisée au sein de la dolomie encaissante dans les mines du Puech Cartès : a. Géométrie générale du corps minéralisé se partageant en deux parties, supérieure avec une barytine en gerbe et inférieure avec des barytines en aiguilles cimentant des éléments de brèche ; b. Photo de détail de la partie inférieure du corps minéralisé montrant l'individualisation de blocs d'encaissant selon plusieurs surfaces de glissement ; c. Photo détaillée de la partie supérieure du corps minéralisé illustrant la succession des paragenèses de l'éponte jusqu'au centre : ankérite, barytine en aiguilles et barytine en gerbe.

On retrouve cette ankérite au sommet de blocs rectangulaires d'encaissant à la base du corps minéralisé qui sont les témoins d'injection de fluide entre les strates de dolomie. Cette

partie inférieure de la cavité est une brèche hydraulique cimentée par de la barytine en aiguilles (Fig.2.106.c).

La distribution des minéralisations des mines du Puech Cartès et du Puech Cérié est synthétisée sur la figure 2.108.

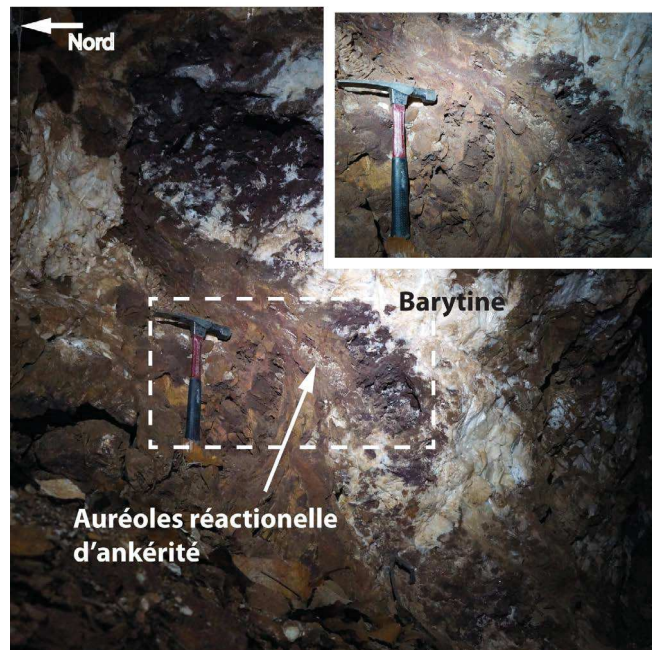


Fig. 2.107 – Succession d'auréoles d'altération de la dolomie encaissantes tapissant les cavités minéralisées par la barytine et précipité sous la forme d'ankérites rougeâtres.

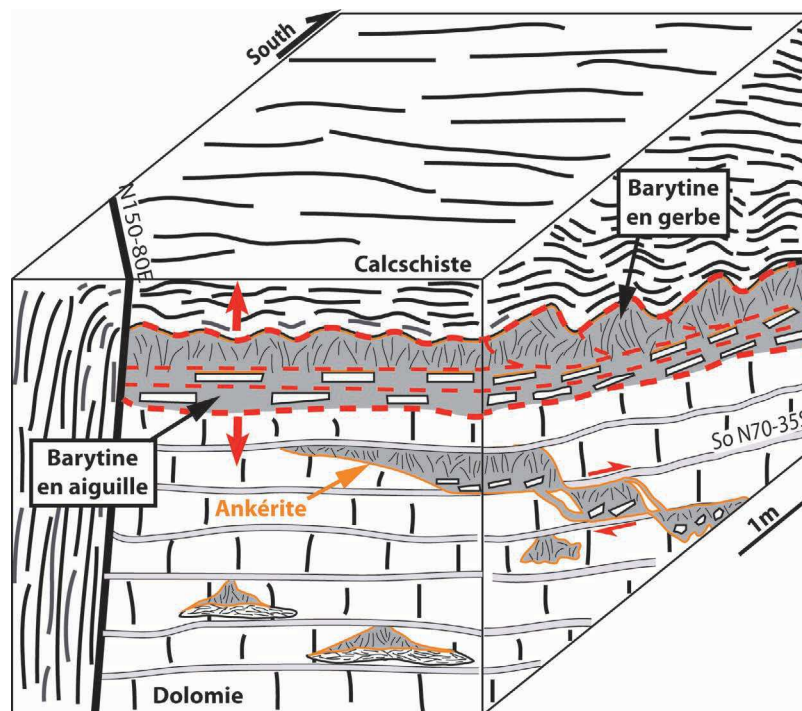


Fig. 2.108 – Bloc diagramme de la distribution de la minéralisation dans les mines du Puech Cartès.

4.2.2.3 Minéralogie et texture

4.2.2.3.1 Les minéralisations de barytines

Les analyses des différentes associations minérales caractérisant les mines du Puech Cartès ont été réalisées en collaboration avec l'Université de Besançon dans le cadre d'un stage de Master 1 et 2 réalisé par Danial Abdull Latif et co-encadré par Martine Buatier (Professeur à l'Université de Besançon) et moi-même (Latiff, 2014).

La succession minérale est proche de celle que l'on a décrite dans les décollements banc sur banc de la mine de Saint Martin du Bosc ; à savoir : (i) ankérite baroque, (ii) barytine en aiguille et (iii) barytine en gerbe comme illustré sur un exemple de lame-mince sur la figure 2.109.

L'échantillon correspond à une veine minéralisée d'épaisseur pluricentimétrique traversant aussi bien les dolomies que les calcschistes selon une direction globalement N-S et un pendage sub-vertical (Fig.2.111.b et Fig.2.109). Le contact entre l'encaissant et la veine est discontinu et corrodé suggérant un phénomène de dissolution partielle des calcschistes lors de la circulation du fluide au sein de la veine. Des golfes de corrosion sont notamment visibles sur les grains de quartz des calcschistes. Cette phase d'altération est confortée par la présence d'exsolutions de fer entre les cristaux.

L'intérieur de la veine est quant à lui caractérisé par plusieurs épisodes de précipitations organisés de manière symétrique au sein du remplissage suivant une ouverture syntaxiale de la fracture. Contre les épontes de la veine, on retrouve la succession d'auréoles de réaction caractérisant la croissance de l'ankérite baroque à savoir (i) sidérite magnésienne contre les épontes de la veine, (ii) calcite magnésienne dans le coeur de l'ankérite baroque, (iii) sidérite magnésienne pour le cortex interne et (iv) ankérite formant le cortex externe.

Sur cette ankérite baroque vient précipiter une première phase de barytine en aiguilles, elle-même recoupée postérieurement par une barytine en grand cristaux allongés en gerbe.

Néanmoins, on ne trouve pas de sulfures contemporains ou tardifs qui nous auraient permis de déterminer la température de piégeage de la minéralisation.

4.2.2.3.2 Phase de calcite et précipitation de nacrite

L'observation en cathodoluminescence met en évidence deux autres phases minérales. Tout d'abord, on observe de nouveau une phase de calcite secondaire déjà mise en évidence dans les couloirs fracturés et les zones de failles des zones précédentes où elle était systématiquement associée aux hydrocarbures (Fig.2.110.a). Ici aucun témoin d'hydrocarbure n'est présent ; mais cette génération de calcite est probablement identique aux précédentes puisqu'elle a précipité en position secondaire vis à vis des barytines et de l'ankérite baroque.

La calcite est également postérieure à un minéral de type kaolin, d'une couleur bleu caracté-

ristique en cathodoluminescence, présent dans les interstices sous la forme de fin feuillets disposé en éventail. Ce minéral est un aluminosilicate identifié précédemment dans le Bassin Permien de Lodève comme étant de la nacrite par Buatier *et al.* (1996, 2000).

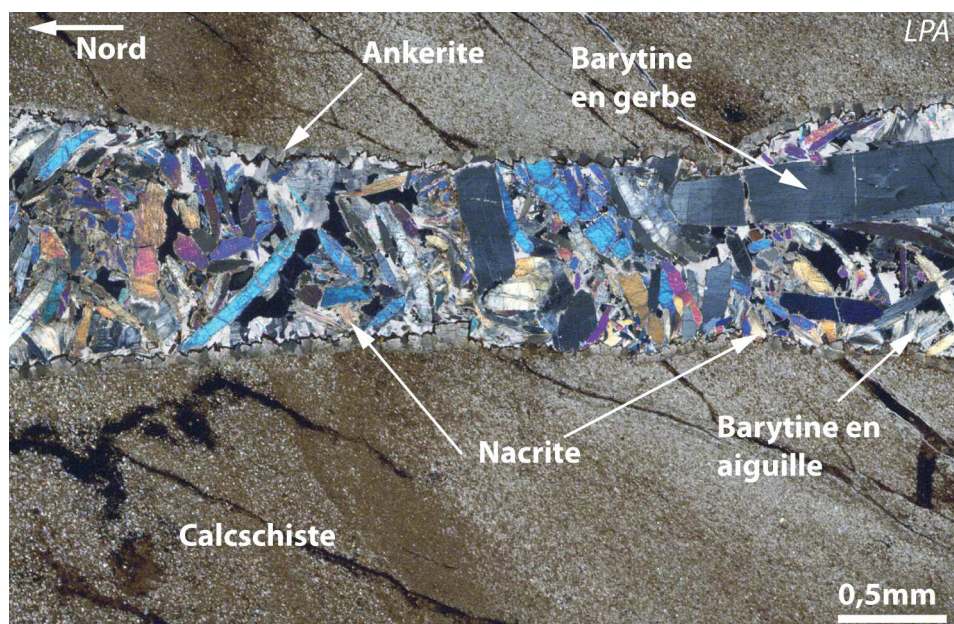


Fig. 2.109 – Image en lumière polarisée analysée d'une veine minéralisée dans les calcschistes (photo de D. Abdul Latiff en 2014).

La caractérisation minéralogique de cette phase de nacrite a été réalisée dans le cadre des stages de Master 1 et 2 de D. Abdul Latiff qui consistaient à déterminer les caractéristiques géochimiques de la phase de nacrite par diffraction X sur poudre, spectroscopie infrarouge et la microsonde électronique (voir annexe B pour les résultats). L'ensemble de ces analyses confirme la présence de nacrite dans la roche encaissante et une minéralisation de barytine.

Macroscopiquement, la phase minérale de nacrite possède une géométrie en accordéon composée de feuillets d'échelle millimétrique. On la trouve en remplissage de cavités proches du contact dolomie/calcschiste (Fig.2.111.a), au sein de veines minéralisées par la barytine (Fig.2.111.b) et à la surface des calcschistes proches de ces veines.

Les images MEB montrent très bien la géométrie en livre ouvert de la nacrite, sa proximité avec les micas et enfin son invasion dans les cristaux de dolomite constituant les calcschistes par l'intermédiaire de microfractures et golfes de corrosion (Fig.2.112.a et .b).

Dans les veines, la nacrite semble postérieure à la barytine en aiguilles dans la majorité des zones avec des évidences de précipitation au sein des interstices entre les cristaux, des recouvrements et invasions à travers des fractures secondaires (Fig.2.110.b et .c).

Les feuillets de nacrite montrent un point d'initiation sur la phase ankérite baroque qui est donc antérieure (Fig.2.110.d, .e et .f). Au niveau de ce contact, les rhomboèdres de dolomite encaissante montrent des exsolutions de fer suggérant un processus de dédolomitisation proche de la nacrite.

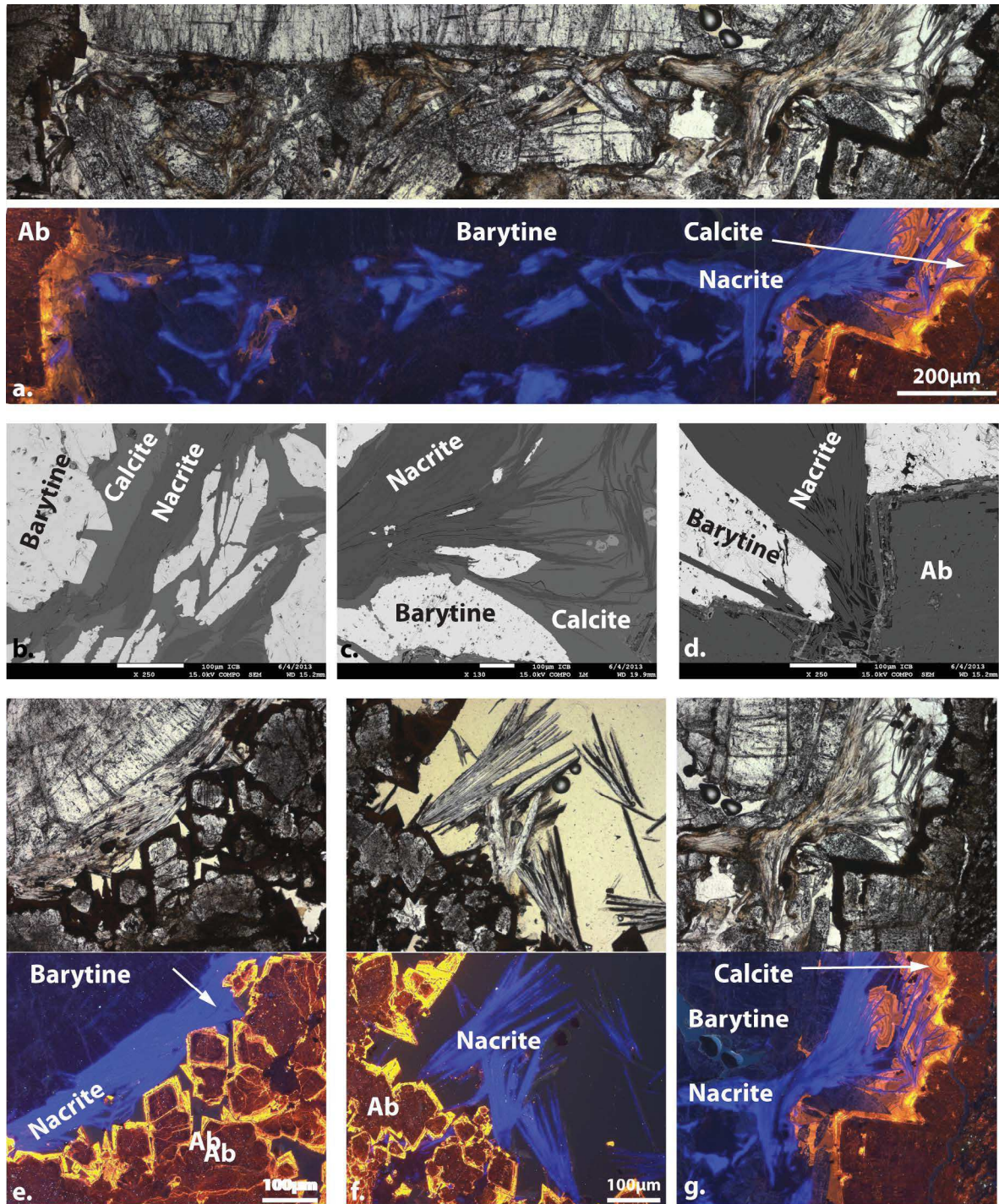


Fig. 2.110 – Relations texturales entre la phase de kaolins et les deux épisodes de barytines de la mine du Puech Cartès : a. Image optique et en cathodoluminescence montrant la distribution de la nacrite à l'interface entre les barytines en aiguilles et en gerbe ; b. et c. Image MEB en électrons rétrodiffusés montrant un processus d'invasion des feuillets de nacrite dans l'espace intercrystallins des barytines en aiguilles ; Images MEB électrons rétrodiffusés (d.) et optiques/cathodoluminescence (e. et f.) de nacrite montrant un point d'initiation des feuillets sur les ankérites baroques tapissant les épontes de la veine. ; g. Images optique et en cathodoluminescence de l'écrasement des feuillets de nacrite entre les barytines en aiguilles et en gerbe.

D'autres observations montrent l'antériorité des nacrites par rapport à la seconde génération de barytine en gerbe avec une déformation des feuillets au contact de celle-ci (Fig.2.110.g). La précipitation de nacrite interviendrait donc entre les deux phases de barytines au

sein des veines.

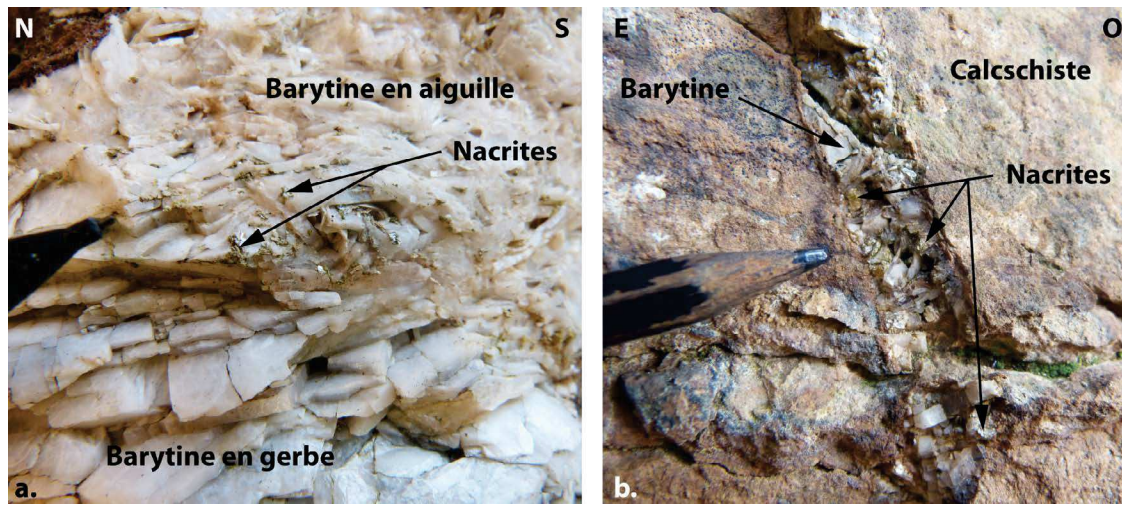


Fig. 2.111 – a. Nacrite en cristaux automorphes précipités à l'interface entre des barytines en aiguilles et des barytines en gerbe à l'intérieur d'une cavité; b. Veine de barytine recoupant les niveaux de calcschistes associée à la précipitation de kaolins proche des épontes.

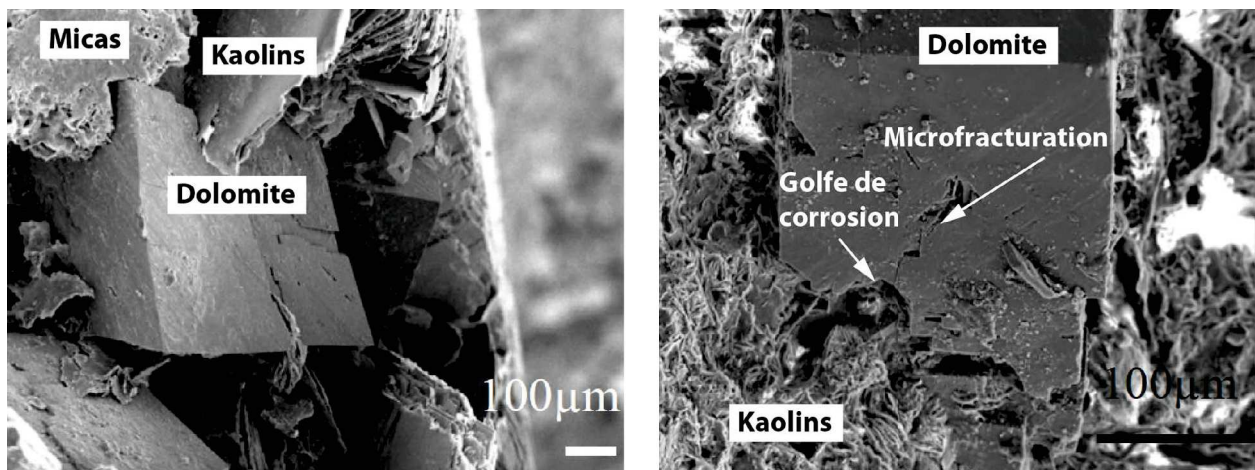


Fig. 2.112 – Image en microscopie électronique à balayage sur les nacrites au sein des calcschistes (photo D.Beaufort - communication orale) : a. Relation entre les feuilletés de la nacrite et les cristaux de dolomite et micas de l'encaissant; b. Microfracturation des cristaux de dolomite en contact avec les kaolins.

La succession des différentes phases minérales est synthétisée sur la figure 2.113.

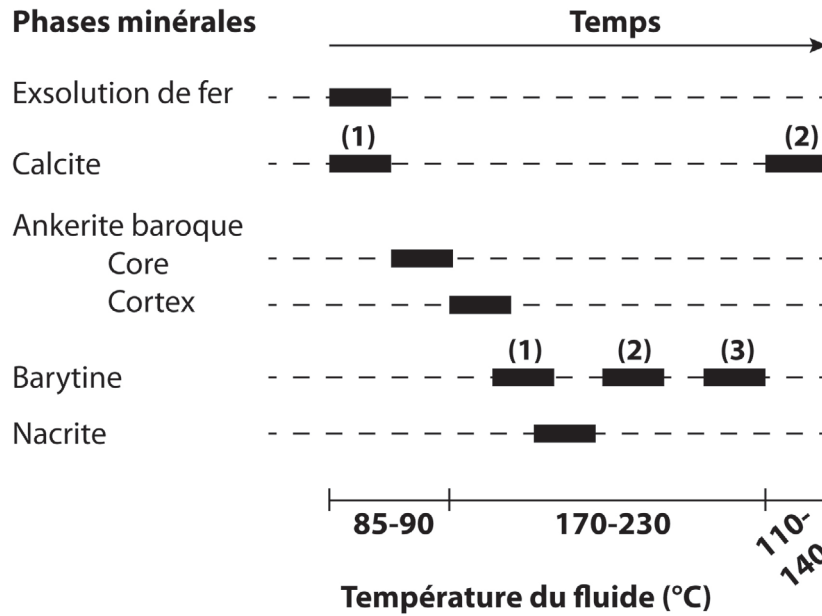


Fig. 2.113 – Succession des paragenèses dans les mines du Puech Cartès.

4.2.2.4 Géothermobarométrie sur inclusions fluides

Les mesures de microthermométrie sont présentées sur les deux types de barytines, en aiguille et en gerbe, dans le but de comprendre le mécanisme de mise en place des minéralisations dans les cisaillements interstrates à l'interface dolomie-calcschiste. Les nacrites précipitant entre les deux événements de barytines, ces analyses permettront également de préciser les conditions thermodynamiques de formation de ce kaolin.

4.2.2.4.1 Microthermométrie sur inclusions fluides

Nous rappelons ici que la fabrication des inclusions fluides est identique à celle de la carrière d'Usclas du Bosc (chapitre II-3). L'intérêt étant ici de caractériser les conditions P/T au cours de la minéralisation des fluides, nous nous focaliserons essentiellement sur les inclusions fluides primaires de type I (taille entre 10 et 30 μm , Rv de 20% et homogénéisation vers la phase liquide).

Les barytines en aiguilles sont caractérisées par des températures d'homogénéisation T_h des inclusions fluides primaires entre 112 et 170°C, pour un mode très étalé entre 140 et 160°C (Fig.2.114).

Les barytines en gerbe proviennent quant à elles d'un fluide dont les inclusions piégées ont une T_h qui varie entre 165 et 190°C, avec une fréquence moyenne comprise dans l'intervalle 160-180°C.

Enfin les valeurs de température d'eutectique T_e sont similaires entre les deux types de barytine, comprises pour la plupart entre -25 et -21°C. De même pour les valeurs de température

de fonte totale Tfg avec une gamme variant entre -8 et -5°C pour les deux faciès, indiquant donc que les deux barytines sont issues d'un seul et même fluide de salinité moyenne de 9,19 wt%eq.NaCl (Tfg moyen de -6,43°C) pour les barytines en aiguilles et de 7,82 wt%eq.NaCl (Tfg moyen de -5,84°C) pour les barytines en gerbe.

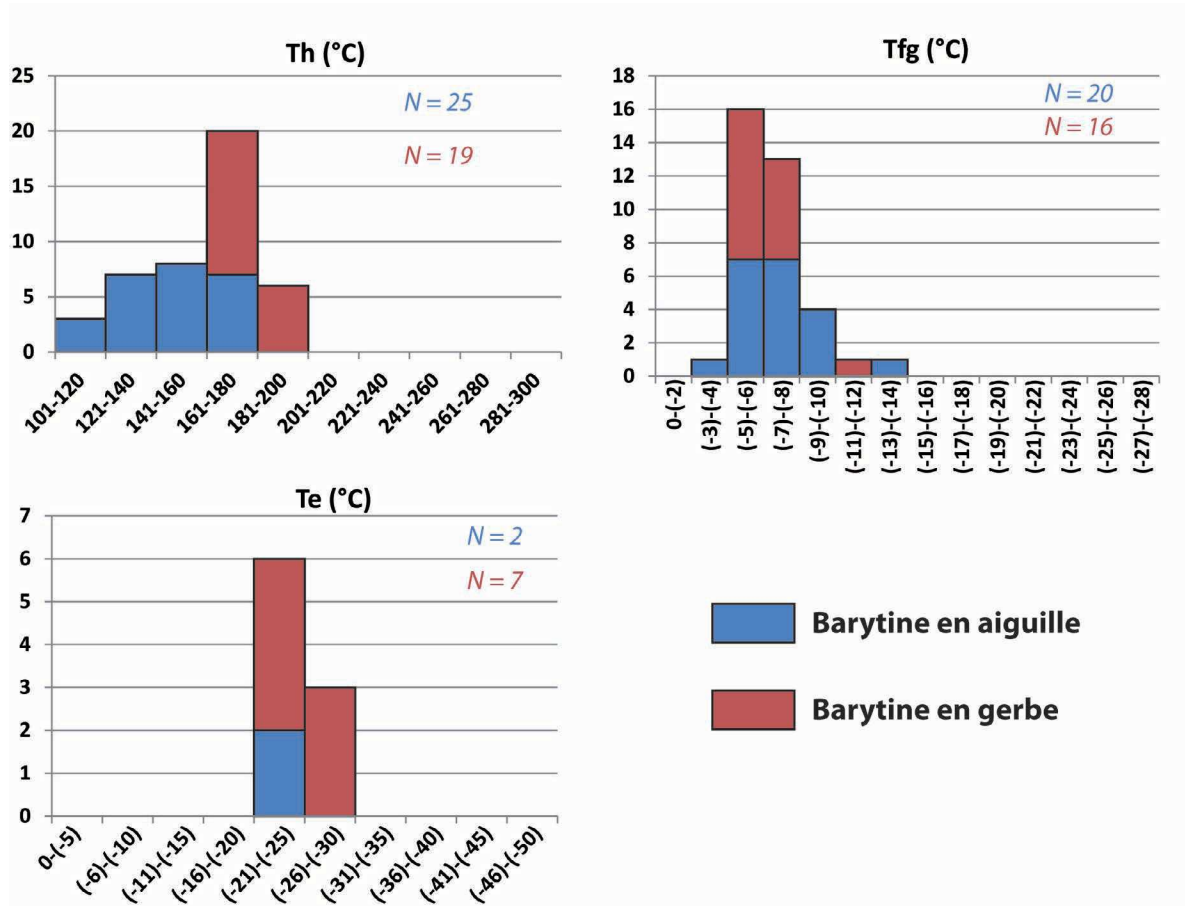


Fig. 2.114 – Mesures microthermométriques des inclusions fluides primaires de type I dans les barytines en aiguilles (en bleu) et barytine en gerbe (en rouge) dans les mines du Puech Cartès (Th : température d'homogénéisation ; Te : température d'eutectique ; Tfg ; température de fonte totale).

On note donc une différence de température d'environ 30°C entre la première et la seconde génération de barytine. Ce n'est pas sans rappeler les observations faites au sein des couloirs fracturés de la carrière d'Usclas-du Bosc où l'on notait le même ordre de grandeur d'écart de température entre des faciès texturaux de barytine très similaires (environ 40°C). Les deux barytines montrant des compositions et salinités très proches, la différence de température serait probablement due à des conditions de pression différentes.

4.2.3 Synthèse et discussion

Les principaux résultats concernant les minéralisations du Puech Cérié et du Puech Cartès sont les suivants :

- L'essentiel de la minéralisation est localisé au niveau de l'interface entre les dolomies et les calcschistes ;

- La minéralisation barytique vient en remplissage de structures en pull-apart dont les surfaces de glissement correspondent aux plans de stratification de la dolomie et à l'interface dolomie/calcschiste. L'ensemble forme un couloir de cisaillement dont la cinématique correspond au basculement des couches vers le Sud ;
- Un événement de karstification hypogène (même phase d'ankérite baroque que dans la carrière d'Usclas du Bosc) a conduit à la formation de cavités karstiques et à l'ouverture des joints de stratification ;
- Deux générations de barytine sont visibles au sein des pull-aparts : (i) une première barytine en aiguille qui cimente les épontes au sommet et une brèche hydraulique à la base ; et (ii) une barytine en gerbe qui vient remplir les zones distensives supérieures ;
- Les écarts de températures obtenus par microthermométrie suggèrent que les deux types de barytines ont précipité dans des conditions de pression différentes ;
- Des nacrites se développeraient chronologiquement entre les deux générations de barytine, essentiellement à proximité du contact entre les dolomies et les calcschistes.

4.2.3.1 Discussion sur les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides

En l'absence de géothermomètre isotopique, il est délicat de calibrer les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides par la méthode des isochores tel que nous l'avons fait pour les couloirs fracturés de la carrière d'Usclas du Bosc. Les textures des deux générations de barytines indiquent que les deux phases se suivent de très près dans le temps, suggérant une température constante au cours des deux précipitations.

4.2.3.1.1 Conditions de précipitation des barytines

4.2.3.1.1.1 Conditions pression/température de piégeage

De la même manière que pour les zones précédentes, les gradients pression/température hydrostatique et lithostatique ont été reportés d'après la modélisation thermique du bassin pour des valeurs de températures de 60°C/km, une densité de l'eau de 1kg/m³ et des densités de roches suivantes : argile : 2700 kg/m³ ; blackshales : 2610 kg/m³ ; dolomie/calcschistes : 2790 kg/m³ ; conglomérat : 2700 kg/m³ ; grès : 2720 kg/m³.

Pour pallier à l'absence de géothermomètre isotopique, nous avons choisi de reporter les intervalles de températures obtenus dans les précédentes zones de faille de *roll-over* de Saint Privat et Saint Martin du Bosc (entre 220 et 250°C) et les couloirs fracturés d'Usclas du Bosc (entre 184 et 204°C) afin d'effectuer une comparaison.

Les températures obtenues pour les failles de *roll-over* apparaissent trop importantes par rapport à celles obtenues dans les mines du Puech Cartès. Cette différence peut s'expliquer par une origine des fluides plus profonde dans le cas des failles régionales qui sont connectées à des fluides plus profonds dans le bassin. Par conséquent, il est préférable de calibrer les données

d'isochores de la zone du Puech Cartès avec les données obtenues pour les couloirs fracturés qui ont, eux, une extension plus réduite. Ainsi, les premières barytines qui cimentent les éléments de brèches de l'encaissant au sein du couloir cisailant précipiteraient dans des conditions supra-hydrostatiques à supra-lithostatiques.

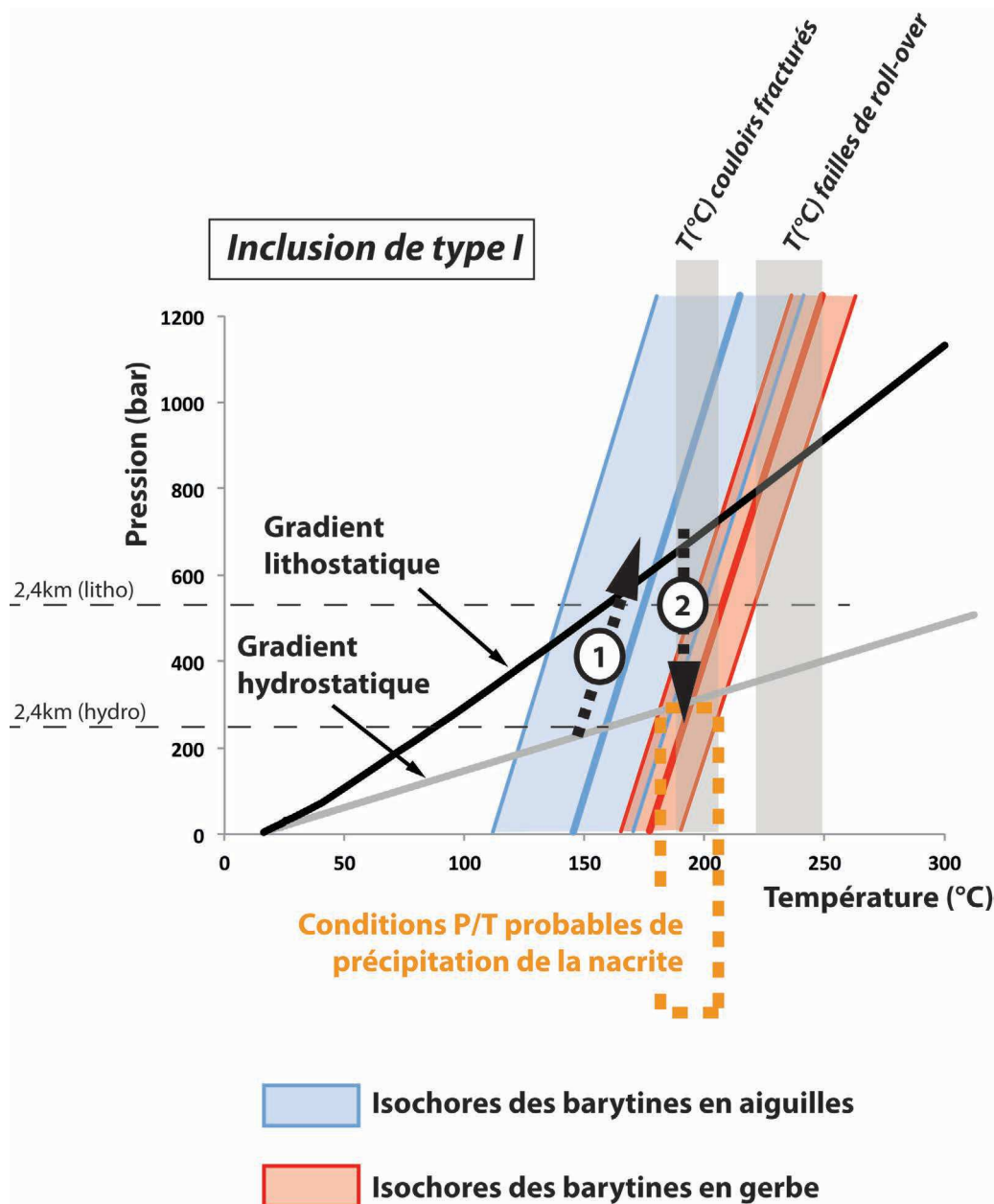


Fig. 2.115 – Diagramme P/T des isochores d'inclusions fluides primaires pour les barytines des mines du Puech Cartès : barytines en aiguilles (en bleu) et barytines en gerbe (en rouge). Le trait plein représente la valeur moyenne des isochores calculés alors que la partie pleine correspond à l'intervalle entre les valeurs maximale et minimale. Les gradients pression/température hydrostatique et lithostatique ont été reportés d'après la modélisation thermique du bassin. Enfin, les pointillés oranges représentent les conditions probables de formation des nacrites.

Lors de la montée en pression, les fluides vont se réchauffer en suivant l'isochore des premières barytines jusqu'à atteindre les conditions de décollement stratigraphique ; en d'autres termes la contrainte verticale S_v (chemin 1 de la figure 2.115). La rupture hydraulique de la

roche encaissante entraîne une chute de pression du fluide qui se retrouve alors en condition hydrostatique (chemin 2). La chute de pression baisse alors la solubilité et amène à précipiter la seconde génération de barytine dans une zone ouverte. Ce procédé est quasi-instantané à la rupture, traduisant un changement de pression adiabatique. Ce procédé est probablement adiabatique, et les fluides piégés évoluent alors selon un isochoire parallèle mais qui recoupe les conditions hydrostatiques dans des conditions de températures plus importantes (Fig.2.115).

La température et la profondeur d'enfouissement du fluide minéralisateur sont alors lisibles sur la figure 2.115 au point de croisement entre l'isochoire correspondant à la première génération de barytine en aiguilles et les conditions hydrostatiques. Cette méthode détermine alors ici un fluide qui se met en place à une température de 150°C et une pression de 250 bar. Ces valeurs correspondent à une profondeur d'enfouissement de 2430m pour les densités de roches choisies, une profondeur identique à celle obtenue pour les minéralisations de la carrière d'Usclas du Bosc dans le même contexte stratigraphique.

4.2.3.1.2 Discussion sur les conditions de formation des nacrites

L'étude texturale a montré une précipitation des nacrites contemporaine ou faisant suite aux premières barytines en aiguilles. La géométrie en "livre ouvert" des nacrites indique une précipitation dans un milieu où les contraintes tectoniques sont absentes.

Ces observations indiqueraient que les nacrites sont probablement contemporaines de la chute de pression qui accompagne l'ouverture du système après la rupture hydraulique, par conséquent juste avant la minéralisation de la seconde génération de barytine. Si notre hypothèse est valide, la précipitation de nacrite résulte d'un fluide ayant une température entre 180 et 200°C. L'étude de géochimie isotopique qui sera présentée en chapitre II-5 permettra de discuter plus précisément de l'origine de la précipitation des nacrites.

4.2.3.2 Modèle de minéralisation dans les mines du Puech Cérié et du Puech Cartès **- Formation de couloirs de cisaillement au niveau des interfaces calcschistes-dolomies**

- *t1- Stade pré-rift* : Avant le basculement synrift des strates permienne inférieures, une dissolution haute température de type karst hypogène élargit les cavités karstiques et joints stratigraphiques aux interfaces lithologiques. Ce processus s'accompagne de la formation d'ankérite baroque par réaction avec l'encaissant dolomitique et aménage le chemin des fluides ultérieurs (Fig.2.116.a).

- *t2- Début de la phase de rifting Permien* : La phase de rifting permien marque le début des migrations des fluides du Sud vers le Nord à l'échelle du bassin de Lodève à partir de l'acquisition d'un gradient de surpression lors de la subsidence différentielle (voir chapitre II-2).

Au cours de cette phase, l'accommodation du bloc supérieur s'accompagne de la formation d'un graben de compensation sur la Ride de Lodève en réaction au basculement général du bassin vers le Sud suivant un modèle de cisaillement simple (Lopez, 1992). Cependant, nous avons mis en évidence à travers la restauration géomécanique 2D du bassin que la flexion du socle s'accompagnait également d'un mécanisme de glissement banc sur banc pendant la flexion du *roll-over*. Dans ce mode de déformation, les couches constituant le socle ne sont ni étirées, ni amincies (Benedicto, 1996) et dans le cas de la Ride de Lodève, l'accommodation de la flexion vers le Sud a pu se faire au niveau des interfaces rhéologiques que sont les contacts stratigraphiques dolomies/calcschistes. C'est probablement ce type de déformation que l'on observe à travers la géométrie observée dans les mines du Puech Cartès (Fig.2.116.b).

En effet, le glissement banc sur banc qui induit ici un cisaillement en jeu normal forme des structures en pull-apart minéralisées par les barytines. Le plan supérieur marquerait alors le décollement de l'interface entre les calcschistes et les dolomies. La base du pull-apart se caractérise quant à elle d'une succession de décollements interstrates en relais dans les dolomies sous-jacentes suivant un processus de glissement banc sur banc favorisé par des joints calcschisteux (Fig.2.116.b). La présence d'une brèche de friction et la formation d'une schistosité de pli visible à l'interface dolomie/calcschiste ainsi conforte ce modèle.

En résulte donc une succession de structures en pull- apart dans lesquelles les fluides vont circuler et piéger les minéralisations. Ces fluides, dans des conditions de surpression, vont eux-mêmes contribuer à activer la composante cisailante par décollement des joints stratigraphiques et faciliter des conditions de fracturation hydraulique (conditions supra-hydrostatiques). Ce mécanisme est également à l'origine de décollement de blocs à la base du pull-apart lors du développement de fractures en dilatance formant la brèche hydraulique.

- *t3- Intensification du basculement syn-rift permien* : On peut supposer qu'au fur et à mesure de la déformation, une zone en extension se crée au sein du pull-apart, piégeant les fluides qui vont précipiter dans un espace disponible pluri-décimétrique sous la forme de grandes gerbes de barytines (Fig. 2.116.c). L'impact de cette déformation induite par le glissement interstrates à l'interface lithologique dolomie/calcschiste se propage dans les niveaux plus bas stratigraphiquement avec des structures en pull-apart similaires. Le décollement stratigraphique est alors favorable à l'effondrement de la paroi des cavités karstiques environnantes formant des brèches minéralisées qui connectent les couloirs de cisaillement entre eux.

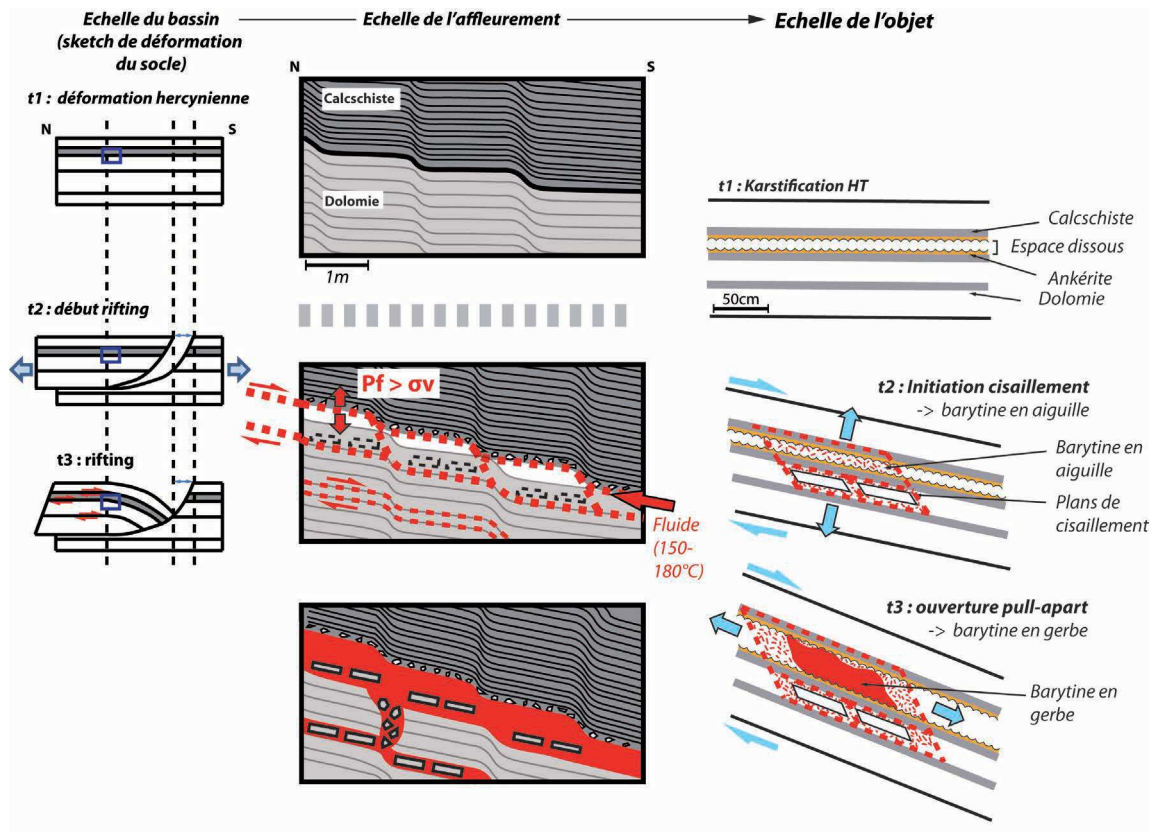


Fig. 2.116 – Modèle de formation d'un couloir de cisaillement par l'action combinée de (i) la pression fluide et (ii) des glissements banc sur banc liés au basculement syn-rift du socle dans le roll-over du bassin.

L'étude des mines du Puech Cérié et du Puech Cartès illustre un exemple de circulation et de piégeage des fluides dans des intervalles stratigraphiques où les failles ne représentent pas des drains préférentiels. Ces mécanismes sont ici gouvernés par les interfaces lithologiques qui existent au sein même du réservoir principal. La déformation par glissement banc sur banc lors du basculement du bassin initie ainsi les faiblesses mécaniques au sein du réservoir par création de plans de cisaillement. Ces structures sont ensuite empruntées par des fluides dont les conditions de surpression vont s'ajouter au régime tectonique dans la déformation de la roche hôte et permettre l'ouverture des drains pour les fluides minéralisateurs. Ce processus implique un couplage tectonique syn-rift/surpression de fluide.

Enfin, nous avons ici contraint une précipitation de nacrites associée à la corrosion de l'encroissant calcschisteux et à la chute de pression du fluide au cours de la minéralisation des barytines.

4.3 Interface socle/couverture - La mine des Airettes

La modélisation des circulations de fluide du bassin de Lodève présentée en chapitre I-2 indique le rôle fondamental de l'interface entre le socle cambrien et la couverture sédimentaire permienne qui le surmonte.

Beaucoup de modèles de circulation de fluides calqués sur des types MVT font intervenir une circulation des fluides de bassin à l'interface entre la couverture sédimentaire considérée imperméable et un socle carbonaté présentant une perméabilité de fracture importante (voir la synthèse de Boiron *et al.*, 2010). Mais très peu d'études précisent les mécanismes ainsi que l'impact à l'échelle du réservoir de ces fluides souvent en surpression et les barrières sus-jacentes. On peut pourtant se demander :

- Jusqu'à quelle pression de fluide l'intégrité de la couverture est-elle préservée ?
- Quelles sont les modifications physiques entraînées en cas de fracturation hydraulique ?
- Quelle est l'épaisseur d' "invasion" des fluides et par conséquent l'importance de la minéralisation dans un tel système ?
- Quels sont les mécanismes qui provoquent la précipitation des charges minérales ?

La mine des Airettes représente un objet de terrain se prêtant parfaitement à ces problématiques en montrant le comportement des fluides minéralisateurs à l'interface entre le socle et la couverture permienne du bassin de Lodève.

4.3.1 Contexte géologique

Le site des Airettes est situé sur le versant sud de la Ride de Lodève, à l'apex d'un paléodôme du socle cambrien (Fig.2.117). Dans ce secteur, les dolomies cambriennes sub-verticales et fortement karstifiées sont recouvertes en discordance angulaire par les siltites argileuses et pélites tabulaires de la formations d'Usclas (base de l'Autunien).

A l'approche de la discordance permienne, les dolomies cambriennes sont intensément silicifiées et bréchifiées. On trouve également une quantité importante d'hydroxydes de fer qui témoigneraient de la présence d'un paléosol (Fig.2.118).

Les structures minéralisées dans les dolomies correspondent essentiellement à des veines sinueuses, perpendiculaires à la surface de discordance avec les siltites permienes et font penser au remplissage d'un paleolapiez. L'altération de type paléosol associée aux structures karstiques suggère un processus de karstification sous couverture.

L'ensemble cambrien est surmonté en discordance par environ 1m de mudstone dolomitique argileux gris à bird-eyes (Fig.2.118) qui attestent de dépôts algo-bactériens lacustres de faible bathymétrie précédant la sédimentation lacustre profonde euxinique de type blackshales.

Chacune des zones de discordance montre les pélites autuniennes qui viennent se pincer en *onlap* sur le substratum cambrien (Fig.2.120). L'amincissement des bancs proche du contact est la conséquence de la différence de compaction qui existe entre le matériel argileux et les dolomies silicifiées plus compétentes. On observe notamment dans les pélites de petites failles d'accommodation de la compaction différentielle qui s'horizontalisent à la base pour former une zone de détachement au niveau de la discordance permienne.

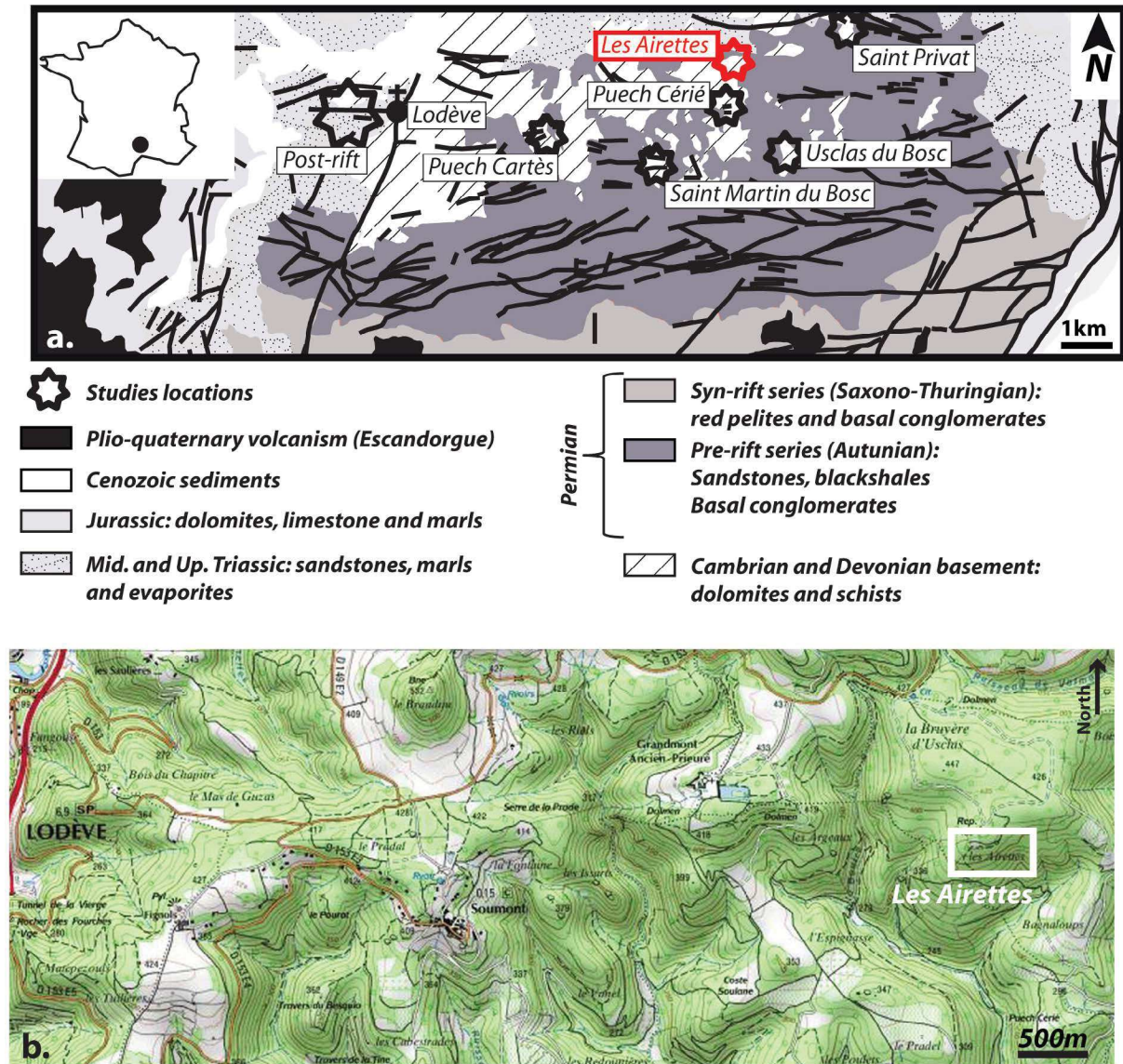


Fig. 2.117 – Contexte géographique et géologique du site de la mine des Airettes.

Enfin, les séries permienne et le socle cambrien sont recouverts en discordance par des grès fluviatiles de l'Anisien moyen. Au sein des grès, Sauvage (2000) a observé des éléments de barytine provenant très probablement du remaniement des minéralisations de socle sous-jacent par la dynamique fluviatile. Cette dernière observation confirme l'âge anté-Trias moyen des minéralisations.

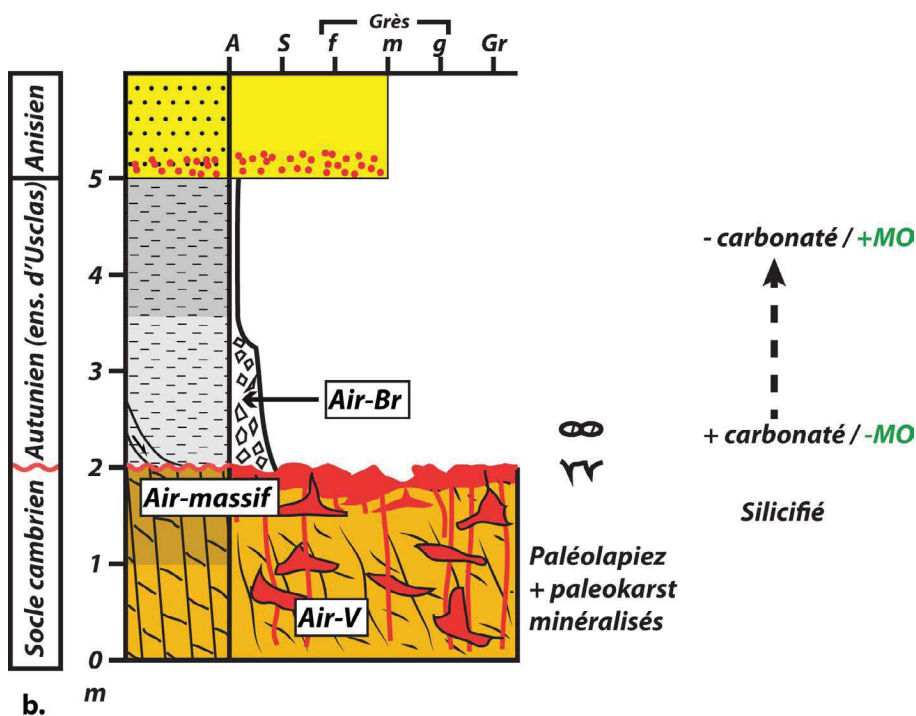
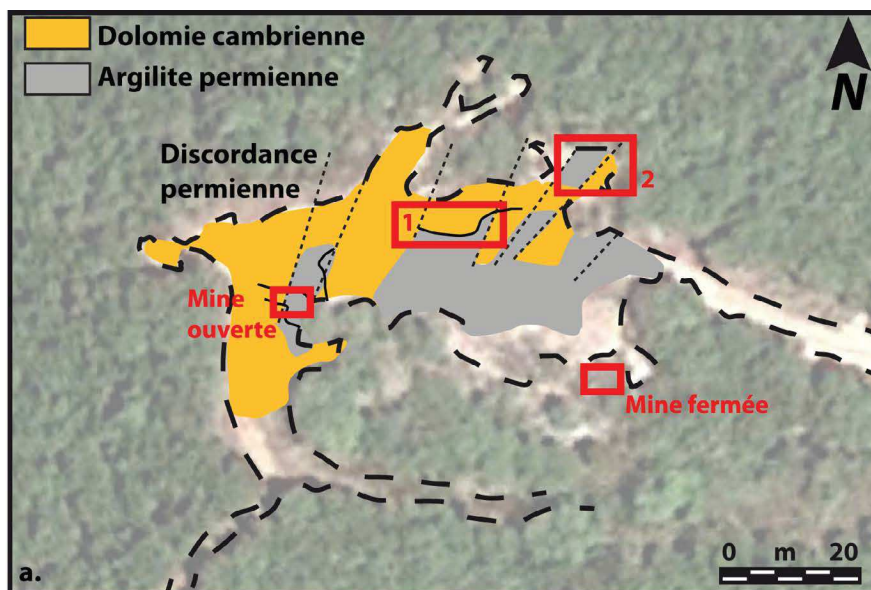


Fig. 2.118 – (a) Carte géologique avec la position des affleurements étudiés (1 et 2) et (b) log stratigraphique synthétique du site des Airettes, avec la localisation des échantillons pour l'étude des inclusions fluides (encadré noir).

4.3.2 Fabrication des conduits minéralisés

4.3.2.1 Le contact Sud

Le premier affleurement, situé au Sud de la zone, présente environ deux mètres d'argilites silteuses autuniennes reposant en discordance sur les dolomies cambriennes. De part et d'autres de l'affleurement on observe l'onlap du permien sur le socle avec une remontée des strates

permiennes qui passent d'un pendage sub-horizontale à N40-40SE au SW et N90-30S au NE. Cette configuration des dépôts donne une épaisseur maximale de la série permienne au centre d'une dépression locale au sein du socle. La discordance, bien que formant un plan irrégulier, se caractérise en moyenne par une orientation et pendage de N10-30SE.

On distingue sur ce site trois faciès minéralisés, à savoir :

- Air-V : les veines sinueuses minéralisées dans le socle cambrien ;
- Air-massif : corps continu de barytines massives en sous-plaquage de la discordance permienne ;
- Air-Br : brèche d'éléments argileux permien cimentés par la barytine.

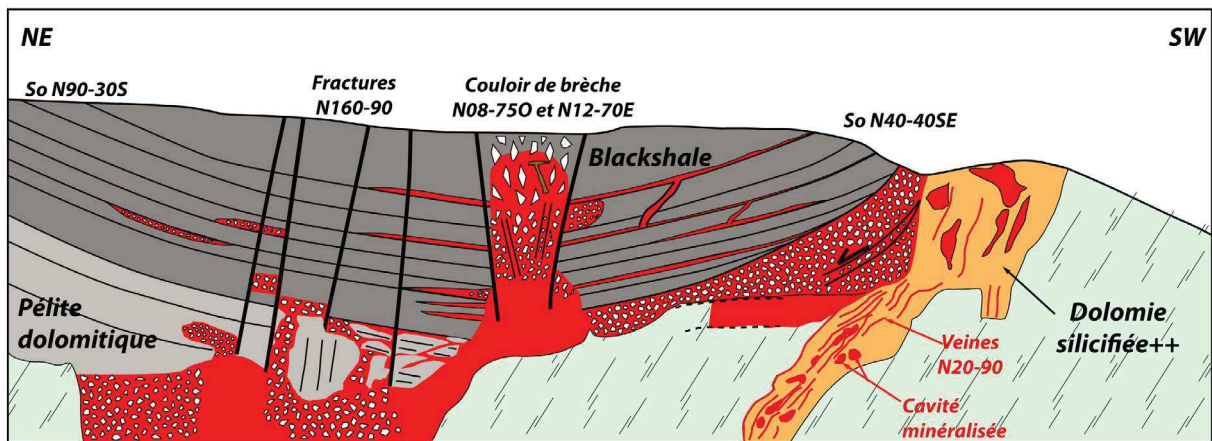


Fig. 2.119 – Distribution de la minéralisation au niveau de l'affleurement sud du site des Airettes (voir Fig.2.118 pour la localisation).

4.3.2.1.1 Veines sinueuses minéralisées - Air-V

Au sein des dolomies cambriennes, la minéralisation barytique se concentre au sein de veines sinueuses subverticales N20 connectées latéralement à des cavités karstiques (Fig.1.90)(Fig.2.121). La silicification apparaît très intense proche de la discordance. Les éléments

silicifiés cimentés par la barytine sont un témoin de l'antériorité du processus de silicification par rapport à l'épisode de circulation du fluide (Fig.2.122).

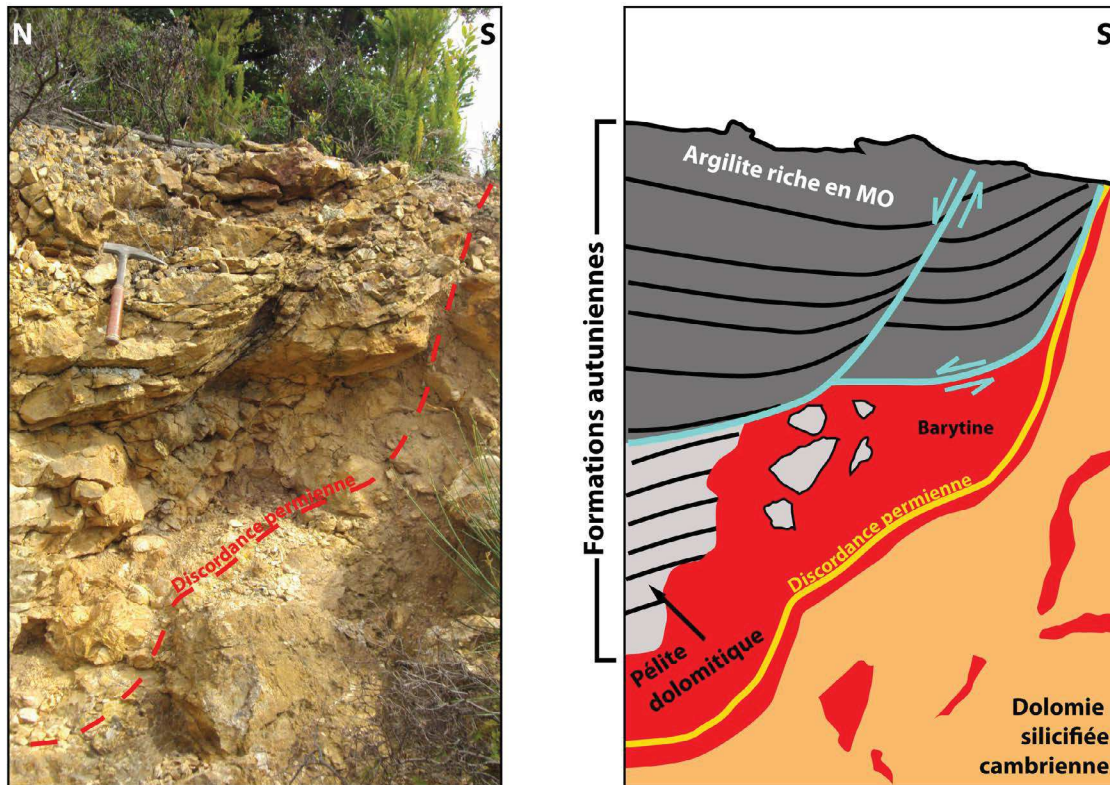


Fig. 2.120 – Photo interprétée de la discordance entre les argiles permiennees et le socle cambrien silicifié.

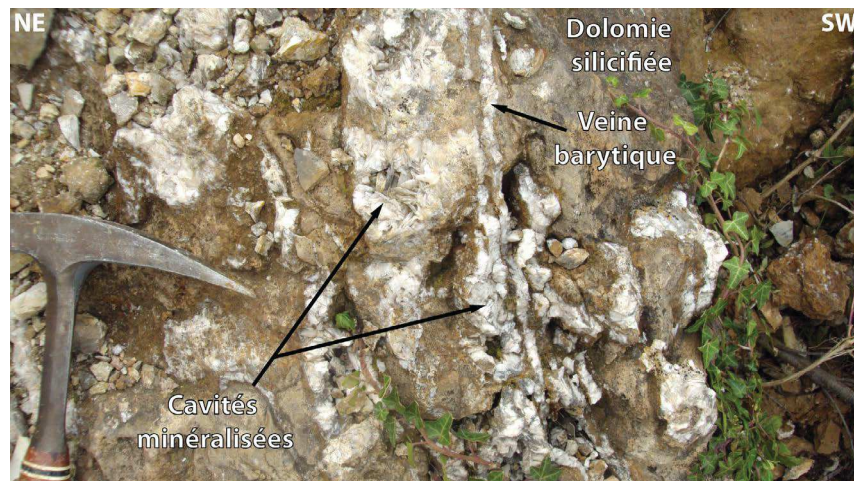


Fig. 2.121 – Veines de barytine N20 sub-verticales et sinueuses affectant les dolomies silicifiées sous la discordance permienne.

4.3.2.1.2 Barytine massive proche de la discordance - Air-massif

Au niveau de la discordance permienne, aussi bien les dolomies que les pélites autuniennes sont minéralisées par une barytine massive et continue allant jusqu'à 30cm d'épaisseur

(Fig.2.123).

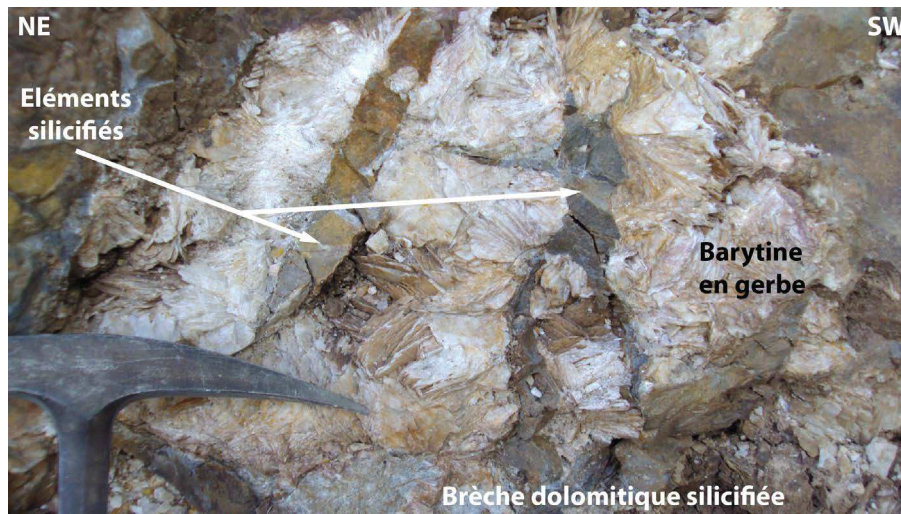


Fig. 2.122 – Présence d'une brèche cimentée par la barytine à éléments de dolomies silicifiés proche de la discordance.

La fabrique de ce corps minéralisé s'apparente à une mise en place de type laccolite venant en sous-plaquage sous les argiles permiennees (faciès Air-massif). Latéralement, cette masse passe à une brèche à éléments de pélite et blackshales cimentés par une barytine en gerbe microcristalline (Fig.2.124).



Fig. 2.123 – Sous-plaquage de barytine formant un intervalle massif sous les premiers niveaux de pélites dolomitiques permiennees.

4.3.2.1.3 Le faciès bréchique - Air-Br

a. Couloir de brèche hydraulique (dyke)

Ce « faciès bréchique » Air-Br se localise préférentiellement au sein des pélites dolomitiques qu'il affecte sur près d'un mètre d'épaisseur. Sur la partie centrale de l'affleurement, où la couverture argileuse est la plus épaisse, on passe verticalement d'un filon massif en sous-plaquage

au niveau du contact socle-couverture à un couloir de brèche sub-vertical traversant sur environ 2m d'épaisseur les sédiments permien. Les brèches montrent un aspect en mosaïque imbriquée, typique de brèche hydraulique (Jébrak, 1997). Ce couloir est encadré par deux fractures dont l'orientation et pendage forment une structure conique sub-verticale. A l'intérieur de cette structure, les éléments d'encaissant, cimentés par la barytine, ont subi une rotation importante allant jusqu'à une verticalisation des fragments de strates.

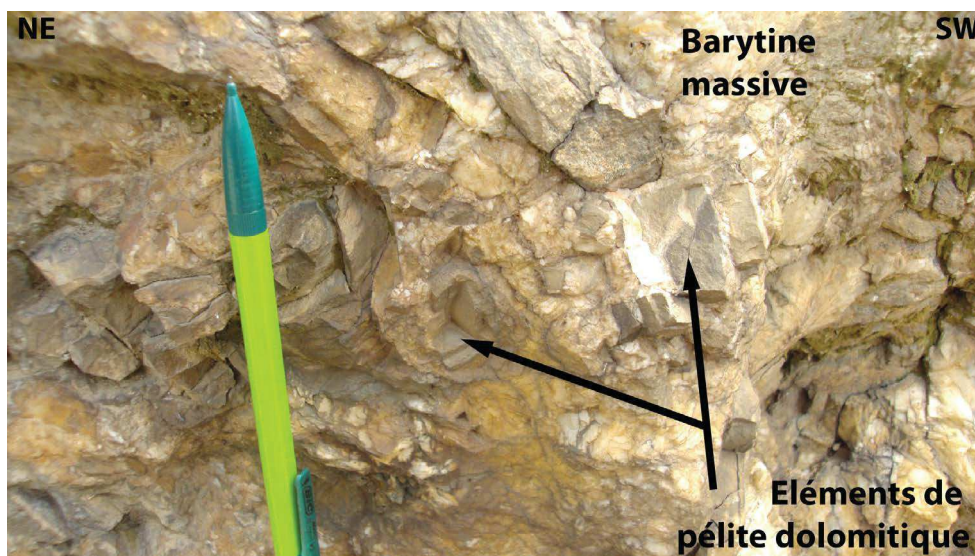


Fig. 2.124 – *Facies de brèche hydraulique à éléments de pélites dolomitiques et de blackshales cimentés par la barytine.*

b. Formation de sills minéralisés

La minéralisation est beaucoup plus discrète plus haut dans la série comme si l'ascension des fluides avait été en grande partie tamponnée par les blackshales. Les minéralisations sont alors stratiformes (= sills) et s'injectent dans les plans stratigraphiques des blackshales (Fig.2.125). Les gerbes de barytine y ont cristallisé du centre vers l'extérieur.

C'est à partir du couloir de brèche que les sills se propagent. On observe un gradient de bréchification latérale dans les minéralisations avec une forme générale en entonnoir due à un amincissement lorsqu'on s'éloigne du dyke "parent". La partie la plus large est située au contact du couloir fracturé et consiste en une bréchification intense. Lorsqu'on s'éloigne du couloir fracturé, la minéralisation devient moins épaisse et correspond à un décollement du plan de stratification. Localement, les sills sont verticalement connectés entre eux par des dykes de plus petite échelle.

4.3.2.2 Le contact Nord avec la minéralisation

On observe ici une zone de faiblesse mécanique située au niveau de la discordance qui apparaît toujours comme le drain principal des circulations de fluides. A l'instar de l'affleurement décrit précédemment, la minéralisation barytique est principalement concentrée à l'interface entre la

couverture permienne et le socle sous la forme d'un amas massif métrique (Fig.2.127). Les indices minéralisés au sein même des dolomies se limitent au remplissage de cavités karstiques sub-horizontales ainsi qu'à des veines parallèles à la discordance.

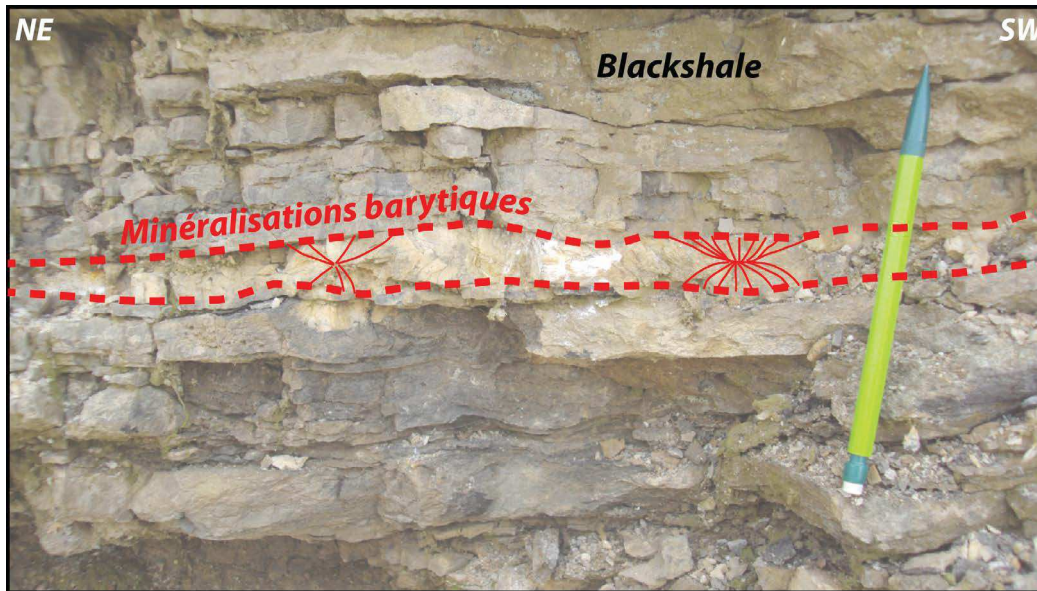


Fig. 2.125 – Injections stratiformes (sills) de barytine dans les plans de stratification sub-horizontaux des pélites dolomitiques.

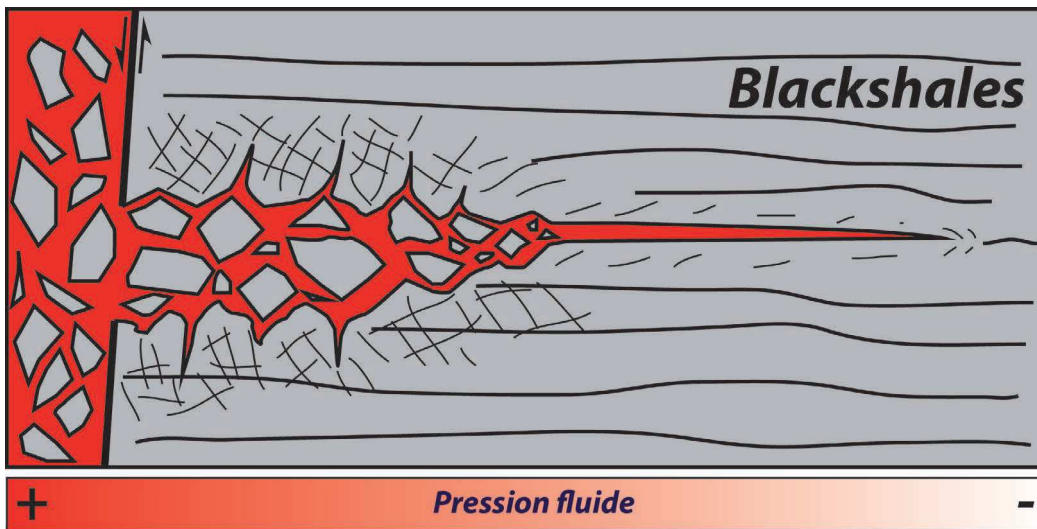


Fig. 2.126 – Schéma interprétatif du gradient de bréchification latéral allant du couloir de brèche central vers le décollement banc sur banc au sein des pélites dolomitiques.

Au-dessus de la discordance, la minéralisation est localisée sous forme de veines stratiformes dans des pélites dolomitiques, sous les blackshales.

Latéralement, le corps minéralisé passe d'un filon massif à une brèche en mosaïque à éléments de pélite, correspondant donc une brèche de type hydraulique. Des minéralisations stratiformes en injection dans les plans de stratification des pélites au-dessus sont connectées à cette brèche.

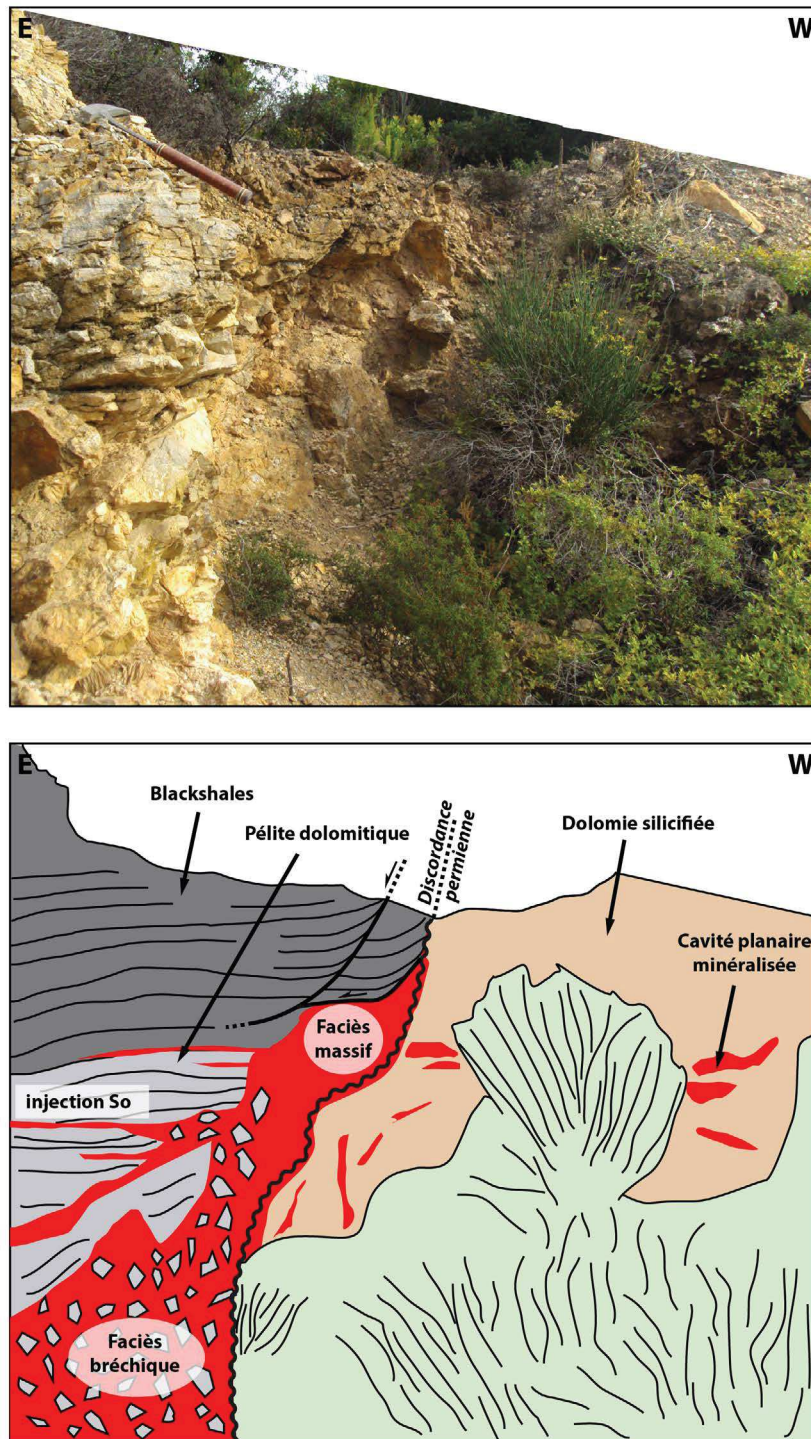


Fig. 2.127 – Distribution de la minéralisation au niveau de l’affleurement nord du site des Airettes (voir Fig.2.118 pour la localisation).

4.3.3 Minéralogie et textures internes

4.3.3.1 Les faciès de veines - Air-V

A la base de l’affleurement, les dolomies cambriennes non-silicifiées sont principalement minéralisées par une barytine en remplissage de veines sinueuses et de cavités karstiques,

que nous avons défini comme le faciès Air-V. L'observation à l'échelle microscopique de ce faciès montre la présence d'ankérite baroque à zonations de croissance qui tapisse les épontes des structures minéralisées, à l'instar des autres zones décrites sur la Ride de Lodève (Fig.2.128).

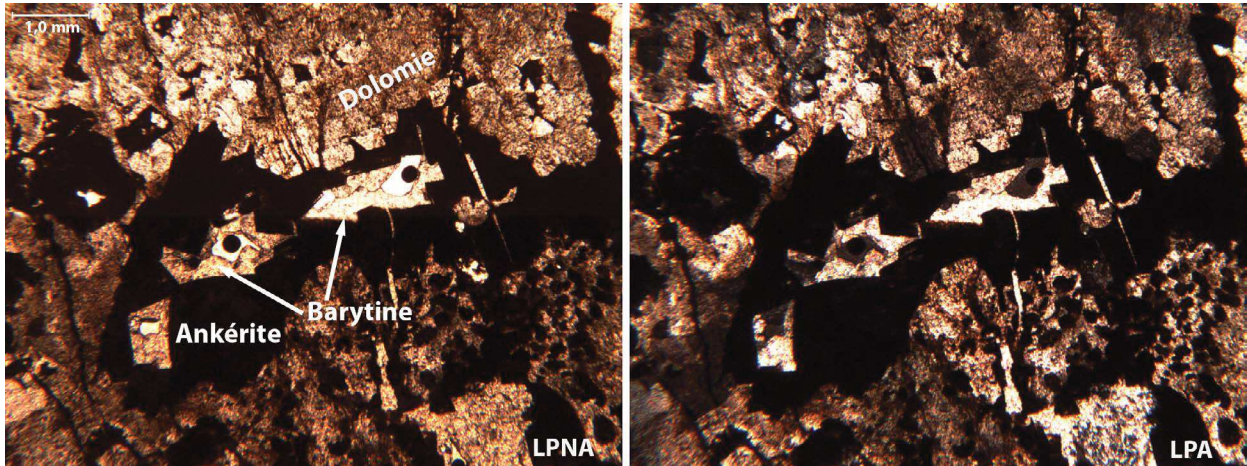


Fig. 2.128 – Observation en lame-mince d'une cavité au sein des dolomies cambriennes minéralisées sur ces épontes par une ankérite sombre et scellée par une barytine en gerbe.

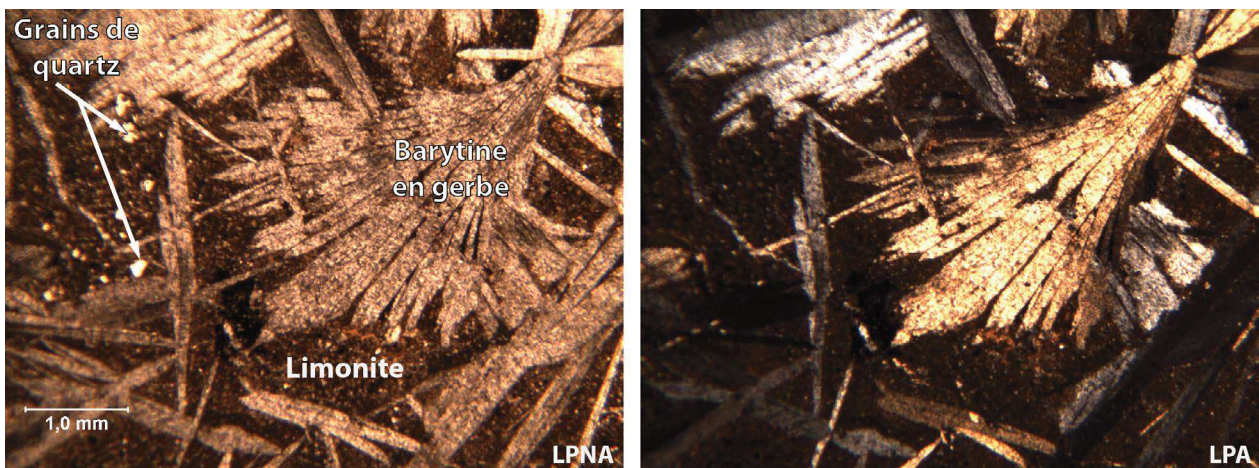


Fig. 2.129 – Gerbe de barytine minéralisée au sein d'une matrice limonitique parsemée de grains de quartz isolés.

Plus haut dans la colonne sédimentaire, la formation cambrienne devient plus limonitique et montre en lame-mince un ciment brunâtre d'hydroxydes de fer intensément silicifié (Fig.2.129). On serait ici en présence d'une altération météorique avec concentration du fer insoluble contenue dans la dolomie cambrienne. L'ankérite baroque est absente de ce faciès et seule la barytine remplit les vides entre les masses limonitiques, sous forme de gerbes ou d'aiguilles isolées.

Proche de la discordance, la dolomie cambrienne est bréchifiée, les fragments de dolomie sont cimentés par de la microsilice xénomorphe (Fig.2.130). Cette association est elle-même remaniée sous la forme d'éléments dans une brèche dont le liant est constitué par deux types de barytines : un premier liserai d'1mm de barytine en aiguilles enchevêtrées recoupé par une barytine en gerbe (Fig.2.131).

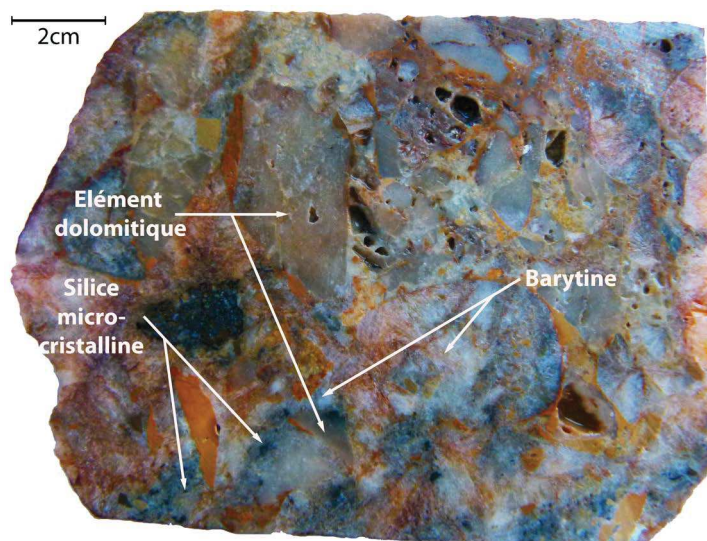


Fig. 2.130 – Exemple de brèche à éléments dolomitiques en dessous de la discordance permienne. Les éléments sont entourés de microsilice xénomorphe remaniée et cimentée par la barytine en aiguille.

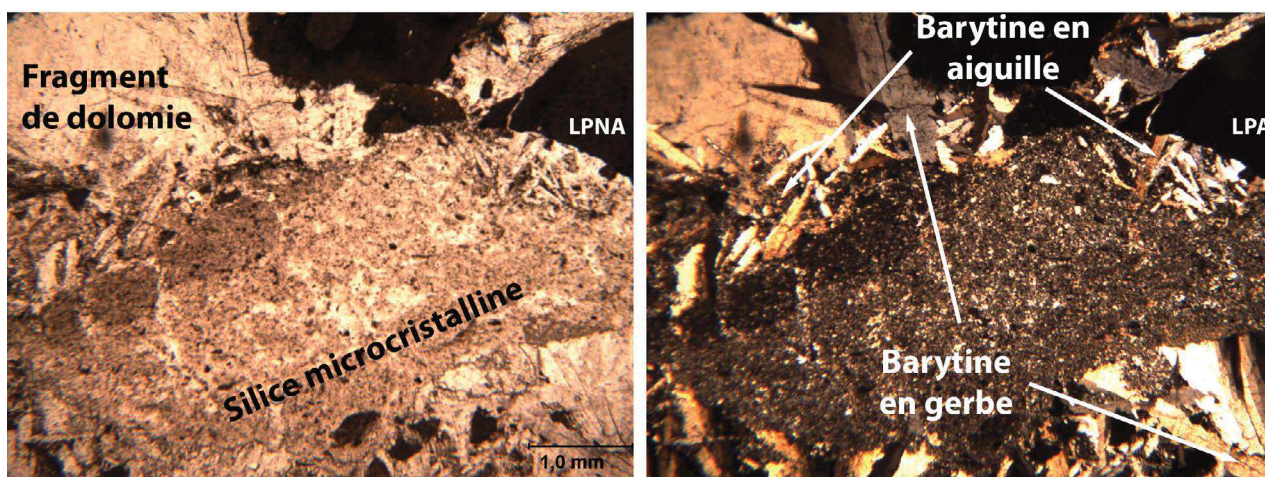


Fig. 2.131 – Vue en lame-mince illustrant la précipitation des barytines en aiguilles sur la microsilice xénomorphe.

4.3.3.2 Le faciès massif - Air-massif

Il consiste en une barytine en gerbe pluri-centimétrique qui ne présente pas de particularité microstructurale.

4.3.3.3 Le faciès bréchique - Air-Br

Juste au-dessus de la discordance permienne, nous avons pu mettre en évidence dans les pélites dolomitiques un gradient de bréchification qui s'amenuise vers le haut pour s'amortir au sein des blackshales. Il semble donc que le processus de bréchification s'amortisse lorsque que l'on s'éloigne de la discordance.

Les pélites dolomitiques sont ainsi affectées par une brèche hydraulique avec des éléments d'encaissant cimentés par les deux types de barytines déjà décrits (Fig.2.132.a). Au contact avec

les fragments de pélites, les barytines ont précipité sous la forme d'aiguilles. L'absence de figures d'érosion en bordure des éléments indiquerait un taux de déplacement très faible en faveur d'un processus gouverné par la surpression de fluide. La barytine en gerbes plurimillimétriques intersecte de manière tardive la fabrique précédente en comblant la porosité résiduelle.

Vers le haut de la brèche, les éléments sont de moins en moins déplacés et semblent juste être décollés du banc sans subir une quelconque rotation. Ces blocs faiblement déplacés sont cimentés par une barytine micro-cristalline qui soulignerait l'absence de zones ouvertes lors de la circulation du flux minéralisé. Au sommet de l'intervalle bréchique, à la transition avec les blackshales, on observe seulement un quadrillage inframillimétrique de barytine microcristalline qui cimente des écailles de blackshales simplement fracturées (Fig.2.132.b et c).

Les barytines cimentant la brèche hydraulique dans les formations argileuses permiennees sont associées à des chalcopyrites contemporaines.

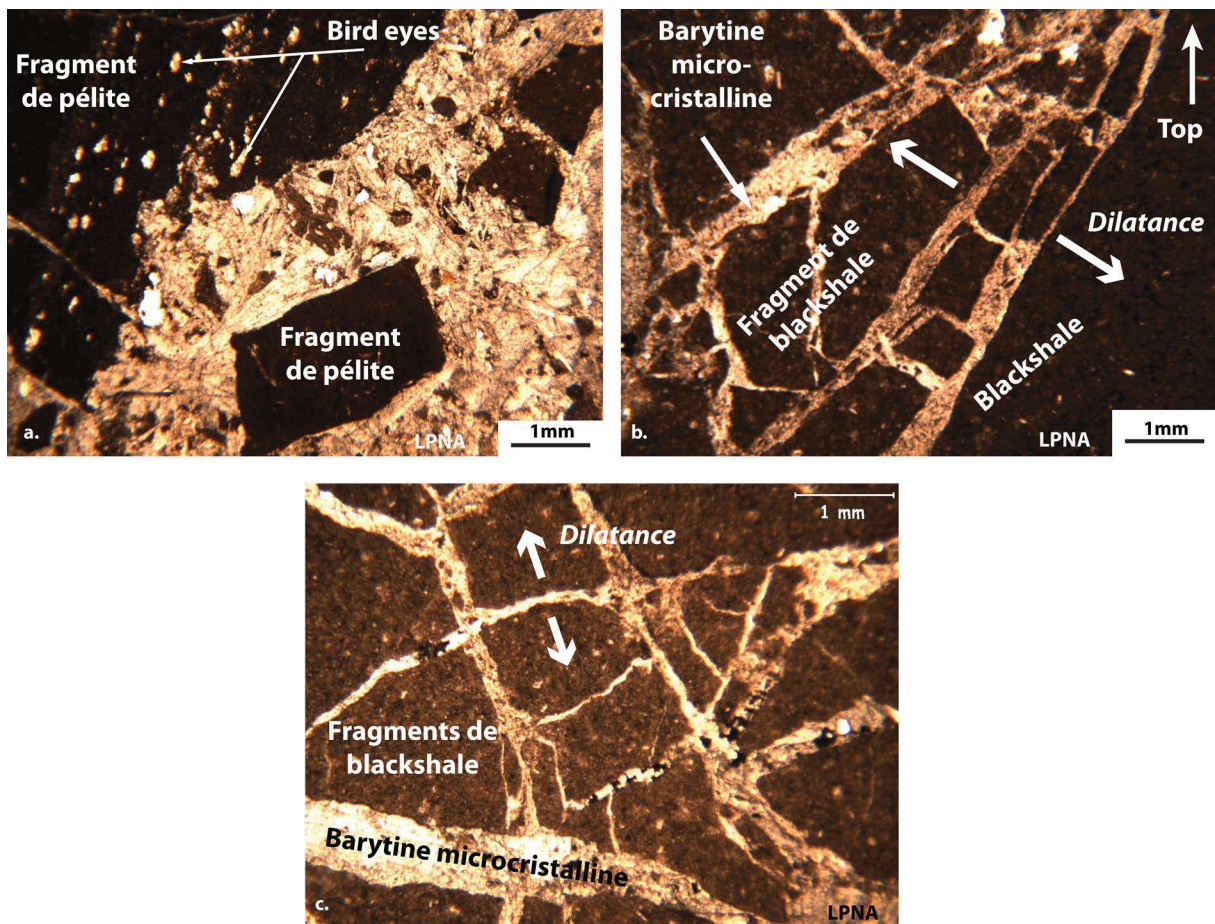


Fig. 2.132 — Faciès de brèche cimentée par la barytine dans la couverture permienne : a. Base de la minéralisation : fragments de pélites cimentés par une barytine en gerbe ; b. Éléments de blackshales cisailés proche des failles bordant le couloir fracturé et cimentés par une barytine microcristalline ; c. Sommet de la minéralisation montrant des microfractures individualisant des éléments d'encaissant cimentés par une barytine micro-cristalline.

4.3.4 Modèle structural

Les analyses architecturales et texturales réalisées sur le site des Airettes nous permettent de proposer un modèle de distribution des fluides minéralisateurs ayant circulé sur les points hauts de l'interface entre le socle cambrien et la couverture permienne (Fig.2.133).

Dans les dolomies cambriennes, la minéralisation barytique se concentre au sein de veines N20 sinueuses et sub-verticales connectées à des cavités karstiques probablement hypogènes (présence d'ankérite baroque).

Proche de la discordance, le corps minéralisé est continu et consiste en un corps massif de barytine en sous-plaquage au niveau de la discordance. Ce corps passe progressivement vers le haut à une brèche hydraulique au sein des pélites.

Au niveau de l'épaisseur maximale de la couverture permienne (partie centrale de l'affleurement), on caractérise un couloir de brèche formant un couloir minéralisé encadré par des fractures globalement Nord-sud à jeu inverse. Ce couloir de brèche montre un gradient de bréchification s'amortissant vers le haut dans les blackshales. Le gradient de bréchification diminue en s'éloignant du contact avec le couloir fracturé.

Dans la partie supérieure du couloir de brèche on rencontre des injections stratiformes (sills) de barytine en gerbe qui se pincent en s'éloignant de la colonne.

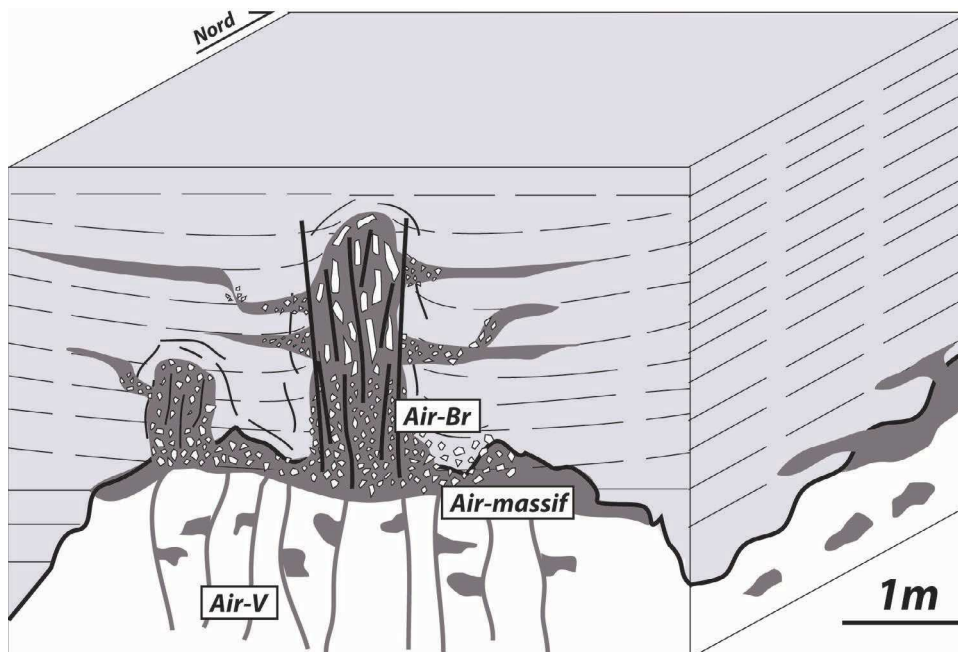


Fig. 2.133 – *Modèle structural de la distribution de la minéralisation sur le site des Airettes.*

4.3.5 Géothermobarométrie des inclusions fluides de la mine des Aïrettes

4.3.5.1 Echantillonnage

Le processus de fracturation du massif par les fluides a été abordé à partir de l'étude microthermométrique comparative des inclusions fluides dans les différentes faciès texturales identifiées ; à savoir Air-V, Air-massif et Air-Br (Fig.2.118).

4.3.5.2 Microthermométrie sur inclusions fluides

Les analyses microthermométriques ont été réalisées sur les inclusions fluides de type I, considérées comme primaires et donc reliées aux conditions thermodynamiques de précipitation des phases minérales (Fig.2.134).

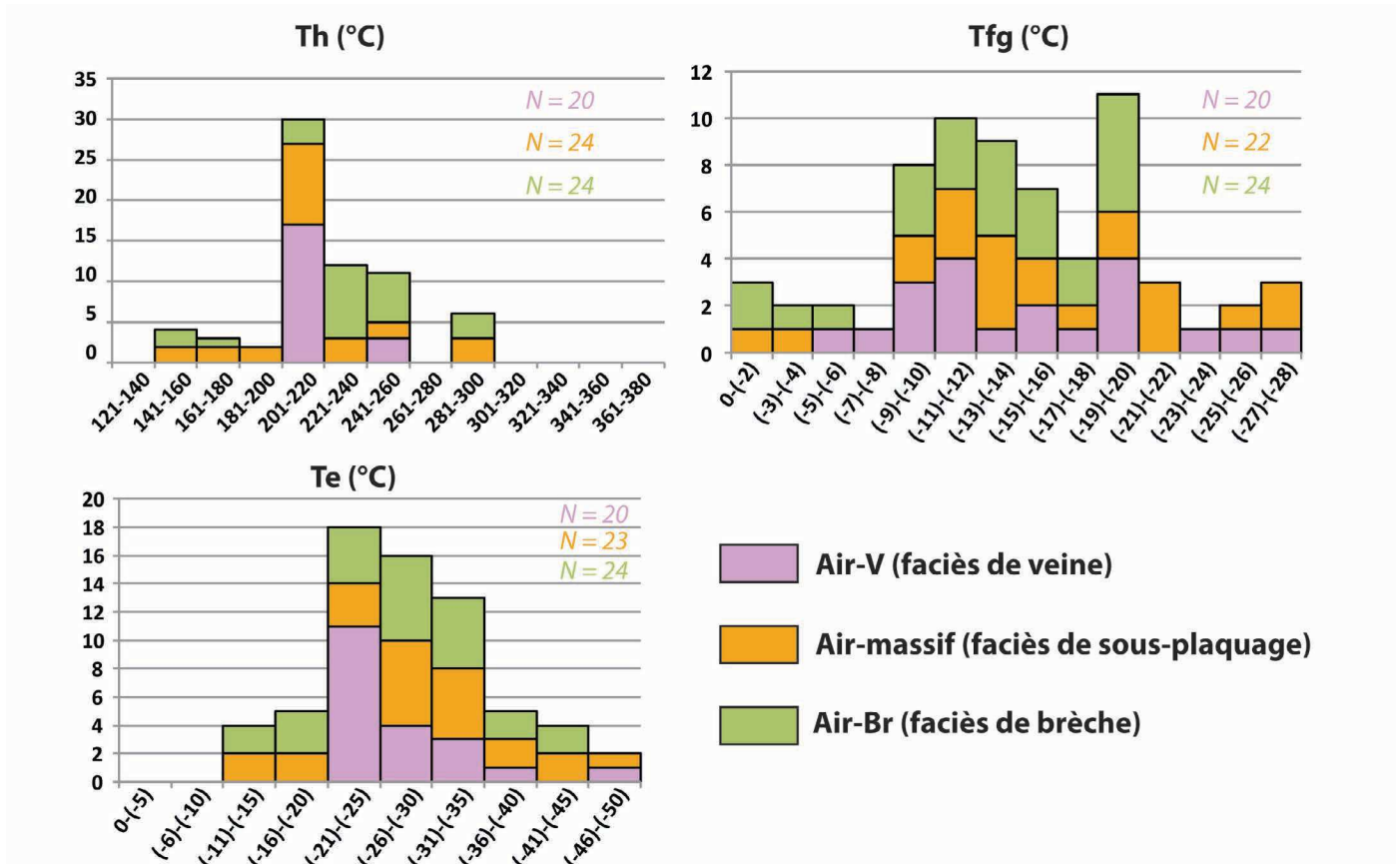


Fig. 2.134 – Résultats de la microthermométrie sur les trois échantillons correspondant aux faciès Air-V, Air-massif et Air-Br.

Les inclusions de type I montrent des températures d'eutectique (Te) et de fonte totale du cristal (Tfg) sensiblement les mêmes pour les trois faciès. La Te pour Air-V et Air-massif varie entre -35 et -12°C avec une moyenne de -25,2°C ; pour Air-Br les Te situées entre -26 et -21°C pour une moyenne de -23,0°C. Ces températures sont en accord avec celles publiées dans un

système $NaCl - H_2O$ ($-22,9^{\circ}C$: Crawford, 1981 ; $-21,2^{\circ}C$: Borisenko, 1977), même si certaines valeurs autour de $35^{\circ}C$ témoignent de la présence d'autres cations dissous tels que Ca^{2+} et Mg^{2+} .

La Tfg, comme pour la Te, se situe dans les mêmes gammes de température pour les trois échantillons, même si les valeurs apparaissent assez éparpillées. Pour Air-V, la Tfg des inclusions de type I varie entre -24 et $-5^{\circ}C$ ($-14,2^{\circ}C$ en moyenne), pour Air-massif entre -19 et $-3^{\circ}C$ ($-14,39^{\circ}C$ en moyenne) et pour Air-Br entre $-15,6$ et $-4^{\circ}C$ ($-11,76^{\circ}C$ en moyenne). Les salinités calculées à partir de ces valeurs via l'équation d'état définie par Brown et Lamb (1989) donne une moyenne de 17,77 wt.%eq.NaCl pour Air-V et Air-massif alors qu'elle est légèrement inférieure pour Air-Br avec une valeur moyenne de 14,98 wt.%eq.NaCl.

La composition du fluide ainsi que la valeur de salinité entre les trois faciès étant assez similaires, on peut admettre que ces derniers sont issus d'un seul et même fluide.

Air-V et Air-massif montrent des valeurs de Th comprises entre $159^{\circ}C$ et $256^{\circ}C$ avec une fréquence maximale située dans l'intervalle entre 200 et $220^{\circ}C$. Une gamme de température s'écarte de la tendance générale pour ces deux échantillons avec quelques mesures situées dans l'intervalle $280-300^{\circ}C$.

Les gammes de Th pour Air-Br sont d'une manière générale plus élevées que pour le précédent échantillon. Elles se situent entre $221^{\circ}C$ et $292^{\circ}C$ pour une majorité dans les deux intervalles $220-260^{\circ}C$. L'écart plus faible des températures indique qu'il n'y a pas eu de réquilibration thermique ni de déformation type *necking down* au cours de l'histoire post-piégeage de l'inclusion (Goldstein et Reynolds, 1994). Par conséquent, la Th s'avère une bonne mesure de la température minimale de piégeage.

Lorsqu'on regarde la distribution des températures d'homogénéisation en fonction de la salinité, on note que les faciès Air-massif et Air-Br sont caractérisés par une droite de mélange entre deux pôles, l'un correspondant à un fluide de haute température/haute salinité et l'autre à priori plus superficiel et moins salin (Fig.2.135).

Les tendances pour ces deux échantillons montrent la même pente, calculée par régression linéaire, mais avec un décalage d'environ $30^{\circ}C$. Le faciès Air-V ne montre quant à lui aucune tendance préférentielle avec une distribution étalée des points de mesure.

En résumé, l'ensemble de la minéralisation du site des Airettes provient d'un même fluide mais qui aurait précipité dans des conditions de pression différentes. Tous les faciès texturaux sont structurellement connectés sur le terrain ce qui signifie que les minéralisations sont plus ou moins synchrones. On considère donc que la température de piégeage du fluide est la même pour les différents faciès et que la différence de Th mesurée est liée à une différence de pression.

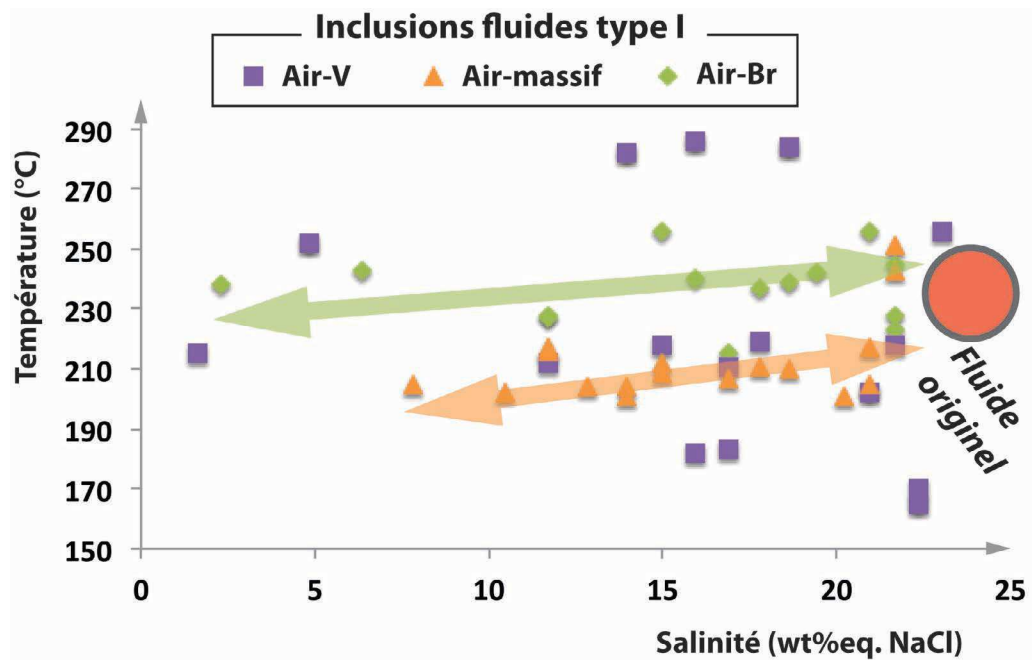


Fig. 2.135 – Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction de la salinité des inclusions fluides primaires des faciès Air-V, Air-massif et Air-Br.

4.3.5.3 Le géothermomètre isotopique du soufre

La précipitation contemporaine de barytine et chalcopryrite est favorable à l'utilisation du géothermomètre isotopique du soufre. Les valeurs $\delta^{34}S$ obtenues sur deux échantillons sont respectivement de $17 \pm 0,2\text{‰}$ V-CDT et de $-8 \pm 1\text{‰}$ V-CDT en moyenne pour la barytine et la chalcopryrite. L'équation d'Ohmoto et Lasaga (1982) nous donne une valeur de température de précipitation de $247^{\circ}\text{C} \pm 10$.

4.3.6 Synthèse et discussion

4.3.6.1 Résultats principaux

L'analyse structurale, minéralogique, texturale et microthermobarométrique, nous permet de dégager les résultats suivants :

- Existence d'un contraste mécanique au niveau de la discordance entre le socle dolomitique cambrien et la couverture permienne qui a servi de drain préférentiel pour les fluides à l'origine de minéralisations barytiques ;
- Identification de trois faciès texturaux principaux que sont (i) Air-V : barytine scellant des veines et cavités au sein de dolomies silicifiées sous la discordance, (ii) Air-massif : barytine massive sous la forme de filon en sous-plaquage (laccolite) au niveau du contact avec les argiles permienes sus-jacentes et (iii) Air-Br : barytine cimentant un couloir de brèche hydraulique (dyke) et des injections stratiformes (sills) dans la couverture permienne ;
- L'écart constant des températures d'homogénéisation entre les faciès minéralisés sous la

discordance et les faciès de brèches au sein des pélites soulignent des pressions de fluides différentes ;

- Les minéralisations de barytine résulteraient du mélange entre un fluide profond de haute température/haute salinité et un fluide plus superficiel de basse température-basse salinité pour les faciès minéralisés en contact avec les argiles permienes.

4.3.6.2 Discussion sur les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides

Les résultats de microthermométrie obtenus nous permettent de construire les intervalles d'isochores calculés pour chaque faciès textural Air-V, Air-massif et Air-Br dans un diagramme P/T correspondant à un système $H_2O - NaCl$ (logiciel FLINCOR© - Brown, 1989) (Fig.2.136). Les gradients géostatiques sont calculés selon les mêmes paramètres qu'utilisés dans les précédentes sections.

Les minéralisations résultantes de la précipitation d'un même fluide, on considère donc que la température de piégeage est la même pour les trois faciès, à savoir 247°C. Cette température sert alors de calibration des pressions de piégeage dans le diagramme P/T.

Les intervalles d'isochores calculés pour Air-V et Air-massif sont similaires avec des valeurs moyennes qui se confondent parfaitement. Les deux faciès montrent un étalement assez important des valeurs de températures, c'est pourquoi nous nous attacherons ici à décrire les isochores moyens calculés. Les résultats montrent ainsi une précipitation de ces faciès dans le même domaine de pression supra-hydrostatique avec une fluctuation entre 400 bar et 800 bar. A la différence, le faciès Air-Br montre une précipitation en condition infra-hydrostatique à sub-hydrostatique, entre 75 bar et 450 bar.

La cimentation du faciès de brèche hydraulique se ferait au moment de la chute de pression qui suit la rupture de la couverture. Ce processus de décompression serait associé au mélange des fluides minéralisateurs ascendants avec les fluides de formation, moins salins, comme le montre le diagramme des salinités en fonction des températures (Fig.2.135). Le fluide plus basse température et moins salin proviendrait des eaux de formations initialement piégés dans les pélites permienes et libérées au moment de la rupture de la couverture. Au contraire, les fluides ayant précipité au sein des veines sous-jacentes seraient isolés de la couverture permienne, notamment par le front de silicification précoce qui a pu réduire drastiquement la perméabilité proche de la discordance.

Les pressions moyennes de piégeage ainsi calculées sont d'environ 380 bar en condition hydrostatique pour les faciès Air-V/Air-massif. Cette valeur de pression correspondrait à un enfouissement d'environ 3500m d'après les gradients de pression, ce qui paraît trop important vis à vis de l'histoire d'enfouissement de la zone de *roll-over*. On ne doit donc pas exclure que les fluides soient en déséquilibre thermique avec la roche encaissante et viennent donc de formations plus

profondes. Nous discuterons de l'origine possible de ces fluides lors de l'étude de leur signature géochimique (chapitre suivant I-5).

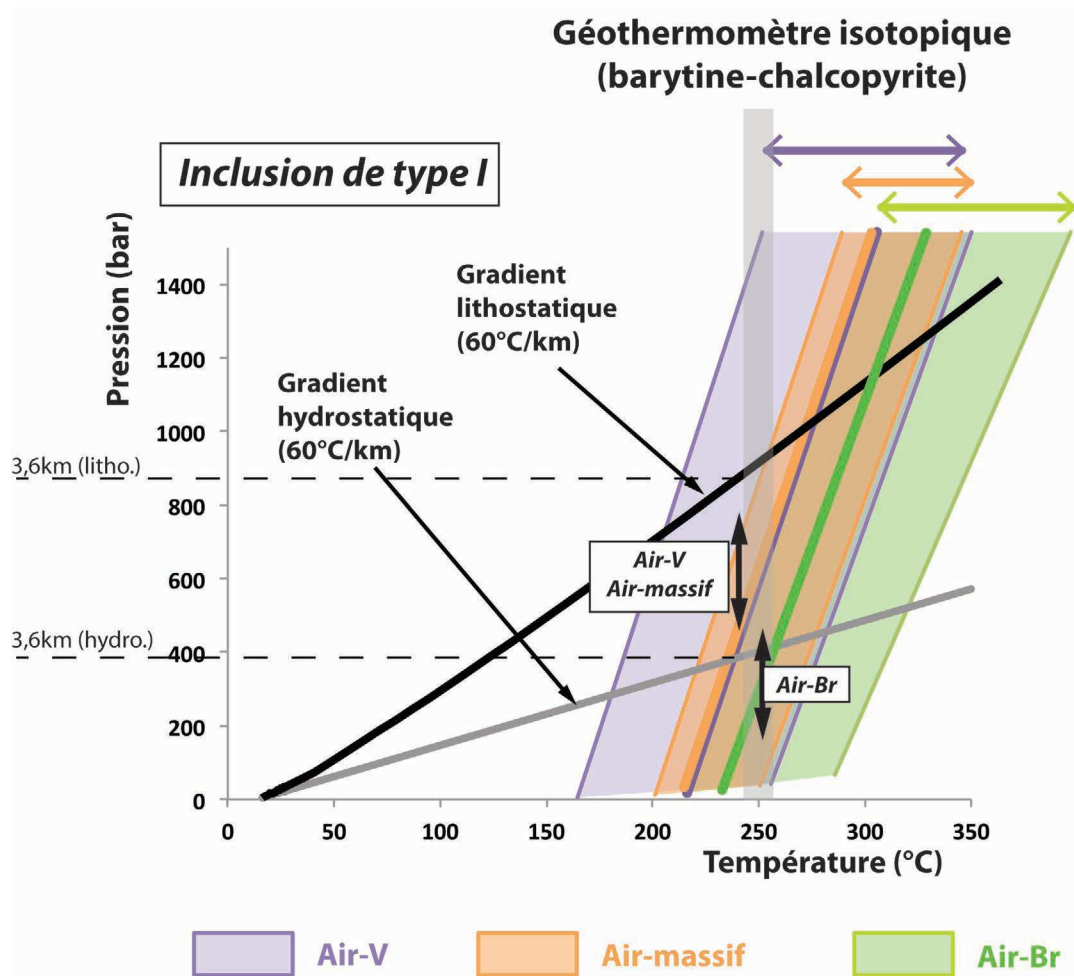


Fig. 2.136 – Diagramme P/T des isochores d'inclusions fluides primaires pour les trois faciès de la zone des Airettes : Air-V (en violet), Air-massif (en orange) et Air-Br (en vert). Le trait plein représente la valeur moyenne alors que la partie pleine correspond à l'intervalle d'isochores calculés. Les gradients pression/température hydrostatique et lithostatique ont été reportés ainsi que le géothermomètre isotopique du soufre calculé sur les phases barytiques.

4.3.6.3 Mécanisme de piégeage des fluides à l'interface socle/couverture

-t1- Initiation de la surpression de fluide

Les fluides circulant en conditions sub-hydrostatiques des zones profondes du bassin vers les marges s'accumulent sous la couverture permienne dans des zones de piège anticlinal (Fig.2.138.a). Sous cette barrière lithologique, les fluides entrent en surpression pendant une phase dite « pré-sismique » (Fig.2.138.b). Une acquisition de surpression de fluide dans ce contexte d'interface socle/couverture implique une connexion hydraulique très faible au niveau de cette discordance qui exclut une éventuelle évacuation latérale du fluide. Sur le site des Airettes, une silicification précoce affectant le socle dolomitique proche de la discordance limite l'expulsion latérale des fluides provoquant donc la mise en pression du fluide (faciès Air-massif).

Les mesures microthermométriques ont montré des pressions dans le domaine supra-lithostatique, donc bien supérieures à la pression de fracturation des roches ($P_{frac} = 0,75S_1$ - voir chapitre I-1.2). Les argiles étant fortement compactées, il est nécessaire d'ajouter une pression de pore interne (Grauls, 1997), qui vient s'ajouter à la pression de fracturation, et nécessitant donc des conditions de pression supérieure au poids des terrains pour être hydrofracturées.

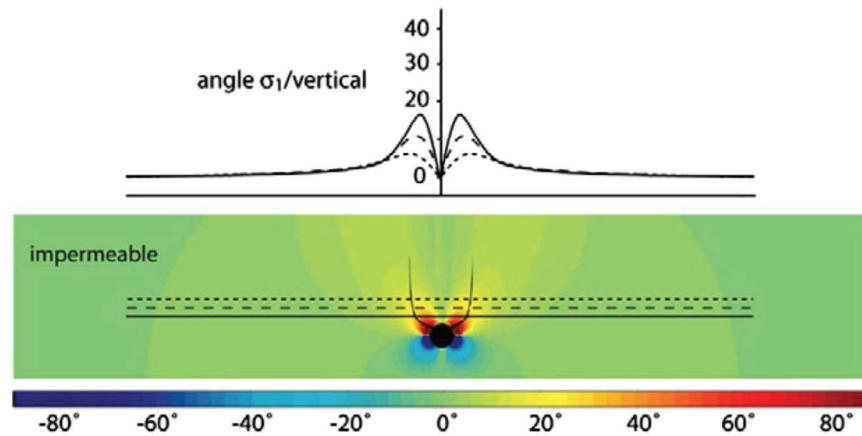


Fig. 2.137 – Modélisation de rotation de contrainte et orientation de la fracturation lors de surpression fluide sous un niveau couverture (Mourgues et al., 2012).

-t2- Formation d'un cône de déformation différentielle dans la roche couverture

L'acquisition d'une surpression de fluide à l'interface entre les dolomies cambriennes et la couverture argileuse entraîne un phénomène de fracturation hydraulique de la couverture sous la forme d'un couloir de brèche encadré par deux fractures sub-verticales. Mourgues *et al.* (2012) ont montré que la surpression de fluide à l'interface réservoir/couverture se diffuse dans les couches sédimentaires voisines et engendre un régime de pression non-homogène (Fig.2.137). Ce régime de pression non-hydrostatique est responsable d'une rotation des contraintes au sein des sédiments qui se trouvent proche de la source de surpression, abaissant ainsi la contrainte verticale. Se propage alors un cône de déformation dans la couverture avec en son centre une zone d'intensité de déformation maximale alors qu'elle est amoindrie dans les zones les plus externes. Ceci s'explique par une diffusion faible de la surpression de fluide dans les sédiments argileux (Gay *et al.*, 2012).

Selon cette configuration, le fluide montant en pression sous la couverture imperméable va dans un premier temps initier des cisaillements latéraux, se localisant au contact entre argile et socle (Fig.2.138.b).

Ensuite ces bandes de déformation vont se verticaliser au sein de la couverture permienne imperméable pour former un couloir de brèche encadré par des fractures sub-verticales. Les sédiments présents dans la zone de déformation d'intensité moindre ne sont quant à eux que très peu affecté par la fracturation hydraulique (Fig.2.138.b). Le couloir de brèche hydraulique central montre un gradient de bréchification de moins en moins intense lorsqu'on monte dans la

série argileuse permienne par un amortissement vertical de la pression de fluide.

-t2(bis)- Formation de sills minéralisés par rotation des contraintes tectoniques locales

Les strates sont déformées et décollées lors de l'ascension du fluide en surpression créant ainsi une chute encore plus importante de la contrainte verticale locale autour du couloir de brèche hydraulique.

La contrainte minimale (S_3), qui correspond à la pression de fracturation de la roche, passe alors d'une direction horizontale (régime extensif régionale) à verticale (régime inverse local). Ceci va avoir un impact sur la direction de fracturation comme le montre Gressier *et al.* (2010) au sein des systèmes d'injections sableuses :

- si $Pf > Sh + Th$, on observe la formation d'un dyke (ou couloir de brèche verticale)
- si $Pf > Sv + Tv$, ce sont des sills (injection stratiforme) qui se forment.

avec Pf la pression fluide, Sh et Sv respectivement les contraintes tectoniques horizontale et verticale, Th et Tv respectivement les résistances à la traction horizontale et verticale de la roche.

Le changement de régime de contrainte locale abaisse la contrainte verticale pour donner : $Sh + Th > Sv + Tv$. Pour ces conditions, une surpression de fluide provoquera préférentiellement la formation de sills alors latéralement connectés au couloir de brèche hydraulique.

Ce modèle de distribution de la minéralisation confirme le contrôle rhéologique des différentes enveloppes lithologiques à l'interface socle-couverture pendant le cycle de circulation des fluides en surpression. Ainsi, la circulation des fluides au sein des dolomies cambriennes semble être essentiellement contrôlée par la distribution du réseau paléokarstique combiné à la fracturation du massif. Par contre, le caractère de barrière de la couverture permienne ne permet pas l'évacuation verticale des surpressions qui sont ponctuellement libérées suivant des colonnes de décharge qui génèrent à la fois des conditions de fracturation hydraulique et d'injections stratiformes.

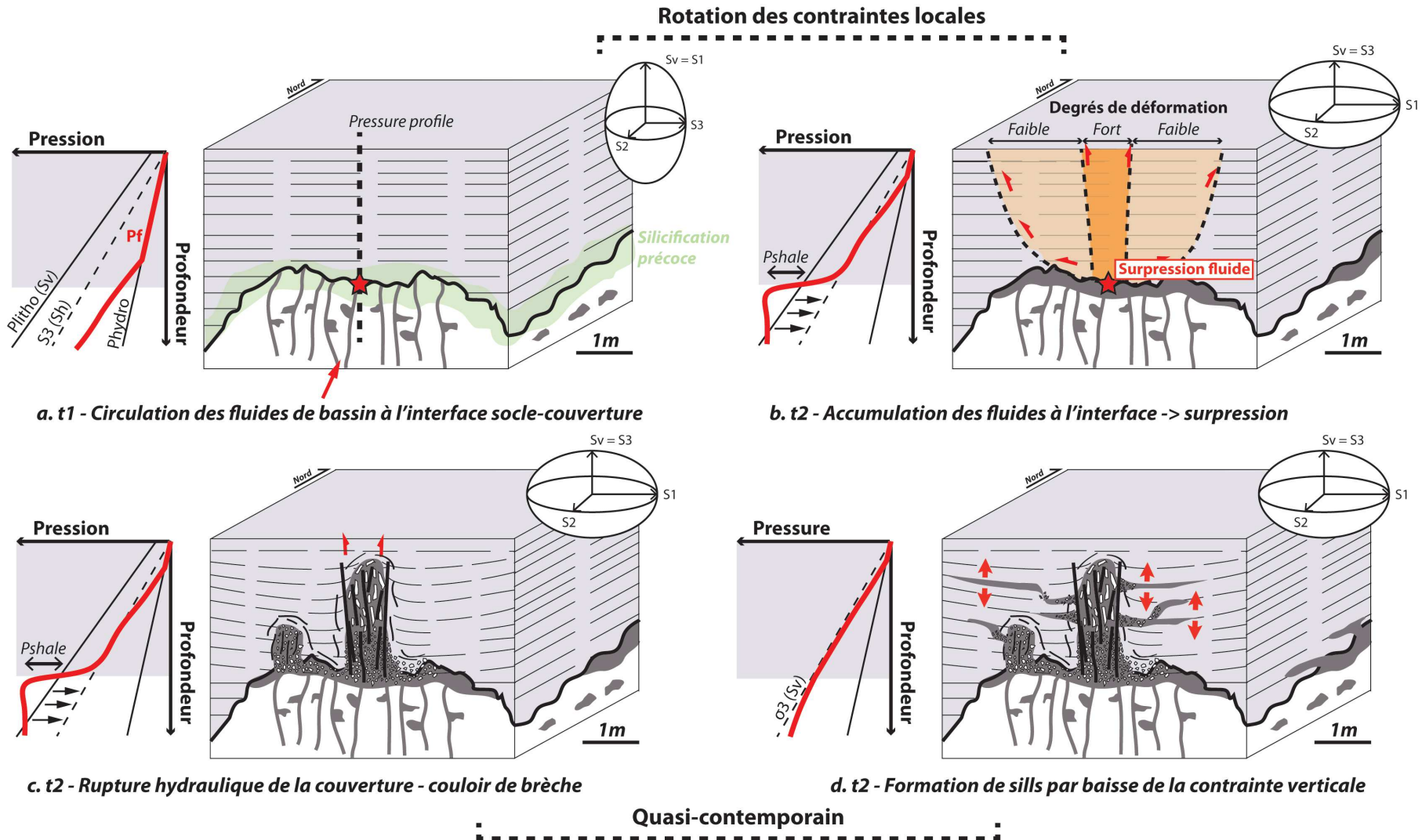


Fig. 2.138 – *Modèle cinématique des mécanismes contrôlant le piégeage des fluides à l'interface entre le socle cambrien et la couverture permienne régionale dans le Bassin Permien de Lodève.*

4.4 Mécanismes de piégeage des fluides dans le *footwall* de la faille bordière sud - Exemple de la carrière de Font d'Arques à Villeneuvette

La modélisation pression/température du bassin du chapitre II-2 confirme une circulation préférentielle des hydrocarbures, pendant le Permien supérieur depuis les zones profondes du bassin le long de la faille bordière Les Aires-Mas Blanc pour se trouver piégés dans la zone de *footwall* de la Ride de Cabrières. L'activité syn-sédimentaire de cette faille va ainsi créer des pièges, structuraux ou stratigraphiques, dans les parties plus superficielles du *footwall*.

La Ride de Cabrières comprend un ensemble de nappes de socle allant de l'Ordovicien au Carbonifère inférieur. En particulier, la zone du *footwall* de la faille Les Aires-Mas Blanc est jalonnée par une puissante série dolomitique du Dévonien très proche en terme de faciès et de processus de karstification aux dolomies du Cambrien de la Ride de Lodève.

Les dépôts minéralisés sont accessibles *via* les nombreuses exploitations de barytine ouvertes pendant le XX^e siècle. Parmi elles, la carrière de Font d'Arques, située près du village de Villeneuvette, est un très bon exemple illustrant les mécanismes et les conditions thermodynamiques de piégeage des fluides permien syn-rift en zone de *footwall*. Nous verrons que les mécanismes hydrodynamiques sont assez similaires à ceux décrits dans la zone de roll-over ; même si le mode de déformation tectonique et la nature des fluides minéralisateurs sont quelques peu différents, avec notamment l'apparition de phase à barytine-fluorite.

4.4.1 Situation géologique

4.4.1.1 Localisation de la zone d'étude

La carrière de Font d'Arques est une ancienne exploitation de sulfate de baryum située proche du village de Villeneuvette (Fig.2.139.a). Cette mine à ciel ouvert a été ouverte en 1907 par L. Martin pour ensuite être dirigée par 5 sociétés d'exploitation différentes jusqu'en 1979. Au cours de cette dernière année la société SOCREMEX, qui avait réhabilité à grands frais le site, démantèle l'usine suite à une liquidation judiciaire. Les vestiges consistent aujourd'hui en une carrière principale et quelques exploitations secondaires distribuées sur une superficie d'environ 1km².

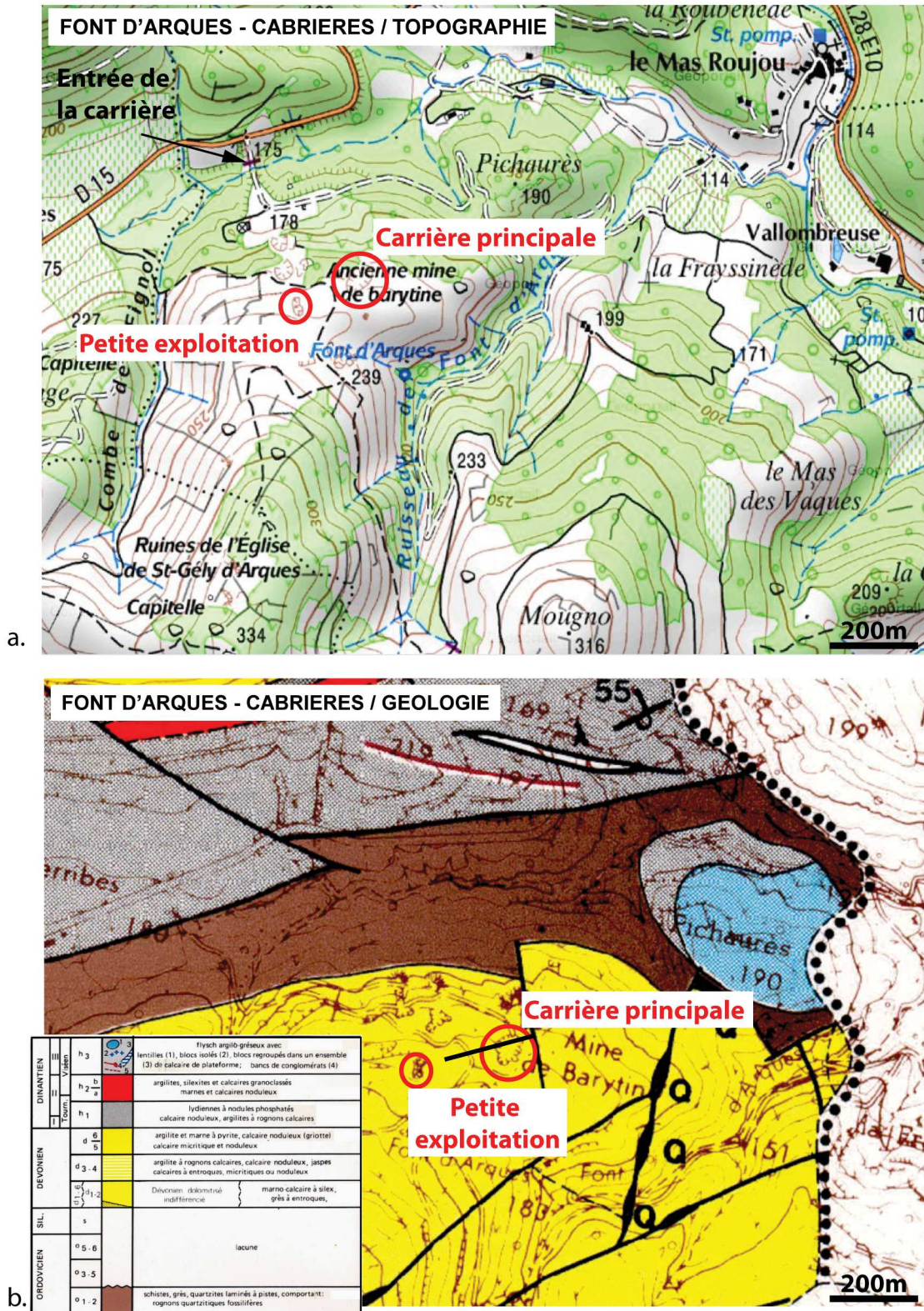


Fig. 2.139 – Situation géologique de la carrière de Font d’arques : a. Carte topographique montrant la localisation de la carrière principale de Font d’Arques ainsi que la position d’une plus petite exploitation à l’ouest ; b. Schéma structural de la carrière de Font d’Arques.

4.4.1.2 Contexte tectono-sédimentaire

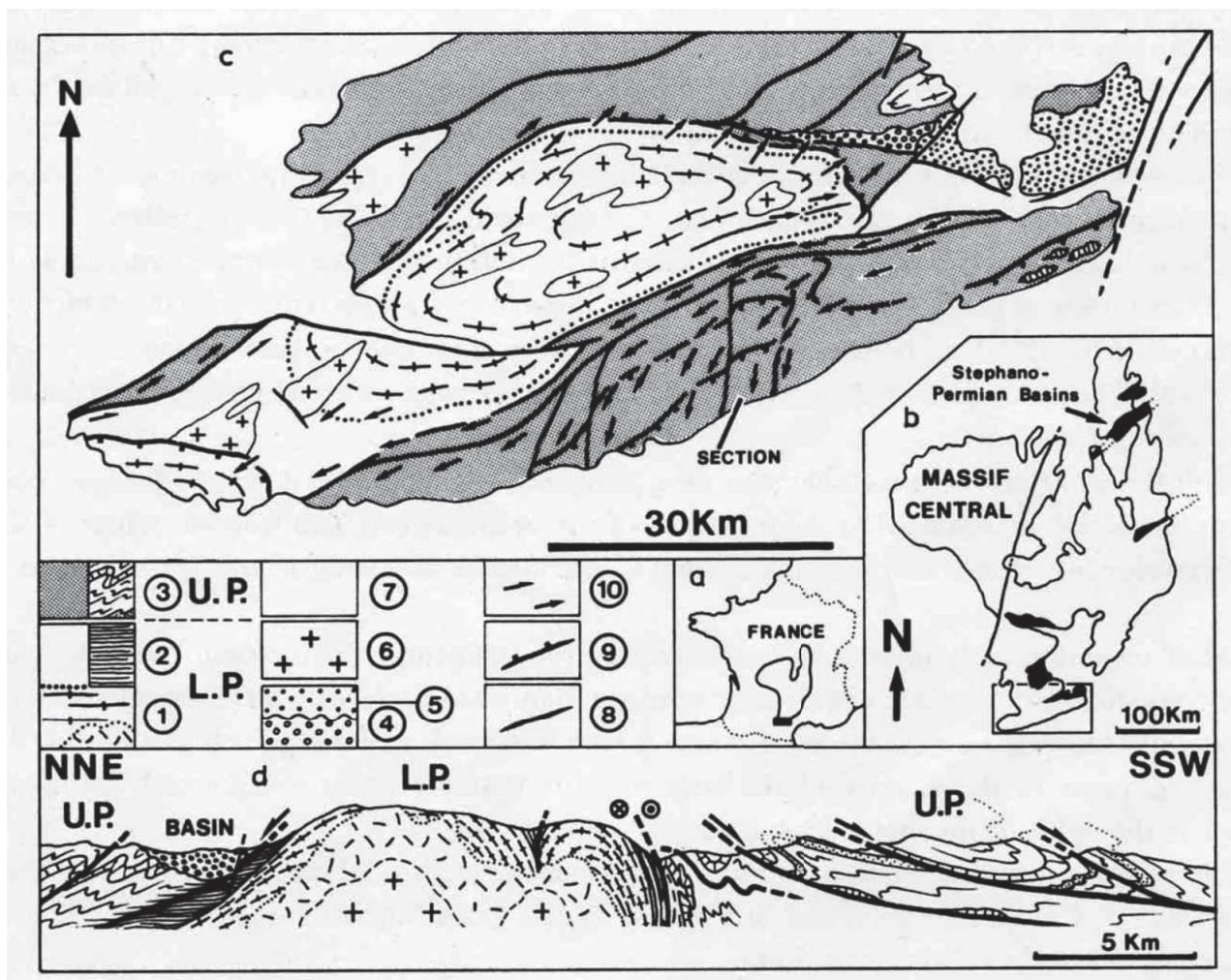


Fig. 2.140 – Contexte géodynamique de la ride de Cabrières (Echtler and Malavieille (1990) : a. Localisation générale de la zone. b. Localisation des principaux bassins stéphanopériens dans le Massif Central. c. Carte géologique générale de la région de la Montagne Noire. d. Coupe structurale NNE-SSO. (1) Métamorphisme de haut et moyen degré; (2) Formation de micaschiste de la plaque inférieure (LP); (3) Formation indifférenciée du Cambrien et Stéphanien de la plaque supérieure (UP); Sédiments continentaux stéphanien (4) et permien (5); (6) granite anatectique et intrusif du Carbonifère supérieur; (7) Couverture post-paléozoïque; (8) Faille à pendage fort; (9) Détachements et (10) direction de linéation et sens de cisaillements associés.

La zone étudiée appartient au complexe dit des écaillés de Cabrières, formant une partie du versant Sud de la Montagne Noire (Fig.2.140). Ce complexe s'est formé lors de la propagation des nappes de charriages au cours de la mise en place de la zone axiale de la Montagne Noire lors d'une compression N-S (Echtler et Malavieille, 1990). Cet événement est à l'origine de grandes structures en plis couchés d'amplitude kilométrique à la fin du Viséen (de 330 à 320Ma), aujourd'hui en position stratigraphique inverse (le flanc normal étant érodé), pour lesquelles les schistes ordoviciens visibles dans la partie Nord ont servi de semelle de décollement (Fig.2.140).

Les marqueurs minéralisés sont essentiellement présents au sein des dolomies dévoniennes

inférieures qui alternent avec des niveaux plus marneux proches de la discordance avec les schistes ordoviciens au Nord. Le Trias moyen gréseux recouvre le socle et une partie du bassin permien au Nord et à l'Est. Les minéralisations sont localisées à proximité d'une faille orientée N170, reconnue sur 500m et connectée vers le sud à une autre faille N050 (Fig.2.139.b). La zone de la carrière de Font d'Arques elle-même consiste en un pli faillé de plan axial N70-70S qui verticalise les couches dolomitiques dans la zone Nord alors qu'elles sont horizontales dans la partie Sud (Fig.2.141). Une schistosité parallèle au plan axial du pli est visible et traduit bien la déformation hercynienne régionale du Viséen supérieure (Echtler et Malavieille, 1990).

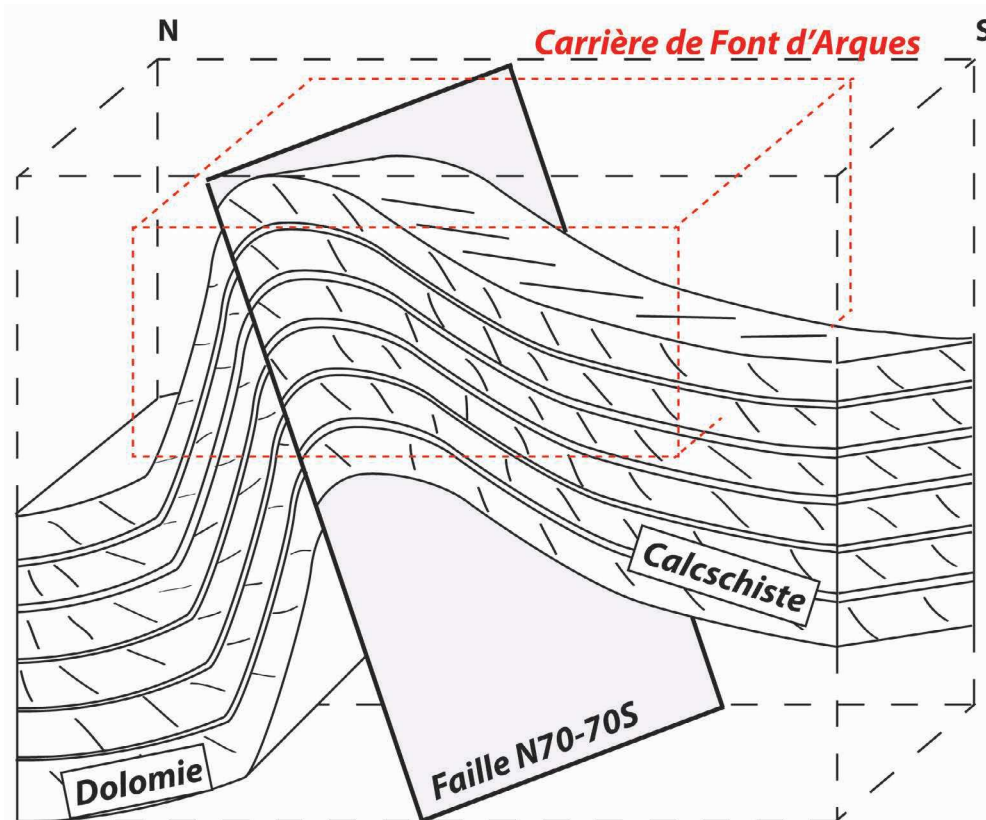


Fig. 2.141 – Bloc diagramme de l'architecture en pli faillé de la carrière principale de Font d'Arques (représentation schématique sans échelle).

4.4.2 Fabrique des conduits minéralisés

La fabrique des structures minéralisées apparaît très similaire à ce que l'on a pu décrire au niveau de la Ride de Lodève. On retrouve en effet les mêmes témoins de remplissage de zone de faille de plus petite échelle, des brèches hydrauliques et des cisaillements interstrates à remplissage polyphasé de barytine.

4.4.2.1 Couloir de brèche hydraulique

On observe au sein de la carrière principale, une distribution préférentielle des marqueurs fluides proche du plan de faille qui accompagne la structure plissée affectant l'ensemble de la

série sur la zone. Sur ce plan de faille, les minéralisations cimentent une brèche dont l'aspect en mosaïque indique un processus de fracturation hydraulique (Fig.2.142). Les fragments anguleux sont de nature dolomitique et caractérisés par un déplacement faible. La brèche résulte donc probablement d'un processus de fracturation hydraulique dans la faille qui aurait servi de drain pour les fluides.

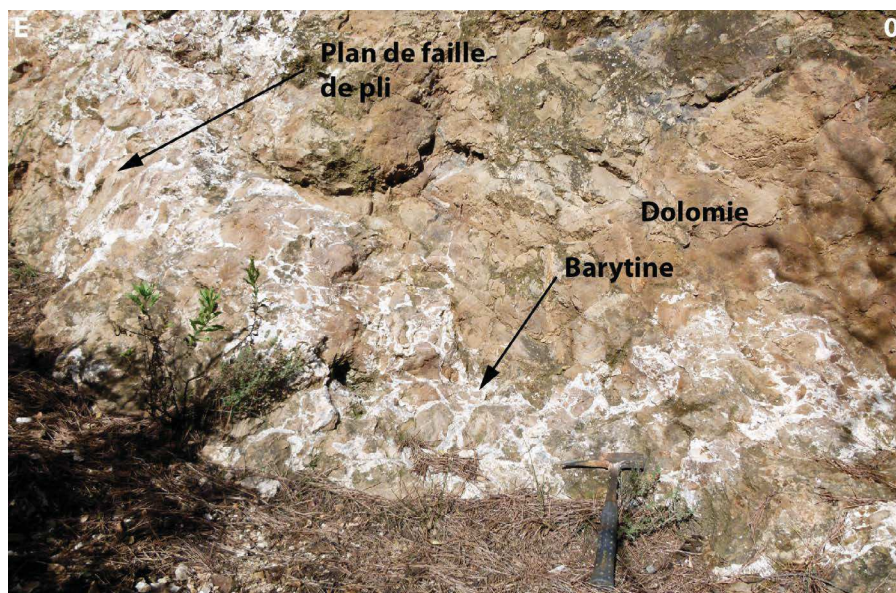


Fig. 2.142 — Vue générale de la brèche hydraulique au niveau de la zone de pli faillé cimentée par différentes générations de barytine.

La brèche hydraulique est cimentée par plusieurs générations de dépôts minéralisés suivant une disposition syntaxiale (Fig.2.143.a) :

- (i) une première phase de barytine fibreuse se développe contre les épontes des veines, elle s'accompagne de la précipitation de pyrites et chalcopyrites automorphes (Fig.2.143.b). L'interface entre les épontes de la veine et les barytines est souligné par la présence de malachite et azurite secondaires ;
- (ii) Une deuxième phase de barytine se développe au centre des veines (Fig.2.143.b) et en remplissage géodique de cavités de dissolution des fragments dolomitiques (Fig.2.143.c). Cette phase est séparée de la précédente par un liserai de chalcopyrite automorphe. Les lattes de barytine pluricentimétriques se sont mises en place perpendiculairement aux épontes. On ne trouve que très peu de témoins de sulfures au sein de ce faciès, à l'exception de quelques cristaux de chalcopyrite disséminés, qui le distinguent assez bien à l'oeil nu de la première génération de barytine ;
- (iii) Par ailleurs, on observe également au sein des barytines une phase de fluorite automorphe violette, jaune et bleue, à cristaux centimétriques, dont la chronologie est délicate à déterminer à l'échelle macroscopique (Fig.2.143.d et .e).

La première génération de barytines riches en sulfures a été remaniée par une activité plus tardive de la faille de pli comme en témoigne la présence de stries à jeu normal et pitch sub-vertical sur des plaquages minéralisés (Fig.2.143.f). Les deux autres phases minérales ne sont quant à elles pas affectées par cette déformation.

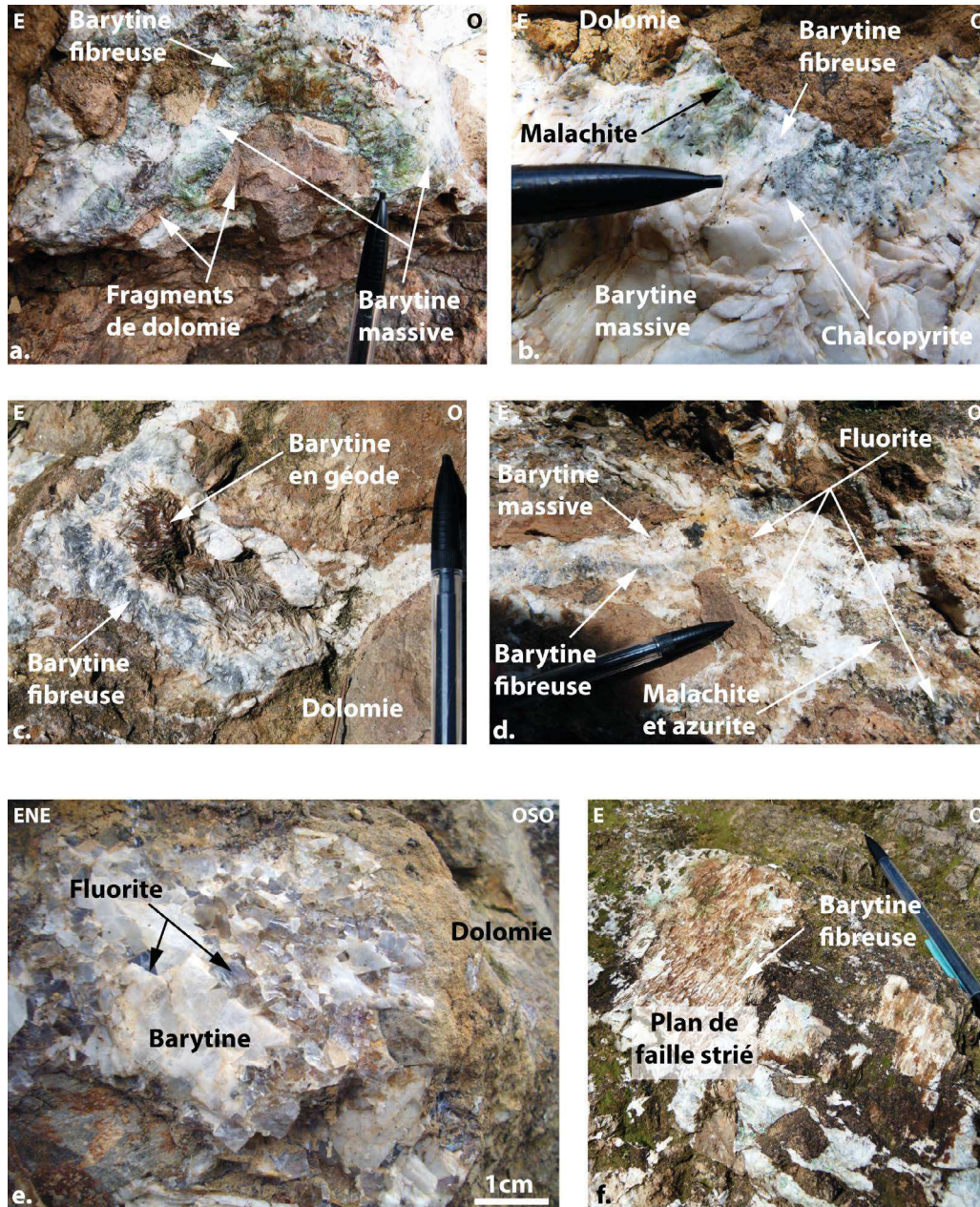


Fig. 2.143 – Caractérisation macroscopique des faciès minéralisés dans la carrière de Font d'Arques : a. Détail des différents faciès minéralisants la brèche hydraulique dans la zone de faille ; b. Contact entre les deux phases de barytines fibreuses et massives composé d'un liserai de chalcoppyrite automorphe ; c. Géode de barytine au sein d'une zone de dissolution de la brèche ; d. Corps minéralisé présentant les deux phases de barytines ainsi que des amas de fluorite violette automorphe précipités contre les épontes ainsi qu'au centre des veines de barytines ; e. Vue détaillée de l'allure des cristaux de fluorite violette précipités contre la barytine massive en lattes ; f. Plan de réactivation de la zone de faille marqué par des stries tectoniques sub-verticales sur les premières générations de barytine fibreuse.

4.4.2.2 Cisaillements interstrates

Aux abords du plan de faille, la majeure partie de la minéralisation est contrôlée par les joints stratigraphiques de la roche encaissante. Proche de la charnière du pli, les strates dolomitiques d'épaisseur pluridécimétriques alternent avec des niveaux de marnes vertes. Ces discontinuités mécaniques et hydrauliques ont guidé les fluides comme en témoignent les injections de minéralisations restreintes aux plans de stratification.

Plusieurs architectures de corps minéralisés sont observables, fonction de la position des minéralisations par rapport au plan axial du pli : au Nord où les strates sont sub-verticales et au Sud où les strates sont sub-horizontales.

4.4.2.2.1 Flanc Nord du pli

a. Cisaillement en jeu normal :

Sur le flanc Nord de la structure en pli-faillé, les minéralisations sont en remplissage des interstrates formant des minéralisations en position sub-verticales d'orientation moyenne N100-110. Ces interstrates sont caractérisées par la présence de gouges argileuses avec des témoins de cisaillement en jeu normal par glissement banc sur banc (Fig.2.144.a). La géométrie des corps minéralisés montre des sigmoïdes formant des structures en pull-apart dont le jeu apparent est concordant avec la déformation des strates ; c'est à dire en régime normal (Fig.2.144.b). Ce jeu normal intervient en réactivation des premières phases de barytines fibreuses alors qu'il est contemporain de la mise en place des barytines massives. Ces dernières barytines sont donc considérées comme syn-tectoniques.

Une schistosité apparaît au sein des gouges argileuses interstrates dont l'allure sigmoïde confirme le jeu cisailant normal (Fig.2.144.c). Les minéralisations de barytine sont contenues dans cette schistosité qui souligne donc une certaine perméabilité verticale. On observe des fragments de gouge baignant dans la minéralisation avec une rotation importante qui résulte de l'entraînement par glissement à l'intérieur du plan de faille (Fig.2.144.d et .e).

b. Cisaillement en jeu normal/décrochant senestre :

On observe les mêmes architectures de minéralisations dans les exploitations secondaires situées à l'ouest de la carrière principale (Fig.2.145.a). Les plans de stratification des dolomies sont ici orientés N160-70E avec des bancs d'épaisseur décimétrique. Les filons les plus importants, de 10 et 20 cm d'épaisseur, sont contenus dans les plans de stratification de la dolomie encaissante à l'instar des dépôts minéralisés précédemment décrits dans la carrière principale. Ces filons primaires sont principalement localisés aux interfaces entre les dolomies et les couches plus marneuses ; ils apparaissent connectés les uns aux autres par des filonnets minéralisés par les mêmes phases. La géométrie générale évoque une série d'échelon à jeu cisailant normal/décrochant senestre. On note la présence de pull-apart distensifs selon la même cinématique cisailante que

les drains majeurs.

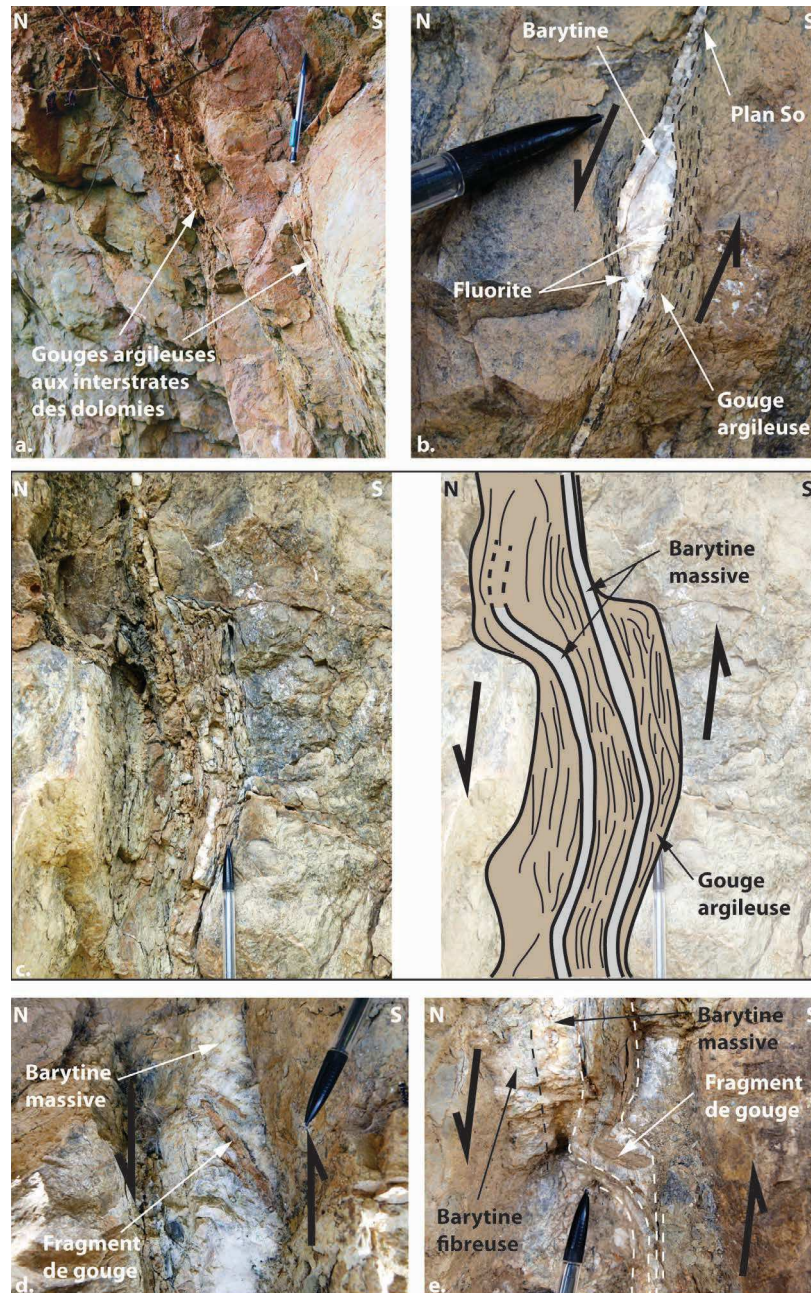


Fig. 2.144 – Vue générale des faciès minéralisés dans les injections stratiformes barytine-fluorite : a. Alternances de bancs dolomitiques et de marnes vertes reprises sous la forme de gouge argileuse par un processus de glissement banc sur banc ; b. Sigmoide minéralisé par la barytine en gerbe au contact dolomie/marne ; c. Gouge argileuse dans un cisaillement interstrate caractérisée par une schistosité ayant contrôlé la minéralisation barytique ; d. et e. Rotation des fragments de la gouge de faille cimentés par la minéralisation barytique lors du glissement interstrates. La déformation montre un jeu normal lors du glissement banc sur banc.

Contre les épontes des veines, on observe un liseret de sulfures très oxydés sur lequel repose une brèche d'encaissant cimentée par une barytine fibreuse. La brèche, d'origine hydraulique, passe progressivement vers le centre de la veine à une barytine en gerbe mieux exprimée associée à de la fluorite en cristaux automorphes d'ordre centimétrique (Fig.2.145.b). La phase de fluorite forme à certains endroits du corps minéralisé des veines individuelles centimétriques

orientées perpendiculairement à la veine barytique principale (Fig.2.145.c).

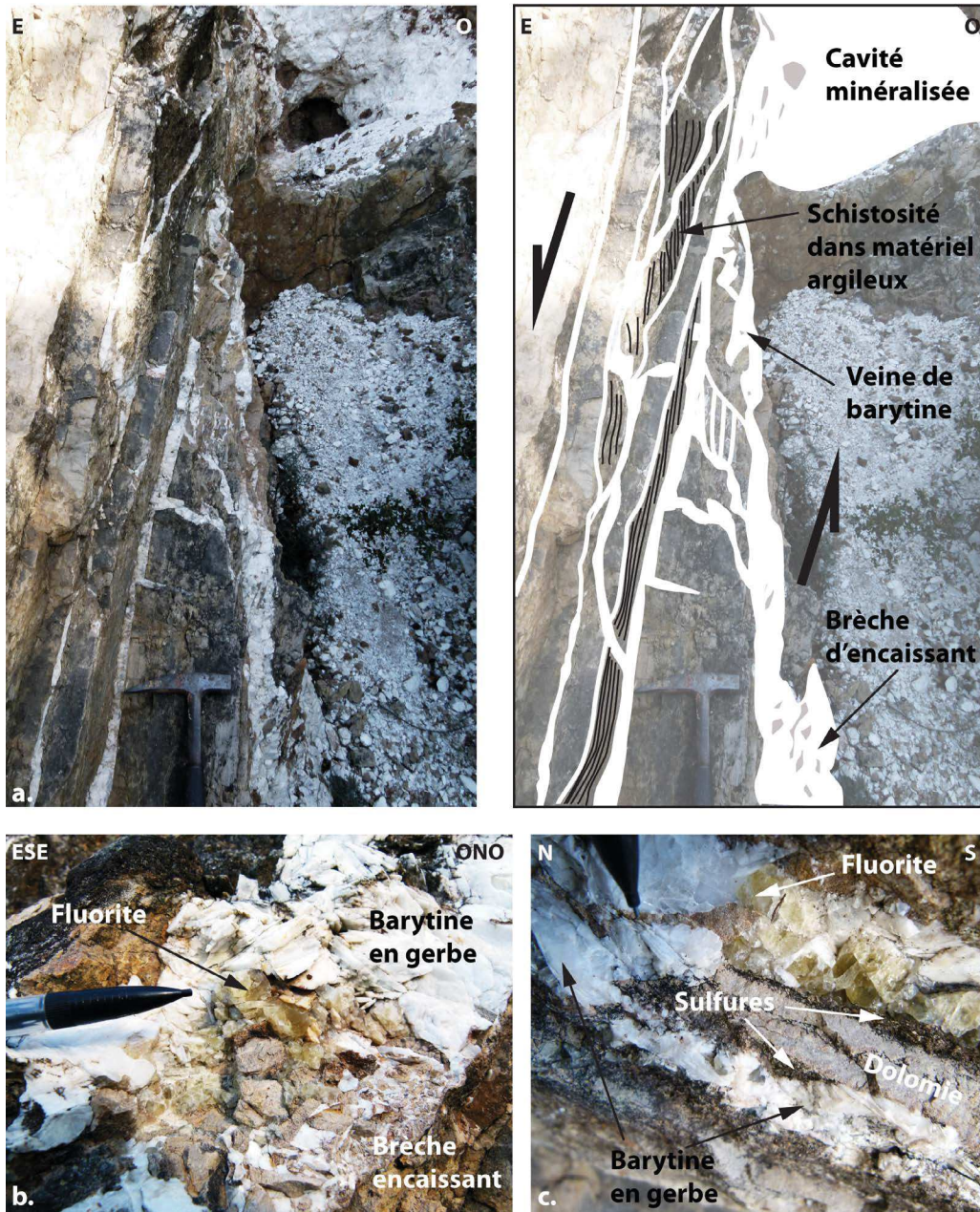


Fig. 2.145 – Injections stratiformes en structure C-S dans l'exploitation secondaire de la carrière de Font d'Arques : a. Série d'échelons de failles minéralisées en jeu normal/décrochant senestre contenus dans les plans stratigraphiques de la dolomie ; b. Dans la séquence du remplissage minéralisé, on observe une brèche cimentée par une barytine fibreuse alternant avec une barytine en gerbe, elle-même associée à des amas de cristaux automorphes de fluorite violette.

4.4.2.2 Flanc sud du pli - Structures en cisaillement/schistosité à jeu normal

Le flanc Sud du pli est quant à lui caractérisé par des plans de stratification N060-30N avec des minéralisations à barytine-fluorite stratiformes. Les corps minéralisés apparaissent plus épais, entre 20cm et 1m d'épaisseur, et plus continus. La fabrique consiste en une géométrie de filons en baïonnette formée par l'alternance entre des zones ouvertes et des goulots d'étranglement stratiformes, connectés les uns aux autres par des filons plus fins sub-verticaux (Fig.2.146). L'association injection-filon forme des structures CS-C' qui s'ouvrent en pull-apart et qui montrent un mouvement de glissement du compartiment supérieur en jeu normal en direction du Nord-est.

A l'instar des mécanismes décrits sur la Ride de Lodève au Nord du bassin (par exemple, les cisaillements interstrates des mines du Puech Cartès), ces structures en pull-apart, consistent en une zone ouverte en partie supérieure du corps minéralisé alors que la minéralisation cimente des éléments de la roche encaissante à la base (Fig.2.147.a). On trouve également des brèches d'effondrement proche des bords des cavités ainsi ouvertes.

Le polyphasage des événements fluides est dans cette zone Sud très similaire à ce que l'on a pu observer au niveau de la brèche hydraulique aux abords de la faille qui accompagne le pli. On retrouve donc la première génération de barytine fibreuse sur les épontes des corps minéralisés et sur l'ensemble du pourtour des fragments d'encaissant (Fig.2.147.b). Elle est également très riche en sulfures de type chalcopryrite, pyrite, azurite et se caractérise aussi par de nombreuses mouchetures de malachite (Fig.2.147.c). Cette barytine est séparée d'une autre génération de barytine en gerbe par un liseret de chalcopryrite automorphe.

La fluorite se met en place principalement dans la schistosité des structures CS-C' en jeu normal (Fig.2.147.c et .d). Elle paraît donc syn-tectonique, au même titre que la dernière phase de barytine.

4.4.2.3 Distribution structurale des dépôts minéralisés

L'étude de la fabrique des conduits minéralisés au sein de la zone de carrière de Font d'Arques a permis de mettre en évidence deux drains principaux dont les mécanismes de remplissage sont très similaires à ceux que l'on a déjà décrit dans la zone de roll-over du bassin (Fig.2.148) ; à savoir :

- Un couloir de brèche hydraulique proche de la zone de faille ;
- Des cisaillements interstrates aux interfaces dolomies/marnes associés à la formation de structures CS-C' minéralisées.

L'architecture générale de la zone consiste en un pli faillé, résultant de la compression hercynienne, qui verticalise les couches dolomitiques dévoniennes dans la partie Nord alors que la stratification est sub-horizontale au niveau du flanc sud. La faille majeure, accompagnant le pli, a joué un rôle important dans le piégeage des fluides avec des minéralisations présentes au sein

d'une brèche hydraulique. Elle consiste en une première phase de barytine fibreuse, suivie d'une autre plus massive cimentant les fragments d'encaissant.

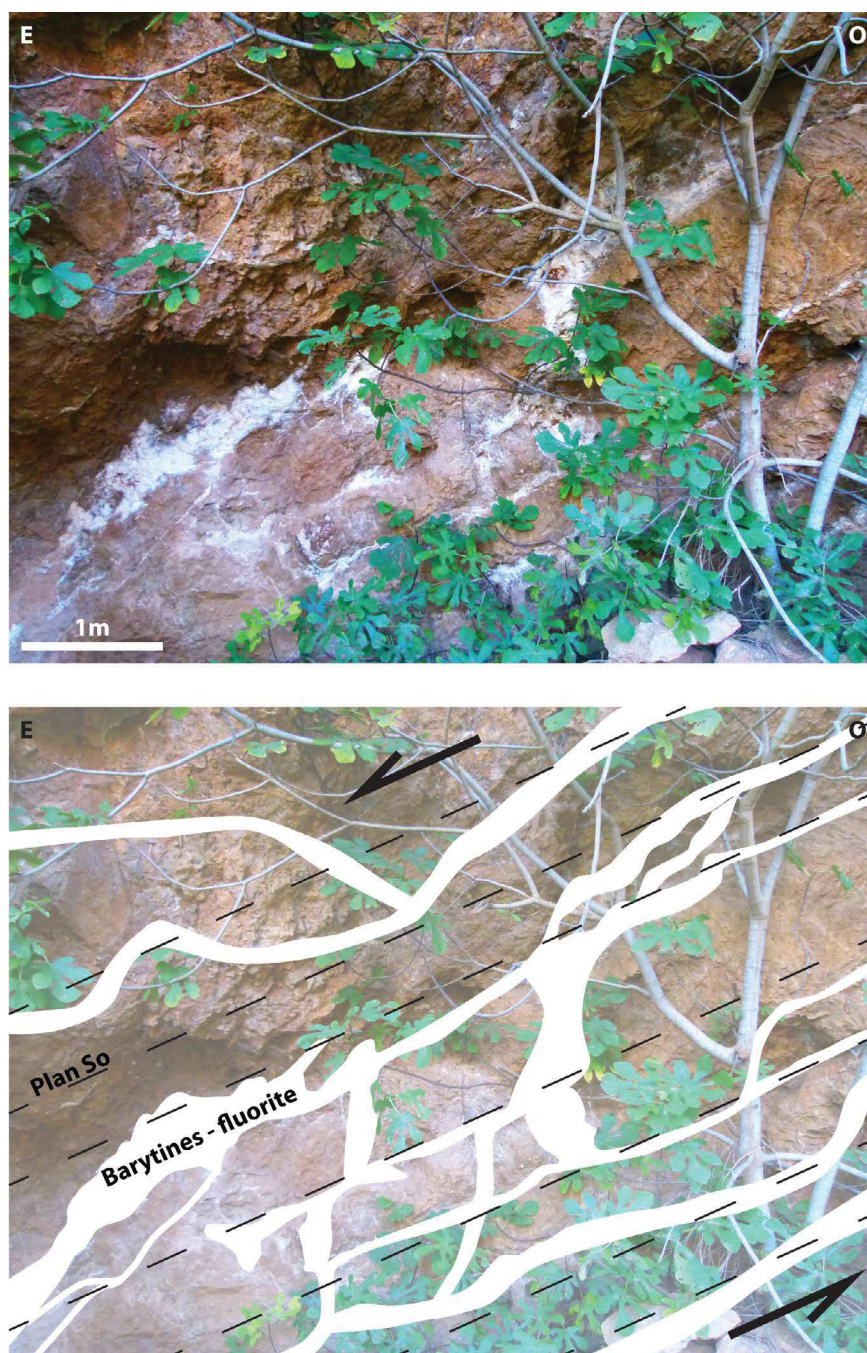


Fig. 2.146 – Structures CS minéralisée par l'association barytine-fluorite sur le flanc sud de la carrière de Font d'Arques. Les plans de cisaillement sont contenus à l'interface entre les dolomies et les niveaux de marnes.

Les mêmes générations de minéralisations sont visibles sur les flancs du pli faillé sous la forme de corps stratiformes qui sont situés aux interfaces entre les dolomies et de fins niveaux de marnes vertes, que ce soit dans le flanc sud ou nord. Cependant, la cinématique de la déformation associée à ces injections dans les plans de stratification apparaît différente.

Sur les deux flancs, les premières générations de barytine fibreuses sont présentes en remplissage des joints stratigraphiques par décollement des joints, ne montrant aucun tectoglyphe et donc probablement découplées d'une phase tectonique quelconque.

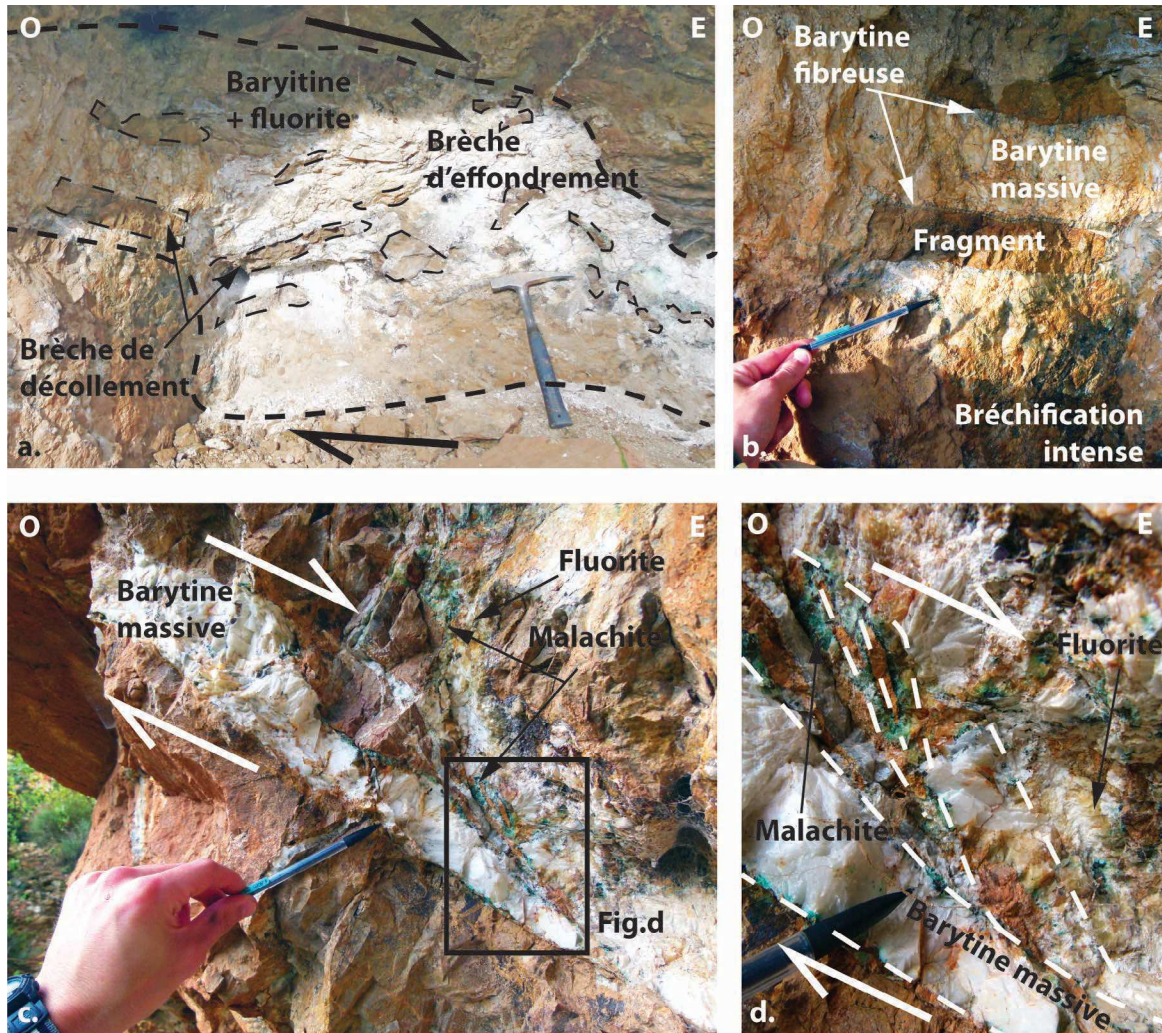


Fig. 2.147 – *Minéralisations stratiformes dans la zone Sud de la carrière de Font d'Arques : a. Structure minéralisée en pull-apart associée à des brèches de décollement à la base et des brèches d'effondrement au sommet. b. Vue détaillée sur la brèche de décollement dont les éléments sont cimentés dans l'ordre chronologique par une barytine fibreuse riche en sulfures sur les épontes et une barytine plus massives au centre. c. et d. Détail du mouvement cisailant en jeu normal contemporain des minéralisations.*

Sur le flanc nord, on observe un piégeage de la seconde génération de barytine et de la fluorite synchronique d'un événement tectonique qui a provoqué des glissements bancs sur bancs induisant le jeu normal de ces structures. Sur le flanc sud, la minéralisation se développe dans des structures CS stratiformes, avec un cisaillement principal en direction du Nord-est. Les barytines en gerbes apparaissent aussi en remplissage de l'ensemble de la structure alors que la fluorite est restreinte aux plans de schistosité. La seconde génération de barytine est donc probablement contemporaine de la précipitation des fluorites violettes selon un stade que l'on nommera stade Ba-F dans la suite de la description de cette zone. Cet événement serait postérieur à la première génération de barytine fibreuse et synchronique d'une phase tectonique ayant provoqué la réactivation des joints

stratigraphiques.

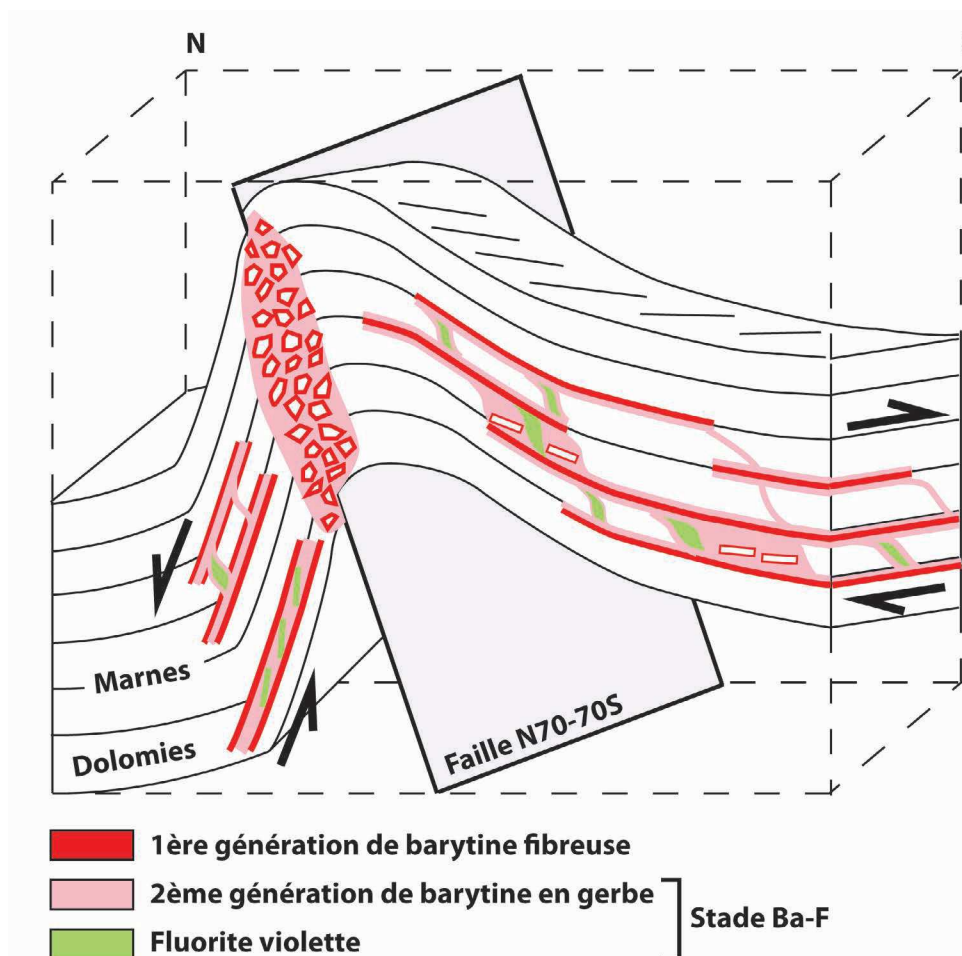


Fig. 2.148 – Bloc diagramme de la distribution des minéralisations dans la carrière de Font d'Arques (représentation schématique sans échelle).

4.4.3 Minéralogie et texture

L'étude macrostructurale, a mis en évidence plusieurs paragenèses intervenant dans l'histoire métallogénique permienne de la zone de *footwall* du Bassin Permien de Lodève : (i) barytine fibreuse riche en sulfures, (ii) barytine massive et (iii) fluorite automorphe violette, bleue et plus rarement jaune. Ces phases interviennent en remplissage syntaxial dans les ciments de brèches hydrauliques ainsi que dans les veines stratiformes minéralisées.

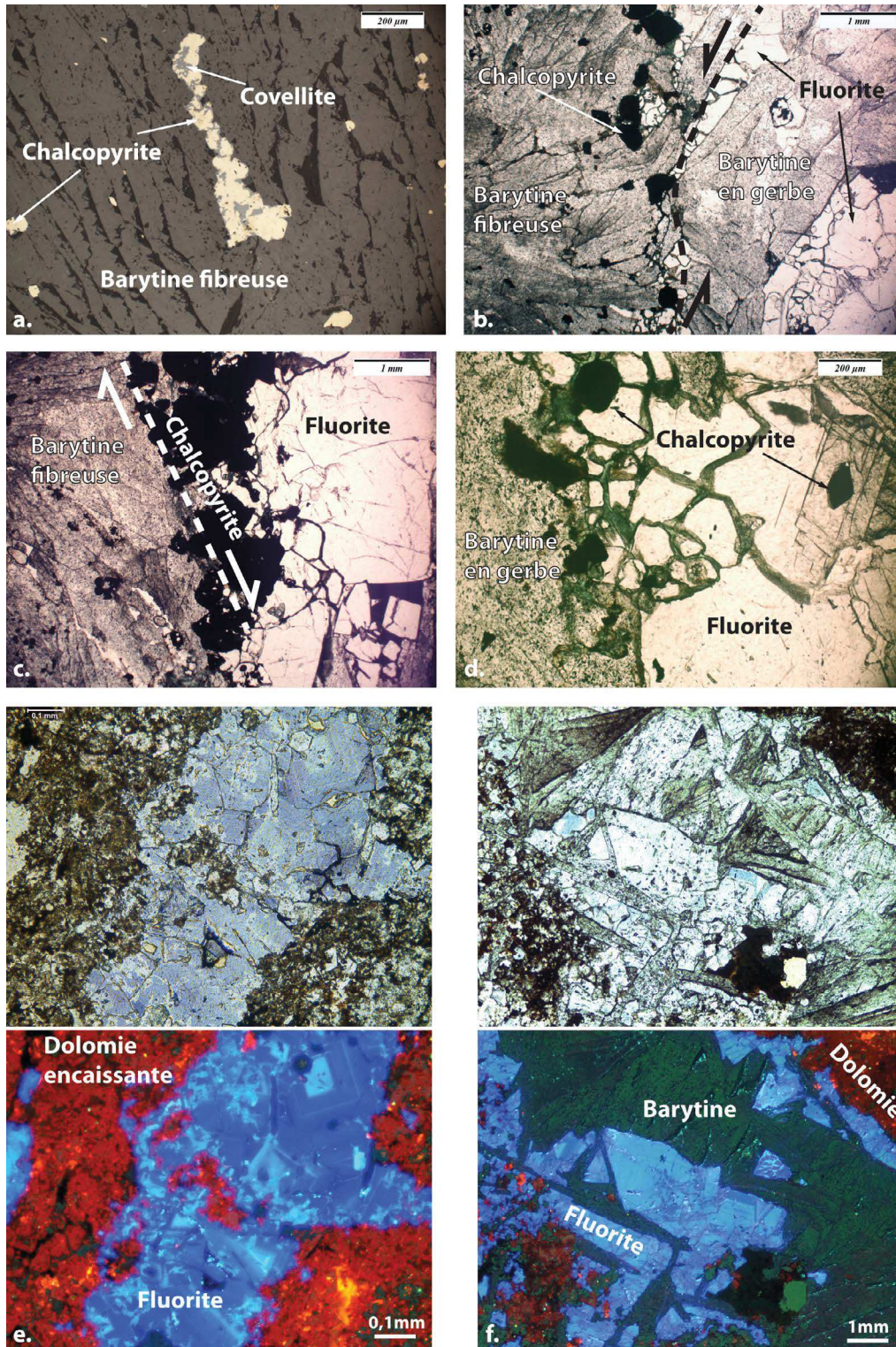


Fig. 2.149 – Paragenèse dans la zone de la carrière de Font d'Arques : a. Barytine fibreuse contemporaine de la précipitation de petits cristaux de chalcopyrite soit isolés soit en amas. On note un liserai d'altération sous forme de covellite autour des cristaux. b. Contact cisailant en jeu normal entre les barytines fibreuses et les barytines en gerbe souligné par un liserai plus ou moins compact de chalcopyrites en amas. c. Précipitation de fluorite au contact avec un liserai de chalcopyrite. d. Vue détaillée de la bréchification de la fluorite au contact avec la surface de réactivation de la veine. e. Veine isolée dans l'encaissant dolomitique de fluorite violette à zonation chimique de calcium. f. Précipitation des fluorites au contact entre l'encaissant et les barytines fibreuses. Les barytines en gerbe semblent venir recouper les fluorites dans les zones où ces dernières sont déformées.

La figure 2.150 donne l'évolution des paragenèses en fonction du temps et des textures associées au sein de la carrière de Font d'Arques.

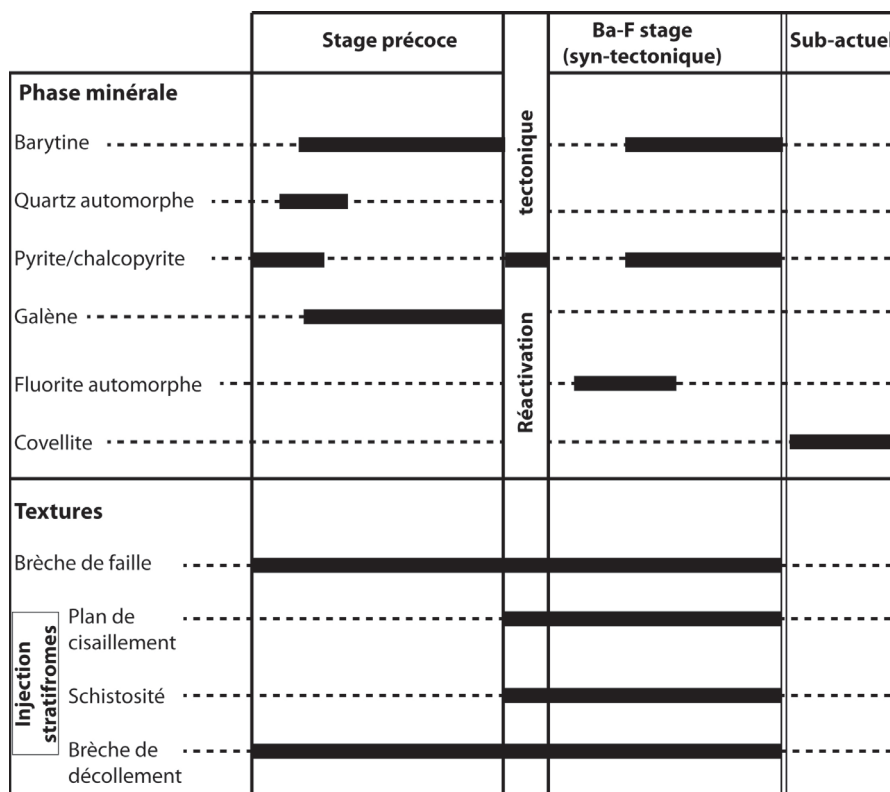


Fig. 2.150 – Calendrier des paragenèses minérales et textures associées au cours des différents événements de minéralisations sur la carrière de Font d'Arques.

4.4.3.1 Les barytines fibreuses

Les barytines fibreuses montrent de fins cristaux d'épaisseur avoisinant les 100 μm et de longueur proche de 1 mm (Fig.2.149.a). Les différentes fibres sont parallèles et se développent perpendiculairement à l'éponte des veines minéralisées. Elles sont contemporaines de la précipitation d'une quantité importante de sulfures dont chalcopyrite, pyrite et plus rarement galène en grains isolés. Ces cristaux sont affectés par un liserai d'altération aux bords des cristaux, renvoyant au phénomène de cimentation sub-actuel que nous avons décrit en détail dans la carrière d'Usclas du Bosc (voir chapitre II-3). On rencontre également de petits cristaux de quartz automorphes entre les barytines et les épontes des structures minéralisées.

4.4.3.2 La phase à Barytine en gerbe-Fluorite (Ba-F)

La première génération de barytine est séparée d'une seconde barytine massive en gerbe par un liseret continu d'ordre millimétrique de chalcopyrite, recoupant les fibres de barytines et remplissant des golfes de corrosion (Fig.2.149.b). Les cristaux de barytine fibreuse sont déformés

et cisailés au contact avec les sulfures, attestant d'un plan de cisaillement en jeu normal.

Au niveau de ce contact, des minéralisations de fluorites automorphes violettes forment des microveines de quelques millimètres d'épaisseur (Fig.2.149.b et .c). On trouve en plus faible quantité des fluorites bleues et jaunes.

Les barytines en gerbe, de taille plurimillimétrique, recoupent les fluorites ((Fig.2.149.b) ou reposent directement sur ces cristaux (Fig.2.149.d). Cette phase est également contemporaine de la précipitation de petits cristaux de chalcopyrites, mais en plus petite quantité que dans la première génération de barytine fibreuse. Les barytines en gerbe sont donc le dernier événement de précipitation dans la succession des événements fluides de la zone de Font d'Arques.

Les cristaux automorphes de fluorite ont précipité de manière isolée en remplissage de veines et de géodes où ils montrent des zonations chimiques très marquées (Fig.2.149.e). La fluorite précipite également dans les interstices entre l'encaissant et les barytines fibreuses et semble envahir des fractures (Fig.2.149.f).

En résumé, les barytines en gerbe sont considérées comme synchrones de la réactivation tectonique des drains antérieurement minéralisés par les barytines fibreuses correspondantes au premier événement de précipitation. La fluorite est quant à elle postérieure à la première génération de barytine. Le calendrier de précipitation de la fluorite s'insérerait donc entre les événements de minéralisations barytiques.

4.4.4 Géothermobarométrie sur inclusion fluide

4.4.4.1 Fabrique des inclusions fluides

4.4.4.1.1 Les fluorites

Au sein de la fluorite, trois assemblages d'inclusions fluides sont considérés comme primaire vis à vis de la croissance du cristal (Fig.2.151) :

(i) Les inclusions appartenant à la famille de Type Ia sont des inclusions biphasées aqueuses, de taille relativement importante, entre 10 et 50 μm , avec un rapport Rv de 40 à 50%. Elles sont distribuées sur des plans d'inclusions fluides orientés parallèlement à la surface des cristaux suivant une forme cubique, mimant ainsi l'habitus automorphe du cristal de fluorite (forme dite "cristal négatif"). L'observation en cathodoluminescence montre que ces inclusions ont été piégées lors des dernières phases de croissance des cristaux (cortex les plus externes), et sont donc considérées comme primaires.

(ii) Les inclusions de type II possèdent le même habitus que la première famille, mais

en plus petit nombre, et surtout de composition triphasée. L'observation des changements de phases est délicate en raison de la petite taille des inclusions mais la présence de chlatrate amène à penser à une autre phase gazeuse telle que le CO_2 .

Les inclusions de type III sont des inclusions de faible densité avec un Rv très fort aux alentours de 95%, sombres et de taille moyenne de 20-30 μm . Leur forme est ovale avec un axe d'allongement parallèle au plan d'inclusion fluide de type Ia. On les considère par conséquent comme primaires et contemporaines des précédentes.

Les inclusions fluides de type IV sont des inclusions qui se distinguent des trois familles précédentes par leur fabrique. Elles sont de plus petite taille, entre 5 et 15 μm avec un Rv de 10% et sont disposées soit le long de plan de clivage soit le long de plan de microfractures recoupant systématiquement les limites cristallographiques. Elles sont caractérisées par une géométrie très allongée dans le sens de la microfracture. On considère par conséquent ces inclusions comme secondaires vis à vis de la précipitation des minéralisations. Aucune mesure de microthermométrie n'a été réalisée sur cette famille.

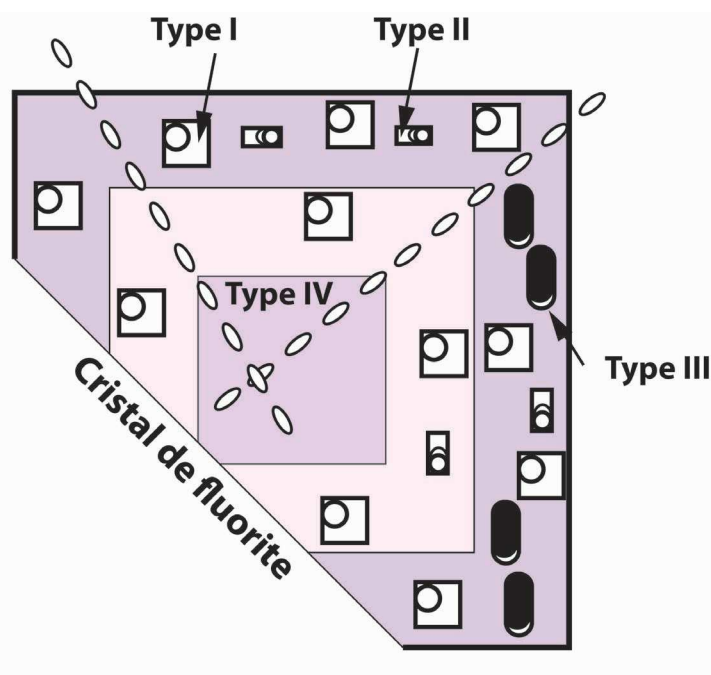


Fig. 2.151 – *Fabrique des différentes familles d'inclusions fluides piégées au sein des cristaux de fluorite.*

4.4.4.1.2 Les barytines

Au sein des phases de barytines, on retrouve les mêmes familles d'inclusions fluide de Type I que dans la fluorite, nommées type Ib pour les barytines en gerbe et type Ic pour les barytines fibreuses. A la différence des inclusions primaires piégées au sein des fluorites, celles-ci ne sont pas disposées dans des plans préférentiels mais montrent des géométries allongées dans le sens

de l'axe 001 des cristaux de barytine.

Les inclusions secondaires de type IV sont également présentes au sein des barytines et attestent d'un événement de déformation post-cristallisation tardif par rapport à l'ensemble des dépôts minéralisés à l'échelle de la carrière de Font d'Arques.

4.4.4.2 Microthermométrie sur inclusions fluides

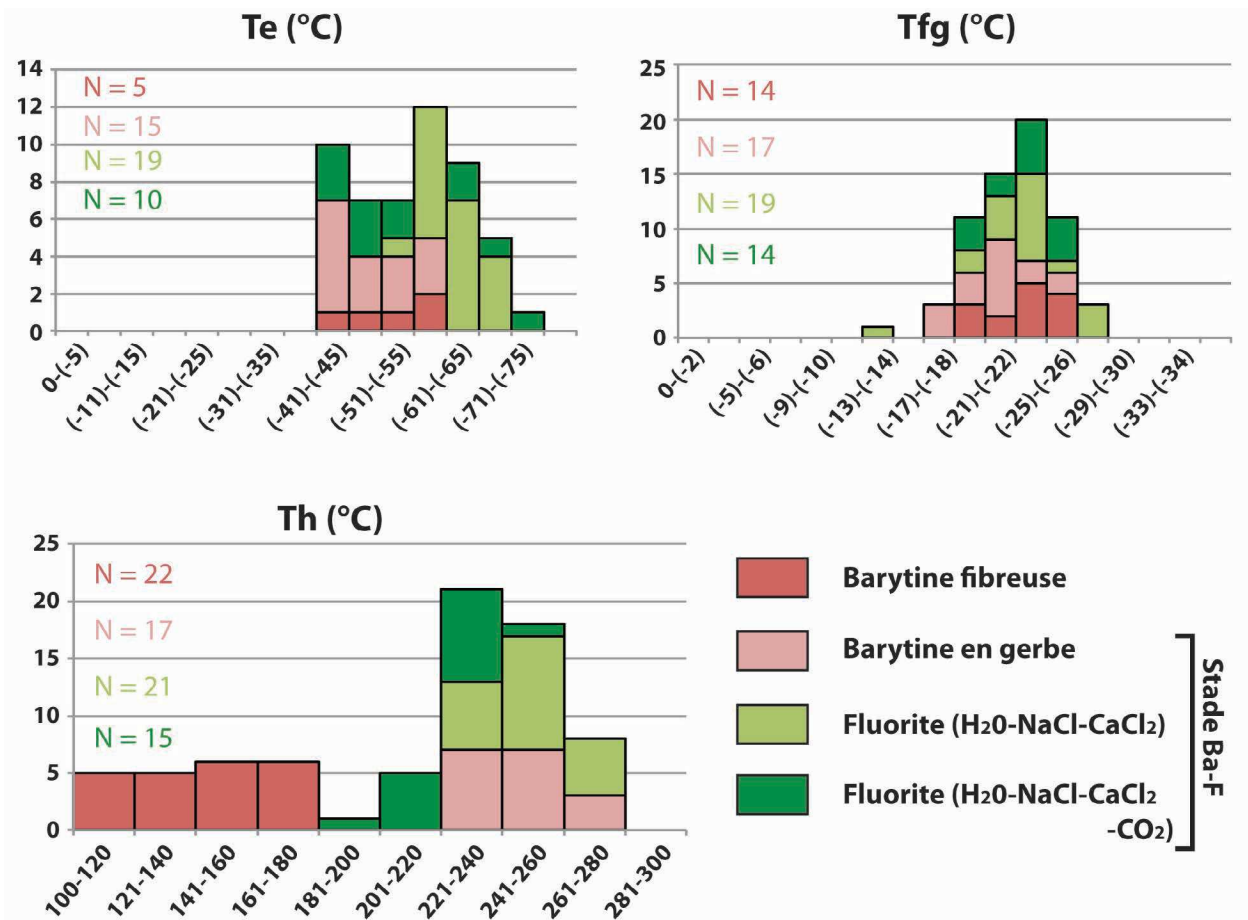


Fig. 2.152 – Synthèse des analyses de microthermométrie sur inclusions fluides primaires des deux épisodes de minéralisation : barytine précoce fibreuse et stade Ba-F (barytine en gerbe et fluorite).

4.4.4.2.1 Les barytines fibreuses

Inclusions de type Ic - système H₂O – NaCl – CaCl₂ : les inclusions fluides primaires dans les barytines fibreuses sont caractérisées par des températures d'homogénéisation entre 115 et 175°C. Les Te ainsi que les Tfg sont entre -56 et -44°C et -25 et -19°C respectivement ; ce qui correspond à une salinité moyenne de 21,55wt%eq.NaCl et une densité de 1,21g/cc d'après les équation de Oakes *et al.* (1990).

4.4.4.2.2 Le Stade Ba-F

Inclusions de type Ia - système $H_2O - NaCl - CaCl_2$: au sein des fluorites, les inclusions de type Ia ont des valeurs modales des températures d'homogénéisation situées entre 240-260°C, des Te entre -65 et -55°C et des Tfg entre -24 et -23°C. Les salinités et densités moyennes correspondantes sont respectivement de 21,59 wt%eq.NaCl et 1,21g/cc.

Inclusions de type Ib - système $H_2O - NaCl - CaCl_2$: les inclusions fluides piégées au sein des barytines en gerbe contemporaines des fluorites ont des caractéristiques très similaires à cette dernière phase. Les fréquences maximales des températures sont entre 240 et 260°C, les Te entre -45 et -40°C et enfin les Tfg entre -22 et -20°C, pour une salinité moyenne de 20,72wt%eq.NaCl et une densité de 1,2g/cc.

Inclusions de type II - système $H_2O - NaCl - CaCl_2 - CO_2$: les températures d'homogénéisation, correspondantes à la disparition de la bulle de CO_2 , sont légèrement plus basses que pour les inclusions de type Ia et Ib, avec une fréquence maximale comprise dans l'intervalle entre 220 et 240°C. En revanche, les Te montrent des valeurs très étalées alors que les Tfg sont très similaires pour des valeurs modales entre -24 et -20°C.

Les Tf CO_2 sont comprises entre -56 et -49°C pour des Th entre 18 et 23°C. La dissociation des chlatrates est difficilement visible par la libération du ménisque à basse température, intervenant entre -6,6 et -3°C. Il est important de noter que très peu de mesures ont été effectuées sur ces inclusions et que des analyses Raman seraient nécessaires pour confirmer la présence de CO_2 .

Inclusions de type III - système CH_4 pur : les inclusions fluides de type III ne montrent pas d'homogénéisation en thermométrie ($T > 25^\circ C$). Une seule phase de méthane pur existe en dessous de -82°C. A température ambiante les inclusions fluides à méthane sont identifiables par leur couleur très sombre et par leur composition monophasée. L'homogénéisation vers la phase vapeur se fait aux alentours de -83°C et le mélange à -182°C. Ce type de comportement en microthermométrie est interprété par Goldstein (2001) comme une inclusion fluide de très basse densité à méthane pur, probablement piégée à haute pression (Munz, 2001). La densité correspondante à des inclusions de méthane pur est de 0,196 d'après l'équation de Holloway (1981).

4.4.4.3 Le Géothermomètre isotopique du soufre

De la même manière que pour la Ride de Lodève, des mesures de rapports isotopiques $\delta^{34}S$ ont été réalisées sur les barytines en gerbe tardives ainsi que sur les chalcopyrites contemporaines dans le but de calculer un géothermomètre isotopique du soufre et ainsi corriger les conditions pression/température de piégeage du stade Ba-F (Ohmoto and Lasaga, 1982).

Les $\delta^{34}S$ sont de 17,8 et $18,4 \pm 0,2\%$ V-CDT sur les barytines et de $-5 \pm 1\%$ V-CDT en moyenne pour les chalcopyrites associées. Via l'équation d'Ohmoto et Lasaga (1982) sur le couple sulfate/chalcopyrite, les températures calculées varient entre 256°C et 262°C , ce qui est en très bonne adéquation avec les mesures microthermométriques sur ces barytines ainsi que sur les fluorites. Cette étude géothermométrique des phases fluides confirme, avec l'étude texturale précédente, la précipitation synchrone de la dernière phase de barytine avec la fluorite violette/bleue (et parfois jaune) correspondant au stade Ba-F.

4.4.5 Synthèse et discussion

4.4.5.1 Principaux résultats

- Le site de la carrière de Font d'Arques dans le *footwall* de la faille bordière sud du bassin, enregistre les circulations de fluides dans les dolomies du Dévonien dans l'axe d'un pli faillé hérité de la compression hercynienne ;
- deux mécanismes principaux de piégeage des minéralisations sont identifiés au sein de cette structure : (i) brèche hydraulique polyphasée proche d'un plan de faille et (ii) structures CS interstrates en jeu normal/décrochant dextre ;
- deux épisodes minéralisateurs sont mis en évidence : (i) une barytine fibreuse associée à de nombreux sulfures de type pyrite et chalcopyrite et (ii) un stade barytine-fluorite (Ba-F) synchrone d'une phase tectonique ayant réactivé les failles et joints stratigraphiques. Les barytines sont présentes en remplissage de l'ensemble des structures hôtes alors que les fluorites se concentrent dans les plans de schistosité ;
- les conditions thermodynamiques de précipitation des deux événements sont différentes : (i) le premier épisode résulte d'un fluide de température entre 115 et 175°C dans un système $H_2O - NaCl - CaCl_2$; (ii) le second épisode s'est formé à une température nettement plus élevée entre 220 et 260°C et proviendrait d'une immiscibilité entre un fluide riche en méthane et une saumure $H_2O - NaCl - CaCl_2$, avec des témoins de CO_2 . Les densités et salinités des fluides sont assez similaires pour les deux événements minéralisateurs.

4.4.5.2 Discussion sur les conditions pression/température de piégeage des fluides à Font d'Arques

4.4.5.2.1 Evolution des températures/salinités des fluides

Dans le but de distinguer les différents événements fluides à partir des données microthermométriques, un diagramme des Th en fonction des Tfg a été construit (Fig.2.153).

Les relations Th-Tfg montrent distinctement que les premières générations de barytine résultent d'un événement de fluide distinct de celui à l'origine du stade Ba-F, de composition et

salinité équivalente mais avec un écart de température aux environs de 100°C. Pour un gradient d'environ 60°C/km calculé à partir de la modélisation thermique du bassin (chapitre II-2), cet écart correspondrait à une différence de profondeur d'environ 1,7km, équivalente à la quantité d'enfouissement correspondant au Permien syn-rift.

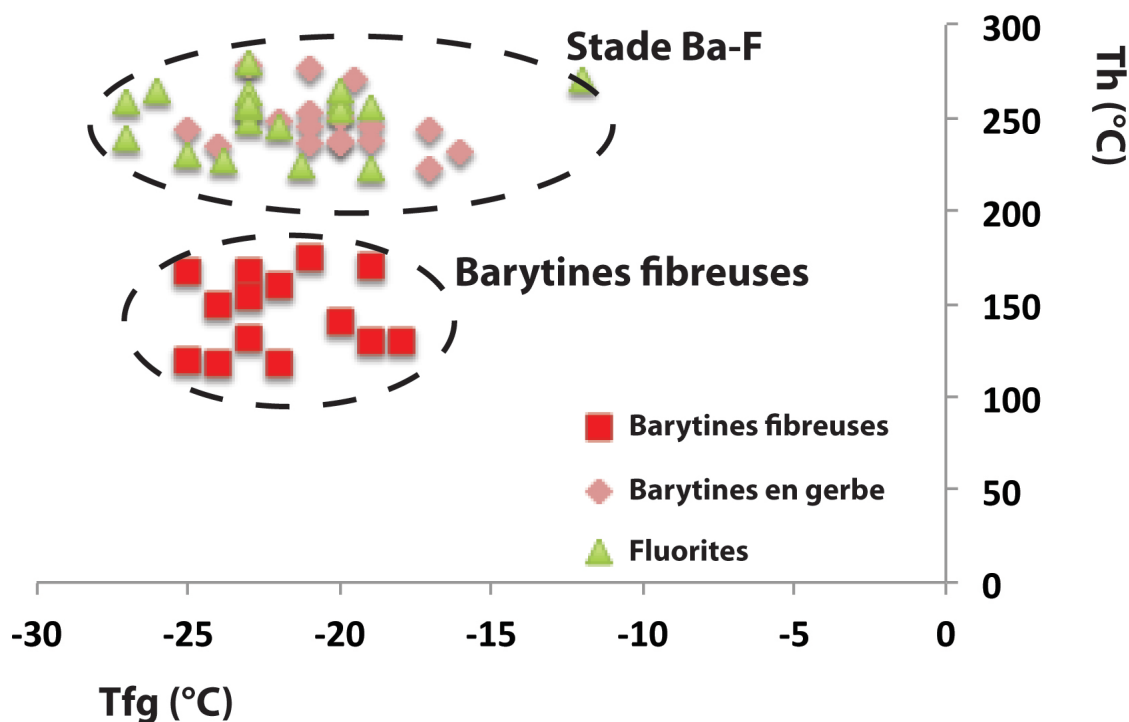


Fig. 2.153 – Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction des salinités des différents événements minéralisateurs sur la carrière de Font d'Arques.

On note également que les barytines tardives en gerbe possèdent les mêmes caractéristiques de fluide que les fluorites. On peut penser ici à une immiscibilité des phases fluides, et en particulier liée à une certaine proportion en CO_2 dans le fluide à l'origine des fluorites alors qu'il semble inexistant dans le cas des barytines contemporaines.

4.4.5.2.2 Calibration des pressions et profondeur de piégeage

a. Le Stade Ba-F :

Trois méthodes nous permettent de déterminer les vraies températures de piégeage et ainsi de corriger les conditions pression/température des fluides du Stade Ba-F par la construction des isochores des différentes familles d'inclusions fluides primaires (Zhang et Frantz, 1987 pour le système $H_2O - NaCl - CaCl_2$) :

- Le géothermomètre du soufre sur le couple barytine/chalcopryrite, déjà présenté précédemment (voir par exemple, Polliand and Morritz, 1994) ;
- La notion de piégeage hétérogène entre des saumures et des inclusions à CH_4 pure (Goldstein et Reynolds, 1994 ; Munz, 2001) ;

— La méthode des fréquences rétro-cumulatives sur fluides immiscibles (Loucks, 2000).

- Méthode de calibration par le géothermomètre isotopique :

La première méthode consiste donc à construire les isochores moyens des inclusions fluides primaires de chaque événement fluide, c'est à dire les barytines primaires fibreuses et le stade Ba-F dans un système $H_2O - H_2O - CaCl_2$ (Zhang et Frantz, 1987) (Fig.2.154). Les pressions de piégeage sont alors corrigées à partir du géothermomètre du soufre calculé ici pour le Stade Ba-F qui varie entre 255,51°C et 262,45°C. Les gradients géothermiques reportés sur le graphique ont été calculés pour un gradient thermique moyen de 60°C/km, une densité moyenne de 2700kg/m³ pour les roches et de 1000kg/m³ pour l'eau.

Les résultats donnent des conditions de piégeage du stade Ba-F dans des conditions hydrostatiques, à une pression proche de 350 bar, ce qui correspond à une profondeur d'enfouissement d'environ 3,6km en condition hydrostatique et 1,3km en condition lithostatique.

- Immiscibilité de la phase aqueuse et hydrocarbonée :

Ensuite, l'étude typologique des différents assemblages d'inclusions fluides a mis en évidence un piégeage hétérogène synchrone d'inclusions salines $H_2O - NaCl - CaCl_2$ et à méthane pur gazeux (CH_4). D'après les travaux de Nedkvitne *et al.* (1993), Goldstein (2001) et Munz (2001), ce type de piégeage hétérogène entre deux phases immiscibles, une aqueuse et une autre hydrocarbonée de basse densité, renseigne sur les conditions de température réelle de piégeage du fluide. C'est à dire que le point d'intersection entre les températures d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses et l'isochore des inclusions entièrement saturées en méthane définit la pression de piégeage du fluide.

On utilise donc les fréquences maximales des températures d'homogénéisation (en intervalle grisé sur la figure 2.154) pour définir les conditions de piégeage, entre 240 et 260°C dans notre étude. On obtient par cette méthode la pression de piégeage réelle des fluides qui varie entre 676 et 713 bar. De telles pressions correspondent à un enfouissement entre 2,4 et 2,6km en condition lithostatique pour une densité moyenne de 2700kg/m³ pour les roches. Ces profondeurs de piégeage sont comprises dans l'intervalle calculé précédemment à partir de la calibration des isochores par le géothermomètre isotopique du soufre, et indiqueraient des conditions de suppression.

Ceci indique que l'immiscibilité et le piégeage des inclusions de basse densité à CH_4 se feraient lors de la fluctuation de pression qui va passer au cours de la précipitation de conditions lithostatiques à des conditions hydrostatiques. En effet, Munz (2001) montre par des études de *crushing* que de telles inclusions fluides déterminent dans la plupart des cas des conditions de piégeage dans des domaines de haute pression.

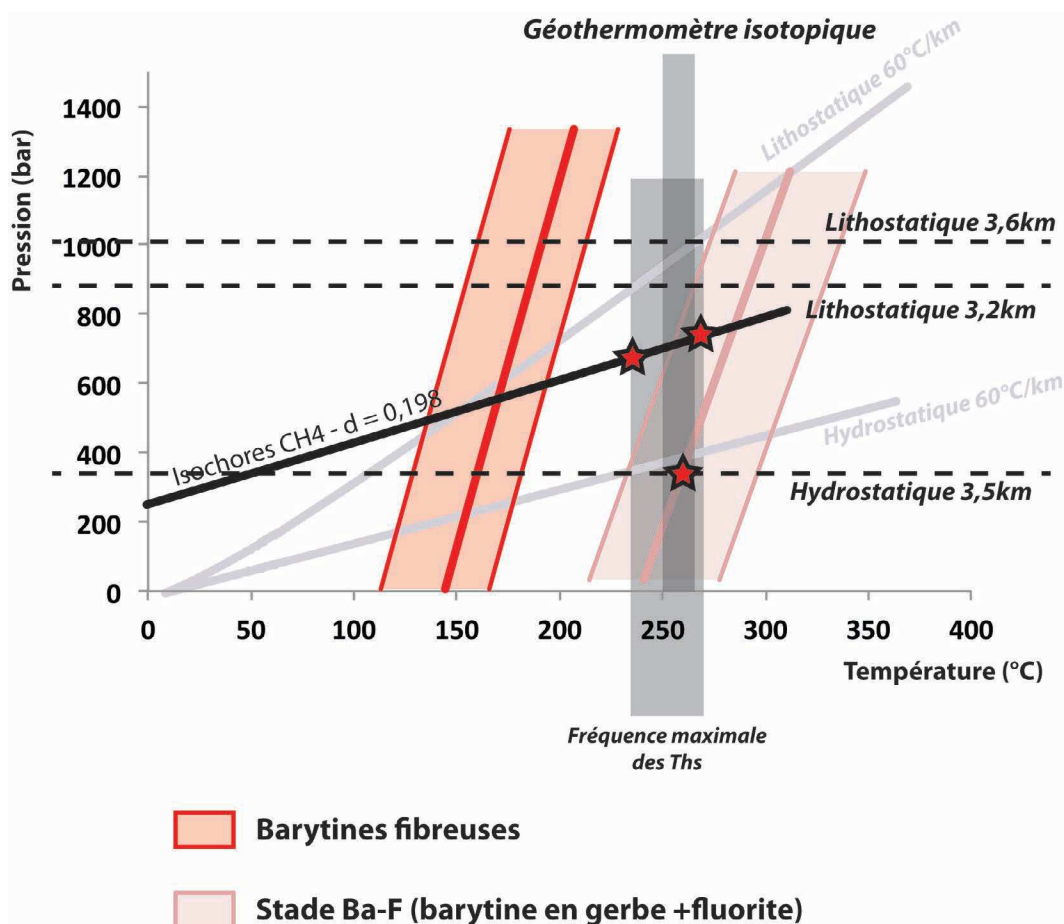


Fig. 2.154 – Diagramme P/T des isochores correspondant aux inclusions fluides primaires du faciès de barytines fibreuses (rouge) et du stade Ba-F (rose) de la carrière de Font d'Arques. La température de piégeage calculée à partir du géothermomètre isotopique du soufre est reportée sur le graphique (intervalle noir). La correction de la pression de piégeage par la méthode d'intersection entre les températures d'homogénéisation des inclusions en phase aqueuse (intervalle grisé) avec l'isochore des inclusions de méthane pur (trait plein noir) est également indiquée (d'après la méthode de Goldstein et Reynolds, 1994).

La calibration des conditions de pression par les inclusions fluides hydrocarbonées indiquent qu'un mécanisme d'ouverture par suppression de fluide s'additionne au contrôle par l'activité tectonique pour le stade Ba-F.

- Immiscibilité de phase aqueuse et CO₂ :

Dans le cas de piégeage hétérogène de fluides considérés comme immiscibles, la méthode de fréquence cumulative introduite par Loucks (2000) peut être appliquée pour déterminer la température de piégeage avec une erreur très faible (voir par exemple, Faleiros *et al.* (2007, 2014)). Cette méthode consiste, au lieu d'utiliser les fréquences maximales des Th sur histogrammes comme dans la méthode conventionnelle, de prendre en compte la distribution des fréquences cumulées sur l'ensemble des mesures de Th afin de déterminer la température moyenne de précipitation. En théorie, des populations co-existantes d'inclusions fluides immiscibles doivent avoir une distribution exponentielle des fréquences. Ensuite, il suffit de construire la régression linéaire de cette distribution exponentielle et de l'extrapoler jusqu'à l'interception avec l'abscisse pour

lire les conditions de températures de piégeage pour une erreur ne dépassant pas la dizaine de degrés.

Dans notre cas, nous avons choisi d'étudier les inclusions de type Ia et II piégées dans les phases de fluorites ($H_2O - NaCl - CaCl_2(-CO_2)$) et les types Ib dans les barytines ($H_2O - NaCl - CaCl_2$) (Fig.2.155).

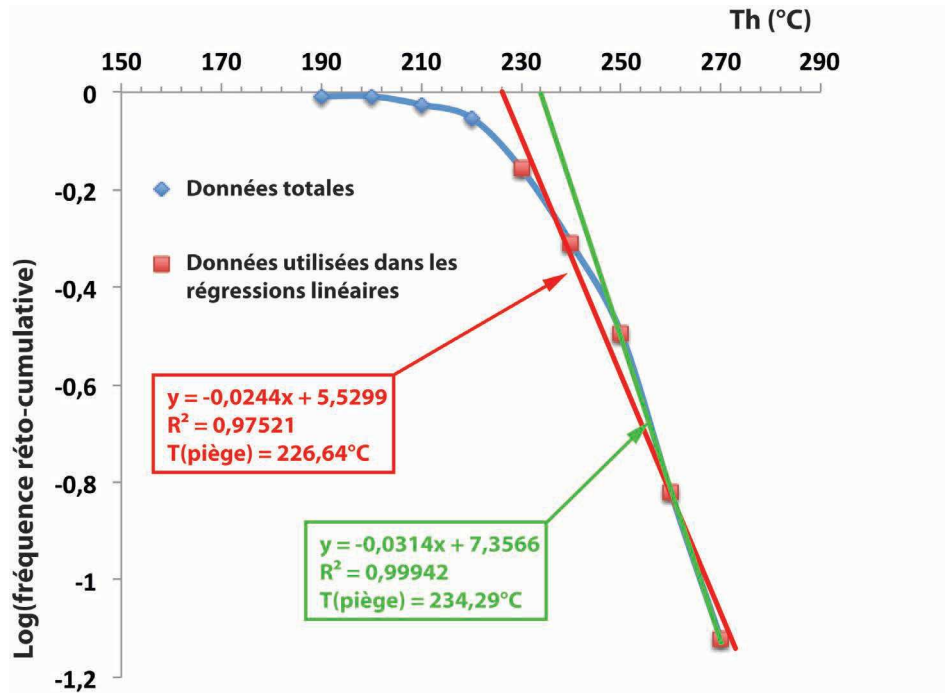


Fig. 2.155 – Graphique des fréquences rétro-cumulatives des températures d'homogénéisation mesurées sur les phases immiscibles $H_2O - NaCl - CaCl_2$ et $H_2O - NaCl - CaCl_2 - CO_2$ dans les barytines et fluorites (méthode développée par Loucks, 2000).

Nous avons obtenu par cette méthode une température de piégeage de $226,6^\circ\text{C}$, si l'on prend l'ensemble des valeurs pour la régression linéaire, et $234,3^\circ\text{C}$ pour une régression qui ne correspond qu'aux valeurs haute température. L'erreur analytique maximale est ici calculée à moins de 7°C pour cette méthode ($1,4^\circ\text{C}$ pour la déviation de l'intersection de l'abscisse par la régression linéaire, un écart entre 2 et 5°C par rapport à la température réelle lors de la microthermométrie). Le coefficient de détermination R_2 pour cette dernière régression linéaire se rapprochant le plus de 1, nous choisirons cette méthode dans la caractérisation de la température de piégeage, c'est à dire à $234,3^\circ\text{C}$. La valeur ainsi obtenue est concordante avec les valeurs de Th moyennes mais représente un écart de 20 à 28°C par rapport au géothermomètre isotopique du soufre.

b. Le stade précoce à barytine fibreuse :

Nous avons reporté sur la figure 2.154 l'intervalle d'isochore correspondant aux premières générations de barytines fibreuses de plus basses températures. Aucun géothermomètre n'ayant été calculé sur ces barytines, l'interprétation des conditions thermodynamiques de piégeage ne

peut être réalisé qu'en utilisant les fréquences maximales des valeurs de T_h mesurées, entre 140 et 180°C, et d'effectuer une correction à partir des gradients géothermiques. On fait ici l'hypothèse que ce gradient thermique est le même entre les deux épisodes de minéralisations, autour de 60°C/km. Pour des conditions considérées hydrostatiques, on obtient une pression moyenne de 200 bar correspondant à une profondeur de mise en place de 2,04km. Cette profondeur est maximale dans le sens où les observations texturales montrent des preuves de surpression de fluide.

c. Discussions sur la profondeur de piégeage :

La profondeur d'enfouissement déduite de l'étude des conditions thermodynamiques de piégeage des inclusions fluides primaires et hydrocarbonées aux environs de 2,4km. Les températures de piégeage obtenues par les différents géothermomètres sont excessifs. En effet, pour qu'un fluide soit piégé à 250°C à une profondeur de 2,4km, le gradient thermique doit être minimum de 104°C/km. Cette valeur semble aberrante dans un contexte de formation de bassin lors d'un effondrement gravitaire qui n'amincit pas intensément la croûte continentale.

Deux hypothèses pourraient alors expliquer ce déséquilibre thermique :

- l'ascension adiabatique d'un fluide plus profond ayant circulé au sein de la faille listrique bordière s'enracinant très profondément dans le socle. Cette configuration expliquerait la présence de CO_2 et de CH_4 abiologique, caractéristiques de la croûte inférieure ;
- un flux thermique anormale dans la zone de *footwall* de la faille bordière du bassin (modèle de rifting asymétrique caractérisé par une remontée du manteau vers la zone de *footwall*).

4.4.5.3 Modèle de mise en place des minéralisations dans le *footwall* de la faille bordière listrique

Au cours de l'enfouissement du bassin pendant la période synrift permienne, la zone de *footwall* de la faille bordière est le siège de deux épisodes de minéralisation distincts. Ces minéralisations vont être contraintes par les structures héritées de la phase de compression hercynienne qui est très visible dans cette zone sous la forme d'un pli faillé (Fig.2.156).

-t1- Stade précoce de barytine à moyenne température

Pendant le début de l'enfouissement synrift du bassin, un premier fluide riche en baryum et métaux va circuler préférentiellement par les plans de failles. Le fluide s'injecte latéralement et minéralise ensuite au niveau de la charnière du pli faillé aux interfaces entre les dolomies et les fins niveaux de marnes plus imperméables (Fig.2.156.a). La couverture permienne, non-visible

dans la zone, est également susceptible d'avoir joué le rôle de couverture au-dessus de la structure plissée.

Le fluide va donc entrer en surpression au sein de la zone de faille conduisant à la formation d'une brèche hydraulique au niveau du plan et à l'injection stratiforme au niveau des interfaces lithologiques, et plus précisément au sein de la schistosité de ces derniers. Ces fluides vont provoquer l'ouverture en mode-1 des joints verticaux dans le flanc correspondant au toit de la faille alors qu'on observe un décollement stratigraphique vertical dans le mur de la faille où la stratification est subhorizontale. Aucune activité tectonique contemporaine de cet épisode de minéralisation n'est notable, seule la surpression de fluide semble avoir contrôlé l'ouverture des drains préférentiels.

L'absence de tectonique au cours de cette phase peut s'expliquer par un piégeage des fluides pendant les premiers stades du rifting permien ; période pendant laquelle les structures hercyniennes de plus petite échelle ne sont pas encore réactivées.

-t2- Stade tardif Ba-F

Au cours d'une phase plus tardive de l'enfouissement syn-rift du Bassin Permien de Lodève (environ 1600m dans la zone de *footwall* de la faille bordière), le second événement de minéralisation à barytine-fluorite est synchrone d'une déformation tectonique qui se marque par une réactivation en jeu normal de la faille de pli et par un processus de glissement banc sur banc remaniant les précédentes minéralisations barytiques (Fig.2.156.b). La réactivation tectonique de cette zone est concordante avec l'extension tardi-orogénique permienne de la Montagne Noire qui réactive des structures crustales en jeu normal/décrochant dextre sur le flanc sud du Metamorphic Core Complex (Fig.2.140) (Echtler et Malavieille, 1990). L'étude des inclusions fluides démontre que ce contrôle tectonique est aussi associé à une surpression des fluides minéralisateurs.

Les interstrates se trouvent alors affectées par la déformation et subissent une bréchification des précédentes minéralisations. Lorsque la stratification est sub-horizontale, le glissement banc sur banc crée un cisaillement en jeu normal formant une schistosité au sein des fins niveaux marneux dans laquelle s'injecte le fluide. Ce jeu normal amène également à la formation de pull-apart distensifs où l'on observe la précipitation de la barytine et de la fluorite. Dans le flanc sud à pendage faible de la structure plissée, le cisaillement interbancs provoque la formation de structures CS-C' à l'échelle métrique, facilitée par la pression de fluide qui décolle les joints. Les barytines sont présentes dans l'ensemble de la structure alors que les fluorites sont restreintes à la schistosité qui connecte verticalement les plans de cisaillements entre eux.

Plusieurs éléments confortent une origine différente et sans doute plus profonde pour les fluides comparée aux épisodes que nous avons précédemment décrits sur la Ride de Lodève :

- (i) La différence de paragenèses minérales avec les autres dépôts minéralisés décrits jusqu'à maintenant, et en particulier la présence de fluorite ;

- (ii) Des preuves d'immiscibilité entre au moins deux fluides pendant la précipitation : une saumure de composition $H_2O - NaCl - CaCl_2$ probablement identique à la première génération de barytine et un autre composé de CO_2 et de méthane pur ne correspondant pas à la production biogénique (températures trop importantes) ;
- (iii) Le déséquilibre thermique entre ces fluides et la roche encaissante.

Plusieurs hypothèses peuvent d'ores et déjà être proposées pour conforter cette hypothèse comme, (1) la présence potentielle d'un granite tardi-hercynien sous la zone du *footwall* ; (2) des fluides endogènes véhiculés depuis les zones très enfouies par la faille listrique du bassin qui s'enracine très profondément dans le socle.

En effet, l'événement fluide du Stade Ba-F de notre étude, montre des analogies structurales et texturales avec le stade à fluorite bleue-sidérite qui se met en place dans des structures cisailantes dextre E-W au Sud du Massif Central au cours d'une compression NW-SE au stéphano-permien (Arthaud et Matte, 1975). Ces fluorites de salinités élevées (18 à 20wt%eq.NaCl - Deloule et Bourrat, 1982) sont très similaires à nos observations. Elles pourraient être associées à la mise en place d'intrusions granitiques tardi-hercyniennes. Nous discuterons de cette hypothèse dans le prochain chapitre II-5 lorsque les signatures géochimiques des différents événements fluides auront été présentées.

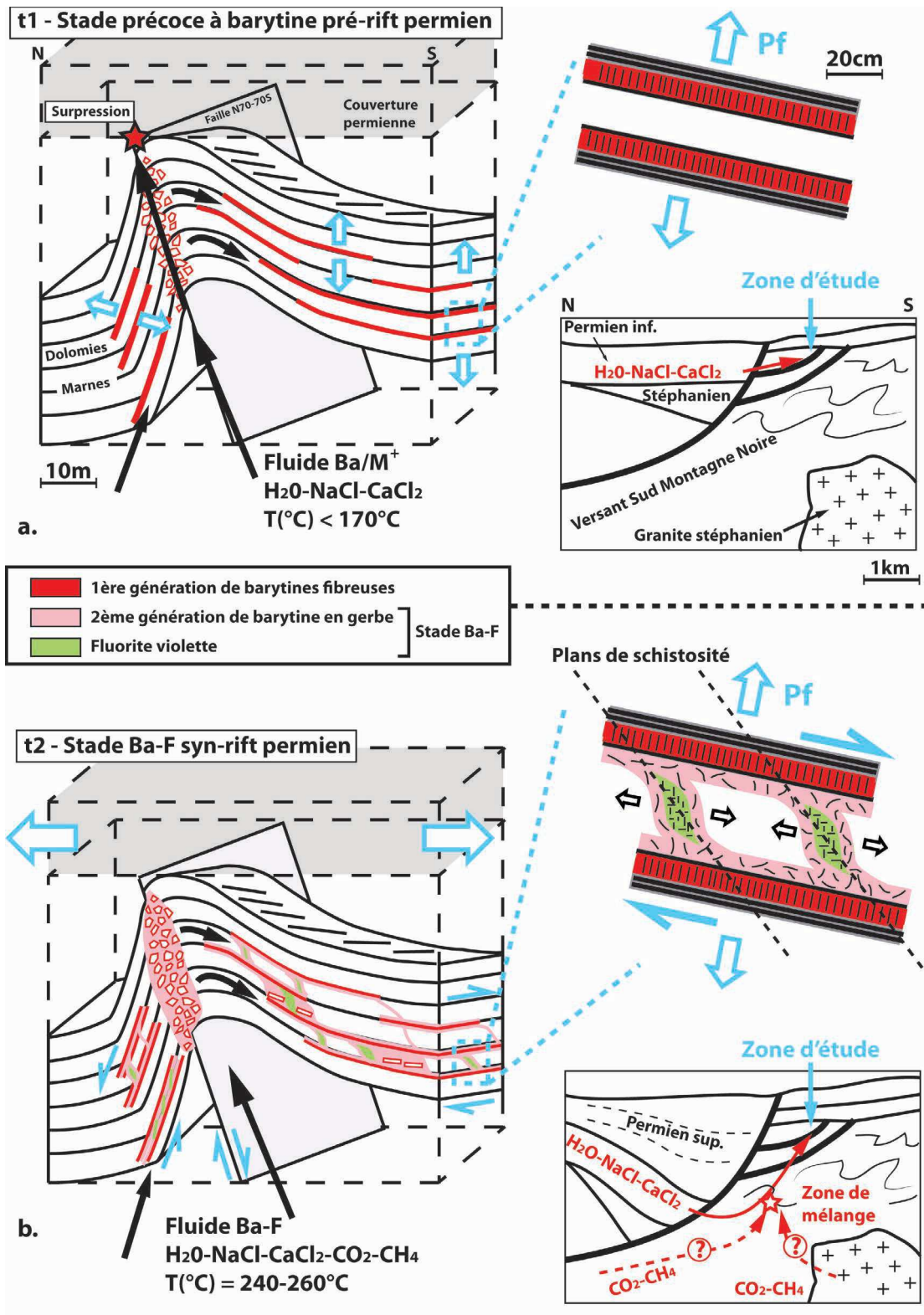


Fig. 2.156 – Modèle de mise en place des deux épisodes de minéralisation dans le footwall de la faille bordière sud du bassin permien de Lodève pendant l'enfouissement synrift (représentation schématique sans échelle).

4.5 Synthèse sur les mécanismes de migration syn-rift des fluides dans le demi-graben de Lodève : balance entre les contraintes tectoniques et les surpressions de fluide.

Le demi-graben permien de Lodève est le siège de différents épisodes de minéralisations piégées au sein du réservoir paléo-karstique cambrien sous la couverture permienne, principalement des dépôts de barytine et de sulfures. Des travaux antérieurs (Deloule et Bourrat, 1982 ; Lopez, 1992 ; Sauvage, 2000) ainsi que notre étude ont montré que ces événements minéralisateurs interviennent pendant la phase de rifting au Permien supérieur lié à un épisode d'extension N-S lors de l'effondrement gravitaire du metamorphic core complex de la Montagne Noire au Sud, époque pendant laquelle se structure la configuration en demi-graben. Au cours de cette période un graben de compensation se développe au nord sur la charnière de l'anticlinal de *roll-over* qui va accommoder l'enfouissement différentiel des couches sédimentaires associé à la flexion du socle cambrien. Au sud, le mouvement sur la faille bordière listrique conduit à la réactivation d'anciennes structures hercyniennes (failles et plis) dans la zone de *footwall*.

Les rôles des formations cambriennes et dévoniennes en tant que drains préférentiels et réservoirs pour les fluides et celui des pélites/blackshales permien en tant que couverture imperméable sont clairement démontrés sur les marges du bassin (Fig.2.157). En particulier, la circulation des fluides va être contrôlée régionalement aux zones de hautes de flancs des paléocanyons N-S formant des structures anticlinales sur presque toute l'étendue du bassin.

Notre approche intégrée incluant l'analyse de l'architecture, la minéralogie, le fabrique, la microthermobarométrie et la géothermométrie isotopique ont permis de proposer un modèle intégré des mécanismes qui vont contrôler les migrations de fluide, de leur source jusqu'à la zone de piégeage pendant l'enfouissement syn-tectonique du demi-graben. En particulier, nous avons souligné la dualité qu'il existe entre le rôle de la surpression de fluide dans la réactivation de drains pré-existants et la tectonique régionale qui guide l'ouverture des chemins préférentiels. De cette manière, nous avons pu distinguer deux grands types de mécanismes de piégeage des fluides minéralisateurs interactifs ; d'une part ceux régis par la tectonique synrift régionale où les **fluides présentent un caractère passif**, et d'autre part les drains exclusivement contrôlés par les surpressions des fluides qui ouvrent le chemin de la migration correspondant suivant un **modèle de fluide actif**. Les surpressions sont créées par l'accumulation des fluides au contact avec la couverture permienne imperméable, ainsi qu'à l'intérieur de zones de failles cimentées par un premier épisode de minéralisation.

- *Contrôle tectonique syn-rift - modèle de fluide passif*

Ce dernier modèle comprend :

- (1) La formation de brèches tectoniques et d'implosion lors de l'activation des failles

syn-sédimentaires ;

- (2) Les cisaillements interstrates à fort pendage (*high-angle So-parallel*) lié à un glissement banc sur banc accommodant la flexure du socle de la zone de roll-over ;
- (3) Les couloirs fracturés cisillant en jeu normal/décrochant ;
- (4) Les brèches de collapse dans les massifs karstifiés.

- Contrôle par les surpressions de fluides - modèle de fluide actif

Il inclut les mécanismes suivants :

- (5) Les réactivations cycliques des zones de failles selon le mécanisme de valve sismique (Sibson, 1988) ;
- (6) Les décollements banc sur banc cycliques à faible pendage (*low-angle So-parallel*) ;
- (7) Les couloirs fracturés néoformés et les injections latérales au sein des paléokarts ré-ouverts par karstification hypogène ;
- (8) Les couloirs de brèche hydraulique associés à la formation de sills à l'interface socle/couverture.

Cette dualité entre modèle de fluide passif et actif se marque par la précipitation de faciès texturaux différents, à savoir :

- **(i) Les faciès de brèche d'origine tectonique** (implosion et friction) induite par le mouvement cisillant des failles syn-sédimentaires (Faciès BR) ;
- **(ii) Les faciès rubanés** qui résultent du dépôt au sein des zones de failles lors d'ouvertures cycliques syntaxiales de la caisse filonienne (Faciès RB) ;
- **(iii) Les faciès d'ouverture en gerbe** au sein de cavités paléokarstiques et d'écartement des épontes en mode-1 (Faciès SB) ;
- **(iv) Les faciès de brèche d'effondrement** au sein de cavités karstiques constituées de blocs d'encaissant arrondis noyés au sein de la minéralisation ;
- **(v) Les faciès de brèches hydrauliques** au niveau des grandes discontinuités stratigraphiques et lithologiques dont les éléments de roches s'imbriquent à la manière d'un puzzle.

En l'absence de contraintes géochimiques, il est délicat d'établir une concordance spatio-temporelle entre les différentes zones du bassin.

D'autres questions concernent les sources potentielles de ces fluides minéralisateurs. La géothermobarométrie renseigne sur les profondeurs de mise en place des minéralisations, qui ne dépassent pas 3000m pendant la phase d'enfouissement synrift du bassin, ainsi que d'un probable mélange entre des fluides "profonds" et "superficiels".

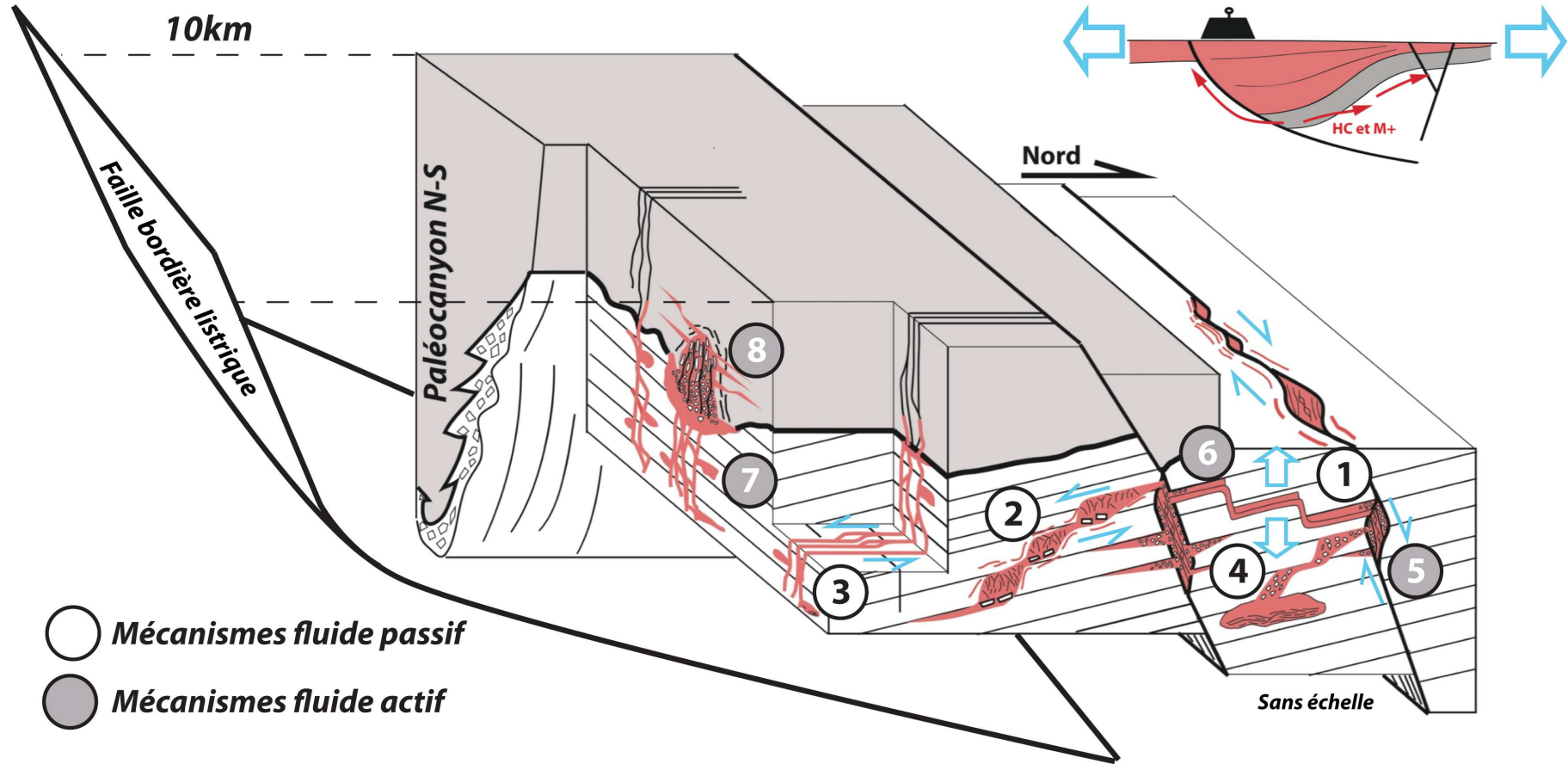


Fig. 2.157 – Bloc diagramme schématique (sans échelle) synthétisant les mécanismes de piégeage des fluides sur les marges du bassin. Voir la description de la numérotation dans le texte.

L'association entre certaines minéralisations, considérées tardives, et les hydrocarbures suggèrent d'ores et déjà une source potentielle provenant de la compaction des sédiments des zones profondément enfouis du bassin. Par ailleurs, certaines évidences de microthermobarométrie indiquent des mécanismes d'immiscibilités potentielles entre des fluides de bassin et des fluides plus profonds notamment au sud, dans la zone de *footwall* du bassin (fluides issus de granites, fluides mantelliques, ou flux de chaleur anormal?).

Il apparaît ainsi nécessaire, à ce stade du travail, de caractériser la géochimie des fluides afin de contraindre les conditions RedOx de précipitation, et d'identifier les sources potentielles des fluides minéralisateurs. Nous allons donc caractériser dans le prochain chapitre la signature géochimique des corps minéralisés par la caractérisation des isotopes radiogéniques et stables ainsi que la teneur en Terres Rares, que nous replacerons dans le contexte tectono-sédimentaire des minéralisations que nous venons d'établir dans ce chapitre.

Caractérisations géochimiques des fluides syn-rift et implications génétiques

Résumé

Le Bassin Permien de Lodève est caractérisé par des minéralisations syn-tectoniques à barytine-fluorite-sulfures piégées au sein d'une paléo-plateforme dolomitique cambrienne et dévonienne. Ce type de dépôts minéralisés s'apparente à la circulation de fluides de bassin suivant un système de type Mississippi Valley-Type (MVT) Leach et Sangster (1993), avec des régimes de températures compatibles vis à vis de ces modèles (entre 150 et 250°C).

D'après Jébrak et Marcoux (2008), un modèle génétique complet de type MVT se construit à partir de trois éléments que sont :

- Un contexte hydrogéologique permettant la migration des fluides ; nous l'avons identifié comme un gradient de surpression de fluide des zones profondes vers les marges du bassin lors de la subsidence différentielle syn-rift (chapitre II-2) ;
- Des mécanismes permettant la migration et le piégeage des fluides ; ils sont décrits en détail dans le chapitre précédent II-4 ;
- Des mécanismes géochimiques à l'origine de l'expulsion, du transport et du dépôt des métaux dans les zones de pièges (conditions RedOx, nature des fluides, processus de mélange, changement de température/pression...).

Les deux premiers points étant contraints à ce stade du mémoire, ce chapitre se focalisera sur l'élaboration d'un modèle génétique dynamique complet allant de la source des fluides au piège pour les différents épisodes de minéralisations syn-rift du bassin.

Pour se faire, l'analyse des isotopes du soufre sur les chalcopyrites contemporaines de phase d'ankérite baroque, ainsi que la distribution de Terres Tares seront étudiés, afin de préciser le processus de karstification hypogène à l'origine de l'ouverture précoce des drains pour les minéralisations. En particulier, nous étudierons le rôle de l'activité bactérienne dans la formation d'un karst à acide sulfurique pendant les stades initiaux de structuration du bassin.

Dans une seconde section, nous nous focaliserons sur la détermination des signatures géochimiques des minéralisations à barytine-fluorite-sulfure par l'étude combinée des isotopes du

strontium/soufre et de la distribution des éléments traces et Terres Rares.

Nous croiserons ensuite ces résultats avec les données géochimiques du remplissage sédimentaire du bassin de Lodève et les massifs plutoniques et métamorphiques régionaux dans l'objectif de contraindre les sources potentielles de ces fluides.

Enfin, la dernière section de ce chapitre portera sur la caractérisation géochimique des nacrites contemporaines des barytines. Elle permettra d'apporter certains éléments discriminant sur l'origine de ce kaolin et des conditions de pression/température et chimiques de sa précipitation.

L'intégration de diverses méthodes de caractérisation géochimique sur les minéralisations et roches sources nous amènera finalement à proposer un modèle de formation de ces minéralisations épigénétiques au cours de l'enfouissement syn-rift du bassin. Ce modèle démontre l'importance de l'interaction de différents fluides, que ce soit des saumures de bassin ou des fluides de la croûte inférieure, intervenant dans l'histoire de l'enfouissement d'un demi-graben sur faille listrique.

5.1 Formation d'un karst à acide sulfurique précoce sur la Ride de Lodève

5.1.1 Les modèles de formation de l'ankérite baroque dans la littérature

La formation de dolomites hydrothermales joue un rôle prépondérant dans la formation des dépôts minéralisés car elle est souvent associée à la circulation des saumures de bassin (Warren, 2000). Même si ces dolomites sont assez précoces pendant la diagenèse, certaines dolomites dites baroques (ou "*saddle dolomite*") peuvent se former de manière contemporaine aux minéralisations, notamment dans les gîtes de type MVT. Elles se forment à une température comprise entre 60 et 200°C à partir d'un fluide salin (12 à 25 wt%eq.NaCl) d'après les études sur inclusions fluides (Al-Aasm *et al.*, 2002; Al-Aasm et Vernon, 2007; Davies et Smith, 2006; Gasparrini *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2009).

A travers la littérature, deux modèles permettent d'expliquer la formation de la dolomite baroque :

- Un épisode de fluide hydrothermal contrôlé par des failles d'extension régionale (par exemple, Gasparrini *et al.*, 2006 - Southwestern Cantabrian Zone, Espagne; Lopez-Horgue *et al.*, 2010 - Ason Valley, Basque Cantabrian Basin, Espagne);
- D'après Machel (1987) et Warren (2000), la formation d'ankérite baroque serait le résultat de la combinaison de deux processus que sont (i) la compaction chimique des carbonates et (ii) l'augmentation de l'alcalinité des carbonates par l'action de la réduction thermochimique des sulfates (TSR – Thermochemical Sulfate Reduction - voir chapitre I-1).

5.1.2 Synthèse minéralogique de la phase d'ankérite baroque du Bassin de Lodève

Une phase d'ankérite baroque a été mise en évidence dans le Bassin Permien de Lodève, considérée comme la première phase de précipitation avant les minéralisations barytiques (voir chapitre II-3). Elle est principalement observée proche de la discordance permienne et s'est formée suite à la dissolution de l'encaissant dolomitique cambrien. Elle tapisse systématiquement les veines de barytines et intervient également pendant la ré-ouverture des cavités paléo-karstiques reposant sur les sédiments internes.

L'étude minéralogique révèle une structure interne complexe (Fig.2.158) formée par :

- un cœur de cristal composé d'une calcite magnésienne et synchrone de la précipitation de chalcopyrites et pyrites framboïdales;
- un cortex interne constitué par une dolomite légèrement ferrifère contenant quelques sulfures de type chalcopyrite;
- un cortex externe formé par une ankérite riche en fer et manganèse, sans témoin de sulfures contemporains. Des agrégats de quartz automorphes sont situés sur la surface externes des cristaux d'ankérite.

Nous généraliserons dans la suite de cette section le terme d'"ankérite baroque" pour désigner l'ensemble coeur et cortex interne/externe.

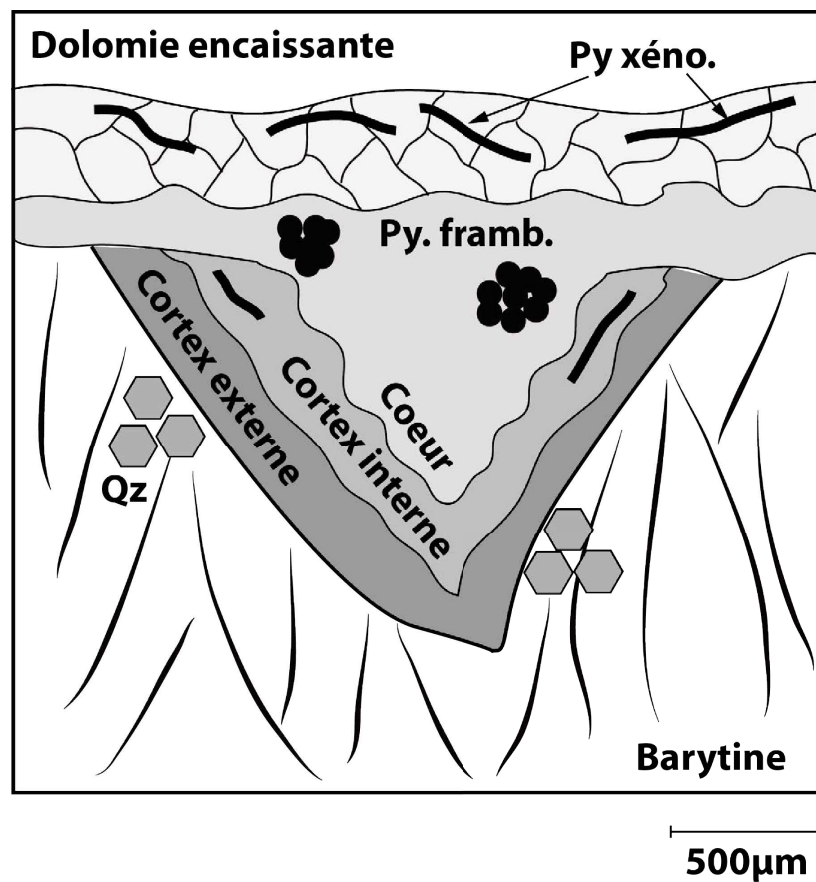


Fig. 2.158 — Schéma de la structure zonée d'un cristal d'ankérite baroque précisant les différentes phases minéralogiques.

Seul le cortex externe a piégé des inclusions fluides primaires exploitables pour l'étude de microthermométrie. Les résultats montrent une température de piégeage moyenne de 90°C et une salinité supérieure à 16wt%eq.NaCl. Une telle température témoigne d'un enfouissement d'environ 1,5km en condition hydrostatique pour un gradient géothermique de 60°C/km (voir chapitre II-3).

Notre première hypothèse, basée sur les éléments traces indiquerait la participation de plusieurs fluides dans la croissance cristalline de l'ankérite baroque et plus particulièrement entre le cortex externe et les structures internes. Afin de préciser la nature des fluides ainsi

que les conditions RedOx de précipitation, nous allons étudier la distribution des Terres Rares dans l'ankérite baroque et la géochimie isotopique du $\delta^{34}S$ dans les chalcopyrites contemporaines.

5.1.3 Signature des Terres Rares et isotopie du soufre dans les ankérites baroques et sulfures associés : discrimination des processus de précipitation

5.1.3.1 Distribution des Terres Rares

5.1.3.1.1 Terminologie

Les mesures des Terres Rares ont été réalisées *in-situ* par LA-ICPMS (voir annexe A pour l'explication de la méthode). L'étude de la distribution de la série des Terres Rares et de l'élément Yttrium est un outil de plus en plus utilisé pour tracer les origines des fluides et est aussi fondamentale dans la compréhension des interactions fluide-roche. Les variations des spectres de Terres Rares sont contrôlées par les facteurs physico-chimiques de la solution (température, salinité, fugacité en oxygène fO_2 , pH, système ouvert ou fermé, ...) ainsi que par la nature de la source des fluides.

Pour faciliter la lecture dans la suite du manuscrit, les abréviations seront calquées sur les équivalents anglophones :

- Terres Rares + Yttrium : REE-Y ;
- Terres Rares légères (La->Nd) : LREE ;
- Terres Rares moyennes (Sm->Y) : MREE ;
- Terres Rares lourdes (Ho->Lu) : HREE.

Le fractionnement des Terres Rares dans la calcite et dolomite hydrothermale est très mineur et par conséquent il est possible d'affirmer que leur composition reflète celle du fluide à partir duquel elles ont précipité (par exemple, Zhong et Mucci, 1995 ; Debruyne *et al.*, 2013).

5.1.3.1.2 Résultats

Les mesures de Terres Rares ont été réalisées sur plusieurs échantillons d'ankérite baroque au sein de cavités hypogènes dans la carrière d'Usclas du Bosc, dans la mine de Saint Martin du Bosc et dans la mine du Puech Cartès (table 2.4). Les mesures ont été réalisées dans le coeur et le cortex externe des cristaux. La signature de la dolomie hôte a également été analysée en roche totale à l'ICPMS en mode solution.

Les teneurs totales en Terres Rares sont plus importantes au sein des ankérites baroques avec des valeurs entre 48,46 et 57 ppm contre 12,52 ppm au sein de la roche hôte. Ceci serait probablement dû au lessivage des Terres Rares dans les roches encaissantes lors du processus de dissolution (Ling et Liu, 2002). Le cortex des cristaux d'ankérite montre une distribution des teneurs différentes avec une concentration globale assez faible de 2,4 et 24,18 ppm.

Echantillons	UDB_1	UDB_2	UDB_3	PC_1	PC_2	SM_1	SM_2
textures	Cœur	Cœur	Encaissant	Cœur	Cortex	Cœur	Cortex
La139	6,99	11,28	1,84	19,64	2,24	10,53	0,44
Ce140	17,08	19,97	3,36	39,36	1,80	21,90	0,77
Pr141	2,21	2,23	0,38	6,30	0,68	2,73	0,13
Nd146	10,06	9,15	1,81	27,71	2,92	13,50	0,56
Sm147	2,70	1,72	0,34	6,65	0,80	2,15	0,11
Eu151	0,50	0,24	0,08	1,48	<0,119	<0,58	0,03
Gd157	2,57	1,41	0,33	6,59	12,97	1,93	0,13
Tb159	0,40	0,21	0,09	1,20	0,14	0,36	0,02
Dy163	2,58	1,08	0,56	8,24	0,93	2,08	0,10
Ho165	0,45	0,23	0,15	1,71	0,20	0,47	0,02
Er167	1,30	0,76	0,38	4,47	0,52	1,03	0,05
Tm169	0,20	0,11	0,06	0,67	0,08	0,19	0,01
Yb173	1,27	0,69	0,44	4,62	0,81	<0,72	0,04
Lu175	0,15	0,10	0,06	0,67	0,10	0,13	0,00
REE tot	48,46	49,18	9,87	129,31	24,18	57,00	2,40
Eu/Eu*	0,19	0,15	1,15		1,23	1,05	
Ce/Ce*	4,35	3,98	0,93	0,94	0,75	0,82	0,34
Yb/Yb*	7,18	6,68	1,10		1,73	1,03	1,32
Y/Ho	28,74	29,74	35,44	26,58	31,68	1,08	1,61
Nd/Yb	15,40	48,62	12,52			6,00	3,60

TABLE 2.4 – Résultats des analyses de Terres Rares issus de mesures LA-ICPMS sur l'ankérite baroque et la roche encaissante.

Les spectres des Terres Rares, normalisés sur le PAAS (Post Archean Australian Shale - Taylor et McLennan, 1985), sont présentés sur la figure 2.159. La roche hôte se caractérise par un appauvrissement en LREE et un spectre relativement plat pour les MREE et HRRE, à l'exception d'une légère anomalie positive en europium Eu/Eu^* d'environ 1,15 ($Eu/Eu^* = Eu(n)/(Sm(n)Gd(n))^{0.5}$).

Le spectre du cœur du cristal est très similaire à celui de la roche hôte avec néanmoins une anomalie négative en europium de Eu/Eu^* de 0,15 et 0,19.

Enfin, le cortex externe montre une allure des Terres Rares différente avec une géométrie en cloche et des anomalies notables :

- Anomalie négative en Cérium de 0,34 et 0,75 ($Ce/Ce^* = Ce_{(n)} / (La_{(n)}Pr_{(n)})^{0.5}$);
- Légère anomalie positive en Europium de 1,23;
- Anomalie positive en Ytterbium de 1,32 et 1,75 ($Yb/Yb^* = Yb_{(n)} / (Lu_{(n)}Tm_{(n)})^{0.5}$).

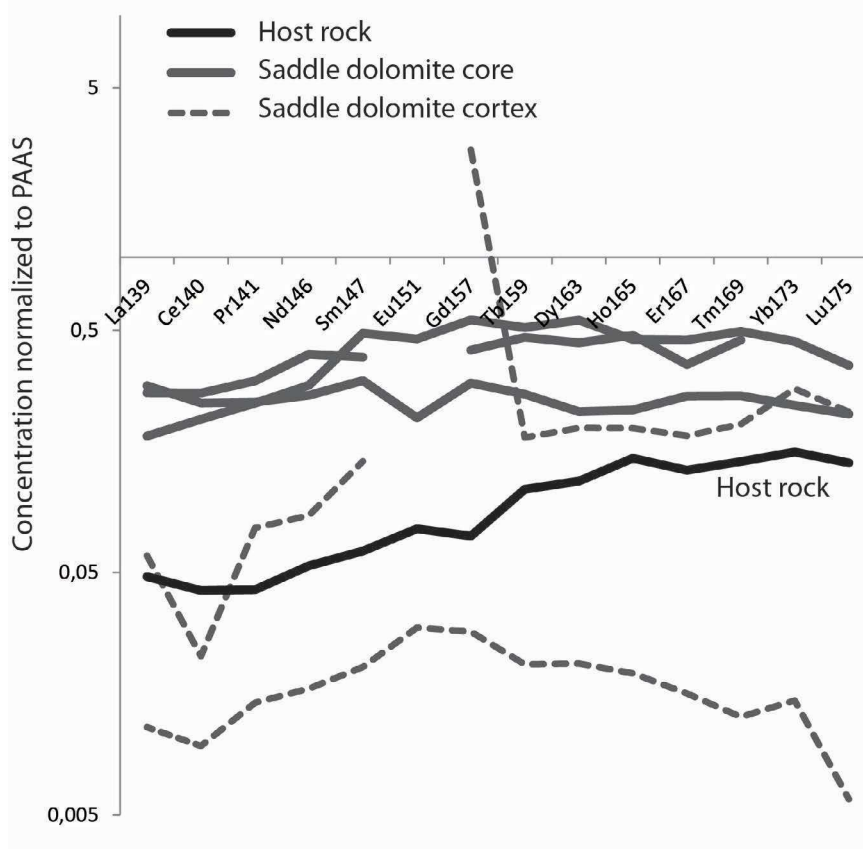


Fig. 2.159 – Spectres des Terres Rares normalisés sur le Post Archean Australian Shale (PAAS) de dolomie hôte (trait noir plein), le cœur du cristal (trait gris plein) et le cortex externe (trait pointillé) de l'ankérite baroque.

5.1.3.2 Isotopie du soufre sur les chalcopyrites associées

Les rapports $^{34}S/^{32}S$ ont été mesurés à la microsonde ionique SIMS sur plusieurs chalcopyrites piégées au sein du cœur de l'ankérite baroque, le cortex en étant dépourvu (Fig.2.160). L'erreur analytique est inférieur à 1‰.

Les valeurs du $\delta^{34}S$ obtenues sont de -5 et -3‰ V-CDT (Vienna-Canon Diablo Troilite) pour la carrière d'Usclas du Bosc, entre -6 et 13‰ V-CDT dans la mine du Puech Cartès et entre +2 et 17‰ V-CDT dans la carrière de Saint Martin du Bosc.

5.1.4 Discussion

5.1.4.1 Origine de la formation du cœur de l'ankérite baroque

5.1.4.1.1 Mise en évidence d'une dissolution *in-situ* de la roche encaissante

La grande similarité entre les spectres du cœur de l'ankérite baroque et ceux de la roche encaissante indique que les premières phases de croissance de cette phase dériveraient de la dolomie hôte. Les teneurs plus importantes en Terres Rares totales de l'ankérite baroque s'expliqueraient par une forte extraction de ces éléments au cours de l'altération de la roche encaissante qui vont donc ensuite être incorporés dans la phase résiduelle.

Zone d'étude	$\delta^{34}\text{S}$ chalcopyrite (V-CDT ‰)
Usclas du bosc	-3,42
	-5,01
Puech Cartès	-6,05
	+4,95
	+7,44
	+13,09
Saint Martin du Bosc	+2,07
	+15,59
	+17,04

Fig. 2.160 – Résultats de la mesure du rapport isotopiques $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ sur les chalcopyrites contemporaines de la précipitation du cœur du cristal de la dolomite baroque. L'erreur analytique est inférieure à 1‰.

La seule différence notable est l'anomalie négative en europium dans le cœur du cristal. Debruyne *et al.* (2013) montrent des spectres très similaires et interprètent l'anomalie négative en Eu, ainsi que la forte teneur générale en REE, comme une remobilisation de la roche encaissante lors d'une altération hydrothermale (gisement de cuivre de Luiswishi et Kamoto en République Démocratique du Congo). La remobilisation de l'Eu est possible sous condition réductrice produisant un fluide riche en Eu^{2+} . L'Europium est plus mobile sous forme divalente que trivalente, ainsi que la plupart des Terres Rares (sous forme trivalente également) (Towell *et al.*, 1965). Ceci explique que lors d'une remobilisation par dissolution, l' Eu^{2+} ira préférentiellement dans le fluide résiduel créant ainsi une anomalie négative en europium dans le produit d'altération (Campbell *et al.*, 1984; Ling et Liu, 2002; Debruyne *et al.*, 2013). Cet épisode de dissolution a affecté l'ensemble des zones poreuses de la dolomie encaissante tels

que les cavités paléokarstiques, fenestraes stromatolitiques, mais est également à l'origine de la formation de nouvelles cavités hypogènes. Cependant l'origine de ce fluide n'est pas contrainte.

Bau et Dulski (1995) montrent que les éléments Y et Ho sont très mobiles de la roche mère vers le fluide et que les rapports sont préservés lors de la précipitation de la minéralisation en dessous de 400°C. Les rapports Y/Ho des ankérites baroques varient entre 1,08 et 31,68. Ces valeurs sont bien inférieures à celles de l'eau de mer (44-74; Bau et Dulski, 1996) mais peuvent correspondre à une origine détritique ou à des apports de cendres volcaniques qui ont des rapports autour de 28 (par exemple, Nagarajan *et al.*, 2011). Une éventuelle participation de l'eau de mer est exclue par des rapports Nd/Yb de la dolomite baroque entre 3,6 et 48,62 contre 0,64 pour l'eau de mer (Nagarajan *et al.*, 2011), une teneur en Sr inférieure à 550ppm (Tucker et Wright, 2009) et une concentration en Mn supérieure à 1ppm (Veizer, 1983).

Une teneur faible en strontium dans les carbonates, est interprétée par Huang *et al.* (2006) comme une précipitation liée à l'expulsion de fluides à partir de roches clastiques ou évaporitiques. L'apport de sulfate peut venir soit d'une saumure ou peut être directement issue de la dissolution de niveaux évaporitiques (Gays River Pb-Zn Scotia - Savard, 1996; Cadjebut Pb-Zn Canning Bains - Tompkins *et al.*, 1994); Pb-Zn deposits Knox Group deposits USA - Haynes et Kesler, 1994).

En résumé, les Terres Rares et éléments traces sur les premières phases dans le cœur de l'ankérite baroque montrent que cette dernière dérive d'une première phase de dissolution de la roche encaissante probablement en relation avec un fluide provenant des sédiments permien sus-jacents.

5.1.4.1.2 Précipitation du coeur de la ankérite baroque dans la fenêtre de la BSR

En raison de la faible quantité d'inclusions fluides, la température de piégeage n'a été calculée que pour le cortex externe de l'ankérite baroque donnant une température de piégeage de 90°C. Etant la dernière phase de croissance du cristal, ceci indique que le cœur s'est formé à une température inférieure. Ces conditions de température sont à la transition entre la BSR et la TSR (Postgate et Schwartz, 1985). Les chalcopyrites contemporaines ont des valeurs des $\delta^{34}S$ inférieures à 15‰ V-CDT avec certaines valeurs négatives, suggérant trois possibilités quant aux mécanismes de réduction des sulfates (Fig.2.160) :

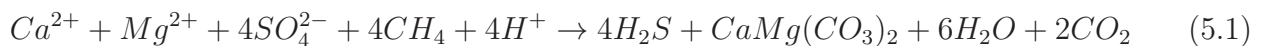
- BSR dans un environnement fermé à l'apport de sulfates, c'est à dire des conditions ne permettant qu'un fractionnement faible entre isotopes léger et lourd ;
- TSR associée à la maturation thermique des roches mères permiennes qui vont produire le H_2S nécessaire à cette réaction ;
- eaux chargées en sulfates et composés sulfurés (Kaplan *et al.*, 1963) comme le montre la présence de cristallisation de gypse en fer de lance, bacilles et baguettes au sein des

sédiments permien (Odin, 1986).

La réaction de TSR à basse température n'est cinétiquement pas assez rapide pour fournir suffisamment de soufre nécessaire à la précipitation de la pyrite contemporaine de la dolomite baroque (Goldstein et Reynolds, 1994; Machel et Lonnee, 2002).

Delort (1975) et Odin (1986) mettent en évidence dans leur étude minéralogique de la formation autunienne, des authigenèses précoces de pyrite framboïdale. La présence de pyrite similaire au sein même de l'ankérite baroque est en faveur d'un processus de néoformation de sulfures assistée par l'activité biologique. Aucune valeur isotopique n'a cependant été mesurée sur les sulfures des blackshales, mais on peut supposer que leur précipitation biogénique ait appauvri le fluide en isotope léger du soufre; ce qui expliquerait que certains rapports soient positifs pour les chalcopyrites contemporaines des ankérites baroques au sein du socle sous-jacent. En effet, dans un milieu clos où la concentration en sulfate n'est pas infinie, les sulfures issus d'une eau résiduelle dans la fenêtre de la BSR vont voir leur $\delta^{34}S$ augmenter au fur et à mesure des précipitations par les bactéries (Harrison et Thode, 1958).

Notre hypothèse s'oriente donc vers une formation du coeur de l'ankérite baroque par réduction bactérienne des sulfates présents dans la couverture permienne. Les bactéries anaérobies captent l'oxygène des ions sulfates pour oxyder la matière organique, ce qui va réduire les sulfates pour former du H_2S et précipiter une dolomite (équation 5.1 - Warren, 2000) :



Plus bas dans la série dolomitique cambrienne, des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et Fe^{2+} vont être libérés à partir (i) des eaux de formations piégées au sein du karst qui sont riches en bicarbonates de calcium et magnésium ce qui réduit la solubilité du fer, (ii) de la compaction chimique des dolomies encaissantes (Machel, 1987) et (iii) d'une silicification précoce qui va induire une pseudomorphose de la dolomie encaissante. Le H_2S ainsi produit va réagir avec des métaux tel que le fer pour former des pyrites de type framboïdale. La circulation d'un tel fluide est favorable à la mobilisation de la silice qui va alors précipiter en même temps que le cortex externe de l'ankérite baroque.

5.1.4.2 Formation du cortex externe de l'ankérite baroque

Le cortex externe de l'ankérite baroque montre une importante anomalie négative en cérium associée à une légère anomalie positive en europium. Cette combinaison des deux anomalies est typique d'un environnement plus oxydant, le Ce^{4+} étant plus soluble que la forme trivalente alors que l' Eu^{3+} sera piégé préférentiellement par rapport à l' Eu^{2+} lors de la précipitation de

la phase minérale (Towell *et al.*, 1965). De plus, l'absence de sulfure dans le cortex indique que le processus de BSR est stoppé, pouvant être causé soit par la réduction complète des sulfates soit par une inhibition de l'activité bactérienne. La première hypothèse est viable puisque les sulfates sont en faible proportion dans les formations permienes. Lerouge *et al.* (2011) proposent cependant que la compaction des roches provoquant une réduction drastique de la taille des pores empêche progressivement l'activité des bactéries. Dans notre cas, un tel modèle indiquerait que la croissance du cortex externe intervient après un certain enfouissement, ce qui est tout à fait probable puisque que sa formation intervient pendant le début de la structuration du bassin au Permien moyen (voir chapitre II-3).

Il y a donc un apport d'oxygène dans le milieu alors que la BSR cesse. Un tel environnement sera alors favorable à l'oxydation de l' H_2S résiduel pour former de l'acide sulfurique H_2SO_4 . Les sulfates restants vont pouvoir réagir avec d'autres cations tels que le baryum, mobilisé sous forme de chlorure en solution, pour former la barytine (équation 5.2) que nous étudierons dans le prochain paragraphe :



5.1.5 Synthèse : modèle de formation d'un karst à acide sulfurique dans le Bassin de Lodève

A cours de l'enfouissement autunien, les dépôts lacustres riches en matière organique se déposent en *onlap* sur le socle dolomitique cambrien paléokarstifié (Fig.2.161.a)). Proche de la discordance, les conditions sont favorables à la réduction bactérienne des sulfates par oxydation de la matière organique à la base des formations permienes. La réaction libère alors du H_2S formant des pyrites de type framboïdal proche de la discordance par réaction avec les ions Fe^{2+} . Au cours de l'enfouissement, l'altération de ces sulfures par les eaux percolantes contribue à produire une plus grande quantité de H_2S .

Ce dernier, étant en solution, va être latéralement expulsé pendant l'enfouissement des blackshales vers le socle dolomitique karstifié. L'interaction avec les nappes karstiques oxydantes piégées dans les formations cambriennes engendre la formation d'acide sulfurique H_2SO_4 à l'origine d'une karstification intense du massif dolomitique. Cette dissolution majeure se superpose aux précédentes cavités paléokarstiques, affecte les fenestras stromatolitiques et crée de nouvelles cavités hypogènes d'extension métrique.

La percolation des eaux lacustres à l'origine de silicifications intenses au contact socle-couverture engendre ensuite un environnement réducteur alors que la réduction bactérienne est toujours active dans ces gammes de température. Des pyrites framboïdales se forment alors

dans le socle cambrien dans les zones de dissolution. Dans le même temps, la réaction entre le H_2S et les éléments Ca, Mg et Fe libérés lors de la silicification précoce forme une première phase de dolomite.

Enfin, une nouvelle fluctuation du potentiel d'oxydo-réduction eH du milieu (augmentation du drainage dans les carbonates?) forme de nouveau de l'acide sulfurique qui va corroder les phases dolomitiques précédentes et être à l'origine de la précipitation d'une ankérite baroque riche en fer. L'acide sulfurique va au cours de l'enfouissement être tamponné dans les carbonates pour former des ions sulfates et réagir avec des fluides profonds riches en baryum à l'origine des premières générations de barytine.

Nous démontrons ici que la formation de l'ankérite baroque n'est pas restreinte aux mécanismes de réduction thermochimique des sulfates ou de la minéralisation d'un fluide hydrothermal comme affirmé jusque là dans la littérature. Dans le Bassin Permien de Lodève, l'étude ci-présente met en évidence une phase d'ankérite baroque qui résulte d'un processus de karstification *in-situ*, à basse température ($<90^\circ\text{C}$) et lié à la formation d'acide sulfurique par oxydation du H_2S bactérien.

La détermination du calendrier de formation de ce karst à acide sulfurique est primordiale car c'est un processus qui intervient assez précocement dans l'histoire du bassin et qui ouvre les drains pour des fluides plus tardifs potentiellement minéralisateurs. En particulier, ce processus est à prendre en compte dans les gisements de type MVT à l'interface socle/couverture où les solutions minéralisatrices sont intimement liées aux hydrocarbures et dans lesquelles la réduction des sulfates joue un rôle important dans la mobilisation du soufre.

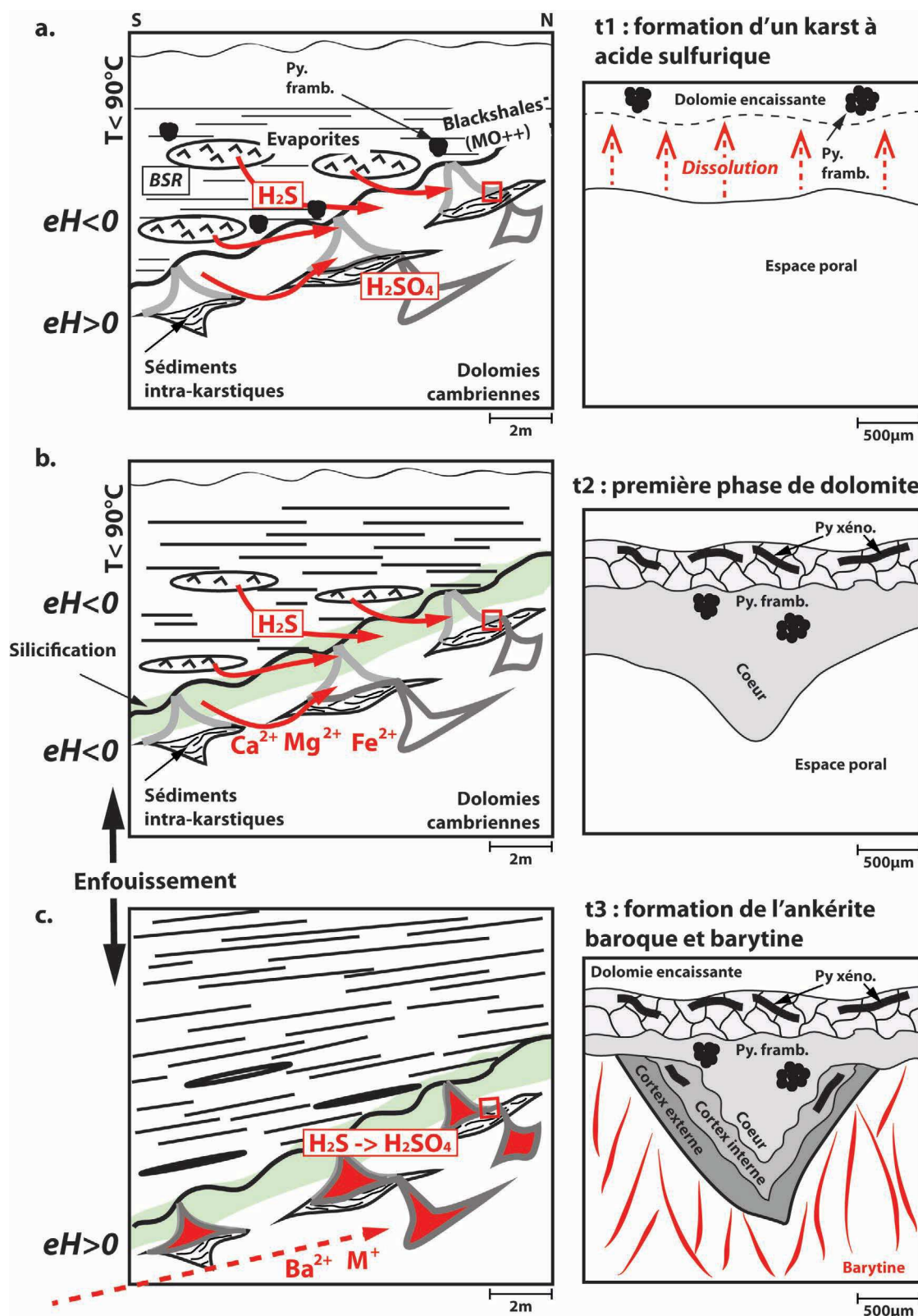


Fig. 2.161 – Modèle de formation de l'ankérite baroque au cours de l'histoire d'enfouissement des séquences pré-rift autuniennes du bassin : a. Formation du karst à acide sulfurique par réaction entre le H_2S bactérien et la nappe karstique oxydante sous-jacente. b. Formation d'une dolomite et de pyrite framboïdale lors de la réduction bactérienne des sulfates. c. Formation de l'ankérite baroque lors de conditions oxydantes dans le socle associées à la circulation de fluide de bassin profond.

5.2 Géochimies isotopiques et Terres Rares des dépôts à barytine-fluorite

5.2.1 Connaissances antérieures sur la géochimie des fluides minéralisateurs

Quelques études réalisées sur les minéralisations du Bassin Permien de Lodève ont tenté de proposer une explication quant au modèle génétique des barytines permienes.

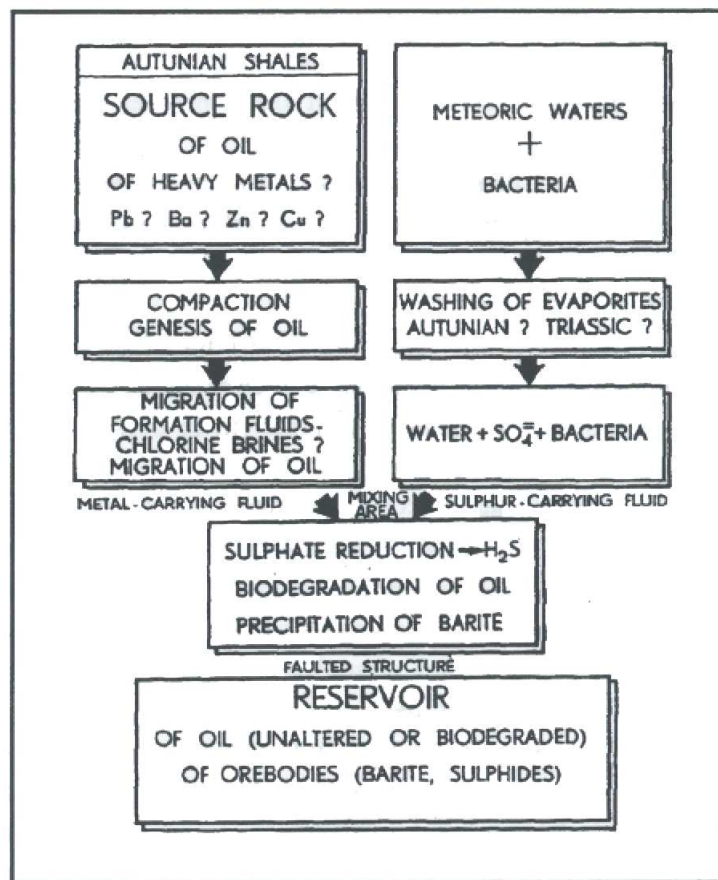


Fig. 2.162 – Schéma de la genèse des filons de barytines de la mine de Saint Privat d'après Connan et Orgeval, 1976.

Connan et Orgeval (1976) proposent un modèle de formation des barytines remplissant les filons de la zone de Saint Privat basé sur leur association avec les hydrocarbures (Fig.2.162). Dans ce modèle, les zones de failles de *roll-over* représentent des aires de mélange entre deux fluides. Le premier fluide serait porteur des ions métalliques et des hydrocarbures provenant du lessivage des blackshales autuniens. Le second fluide consisterait en un fluide météorique qui lessiverait les évaporites triasiques ou les argiles permienes et qui subirait la réduction bactérienne des sulfates pour former de l' H_2S . Ce dernier argument repose sur les indices de biodégradation

des blackshales de couverture (diminution significative des n-alcanes). Un mélange de ces deux fluides amène ensuite à former les dépôts de barytines visibles à Saint Privat.

Les limites de ce modèle, basé essentiellement sur des observations de terrain, réside dans l'absence de données géochimiques sur minéralisations mais également, comme nous l'avons décrit dans le précédent chapitre II-4, que le remplissage polyphasé des filons de Saint Privat est associé à des événements minéralisateurs distincts, et peut être lié à plusieurs sources de fluides au cours du temps.

Pour répondre à ces questions, les travaux de thèse de Sauvage (2000) ont porté sur l'isotopie du strontium des différents épisodes de minéralisations permienes dans les filons de Saint Privat et Saint Martin du Bosc. Elle précise alors les travaux antérieurs de Connan et Orgeval (1976), Aubague *et al.* (1977) et Lopez (1992) en proposant un fluide "chaud" qui aurait lessivé le socle cambrien, alors enrichi en métaux lors de l'érosion des massifs hercyniens, qui réagit avec les fluides piégés dans les sédiments permienes (Fig.2.163). De plus, le pluriphasage de minéralisations au sein des zones de failles est interprété comme un premier événement ayant lieu au Permien supérieur syn-rift alors que les suivants seraient associés à une évolution diagenétique plus avancée des sédiments permienes lors de l'extension généralisée au Trias.

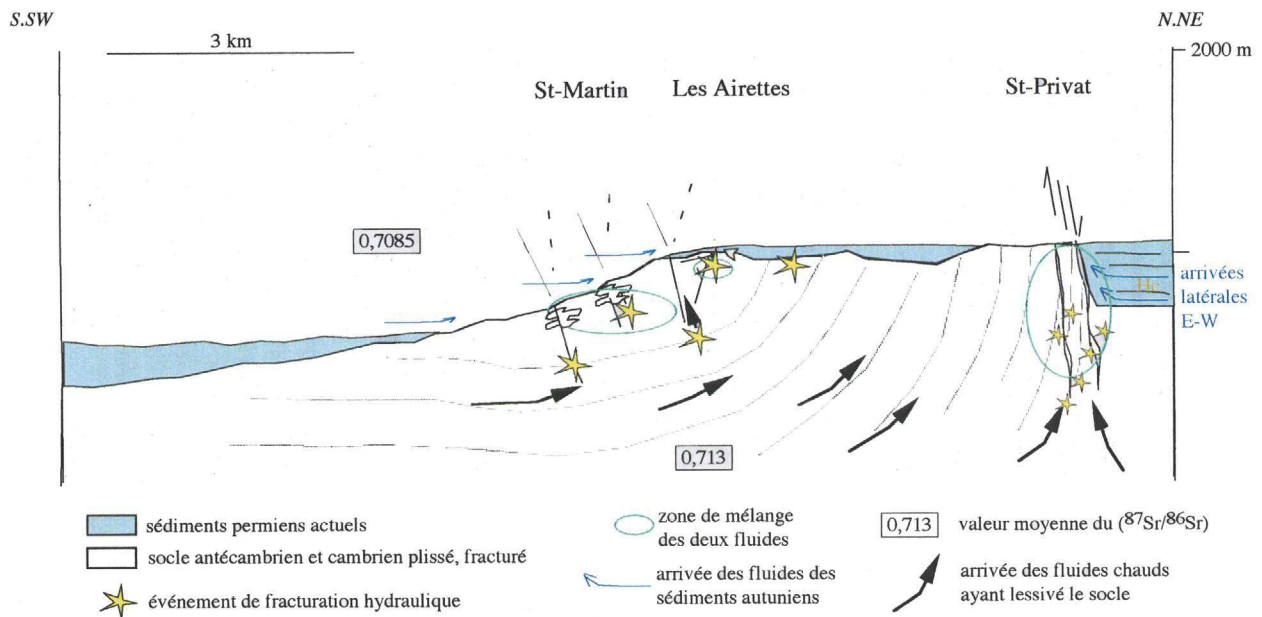


Fig. 2.163 – Schéma de la genèse des filons de barytines sur la Ride de Lodève d'après Sauvage (2000).

Les questions en suspens dans ces modèles génétiques sont d'après nous les suivantes :

- Si l'hypothèse d'une source des métaux/baryum provenant du lessivage/compaction des sédiments permienes ou de formation du socle carbonaté du Bassin s'avère être affirmée, quelle est l'origine exacte du fluide (fluide de bassin expulsé par compaction, diagenèse *in-situ*, eaux connées dans la zone de piégeage...)?

- S'il y a réellement mélange entre deux fluides au cours de la précipitation des barytines comme le proposent Connan et Orgeval (1973), un fluide porteur des métaux et l'autre du soufre, quelle est la source du soufre et sous quelle forme était-il véhiculé (sédiments permien, réduction bactérienne ou thermochimique des sulfates, soufre associé aux hydrocarbures, lessivage des évaporites triasiques...)?
- Nous avons démontré que d'autres phases minérales sont associées aux barytines, en particulier la fluorite sur la Ride de Cabrières. Les fluides à l'origine de ces phases sont-ils similaires et issus d'un même événement métallogénique?
- Quels sont les conditions RedOx et les mécanismes physico-chimiques de précipitation des dépôts de barytines-fluorites?
- Existe-t-il un lien génétique entre les différents dépôts minéralisés à l'échelle du bassin? Les signatures géochimiques permettent-elles de discriminer les différents épisodes de fluide et les mécanismes associés?
- Les modèles de minéralisations à barytine-fluorite sont dans certaines zones du Massif Central associés à l'altération des granites tardi-hercyniens stéphaniens (Arthaud et Matte, 1975; Lhégu *et al.*, 1982). Quel est le rôle des granites et roches métamorphiques du massif de la Montagne Noire dans le modèle génétique des différents épisodes de minéralisations, que ce soit dans la zone de *roll-over* ou dans le *footwall* du bassin?

Pour répondre à ces questions, nous avons cherché à déterminer les éléments discriminants des sources potentielles de fluides et les conditions physico-chimiques de leur mise en place au cours de l'épisode syn-rift permien par : (i) une étude combinée des signatures isotopiques du soufre et du strontium et (ii) une caractérisation des éléments traces et des Terres Rares sur les barytines, les sulfures, fluorites et sources potentielles à l'échelle du bassin.

5.2.2 Analyses géochimiques du strontium et du soufre : discrimination des événements de fluides

5.2.2.1 Protocole d'échantillonnage

Dans un premier temps, nous avons cherché à discriminer les différents épisodes de minéralisations intervenant au sein des remplissages polyphasés des zones de failles qui constituent les drains principaux à l'échelle du bassin. Les échantillons comprennent donc les faciès de brèche d'implosion Br, de rubanement RB et d'ouverture en gerbe SB pour les deux zones de Saint Privat (SP-Br, SP-RB et SP-SB) et Saint Martin du Bosc (SM-Br, SM-RB et SM-SB).

Ensuite, nous avons tenté d'établir des liens génétiques pour l'ensemble des zones minéralisées du Bassin Permien de Lodève en comparant les signatures isotopiques des zones de failles avec celles des autres zones décrites précédemment ; à savoir les barytines des cisaillements interstrates de Saint Martin du Bosc (SM-So), les barytines cimentant les couloirs de brèches hydrauliques sur le site des Airettes (Air), les couloirs fracturés minéralisés de la carrière d'Usclas du Bosc (UDB) et enfin les barytines et fluorites de la carrière de Font d'Arques (FA).

Echantillons	Localisation	Faciès minéralisés	Sr/ Sr	2 σ (m)	Sr (ppm)	δ S barytine (V-CDT ‰)	δ S chalco (V-CDT ‰)
SP-Br	Saint Privat	Br	0,711913	0,000007	42192	17,2	
						17,6	
SP-RB	Saint Privat	RB	0,711014	0,000007	37414	17,3	
						17,9	
SP-RB	Saint Privat	RB	0,710936	0,000008	43803	16,8	
						16,6	
SP-SB	Saint Privat	SB	0,71	0,000008	43856	16,4	-10,12
						17,3	
SP-SB	Saint Privat	SB	0,710081	0,000008	32585	16,1	
						16,9	
SM-Br	Saitn Martin du Bosc	Br.	0,711826	0,000006	27765	15,6	-14,53
						16,9	
SM-RB	Saitn Martin du Bosc	RB	0,710471	0,000006	21467	16	-9,09
						16,4	
SM-SB	Saitn Martin du Bosc	SB	0,710294	0,000008	28492	16,2	-11,82
						16,7	
SM-So	Saitn Martin du Bosc	Injection stratiforme	0,711052	0,000009	4477	16,9	-6,59
						18	
Air	Site des Airettes	Couloir de brèche	0,710003	0,000008	28964	17	-7,61
UDB	Usclas du Bosc	Couloir fracturé	0,710637	0,000005	19500	17,5	-12,84
SAL	Barrage du Salagou	Veines	0,710385	0,000007	44650	11,8	
						11	
FA Barytine	Carrière de Font d'Arques	Injection stratiforme	0,711222	0,000006	42225	17,8	-5,46
						18,4	-5,24
FA Fluorite	Carrière de Font d'Arques	Injection stratiforme	0,711096	0,000008	14		

TABLE 2.5 – Résultats des mesures des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et du soufre $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ sur les dépôts de barytines, chalcopyrites et fluorites du bassin de Lodève.

Nous avons par ailleurs caractérisé de la même manière les barytines présentes dans le réseau de fentes de tension qui traverse les pélites rouges du Permien supérieur à hauteur du barrage du Salagou (Lopez, 1987b ; voir chapitre II-1).

Enfin, les chalcopyrites synchrones des barytines ont également fait l'objet de mesures isotopiques du soufre. Les mesures ont été faites par un procédé *in-situ* au SIMS afin de s'affranchir des problèmes de contamination engendrés par les processus actuels de cémentations des sulfures. Les résultats obtenus sont synthétisés dans la table 2.5.

5.2.2.2 Résultats de la géochimie du strontium

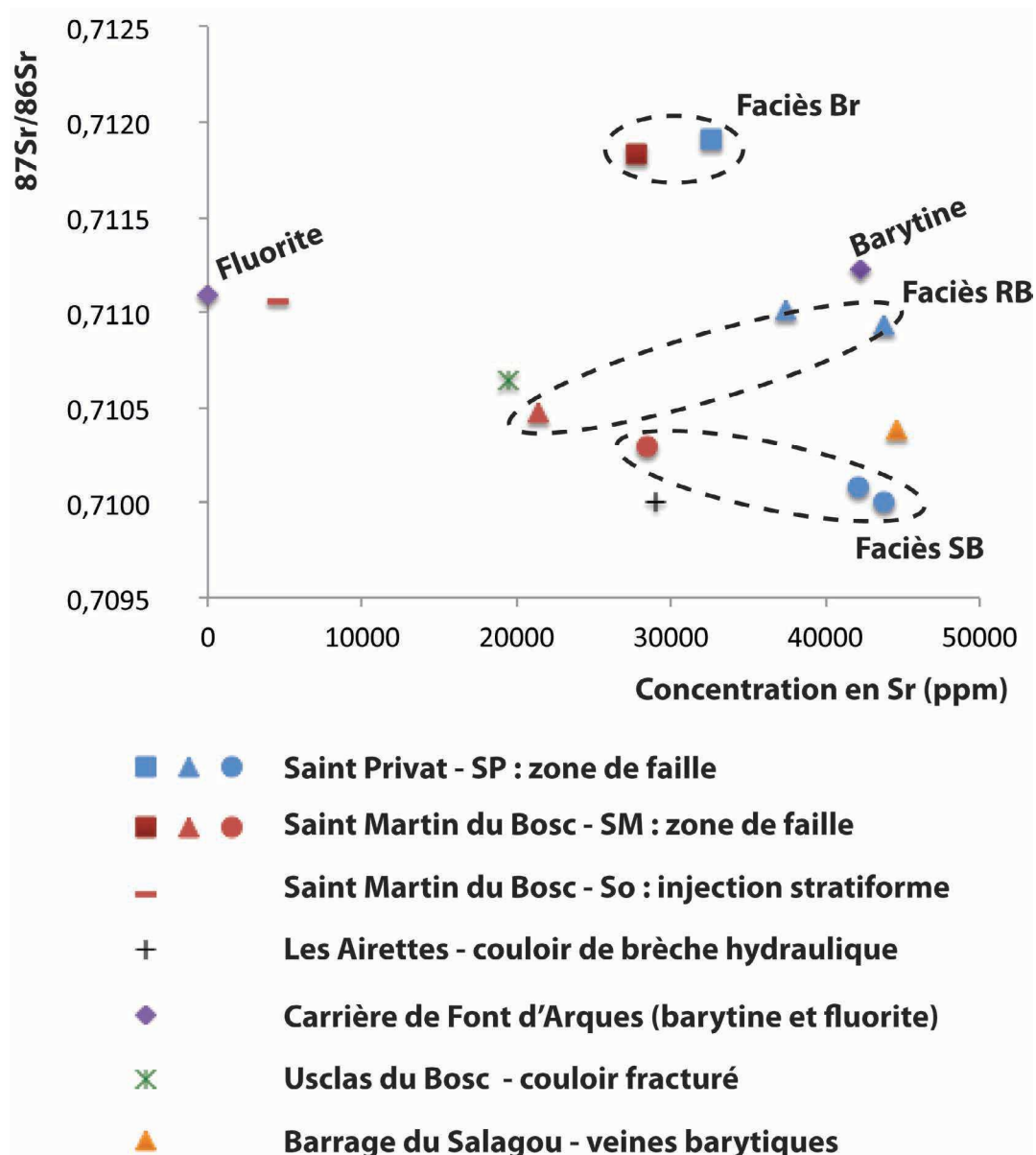


Fig. 2.164 – Diagramme des rapports isotopiques du strontium en fonction de la concentration absolue en strontium (ppm) dans les différents dépôts de barytines et fluorites du bassin de Lodève.

Les résultats de la géochimie du strontium sur les différentes minéralisations ont été reportés sur un diagramme exprimant la valeur du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur la concentration moyenne en strontium en ppm mesurées par ICPMS et SIMS, et normalisées sur les teneurs en

baryum. Les mesures reportées sur la figure 2.164 ont été doublées pendant les analyses pour la reproductibilité des résultats.

Aucune correction sur les isotopes du strontium n'a été nécessaire car les teneurs en ^{87}Rb sont négligeables dans les différentes minéralisations. Ceci signifie que les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés ne sont pas liés à la décroissance radioactive du Rb au cours du temps mais bien de la source en Sr.

Si on compare les signatures isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des événements minéralisateurs dans les zones de faille avec les autres dépôts minéralisés à l'échelle du bassin, on note que :

- La signature isotopique du faciès Br (implosion) n'est pas du tout présente à d'autres endroits du bassin, suggérant que cet événement est unique et très localisé ;
- Les barytines d'Usclas du Bosc dans les couloirs fracturés ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710637$), celles minéralisant les injection stratiformes de Saint Martin du Bosc ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71052$), ainsi que les dépôts de barytine-fluorite du footwall du bassin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,711096$) sont caractérisés par des signatures isotopiques similaires au second faciès de rubanement RB de remplissage des failles ;
- Les barytines localisées à l'interface socle/couverture sur le site des Airettes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710003$) peuvent être associées au dernier événement fluide dans les zones de faille.

Au sein même de la zone de Saint Martin du Bosc, une différence importante de concentration en strontium est notable entre les remplissages des zones de failles et les injections stratiformes, beaucoup plus faible dans ces dernières avec une teneur de 4500ppm. Les barytines de la zone des Airettes sont caractérisées par une valeur en strontium élevée autour de 29000ppm alors que les barytines d'Usclas du Bosc n'en possèdent que 19500 ppm. Enfin, les barytines de Font d'Arques ont la teneur en Sr la plus importante avec une valeur moyenne de 42225ppm alors que les fluorites contemporaines n'en possèdent que très peu, autour de 14ppm.

Enfin, les veines barytiques du barrage du Salagou ont des teneurs en strontium importantes, autour de 45000ppm pour un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,710386.

Pour conclure, les signatures isotopiques du strontium permettent d'établir des liens génétiques entre les différents épisodes de minéralisation dans les zones de faille et les autres dépôts minéralisés. Ceci signifie que les isotopes vont nous renseigner sur les sources potentielles des différents événement fluides dans le bassin.

5.2.2.3 Isotopie du soufre

Le tableau 2.165 résume l'ensemble des valeurs des rapports isotopiques du soufre sur les barytines et les chalcopyrites contemporaines des différents dépôts minéralisés du Bassin Permien de Lodève.

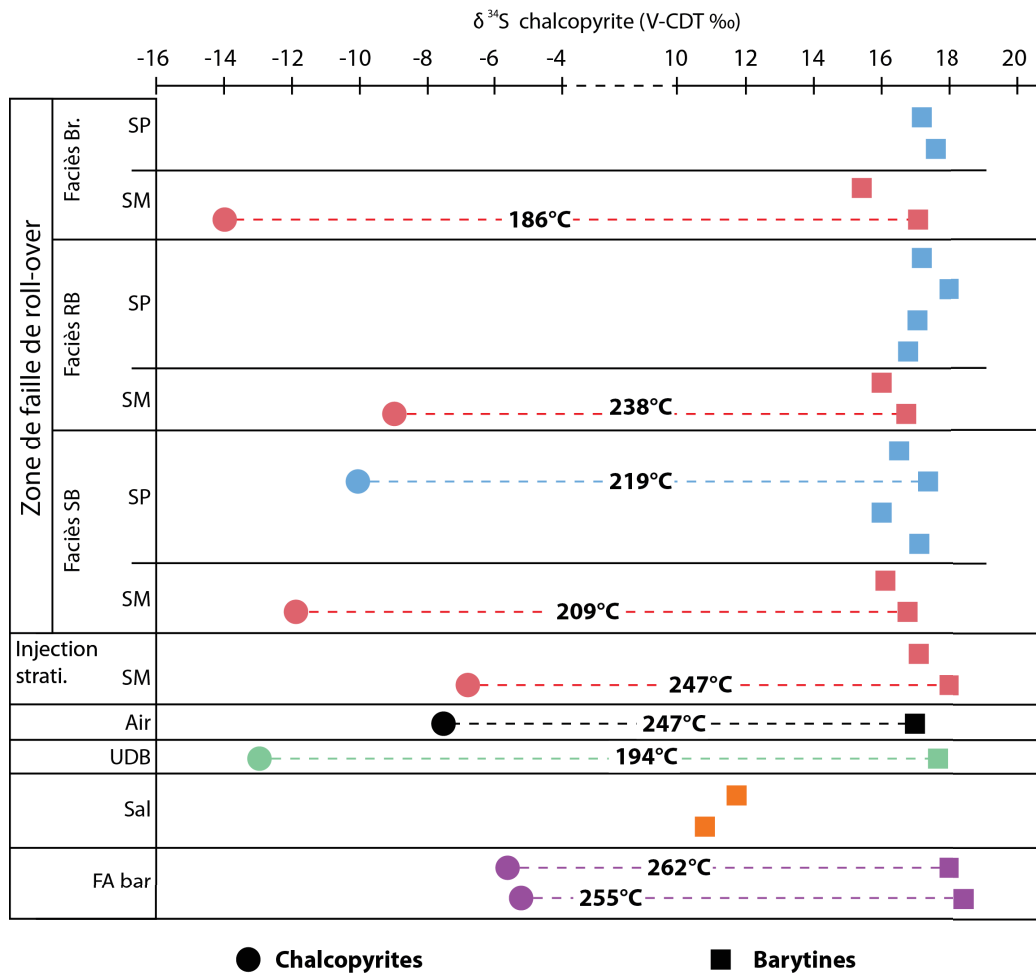


Fig. 2.165 – Résultats des analyses isotopiques du soufre sur les différents dépôts de barytines (erreur analytique de 0.2‰) et chalcopyrites (erreur analytique de 1‰) associées pour les minéralisations permiennes du bassin de Lodève. Les températures moyennes obtenues à partir des géothermomètres isotopiques du soufre sur la paire sulfure-sulfate sont indiquées. Nomenclature : SP - Saint Privat ; SM - Saint Martin du Bosc ; Air- les couloirs de brèches hydrauliques du site des Airettes ; UDB - les couloirs fracturés de la carrière d'Usclas du Bosc ; Sal - les fentes en tension du barrage du Salagou ; FA - les cisaillements interstrates de la carrière de Font d'Arques ; Br - faciès de brèche d'implosion ; RB - faciès de rubanement ; SB - faciès d'ouverture ; So - injection stratiforme (SM-So).

Il apparaît clairement que les isotopes du soufre sur barytine ne sont pas discriminants avec des valeurs qui ne varient que très peu d'un dépôt à l'autre, entre 15,6 et 18,4 ± 0.2‰ V-CDT.

Seules les veines de barytines du barrage du Salagou montrent des valeurs bien plus basses, entre 11 et 11,8 ± 0.2‰ V-CDT, indiquant donc une source probablement différente, voir un épisode de fluide complètement découplé des autres événements minéralisateurs de la Ride de Lodève et de Cabrières. De plus, il y a une couche couverture entre le Permien rouge du Saxonien et le Permien basal. Par conséquent, celui-ci ne sera pas développé dans le reste du

mémoire.

Les chalcopyrites associées aux barytines montrent quant à elles une variation en fonction des dépôts minéralisés. Deux intervalles sont identifiables :

- Les zones de faille montrent les valeurs de $\delta^{34}S$ les plus basses avec des valeurs entre -14,53 et -9,09‰ V-CDT ± 1 . Les chalcopyrites piégées dans les couloirs fracturés de la carrière d'Usclas du Bosc ont une signature isotopique du soufre dans le même ordre de grandeur avec une valeur de -12 ± 1 ‰ V-CDT ;
- Les valeurs sont plus grandes pour la zone des Airettes : -7 ± 1 ‰ V-CDT ; les injections stratiformes de Saint Martin du Bosc : -6 ± 1 ‰ V-CDT ; et surtout la carrière de Font d'Arques : -5 ± 1 ‰ V-CDT.

5.2.3 Signatures des Terres Rares sur les minéralisations à barytine-fluorite

Aux spectres des Terres Rares tels que nous les avons présenté pour les ankérites baroques en début de ce chapitre, nous ajouterons l'élément yttrium Y, qui sera placé entre les éléments Dy et Ho puisqu'il est considéré comme ayant un comportement similaire dans les fluides hydrothermaux (Bau et Dulski, 1995).

L'ensemble des spectres des REE-Y est normalisé sur les chondrites dans un souci de comparaison avec les données bibliographiques qui traitent des phases minérales de barytine et fluorite suivant cette normalisation.

5.2.3.1 Protocole d'échantillonnage

5.2.3.1.1 Les minéralisations à barytine-fluorite

L'échantillonnage des minéralisations comprend l'ensemble des zones étudiées précédemment dans le but de contraindre les liens génétiques ou au contraire des événements distincts entre les dépôts minéralisés.

Les abréviations utilisées seront les mêmes que pour la géochimie isotopique à savoir : SP pour les filons de Saint Privat et SM pour ceux de Saint Martin du Bosc pour les faciès Br (de brèche d'implosion)/RB (de rubanement) /SB (d'ouverture en gerbe), SM-So pour les injections stratiformes de Saint Martin du Bosc, Air pour le site des Airettes, Vil-Ba et -F pour les barytines et la fluorite de la carrière de Font d'Arques respectivement, UDB pour la carrière d'Usclas du bosc et enfin PC pour le Puech Cartès.

Deux échantillons de fluorites de la carrière de Font d'Arques dans la zone de *footwall* du bassin ont été analysés à l'ICPMS quadripolaire liquide pour définir le spectre des Terres Rares. Un échantillon a été prélevé au sein d'une géode alors que l'autre provient d'une veine minéralisée par la barytine.

5.2.3.1.2 Les sédiments de remplissage du bassin



Fig. 2.166 – Position de l'échantillonnage sur la Ride de Lodève des sédiments pré-rift autuniens (Autu), des cinérites (chiffre romain) et des sédiments du socle (infracamb et camb) pour l'analyse des Terres Rares et Yttrium.

Nous avons échantillonné les formations pré-rift autuniennes (blackshales et grès de base), les niveaux de cinérites autuniennes et les sédiments du socle cambrien et infra-cambrien (dolomie et schistes) (voir les positions d'échantillonnage sur la carte 2.166) dans le but de faire un traçage des sources potentielles des fluides minéralisateurs avec les dépôts minéralisés eux mêmes. Aucun prélèvement n'a été fait sur les sédiments du Permien supérieur (Saxono-Thuringien) qui sont trop hauts dans la pile sédimentaire par rapport aux cibles comme l'a montré la modélisation thermique (Chapitre II-2).

Afin de limiter au mieux les effets d'une contamination des sédiments par les fluides minéralisateurs, l'échantillonnage s'est concentré dans des zones où les témoins de circulation de fluide sont absents. Pour chaque formation, l'échantillonnage a été effectué à différents niveaux stratigraphiques. Les mesures des REE-Y ont été faites par ICPMS quadripolaire sur roche totale dissoute (voir annexe A pour le descriptif du protocole).

La description minéralogique des différentes roches est détaillée en annexe C.

a. Les sédiments du socle :

Les calcschistes ont été prélevés dans des formations à la base des formations cambriennes (Camb-1), les dolomies massives sus-jacentes à l'extérieur de la carrière d'Usclas du Bosc (Camb-2), les niveaux de calcschistes intermédiaires (équivalents de ceux décrits dans la mine du Puech Cartès) (Camb-3 et Camb-4) et enfin des dolomies à lamines schisteuses (Camb-5) (correspondantes au même niveau stratigraphique que l'encaissant des mines de Saint Martin du Bosc).

Deux faciès n'ont pas encore été étudiés dans ce manuscrit, ils correspondent aux formations infra-cambriennes. Deux échantillonnages ont été prélevés dans les niveaux de flyshs turbiditiques au niveau du tunnel de la vierge à la sortie de l'autoroute A75 en direction de Lodève (voir annexe C). Cet affleurement consiste en une alternance de schistes épi-métamorphiques (échantillon Infracamb-1) alternant avec des niveaux de grès fins très indurés à ride de courant (échantillons Infracamb-2).

b. Les sédiments autuniens pré-rift :

6 échantillons des formations fluviolacustres de l'Autunien pré-rift ont été sélectionnés au sein des différents horizons stratigraphiques : blackshales et grès de la Formation d'Usclas-St Privat (Autu-1, -2 et -3), argilites noires et rouges de la Formation de Loiras (Autu-4) et argilites rouges et grès de la Formation du Viala (Autu-5 et -6) (Fig.2.167).

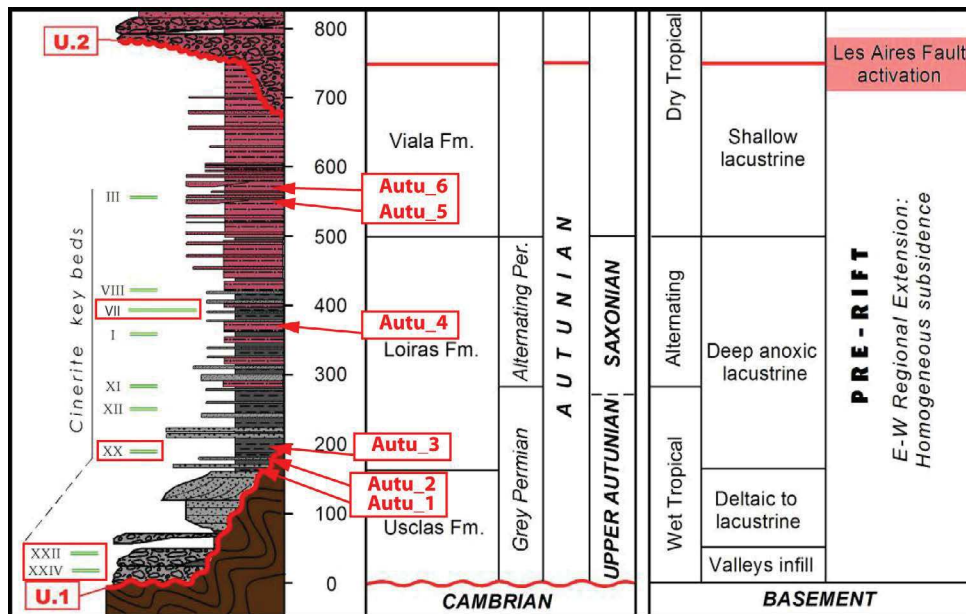


Fig. 2.167 – Log sédimentologique de la série autunienne pré-rift (Lopez et al., 2008) montrant les principaux niveaux de cinérites associés (Odin, 1986). La position de l'échantillonnage des sédiments autuniens (Autu-) ainsi que les cinérites (carré rouge sur les lettres romaines) est indiquée.

c. Les niveaux de cinérites :

Au fur et à mesure de l'identification des couches de cinérite dans le bassin, la COGEMA a

numéroté en chiffres romains les différents niveaux (Fig.2.167). Le choix des niveaux échantillonnés repose sur leur épaisseur importante et leur distribution au sein des pélites/blackshales permien : (i) la cinérite VII entre le permien rouge et gris, (ii) la cinérite XX reposant sur les conglomérats de base autuniens, (iii) la cinérite XXII au sein des argilites autuniennes et (iv) la cinérite XXIV dans les conglomérats de base permien.

De manière générale, les cinérites sont constituées d'une fraction sédimentaire et d'une fraction pyroclastique (voir annexe C). La fraction sédimentaire consiste en un matériel quartzofeldspathique. La fraction pyroclastique est elle constituée d'amas et d'échardes d'albite, de quartz et des sanidines altérées en feldspaths potassiques pour les cinérites VII et XXII.

Elles sont souvent affectées par des microfissures remplies par du quartz, feldspaths potassiques, pyrite et dolomite ferrifère.

5.2.3.2 Résultats analytiques des Terres rares

Tous les résultats des mesures des Terres Rares obtenues sur barytines et fluorites sont présentés en Annexe B.

5.2.3.2.1 Les barytines permiennes syn-rift

Les résultats de l'analyse des Terres Rares sur les barytines sont donnés sous la forme d'un spectre des teneurs normalisées sur les valeurs de chondrites en échelle logarithmique pour faciliter la lecture (Fig.2.168).

La teneur totale en Terres Rares est assez élevée et globalement similaire entre les différentes barytines permiennes du Bassin de Lodève avec une valeur moyenne de 504 ppm en excluant les valeurs très basses en dessous de 10ppm qui reflètent probablement des erreurs de mesures.

Les spectres des Terres Rares pour l'ensemble des barytines sont très similaires même si les ordres de grandeur peuvent être différents d'une zone à l'autre.

Ils sont caractérisés par des fortes teneurs en LREE par rapport aux MREE et HREE et une pente globalement négative. Ceci s'explique par la complexation plus importante des LREE dans le réseau cristallin de la barytine par processus de substitution (Guichard *et al.*, 1979). Le fractionnement entre les Terres Rares légères et lourdes est donc important avec des rapports $La_{(n)}/Lu_{(n)}$ qui varient entre 4,41 et 27,18 pour une moyenne de 9,96.

Les MREE, à l'exception de l'yttrium, ont des valeurs très basses ainsi qu'une pente assez plate alors que les HREE ont une pente positive.

Trois anomalies importantes sont identifiables dans l'ensemble des spectres :

— Anomalie négative en cérium entre 0,18 et 0,41 ($Ce/Ce^* = Ce_{(n)}/(La_{(n)}Pr_{(n)})^{0.5}$);

- Anomalie positive en europium ($Eu/Eu^* = Eu_{(n)} / (Sm_{(n)}Gd_{(n)})^{0.5}$) très importante. La valeur de l'anomalie en europium n'a pas été calculée car les très fortes teneurs que l'on observe, ainsi que celle du gadolinium, sont le résultat d'une interférence polyatomique lors de l'analyse due à la complexation d'un oxyde de baryum (par exemple, $^{151}Eu \Rightarrow ^{135}Ba \ ^{16}O$ - Dulski, 1994) ;
- Anomalie positive en yttrium bien marquée, les éléments voisins que sont les dysprosium et l'holmium étant dans la plupart des analyses en dessous de la limite de détection.

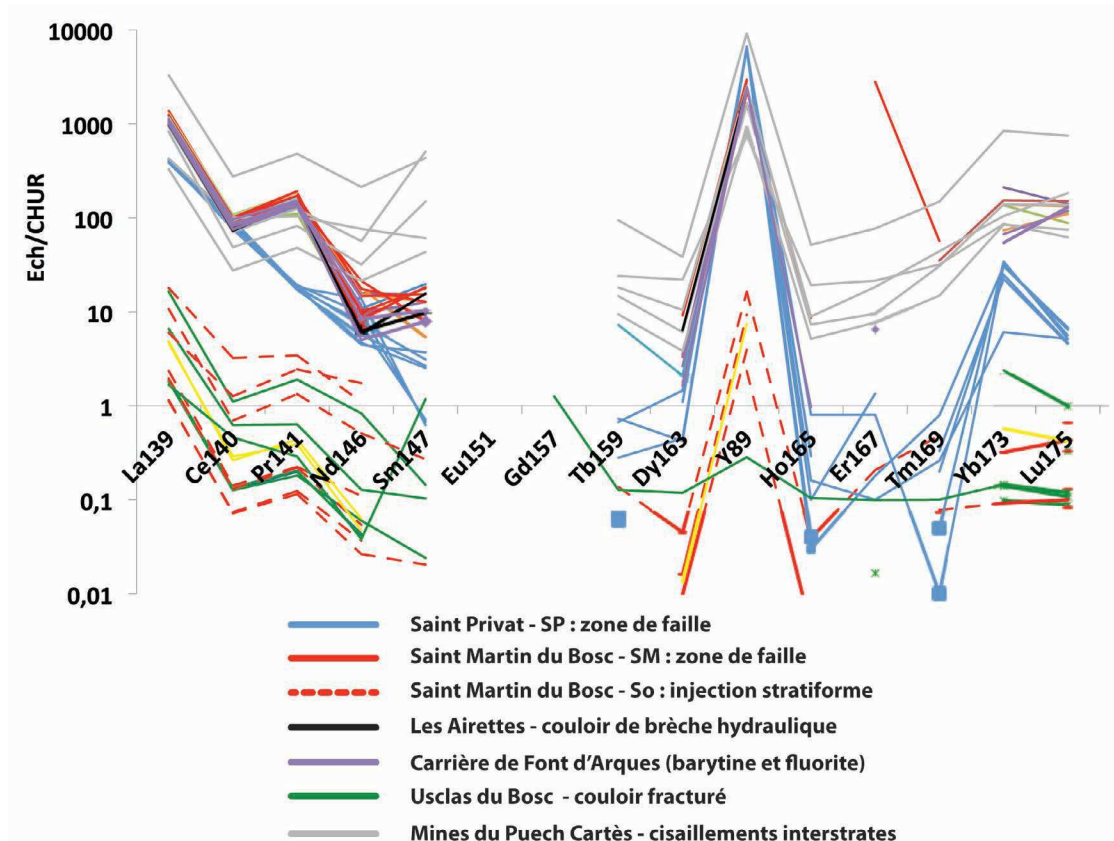


Fig. 2.168 – Spectres des Terres Rares-Y normalisés sur les chondrites pour les barytines des différents dépôts minéralisés du Bassin de Lodève.

5.2.3.2.2 Les fluorites

Les deux échantillons de fluorite de la carrière de Font d'Arques ont des teneurs totales en REE très faible, entre 2,72 et 9,17 ppm.

L'allure générale des deux spectres normalisés aux chondrites est identique et se caractérise par une géométrie en cloche (Fig.2.169). On observe une pente positive forte dans le cas des LREE, un plateau pour les REE et enfin une pente décroissante des HREE.

Le fractionnement entre les LREE et HREE est faible, pour des rapports $La_{(n)}/Lu_{(n)}$ de 0,19 et 0,46.

Enfin, trois anomalies sont notables dans la signature des REE-Y des fluorites :

- Une faible anomalie négative en cérium Ce/Ce^* entre 0,75 et 0,8 ;
- Une légère anomalie négative en europium Eu/Eu^* entre 0,86 et 0,89 ;
- La même anomalie positive importante en yttrium que dans les barytines précédentes, entre 45,16 et 51,25 .

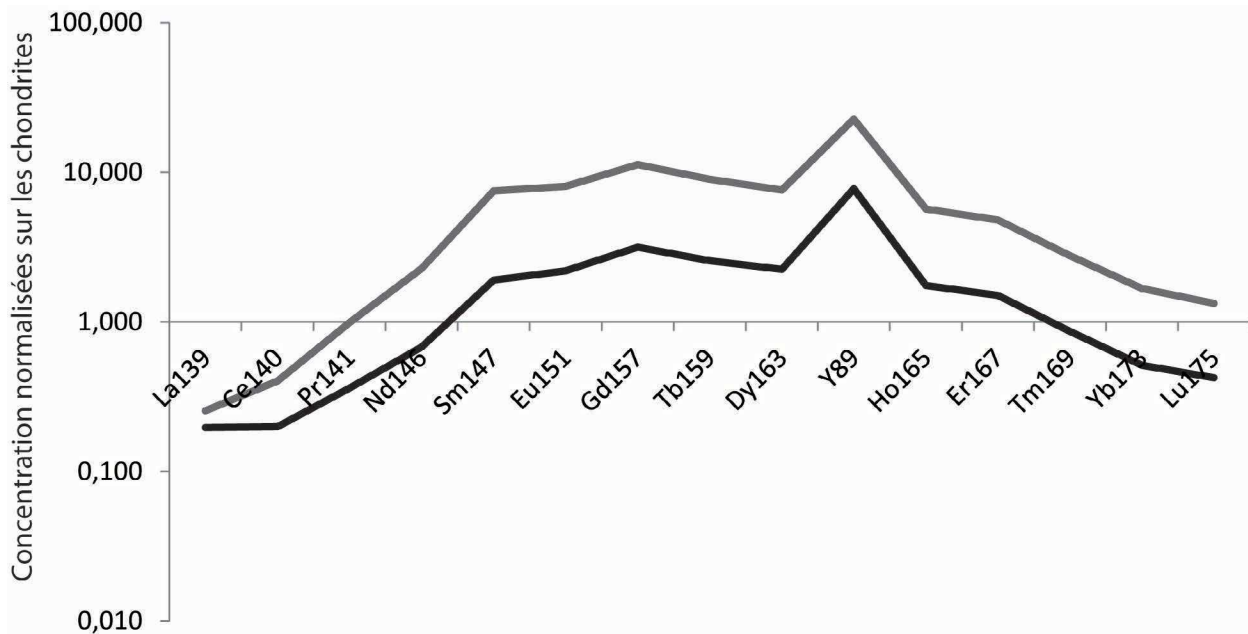


Fig. 2.169 — Spectres des Terres Rares-Y normalisés sur les chondrites de deux échantillons de fluorites de la carrière de Font d'Arques.

5.2.3.2.3 Les sédiments de remplissage du bassin

a. Les signatures de Terres Rares :

De la même manière que pour les minéralisations, les données de concentration en Terres Rares sur les sédiments de remplissage du bassin sont présentées en Annexe B.

La teneur totale en REE varie beaucoup entre les roches du socle infra-cambrien et cambrien avec des valeurs variant entre 3,4 ppm pour les dolomites et 161,6 ppm pour les niveaux de grès. Les concentrations totales dans les roches argilo-gréseuses autuniennes varient entre 113,5 et 168,8 ppm pour les argilites et 64,82ppm pour les grès. Pour les cinérites, on note une variation des teneurs totales en fonction de l'intervalle stratigraphique dans lequel elles se trouvent avec des valeurs entre 131,3 et 168,5 ppm pour les cinérites proches de la discordance permienne, de 85,5 ppm pour la cinérite XX dans des niveaux autuniens intermédiaires et 83,6ppm pour celle qui est plus haute dans la série sédimentaire.

Les spectres normalisés sur les chondrites de l'ensemble des sédiments prélevés sont similaires avec une pente négative des LREE et un plateau pour les MREE et HREE. On note une anomalie négative en europium Eu/Eu^* entre 0,48 et 0,88. L'allure de ces spectres est typique des roches sédimentaires (McLennan, 1989).

Le fractionnement des LREE par rapport au HREE est assez important avec des rapports $La_{(n)}/Lu_{(n)}$ entre 2,89 et 10,28 pour les sédiments du socle, entre 2 et 26,17 pour les sédiments permieniens et entre 5,33 et 26,6 pour les cinérites.

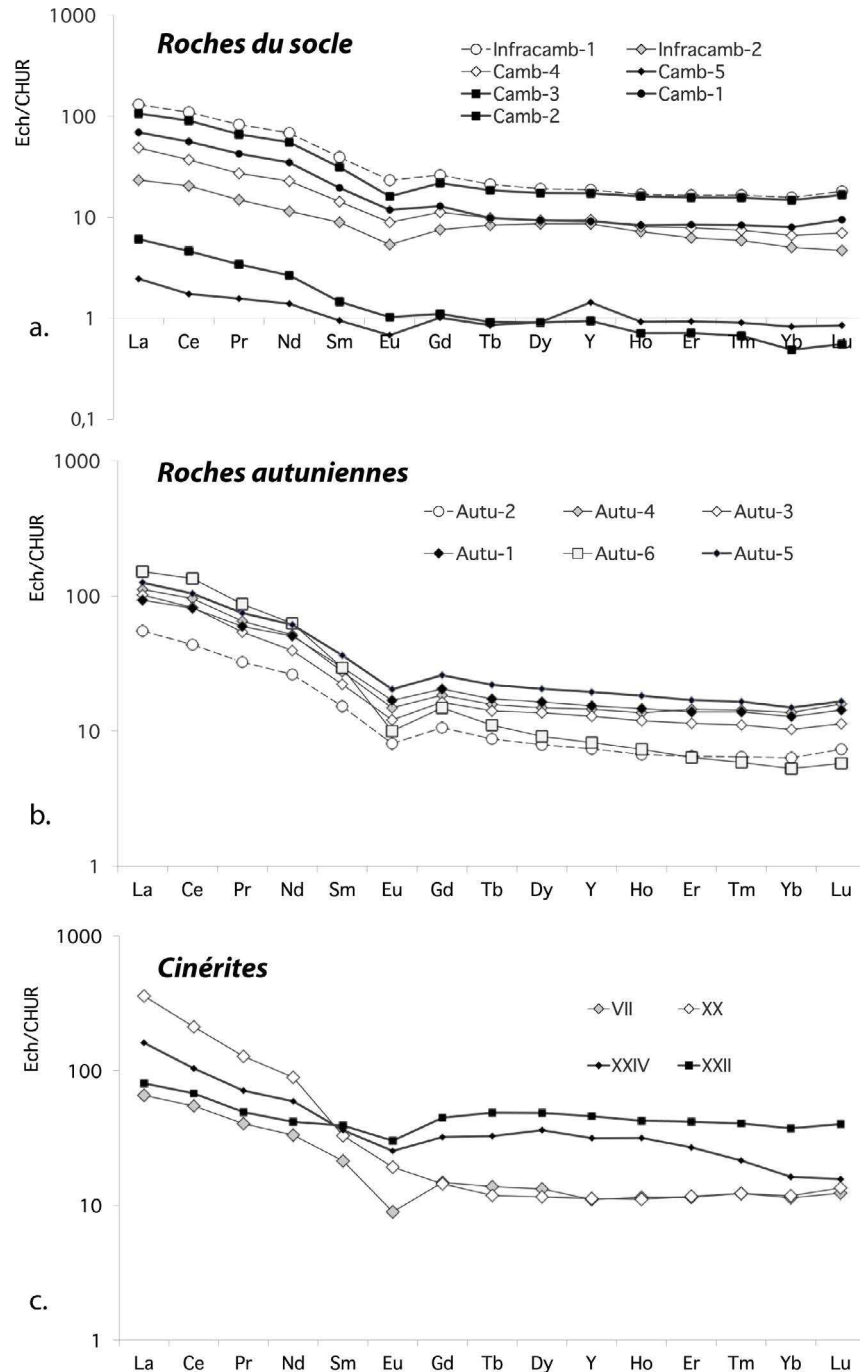


Fig. 2.170 – Spectres de Terres Rares et Yttrium normalisés sur les chondrites pour les sédiments du socle (a), les sédiments pré-rift autuniens (b) et cinérites permieniens (c).

Enfin, on n'observe aucune anomalie pour les éléments cerium ou yttrium à l'exception de l'échantillon camb-5 qui montre une anomalie positive Y/Y^* de 1,55.

b. La distribution des teneurs en éléments traces :

Les minéralisations étant riches en baryum et strontium nous avons également analysé ces éléments dans les sédiments de remplissage du bassin (Fig.2.171). Les teneurs absolues en Y sont aussi reportées afin de corrélérer la forte anomalie positive de cet élément des dépôts minéralisés avec les possibles sources sédimentaires.

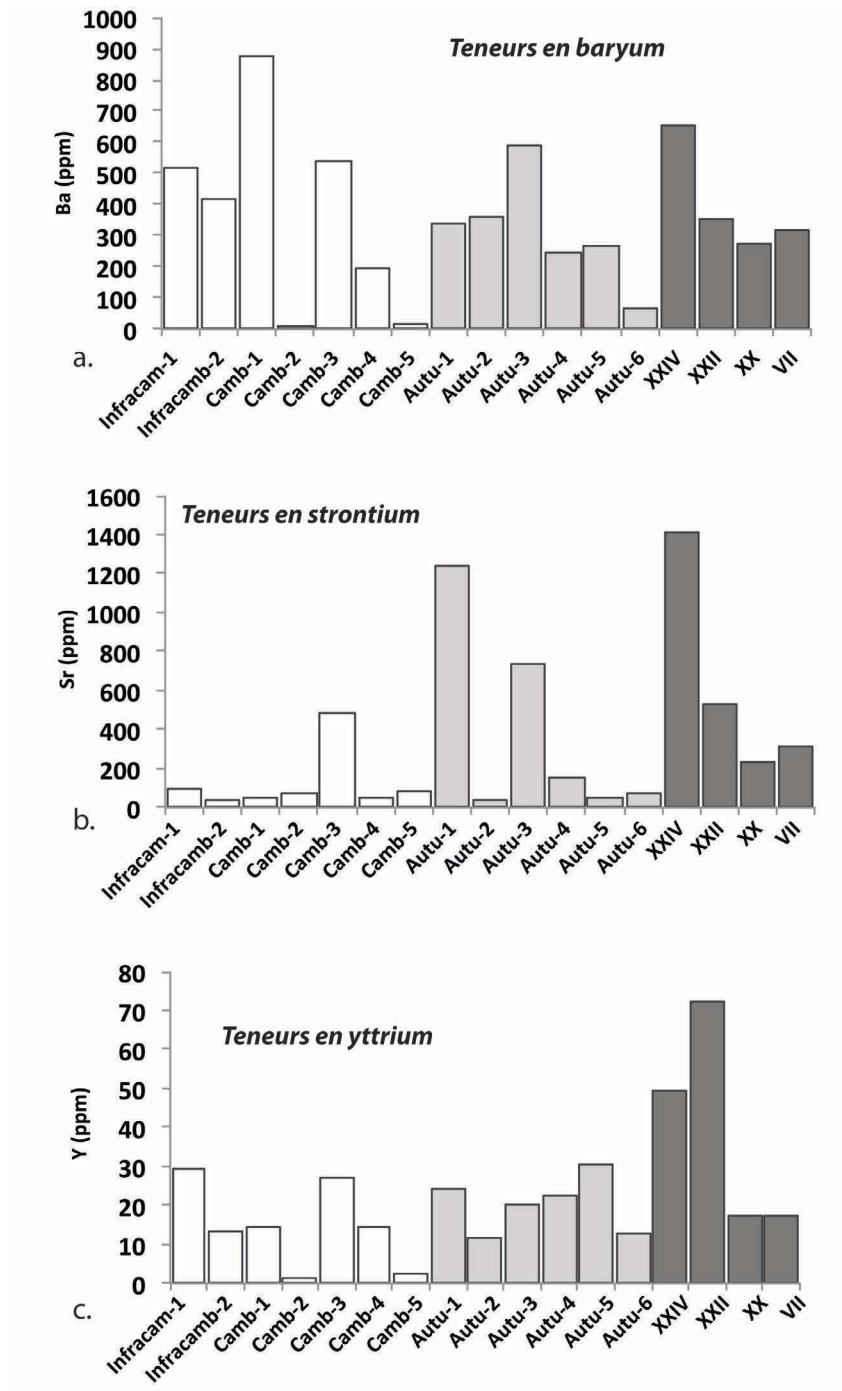


Fig. 2.171 – Distribution des teneurs en baryum (a), en strontium (b) et en yttrium (c) dans le socle infra-cambrien et cambrien (en blanc), les séries argilo-gréseuses autuniennes (en gris) et les cinérites permianes (en noir).

Les roches du socle, les dolomies massives à la base du Cambrien (Camb-1) et les schistes grésodolomitiques (Camb-3) montrent des teneurs significatives en Ba ainsi qu'en Sr et en Y pour Camb-3. Les grès infra-cambriens sont également riches en Ba et Y.

Au sein des séries argilo-gréseuses autuniennes, les blackshales (Autu-1 et Autu-3) ont des fortes teneurs en baryum et strontium. Les grès de base permien montrent quant à eux une forte valeur en Yttrium.

Parmi les quatre niveaux de cinérites, les deux cinérites de bases, les plus épaisses, sont celles qui sont caractérisées par les plus fortes concentrations en baryum, strontium et yttrium. La cinérite VII possède également des teneurs importantes en baryum et strontium. Ces fortes concentrations correspondent minéralogiquement à la présence de feldspaths de type sanidine dans la cinérite VII et XXII.

Contexte structural	Contexte sédimentaire	Minéral	Faciès textural	Fabrique des IF	Te (°C)	Tmfg (°C)	Th (°C)	Salinité (wt%eq. NaCl)
Zone de roll-over - Ride de Lodève								
Couloirs fracturés N20 et paléo-karsts connectés	Dolomie cambrienne et conglomérats de base autuniens	Barytine	Fibreuse	Primaire (Rv ~10%)	-27,8 à -19	-9 à -4	135 à 186	9,19
			En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-32 à -23	-15 à -5	168 à 237	13,95
		Ankérite baroque	Drusique	Primaire (Rv ~30%)	-23 à 21.6	-16 à 12	75 à 91	16.79
		Calcite	Veine cisailante	Primaire (Rv ~20%)			90 à 140	
Faille de roll-over N90	Blaviérite cambrienne et blasckshales autuniens	Barytine	Faciès Br	Primaire (Rv ~20%)	-35 à -26.7	-9.9 à -1	120 à 178	9.32
		/	Faciès RB	Primaire (Rv ~20%)		-14.1 à -3.4	100 à 136	17.92
		/	Faciès SB	Primaire (Rv ~10%)		-17.7 à -10.1	113 à 156	14.01
	Dolomie cambrienne	/	Faciès Br	Primaire (Rv ~20%)	-27 à -21	-13.4 à -6	151 à 222	10.33
		/	Faciès RB	Primaire (Rv ~20%)	-25 à -21	-10.9 à -3	112 à 159	9.57
		/	Faciès SB	Primaire (Rv ~20%)	-27 à -21	-10.2 à -3	136 à 170	11.08
Cisaillement interstrate	Interface dolomie/ calcschsite	Barytine	Fibreuse	Primaire (Rv ~10%)	-27 à -23.8	-7.2 à -3	109 à 162	7.65
		/	En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-24 à -21	-7.8 à -1	145 à 183	7.88
	Dolomie cambrienne	Barytine	En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-24 à -21	-15 à -5.8	201 à 256	15.94
Interface socle/couverture	Discordance permienne	Barytine	En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-33 à -19	-19 à -11	182 à 249	15,57
Événement post-cristallisation		Barytine		Secondaire (Rv~50%)	-44 à -21	-8.3 à 0	263 à 336	3,28
Footwall de la faille bordière - Ride de Cabrières								
Cisaillement interstrate	Dolomie dévonienne	Barytine	Fibreuse	Primaire (Rv~10%)	-56 à -44	-25 à -18	115 à 175	21,34
		/	En gerbe	Primaire (Rv~30%)	-57 à -42	-25 à -16	223 à 278	20,73
		Fluorine	Automorphe	Primaire (Rv~30%)	-75 à -47	-27 à -12	188 à 280	21,15

TABLE 2.6 – Tableau synthétique des mesures de microthermométrie sur inclusion fluide primaires piégées dans les minéralisations syn-rift permienes du Bassin de Lodève.

5.2.4 Synthèse et enseignements : filiation et sources potentielles des fluides syn-rifts

5.2.4.1 Synthèse des caractéristiques thermiques des fluides minéralisateurs permiens dans le bassin

5.2.4.1.1 Conditions thermodynamiques des fluides à l'échelle du bassin - Première approximation de la nature des fluides minéralisateurs

Les systèmes hydrothermaux au sens large sont communs dans les environnements métamorphiques, magmatiques, de bassins sédimentaires, marins et météoriques, c'est à dire dans des milieux où l'eau est abondante et susceptible d'être acheminée via des processus tels que les gradients thermiques et de pression. Bien que ces environnements puissent être décrits séparément, les systèmes Mississippi Valley-Type sont souvent situés dans des zones de transferts entre de multiples sources. La composition des fluides en eau, sels (NaCl , KCl , CaCl_2 , MgCl_2) et gaz (CO_2 , N_2 , CH_4) sera alors fonction de leur source.

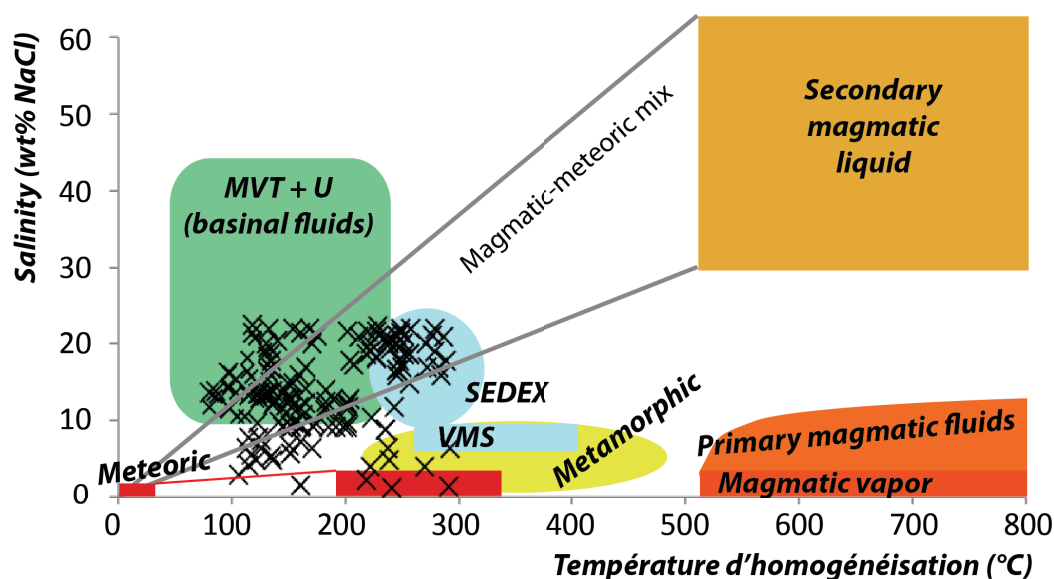


Fig. 2.172 – Synthèse des résultats de températures d'homogénéisation en fonction des salinités des inclusions fluides sur les minéralisations à barytine et fluorite permiennes de Lodève. Les grands domaines de fluides intervenant potentiellement dans la dynamique des bassins sédimentaires sont reportés d'après Beane (1983).

Nous avons synthétisé les résultats microthermométriques dans la table 2.6. Dans le but de définir les sources potentielles de fluides dans les environnements de bassin, Beane (1983) a réalisé une synthèse bibliographique de la distribution des salinités en fonction des températures de piégeage sur inclusion fluide (Fig.2.172) - Beane, 1983).

Au sein de ce graphique, les données microthermométriques mesurées pour les inclusions primaires des minéralisations permiennes sont comprises pour la grande majorité dans le champs MVT (Leach et Sangster, 1993; Leach *et al.*, 2010) avec des gammes de températures

entre 80 et 250°C et des salinités entre 10 et 30wt%eq.NaCl, mais aussi dans le champ SEDEX définit entre 200 et 400°C et des salinités entre 5 et 20wt% NaCl (Fig.2.6 et Fig.2.172). Le fait que les minéralisations soient préférentiellement contenues dans des carbonates ayant subi des processus de dissolution importante, et l'absence d'activité volcanique au Permien supérieur, indique que le modèle MVT est le plus adapté (Leach et Sangster, 1993; Leach *et al.*, 2010). Les valeurs de températures importantes peuvent être attribuées à un modèle dérivé des systèmes MVT qu'est l'Irish-type (par exemple, Hitzman et Beaty, 1996 - voir chapitre I-1.3).

5.2.4.1.2 Les dépôts minéralisés du Bassin de Lodève dans le contexte des gisements à barytine-fluorite du Massif Central français

Dans le but de replacer les dépôts à barytine-fluorite du Bassin Permien de Lodève à l'échelle du Massif Central français (Fig.2.173), le domaine des mesures de microthermométrie sur inclusions fluides primaires est reporté sur un diagramme exprimant les synthèses des températures d'homogénéisation en fonction des salinités des autres gisements de même nature dans le Massif Central français (encadré rouge sur la Fig.2.174 - Lhégu et Touray, 1980).

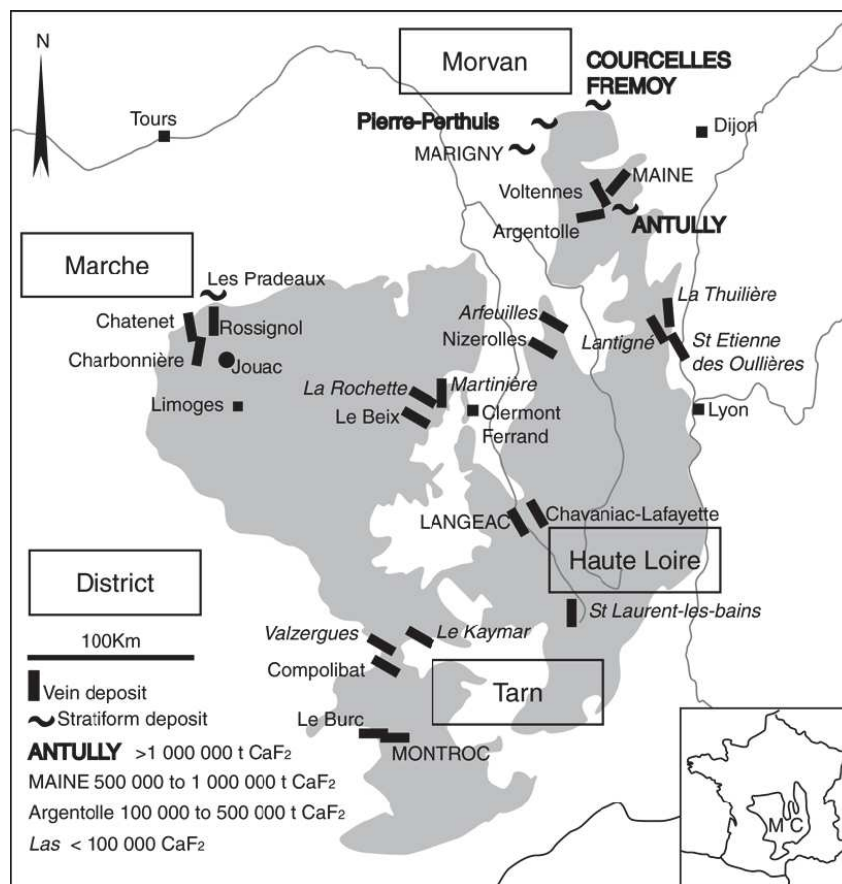


Fig. 2.173 – Carte des gisements de fluorine à l'échelle du Massif Central français (Carte tirée de Sizaret, 2002, d'après Lhégu et Touray, 1980).

On observe que les barytines de la zone de *roll-over* du bassin ont des caractéristiques thermodynamiques similaires à celles des gisements à fluorites bleues à sidérite (âge carbonifère supérieur à permien - Deloule et Bourrat, 1982 ; Lhégu *et al.*, 1982), dont les filons sont seulement répertoriés dans l'Albigeois et la Montagne Noire, et à Barytine-fluorites jaunes (âges liasique - Sizaret, 2002) dans les gisements au sud (Montroc, Le Burc, Trébas) et au nord (Rossignol, Charbonnière, Chavaniac, Le Beix) du Massif Central.

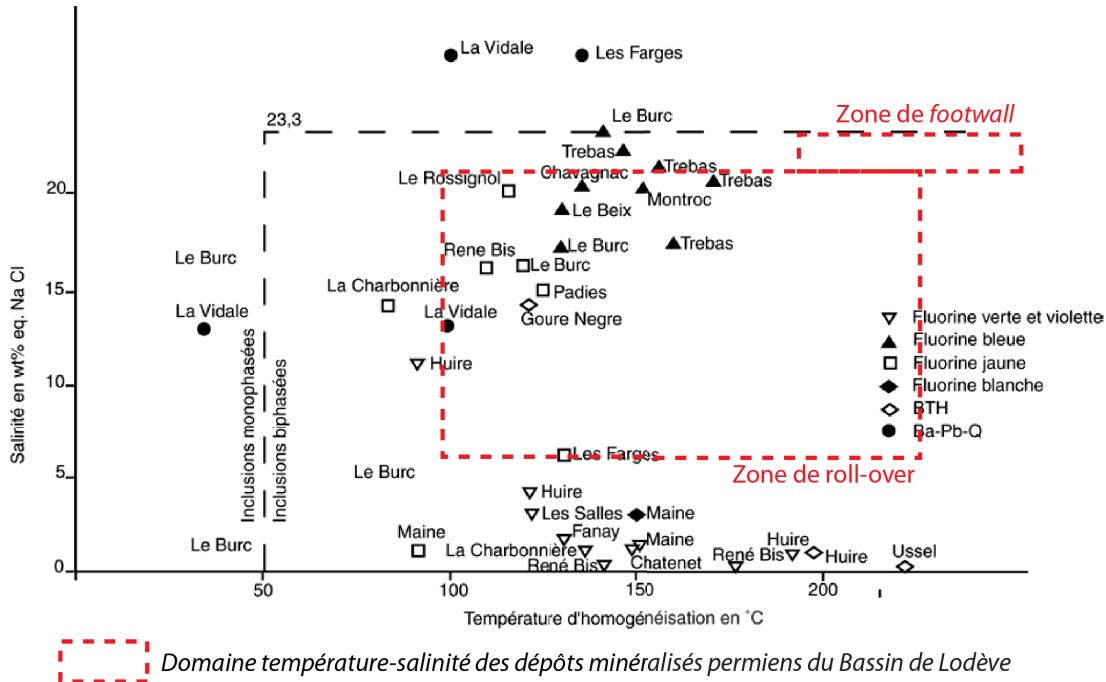


Fig. 2.174 – Données des salinités en fonction des températures (microthermométrie + microcryométrie) sur les inclusions fluides des fluorines et des quartz des filons du socle du Massif Central français (Lhégu *et al.*, 1982).

Les minéralisations à barytine-fluorites de la zone de *footwall* ne sont concordantes avec aucun des gisements de nature similaire à l'échelle régionale. Les températures sont en effet bien supérieures à l'ensemble des gisements.

5.2.4.1.3 Synthèse sur les conditions thermodynamiques des fluides à l'échelle des différents dépôts minéralisés

Les conclusions à l'étude des conditions de températures et de pressions de piégeage des différents dépôts minéralisés du chapitre II-3 et II-4 (voir Fig.2.6) sont les suivantes :

- les conditions de température de piégeage sont globalement similaires pour la plupart des dépôts de barytines de la zone de *roll-over*, entre 186 et 247°C et correspondent à un enfouissement de la zone de piège minéral d'environ 2000m, en accord avec l'enfouissement au cours du syn-rift permien (Lopez (1992) et cette étude) ;

- Le site des Airettes sur la partie Nord de la zone de *roll-over* ainsi que les minéralisations à barytine-fluorite dans le *footwall* ont des températures de piégeage bien supérieures aux conditions P/T d'enfouissement pendant le syn-rift permien. Ceci suggère une origine plus profonde de la solution minéralisatrice ;
- Les minéralisations en contact avec la couverture permienne (Usclas du Bosc, Les Airettes, Saint Privat, Saint Martin du Bosc) résultent du mélange de deux fluides : (i) une eau de formation piégée dans les séries permienues autour de 100°C à faible salinité et chargée de soufre réduit ou en ions sulfates (dissolution d'évaporite présentes dans la pile autunienne? - Kesler *et al.*, 1995 ; Chi et Savard, 1997) ; (ii) un fluide plus chaud de salinité plus élevée porteur du baryum et des métaux prélevés préalablement dans les séries du substratum enfoui (Jébrak et Marcoux, 2008) ;
- Le mécanisme de minéralisations ainsi que la source des fluides dans la zone de *foot-wall* est différent de celui décrit dans la zone de *roll-over*. En effet, la précipitation des barytines et fluorites résulterait d'un processus d'immiscibilité entre des fluides $H_2O - NaCl - CaCl_2$ d'une part et des gaz composés de CO_2 et de CH_4 .

D'une manière globale, les questions en suspens résident dans la source des fluides minéralisateurs, aussi bien dans la zone de *roll-over* que dans le *footwall*, ainsi que dans l'identification des mécanismes géochimiques de précipitations (conditions RedOx, mélange de fluides, immiscibilité, température, pression, salinité...).

5.2.4.2 Discussion sur les sources potentielles de fluides minéralisateurs

5.2.4.2.1 Les barytines de la zone de *roll-over*

La formation des dépôts de barytine peut être le résultat de différents modèles (Uchameys *et al.*, 1966) :

- Une solution riche en Ba^{2+} qui interagit avec des couches sédimentaires chargées en ions sulfates ;
- Une solution riche en SO_4^{2-} qui interagit avec des couches riches en baryum ;
- Une solution riche en Ba^{2+} et SO_4^{2-} qui précipite en raison d'un changement de facteurs contrôlant la solubilité du baryum ;
- Mélange entre deux fluides, l'un riche en Ba^{2+} et l'autre en SO_4^{2-} ;
- Une solution contenant Ba^{2+} et H_2S/S^{2-} qui subi une réaction d'oxydation.

A partir de l'interprétation des données de géochimie isotopique et des Terres Rares sur minéralisations et des séries sédimentaires potentiellement sources, nous allons dans les paragraphes suivants tenter de contraindre ce modèle dans le cas du bassin permien de Lodève.

a. La source des sulfates - Discussion sur les isotopes du soufre :

La composition isotopique du soufre dans les barytines est similaire à celle des fluides de formation à 0,4‰ près (Kusakabe et Robinson, 1977) et rend compte de la forme réduite ou oxydée ainsi que de l'origine du soufre.

- Rapport SO_4/H_2S et composition isotopique totale en soufre :

Les fractions molaires des formes oxydée SO_4^{2-} et réduite (H_2S) ainsi que la valeur isotopique du soufre totale peuvent être approchées par la méthode de régression linéaire sur un graphique $\delta^{34}S$ (V-CDT‰) exprimé en fonction de $\delta_{barytine}^{34} - \delta_{chalcopyrite}^{34}$ (Field et Gustafson, 1976 ; Kusakabe *et al.*, 1984).

Cette méthode est seulement applicable si l'on considère que la composition isotopique totale en soufre ne change pas au cours du temps par une quelconque source externe et que les fractions molaires en SO_4 et H_2S sont constantes c'est à dire issues d'un réservoir infini (Field et Gustafson, 1976).

Les fractions molaires sont alors définies ainsi (Ohmoto, 1972) :

$$X(SO_4^{2-}) + X(H_2S) = 1 \quad (5.3)$$

En raison d'un équilibre isotopique du soufre lors de la précipitation de la paire sulfate-sulfure, le point de convergence entre la régression linéaire des sulfates et celles des sulfures est proche de la valeur isotopique totale alors que les pentes quantifient les fraction molaires en SO_4^{2-} et H_2S . Une régression linéaire est définie par l'équation $y = ax+b$, avec y et x les valeurs de $\delta^{34}S$ et $\delta_{barytine}^{34} - \delta_{chalcopyrite}^{34}$ respectivement, a la pente et b l'ordonnée à l'origine c'est à dire la somme isotopique totale en soufre.

Nous avons donc construit ce graphique avec l'ensemble des données mesurées sur les minéralisations syn-rift du bassin permien de Lodève (voir figure 2.165 pour les données et Fig.2.175). La ligne supérieure correspond à la tendance isotopique des barytines alors que la ligne inférieure rend compte de celle des chalcopyrites.

De cette manière, la ligne supérieure définit la fraction molaire sous forme oxydée SO_4 :

$$X(SO_4^{2-}) = 1 - a_1 = 1 - 0,0987 = 0,9 \quad (5.4)$$

Et la ligne inférieure, sous forme réduite H_2S :

$$X(H_2S) = 1 + a_2 = 1 + (-0,924) = 0,08 \quad (5.5)$$

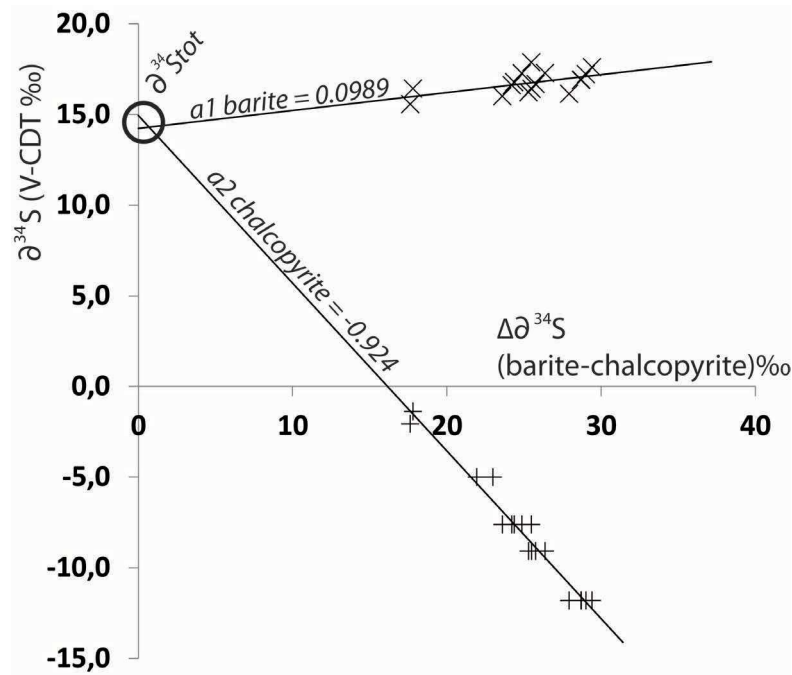


Fig. 2.175 – Graphique exprimant les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ des barytines et celles des chalcopyrites synchrones en fonction du $\Delta\delta^{34}\text{S}$ sur les minéralisations syn-rift permienne. Le point de convergence et les pentes des régressions linéaires donnent une approximation sur la composition isotopique totale en soufre et sur la fraction molaire $X(\text{SO}_4^{2-})$ et $X(\text{H}_2\text{S})$ respectivement.

La forme oxydée est donc majoritaire lors de la précipitation des minéralisations à barytines-chalcopyrites qui suggère un milieu oxydant dominant. La formation des chalcopyrites ne serait alors que le résultat de la consommation totale des ions sulfates en solution baissant le potentiel d'oxydo-réduction. Enfin, la somme totale isotopique du soufre dans le système est située entre 14,2 et 15‰ V-CDT. Cette valeur est proche de celle des sulfures biogéniques présent dans les phases d'ankérite baroque précédant les barytines et liées à la réduction bactérienne au sein des blackshales.

- Source du soufre :

Les rapports $\delta^{34}\text{S}$ des barytines étant identiques pour l'ensemble des dépôts à l'échelle du bassin, on affirme que la source du soufre est la même dans l'espace et dans le temps à l'échelle du bassin. Les différentes sources potentielles susceptibles de fournir le soufre réduit ou sulfaté nécessaire à la précipitation de barytines dans un contexte de bassins sédimentaires sont résumées sur la figure 2.176 (Heyl *et al.*, 1974) sur lequel sont reportées les valeurs obtenues pour les barytines en rouge, les chalcopyrites synchrones en bleu ainsi que la composition isotopique totale calculée à partir de l'équilibre isotopique de la paire barytine-chalcopyrite en vert.

Tout d'abord, il est utile de préciser que la différence des $\delta^{34}\text{S}$ entre les barytines et les chalcopyrites ne signifie pas que la source du soufre est différente mais est liée au fractionnement isotopique de la paire sulfate-sulfure qui entraîne un enrichissement en ^{34}S dans les sulfates

(Ohmoto et Rye, 1979). Dans ce cas, il apparaît plus judicieux d'interpréter la composition isotopique totale en soufre entre 14 et 15‰ V-CDT calculée à partir de la figure 2.175 pour définir la source potentielle du soufre dans le système.

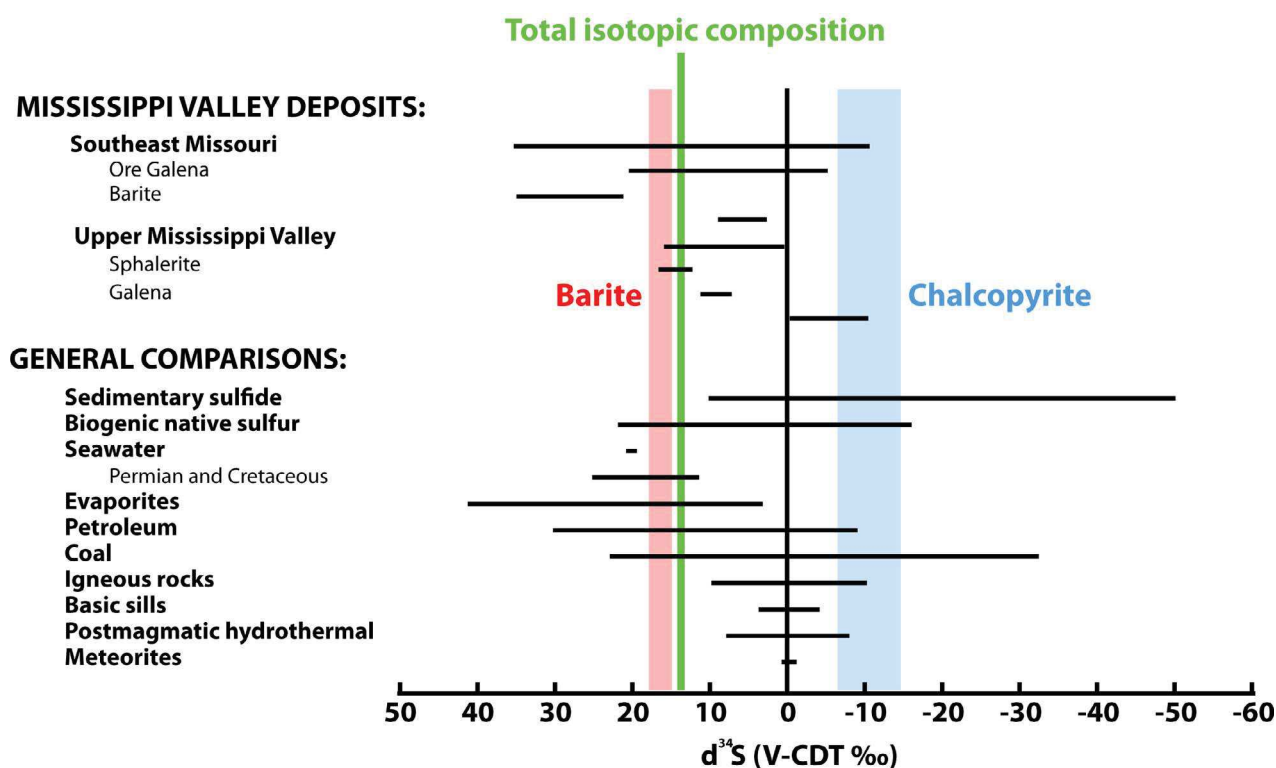


Fig. 2.176 – Gamme des rapports isotopiques des sources potentielles de soufre dans les bassins sédimentaires (Heyl et al., 1974 et références citées). Les intervalles des mesures de notre étude sont reportés pour les barytines (en rouge), les chalcopyrites contemporaines (en bleu) et la composition isotopique totale en soufre (en vert).

En replaçant les minéralisations dans leur contexte de rift continental du bassin, les signatures des barytines et chalcopyrites contemporaines peuvent être associées d'après les signatures isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ des différents environnements géologiques à des sulfures de type biogéniques, à un environnement sédimentaire riche en matière organique et à la dissolution d'évaporites.

Néanmoins, la formation des barytines se faisant à des températures bien supérieure à 100°C, l'hypothèse d'une réduction bactérienne des sulfates, telle que nous l'avons décrite pour la formation des ankérites baroques, est à écarter.

Nous proposons ici deux solutions :

- Pour des températures supérieures à 100°C, les processus thermochimiques peuvent amener à réduire les sulfates de type évaporite par oxydation de la matière organique. La maturation de la matière organique va produire de l' H_2S qui est un des éléments nécessaires à la TSR (Piqué et al., 2009) ;
- Altération des blackshales riches en sulfures sédimentaires et biogéniques formés lors de la BSR. Des concentrations plus faibles en LREE que le PAAS (Post Archean Australian Shale) dans les blackshales permien (Fig.2.177) reflètent une diagenèse importante et/ou

maturation de la matière organique (Hannigan et Basu, 1998 ; Chakrabarti *et al.*, 2007).

L'hypothèse de l'action de la réduction thermochimique des sulfates peut être considérée seulement s'il reste des sulfates présents au sein des formations permienes. Mais la réduction bactérienne, intervenant avant les minéralisations barytiques, est susceptible d'avoir entièrement consommé les sulfates présents initialement dans les pélites permienes.

Pour ce qui est de la seconde hypothèse, la catagenèse ne fournit qu'environ 5% de H_2S (Orr, 1977) ce qui n'est pas suffisant pour la précipitation d'une telle quantité de barytine. La perte des LREE des blackshales par rapport à la moyenne des argiles peut être attribuée à une altération par la circulation d'un fluide tel que les acides organiques expulsés en début de transformation des kérogènes. En particulier, Delort (1975) met en évidence une altération tardive des pyrites framboïdales formées lors de la BSR dans les formations autuniennes. Cette hypothèse est en accord avec la composition isotopique totale en soufre du fluide qui est proche de la signature isotopique des chalcopyrites formées lors de la réduction bactérienne des blackshales permienes (voir paragraphe 5.1.3.2).

On réfute ici l'hypothèse initiale de Connan and Orgeval (1976) prônant la production de soufre lors de la BSR dans les argiles permienes. Il est tout de même fort probable que les premières générations de barytines se forment par réaction avec les sulfates résiduels de la BSR qui a eu lieu dans les premiers stades d'enfouissement.

Néanmoins, les conditions d'enfouissement et de température n'étant pas favorables à la BSR lors de la précipitation des barytines, les autres épisodes de minéralisation vont plutôt s'associer à un mélange avec les eaux de formation ainsi que les produits d'altération diagénétique des sulfures biogéniques et des blackshales qui constituent la couverture des dépôts minéralisés. Ce fluide est libéré lors de la rupture de cette couverture par des phénomènes de bréchification hydraulique par la surpression des fluides de compaction. Le mélange se ferait alors dans les zones de faille avec un fluide riche en baryum/strontium dont nous allons maintenant discuter la source.

b. Discussion sur les isotopes du strontium et les Terres Rares - Sources du fluide de compaction riches en métaux :

La teneur en Rb étant négligeable dans les barytines, ces dernières reflètent la composition isotopique en strontium du fluide de formation (Reesman, 1968 ; Paytan *et al.*, 2002) et non un enrichissement en strontium causé par décroissance radioactive. De plus, les rapports isotopiques du strontium ne fractionnent pas en dessous de 400°C (Matter *et al.*, 1987) ni au cours de la précipitation ou dissolution des minéraux hydrothermaux.

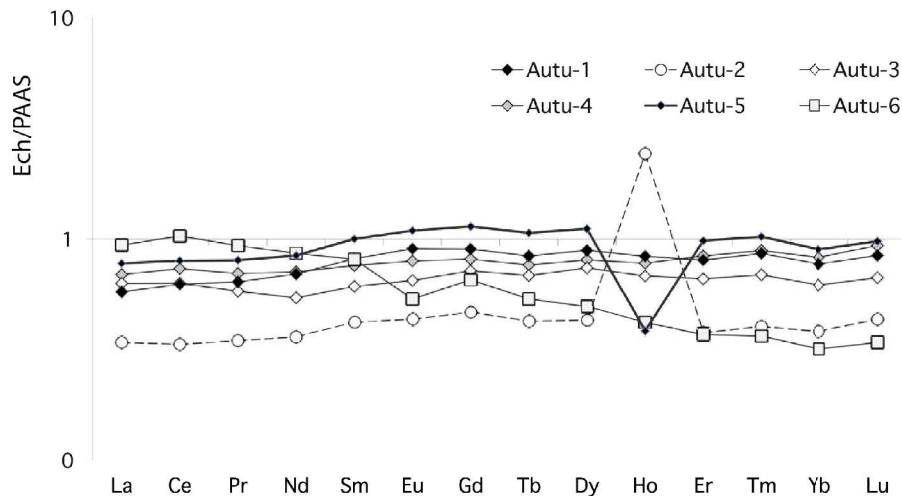


Fig. 2.177 – Spectres des Terres Rares dans les formations autuniennes normalisés sur le PAAS (Post Archean Australian Shale).

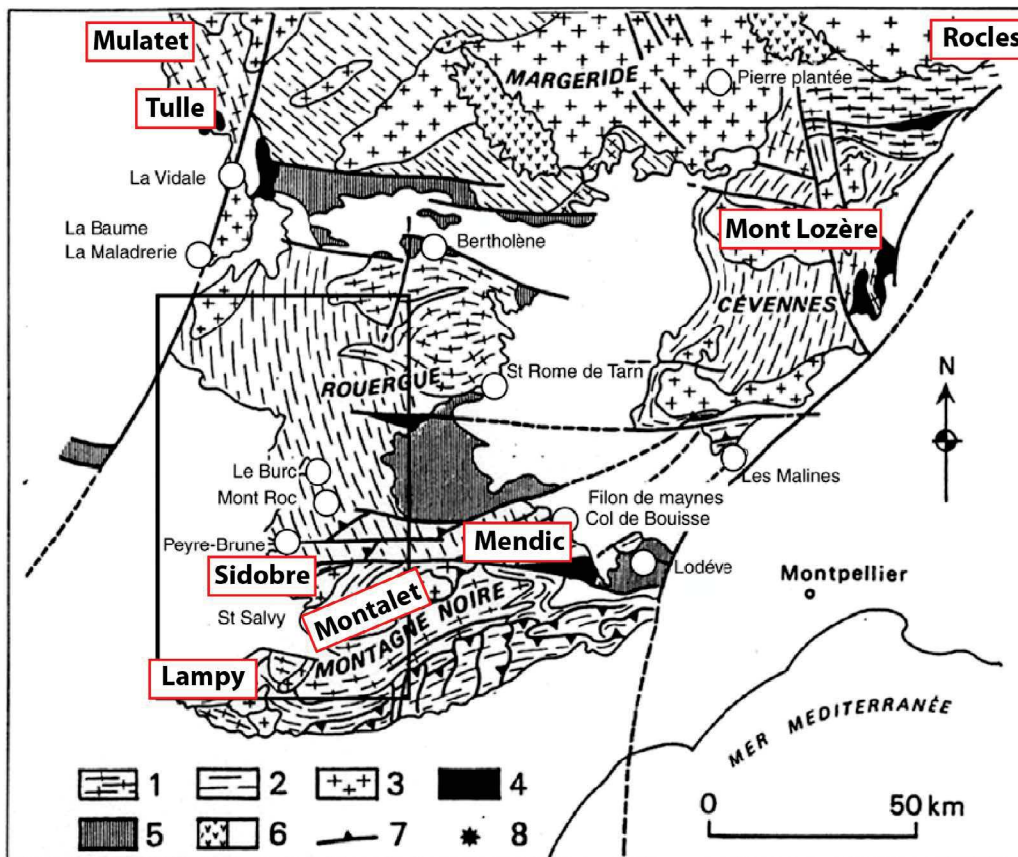


Fig. 2.178 – Carte géologique du Sud du Massif Central français sur laquelle sont indiqués les principaux gisements du Sud du Massif Central (Lancelot et al., 1995) (1 gneiss, 2 micaschistes et quartzites, 3 granites hercyniens, 4 bassins stéphaniens, 5 bassins permien, 6-droite, couverture mésozoïque et cénozoïque, 6-gauche, volcanisme de l'Aubrac et du Velay, 7 chevauchements. Les principaux massifs granitiques et orthogneiss ayant fait l'objet d'une étude isotopique du strontium sont encadrés en rouge.

- Altération de roches profondes ?

Les résultats obtenus pour les barytines du Bassin de Lodève excluent une origine marine du fluide minéralisateur avec des valeurs bien plus radiogéniques que les rapports de l'eau de mer

du Permien et du Trias de 0.70670-0.70705 et 0.70745-0.70795 respectivement (Koepnick *et al.* (1990) ; Fig.2.179). Des rapports moyens encore plus faibles dans les roches du manteau réfutent la participation de fluide mantellique dans la minéralisation (François *et al.*, 1993). Ceci indique que la source des fluides est d'origine crustale.

D'après Hanor (2000), une des sources principales du baryum provient de l'altération de roches profondes telles que les granites ou les roches métamorphiques qui sont constituées de minéraux porteurs de potassium de type feldspath et de biotite.

Nous avons donc dans un premier temps comparé les données d'isotopie du strontium avec celles mesurées dans les granites du Mendic et les blaviérites à l'Est de la Montagne Noire (Hamet et Allègre, 1973), c'est à dire proche de notre zone d'étude (Fig.2.178). Les formations du Mendic possèdent des rapports isotopiques initiaux du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (c'est à dire corrigés de la décroissance radioactive de Rb) entre 0.724 et 1.0445 et les petits niveaux de blaviérites de Soumont et Saint Privat dans les formations cambriennes entre 0.738 et 0.7755, ce qui est bien plus élevé que les signatures des barytines de Lodève (Fig.2.179).

Ensuite, même si certains massifs (granites d'anatexie de Lampy et Sinobre - Downes *et al.*, 1997 ; les orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire - Hamet et Allègre, 1973 et les granites de la Margeride - Duthou *et al.*, 1984 - Fig.2.173) montrent des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proches de celle des barytines (Fig.2.179), ces roches sont situées bien trop loin de la Ride de Lodève pour qu'il y ait eu une possible influence sur les dépôts de barytines.

Ces observations indiquent que la source des fluides minéralisateurs des barytines du bassin de Lodève provient du remplissage sédimentaire du bassin.

- Mise en évidence d'une source "sédimentaire" des fluides :

Une source sédimentaire du fluide porteur du baryum est confortée par des rapports isotopiques qui correspondent d'après les travaux de Paytan *et al.* (2002) à des barytines diagénétiques (ou sédimentaires) et non hydrothermales. Malheureusement nous ne disposons que d'une seule mesure du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur les dolomies cambriennes aux environs de 0,709 (Koepnick *et al.*, 1990) qui s'avère donc être trop basse par rapport aux barytines pour que la source soit associée aux roches de socle.

Ensuite, les spectres normalisés aux chondrites des barytines du Bassin de Lodève sont identiques aux résultats de Hein *et al.* (2007) sur des barytines issues du lessivage de sédiments par un fluide "hydrothermal" (Fig.2.180). En effet, les spectres s'éloignent de ceux des barytines caractéristiques d'une source marine (Guichard *et al.*, 1979). Cette hypothèse est renforcée par une faible concentration en dysprosium et un rapport Th/La aux alentours de 0,01, **caractéristiques de sources d'origine terrigène** (Guichard *et al.*, 1979).

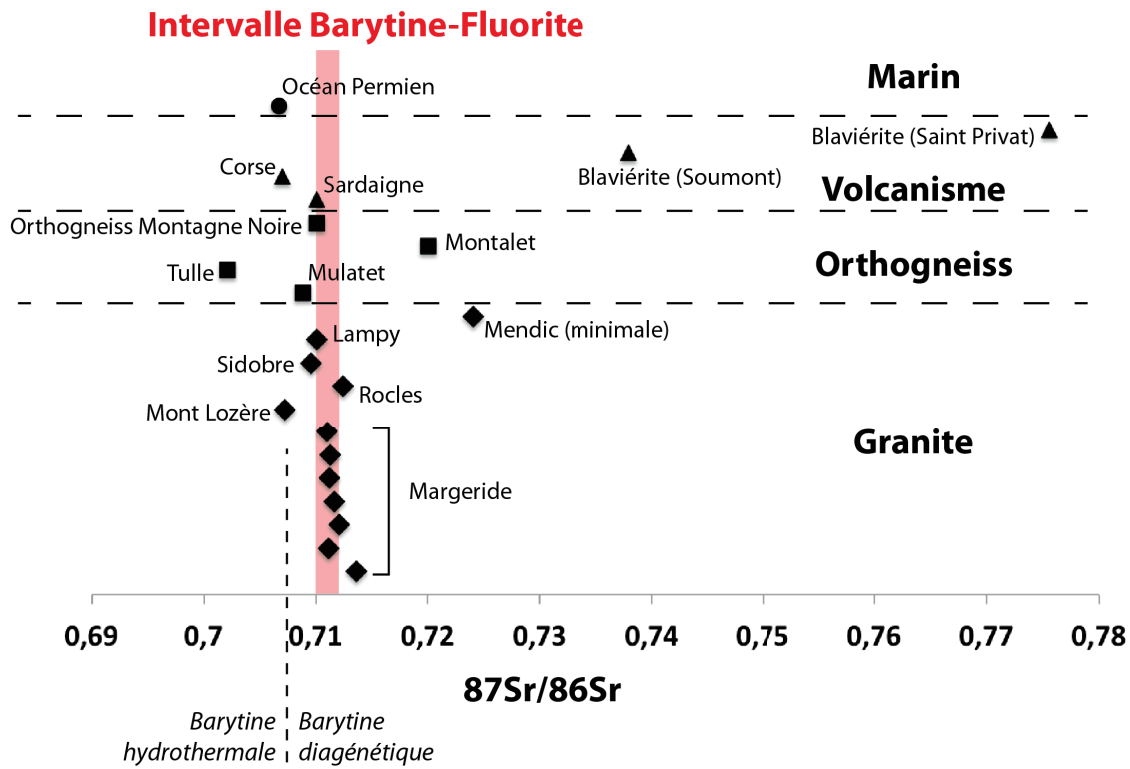


Fig. 2.179 – Intervalle des signatures isotopiques du Strontium dans les barytines de la zone de roll-over et du footwall du bassin de Lodève comparé aux rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux des sources potentielles. Une limite séparant les barytines d'origine hydrothermale et diagénétique est indiquée d'après les données de Paytan et al. (2002).

L'autre anomalie représentative des spectres est l'anomalie négative en cérium qui dans le cas des barytines reflète l'oxydation de l'état trivalent Ce^{3+} en état quadrivalent Ce^{4+} très insoluble (Piper, 1974), et non une origine marine (Guichard *et al.*, 1979). **Le dépôt des barytines permienes se fait donc en milieu oxydant.**

- Identification de la source du baryum dans le remplissage du bassin :

L'origine des fluides étant probablement sédimentaire nous avons comparé les spectres de Terres Rares et les éléments traces caractérisant les sédiments de remplissage du bassin que sont (i) les formations du socle, (ii) les sédiments pré-rift autuniens qui sont la source des hydrocarbures, et enfin (iii) les cinérites autuniennes.

Aucune roche ne montre cependant un spectre réellement proche de ceux des barytines permienes. Les fractionnements en Terres Rares légères et lourdes montre quant à elles des valeurs identiques de $\text{La}_{(n)}/\text{Lu}_{(n)}$ vis à vis des barytines pour la cinérite XXIV, une argilite carbonatée bitumineuse (Autu-3) et la dolomie massive cambrienne. Des réserves sont à prendre pour l'échantillon de dolomie cambrienne car malgré un prélèvement effectué loin des marqueurs minéralisés, il se peut que la roche ait subi une contamination par le passage du fluide. Au contraire, les formations autuniennes n'ont pas joué en tant que drain pour les fluides et n'ont par conséquent pas pu enregistrer la circulation du fluide minéralisateur. Elles montrent de plus

des concentrations absolues en Ba, Sr et Y fortes.

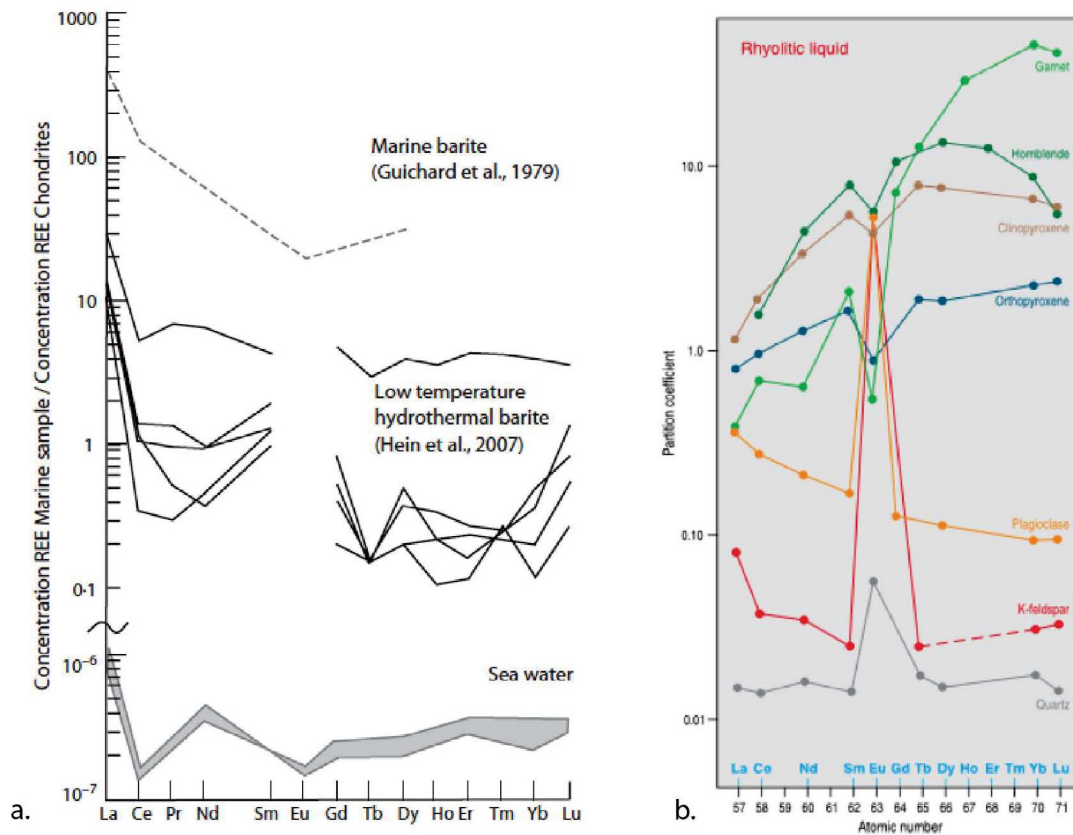


Fig. 2.180 – a. Spectres des Terres Rares sur barytines marines et "hydrothermales-sédimentaires" obtenus par Guichard et al. (1979) (Océan Pacifique, Pyrénées et Cévennes) et Hein et al. (2007) (Marge Californienne). b. Spectres représentatifs des coefficients de partition des Terres Rares dans les minéraux constituant les rhyolites (modifié d'après Rollinson, 1993).

Mais si les spectres des Terres Rares sur roches totales ne sont pas comparables aux minéralisations, il est possible que les Terres Rares piégées au sein des barytines soient issues de l'altération d'un minéral en particulier, intervenant en tant qu'élément constitutif de la roche en question. La figure 2.180.b montre les spectres moyens des minéraux constituant une rhyolite que sont le grenat, l'amphibole, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, la plagioclase, le feldspath potassique et le quartz (Rollinson, 1993).

Le spectre des Terres Rares des barytines correspondrait fortement à des spectres typiques de feldspaths potassiques (Towell *et al.*, 1965 ; Rollinson, 1993). Or, les fortes teneurs en baryum et strontium au sein des cinérites concordent avec la présence de feldspaths potassiques de type sanidine qui peuvent renfermer jusqu'à 10% de baryum dans leur structure. De plus, ces feldspaths sont parmi les premiers à être altérés par la diagenèse précoce sous la forme d'une microclinisation intense dans les cinérites en début d'enfouissement (Odin, 1986 ; Nmila, 1995), ce qui va libérer le baryum dans les eaux de formation. Le fort potentiel de compaction des niveaux de cinérites, qui peut atteindre 70% pendant l'enfouissement, amène par conséquent à mobiliser une grande quantité de fluide potentiellement riche en baryum suite à l'altération des

sanidines.

De plus, le volcanisme de Sardaigne daté de à 284Ma qui pourrait être à l'origine des dépôts des cinérites dans le bassin de Lodève (Odin, 1986 et Nmila, 1995), montre une signature isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,71 (Leroy, 1992) très proche des barytines. Une autre source potentielle des cinérites proviendrait du massif du Faoulat (Communication orale M. Lopez) et montre également une signature isotopique similaire à celle des barytines (Fig.2.179) (Hamet et Allègre, 1976).

Pour conclure sur le mécanisme de précipitation des barytines de la zone de *roll-over*, elles sont issues d'un mélange entre deux fluides dans un milieu oxydant :

- Un fluide superficiel dérivant de l'altération diagénétique des blackshales et des sulfures biogéniques constituant la couverture des minéralisations ;
- Un fluide profond issu de la corrosion des feldspaths de type sanidine dans les niveaux de cinérites permienues sur le bassin versant. Il n'est pas à exclure une éventuelle participation d'un lessivage de massif granitique enfouis dans la zone de *roll-over*.

Ce modèle est seulement valable pour les deux derniers événements de fluides minéralisateurs sur la Ride de Lodève. Le premier épisode de minéralisation dans les zones de faille (faciès de brèche d'implosion) serait plutôt associé à un mélange avec le H_2SO_4 résiduel qui résulte de la karstification hypogène à acide sulfurique précoce sur la marge.

5.2.4.2.2 Le stade à barytine-fluorite : interaction entre un système MVT et des fluides de la croûte inférieure dans la zone de *footwall* du bassin

A la différence des barytines, le comportement des Terres Rares dans la précipitation des fluorites a été étudié par de nombreux auteurs. En particulier, la plupart des Terres Rares ont des coefficients de partage à la fois très proches et élevés pour la fluorine, ce qui veut dire que la forme du spectre sera quasi-identique à celle de la solution minéralisante.

a. Conditions RedOx de précipitation :

L'anomalie la plus représentative est la déplétion en europium. Une anomalie négative en europium peut indiquer que cet élément était sous forme divalente Eu^{2+} dans la solution, une forme soluble, et est synonyme d'un milieu réducteur. Néanmoins, le potentiel d'oxydo-réduction du couple $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ dans un fluide hydrothermal riche en fluor dépend beaucoup de la température du fluide. En effet, à des températures au-dessus de 200°C, l' Eu^{3+} est réduit en Eu^{2+} . Ce dernier n'ayant pas d'affiliation avec le réseau cristallin de la fluorite, le cristal sera caractérisé par une anomalie négative en europium (par exemple, Bau, 1991 ; Möller *et al.*, 1998 ; Möller et Holzbecher, 1998 ; Schwinn et Markl, 2005).

Les rapports U/Th entre 0,03 et 0,05, l'anomalie négative en cerium et la présence de chalcopyrites contemporaines confirment tout de même un potentiel d'oxydo-réduction très faible.

b. Mise en évidence d'un processus de mélange entre des fluides profonds et de bassin :

Le fluide à l'origine de la fluorite se caractérise par des températures entre 255 et 262°C (voir chapitre II-4), ce qui est bien plus chaud que les formations sédimentaires environnantes.

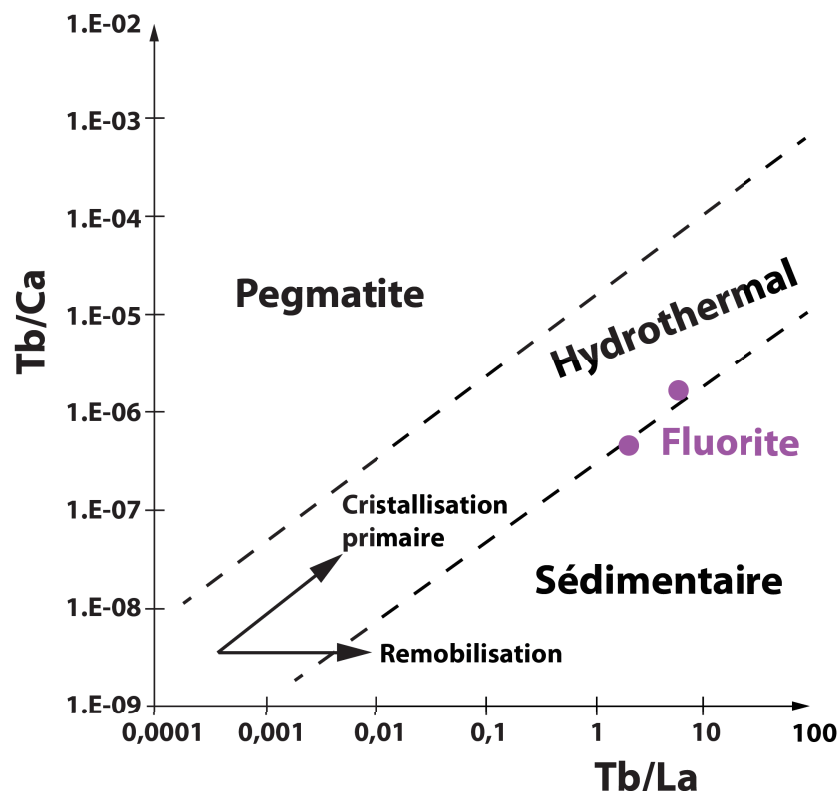


Fig. 2.181 – Graphique exprimant les rapports de concentration Tb/Ca en fonction de Tb/La avec les potentielles sources de fluides pour les fluorites (modifié d'après Möller et al., 1976).

Afin de conforter l'hypothèse d'une origine profonde des fluides à l'origine de la fluorite, nous avons utilisé le diagramme Tb/Ca en fonction de Tb/La introduit par Möller *et al.* (1976) qui permet de discriminer les sources pegmatitiques, hydrothermales et sédimentaires (Fig.2.181).

Nos valeurs sont situées à la transition entre le système hydrothermal et les fluides sédimentaires ce qui suggère un mélange entre les deux sources. Nous avons déjà évoqué ce mélange lors de l'étude des inclusions fluides qui montrait un processus d'immiscibilité entre une saumure de bassin et des gaz d'origine profonde tels que du CO_2 et du CH_4 non-biogénique (voir chapitre II-4).

c. Source du fluide profond riche en fluor :

On retrouve l'anomalie positive en yttrium visible au sein des barytines. On sait également que ce découplage entre l'Y et les HREE est commun dans les systèmes hydrothermaux dominés par les complexes fluorés (Möller *et al.*, 1998), confirmant une origine profonde du fluide.

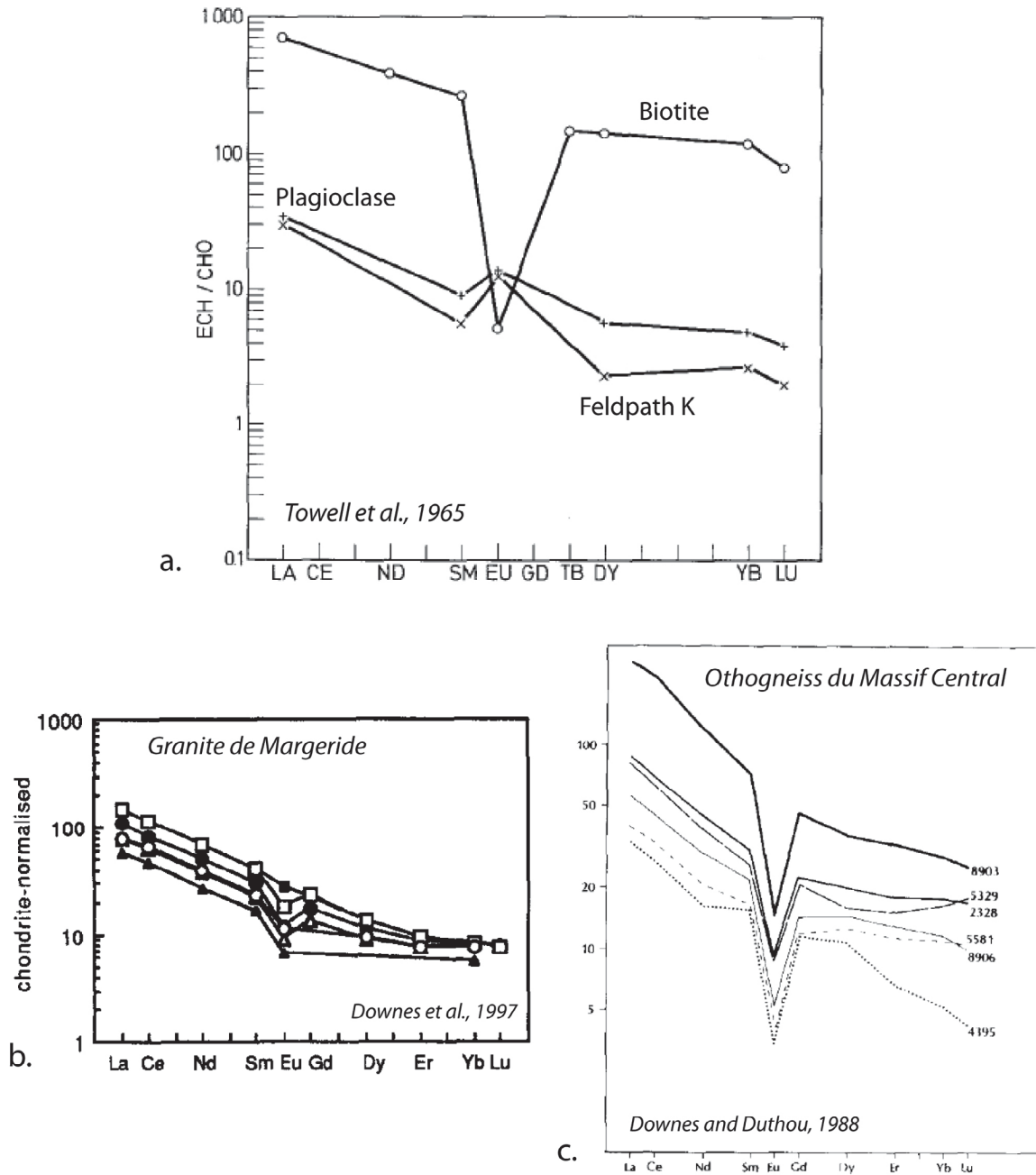


Fig. 2.182 – a. Spectres des Terres Rares normalisés sur les chondrites représentatifs des minéraux de type biotite, plagioclase et feldspath potassique (Towell *et al.*, 1965); Spectres des Terres Rares normalisés sur les chondrites (b) du granite de Margeride (Downes *et al.*, 1997) et (c) des orthogneiss du Massif central français (Downes *et Duthou*, 1988).

En comparant avec les profils des minéraux constitutifs des roches, on se rapproche de la signature des hornblendes et clinopyroxènes (Fig.2.180). Ce sont des minéraux qui peuvent renfermer une certaine proportion en fluor qui sera libérée lors d'une quelconque altération.

L'anomalie négative en Eu peut également résulter de l'altération de biotite qui sont des micas potassiques pouvant contenir une importante concentration en F et Ba (Fig.2.182.a). Dans ce dernier cas, l'appauvrissement en LREE dans les fluorites par rapport au spectre des biotites pourrait s'expliquer par la précipitation contemporaine des barytines qui possèdent une affiliation plus importante pour les LREE. Les spectres des barytines et fluorites serait alors complémentaires, provenant du même fluide, mais ayant précipité dans des conditions RedOx différentes comme l'a démontré l'étude des Terres Rares.

Les hornblendes, clinopyroxènes et biotites ne sont pas des minéraux usuels dans le remplissage du Bassin Permien de Lodève mais sont présents plus au Sud dans les roches plutoniques et métamorphiques hercyniennes de la Montagne Noire.

La Montagne Noire est en effet constituée par un coeur de gneiss (para- et ortho-), leucogneiss, migmatite et comprend des granites d'anatexie riches en biotites tel que celui du Vialais, Anglès, Sidobre, Faoulat et Lampy (Hamet et Allègre, 1976) (Fig.2.178). Ces granites sont considérés comme synchrones de la mise en place du dôme axial de la Montagne Noire, qui précède l'extension stéphano-permienne. Des études récentes sur le granite de Montalet, au Nord-ouest de la zone axiale, montrent que des intrusions granitiques sont aussi contemporaines de cette phase d'extension tardi-orogénique avec un âge mesuré d'environ 294Ma (Poilvet *et al.*, 2011).

La comparaison entre les spectres des fluorites et ceux du granite de Margeride (Downes *et al.*, 1997) ainsi que des orthogneiss (Downes et Duthou, 1988) du sud et centre du Massif Central français montre beaucoup de similarités (Fig.2.182.b et .c), et en particulier l'anomalie négative en europium. Par conséquent, en plus du contrôle de la température du fluide sur l'appauvrissement en Eu, l'anomalie pourrait également provenir de l'altération de roche type granite ou orthogneiss proche de la zone axiale de la Montagne Noire.

Si le massif de Margeride est bien trop loin de la zone des dépôts minéralisés sur la Ride de Cabrières, les granites d'anatexie et les orthogneiss de la Montagne Noire sont susceptibles d'avoir joué un rôle dans la minéralisation. En particulier, les signatures isotopiques du strontium sur le stade Ba-F entre 0,71096 et 0,711222 sont très proches des rapports des massifs granitiques de la zone axiale de la Montagne Noire tel que celui du Sidobre et de Lampy (Duthou *et al.*, 1984) (Fig.2.179). Ajouté à cela, un $\delta^{34}S$ autour de -5‰ au sein des chalcopyrites synchrones indique une potentielle influence magmatique qui aurait pu lessiver ces massifs (Fig.2.176 - Heyl *et al.*, 1974; Field et Fifarek, 1985).

Le fluor des dépôts de fluorite bleue à sidérite dans le sud du Massif Central, similaire à ceux de Font d'Arques, serait issu de l'altération de leucogranites déjà cristallisés et aurait précipité sous la forme de fluorite suite à une baisse de température en milieu acide (Deloule et Bourrat, 1982). C'est également un modèle accepté par Solomon *et al.* (1971) dans le champ minier de Pennine Orefields en Angleterre. On pourrait donc penser à un mécanisme similaire dans le cas des minéralisations à barytine-fluorite du bassin de Lodève.

Les fluorites proviendraient donc d'un fluide de la croûte inférieure qui a lessivé des massifs granitiques ou métamorphiques constituant le dôme axial de la Montagne Noire. L'altération des hornblendes et des biotites sont à l'origine du fluor qui va reprécipiter en condition réductrice à l'interface socle-couverture. Les barytines associées à la fluorite dérivent quant à elles des fluides de compaction des cinérites du remplissage du bassin qui viendraient interagir avec les fluides riches en fluor. On serait donc dans un modèle MVT à influence de fluides profonds.

Néanmoins, il n'est pas à exclure qu'une partie du baryum provienne des mêmes biotites qui fournissent la source du fluor (Hanor, 2000). Ce processus expliquerait ainsi l'incorporation préférentielle des LREE dans le réseau cristallin de la barytine contemporaine provoquant l'appauvrissement complémentaire au sein des fluorites.

5.2.5 Modèle géochimique génétique des minéralisations à barytines-fluorites

L'étude géochimique couplée à l'isotopie du soufre et du strontium, des éléments traces et des Terres Rares sur les minéralisations et les sources potentielles nous a permis de contraindre les origines ainsi que les mécanismes de précipitation des fluides au cours de l'enfouissement syn-rift du bassin (Fig.2.183).

-t1- Formation du karst hypogène à acide sulfurique : Au cours du stade précoce d'enfouissement, la réduction bactérienne des sulfates et l'altération des pyrites sédimentaires dans les blackshales autuniens provoque la formation de H_2S . Les solutions riches en H_2S vont alors être expulsées latéralement dans les formations cambriennes pendant la compaction des sédiments et réagir avec les solutions oxydantes piégées dans le paléokarst. Un karst à acide sulfurique H_2SO_4 se forme alors, contemporain de la formation d'ankérite baroque lors de fluctuation de potentiel d'oxydo-réduction eH.

-t2- Premier événement minéralisateur de barytine : Le Ba et les métaux proviennent de l'altération des cendres volcaniques sur le bassin versant et vont être piégés au sein des eaux de formation des blackshales. Au cours de l'enfouissement syn-rift, la compaction des séries entraîne l'expulsion de ces eaux sous forme de chlorures vers les marges du bassin. Ces fluides vont se mélanger avec les sulfates issus de la dissociation de l'acide sulfurique restant dans les formations cambriennes pour former les premiers dépôts de barytine et de sulfures syn-tectoniques.

-t3- Le stade tardif de barytine-fluorite : au cours de la subsidence du bassin, l'ensemble du sulfate disponible en solution est précipité lors de la génération de barytine. Au cours de la maturation thermique des blackshales autuniens, associée à l'altération des sulfures biogéniques lors de la diagenèse, du H_2S va être produit au sein de la couverture permienne dans une

solution de salinité faible. Au même stade, les fluides de bassin de forte salinité et riches en baryum continuent de circuler en réponse à la subsidence du bassin et vont réagir avec le soufre réduit sur un front oxydant pour précipiter la seconde génération de barytine.

Sur la zone de *footwall*, ces fluides de bassin vont interagir avec des fluides plus profonds, réducteurs et riches en CO_2 , CH_4 et fluor qui dériveraient du lessivage des granites ou orthogneiss de la zone axiale du massif hercynien. L'altération des biotites, feldspaths et amphiboles pourrait alors constituer la source du fluor.

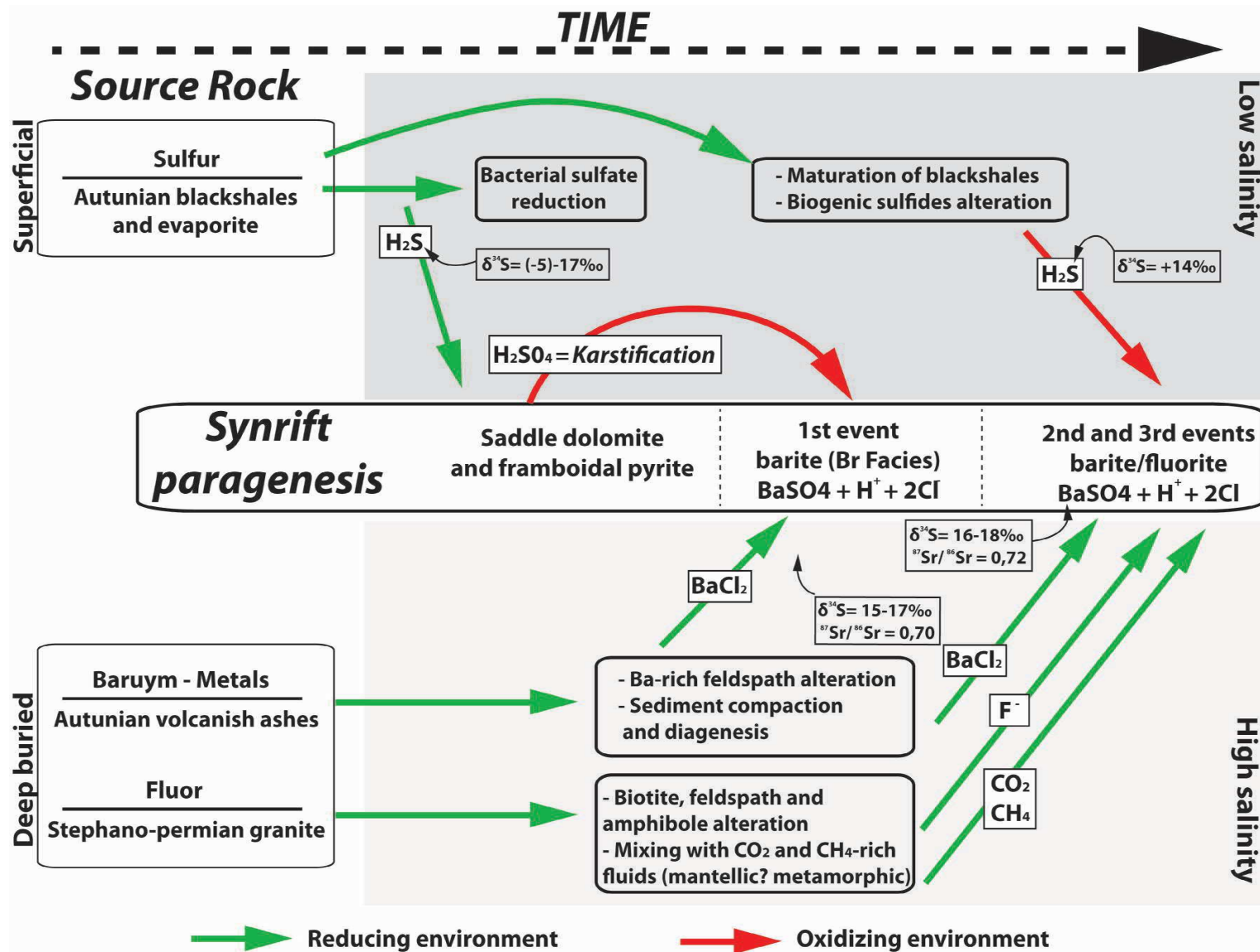


Fig. 2.183 – Modèle géochimique génétique des trois événements minéralisateurs au cours de l'enfouissement syn-rift du Bassin Permien de Lodève.

5.3 Caractérisations isotopiques et des Terres Rares des nacrites syn-minéralisations : implications sur les conditions thermodynamiques et chimiques des fluides

Une phase argileuse associée aux minéralisations barytiques a été identifiée dans le Bassin Permien de Lodève comme étant de la nacrite, un polytype rare de la famille des kaolins (Buatier *et al.*, 1996, 2000). Nous nous sommes appliqués à caractériser sa minéralogie et sa texture dans le chapitre I-3, sans avoir les arguments nécessaires pour préciser les mécanismes physico-chimiques à l'origine de sa formation.

Le groupe des kaolins comprend trois polytypes de composition $Al_2Si_2O_{10}(OH)_4$ que sont la kaolinite, la dickite et la nacrite. La nacrite est le polymorphe le plus rare avec seulement une quarantaine d'identifications dans la littérature. Dans la plupart des publications, elle est considérée comme issue d'un processus de haute température et haute pression, au-delà des conditions de formation de la dickite et intervenant avant l'apparition de la pyrophyllite qui marque la transition diagenèse/métamorphisme (par exemple, Chen *et al.*, 2001; Ruiz Cruz et Andreo, 1996). Les différents auteurs supportent (i) une origine hydrothermale (par exemple, Marumo, 1989 - Kuroko deposits, Japan; Hanson *et al.*, 1981 - Mexico; Shen *et al.*, 1994 - Zhejiang province, China), (ii) une diagenèse très poussée des sédiments (Kisch, 1979), des fluides syn-tectoniques (Russell et Kirkpatrick, 1992) ou encore (iii) du métamorphisme prograde (Ruiz Cruz et Andreo, 1996).

Buatier *et al.* (1996) et Buatier *et al.* (2000) montrent cependant que dans le Bassin Permien de Lodève la formation de nacrite se ferait à partir d'un fluide de bassin de salinité importante (environ 20wt%eq.NaCl) et de basse température, inférieure à 100°C, d'après les températures d'homogénéisation des barytines contemporaines. Cependant, notre étude microthermométrique sur des phases minérales similaires dans les mines du Puech Cartès renseigne sur des températures de mise en place supérieures de la nacrite, entre 180 et 200°C (chapitre II-4.2). Il apparaît donc indispensable de préciser le mode de formation de ce kaolin par d'autres méthodes afin de discriminer si oui ou non les nacrites de Lodève diffèrent des modèles de formation haute température/haute pression.

Ce paragraphe présente les résultats d'isotopie stable afin de discriminer les conditions de formation des nacrites du Bassin de Lodève ainsi que la relation thermodynamique et chimique que peut avoir sa précipitation avec les fluides minéralisateurs de barytine.

5.3.1 Synthèse minéralogique et texturale

Les nacrites apparaissent préférentiellement au niveau des interfaces entre les dolomies et les calcschistes cambriens (Fig.2.184). Elles sont sous la forme de feuillets allant jusqu'à 1cm de longueur. Elles ont précipité préférentiellement dans les veines et cavités minéralisées par les barytines ainsi que dans la porosité des calcschistes encaissants.

Les veines minéralisées sont composées de leur éponte jusqu'au centre par (i) l'ankérite baroque, (ii) la barytine en aiguille, (iii) la nacrite, (iv) la barytine en gerbe et (v) une phase de calcite tardive remplissant la porosité (Fig.2.184).

L'observation détaillée des textures met en évidence une précipitation des nacrites postérieure à la première phase de barytine en aiguille et contemporaine de la mise en place de la seconde génération de barytine en gerbe. Les feuillets de nacrite englobent en effet les aiguilles de barytines alors qu'elles sont déformées et pincées entre les grandes lattes plus tardives.

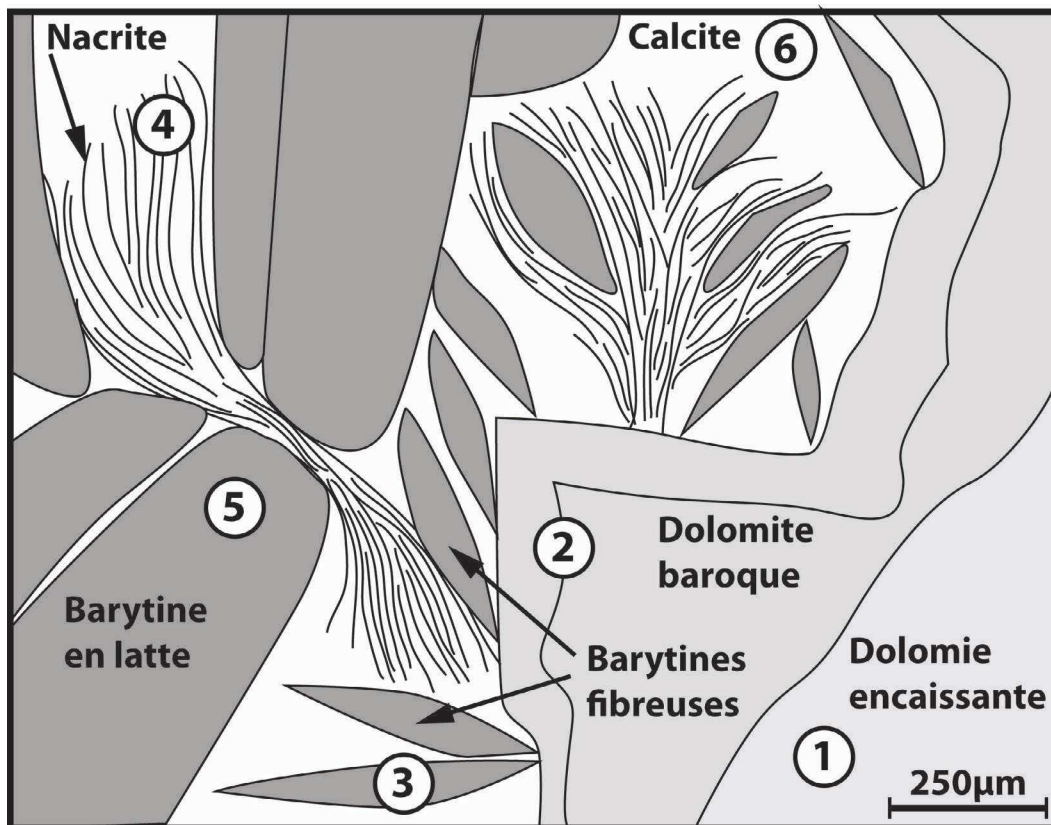


Fig. 2.184 – Schéma de la texture d'une veine minéralisée par la barytine associée à la présence de nacrite au sein des calcschistes cambriens.

5.3.2 Résultats des signatures des isotopes stables $\delta^{18}O$ et δD des nacrites et des fluides à l'équilibre

Les signatures isotopiques sur nacrite du deuterium et oxygène ont été réalisées dans le cadre du stage de Master de D. Abdull Latif (Latiff, 2014). Les mesures ont été faites à l'Université de Lausanne sur spectromètre de masse multicollecteur (voir annexe A pour de plus amples détails sur la méthode).

5.3.2.1 Signatures isotopiques des nacrites

Les mesures des isotopes stables sur deux échantillons de nacrite et des fractions argileuses de deux calcschistes encaissants (illite, chlorite et kaolinite) sont présentées en table 2.7. Seuls les isotopes de l'oxygène ont été mesurés pour les calcschistes. On note que les signatures isotopiques des nacrites sont très proches de celles de la roche encaissante avec des valeurs de $\delta^{18}O$ de 15,18 et 15,41‰ SMOW et de δD de -41 et -42‰ SMOW.

Minéral	$\delta^{18}O$	δD
Fractions argileuses	18,3	/
des calcschistes	17,6	/
Nacrites	15,1	-41
	15,4	-42
Océan Permien	-1	-10
SMOW	0	0

TABLE 2.7 – Mesures des isotopes stables du ^{18}O et D sur les fractions argileuses des calcschistes encaissants et des nacrites. Les valeurs de l'océan permien (Ziegler et al., 1994) et du SMOW - Standard Mean Oceanic Water (Craig, 1961) sont également indiquées. Les valeurs sont normalisées sur le SMOW.

Les valeurs sont exprimées sur un graphique dans lequel nous avons reporté les lignes des kaolinites issus de l'altération météorique (Savin and Epstein, 1970), la ligne actuelle des eaux météoriques et le standard de l'eau de mer actuelle (SMOW - Standard Mean Oceanic Water - Craig, 1961), et enfin l'eau de mer permienne (Ziegler *et al.*, 1994) (Fig.2.185).

Sur la même figure sont indiquées différentes données d'isotopes stables $\delta^{18}O$ et δD mesurées sur des kaolinites, dickites, nacrites et halloysites résultant de processus météoriques (pas d'enfouissement) et hydrothermaux (d'après la compilation de plusieurs données de la littérature présentée par Sheppard et Gilg (1996) - Fig.2.185). Basé sur ces données, Sheppard *et al.* (1969) ont construit une ligne arbitraire qui sépare les kaolins hydrothermaux des kaolins issus de l'altération supergène (équivalent à des kaolinites en équilibre avec l'eau météorique

aux alentours de 35°C).

Ce graphique montre que la nacrite n'est pas issue d'un processus d'altération superficielle car elle n'est pas en équilibre avec les eaux météoriques que ce soit actuelles ou permienne. Elle est au contraire située dans le domaine des kaolins hydrothermaux d'après la classification définie par Sheppard et Gilg (1996).

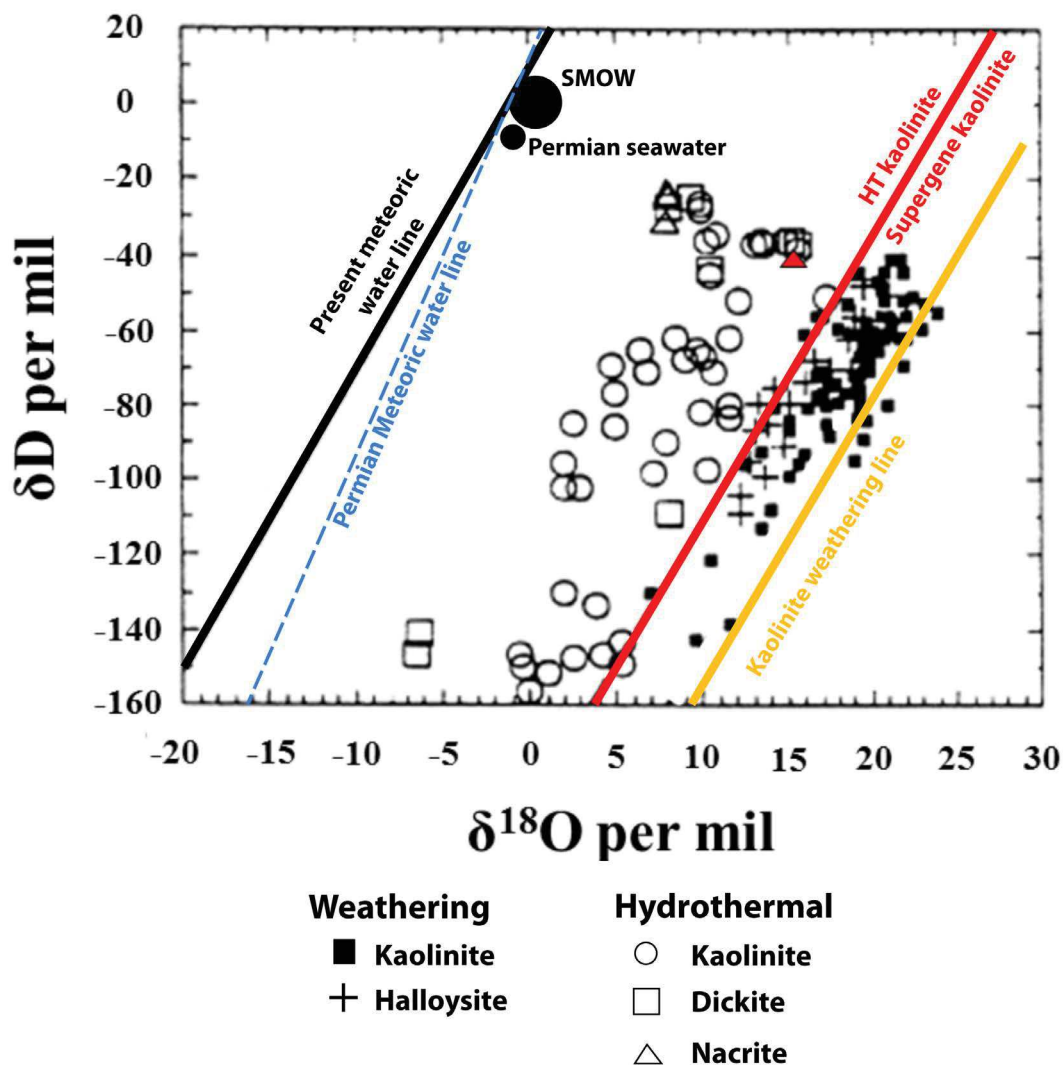


Fig. 2.185 – Graphique exprimant le $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du δD sur deux échantillons de nacrites (triangles rouges superposés) (Latiff, 2014). Sont reportées les lignes des eaux météoriques (Craig, 1961), des kaolinites d'altération météorique (Savin et Epstein, 1970), la valeur de l'océan Permien (Ziegler et al., 1994), le SMOW (Craig, 1961) ainsi qu'une ligne séparant les kaolins hydrothermaux des kaolins supergènes (d'après la compilation faite par Sheppard et al. (1969)

5.3.2.2 Signatures isotopiques des fluides minéralisateurs

La nature du fluide à l'équilibre avec les nacrites a été approchée par les équilibres d'échange entre kaolinite et H_2O à partir de plusieurs équations de thermométrie proposées par différents

auteurs (pour le $\delta^{18}O$: Land et Dutton, 1978 ; Kulla et Anderson, 1978 ; Sheppard et Gilg, 1996 ; Savin et Lee, 1988 ; Zheng, 1993 ; et pour le δD : Driesner *et al.*, 2000 ; Vannemann et O'neil, 1996 ; Lambert et Epstein, 1980 ; Sheppard et Gilg, 1996 ; Méheut *et al.*, 2007 et Méheut *et al.*, 2010 - voir annexe A). La formation de nacrite étant directement liée à la minéralisation des barytines, la température de piégeage pour calibrer ces équations a été choisie entre 180 et 200°C.

Les résultats obtenus à partir de ces équations sont présentés dans la table 2.8.

a. Calcul du $\delta^{18}O$ du fluide à l'équilibre avec les nacrites

Equations	$\delta^{18}O$ (fluide à 180°C)	$\delta^{18}O$ (fluide à 200°C)
Eslinger, 1971	5,8	6,9
Kulla and Anderson, 1978	9,1	9,9
Savin and Lee, 1988	5,1	6,2
Zheng, 1993	6,5	7,6
Sheppard and Gilg, 1996	8,5	9,6

b. Calcul du δD du fluide à l'équilibre avec les nacrites

Equations	$\delta^{18}O$ (fluide à 180°C)	$\delta^{18}O$ (fluide à 200°C)
Lambert and Epstein, 1980	-38,3	-40,1
Sheppard and Gilg, 1996	-22,6	-23,5
Vannemann and O'Neil, 1996	-769,5	-719,2
Driesner <i>et al.</i> , 2000	-98,7	-95,1
Meheut <i>et al.</i> , 2007	-40,5	-37,9
Meheut <i>et al.</i> , 2010	-15,8	-14,6

TABLE 2.8 – Calcul des signatures isotopiques (a) du $\delta^{18}O$ et (b) du δD des fluides à l'équilibre avec les nacrites.

Le fluide à l'origine de la précipitation des nacrites montre des valeurs de $\delta^{18}O$ entre 5,88 et 9,92‰-SMOW alors que celles du δD ont une plus grande variation en fonction des équations utilisées, entre -14,61 et 769,52-SMOW‰.

5.3.3 Discussion sur les conditions de précipitations des nacrites

5.3.3.1 Origine du fluide

L'intervalle du $\delta^{18}O$ en fonction du δD calculé pour le fluide considéré à l'équilibre avec les nacrites est comparé aux grands domaines de fluides (eaux riches en matière organique - Sheppard et Charef, 1986 ; fluides de bassins : GC = Gulf Coast, C = California, M = Michigan, et Illinois - Sheppard et Charef (1986) ; les profils d'évaporation de l'eau de mer initiale en conditions humides (1), en conditions arides (2) et la courbe d'évaporation - Pierre *et al.*, 1984 et Pierre,

1989; Métamorphique - Sheppard, 1980; Magmatique - Chappell et White, 1974 et Takahashi, 1980) (Fig.2.186). Nous avons exclu les valeurs trop importantes obtenues pour le δD du fluide d'origine.

D'après ce graphique, une signature isotopique des nacrites entre 5,88 et 9,92‰-SMOW pour le $\delta^{18}O$ et entre -40,49 et -14,61‰-SMOW pour le δD peut être dérivée soit d'un domaine métamorphique soit de fluides de bassins.

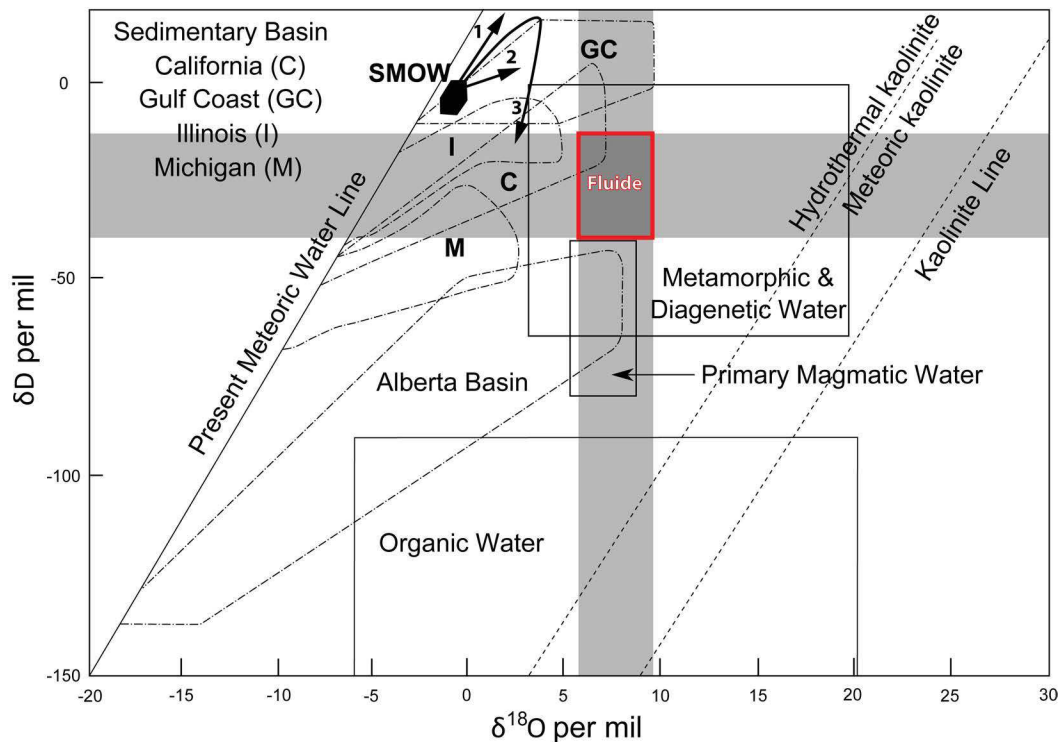


Fig. 2.186 – Graphique $\delta^{18}O$ en fonction du δD des différents types de fluides définis par Sheppard et Gilg (1996). L'encadré rouge correspond à l'intervalle isotopique de la signature du fluide à l'équilibre avec la nacrite.

Le domaine métamorphique est cependant peu concevable dans le contexte géodynamique du Bassin Permien de Lodève à l'époque du dépôt.

L'hypothèse d'un fluide de bassin est donc la plus envisageable, puisque nous avons exclu par ailleurs une précipitation supergène liée à l'altération des roches encaissantes par des fluides météoriques. Les domaines de fluides de bassin reportés sur le diagramme 2.186 correspondent à des saumures de formations sédimentaires, de salinité entre 5 et 30wt%eq.NaCl et piégées entre 500 et 3700m dans des réservoirs carbonatés. Les fluides à l'origine des minéralisations barytiques montrent des salinités et conditions de précipitation similaires d'après l'étude des inclusions fluides, ce qui appuie le lien qui existe avec la précipitation des nacrites.

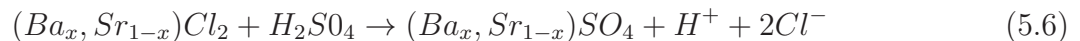
Nous avons vu précédemment qu'une part des fluides minéralisateurs de la barytine provient de l'altération des blackshales permien riches en matière organique, qui libère du sulfure d'hydrogène suite à la catagenèse des kérogènes et la diagenèse des sulfures biogéniques. Ce

fluide va se mélanger avec des fluides profonds riches en baryum et métaux proche de l'interface socle-couverture. Or, la signature des fluides à l'équilibre avec les nacrites est éloignée du domaine des fluides organiques (Fig.2.186) dont les compositions isotopiques dérivent de la transformation de la matière organique (bitume, charbon, kérogène, pétrole... - Sheppard et Charef, 1986).

Compte tenu d'une relation directe avec les barytines, le fluide à l'origine des nacrites proviendrait alors seulement des fluides de bassin porteurs des métaux et du chlorure de baryum. Ce fluide profond va alors provoquer une altération des calcschistes encaissants.

5.3.3.2 Processus d'altération des calcschistes et précipitation des nacrites

La précipitation des nacrites se met en place juste après les premières phases de barytine en aiguille. Ces dernières précipitent à partir de l'acide sulfurique H_2SO_4 à l'origine de la karstification hypogène et de la formation de l'ankérite baroque. Ce premier épisode de minéralisation puise les ions sulfates de l'acide sulfurique et va relâcher les cations H^+ en solution augmentant ainsi l'acidité du milieu :



Un tel milieu amène à dissoudre les calcschistes dont les constituants sont la dolomite, le quartz, une fraction argileuse type illites/chlorites, des feldspaths potassiques et des muscovites. L'altération libère ainsi l'aluminium et la silice de ces minéraux qui vont ensuite reprécipiter dans les veines et cavités sous forme de nacrite. Ceci explique en particulier la corrosion des muscovites proche des cristaux de nacrites que nous avons décrit dans l'étude texturale de la mine du Puech Cartès (voir chapitre II-4.2).

Ceci est en accord avec les travaux de Bloch et Hutcheon (1992) qui affirment que les kaolins se forment dans des profils d'altération météorique, des altérations hydrothermales et dans les roches sédimentaires, résultant dans la plupart des cas de la corrosion des feldspaths ou muscovite.

A titre d'exemple, l'équation de transformation de la muscovite en kaolinite est la suivante (équation 5.7) :



On note que dans ce genre de réaction le quartz n'est pas produit, à la différence de l'altération de feldspaths, ce qui explique son absence dans les mines du Puech Cartès alors qu'il est visible dans les autres dépôts minéralisés de Lodève.

La formation du polymorphe de la nacrite dans le Bassin Permien de Lodève est donc reliée à l'altération haute température (environ 180°C) des calcschistes encaissants dans un environnement très acide due à la libération des ions H^+ lors de la précipitation des premières phases de barytines.

Une température élevée de la précipitation des nacrites est en accord avec les modèles qui proposent un contrôle par la thermodynamique des polymorphes des kaolins (Hanson *et al.*, 1981; Marumo, 1989; Ehrenberg, 1993; Shen *et al.*, 1994; Ruiz Cruz et Andreo, 1996; Chen *et al.*, 2001). La transition kaolinite/dickite se faisant approximativement à 120°C (grès triasiques de Mer du Nord - Ehrenberg, 1993; sables permo-triasiques de la cordillère Bétique - Ruiz Cruz et Andreo, 1996; grès tertiaires dans le Campo de Gibraltar - Cruz, 1999), les températures de piégeage supérieures à 180°C obtenues d'après l'étude microthermométrique des inclusions fluides sont compatibles avec un polymorphe de haute température.

L'autre école montre, d'après des expériences en laboratoire, que les kaolins ne sont pas des géothermomètres et que la formation de la nacrite est plutôt liée à la cinétique de la réaction, et en particulier à une solution sursaturée en Al et Si et une précipitation rapide (par exemple, Bühmann, 1988). Dans notre cas, nous ne sommes pas en mesure de contraindre la cinétique de réaction. Néanmoins, dans les milieux naturels, la température semble représenter un des contrôles majeurs dans la précipitation des polytypes de kaolins.

Les minéralisations syn-sédimentaires associées à la discordance post-rift : Le rôle de la playa évaporitique du Trias Moyen

Résumé

Les travaux de Delort (1975) et Lopez (1992) ont mis en évidence des minéralisations à barytine-sulfures piégées préférentiellement au niveau de la discordance entre les formations cambriennes et les premiers dépôts de l'Anisien moyen sur la ride de Lodève.

D'après les premières études structurales et stratigraphiques, les dépôts minéralisés sont syn-génétiques, en relation directe avec la dynamique sédimentaire de l'environnement de playa évaporitique du Trias moyen.

Nous proposons dans ce chapitre de préciser les observations de terrain sur les marqueurs fluides post-rift et de les compléter par des données sur les isotopes du soufre et strontium, par la distribution des Terres Rares, ainsi que par des mesures de microthermométrie sur inclusions fluides des faciès minéralisés. Ceci dans le but de contraindre si l'événement minéralisateur triasique est réellement découplé de l'épisode permien ou s'il résulte simplement d'une poursuite de la circulation des fluides de bassin pendant le début du Trias.

Conformément à la démarche développée dans ce travail, nous croiserons les données structurales et sédimentologiques avec les résultats des analyses microthermométriques et géochimiques afin de proposer un modèle génétique intégré des minéralisations du Trias post-rift. En particulier, nous aborderons le rôle de la zone de transition entre méthanogenèse et réduction bactérienne des sulfates dans la remobilisation-reprécipitation des dépôts minéralisés antérieurs.

6.1 Contexte géologique générale des dépôts minéralisés à la discordance post-rift du Trias

6.1.1 Processus d'altération superficielle à la discordance post-rift

La phase post-rift qui fait suite à la structuration du bassin au Saxono-Thuringien se caractérise par une érosion majeure, équivalente à 1600m de chute du niveau de base, provoquant ainsi l'exhumation du socle sur la Ride de Lodève au nord et celle de Cabrières au Sud (voir chapitre II-2 ; Lopez, 1992).

L'altération météorique du socle carbonaté va alors conduire à la formation d'une pédiplaine, parsemée de zones hautes karstifiées constituant des inselbergs de plusieurs dizaines de mètres de hauteur (Lopez, 1992 - Fig.2.187.a et .b). Ce sont sur ces zones de reliefs résiduels, visibles par l'érosion récente, que l'on va observer l'*onlap* des séries triasiques de l'Anisien moyen (Fig.2.187.a).

Comme décrit dans le chapitre II-1, la base de la série sédimentaire de l'Anisien moyen est constituée des formations (i) des grès et conglomérats de base, (ii) du Membre des argiles inférieures (grès et marnes évaporitiques rouges et vertes) et (iii) des grès et conglomérats intermédiaires (Lopez, 1992 - Fig.2.187.b).

Ces formations se sont déposées dans des conditions semi-arides qui conduisent à une altération superficielle en lien avec la pédogenèse qui affecte le socle carbonaté cambrien. L'horizon supérieur d'altération consiste en une formation rubéfiée ayant subi une argilisation importante liée au développement d'un paléosol de domaine semi-aride (Clément, 1987). En particulier, cet horizon marque la formation de kaolinite, d'illite et de smectite à partir de la destabilisation des cristaux d'albites néoformés. Les battements de la nappe phréatique provoque une intense silicification des sédiments ainsi que la formation de silcrêtes. Les zones silicifiées sont localisées sur quelques pointements du socle sur la ride de Lodève (Delort, 1975).

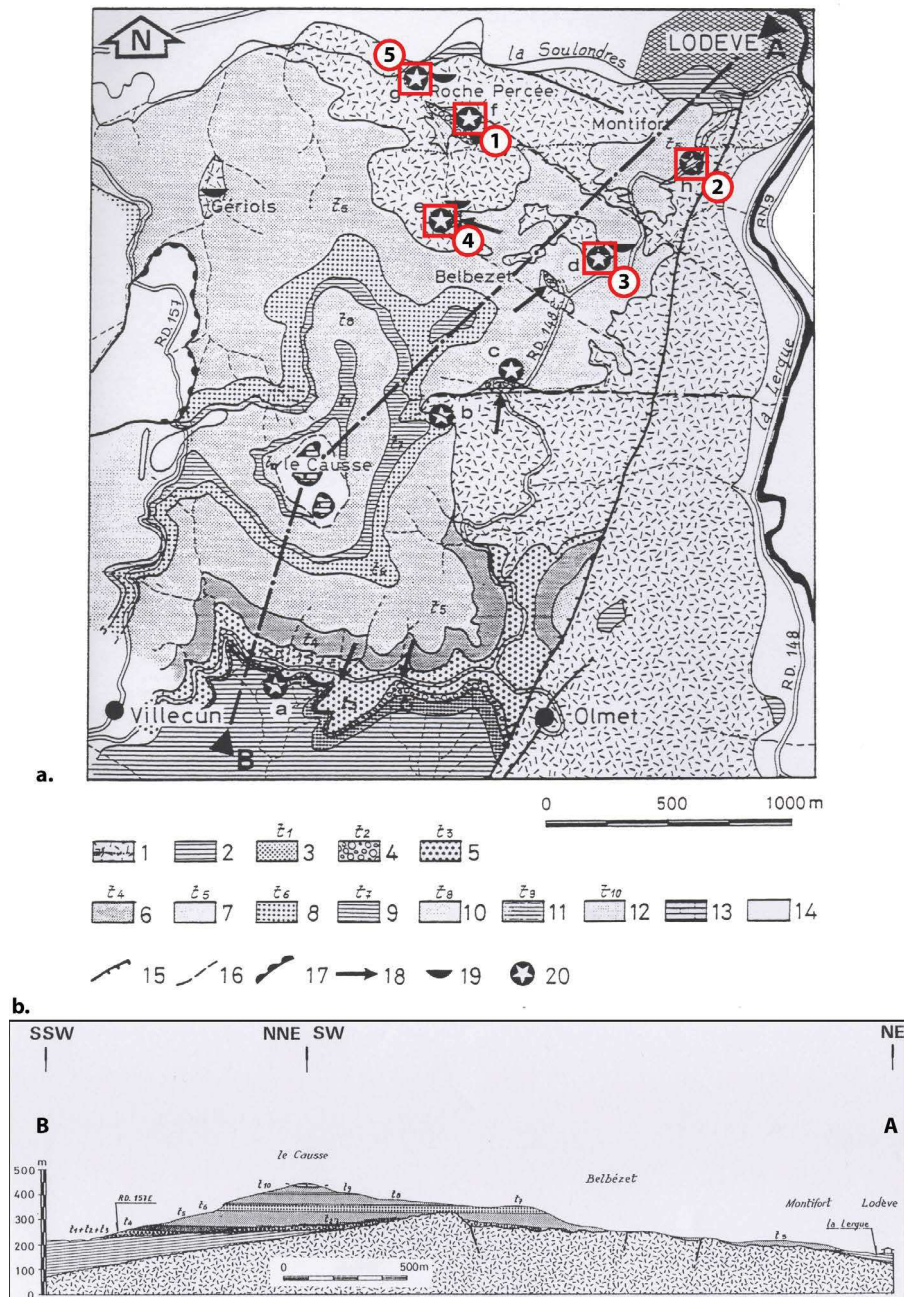


Fig. 2.187 – a. Carte géologique détaillée de la partie occidentale de la Ride de Lodeve (Lopez, 1992). b. Coupe géologique de la discordance post-rift entre le socle cambrien et les premiers dépôts du Trias (Lopez, 1992). 1- Socle cambrien, 2- Sédiments permien; Formations inférieures : 3- Conglomerats de base, 4- Brèche dolomitique, 5- Grès inférieurs, 6- et 7- les argiles inférieures, 8- Grès et conglomerats intermédiaires; Formation médiane : 9 - Dolomies laminées et 10- Mudstones bariolées et carbonates; Formations supérieures : 11- Dolomite cavernuse et 12- Mudstones; 13- Carbonates effondrés liassiques; 14- Colluvions quaternaires; 15- Failles post-Trias; 16- Failles pré-Trias; 17- Sallies quaternaires; 18- Direction de dépôts; 19- Minéralisations intra-karstiques; 20- Zone étudiées en encadré rouge.

6.1.2 La distribution générale des minéralisations à barytine dans le Trias moyen

La coupe de la "Roche Percée" décrite par Lopez (1992) (voir point 1 sur 2.187.a) est un exemple représentatif de l'interaction entre l'altération de type pédogénétique et les minéralisations supergènes à barytine (Fig.2.188).

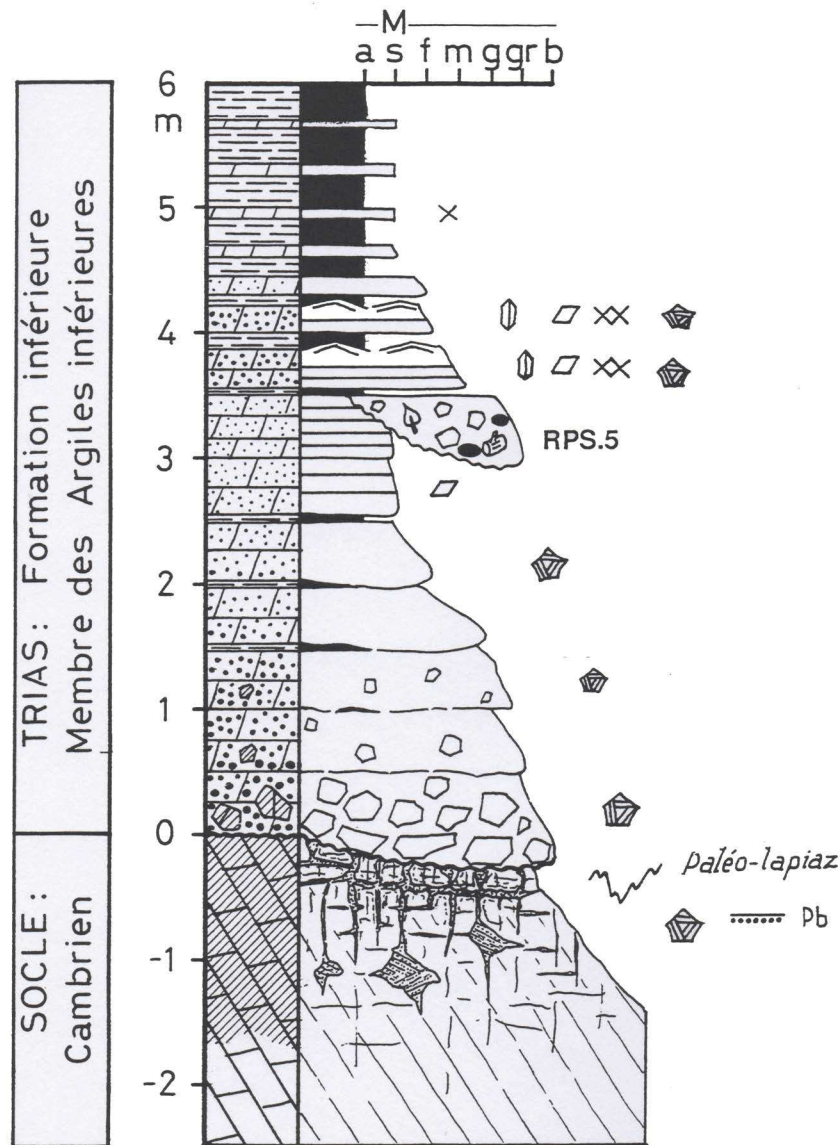


Fig. 2.188 – Coupe sédimentologique de la formation inférieure du Trias en discordance sur le socle cambrien dans la zone de la Roche Percée Sud, à l'est de Lodève (Lopez, 1992) (voir 2.187.a pour la localisation).

Sous la discordance du Trias moyen, le socle dolomitique ou calcschisteux cambrien montre des témoins de dissolution-recristallisation sous forme de silicifications (calcédoine, cornaline, quartzine) et de plages d'ankérite formées par exudation des insolubles.

Le dernier événement, issu de processus chimiques d'après les travaux de Lopez (1992), est la formation de croûtes de barytine (barycrêtes) intimement associées à la silice. Ces barytines diagénétiques interviennent en remplissage syn-sédimentaire de cavités exo- et endokarstiques météoriques dans le socle. Elles feront l'objet d'une attention particulière tout au long de ce chapitre et nous verrons que le mécanisme diffère en partie de celui présenté ici.

Au-dessus de la discordance, la couverture triasique est composée à la base par des brèches très silicifiées à éléments de socle et support boueux, présentant des témoins discrets de barytine. On passe progressivement à des grès fins à très fins, non-silicifiés, et affectés par des minéralisations barytiques tardives.

Enfin, les dernières séquences sont des alternances entre des épisodes de sédimentation chimique d'évaporite et de dolomite pendant des périodes climatiques dites "sèches" et des dépôts de décantation argileuse pendant les périodes plus humides.

Ces conditions semi-arides pendant l'Anisien moyen vont favoriser les échanges d'éléments par les contrastes de chimisme qui règnent alors dans la pile sédimentaire et plus spécifiquement à l'interface entre le socle carbonaté et les premiers dépôts de l'Anisien.

6.2 Architecture, minéralogie et textures des corps minéralisés associées à la discordance post-rift du bassin de Lodève

6.2.1 Le secteur de Montifort - Un endokarst minéralisé en domaine de lac de playa évaporitique

6.2.1.1 Cadre géologique

L'affleurement de la route de Montifort est localisé en bordure de la route RD148E, à la sortie de Lodève en direction d'Olmet (Voir point 2 sur 2.187.a).

A l'extrémité est de l'affleurement, on observe les conglomérats de base autuniens, associés à la cinérite XXIV, reposant en contact discordant sur les dolomies cambriennes non-altérées. L'ensemble est recoupé par une surface d'érosion sub-horizontale sur laquelle se sont déposées les argiles inférieures de l'Anisien moyen. On ne trouve aucun témoin de séries plus grossières correspondant aux grès et conglomérats de base.

Plus à l'ouest, on observe de nouveau la discordance triasique avec les dépôts de grès fins, silicifiés et à ciment d'ankérite brun sur cassures. Ces grès sont directement en contact avec des niveaux de calcschistes cambriens à pendage 70°N.

La minéralisation est aussi bien visible dans les niveaux cambriens que triasiques.

6.2.1.2 Fabrique des minéralisations

6.2.1.2.1 Les marqueurs d'altérations précoces dans le socle

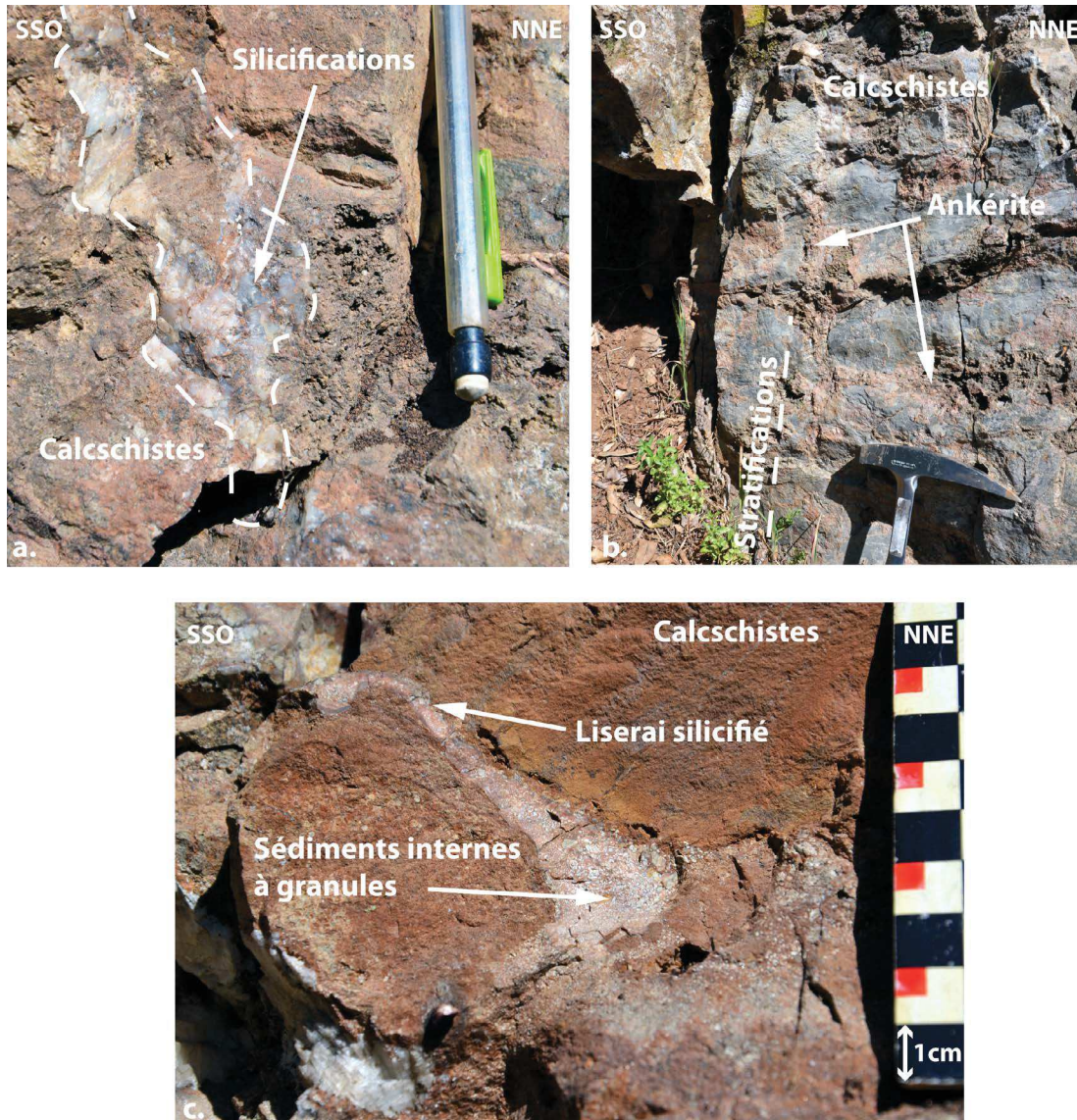


Fig. 2.189 – Marqueurs d'altération du socle carbonaté sur la route de Montifort : a. Fentes sub-verticales scellées par des silicifications de type calcédoine et cornaline. b. Cavités remplies par des sédiments intra-karstiques. c. Fentes perpendiculaires et parallèles à la surface de discordance du Trias cimentées par l'ankérite.

Sous la surface de discordance, le socle est affecté par l'altération superficielle pédogénétique qui se caractérise par des fentes sub-verticales d'extension décimétrique colmatées par des silicifications de calcédoines et de cornalines quelques centimètres en dessous du contact avec le Trias (Lopez, 1992) (Fig.2.189.a). Une telle géométrie en entonnoir indique une frange d'altération se propageant de la discordance vers les formations sous-jacentes.

On note une ankéritisation importante des calcschistes sous la forme de fentes également verticales, concordant avec le plan de stratification des formations, mais aussi sub-parallèles à la surface de discordance (Fig.2.189.b). L'invasion de cette phase d'altération précoce est de plusieurs centimètres dans les calcschistes encaissants.

Des cavités sub-planaires sont scellées par des sédiments internes (Fig.2.189.c) confirmant une altération *per descensum* à partir de la paléosurface triasique. Elles se développent sous la forme d'un réseau de cavités interconnectées recoupant la stratification des calcschistes encaissants avec un pendage d'environ 15° vers le nord (Fig.2.190). On observe plusieurs niveaux superposés espacés d'environ 50cm les uns des autres.

Ces cavités sont entièrement colmatées par les phases de remplissage suivantes (Fig.2.191) :

- (i) Phase de silicification des épontes de la cavité par une silice amorphe et calcédoine massive. La silice envahit des zones de décarbonatation partielle des calcschistes formant de petites fractures de quelques centimètres d'extension. On observe en particulier la présence d'un horizon silicifié de 10 à 20cm d'épaisseur qui souligne la base du réseau de cavités sub-planaires ;
- (ii) Un remplissage intra-karstique à granoclassement inverse constitué de granules carbonatées et légèrement silicifiées. Ces dernières résultent d'un processus de cortication et granulisation du sédiment interne au cours des fluctuations de la nappe phréatique (Freytet et Plaziat, 1978 ; Lopez, 1992). Entre ces grains on observe des ciments géotropes de silts et grès fins vadoses. On trouve également, intercalés entre ces granules et sous la forme de veinules, des quartz drusiques phréatiques ;
- (iii) De l'ankérite réactionnelle, souvent drusique, cimente les interstices entre les granules ainsi que les épontes de microvides sur quelques centimètres ;
- (iv) Enfin, les minéralisations de barytines constituent la phase tardive de blocage de la cavité, en contact direct avec l'ankérite.

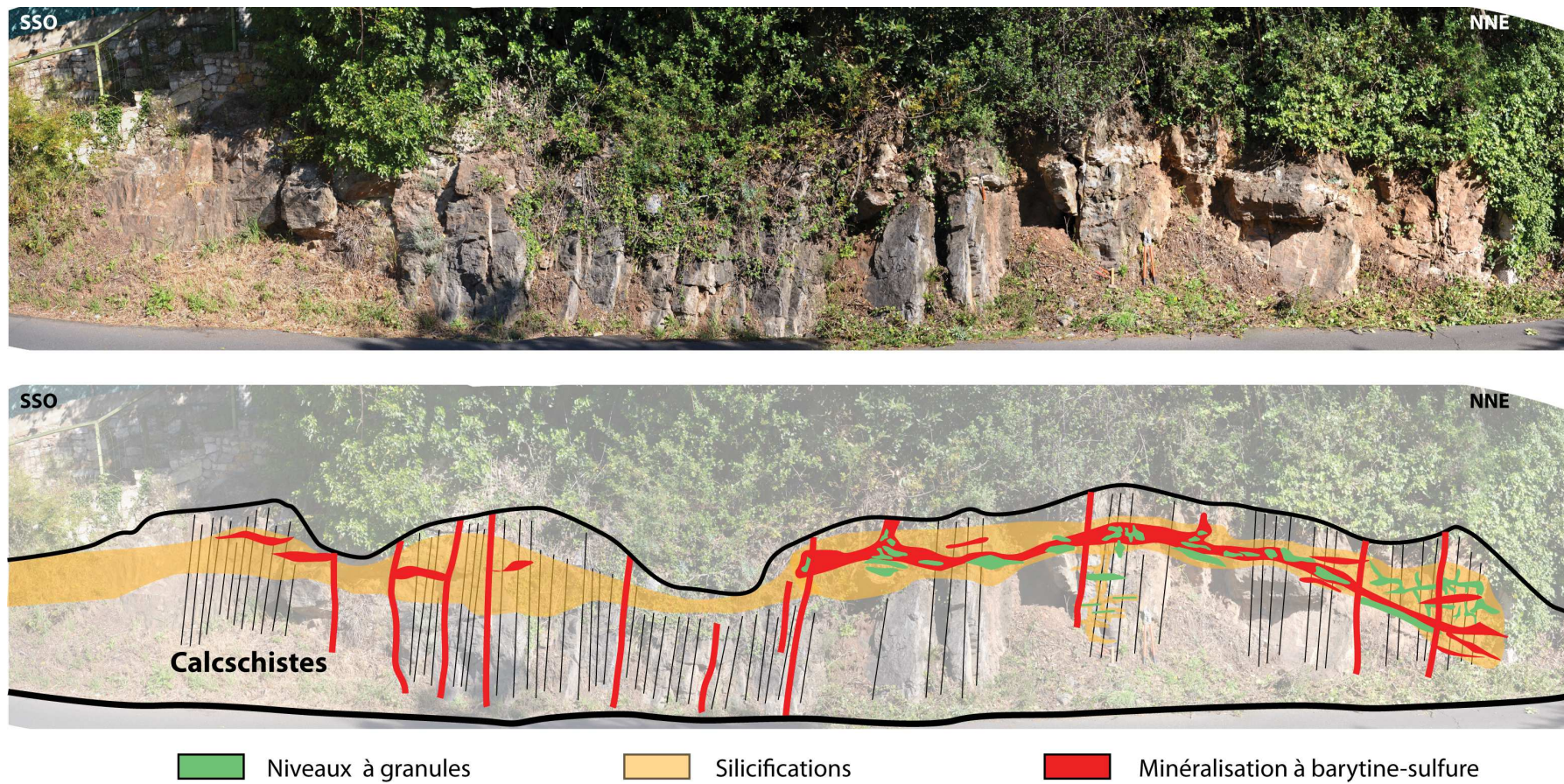
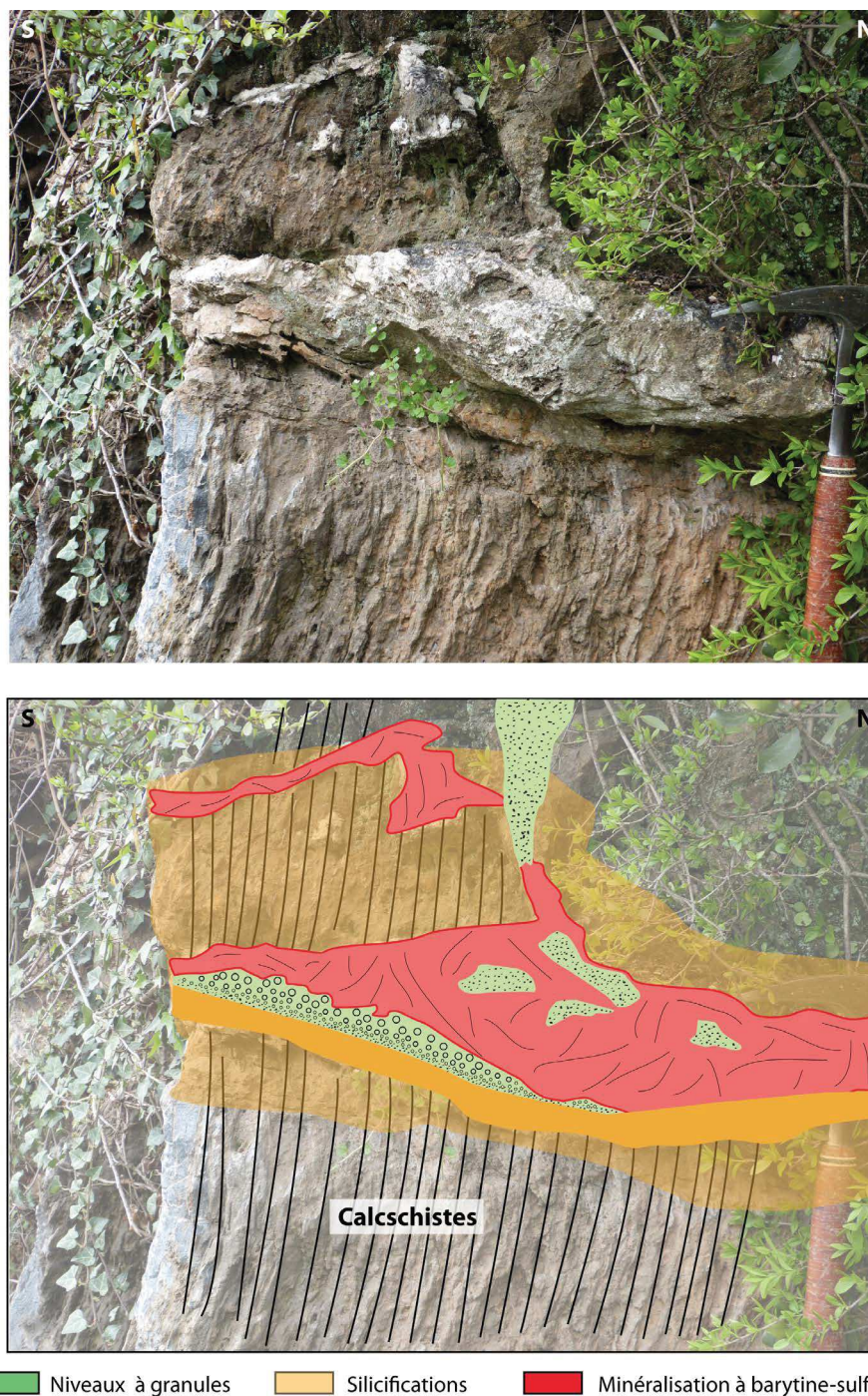


Fig. 2.190 – (a) Photo de l’affleurement de Montifort montrant la géométrie du réseau de cavités endokarstiques minéralisées et (b) son interprétation.

6.2.1.2.2 Architecture détaillée des corps minéralisés à barytines-sulfures



■ Niveaux à granules ■ Silicifications ■ Minéralisation à barytine-sulfure

Fig. 2.191 – Caractéristiques sédimentaires et texturales des différentes phases de remplissage d'une cavité sub-planaire parallèle à la surface de discordance du Trias.

Au sein des cavités karstiques, les barytines sont sous la forme de grandes lattes attestant d'une zone ouverte lors de la précipitation du fluide. Elles se développent soit (i) en blocage de la partie supérieure des cavités où aucun contact érosif n'est visible avec les épontes ; soit (ii) la plupart du temps en injection dans le niveau à granules où elles sont systématiquement entourées d'un liseret centimétrique d'ankérite en contact corrosif avec les granules et la silicifi-

cation (Fig.2.192.a). Les barytines cimentent des fragments de ces dernières phases confirmant leur minéralisation tardive par rapport à l'altération pédogénétique du socle (Fig.2.192.b). La texture de ces brèches suggère un simple effondrement des parois des cavités karstiques (Jébrak, 1997).

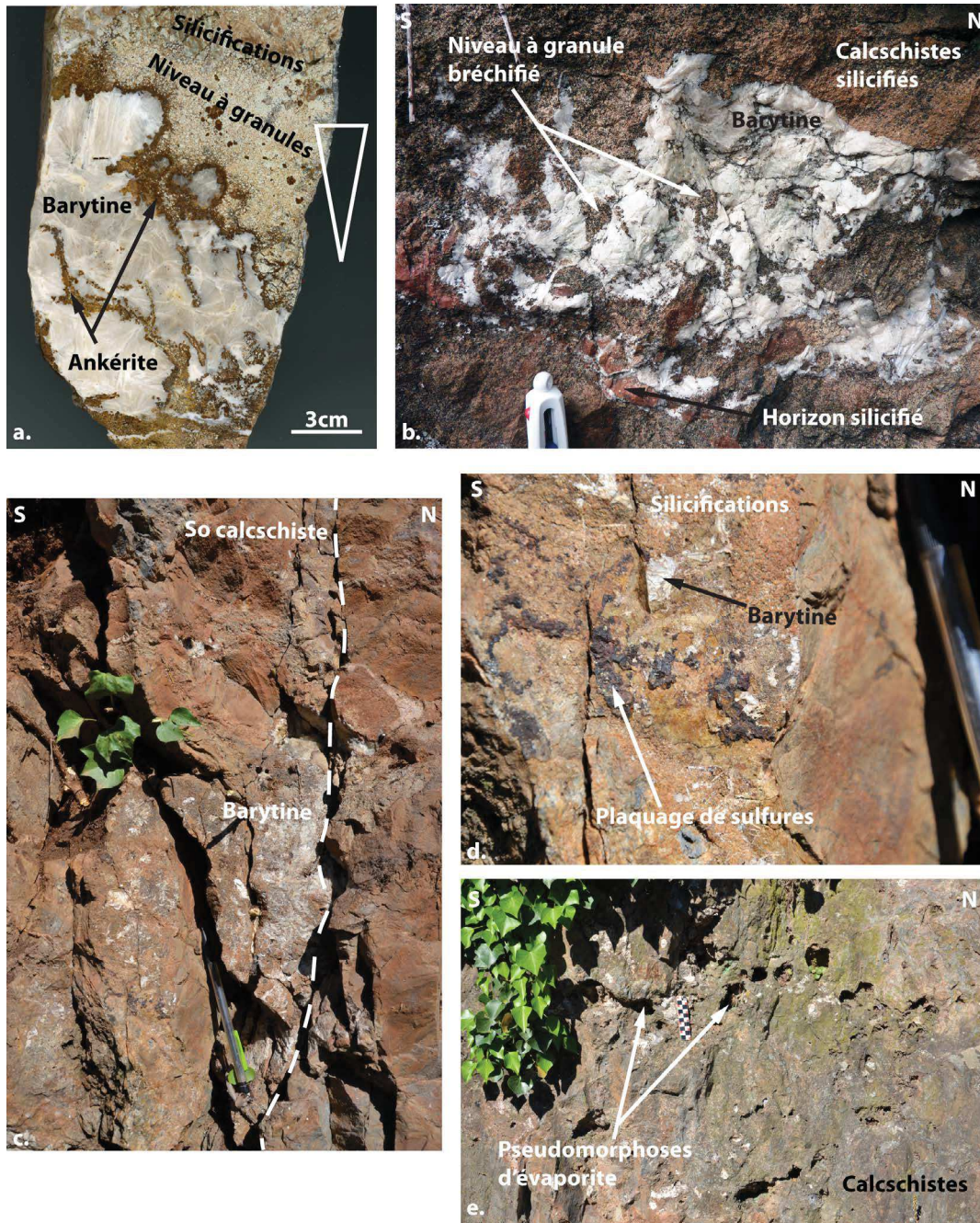


Fig. 2.192 – *Fabrication des minéralisations de barytine-sulfure de la route de Montifort : a. Section polie d'échantillon montrant une coupe transverse au remplissage des cavités (le triangle montre le granoclasement inverse du niveau à granules). b. Brèche d'effondrement au sein des cavités karstiques remplies par une barytine en gerbe. c. Ankérite et barytine en remplissage des plans de stratification sub-verticaux dans les calcschistes. d. Plaquage de sulfures oxydés associé à l'ankérite et à la barytine dans une cavité karstique. e. Pseudomorphoses d'évaporites dans les calcschistes cambriens proche du contact discordant avec le Trias.*

Dans la minéralisation, des mouchetures de sulfures sont présentes (Fig.2.191.b) ainsi que des

bitumes dans les espaces intercrystallins. Les sulfures sont aussi visibles sous forme de plaquages oxydés et isolés dans des cavités au sein des calcschistes (Fig.2.192.c).

Le réseau de cavités scellées par la barytine en gerbe est recoupé à certains endroits par des veines sub-verticales et des ouvertures centimétriques comprises dans la stratification des calcschistes. Elles sont tapissées d'ankérites et colmatées par la barytine en gerbe (Fig.2.192.d). Leur morphologie pourrait suggérer sans plus de certitude un mouvement *per ascensum* des fluides minéralisateurs.

La présence de pseudomorphoses d'évaporites dans les calcschistes cambriens indiquerait quant à elle la percolation de saumures évaporitiques depuis la couverture du Trias sus-jacente (Fig.2.192.e).

Les grès fins argileux du Trias moyen, qui reposent en discordance sur le socle cambrien, montrent également des marqueurs de barytines mais plus discrets. Proche du contact avec les calcschistes, les minéralisations forment de fines mouchetures, des grains disséminés et des géodes décimétriques (Fig.2.193). Des diaclases se propageant dans les grès fins hébergent aussi des minéralisations à barytine d'épaisseur centimétrique. Les veines se trouvent bloquées sous le contact avec les marnes évaporitiques.

L'ensemble de ces observations confirme que les minéralisations à barytines de l'affleurement de la route de Montifort sont bien associées à l'histoire triasique et non aux événements fluides permien antérieurs.

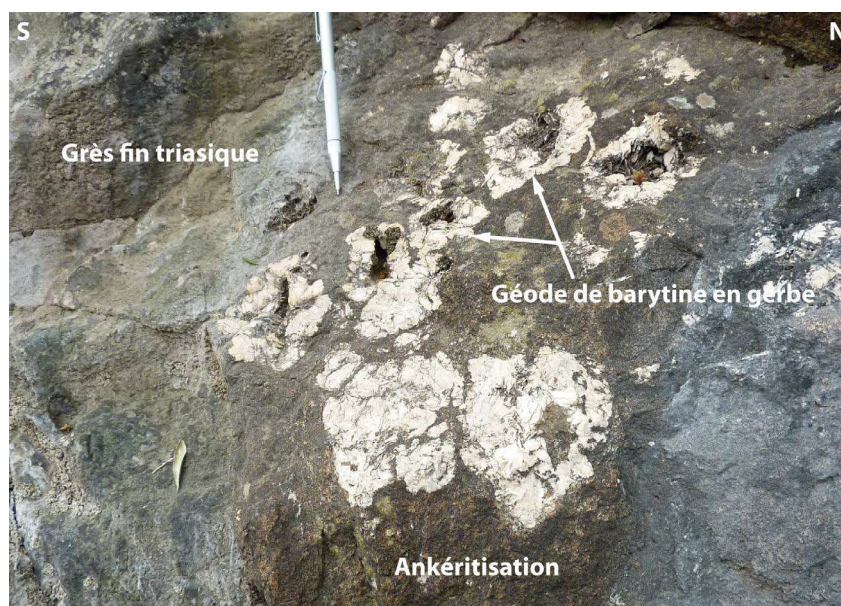


Fig. 2.193 – Géodes de barytine en gerbe dans les grès fins du Trias.

6.2.1.3 Minéralogie et textures internes

6.2.1.3.1 Les remplissages des cavités paléo-karstiques interconnectées

La première phase de remplissage correspond au niveau inférieur à granules (Fig.2.194.a et .c). A l'échelle microscopique, les grains sont ovoïdes à ronds et affectés par des fissures courbes. Ce sont des grains dissociés de dolomicrite, avec quelques impuretés limonitiques et une ankéritisation précoce confirmant un processus de décarbonatation de l'encaissant dans un paléosol (Lopez, 1992). On trouve également des quartz détritiques entre les granules (Fig.2.194.c).

Ce niveau à granules est intensément silicifié par des quartzines et micro-quartz en invasion au sein des grains (Fig.2.194.b et .c). En contact direct avec ces silicifications et dans des zones de cavités, on trouve des silts vadoses géotropes et mégaquartz drusiques phréatiques, allant jusqu'à colmater entièrement l'espace disponible (Lopez, 1992).

Dans les zones où les cavités demeurent ouvertes, une ankérite drusique a précipité sur les mégaquartz avec une croissance cristalline en direction de la porosité (Fig.2.194.d). On la trouve également en remplissage de cavités de dissolution des granules (Fig.2.194.e). Ces cristaux ont une structure interne complexe, composée d'un coeur et de plusieurs enveloppes (Fig.2.194.f).

Une seule génération de barytine en grandes lattes est visible en remplissage des cavités paléo-karstiques (Fig.2.194.g). Leur point d'initiation est alors situé sur les faces cristallines des dolomites, attestant de leur antériorité. Des mouchetures de blende, pyrite et chalcopyrites d'environ $50\mu m$ sont présentes en position précoce par rapport aux barytines entourant les fragments de brèches karstiques. Elles apparaissent également dans l'espace intercristallin. On rencontre dans la même position, des bitumes et huiles lourdes contemporaines. Proches des barytines, des pseudomorphoses d'évaporites synchrones des barytines, sont scellées par des cristaux de calcite tardive (Fig.2.194.h).

6.2.1.3.2 Minéralisations au sein des grès fins triasiques

Les grès triasiques, d'orientation et pendage N170-45S, reposent en discordance sur le socle cambrien. Ils montrent une matrice argilo-carbonatée qui a subi une ankéritisation précoce similaire à celle du socle. La minéralisation se présente sous forme de géodes et en remplissage de diaclases N0-65W qui se bloquent à l'interface avec les niveaux de marnes évaporitiques.

La barytine a précipité directement sur les mégaquartz avec une géométrie en lattes imbriquées formant un dépôt massif. De rares chalcopyrites de l'ordre du micromètre sont visibles, baignant dans la minéralisation.

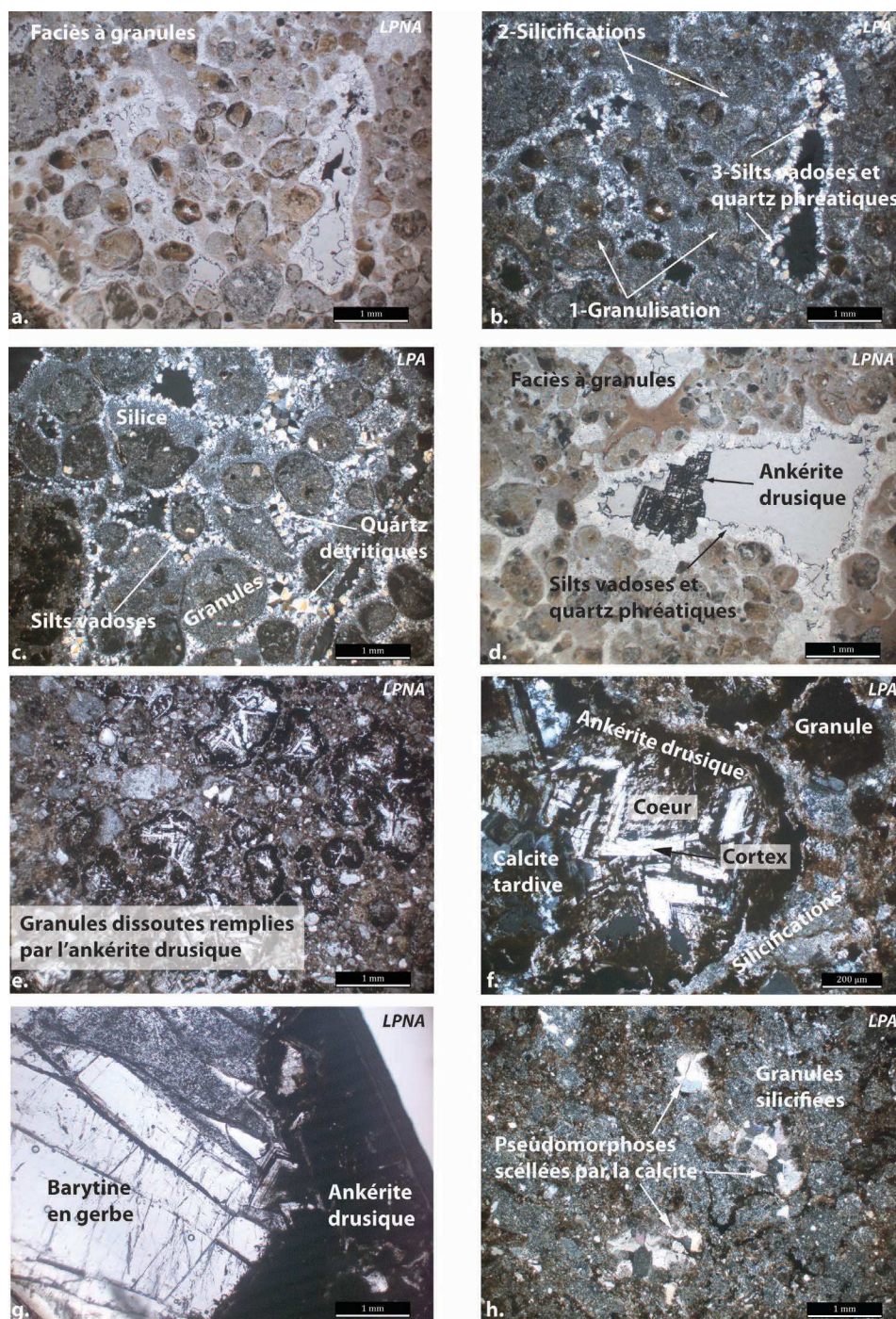


Fig. 2.194 – Textures internes des minéralisations de la route de Montifort : a., b. et c. Textures du faciès à granules à la base des cavités. d. Ankérite drusique dans une cavité préalablement remplie par des silts vadoses et quartz phréatiques. e. Ankérite drusique en remplissage de cavités de dissolution des granules. f. Vue détaillée de la structure interne des ankérites drusiques illustrant la présence d'un coeur et d'un cortex dans le cristal. g. Barytine en gerbe ayant précipité sur les ankérites drusiques dans les cavités endokarstiques. h. Pseudomorphoses d'évaporites scellées par de la calcite et des hydrocarbures.

6.2.1.4 Synthèse et discussion

D'après les travaux de Lopez (1992) ainsi que cette étude, plusieurs étapes sont à prendre à compte pour comprendre la mise en place des minéralisations à barytine sur l'affleurement de la route de Montifort. Le modèle présenté ici est une précision de celui proposé par Lopez (1992).

-t1- karst sous couverture : formation d'un karst lors du battement de nappe phréatique avant le dépôt des évaporites de l'Anisien moyen (Lopez, 1992) (Fig.2.196 et 2.197.a). Le niveau de la nappe est alors à 2/3m sous la surface. Cette phase est également marquée par l'**altération pédogénétique** des séries du socle, en particulier sous forme de silicification et ankéritisation. Les cycles d'enneigement/déenneigement entraînent la dessiccation et la granulation des sédiments intrakarstiques qui acquiert alors un granoclassement inverse.

La présence de niveaux distincts de cavités suggère une variation de la position de la nappe phréatique au cours du temps.

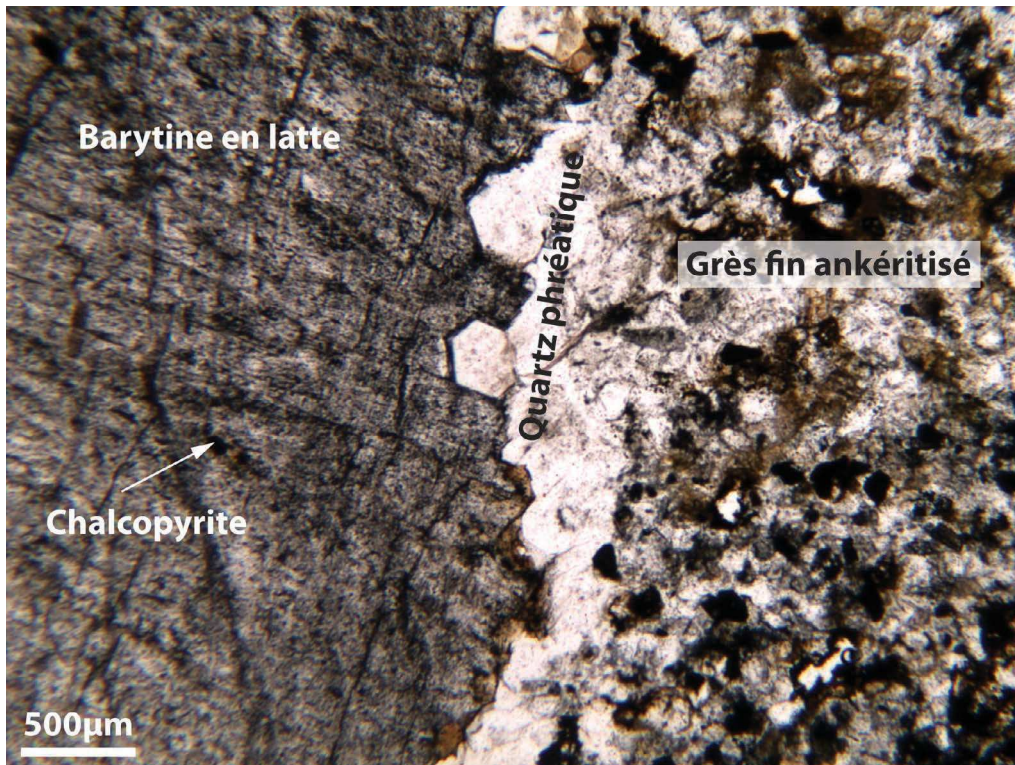


Fig. 2.195 – Image microscopique des minéralisations de barytine au sein d'une diacalse dans les grès fins de base de l'Anisien moyen.

-t2- Environnement de type playa évaporitique : un système lacustre de playa évaporitique s'installe ensuite suivant une remontée de la nappe phréatique (Fig.2.197.b). Les cavités noyées vont alors être remplies par des silts vadoses et des quartz drusiques. Pendant cette période, une nappe alcaline mobilise la silice qui va précipiter dans les remplissages internes des karsts.

Une phase d'altération plus tardive affecte alors les épontes et le remplissage des cavités karstiques, et se matérialise par la précipitation d'une ankérite drusique.

Ce processus induit la formation de vides secondaires dans lesquels vont précipiter les **minéralisations à barytine-sulfure** (Fig.2.197.c). Les dépôts minéralisés du socle sont présents en blocage de la partie supérieure des cavités, en injection dans le remplissage alors bréchifié et dans les plans de stratification des calcschistes encaissants. Des diaclasses au sein des

grès fins de base triasiques sont également scellés par la même phase de barytine.

L'origine du baryum est ici incertaine et pourrait provenir (i) de la sédimentation d'évaporites associée au lessivage des sulfates ou (ii) d'un processus de remobilisation des minéralisations antérieures par des conditions réductrices comme en témoigne la présence d'hydrocarbures intimement associés aux barytines. Nous discuterons de ces deux hypothèses lors de l'étude des signatures géochimiques des minéralisations.

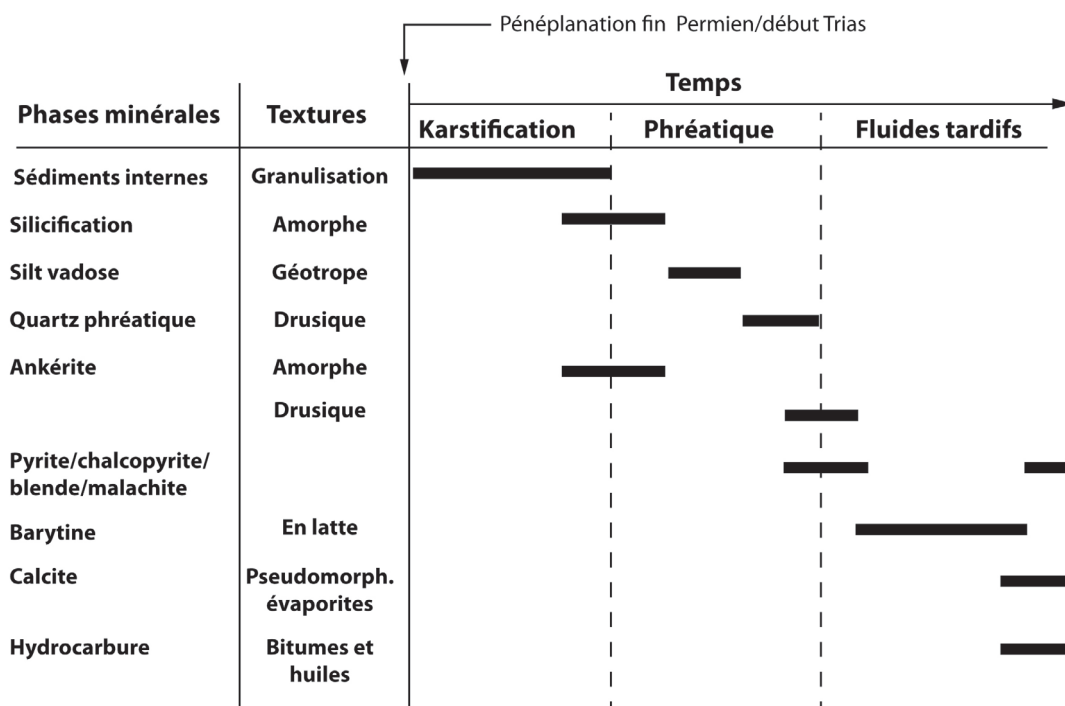


Fig. 2.196 – Evolution des paragenèses minérales sur l’affleurement de la route de Montifort.

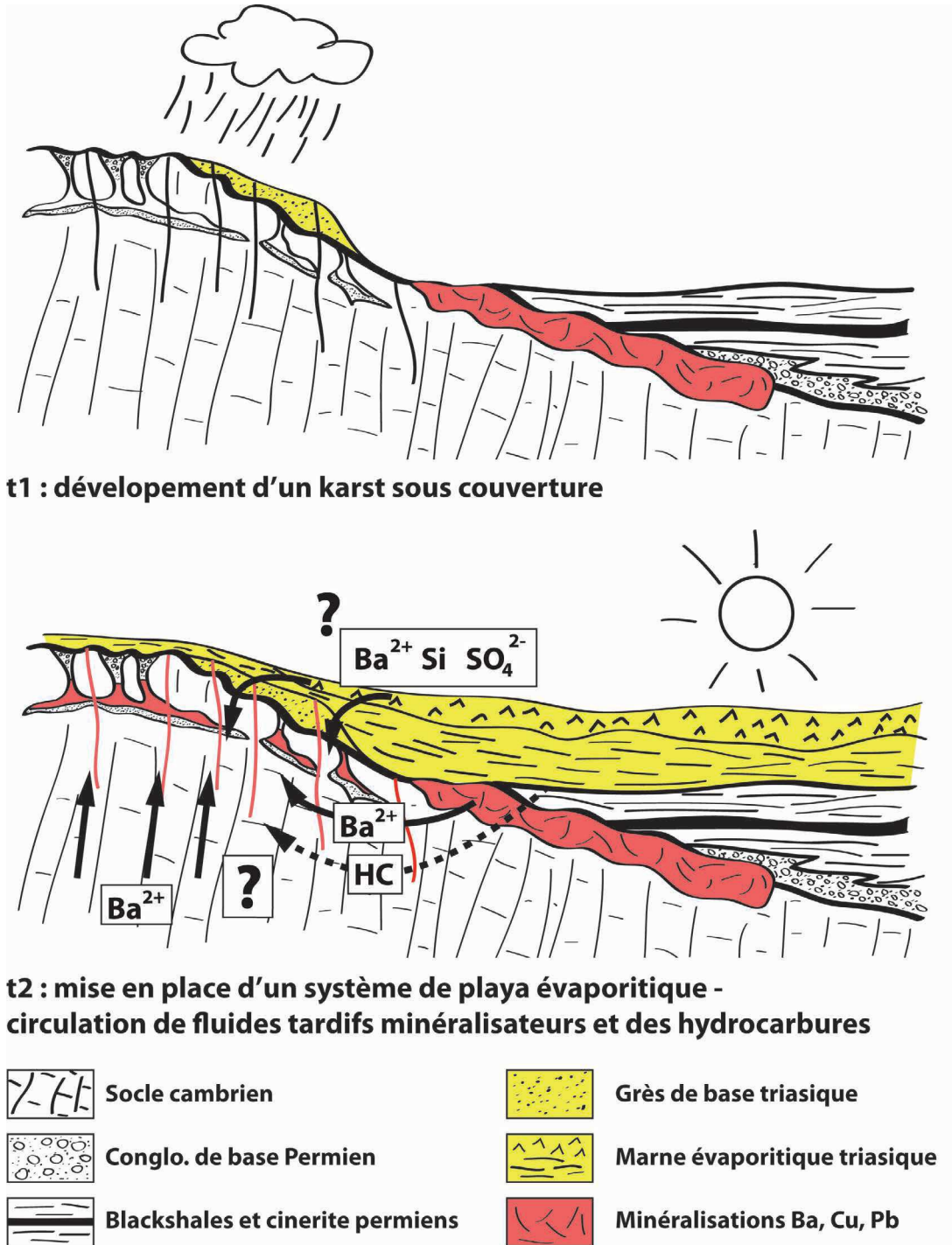


Fig. 2.197 – Modèle de distribution des minéralisations barytiques au niveau du contact entre le socle carbonaté et la couverture triasique.

6.2.2 Le secteur du Transformateur : Une "Diffusion de la minéralisation" sous la discordance

6.2.2.1 Cadre géologique

L'affleurement du transformateur est situé le long de la route RD148 (Voir point 3 sur 2.187.a). Il représente un bon exemple de la distribution des minéralisations au droit de la discordance entre le socle cambrien et la formation des argilites inférieures de l'Anisien moyen. La figure 2.198 présente la géométrie des minéralisations sous la discordance.

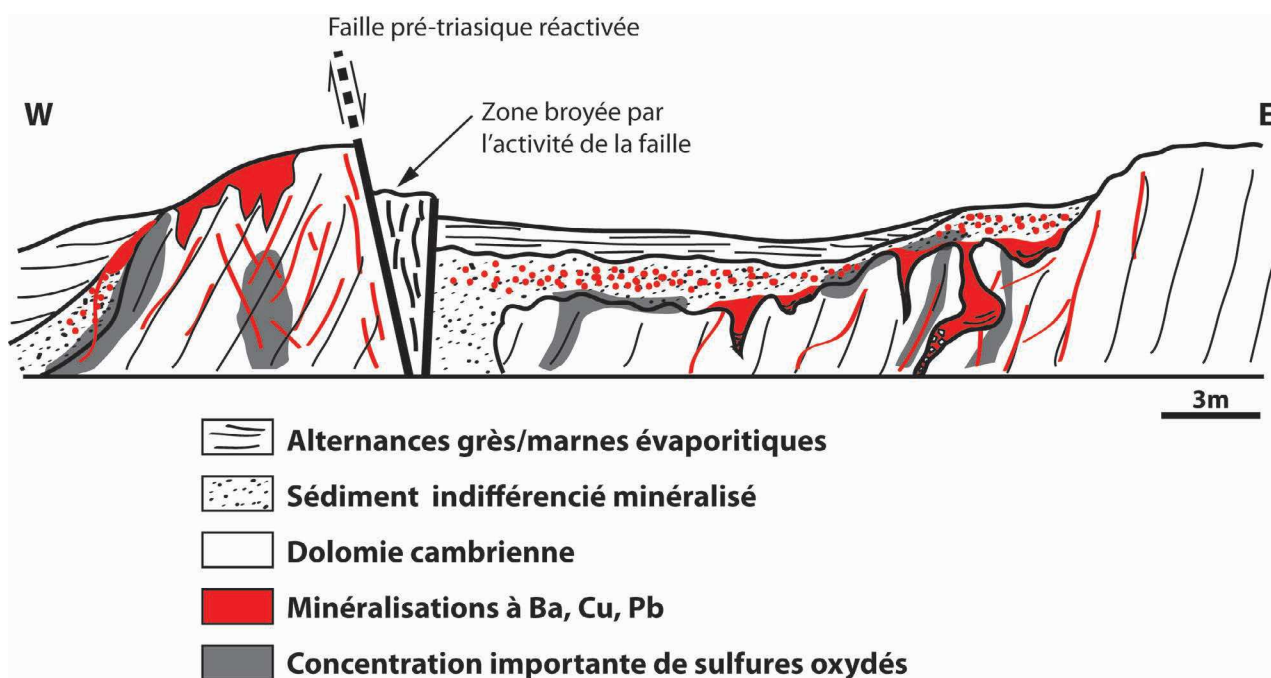


Fig. 2.198 – Coupe schématique de l'affleurement minéralisé du "Transformateur" au niveau de la discordance permo-triasique.

Le socle cambrien est constitué par une dolomie d'orientation et pendage N150-60O, en partie silicifiée proche de la discordance triasique. Cette formation est affectée par de multiples fractures sub-verticales et par des cavités centimétriques à métriques remplies par des sédiments internes également silicifiés et colmatés par des minéralisations de barytine et sulfures.

Les dolomies cambriennes sont surmontées par une couche argilo-gréseuse très minéralisée proche du contact avec les marnes triasiques. Cette formation appartiendrait aux grès de base du Trias.

Ce niveau est recoupé par une surface légèrement pentée sur laquelle on observe l'*onlap* de grès à rides de courant et des marnes vertes évaporitiques triasiques à pendage sub- horizontal.

L'ensemble est affecté par une faille normale/senestre N25-80E, à pitch de 30°N, qui met en contact les dolomies du mur avec les sédiments triasiques du toit.

Les minéralisations à barytine-sulfure sont distribuées de manière hétérogène aussi bien dans le socle que dans les sédiments de base du Trias.

6.2.2.2 Fabrique, minéralogie et texture des minéralisations

6.2.2.2.1 Le socle

Au sein des dolomies cambriennes, la minéralisation à barytine et sulfure est principalement contrôlée par des veines N20-70O et N120-70E (Fig.2.199.a). Ces orientations sont concordantes avec la direction qui contrôle les circulations des fluides au Permien supérieur (voir chapitre II-3). Les épontes des veines sont tapissées d'ankérite drusique à la surface desquelles on trouve des bitumes et huiles lourdes (Fig.2.199.b). Au sein des minéralisations de barytine, de nombreux sulfures plus tardifs sont disséminés tels que la galène, la sphalérite, de la pyrite et de la chalcopyrite (Fig.2.199.c).

Ces drains préférentiels sont latéralement connectés à des cavités paléokarstiques scellées par la barytine. Cette dernière repose sur les sédiments intra-karstiques et cimente des brèches d'effondrement formées lors du sous-tirage karstique (Fig.2.199.d).

Les minéralisations sont cachetées par les sédiments triasiques sus-jacents. La minéralisation se caractérise alors par une quantité plus importante de sulfures, notamment dans la moitié ouest de l'affleurement et à l'interface entre les grès de base triasiques et le socle à l'Est (Fig.2.200).

L'observation en lames minces met en évidence des veines de calcite contemporaines des sulfures tardifs et des hydrocarbures en contact corrosif avec les minéralisations barytiques (Fig.2.201). Proche de ce contact, de fines aiguilles de barytines secondaires ont précipité en amas au niveau des golfes de corrosion. On serait ici en présence d'une dissolution tardive des barytines en milieu réducteur, à en juger par la forte proportion en sulfures.

6.2.2.2.2 Les sédiments triasiques

Au niveau de la discordance, de petites cavités centimétriques vides dans les dolomies cambriennes suggèrent des pseudomorphoses de barytine et donc une dissolution partielle des minéralisations du socle (Fig.2.202.a).

Les sédiments triasiques sus-jacents ont une texture très altérée et sont intensément minéralisés à leur base par des sulfures oxydés par l'altération actuelle (Fig.2.200). La barytine y est abondante sous la forme de veines décimétriques dont l'extension verticale se trouve bloquée sous les marnes évaporitiques. Cette dernière observation indiquerait le rôle barrière de ces marnes lors d'une trajectoire *per ascensum* des fluides minéralisateurs.

On trouve un grand nombre de barytines disposées en mouchetures dans les sédiments le long d'un front parallèle à la paléosurface triasique (Fig.2.202.b). Microscopiquement, la barytine

forme de petites gerbes entourées par des cristaux tardifs de galène de taille micrométrique (Fig.2.202.c).



Fig. 2.199 – Distribution des minéralisations au sein du socle cambrien sous la surface de discordance : a. Veines N20-70E et N120-70E minéralisées par la barytine. b. Bitumes à l'interface entre les barytines en gerbes et les ankérites qui tapissent l'éponte des veines. c. Cristaux de galène tardifs sur les barytines en gerbe. d. Minéralisation de barytine en remplissage de cavités paléo-karstiques avec des témoins de sous-tirage gravitaire.

Enfin, la minéralisation reste très discrète au sein des marnes évaporitiques et prend la

forme de cavités décimétriques ankéritisées et scellées par des barytines en gerbes (Fig.2.200).

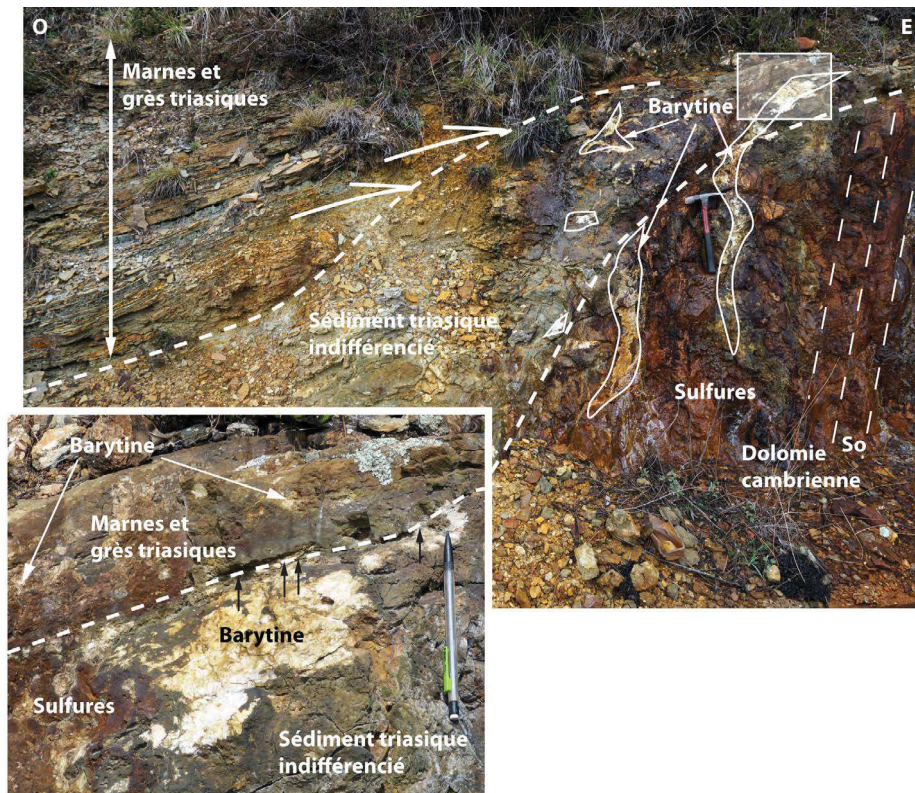


Fig. 2.200 – Minéralisations sulfurées en injection dans les plans de stratification de la dolomie cambrienne. On observe également une minéralisation en barytine en sous-plaquage des marnes évaporitiques triasiques.

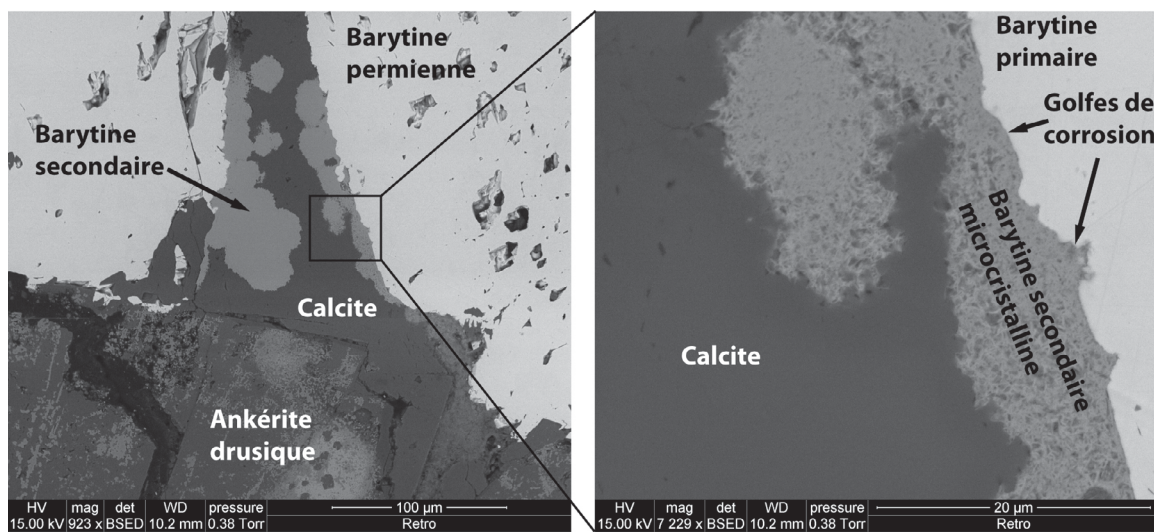


Fig. 2.201 – Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une veine de calcite sur les épontes de laquelle un processus de dissolution-reprécipitation de la barytine.

6.2.2.3 Synthèse et discussion

L’affleurement du transformateur illustre un processus de **dissolution de barytine** initialement en remplissage des cavités paléo-karstiques du socle. L’âge de ces minéralisations n’est pas réellement contraint ; elles peuvent en effet aussi bien correspondre aux barytines permienues qu’à des barytines triasiques. Or, le fait que les cavités minéralisées soient connectées à des drains ayant fonctionné au Permien et qu’elles sont cachetées par les premiers dépôts de grès triasiques favorise une mise en place permienne des barytines minéralisées dans le socle.

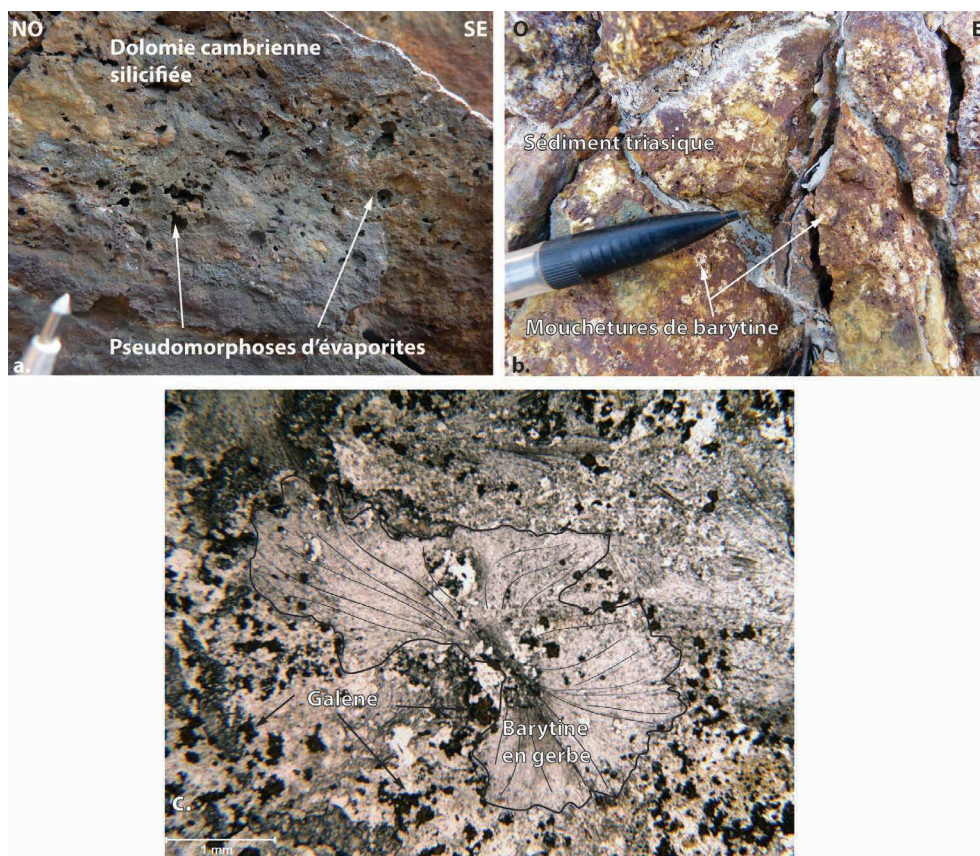


Fig. 2.202 – Minéralisations sulfurées en injection dans les plans de stratification de la dolomie cambrienne. On observe également une minéralisation de barytine en sous-plaquage des marnes évaporitiques triasiques.

Les premières générations de barytine subissent un processus de dissolution très certainement en **conditions réductrices** comme le montre la néoformation de nombreux sulfures de type galène, chalcopryrite et pyrite et la présence de bitume. Suite à cette remobilisation des stocks antérieurs de baryum, on observe une minéralisation de barytine secondaire au sein des grès inférieurs triasiques, verticalement limitée par les marnes évaporitiques. Cette configuration suggère la formation d’un **front de minéralisation par diffusion verticale dans les premiers niveaux triasiques**.

L’analogie avec le système karstique triasique de la route de Montifort est ici bien visible. Le remaniement des stocks minéralisés antérieurs semble essentiellement résulter d’une variation

de chimisme à quelques mètres de profondeur lors de la mise en place d'un régime réducteur au début du Trias.

6.2.3 La mine de Belbezet - Déformations des minéralisations barytiques permiennees à l'interface avec les conglomérats de base du Trias moyen

6.2.3.1 Cadre géologique

La mine de Belbezet est une mine d'exploitation de cuivre datée de la période antique. Outre son intérêt historique, elle permet d'appréhender la distribution des minéralisations à l'interface entre le socle dolomitique cambrien et les conglomérats de base de l'Anisien moyen (Fig.2.203).

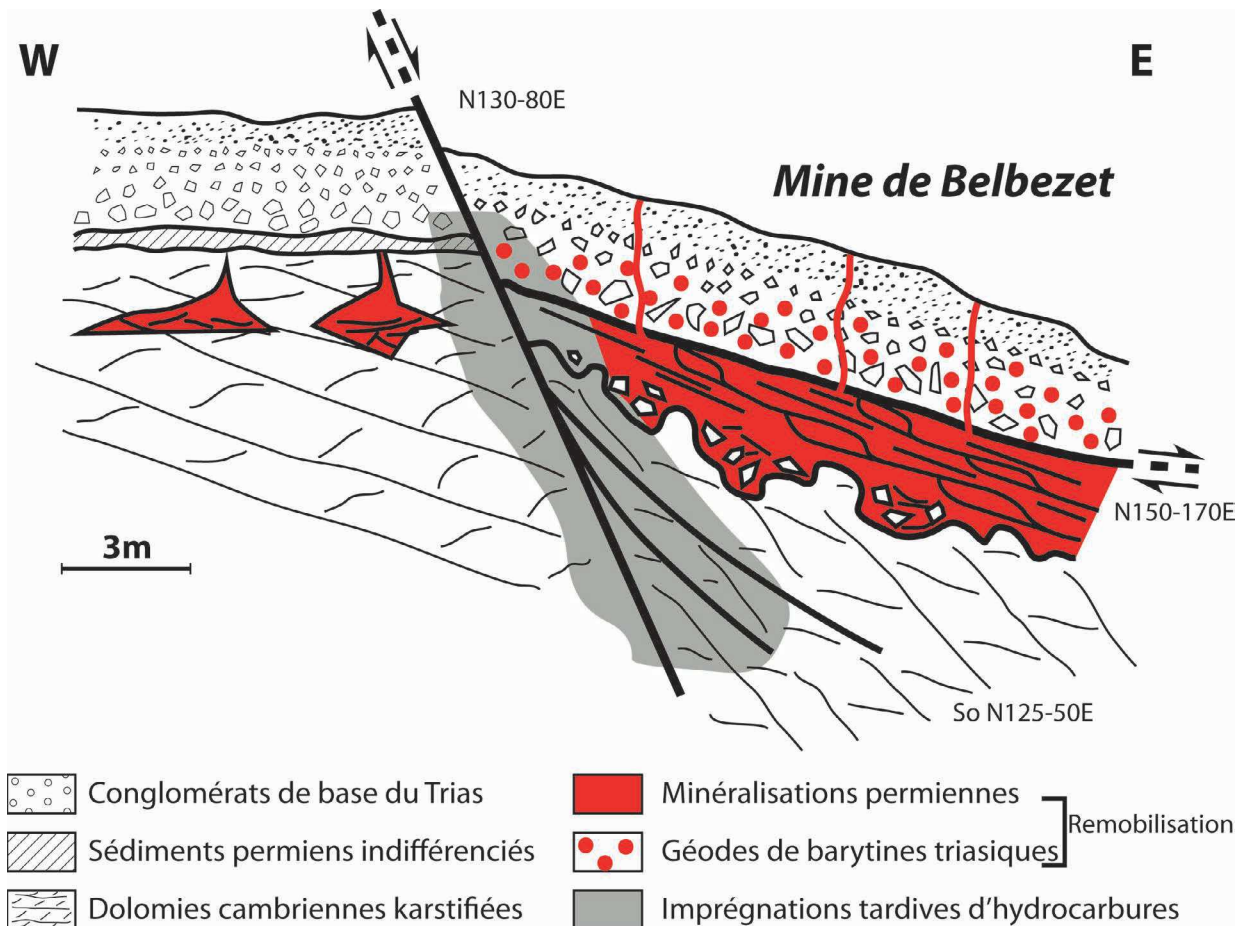


Fig. 2.203 – Coupe schématique de la mine de Belebezet et distribution des minéralisations à la discordance triasique.

La dolomie cambrienne est de composition et allure identiques à celle que nous avons décrite précédemment. Les strates sont caractérisées par un azimuth et un pendage de N125-50E. Elle

est parsemée de cavités paléokarstiques scellées par les barytines permienne. Proche de la discordance, elle prend une couleur plus foncée due à une marmorisation et une ankéritisation importante. On rencontre également quelques veinules de quartz proches du contact avec le Trias.

Dans la zone sud-ouest de la mine, un fin niveau de sédiments argileux de quelques décimètres d'épaisseur et intensément broyé, est intercalé entre le socle cambrien et les premiers niveaux de conglomérats de base du Trias. Ce sédiment est probablement une relique des dépôts permien en discordance sur le socle et remaniés lors du dépôts de la coulée boueuse sus-jacente.

La paléo-surface triasique est surmontée par une séquence grano-strato décroissante constituée de la base vers le sommet par :

- Un dépôt massif de brèche polygénique, à support boueux, composé de blocs décimétriques de socle (dolosparite, calcschistes, silicifications, cherts, jaspes) selon un granoclassement normal. On y trouve des fragments ligneux et, en nombre plus restreints, des galets mous d'argiles riches en matière organique qui pourrait provenir des argilites permienne. La matrice est une boue dolomitique composée majoritairement de dolosparite, de quartz et grès fins micacés. On y trouve de la barytine en position tardive dans des vides résiduels.
- Au-dessus de cette coulée boueuse, on passe progressivement à des niveaux de grès fins à très fins, carbonatés, alternant avec des niveaux de marnes vertes. A la différence des séries sous-jacentes, aucune silicification n'est visible. Cependant, des géodes et veinules tardives de barytines ainsi que des épigénies de halite sont visibles au sein des grès. On est ici à la transition avec le domaine des Argiles Inférieures de l'Anisien (Lopez, 1992).

L'ensemble est affecté par une faille normale N145-78E, tapissée de barytine. Elle décale les niveaux de base du Trias et est donc postérieure aux dépôts des premières séquences de l'Anisien moyen.

Le paléo-environnement de la mine de Belbezet correspond donc à la mise en place de coulées boueuses sur les flancs des inselbergs du socle cambrien sur la Ride de Lodève. L'altération pédogénétique y est visible sous la forme d'une silicification et ankéritisation précoce.

Latéralement, on passe à des dépôts de type playa évaporitique dont les conditions de chimisme, à l'instar des zones précédemment étudiées, vont avoir un impact sur la remobilisation des minéralisations de socle.

6.2.3.2 Fabrique des minéralisations au contact entre le socle cambrien et la brèche triasique

Dans le socle, la minéralisation est essentiellement présente en remplissage de poches paléokarstiques météoriques comme en témoigne la présence de sédiments intra-karstiques en base de cavités (Fig.2.204). Des brèches d'effondrement karstique sont cimentées par la barytine en position basale de cavité (Fig.2.204 et 2.205). La minéralisation consiste en une barytine en grandes lattes enchevêtrées avec des cristaux de taille centimétrique et localement imprégnés par les hydrocarbures. Les fragments des brèches karstiques sont souvent entourés par une frange de pyrite et chalcopryrite antérieure à la mise en place du sulfate de baryum.

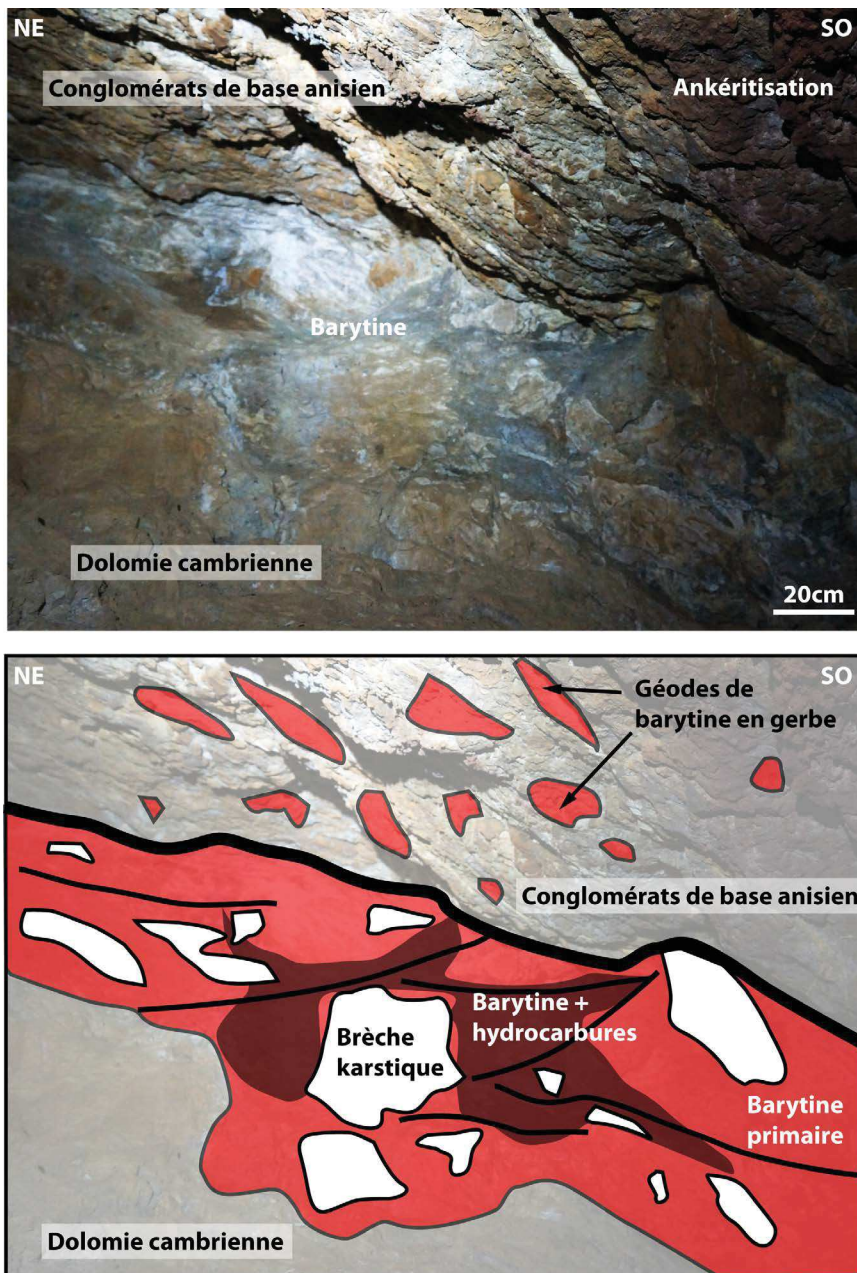


Fig. 2.204 – Minéralisations de barytine-sulfure imprégnées par les hydrocarbures au contact entre les paléokarsts du socle et la brèche de base du Trias.

Des sulfures secondaires de type pyrite, chalcopyrite, galène noir/brune, covellite, tétraédrite et des carbonates de cuivre (malachite/azurite) sont en position tardive dans les vides intercrystallins de la barytine. On aurait donc deux générations de sulfures, une antérieure à la barytine et une autre postérieure.

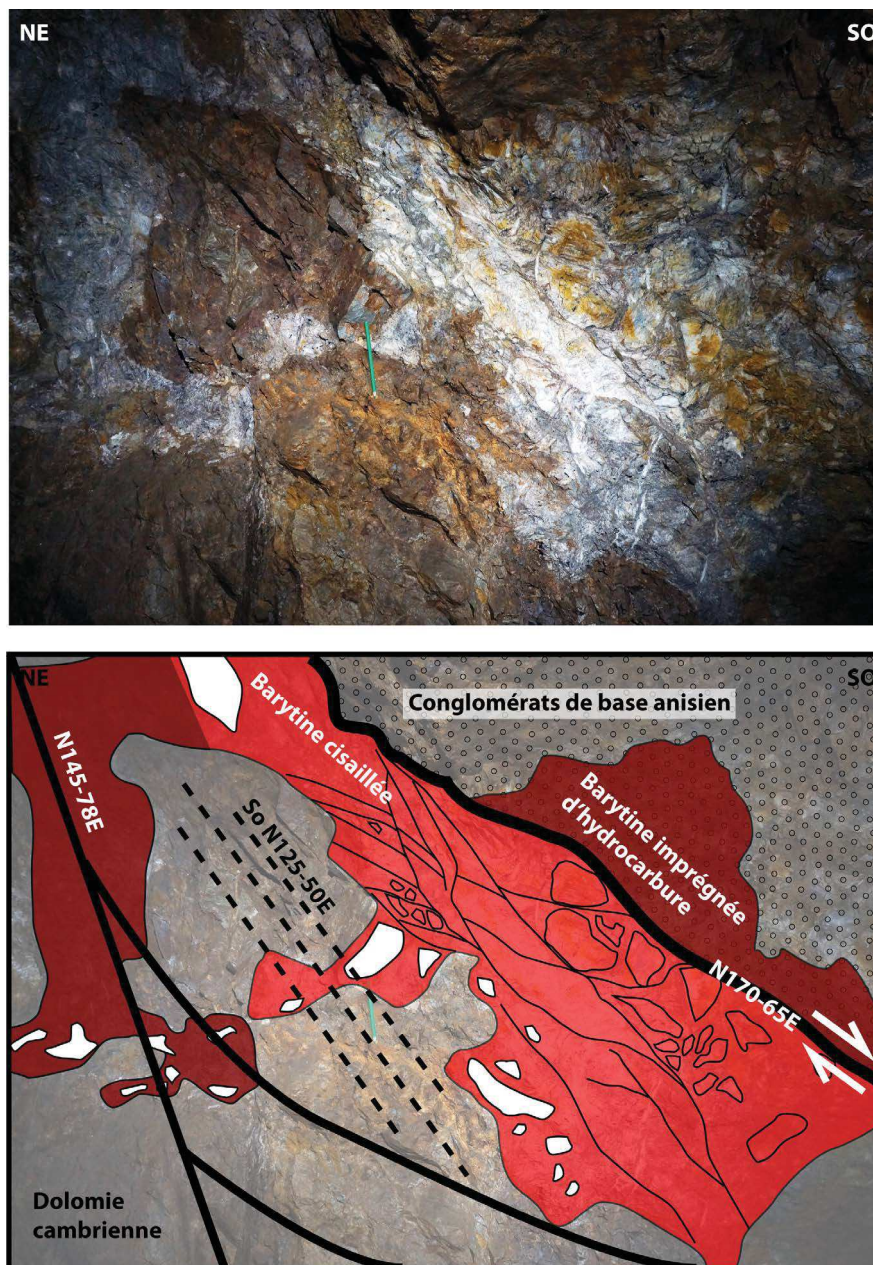


Fig. 2.205 – Minéralisations de barytine imprégnées d'hydrocarbures montrant des témoins de cisaillement post-minéralisation dont les plans sont parallèles au contact avec la brèche de base.

Les minéralisations étant verticalement limitées par les sédiments permien dans la partie nord-ouest, on considère que les remplissages minéralisés des paléokarsts sont liés aux événements de fluides permien.

Plus on se rapproche du contact avec les brèches du Trias et plus les dépôts de barytine sont déformés. En effet, on observe des plans de cataclase au sein des minéralisations (Fig.2.205) soulignés par un broyage et une réduction importante de la taille des grains (Fig.2.206.a et .b). Ces

plans sont parallèles à la paléo-surface de dépôts de la coulée boueuse, d'orientation et pendage N150-65E, et montrent des structures C-S en jeu normal de direction est. Un phénomène de pression-solution est visible au contact des grains dans la cataclase intensifiant la désagrégation des cristaux de barytines.

Les imprégnations d'huiles et les bitumes sont visibles au sein des plans de cisaillement attestant d'une circulation tardive à la déformation des minéralisations permienne dans la perméabilité nouvellement créée (Fig.2.206.c).

On trouve au sein des brèches sus-jacentes, environ 20% de barytine ayant cristallisé sous forme de géodes en position tardive dans les cavités de dissolution des fragments carbonatés. Elles sont systématiquement associées à de petites inclusions d'anhydrite, aux hydrocarbures (Fig.2.205 et 2.206.d) et à de rares carbonates de cuivre.

Quelques veines minéralisées d'épaisseur centimétrique traversent l'ensemble de la brèche jusqu'au niveau de grès fins. Dans leur partie inférieure les grès sont partiellement cimentés par la barytine.

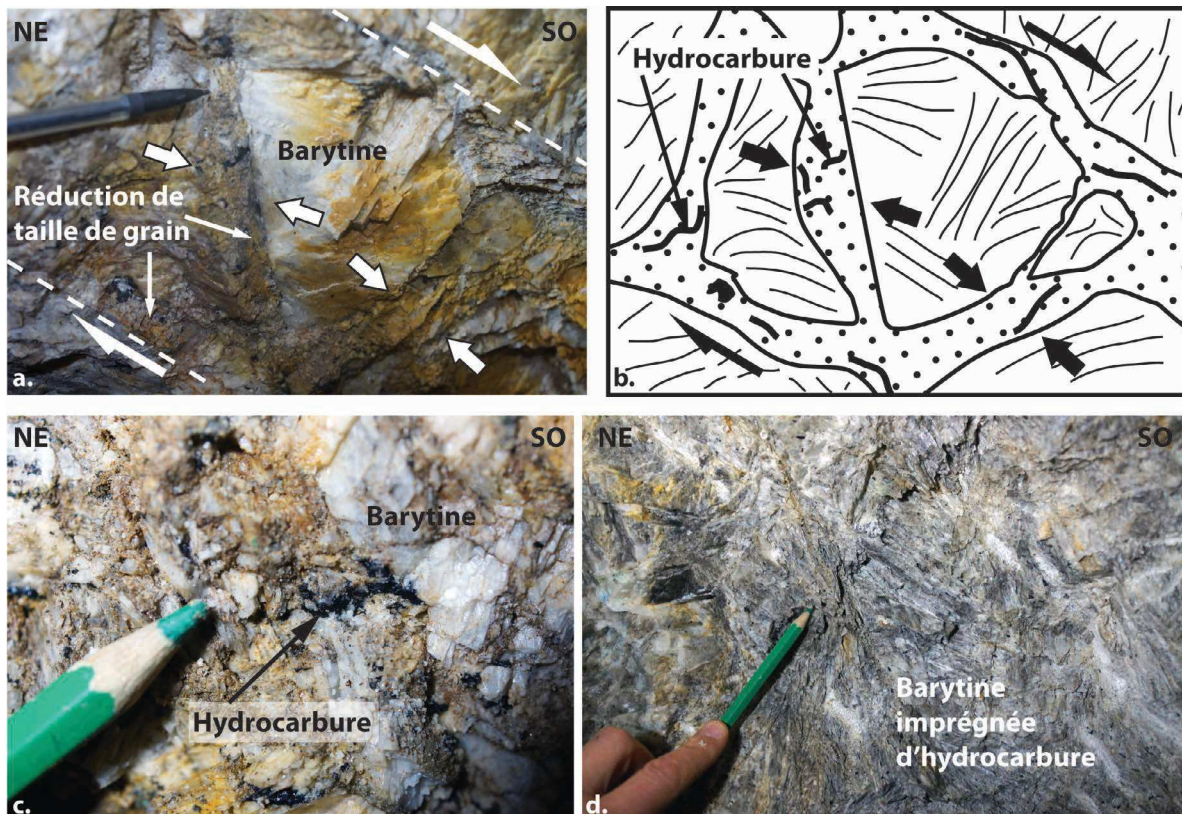


Fig. 2.206 – Déformation de minéralisation barytine antérieure ou contemporaine de la circulation des hydrocarbures : a. et b. Témoins de plans de cisaillement et de pression-solution dans les minéralisations de barytines. c. Présence de bitume dans les plans de cataclase. d. Imprégnation des barytines par les hydrocarbures au sein de la brèche triasique.

6.2.3.3 Synthèse et discussion

Les minéralisations dans la mine de Belbezet montrent **une remobilisation d'ordre chimique mais également tectonique des barytines**. En effet, les minéralisations permienne,

intervenant en remplissage de cavités paléokarstiques du socle, se trouvent cisillées et broyées selon des plans de cataclase dont la cinématique est concordante avec la direction de glissement de la coulée boueuse sus-jacente. Ce mécanisme induit un processus de pression-solution des cristaux de barytine et favorise donc leur mise en solution partielle. De plus, la néoformation de sulfures et la circulation syn-déformation des hydrocarbures confirment **la mise en place d'un environnement réducteur**, propice à la dissolution des barytines comme nous avons pu le constater dans les microtextures de l'affleurement du transformateur (paragraphe II-6.2.2).

Le baryum ainsi mobilisé peut ensuite circuler *per ascensum* soit par diffusion soit par compaction dans les séries de base de l'Anisien moyen. En effet, nous n'avons pas identifié de drains verticaux préférentiels pour la circulation des fluides mais seulement des minéralisations plus discrètes de barytines dans la matrice du conglomérat et des grès sus-jacents.

Le régime de playa évaporitique est responsable de la mise en place d'une nappe phréatique proche de l'interface avec le socle qui va contrôler les conditions chimiques de précipitation. En particulier, la présence d'au moins deux générations de sulfures, précoce et tardive vis à vis de la barytine, traduirait probablement des fluctuations du niveau de cette nappe.

Les trois zones précédemment décrites sont le siège de minéralisations barytiques mises en place à la suite d'un certain enfouissement des séries sédimentaires et de l'altération superficielle associée (ankéritisation, silicification, marmorisation). D'autres pointements de socle cambrien sur la Ride de Lodève montrent un caractère syn-génétique des minéralisations contemporaines du dépôt des marnes évaporitiques du Trias. C'est le cas du filon de la Roche Percée Nord qui fait l'objet du prochain paragraphe.

6.2.4 Le paléo-aven de La roche Percée Nord - Minéralisations sédimentaires associées au fonctionnement d'un endokarst

Le paléo-aven exhumé de la Roche Percée Nord souligne la relation entre la dynamique sédimentaire de surface lors du dépôt des marnes évaporitiques du Trias moyen et la sédimentation intra-karstique contemporaine dans le socle. Cet affleurement a été décrit par Lopez (1992) qui a précisément contraint la distribution des minéralisations barytiques et proposé un modèle de mise en place. Cet affleurement étant indispensable à la compréhension des mécanismes de mise en place des dépôts minéralisés triasiques, ce paragraphe sera consacré à une synthèse de ses observations.

Le site est localisé au nord-ouest de Montifort, en rive droite de la Soulondres (voir point 5 sur la figure 2.187.a).

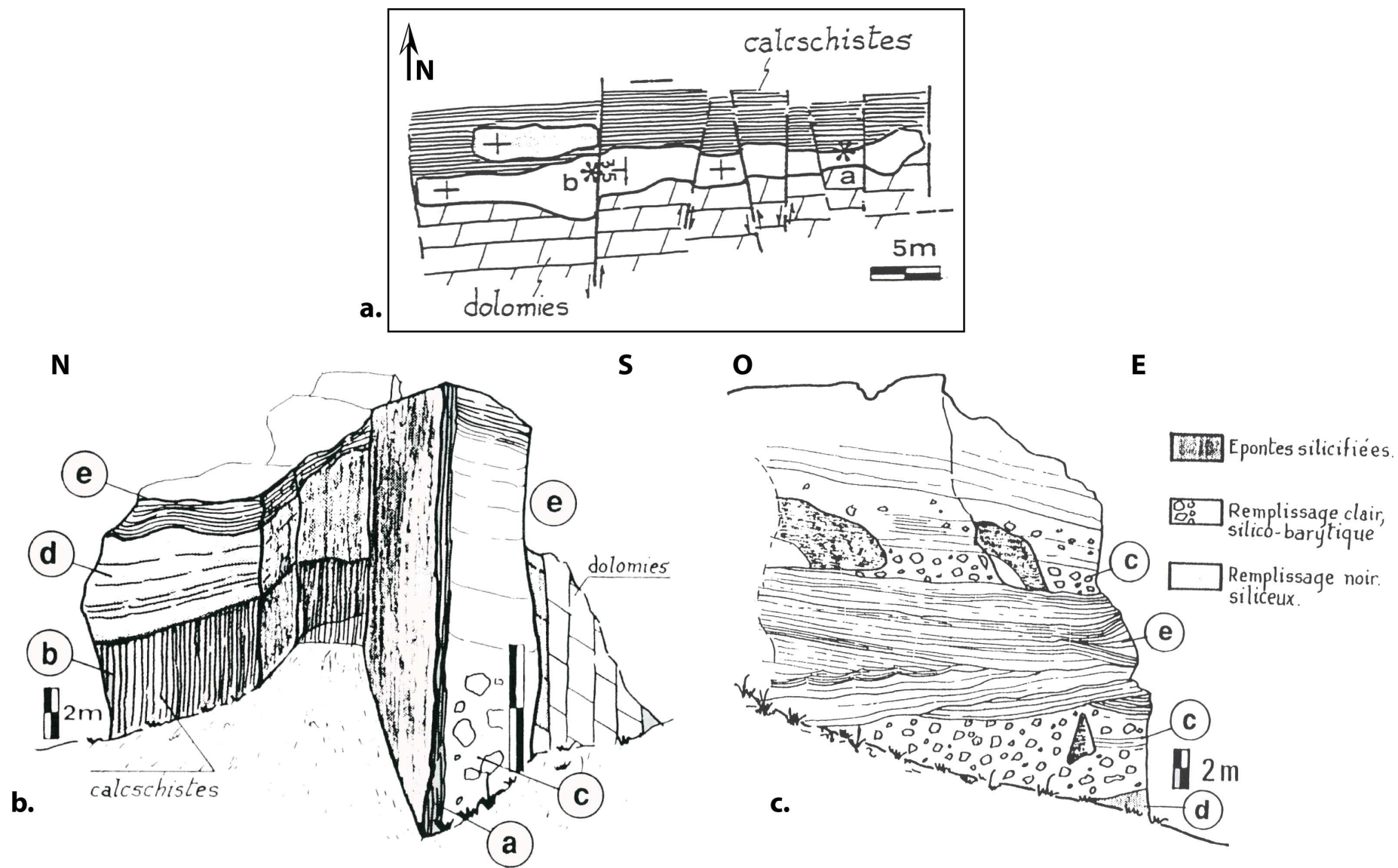


Fig. 2.207 – Situation géologique de l’affleurement de la Roche Percée Nord : a. Carte schématique du paléokarst exhumé de la Roche Percée Nord. b. et c. Distribution des différents faciès de remplissage du paléokarst (Lopez, 1992).

Le remplissage minéralisé est encaissé dans le socle cambrien, à la limite verticale exacte entre des niveaux de calcschistes et la dolosparite beige, dont les pendages respectifs sont sub-verticaux (Fig.2.207.a). Ce contact est une ancienne faille active E-O pendant le permien syn-rift (Lopez, 1992). Le remplissage se construit alors de la manière suivante :

- L'éponte est silicifiée et ankéritisée sur plusieurs centimètres selon le même type d'altération pédogénétique décrit précédemment (Fig.2.207.b.repère a et b) ;
- A la base, on observe des dépôts de mudstones noirs silicifiés, finement lités et riches en matière organique (Fig.2.207.b.repère d) ;
- Au-dessus des mudstones, on note un niveau de brèches à éléments de dolomie, calcschistes et mudstones noirs cimentés dans un matériel silico-barytique blanc (Fig.2.207.b.repère c) ;
- Enfin, le reste du remplissage, et la partie la plus abondante, est constitué de la succession de cavités scellées par des alternance de lamines détritiques sombres et des niveaux centimétriques de barytines aciculaires (Fig.2.207.b.repère e et 2.208).

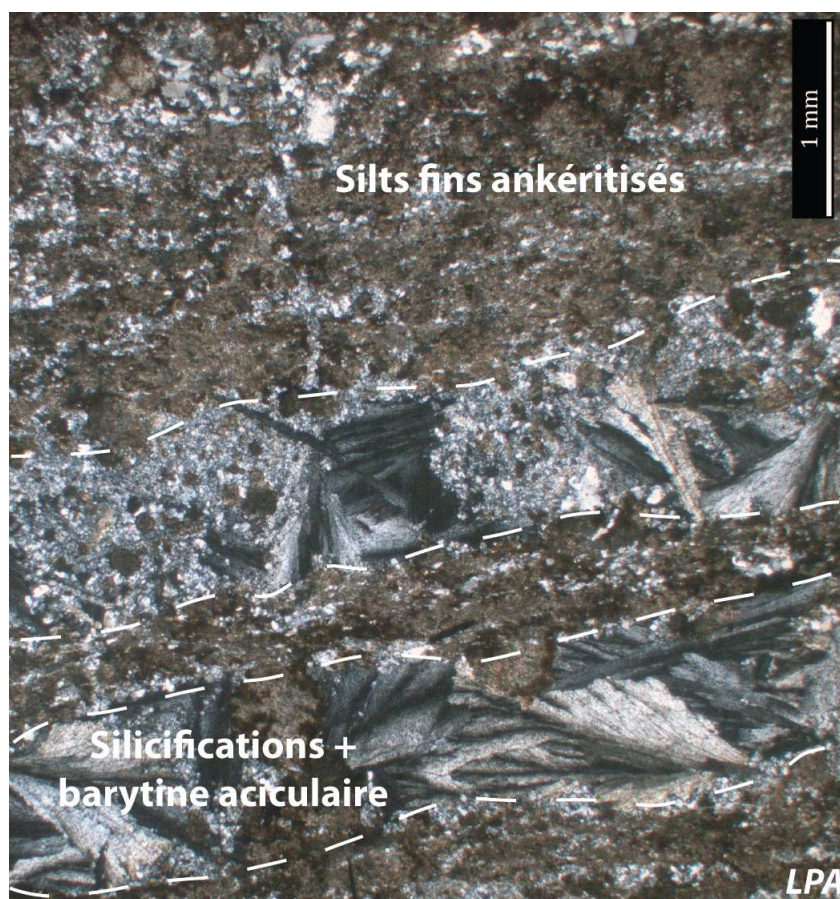


Fig. 2.208 — Remplissage minéralisé du paléo-aven de la Roche Percée composé de la succession de lamines détritiques et de barytines aciculaires associées à de la microsilice amorphe.

Lopez (1992) propose un modèle de mise en place des minéralisations en lien direct avec la dynamique sédimentaire lors de la mise en place du régime évaporitique à l'Anisien moyen (Fig.2.209).

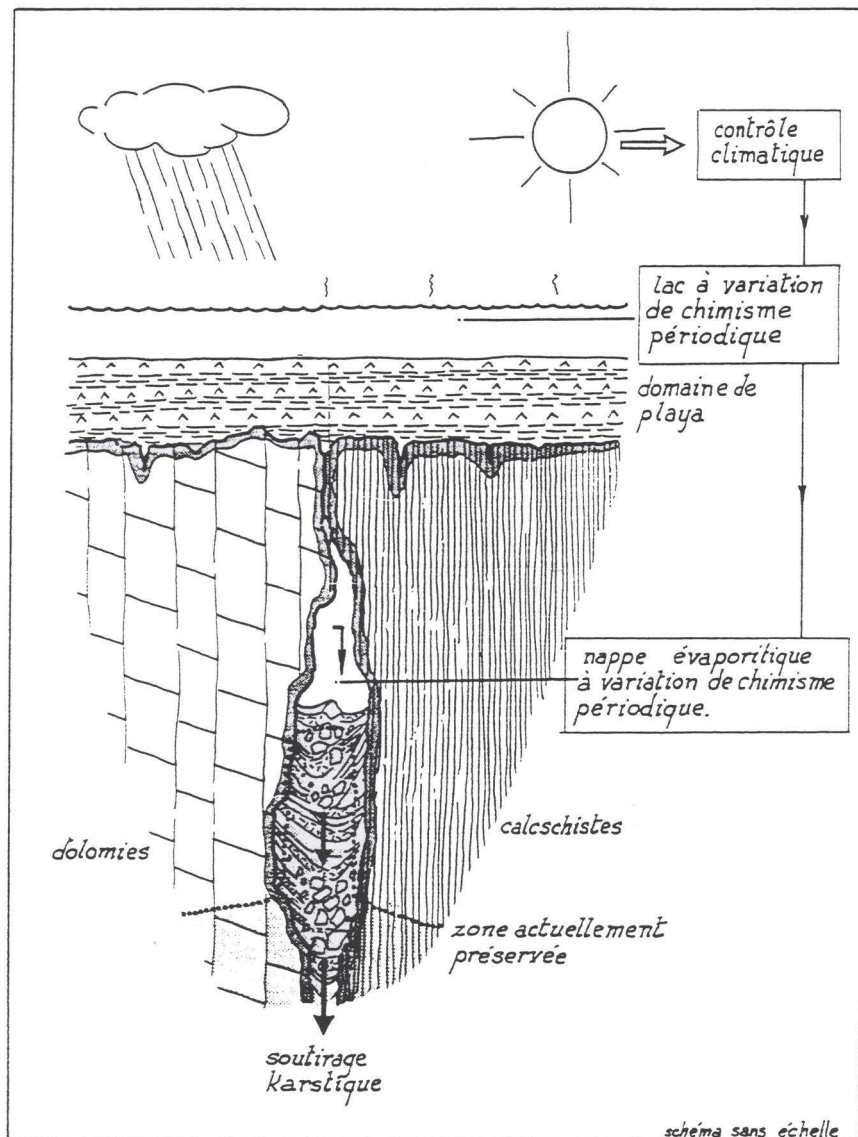


Fig. 2.209 – Schéma du remplissage minéralisé d'un paléo-aven en contexte de playa-évaporitique (Lopez, 1992).

Au début de l'Anisien moyen, les conditions d'exposition des pointements de socle sur la Ride de Lodève amènent à une altération continentale des formations carbonatées. Cette karstification météorique va se localiser au niveau des faiblesses stratigraphiques et mécaniques comme c'est le cas à la Roche Percée Nord où un aven se forme au niveau du contact vertical entre les dolomies et les calcschistes.

Lors du dépôt des marnes évaporitiques triasiques, le système karstique va se retrouver en domaine phréatique dont la nappe est connectée au système lacustre de playa. Au cours des fluctuations entre périodes humides et semi-arides, un remplissage minéralisé intra-karstique pluriphasée se met en place : (i) une fraction silteuse détritique lors des périodes humides et (ii) une percolation des eaux sulfatées de la playa responsable des minéralisations barytiques lors des conditions plus arides.

Néanmoins, aucune interprétation sur l'origine du baryum n'est faite.

6.2.5 Synthèse sur la fabrication et les paragenèses minérales au niveau de la discordance du Trias moyen

Quatre affleurements et mines ont été étudiés dans ce chapitre afin d'appréhender la distribution des minéralisations à barytine-sulfures ainsi que les mécanismes qui en sont à l'origine. On peut les classer en deux catégories : **(i) les minéralisations sur front diagénétique** (La route de Montifort, le Transformateur et la mine de Belbezet) et **(ii) les minéralisations syn-sédimentaires** (la Roche Percée Nord). Même si nous distinguons plusieurs environnements de dépôts, la minéralisation des fluides intervient dans chaque exemple plusieurs mètres en dessous du contact avec les systèmes évaporitiques triasiques.

Dans chacune des classes, la minéralisation fait suite à une phase de **karstification météorique** des paléo-inselbergs cambriens avant les premiers dépôts triasiques. Au début de la sédimentation des conglomérats et grès de base, la paléosurface est soumise à une phase d'**altération pédogénétique** qui s'accompagne d'une kaolinisation, ankérisation et silicification intense du socle.

Les fluides minéralisateurs à barytine et sulfures proviendrait alors de cette **phase d'altération de l'encaissant et des minéralisations permienne** qui y sont piégées. Même si le processus de remobilisation n'est pas entièrement compris à ce stade de la description, il semble contemporain de la remontée de la nappe phréatique lors de l'instauration du régime de playa évaporitique. Les minéralisations interviennent alors sous la forme d'**un front diagénétique au sein du socle cambrien**, se mettant en place dans les réseaux endo- ou exo-karstiques ; ou au sein même des sédiments de base comme des cavités de dissolution dans les conglomérats ou encore en géode et remplissage de diaclases dans les grès. Dans tous les cas, la minéralisation s'arrête verticalement au niveau des marnes évaporitiques qui constituent donc une barrière au système fluide.

Les fluctuations de la nappe phréatique seraient marquées par l'alternance au cours du temps (i) d'exo-endokarsts dans le socle cambrien, (ii) de dépôts de sédiments internes et (iii) de brèches d'effondrement dans l'endokarst.

Enfin, un élément important serait l'association systématique entre les témoins de **remaniement des barytines permienne et la présence des hydrocarbures**. Le mécanisme à l'origine de la minéralisation serait donc lié à l'interaction entre les conditions de chimisme de la nappe alcaline de la playa évaporitique et les conditions réductrices nécessaires à la migration des hydrocarbures.

L'ensemble de ces observations directes de terrain permet de proposer deux hypothèses quant à l'origine des minéralisations supergènes de barytine à l'Anisien moyen :

- (i) Dépôts liés à l'interaction entre des fluides de bassin plus profonds, lessivant les stocks antérieurs, et la nappe phréatique chargée en ions sulfates au niveau de la discordance. Ce

modèle proche de celui des minéralisations permienes, impliquerait que la "plomberie" du bassin n'a pas cessé de fonctionner. Ceci expliquerait la pérennisation de la migration des hydrocarbures ;

- (ii) Un héritage géochimique à partir de la remobilisation diagénétique *in-situ* des anciens dépôts minéralisés permienes associés à des variations de nappe phréatique quelques mètres sous la discordance. Cette hypothèse serait quant à elle en accord avec la formation de front diagénétique minéralisé.

Pour répondre à ces questions, nous proposons dans le prochain chapitre de contraindre les signatures en Terres Rares et les isotopes du soufre et du strontium sur les minéralisations à barytine-sulfures des différentes zones étudiées précédemment.

6.3 Contraintes thermodynamiques et géochimiques des fluides post-rifts et implications génétiques

6.3.1 Géothermométrie sur inclusions fluides

6.3.1.1 Fabrique des inclusions fluides

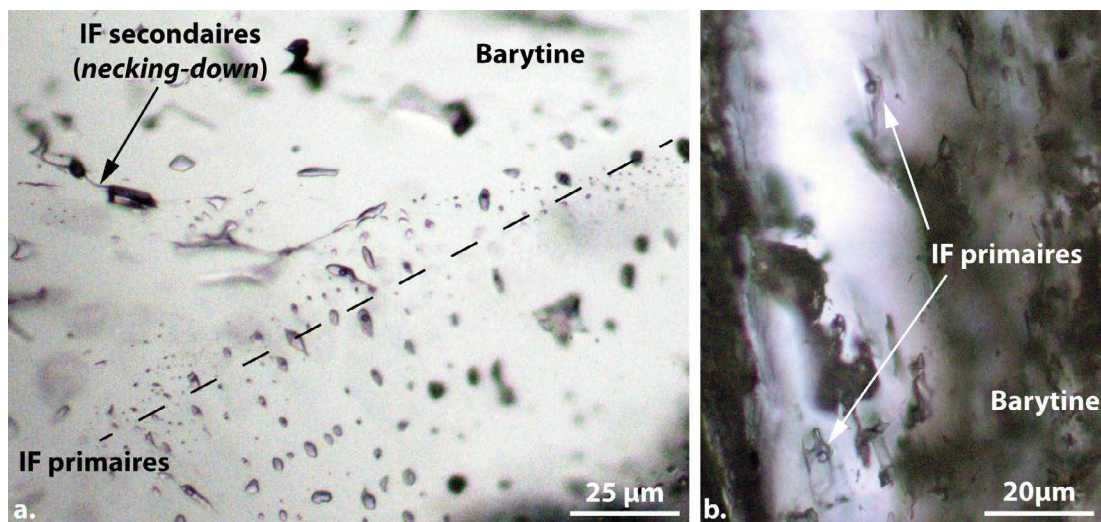


Fig. 2.210 — Fabrique des inclusions fluides piégées dans les minéralisations barytiques d'âge triasique : a. Alignement d'inclusions fluides primaires biphasées et monophasées dans les barytines de remplissage des cavités endokarstiques triasiques. On note la présence d'une inclusion fluide secondaire ayant subi un processus de necking-down. b. Inclusions fluides biphasées primaires dans les barytines en remplissage des veines affectant les grès de base du Trias.

Les mesures de microthermométrie sur inclusions fluides ont été réalisées sur quatre faciès à barytine proches de la discordance triasique que sont :

- Les veines sub-verticales dans les calcschistes cambriens de la route de Montifort ;
- Les cavités endokarstiques sub-planaires de la route de Montifort ;
- Les remplissages rythmiques dans le paléo-aven de la Roche Percée Nord ;
- Les veines en remplissage des diaclases dans les conglomérats et grès inférieurs du Trias sur la route de Montifort et la mine de Belbezet.

La fabrication des inclusions fluides primaires au sein des veines de calcschistes cambriens est similaire à celle des barytines permienes, à savoir : biphasée avec un Rv entre 10 et 20% et une géométrie oblongue le long de surfaces cristallines et une taille entre 10 et 40 μm . Nous avons écarté les inclusions fluides proches des plans de clivage afin d'éviter les phénomènes de déformations post-cristallisations (Ulrich et Bodnar, 1988).

Les inclusions fluides primaires piégées dans les barytines de blocage des cavités endokarstiques de Montifort sont biphasées (Rv = 20-30%) et monophasées, alignées le long de plans parallèles à l'axe de croissance des cristaux (Fig.2.210.a). Des inclusions secondaires sont visibles avec Rv d'environ 50%, une taille plus importante entre 30 et 60 μm et des témoins de déformations post-piégeages par *necking-down*. Aucune inclusion hydrocarbonée n'a été identifiée en dépit de l'imprégnation par les huiles des faciès minéralisés dans la zone de Montifort.

Dans les barytines de la Roche Percée Nord, les inclusions fluides sont essentiellement monophasées et de tailles très réduites compte tenu des fines cristallites barytiques, rendant impossible la visualisation des changements de phases en cryo- et thermométrie.

Enfin, les inclusions fluides primaires dans les veines traversant les formations de base du Trias sont biphasées avec un Rv de 20%, de géométrie allongée dans l'axe des lattes de barytines et d'une taille entre 5 et 30 μm (Fig.2.210.b).

6.3.1.2 Résultats de microthermométrie

Les résultats de microthermométrie sur inclusions fluides primaires sont présentés en figure 2.211.

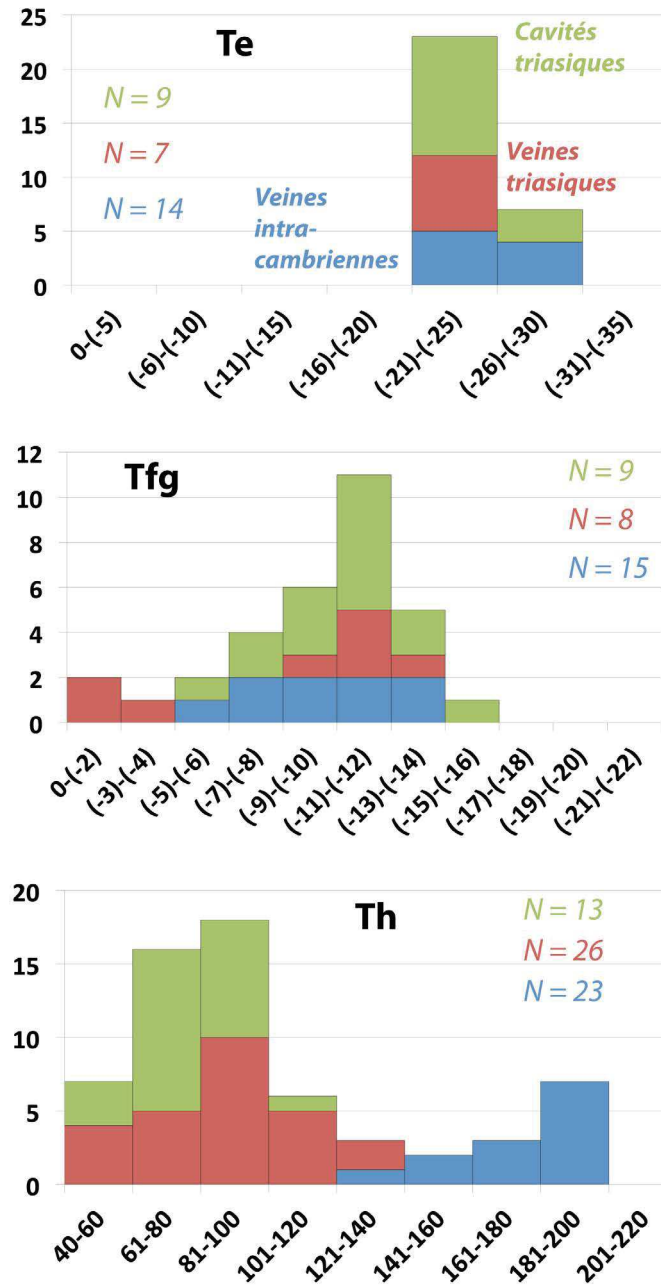


Fig. 2.211 – Résultats des mesures microthermométriques sur inclusions fluides primaires dans les minéralisations barytiques triasiques : histogrammes des (a) températures d'eutectique (Te), (b) des températures de fonte du dernier cristal (Tfg) et (c) des températures d'homogénéisation (Th) pour les barytines de veines intra-cambriennes (en bleu), des diaclases triasiques (en rouge) et des cavités endokarstiques triasiques (en vert).

Les veines intra-cambriennes montrent une majorité de températures d'homogénéisation des inclusions fluides primaires dans l'intervalle 180-200°C. Les Te sont entre -30 et -20°C, pour une moyenne de -24°C, indiquant que le fluide minéralisateur est une saumure $H_2O - NaCl$ avec une faible proportion en cation Ca^{2+} . Les Tfg se caractérisent par une large distribution des valeurs pour une moyenne de -8,77°C, c'est à dire une salinité de 12,6wt%eq.NaCl (Brown et Lamb, 1989) et une densité de 0,987 (Bodnar, 1994). Une grande dispersion des valeurs de Tfg peut être interprétée comme un mélange entre plusieurs fluides de salinité différente.

Les barytines scellant les cavités endokarstiques ont des températures d'homogénéisation plus faibles, comprises majoritairement dans l'intervalle entre 60 et 80°C, pour une moyenne de 77,04°C. Les valeurs modales des T_e et T_{fg} sont entre -25/-20°C et -12/-10°C respectivement, correspondant à une salinité moyenne de 13,56wt%eq.NaCl et une densité de 1,069. Le fait que l'on observe des inclusions fluides de la même famille monophasée et biphasée traduit la plupart du temps une précipitation en domaine vadose (Goldstein, 1986 ; Goldstein, 2001).

Pour ce qui est des barytines syn-sédimentaires du paléo-aven de la Roche Percée Nord, les inclusions fluides primaires sont essentiellement monophasées, suggérant par conséquent des températures de piégeage inférieures à 50°C dans un domaine phréatique (Goldstein et Reynolds, 1994).

Enfin, les remplissages minéralisés des diaclases affectant les conglomérats et grès de base triasiques ont des T_h plus hautes situées pour la majorité dans l'intervalle 80 et 100°C, pour une moyenne de 89,23°C. Les T_e et T_{fg} sont identiques aux barytines des cavités endokarstiques sous-jacentes, avec une salinité et une densité moyenne de 10,17wt%eq.NaCl et 1,037 respectivement. Ces similitudes suggèrent la participation d'un fluide de composition similaire entre les deux faciès minéralisés.

6.3.2 Signature isotopique du soufre et strontium

De la même manière que pour les minéralisations permienes, nous avons réalisé des mesures d'isotopie du strontium (ICPMS quadripolaire) et soufre sur barytine (EA-IRMS) afin de contraindre les liens génétiques entre les différents dépôts minéralisés au Trias et de contraindre les sources potentielles de fluide (voir Annexe A pour plus de détail sur le protocole de mesure). Couplée à l'étude des sulfates de baryum, une analyse isotopique du $\delta^{34}S$ a été également entreprise sur des chalcopyrites contemporaines et tardives vis à vis des barytines.

Une comparaison avec les signatures isotopiques des barytines et sulfures permienes sera également présentée afin de répondre à la question d'un héritage géochimique potentiel dans les processus de minéralisation au Trias par remobilisation des stocks antérieurs.

Les résultats des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{34}S/^{32}S$, ainsi que la concentration en strontium des barytines sont répertoriés dans la table 2.9.

6.3.2.1 Isotopie du soufre

Les valeurs d'isotopie du soufre des barytines syn-sédimentaires de la Roche Percée Nord et en remplissage de diaclase dans les grès de base triasique de la mine de Belbezet montrent des valeurs du même ordre de grandeur, entre +16,2 et +16,8‰ V-CDT. Ces valeurs sont légèrement plus basses que les premières générations de barytines permienes (entre 16,8 et 18‰ V-CDT)

et dans l'intervalle des barytines des dernières phases de remplissages des zones de failles de roll-over (entre +16,1 et +17,3‰ V-CDT).

Localisations	Faciès minéralisés	Minéral	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma(m)$	Sr (ppm)	$\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT ‰)
Route de Montifort	Cavités endokarstiques	Barytine	0,708880	0,000007	11850,29	+28,82
		Chalcopyrite				+27,23
Transformateur	Géodes dans grès triasiques	Chalcopyrite				-7,18
						-1,72
La Roche Percée	Remplissage intrakarstique	Barytine	0,711386	0,000007	10739,52	+16,2
						+16,8
		Chalcopyrite				-2,08
Mine de Belbezet	Brèche imprégnée d'hydrocarbures	Barytine	0,711419	0,000009	4412,85	-1,38
						+16,2
		Chalcopyrite				+16,7
						+22,94
						+18,18
						+19,99

TABLE 2.9 – Résultats de mesures isotopiques du strontium et soufre ainsi que la concentration en strontium dans les différents dépôts de barytine-sulfures du Trias.

Les rapports du $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ sur les chalcopyrites sont très variables d'une zone à l'autre. Les valeurs sont positives dans le cas des sulfures en remplissage de l'endokarst de la route de Montifort, entre +27,23 et +28,82‰ V-CDT, et des grès de la mine de Belbezet, entre +18,18 et +22,94‰ V-CDT.

Au contraire, les chalcopyrites des grès de l'affleurement du Transformateur et les celles de la Roche Percée Nord ont des rapports $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ négatifs; de -2,08 et -1,38‰ V-CDT pour le premier et de -7,18 et -1,72‰ V-CDT pour le second.

6.3.2.2 Géochimie du strontium sur barytine

Le graphique 2.212 exprime les valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des teneurs en strontium pour les barytines du Trias. Sur le même graphique sont indiqués les résultats de la géochimie du strontium sur les barytines permienes correspondant aux trois événements de fluides mis en évidence dans le chapitre II-4.

Le premier point est que d'une manière générale les barytines triasiques se distinguent des barytines permienes par une concentration en strontium de 2 à 10 fois inférieures.

Ensuite les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des minéralisations de la mine de Belbezet et de la Roche Percée Nord sont similaires aux signatures des première et seconde générations de barytines permienes, suggérant un lien géochimique entre ces dépôts.

Néanmoins, la signature isotopique des barytines de la route de Montifort est nettement plus basse que celles des autres barytines du Trias ainsi que des barytines permienes. C'est l'épisode le moins radiogénique que nous avons enregistré sur la Ride de Lodève.

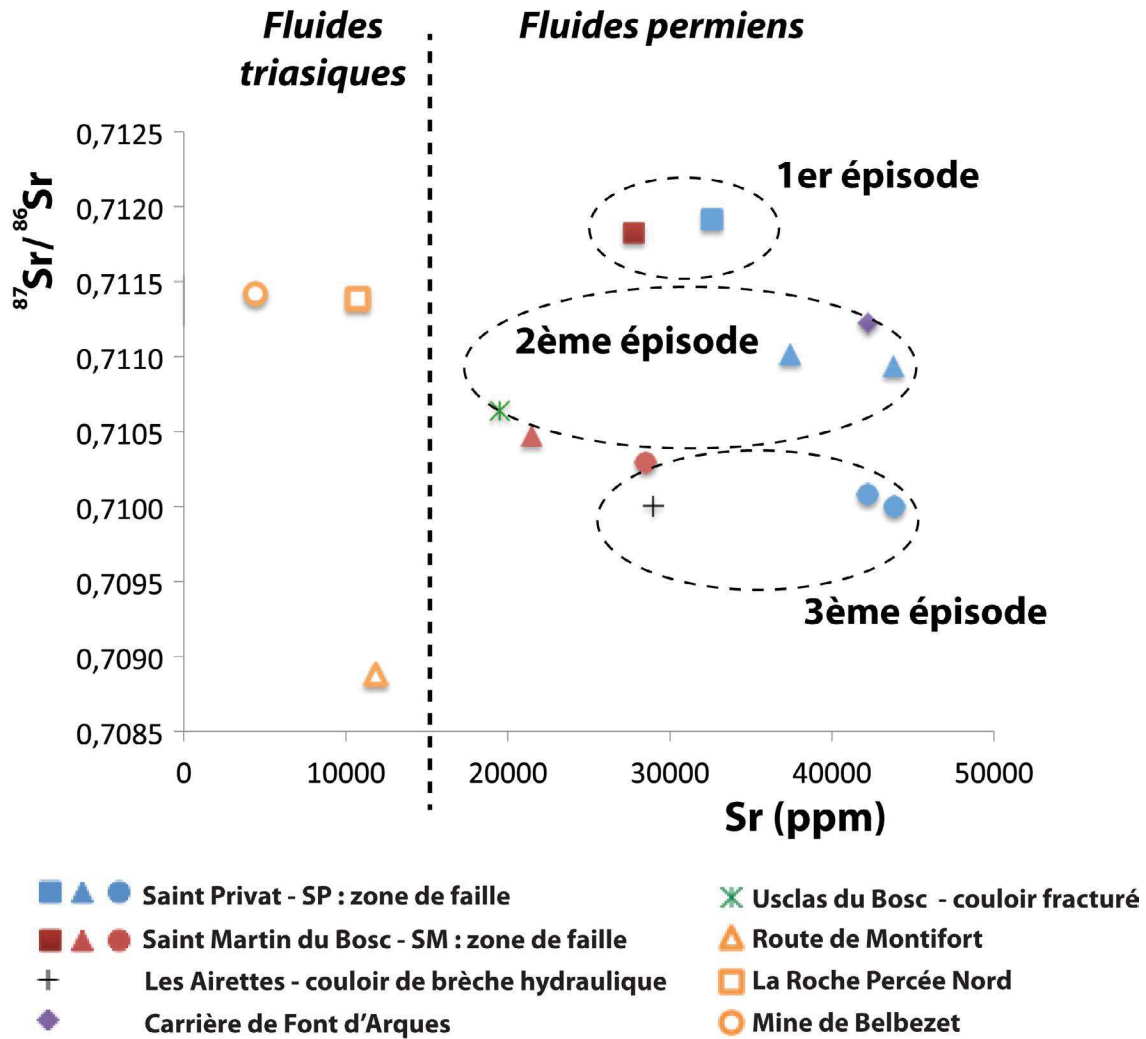


Fig. 2.212 – Valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des concentrations en strontium pour les minéralisations barytiques permianes et triasiques.

6.3.3 Teneurs en Terres Rares sur barytines

Une analyse des Terres Rares au LA-ICPMS sur les barytines minéralisant les diaclases dans les grès inférieurs triasiques est présentée dans ce paragraphe (table 2.10 et Fig.2.213). Tout comme l'étude des signatures isotopiques, nous comparons sur la figure 2.213 les spectres des Terres Rares sur les barytines triasiques et la moyenne des minéralisations permianes.

Les résultats montrent des spectres dont l'allure est identique : (i) une pente négative en LREE, (ii) une anomalie négative en cérium Ce/Ce^* de 0,18 et 0,22, (iii) une anomalie négative en dysprosium, et (iv) une anomalie positive en yttrium. Nous rappelons ici qu'en raison d'interférence par la formation d'oxyde de baryum lors de la mesure, les teneurs des éléments europium et gadolinium ne sont pas représentées. Les concentrations en éléments Sm, Tb, Ho, Er et Tm sont en dessous de la limite de détection de l'appareil.

En revanche, les concentrations totales sont nettement plus faibles dans les barytines triasiques avec des valeurs de 19,02 et 20,48 ppm.

	Mon-1	Mon-2		Mon-1	Mon-2
La139	1,792	1,7	Y89	18,25	16,79
Ce140	0,25	0,277	Ho165	<0,0024	<0,00
Pr141	0,0598	0,0535	Er167	<0,020	<0,0169
Nd146	0,044	0,033	Tm169	<0,0059	<0,0063
Sm147	<0,0187	<0,0104	Yb173	0,083	0,141
Eu151			Lu175	<0,0082	0,0161
Gd157			REEtot	20,4788	19,0157
Tb159	<0,0028	<0,0025	Ce/Ce*	0,179411659	0,215067627
Dy163	<0,0063	0,0051			

TABLE 2.10 – Teneur en Terres rares dans les barytines du Trias moyen.

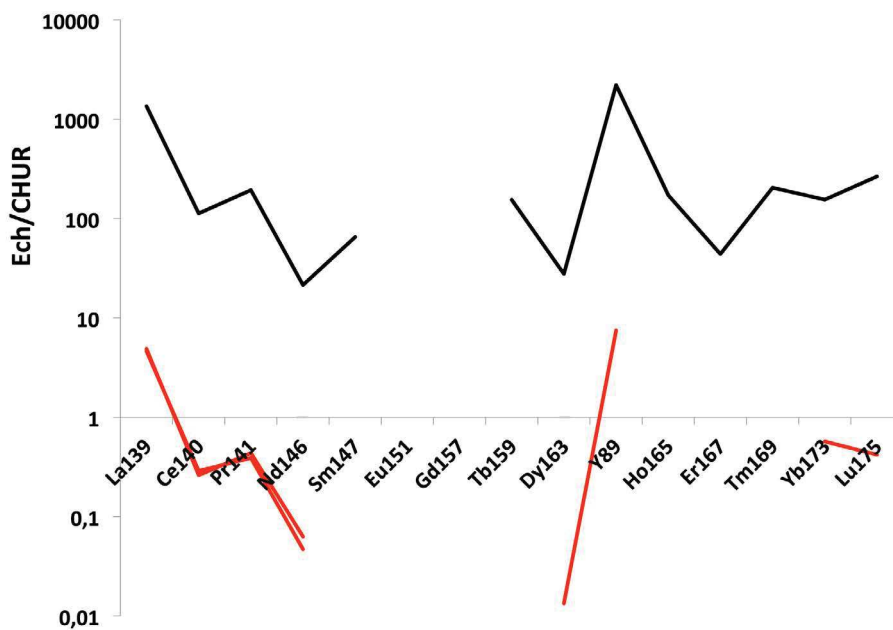


Fig. 2.213 – Spectres des Terres Rares pour les barytines triasiques en rouge et de la moyenne des barytines permiennes en noir.

6.4 Discussion

6.4.1 Une pérennisation du système de fluides permien ?

A partir des signatures géochimiques de minéralisations triasiques, il apparaît évident qu'il existe un lien géochimique avec les minéralisations permiennes. Premièrement, les signatures isotopiques du soufre et strontium des barytines sont très proches des minéralisations associées aux premier et second événements minéralisés permien. On peut aisément affirmer une similitude dans la nature du fluide minéralisateur car les isotopes du strontium ne fractionnent pas en dessous de 400°C, même au cours d'une altération hydrothermale (Matter *et al.*, 1987).

Ensuite, l'analyse des Terres Rares montre des spectres identiques, indiquant un chimisme

similaire du fluide ainsi qu'une origine continentale et non marine (Guichard *et al.*, 1979). Une mise en place des minéralisations pendant la transgression du Trias supérieur est donc exclue. Ceci pourrait indiquer que les minéralisations permienes et triasiques se suivent de très près dans le temps à partir d'un fluide de même composition.

Se pose donc la question d'une possible pérennisation de la circulation des fluides de bassin en dépit de la phase d'érosion régionale majeure entre le Permien supérieur et le Trias moyen. En effet, les marqueurs d'hydrocarbures dans les formations du Trias montrent que le système pétrolier est toujours actif. De plus, le dernier événement minéralisateur à barytine au sein de la zone de faille de *roll-over* est lui-même contemporain de la circulation des hydrocarbures. Donc d'après ces observations, il est possible que ce dernier événement et l'épisode de minéralisation triasique ne fasse qu'un.

Plusieurs arguments vont à l'encontre de ce modèle. Le premier est lié au fait que les huiles percolent encore aujourd'hui à l'affleurement et donc que les roches mères permienes sont encore dans la fenêtre à huile. La présence des huiles seules n'est donc pas un argument de poids.

Ensuite, les signatures isotopiques des barytines triasiques ne sont pas concordantes avec celles de la dernière génération de barytines considérées permienes.

Pour finir, Coveney *et al.* (2000) estiment une durée maximale des épisodes de fluide de type MVT n'excédant pas 10Ma pour les plus grands districts miniers de Mississippi Valley-Type. L'écart entre les deux périodes étant de minimum 20 Ma, il paraît peu probable que les fluides aient continué de circuler selon les mêmes mécanismes. De plus, la phase d'érosion majeure au Trias inférieur amène à une exhumation du bassin d'environ 1600m, ce qui provoque une décompression importante des sédiments et donc à un arrêt probable de la circulation des fluides de compaction chargés en baryum et métaux lourds.

6.4.2 Mise en évidence d'un remaniement des barytines permienes - Notion d'héritage géochimique

On observe une concentration plus faible en strontium dans les barytines triasiques que dans les barytines permienes. Le strontium étant plus soluble que le baryum (Prieto *et al.*, 1993), il sera transporté sur une plus grande distance dans le fluide vis à vis du baryum qui lui sera rapidement déposé. Ce processus de solubilité différentielle explique donc qu'une remobilisation des barytines antérieures entraîne la fuite du strontium en dehors du système et que les barytines nouvellement formées seront relativement enrichies en baryum.

Ce remaniement des minéralisations permienes prend différentes formes sur le terrain : (i) chimique avec la dissolution des barytines au contact avec des veines de calcite contemporaines du piégeage des hydrocarbures (exemple de l'affleurement du transformateur - paragraphe 6.2.2), et (ii) tectonique lors du glissement des coulées boueuses sur la paléo-surface triasique qui provoque

un cisaillement des dépôts sous-jacents (exemple de la mine de Belbezet - paragraphe 6.2.3).

Ce processus de remobilisation des barytines permet donc d'expliquer les similitudes dans les signatures isotopiques et des Terres Rares entre les minéralisations permienues et triasiques suivant un simple processus de dissolution-reprécipitation (par exemple, Staude *et al.*, 2011).

6.4.3 Formation d'un front diagénétique de barytine/sulfures à la transition sulfate/méthane

6.4.3.1 Le processus de réduction bactérienne des sulfates

Les barytines triasiques se forment donc sur un front diagénétique dans une zone d'interaction entre la nappe phréatique sulfatée de la playa évaporitique et la circulation des hydrocarbures qui continuent à suinter à la base du Trias.

Plusieurs exemples de la littérature expliquent la formation de barytines diagénétiques quelques mètres en dessous de l'interface eaux-sédiments en relation directe avec la zone de réduction bactérienne des sulfates (Bacterial Sulfate Reduction - BSR) (Torres *et al.*, 1996; Aquilina *et al.*, 1997; Bréhéret et Brumsack, 2000; Paytan *et al.*, 2004; Riedinger *et al.*, 2006; Snyder *et al.*, 2007).

Les bactéries métabolisent préférentiellement l'isotope léger du soufre (^{32}S) dans les sulfates diffusant vers le bas pour l'oxydation de la matière organique. De ce fait, la réduction bactérienne induit un enrichissement de l'isotope lourd du soufre (^{34}S) dans les sulfates du fluide résiduel au fur et à mesure de la déplétion; mais seulement lorsque la disponibilité des sulfates est limitée (Harrison et Thode, 1958) (Fig.2.214).

Dans notre cas, l'isotopie sur les chalcopyrites des minéralisations syn-sédimentaires de la Roche Percée et de l'affleurement du Transformateur ont des valeurs négatives. Elles sont donc fortement inférieures aux valeurs possibles des évaporites sus-jacentes ($> +5\text{‰V-CDT}$, et souvent autour de 20‰V-CDT lorsqu'elles sont reliées à des entrées marines que ce soit à l'actuel ou au Permien-Trias - voir synthèse de Heyl *et al.*, 1974). Le fait que les minéralisations soient syngénétiques, ou en contact direct avec les évaporites, indique que la formation de ces chalcopyrites pourrait être liée au métabolisme bactérien dans la partie supérieure de la zone de réduction des sulfates et se marquerait par conséquent par un enrichissement en ^{32}S (Fig.2.214). De plus, la présence exclusive d'inclusions fluides primaires monophasées traduit un piégeage des fluides en domaine phréatique à des températures inférieures à 50°C (Goldstein, 2001).

Ce processus appelé oxydation anaérobie du méthane par les bactéries nécessite en plus des sulfates la présence de méthane biogénique et/ou thermogénique. Nous avons vu que les minéralisations du Trias étaient systématiquement associées à une imprégnation par les hydrocarbures. Cette observation est en faveur d'une pérennisation de la circulation des huiles permienues au

cours de l'histoire post-rift du bassin. C'est également une des conclusions à la modélisation thermique du bassin réalisée en chapitre II-2.

6.4.3.2 Les minéralisations à la transition sulfate-méthane

Une diffusion des sulfates dans la partie basse des séries sédimentaires du Trias basal et l'ascension des hydrocarbures dans le socle cambrien impliquent la formation d'une transition sulfate-méthane (TSM) qui va séparer un domaine supérieur appauvri en méthane où la BSR fonctionne, d'une zone inférieure déplétée en sulfate (Fig.2.214.a et .b) (Reeburgh, 1976 ; Alperin *et al.*, 1988 ; Borowski *et al.*, 1997 ; Borowski *et al.*, 1999 ; Aloisi *et al.*, 2000 ; Dickens, 2001 ; Niemann *et al.*, 2006b ; Knittel et Boetius, 2009).

La TSM peut se mettre en place de 2/3 mètres à quelques dizaines de mètres de profondeur en fonction du taux de réduction bactérienne des sulfates, de la concentration en sulfates et méthane, de la nature biogénique ou thermogénique des hydrocarbures et du taux de sédimentation (Arning *et al.*, 2015).

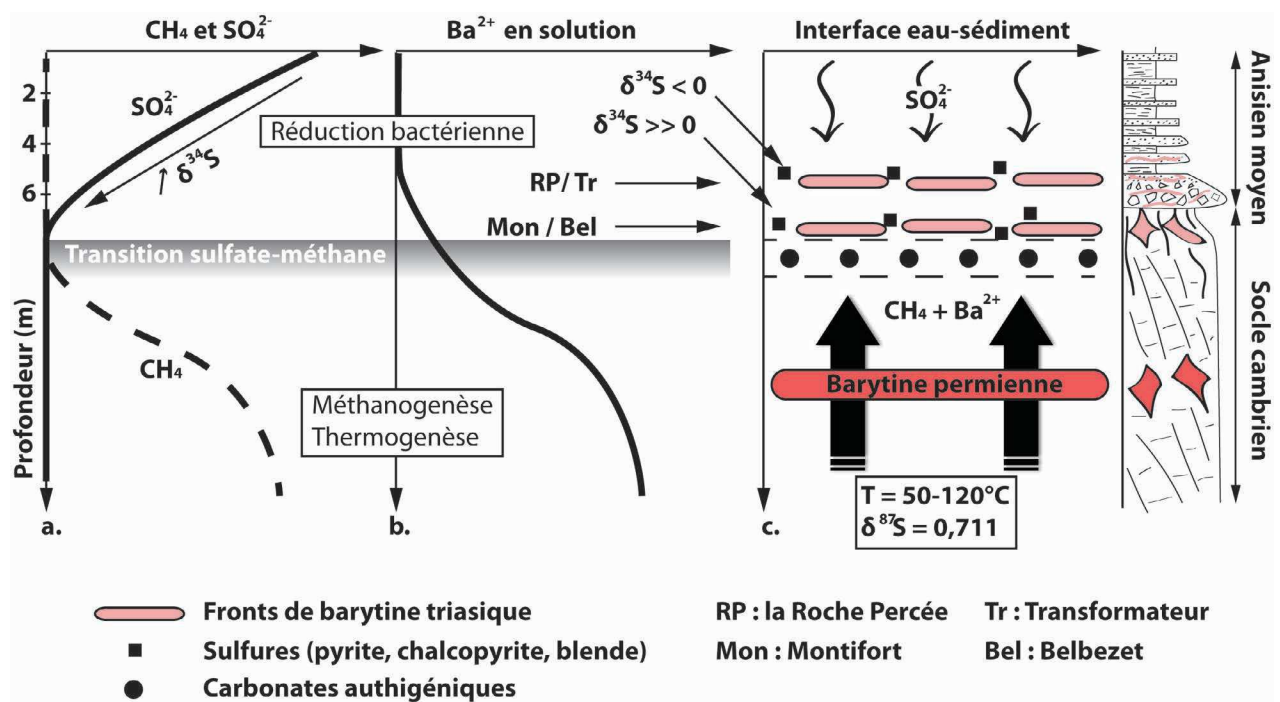


Fig. 2.214 – Modèle géochimique génétique de la formation des fronts diagénétiques de barytines secondaires proche de la zone de transition sulfate-méthane : a. et b. Profils typiques de la concentration en sulfates, méthane et baryum au sein des eaux de formation de la partie supérieure d'un domaine évaporitique associé à la formation d'une zone de transition sulfate-méthane (modifié d'après Solomon et Kastner, 2012). c. Modèle vertical de migration des fluides proches de la zone de transition sulfate-méthane et positions des fronts de minéralisation des dépôts du Trias moyen du bassin de Lodève.

Une sous-saturation en sulfates provoque alors une dissolution des barytines permienne qui se trouvent en dessous de la TSM (Fig.2.214.c). Le baryum en solution va remonter soit par diffusion soit par advection au niveau de la TSM où des sulfates sont présents pour précipiter sous la forme de front. L'advection d'un fluide de bassin est dans notre cas plus probable puisque les inclusions fluides sont piégées à des températures entre 50 et 120°C (par exemple,

Solomon et Kastner, 2012). Cette gamme de température est en accord avec une ascension via les phases aqueuses contemporaines de l'expulsion des hydrocarbures en profondeur que nous avons décrites sous la forme de veines de calcite et pyrite dans le carrière d'Usclas du Bosc.

Lorsque le fluide riche en hydrocarbures atteint la TSM, l'augmentation de l'alcalinité du milieu engendre la formation des carbonates authigéniques déplétés en ^{13}C (Borowski *et al.*, 1999; Snyder *et al.*, 2007). Cette phase carbonatée pourrait correspondre aux ankérites dru-siques et calcites que nous avons systématiquement observées associées à la barytine triasique (Fig.2.214.c). Il serait alors nécessaire de réaliser une mesure du $\delta^{13}\text{C}$ sur ces carbonates pour conforter cette hypothèse.

Le baryum dissout accompagnant les hydrocarbures va atteindre un horizon juste au dessus de la TSM où il va réagir avec les sulfates résiduels pour précipiter sous la forme d'un front diagénétique alors enrichi en ^{34}S (Torres *et al.*, 1996; Snyder *et al.*, 2007). C'est le cas ici avec des barytines qui se caractérisent par des rapports $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ entre 16 et 17‰ V-CDT, c'est à dire supérieurs aux premières générations de sulfures.

Cependant les rapports $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ entre 16 et 17‰ V-CDT sont plus ou moins identiques aux barytines primaires qui ont été remobilisées alors que le rapport isotopique devrait être plus important lors de la BSR. En utilisant, l'équation d'Ohmoto et Lasaga (1982) basée sur le fractionnement à l'équilibre sulfate-sulfure, nous avons calculé une signature isotopique en soufre du fluide permien de 14‰ V-CDT ± 1 , inférieure à nos valeurs pour les barytines triasiques. On peut aussi expliquer une valeur plus ou moins identique par une oxydation à très basse température des sulfures permien au cours de l'altération météorique pendant la pénéplanation fin permienne. Ce processus entraîne en effet un fluide de formation avec des signatures négatives en $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (voir chapitre I-1.1) qui pourrait contrebalancer l'enrichissement en ^{34}S lié à la réduction bactérienne.

Enfin, les valeurs de $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ très positives des chalcopyrites tardives, jusqu'à +29 ‰ V-CDT, sont concordantes avec des sulfures se formant à partir de la réduction bactérienne des sulfates dans un environnement plus évolué et confiné pendant l'enfouissement (Fig.2.214.c).

Ce modèle montre que pendant le processus de remobilisation-précipitation proche de la TSM, les barytines secondaires vont montrer des signatures isotopiques du strontium identiques aux barytines primaires, alors que la composition isotopique du soufre dépend aussi bien du processus de BSR que de la quantité de sulfures qui a été préalablement oxydée dans les stocks antérieurs.

6.4.3.3 Différences minéralogiques entre les barytines syn-génétiques et endokarstiques

Torres *et al.* (1996) et Castellini *et al.* (2006) montrent que l'habitus des cristaux de barytines rend compte de la saturation en baryum dans la solution. Dans ce modèle, les barytines aciculaires témoignent d'un milieu très sursaturé en Ba^{2+} alors que les cristaux rhomboédriques sont issus d'une solution moins riche en baryum.

Il a été démontré dans l'étude des textures des zones de dépôts minéralisés triasiques une différence dans l'allure des dépôts syn-génétiques des barytines de la Roche Percée Nord avec les autres dépôts plus profonds (Route de Montifort, Transformateur et mines de Belbezet) : les cristaux ont une morphologie aciculaire dans les dépôts syn-génétiques alors qu'ils sont plus massifs en remplissages des endokarsts. Cette distinction reflèterait donc un changement de la quantité de baryum disponible dans la solution entre les deux dépôts. Les dépôts syn-génétiques étant plus proches de l'interface eaux-sédiments, on peut imaginer que le baryum venant des zones plus profondes, en raison de sa solubilité faible, ait préférentiellement précipité dans les niveaux sous-jacents provoquant ainsi une saturation moins élevée dans les fronts de minéralisations plus superficiels (Fig.2.214.c).

6.4.4 Modèle génétique de formation des minéralisations supergènes à la discordance post-rift du demi-graben de Lodève

Après la structuration du bassin au Saxono-thuringien de Lodève, une chute importante du niveau de base (environ 1600m), causée par un uplift général de la zone (Lopez, 1992), provoque la formation d'une pédiplaine d'où émergent des inselbergs de socle cambrien (Fig.2.215.a).

Avant les premiers dépôts triasiques, une phase d'altération profonde conduit à une argilitisation des couches superficielles (kaolinite) aussi bien dans les formations du socle que dans les sédiments permien (Clément, 1987 ; Lopez, 1992).

Les fluctuations de la nappe phréatique sont quant à elles responsables d'une silicification importante des formations proches de la surface (Fig.2.215.a). Dans le même temps, le socle carbonaté est soumis à des processus de karstification (formation d'exo- et endokarst) et de désagrégation mécanique. La karstification va alors se concentrer dans les grandes discontinuités structurales comme les failles (La roche Percée Nord) et sous la forme de réseaux de cavités planaires endokarstiques (La route de Montifort).

Les produits d'altération alimentent alors les coulées boueuses et grès fluviatiles qui vont se déposer plus en aval (Membre des conglomérats et grès de base de l'Anisien moyen ; Lopez, 1992). Cette dynamique sédimentaire va en partie remanier et remobiliser les dépôts minéralisés

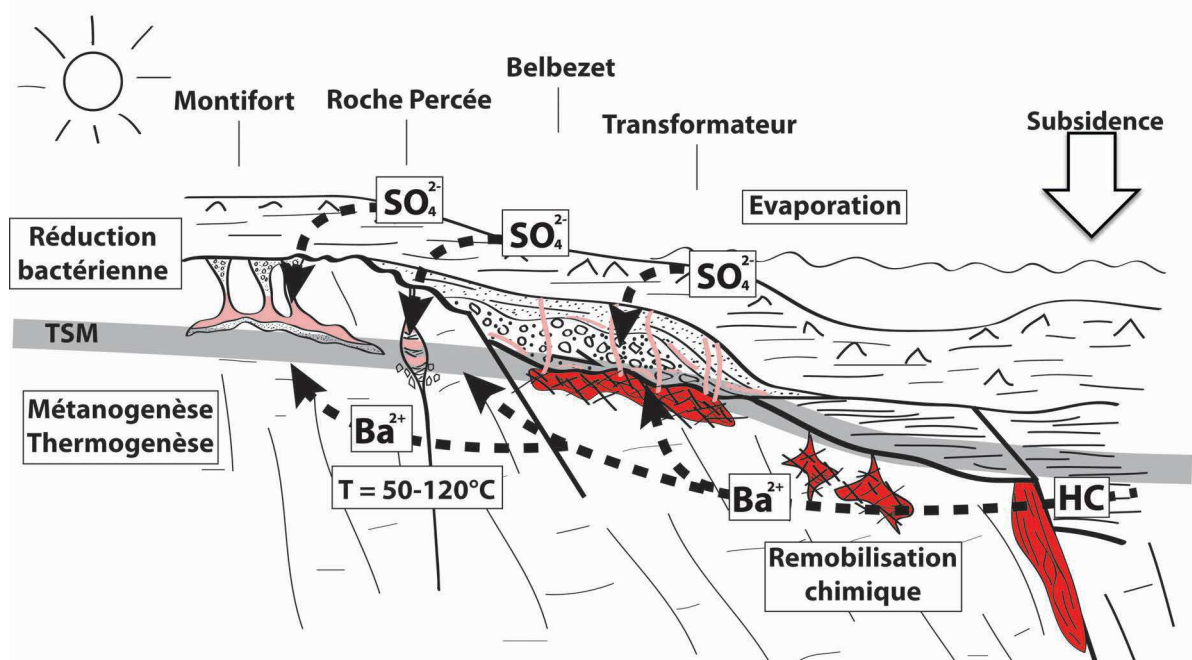
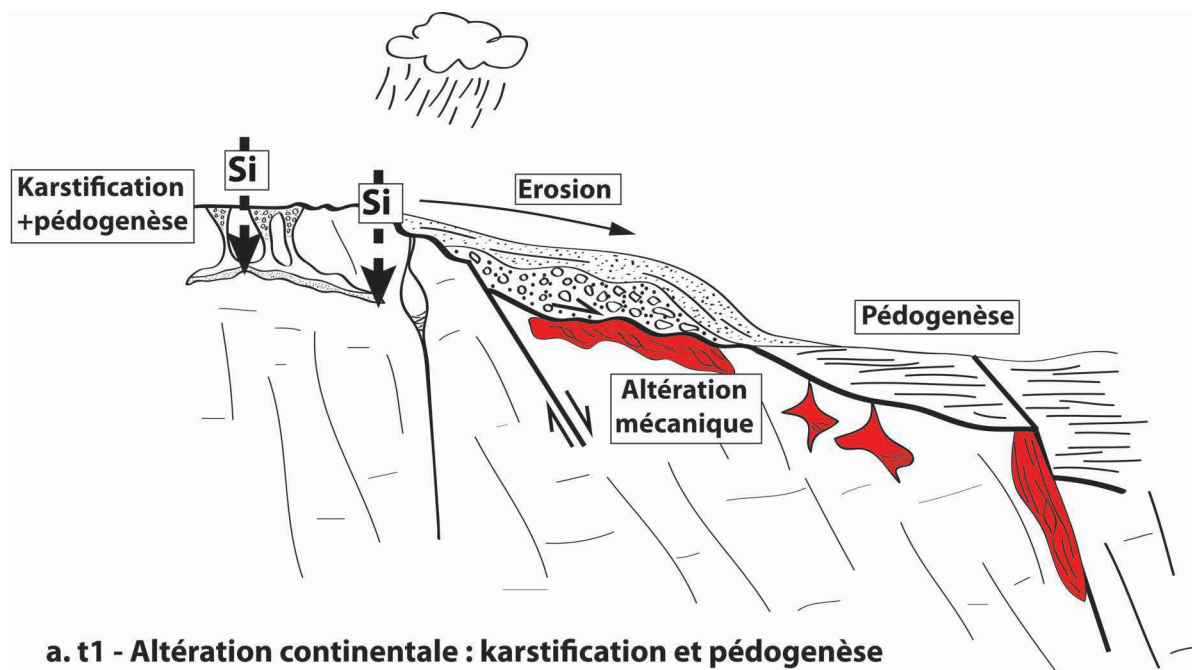
permiens qui se trouvaient à cette époque à l’affleurement. Les remplissages karstiques sont de plus en plus soumis à l’alternance des périodes humides et semi-arides à l’origine de la granulisation du sédiment et la formation de siltcrêtes par illuvation.

Au cours d’une subsidence généralisée du bassin, le régime devient de plus en plus évaporitique en lien avec l’alternance entre des dépôts de marnes vertes et des grès fins à rides de courant (Fig.2.215.b). Les eaux sulfatées des lacs de playa vont percoler en profondeur à travers le karst et les diaclases. Les conditions de températures et la présence d’argilite riche en matière organique piégées dans les karsts sont alors favorables à la réduction bactérienne de ces sulfates percolants.

Dans les parties profondes du bassin, les roches mères permienes inférieures produisent encore des hydrocarbures alors que du méthane biogénique est généré à partir des systèmes confinés réducteurs du Trias. La migration primaire des huiles et du gaz se fait dans un premier temps latéralement au sein des blackshales permienes avant de migrer *per descensum* puis *laterum* au sein des dolomies cambriennes karstifiées au niveau de l’*onlap* des formations permienes. L’interaction entre la migration des hydrocarbures sur la Ride de Lodève et la zone de réduction des sulfates forme une transition sulfate-méthane à quelques mètres de profondeur sous l’interface eaux-sédiments.

En raison de leur enfouissement progressif, les minéralisations permienes déjà altérées lors de leur précédente exposition vont se retrouver dans la zone sous-saturée en sulfates. Ceci provoque la dissolution partielle de ces minéralisations à l’origine de la solubilisation d’une partie du baryum. Ce dernier va alors être transporté par la saumure réductrice qui est associée à la montée des hydrocarbures et précipiter au dessus de la TSM où les ions sulfates sont disponibles dans le milieu, associé au soufre issus de l’oxydation des sulfures sédimentaire. Les fluctuations de la nappe phréatique de l’environnement de dépôt évaporitique contrôlent alors la minéralisation de front de barytine et de sulfure scellant le réseau endo- et exokarstique dans le socle carbonaté et imprégnant les premiers dépôts gréso-conglomératiques du Trias.

Ce modèle de formation de front diagénétique de barytine est à la transition entre nos deux hypothèses de départ qui étaient (i) une minéralisation à partir de fluide de bassin ou (ii) la formation de barycrêtes liées à la mise en place d’une nappe alcaline en conditions évaporitiques. A travers notre étude, nous démontrons que ces deux processus interagissent à quelques mètres de profondeur sous l’interface eaux-sédiment lors de la mise en place d’une transition sulfate-méthane qui remobilise les stocks antérieurs (notion d’héritage géochimique). Par conséquent, la circulation des hydrocarbures, passive dans la formation des barytines permienes, représentent ici un vecteur indispensable dans la formation des minéralisations par interaction avec la zone de réduction bactérienne des sulfates.









-  Socle carbonaté cambrien
-  Blackshales permien
-  Conglo. et grès de base Trias moyen
-  Minéralisations Ba, Cu, Pb permiennes
-  Minéralisations Ba, Cu, Pb du Trias moyen
-  Circulation des fluides

Fig. 2.215 – Modèle de formation des minéralisations triasiques lors de la mise en place d'un domaine de playa évaporitique associé à la circulation des hydrocarbures (modifié d'après Lopez, 1992).

Synthèse et enseignements des marqueurs fluides dans le bassin de Lodève

Ce travail sur les fluides du Bassin Permien de Lodève a permis de retracer le calendrier et les processus responsables des différentes phases minéralisées dans un contexte sédimentologique et géodynamique parfaitement contraint.

Dans un premier temps, nous avons caractérisé **l'histoire thermique et de l'enfouissement** du bassin à travers une modélisation du système pétrolier. Cette approche a permis (i) de construire un premier **calendrier des fluides de bassin à l'échelle régionale**, (ii) de définir le déséquilibre de compaction des sédiments comme **moteur régional des circulations fluides** et (iii) de cibler les **zones potentielles de piégeage** de ces fluides sur les marges du bassin.

Nous avons ensuite focalisé le travail sur l'étude des **minéralisations associées à la dynamique syn-rift permienne** du bassin.

Dans un premier temps, nous avons décrit les zones de pièges des fluides sur chacune des marges du demi-graben à travers une étude de la distribution tectono-sédimentaire, minéralogique, texturale et microthermométrique des marqueurs minéralisés à barytine-sulfure-fluorite et hydrocarbures. Ceci nous a permis de préciser (i) **le calendrier de différents épisodes fluides syn-tectoniques** au cours de l'enfouissement par la reconnaissance de faciès minéralisés représentatifs et (ii) de définir l'ensemble des **mécanismes qui régissent le piégeage des fluides** en relation avec la géodynamique du bassin. En particulier, nous avons mis en évidence une certaine dualité entre le contrôle tectonique et par surpression de fluide dans les processus de minéralisation au cours de la structuration du bassin.

Ensuite, à travers une analyse géochimique combinant l'interprétation des isotopes stables et radiogéniques et des teneurs en éléments traces/Terres Rares sur les marqueurs fluides, nous avons contraint **les sources et les conditions chimiques de la précipitation** des différents épisodes minéralisateurs syn-rifts.

Enfin, le dernier chapitre II-6 de cette partie est consacré à l'étude des **minéralisations de barytine-sulfures supergènes** datées du Trias moyen et faisant suite à la pénéplanation

régionale qui marque le début du post-rift du bassin. En particulier, la notion d'**héritage géochimique** est développée par la mise en évidence structurale et géochimique de la remobilisation des dépôts minéralisés permien en relation directe avec la poursuite de la migration des hydrocarbures.

Par cette approche intégrée, nous avons finalement défini un **modèle métallogénique régional dynamique** pour le bassin de Lodève qui comprend deux grandes étapes, à savoir : un épisode épigénétique mixte MVT/endogène syn-tectonique pendant l'enfouissement syn-rift et un modèle supergène post-rift dérivant de la remobilisation des premiers dépôts par la dynamique sédimentaire post-rift.

7.1 La métallogenèse syn-rift permienne

7.1.1 Le bassin de Lodève - un modèle MVT syn-tectonique

Les minéralisations du Permien de Lodève répondent aux critères de gîtes de type Mississippi Valley-type que nous avons introduit dans la partie I; chapitre I-1.1.3 de ce mémoire (Leach *et al.*, 2005; Leach *et al.*, 2010) :

- Les dépôts sont clairement épigénétiques ;
- Ils sont piégés dans des karsts, des brèches d'effondrement, des failles, des fractures et des transitions lithologiques, au sein d'une paléo-plateforme dolomitisée ;
- Les fluides minéralisateurs sont des saumures de salinité importante, entre 7 et 22 wt%eq.NaCl, et des températures comprises entre 100 et 250°C ;
- Le baryum et les métaux proviennent d'une source crustale : altération des niveaux de cendres volcaniques et blackshales des formations pré-rift du bassin ;
- Le soufre résulte quant à lui de processus de réactions biogéniques, diagénétiques et de la catagenèse et métagenèse des blackshales permien constituant la couverture des minéralisations ;
- Une partie des minéralisations est piégée au sein de karsts hypogènes à acide sulfurique, de brèches et de dolomitisations qui résultent des premières phases de circulations de fluides dans les roches encaissantes ;
- Les silicifications de la roche encaissante peuvent être intenses à côté des dépôts et s'expriment sous deux formes : (i) ciments de microsilices et calcédoines liés au battement de nappe lacustre pendant le Permien inférieur et (ii) des amas de quartz automorphes résultant de la précipitation des fluides silicatés minéralisateurs des premières générations de barytine.

Ces caractéristiques se rapprochent notamment des gisements MVT de type filonien à prédominance de baryum et fluorite dans lesquels la fracturation exerce un contrôle prédominant (Jébrak, 1984 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Leach *et al.*, 2010 - exemple des gisements de l'Illinois, du Kentucky, des Pennines en Angleterre, du district à barytine du Missouri central, du district à fluorite-barytine de Sweetwater au Tennessee).

Nous avons introduit dans la description de l'état des connaissances des MVT que deux modèles s'opposent sur l'origine du fluide : (i) compaction des sédiments en profondeur (Cathles et Smith, 1983) et (ii) écoulement gravitaire de saumures denses lors d'événements orogéniques (Leach *et al.*, 2001). Les analyses microthermométriques et géochimiques réalisées sur les minéralisations du Bassin de Lodève privilégient la première hypothèse avec une source des fluides originaire de l'altération/compaction des sédiments enfouis.

Néanmoins, les températures importantes de certains dépôts (supérieures à 200°C), en particulier en zone de *footwall* du bassin, les saumures riches en $CaCl_2$, CO_2 et CH_4 ainsi que les signatures géochimiques des fluorites, suggèrent une origine plus endogène de certains fluides minéralisateurs. Ces fluides remonteraient à partir de la grande faille listrique contrôlant la structure du bassin, et lessiveraient les massifs de nature granitique et/ou métamorphique hercyniens.

Ces interprétations confirment qu'il est difficile de classer les dépôts minéralisés dans des boîtes indépendantes les unes des autres mais que des modèles intermédiaires peuvent faire intervenir des fluides extérieurs tels que des fluides de la croûte inférieure.

7.1.2 Le modèle génétique des fluides syn-tectoniques permien du bassin de Lodève

La métallogénèse permienne synrift du bassin peut être subdivisée en trois grandes étapes (Fig.2.216) :

-t1- stade précoce de karstification à acide sulfurique : à la fin du pré-rift/début du syn-rift les lentilles d'évaporites intercalées au sein des blackshales autuniens subissent un processus de réduction par voie biologique (BSR), associé au lessivage des sulfures sédimentaires (Fig.2.216.a). Au cours de cette réaction, du sulfure d'hydrogène est produit et va migrer latéralement dans le socle cambrien pour être piégé dans le réseau paléokarstique météorique. L'activité biologique forme alors des sulfures de fer de type pyrite framboïdale et chalcopryrite.

L'oxydation du H_2S résiduel par les nappes karstiques oxydantes piégées dans le socle cambrien forme alors de l'acide sulfurique H_2SO_4 qui réagit avec l'encaissant carbonaté. Il est à l'origine d'une karstification hypogène importante du massif dolomitique et des conglomérats de base dans l'axe des paléocanyons. La dissolution affecte alors le système paléokarstique antérieur

ainsi que les fractures, failles et forme de nouvelles cavités hypogènes.

Cette karstification, associée à un processus de silicification de la dolomie encaissante, libère les cations magnésium, calcium et fer qui vont précipiter sous la forme d'une ankérite baroque lors de fluctuations du potentiel oxydo-réducteur.

La formation précoce d'un karst à acide sulfurique sur les marges du bassin augmente drastiquement la porosité des carbonates encaissants qui vont constituer ensuite les réservoirs et drains préférentiels pour les fluides riches en métaux et hydrocarbures.

-t2- premier événement de minéralisation de type MVT : pendant les premières phases d'enfouissement syn-rift du bassin, la compaction différentielle des sédiments pré-rift en profondeur expulse les eaux de formations vers les marges du bassin en réponse à un gradient de surpression (Fig.2.216.b).

Les saumures, piégées dans des blackshales permien, sont riches en baryum et métaux lourds issus de l'altération précoce des feldspaths de type sanidine dans les niveaux de cinérites déposés dans les lacs permien ou lessivées à partir du bassin versant. Après leur expulsion des zones profondes, ces saumures vont se mélanger aux fluides résiduels riches en acide sulfurique sur les marges du bassin pour former la première génération de barytine.

Cette dernière réaction induit la libération des ions H^+ qui acidifient une nouvelle fois le milieu. Dans les zones d'interface entre carbonate et calcschiste du socle cambrien, de telles conditions provoquent la corrosion de la fraction argileuse et des phyllosilicates, et donc l'expulsion de l'aluminium et de la silice. Ces éléments précipitent alors à haute température formant ainsi un polytype de kaolin rare, la nacrite.

Cette époque coïncide avec un modèle de type MVT *sensu stricto* avec la seule participation des fluides de bassin issus de la compaction en profondeur du remplissage pré-rift.

-t3- stade tardif Ba-F de modèle mixte MVT-endogène : à un stade plus mature de l'enfouissement syn-rift, l'amincissement progressif de la croûte engendre un flux thermique de plus en plus important alors que la compaction des sédiments est toujours à l'origine de la migration de saumures riches en baryum et métaux lourds (Fig.2.216.c). Les roches riches en matière organique entrent alors dans la fenêtre à huile (ou catagenèse) et produisent des hydrocarbures qui vont emprunter régionalement les mêmes drains que les fluides de compaction.

Sur la zone de *roll-over*, la précipitation des dépôts à barytines/sulfures s'effectue par mélange entre ces saumures et des eaux riches en H_2S issues de la maturation thermique des blackshales permien et de la diagenèse des sulfures présents. Dans la partie Nord, les températures des fluides sont bien plus importantes que les conditions environnantes et suggèrent l'influence d'un pluton granitique en profondeur dont la présence est révélée dans certains puits (COGEMA, 1975). Les fluides remontent via la faille de *roll-over* profondément enracinée, avant de minéraliser à

l'interface socle-couverture.

L'influence endogène est plus importante au niveau du *footwall* de la faille bordière, c'est à dire en contact avec le flanc sud du "Metamorphic Core Complex" de la Montagne Noire. Sur cette marge sud du bassin, les paragenèses à fluorites-barytines, les fortes températures de piégeage ainsi que la présence de CO_2 et méthane abiogénique dans les inclusions fluides, reflètent la présence de fluides chauds ayant emprunté la faille bordière.

En particulier, nous proposons une configuration de rifting asymétrique pour le bassin de Lodève se rapprochant du modèle de Wernicke (1985) avec la formation d'un détachement se branchant au sein du manteau. Ce modèle implique un flux thermique important dans le bassin, et plus spécifiquement dans la zone de *footwall* où la remontée du Moho est plus importante qu'ailleurs.

L'interprétation des signatures géochimiques des fluorites suggèrent un fluide provenant de la croûte inférieure qui interagirait avec les massifs granitiques stéphano-permiens dont la mise en place est liée à la dynamique du dôme axial métamorphique de la Montagne Noire. L'altération qui en résulte affecte les minéraux riches en fluor tels que les biotites et hornblendes. Proche de l'interface socle/couverture, ces fluides ascendants vont interagir avec les fluides de compaction riches en baryum pour former les minéralisations à barytine-fluorites au cours des fluctuations de pression et du potentiel d'oxydo-réduction.

Ce stade Ba-F correspond donc à un modèle mixte MVT où une partie de la source de fluides provient de la croûte inférieure.

7.2 Une métallogenèse supergène post-rift contrôlée par la dynamique sédimentaire

L'initiation de l'ouverture de la Téthys Ligure au début du Trias engendre l'individualisation de blocs basculés sur la marge du rift qui s'ouvre au sud-est de notre zone. Le bassin de Lodève est situé à cette époque en zone haute de bloc et subit une chute du niveau de base d'environ 1600m. Une pénéplanation résulte de cette exhumation, à l'origine de la formation d'inselbergs de socle carbonaté sur la Ride Nord du bassin. Les anciens dépôts minéralisés permien se trouvent alors à l'affleurement et sont soumis à une altération de type continentale (Fig.2.217.a).

Une première altération pédogénétique de domaine semi-aride est responsable d'une silification importante du socle carbonaté quelques mètres en dessous du contact avec les premiers dépôts du Trias moyen. De telles conditions supergènes sont aussi à l'origine de la formation (i) d'exokarst localisés au niveau d'anciennes discontinuités structurales et (ii) d'endokarst sous la forme de réseaux planaires de cavités interconnectées.

Au fur et à mesure de la subsidence au début du Trias moyen, un domaine de lac de playa

évaporitique se superpose aux premiers dépôts fluviatiles (Fig.2.217.b). Les eaux sulfatées vont percoler en profondeur par le réseau karstique du socle cambrien dans une zone où les conditions de température sont favorables à la réduction bactérienne des sulfates. La réaction se fait alors par oxydation des niveaux riches en matière organique et les sulfures qui sont piégés dans les remplissages intra-karstiques.

Plus proche du dépo-centre du bassin au sud, les blackholes permien sont encore dans la fenêtre à huile et produisent des hydrocarbures qui vont circuler latéralement dans les carbonates cambriens de la marge. L'interaction entre ces hydrocarbures et la zone de réduction des sulfates sur la Ride de Lodève favorise une transition sulfate-méthane qui limite verticalement une zone inférieure entièrement déplétée en sulfates. Au cours de la subsidence, les minéralisations barytiques permien se trouvent dans cette zone et vont être partiellement dissoutes dans la fenêtre réductrice fortement sous-saturée en sulfates.

Les ions vont alors être acheminés par les hydrocarbures vers les niveaux plus superficiels où la disponibilité des ions sulfatés et les fluctuations de la nappe phréatique évaporitique vont contrôler la réprécipitation de minéralisations de barytines supergènes, et parfois syngénétiques. Les dépôts minéralisés se concentrent alors dans le réseau exo- et endokarstique des formations cambriennes et dans les diaclases des premiers dépôts triasiques sous la couverture de marnes évaporitiques.

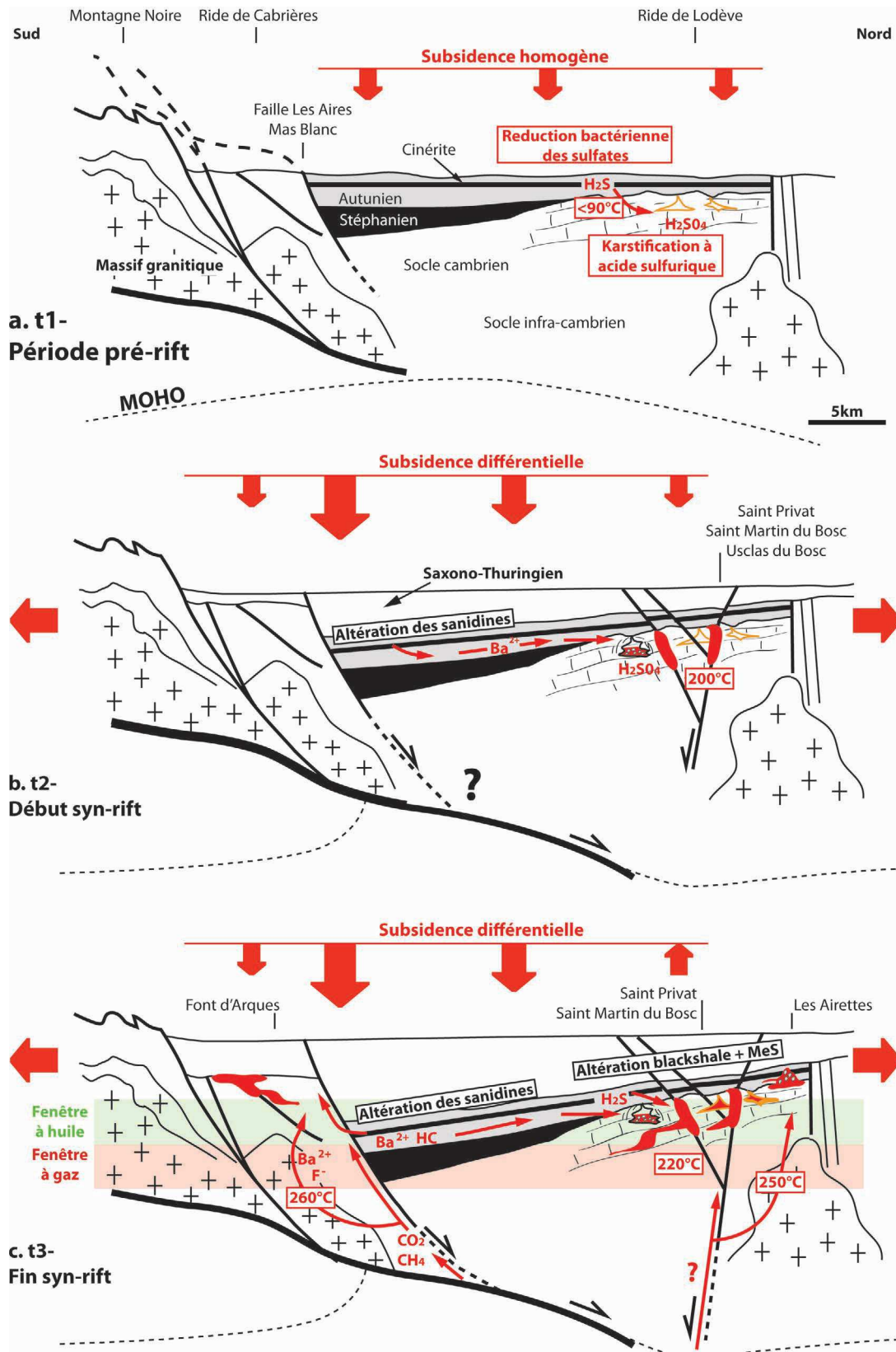


Fig. 2.216 – Modèle génétique de l'histoire de la circulation et du piégeage des fluides minéralisés pendant l'histoire syn-rift du bassin. L'échelle des dépôts minéralisés en rouge est volontairement exagérée pour améliorer leur visibilité. La légende des figurés est indiquée sur la figure suivante 2.217

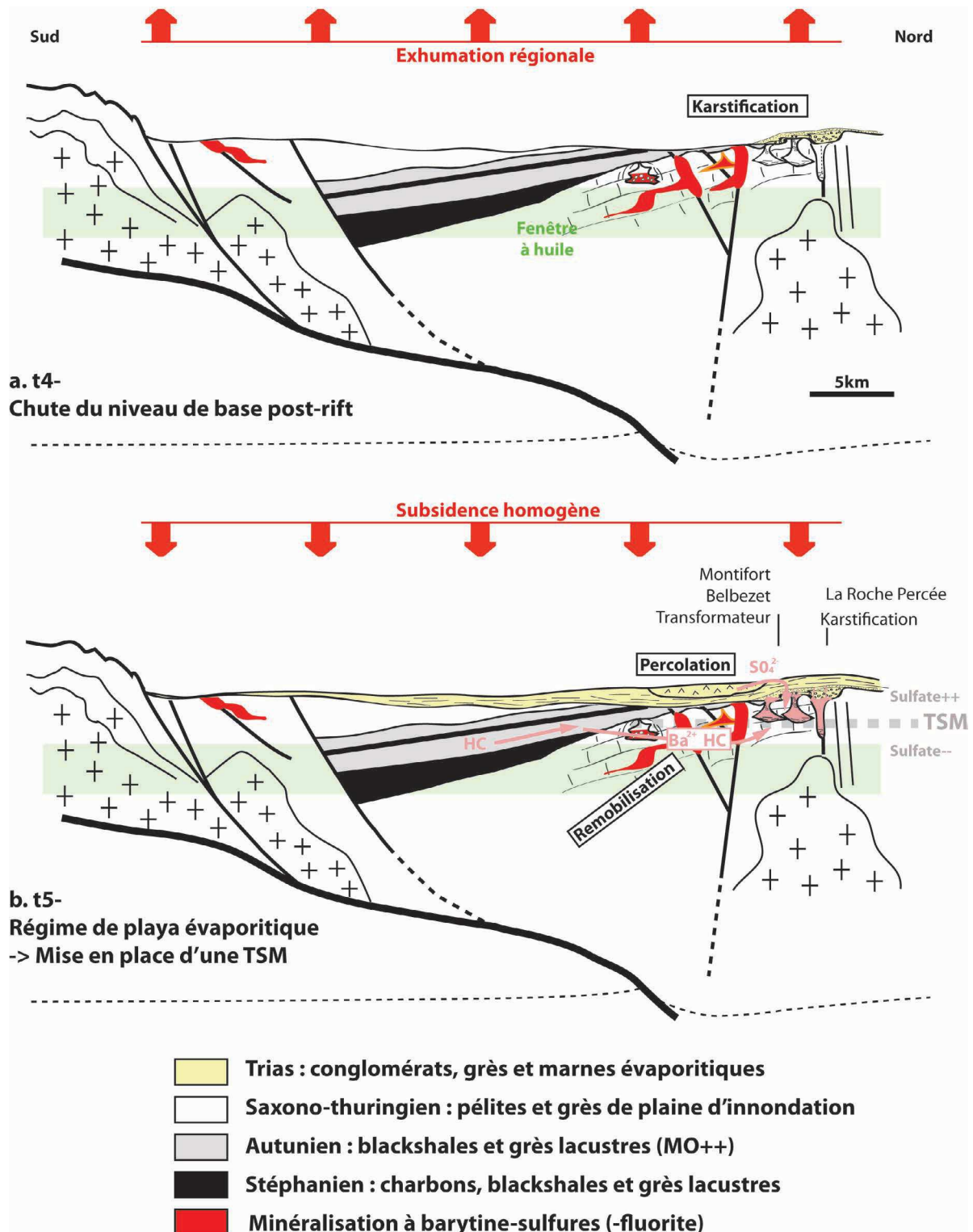


Fig. 2.217 – Modèle métallogénique de la formation des minéralisations supergènes à barytine-sulfures suite à l'exhumation post-rift du bassin. L'échelle des dépôts minéralisés en rouge est volontairement exagérée pour améliorer leur visibilité.

7.3 Synthèse sur les mécanismes de piégeage syn-rift des fluides

L'analyse structurale et géochimique des remplissages minéralisés polyphasés dans les zones de failles régionales mettent en évidence trois événements de fluides distincts pendant l'enfouissement syn-rift qui se distinguent par leur signature isotopique en strontium. En comparant ces signatures à celles des autres dépôts minéralisés à l'échelle du bassin, nous présentons ici une chronologie des différents mécanismes qui régissent le piégeage des fluides syn-tectoniques (Fig.2.218) :

- **(i) Événement fluide 1 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71200$** : le premier événement correspond au faciès de brèches d'implosion dans les zones de faille se développant au cours du stade initial d'enfouissement synrift du bassin (Fig.2.218.a). Il est associé à l'activation des failles N90 en jeu normal/décrochant dextre pendant le début du syn-rift permien (Saint Privat et saint Martin du Bosc). Le mécanisme d'implosion de la roche induit une stagnation du fluide dans un système clos avant l'activation de la faille hôte qui crée la chute de pression fluide locale. Une signature plus radiogénique en strontium résulte probablement d'une interaction fluide-roche plus importante que dans les autres épisodes fluides où la précipitation est plus instantanée ;
- **(ii) Événement fluide 2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71100$** : le second événement de minéralisation est associé à la réactivation par surpression des zones de failles N90 qui sont alors tectoniquement inactives (Saint Privat et saint Martin du Bosc) (Fig.2.218.b). La montée en pression des fluides est alors cyclique et engendre une réactivation périodique des failles en accord avec le processus de valves sismiques (Sibson, 1981). Ces surpressions se propagent dans les plans stratigraphiques et les cavités karstiques adjacentes et accompagnent des cisaillements banc sur banc formant des structures en pull-apart minéralisés (Saint Martin du Bosc, Puech Cérié et mines du Puech Cartès). Si les failles N90 sont inactives, les structures N20 jouent en jeu normal/décrochement senestre à cette époque et sont à l'origine de la minéralisation de réseau de couloirs fracturés (Usclas du Bosc) ;
- **(iii) Événement fluide 3 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71000$** : le dernier épisode est lié à une ré-ouverture importante des zones de failles lors de l'activité des failles N90 en jeu normal/décrochant dextre contemporaine de la migration des hydrocarbures (Fig.2.218.c). Par l'intermédiaire de ces conduits, les fluides vont entrer en surpression sous la couverture permienne et provoquer le développement de cheminée de brèche hydraulique lors de la rupture (Les Airettes).

Il y a donc deux grands types de contrôle intervenant dans le piégeage des fluides à savoir : (i) l'activité tectonique et (ii) la déformation des roches induite par la surpression fluide. En particulier, nous avons montré que les surpressions de fluides dépassent le chargement en contraintes tectoniques comme mécanisme principal responsable de la réactivation du plan de failles et vont avoir un impact sur le mode de friction.

La compréhension de l'histoire des fluides du bassin de Lodève permet d'appréhender le calendrier et l'impact des fluides de bassin pendant les cycles d'enfouissement/exhumation des bassins. L'association systématique entre les minéralisations MVT et les hydrocarbures dans le bassin démontre l'importance de bien contraindre le calendrier des fluides minéralisateurs qui vont affecter les qualités réservoirs et l'intégrité des couvertures lors de la migration des hydrocarbures.

Le Bassin de Lodève étant à l'affleurement, il permet directement d'accéder aux systèmes minéralisés et ainsi de définir l'architecture des conduits et des pièges et de préciser les processus de migration. L'étude complémentaire qui suit porte quant à elle sur l'étude d'un bassin encore très enfouis ($> 4\text{km}$) dans le North Viking Graben en Mer du Nord. Dans ce bassin, l'accès aux marqueurs de fluides est beaucoup plus limité ; mais, par contre, les conditions de chargement et de migration des fluides sont directement accessibles à partir des données pétrolières (sismique 3D et données de puits). Dans le cas de ce bassin, l'historique d'exploration montre qu'une partie des réservoirs en tête de roll-over est colmatée par des minéralisations de composition proche de celles du bassin de Lodève.

Il apparaît donc primordial de contraindre la séquence de migration des fluides de bassins et d'évaluer l'effet des circulations de fluides pré-thermogéniques sur la qualité des réservoirs. En particulier, nous nous attacherons à comprendre le couplage des fluides diagénétiques et thermogéniques par comparaison avec le Bassin Permien de Lodève où le chargement du bassin et la tectonique syn-rift gouvernent la séquence de migration.

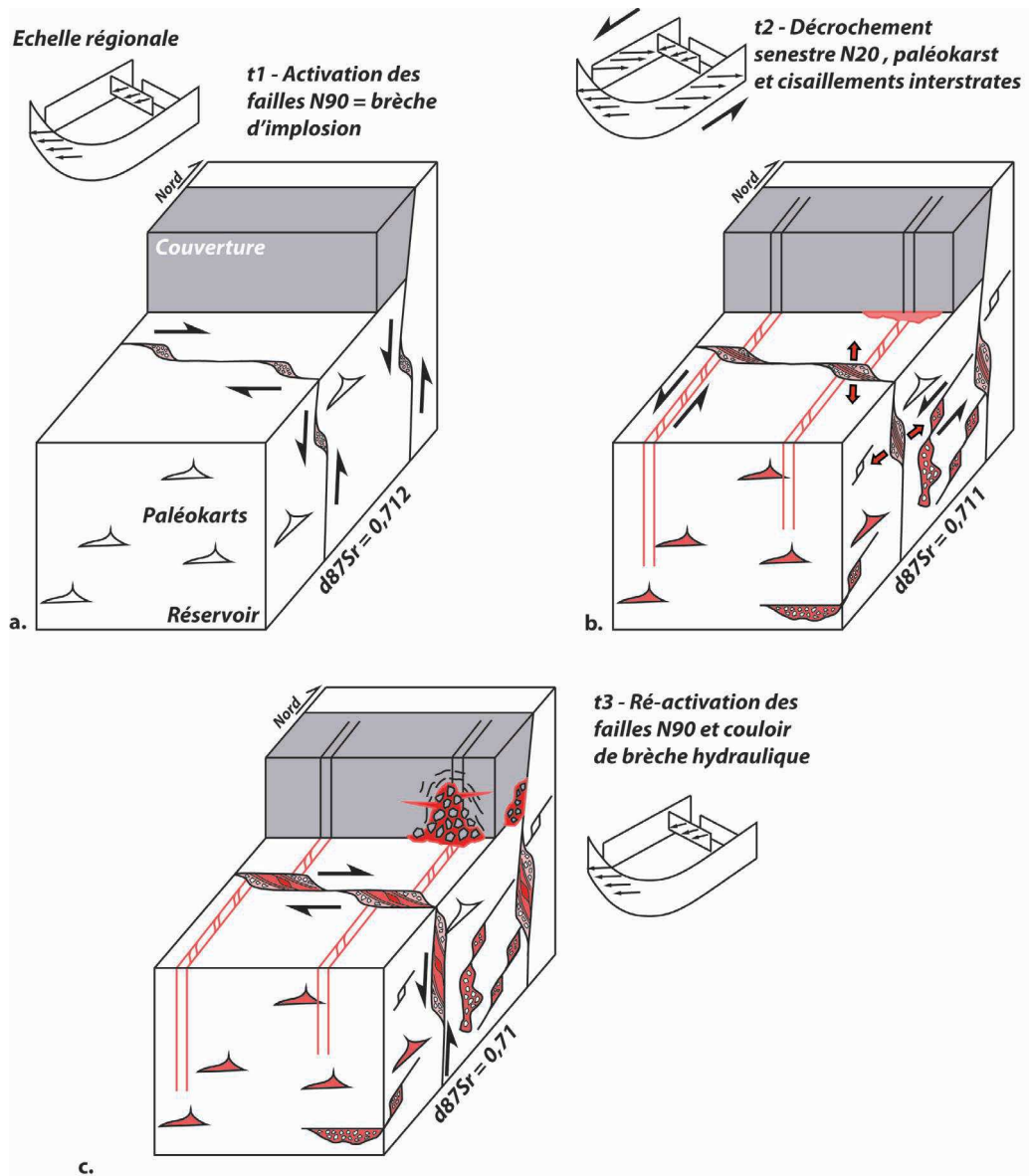


Fig. 2.218 – Chronologie des mécanismes qui régissent le piégeage des fluides dans la zone de roll-over par comparaison des signatures isotopiques du strontium sur barytine et fluorite.

Troisième partie

Application aux demi-grabens Jurassiques
très enfouis dans le North Viking Graben
(Mer du Nord)

L'étude du bassin Stéphano-Permien de Lodève a mis en évidence un certain nombre de critères discriminants pour l'histoire complète des fluides associés à la compaction des sédiments du bassin, de leur expulsion jusqu'à la zone de piégeage où ils vont interagir avec les fluides de formation ou avec des fluides externes. Le modèle est basé sur les gisements de type Mississippi Valley-Type (MVT - Leach et Sangster, 1993) et explique les mécanismes de migration et l'impact des fluides sur des réservoirs carbonatés qui ont subi enfouissement maximal de 2 à 3km.

Mais qu'en est-il des bassins soumis à des conditions d'enfouissement et donc de pression/températures plus importantes ? De tels bassins forment les réservoirs de type "Deep Buried Reservoir" (profondeur > 4km), qui d'après une étude d'IHS (Information Handling Service) formeraient 80% des réserves d'hydrocarbures prouvées sur la planète. Compte tenu de leur enfouissement important, ces réservoirs sont susceptibles de subir des transformations physico-chimiques importantes en réponse à une diagenèse croissante. En particulier, les réservoirs silico-clastiques vont voir leur porosité diminuer drastiquement par la compaction mécanique dans les trois premiers kilomètres d'enfouissement, et par la compaction chimique (dissolution-précipitation) au delà de cette profondeur.

Néanmoins, des porosités anormalement hautes sont mises en évidence dans ces réservoirs par l'action de différents paramètres que sont (i) le recouvrement des grains par des films argileux, (ii) le chargement précoce en hydrocarbures et (iii) le développement des surpressions de fluides qui s'opposent à la pression-solution des grains en réduisant la contrainte effective (Bloch et Hutcheon, 1992 ; Ehrenberg, 1993).

Or, nous avons vu que le chargement en hydrocarbures est souvent précédé ou accompagné de la migration de fluides de bassin porteurs de métaux susceptibles de minéraliser aux interfaces réservoirs/couvertures. Par conséquent, la problématique ici va être de caractériser le calendrier et l'interaction qu'il existe entre les fluides de bassin "externes" au réservoir et les fluides résiduels issus de la diagenèse *in-situ*.

A travers cet objectif, nous nous attacherons à répondre aux questions suivantes :

- Quel est le calendrier de migration des fluides de bassin (de compaction et hydrocarbures) vis à vis des différentes transformations diagénétiques du réservoir ?
- Quelle est la part entre la nature minéralogique initiale, le chargement en hydrocarbures, les surpressions fluides et les minéralisations dans la préservation des qualités réservoirs au cours de l'enfouissement ?
- Quels sont les mécanismes à l'origine des surpressions fluides et leur impact sur les roches couvertures dans les bassins très enfouis (>4km) ?
- Quelles sont les structures drainantes des fluides de bassin (interface socle-couverture, faille...)?

- Quelle est l'origine des fluides minéralisateurs ?
- Enfin, peut-on faire une analogie avec les facteurs de contrôle des minéralisations de type MVT dans le bassin de Lodève ?

Pour répondre à ces questions, nous allons au sein de cette partie appliquer les enseignements tirés de l'étude du Bassin Stéphano-Permien de Lodève sur des demi-grabens jurassiques très enfouis dans le Quadrant 30 du North Viking Graben (Mer du Nord). Dans ces bassins, le réservoir de la formation Tarbert du groupe Brent, d'âge jurassique moyen, est affecté dans les zones de blocs basculés en *roll-over* par une diagenèse intense (principalement des cimentations de quartz et une illitisation) et par des veines de carbonates, barytines et sulfures, dont les mécanismes de précipitation et les sources ne sont pas contraintes.

La méthode consistera dans un premier temps à préciser l'histoire tectono-sédimentaire des bassins à travers la description de l'architecture sismique du North Viking Graben (sismique profonde, sismique 3D et analyse de puits). Le modèle structural ainsi réalisé servira ensuite d'entrée pour une modélisation pétrolière (PetromodSuite©) dans le but de contraindre le calendrier de maturation des roches mères ainsi que les mécanismes de migration et piégeage des hydrocarbures générés. Par le calibrage de l'histoire thermique et de l'enfouissement des bassins, nous serons en mesure de définir les régimes P/T en tout point de l'espace et de temps.

Les carottes des deux forages réalisés sur la zone feront ensuite l'objet d'une étude minéralogique, texturale, microthermométrique et géochimique afin de caractériser les marqueurs de diagenèse qui seront comparés à l'histoire tectono-sédimentaire du bassin. Un modèle génétique sera alors proposé pour expliquer les mécanismes à l'origine des changements pétrophysiques dans les réservoirs silicoclastiques très enfouis du Brent dans le North Viking Graben.

Ce modèle sera comparé avec le modèle MVT du bassin de Lodève afin de définir les analogies et différences qui existent entre deux demi-grabens où (i) le système pétrolier est actif au moment de la mise en place des minéralisations, (ii) les fluides de bassins vont interagir avec des réservoirs de natures distinctes (silicoclastique en Mer du Nord et carbonaté à Lodève) et qui ont subi des degrés d'enfouissement qui diffèrent de plusieurs kilomètres.

Histoire tectono-sédimentaire de la Mer du Nord

1.1 La géodynamique de la Mer du Nord

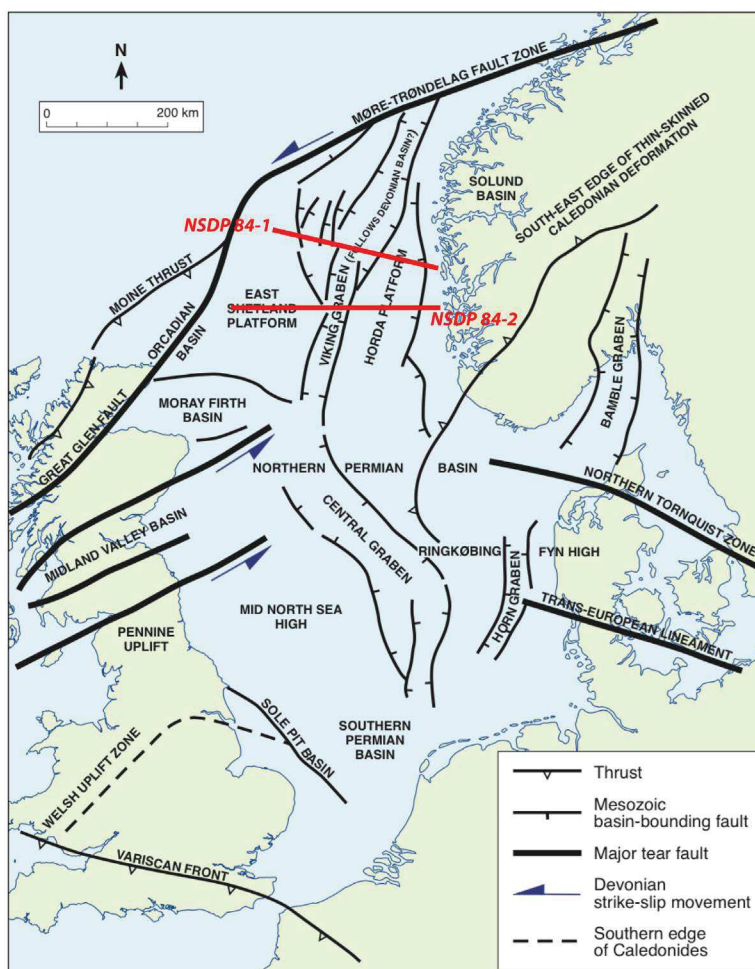


Fig. 3.1 – Distribution des structures en pull-apart associées à un mouvement senestre des failles crustales pendant le Dévonien en Mer du Nord d'après Coward et al. (2003). Les positions des lignes sismiques NSDP 84-1 et NSDP 84-2 sont reportées.

Le Viking Graben est une zone de rift de 150x200km² d'extension, séparant la plate-forme East Shetland à l'ouest de la plate-forme de Horda à l'est (Fig.3.1).

La structure générale est constituée de blocs de socle faillés limitant des bassins sédimentaires en demi-graben sur faille listrique. La formation du rift intervient après l'effondrement gravitaire de la chaîne calédonienne et se découple en deux grandes étapes d'extension crustale au Paléozoïque et au Mésozoïque qui contrôlent la formation des principaux bassins sédimentaires de la Mer du Nord (Faerseth *et al.*, 1998).

1.1.1 L'histoire paléozoïque

A cours du Dévonien, la collision continentale entre la Laurentia et la Baltica est à l'origine du développement d'un pull-apart profond contrôlé par les failles de Glen-More-Trondelag au Nord-Ouest et Midland Valley-Solund au Sud-Est (Séranne, 1988 ; Séranne *et al.*, 1989 ; Roberts *et al.*, 1999) (Fig.3.1). Ce bassin est considéré par Coward, 1993 comme la racine de l'actuel Viking Graben.

Une inversion tectonique au Carbonifère inférieur entraîne la réactivation du proto-Viking Graben (Coward et Dietrich, 1989 ; Coward, 1993 ; Roberts *et al.*, 1999). Un volcanisme permien suit cet épisode tectonique associé au soulèvement général des couches à la fin du Paléozoïque. L'extension permo-triasique résultante de la subsidence thermique de la zone forme ensuite les bassins du Rotliegend et Zechstein par réactivation des failles dévoniennes (Coward, 1993 ; Chauvet et Séranne, 1994).

1.1.2 L'histoire mésozoïque

L'histoire mésozoïque structure les bassins du Viking Graben et définit son architecture actuelle selon plusieurs épisodes ; à savoir :

- Rifting du Permo-Trias ;
- Soulèvement par la formation d'un dôme thermique et existence de volcanisme pendant le Jurassique moyen ;
- Rifting du Jurassique supérieur ;
- Seconde phase de rifting entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur ;
- Subsidence thermique du Crétacé jusqu'au Cénozoïque (rift avorté).

1.1.2.1 Le rifting permo-triasique

La première phase est un rifting permien à triasique suivie d'une subsidence thermique jusqu'au Jurassique inférieur. Cet épisode se caractérise par la formation de failles listriques NNE-SSW contrôlant la structuration de demi-grabens dans la partie est de la Mer du Nord et suggérant une extension globalement NO-SE (Fig.3.2.a) (Beach, 1986 ; Ziegler, 1990).

Ces bassins très enfouis, et recouverts par les bassins jurassiques dans l'axe du graben, ne sont visibles que dans les extrémités ouest et est du Viking Graben (Ziegler, 1990). La plate-forme de Horda représente la zone où l'extension a été la plus forte pendant la période permo-triasique (Faerseth, 1996).

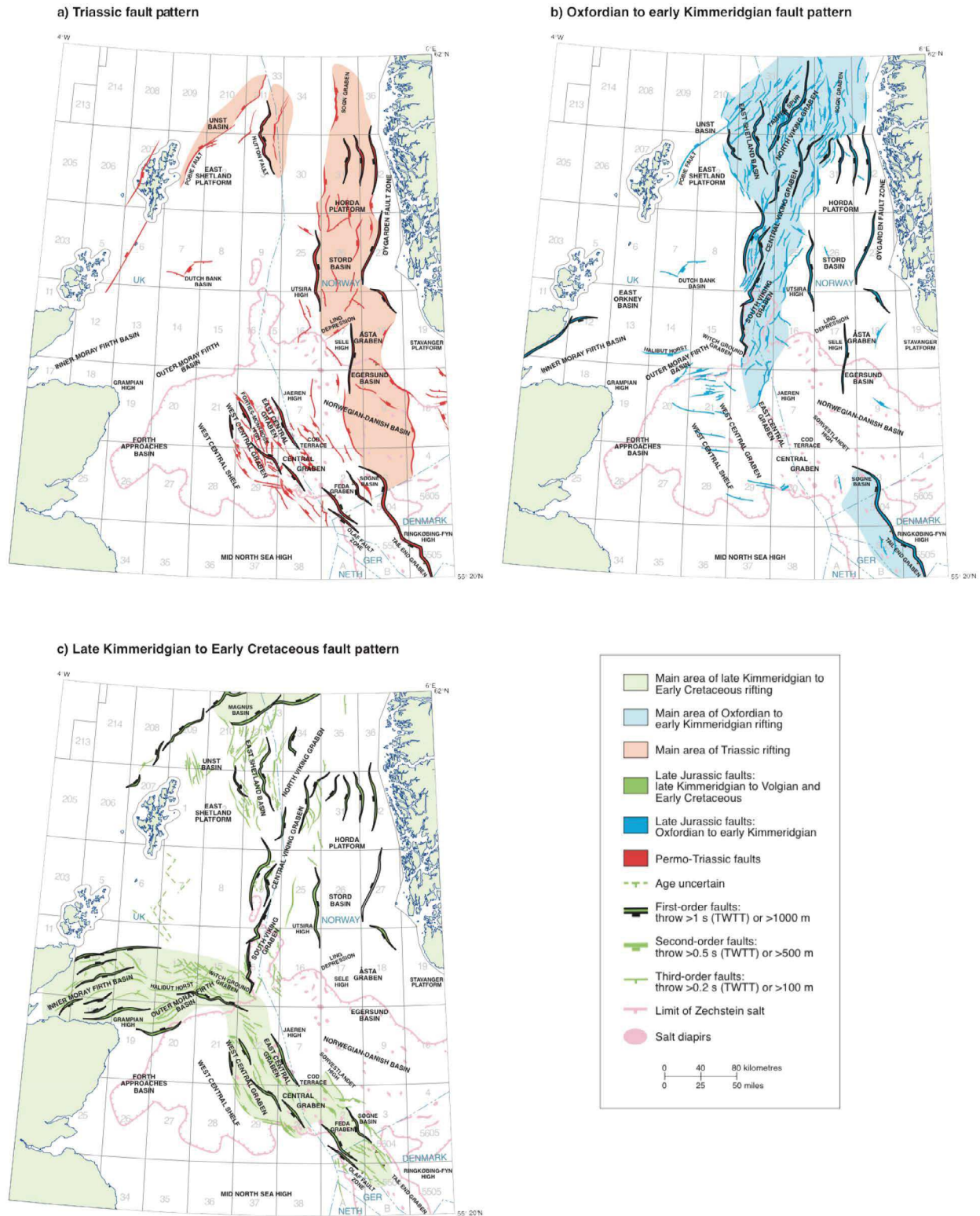


Fig. 3.2 – Histoire tectono-sédimentaire du North Viking Graben : a. Situation pendant le rifting Permo-Triasique. b. Situation pendant la première phase de rifting Callovo-Oxfordienne. c. Situation pendant la seconde phase de rifting au Crétacé inférieur (Zanella et al., 2003).

1.1.2.2 Le rifting du Jurassique moyen à supérieur

La subsidence thermique qui suit le rifting permo-triasique est interrompue par la formation d'un dôme thermique au Jurassique moyen (Glennie et Underhill, 1998) prouvé par la présence de roches volcaniques dans la Mer du Nord Centrale (Underhill et Partington, 1993). Ce soulèvement est à l'origine de l'érosion des séquences triasiques et jurassiques inférieures et contribue aux dépôts des sédiments aaléniens et bajociens formant le groupe du Brent.

L'effondrement thermique de ce dôme amène à une phase d'extension majeure sous la forme d'une triple jonction constituée par le Moray Firth Basin à l'ouest, le Viking Graben au Nord et le Central Graben au sud-est (Davies *et al.*, 2001 ; Zanella *et al.*, 2003) (Fig.3.2.b et 3.3).

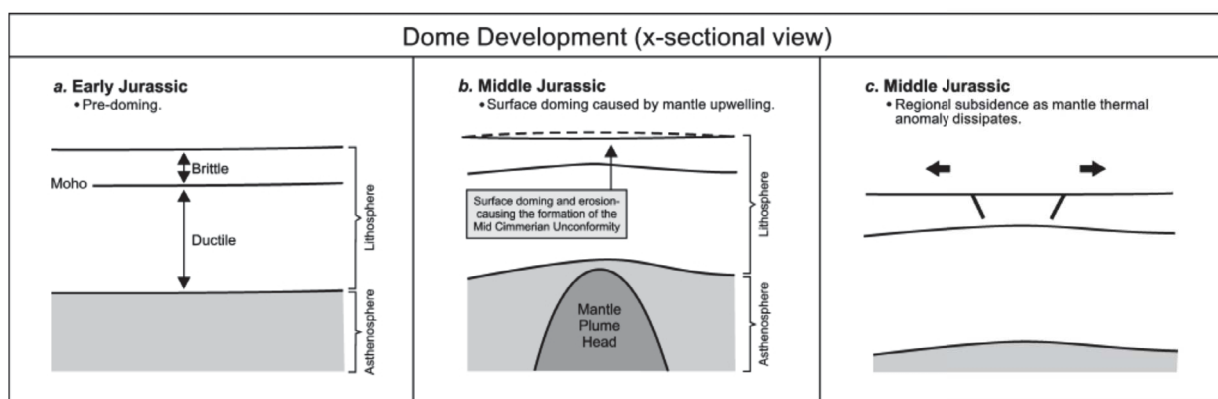


Fig. 3.3 – Modèle de subsidence thermique du Viking Graben après la montée d'un panache mantellique (d'après Davies *et al.*, 2001).

Le Central Graben est orienté NW-SE avec des bassins sur faille de décollement dans le sel Zechstein Permien alors que le Moray Firth Basin se caractérise par des bassins dont l'axe des dépo-centres varie entre NO-SE et NE-SO.

Le Viking Graben est la structure majeure de la Mer du Nord avec un taux d'extension d'environ 30% dans son axe. Il est constitué de trois segments individuels, le South, le Central et le North Viking Graben ; ce dernier constitue notre zone d'étude.

La géométrie générale montre des pull-aparts *en-échelon* orientés N-S. Rattey et Hayward (1993) démontrent que le rifting débute au Callovien alors que Roberts *et al.* (1990) suggèrent une extension initiée plus tôt, au Bathonien, vers la fin des dépôts du groupe Brent. Néanmoins, Rattey et Hayward (1993) montrent que l'activité maximale des failles se fait à l'Oxfordien jusqu'au Kimmeridgien inférieur et que le rifting continue jusqu'au Crétacé inférieur (Fig.3.2.c). La structuration des bassins proviendrait de la réactivation des anciens chevauchements calédoniens et des failles listriques triasiques (Ziegler, 1988 ; Faure, 1990 ; Faereth, 1996).

A la différence des bassins permo-triasiques, le rifting jurassique est caractérisé par des orientations de failles très différentes d'un bassin à l'autre. Il n'y a pas de consensus quant à la direction

d'extension pendant cette période. Certains auteurs prônent une direction principale d'extension pendant toute la période d'amincissement crustal d'orientation soit E-W (par exemple, Roberts *et al.*, 1990) soit NW-SE (Ziegler, 1990).

Erratt *et al.* (1999) proposent quant à eux une combinaison de ces deux modèles avec un changement de direction d'extension entre l'Oxfordien/Kimmeridgien et le Kimmeridgien-Volgien passant de E-O à NE-SW. Nous discuterons plus en détail de l'orientation du régime extensif dans le North Viking Graben dans le prochain chapitre III-2 lors de l'étude de l'architecture sismique.

1.1.2.3 La phase post-rifting crétacé

Au Crétacé inférieur, l'initiation et la cause précise de cette phase prêtent encore à débats mais elle se marque clairement par une légère inversion notamment visible en tête de panneaux basculés, à laquelle est associée une phase érosive mineure et locale. C'est une période de starvation du bassin dans lequel s'installe une sédimentation principalement carbonatée, très fortement condensée, d'environnements sub-aériens à marins superficiels. Elle vient en *onlaps* sur la discordance la plus visible de Mer du Nord, appelée la BCU (Base Cretaceous Unconformity). Au Crétacé supérieur, l'inversion tectonique s'exprime de manière plus évidente, et ce à partir du Santonien, en relation avec une compression intraplaque lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique (Arthur, 1993 ; Glennie et Underhill, 1998) combinée à la collision alpine entre l'Europe et l'Afrique (Glennie et Boegner, 1981 ; Cartwright, 1989 ; Ziegler, 1990 ; Huyghe, 1992).

1.1.3 L'histoire cénozoïque

L'histoire cénozoïque se marque par un soulèvement général de la marge des bassins de la Mer du Nord.

La période allant du Paléocène à l'Eocène est le siège d'une extension causée par la montée d'un panache mantellique à l'Est du Groënland amenant au soulèvement thermique de l'Ecosse et de la plate-forme East Shetland (White, 1988).

Pendant l'Oligocène, une compression affecte la Mer du Nord par inversion des failles transformantes lors du changement de direction d'ouverture de l'Océan Atlantique (Doré *et al.*, 1999).

Enfin, Riis (1996) montre que cet uplift oligocène est à l'origine d'une érosion généralisée de la chaîne alpine et d'un dépôt important de sédiments dans la zone Nord de la Mer du Nord pendant le Pliocène (Zanella *et al.*, 2003).

1.2 La lithostratigraphie du North Viking Graben

La stratigraphie et les natures lithologiques des séquences de remplissage du North Viking Graben sont principalement basées sur les travaux de synthèse de Vollset et Dore (1984) (Fig.3.4).

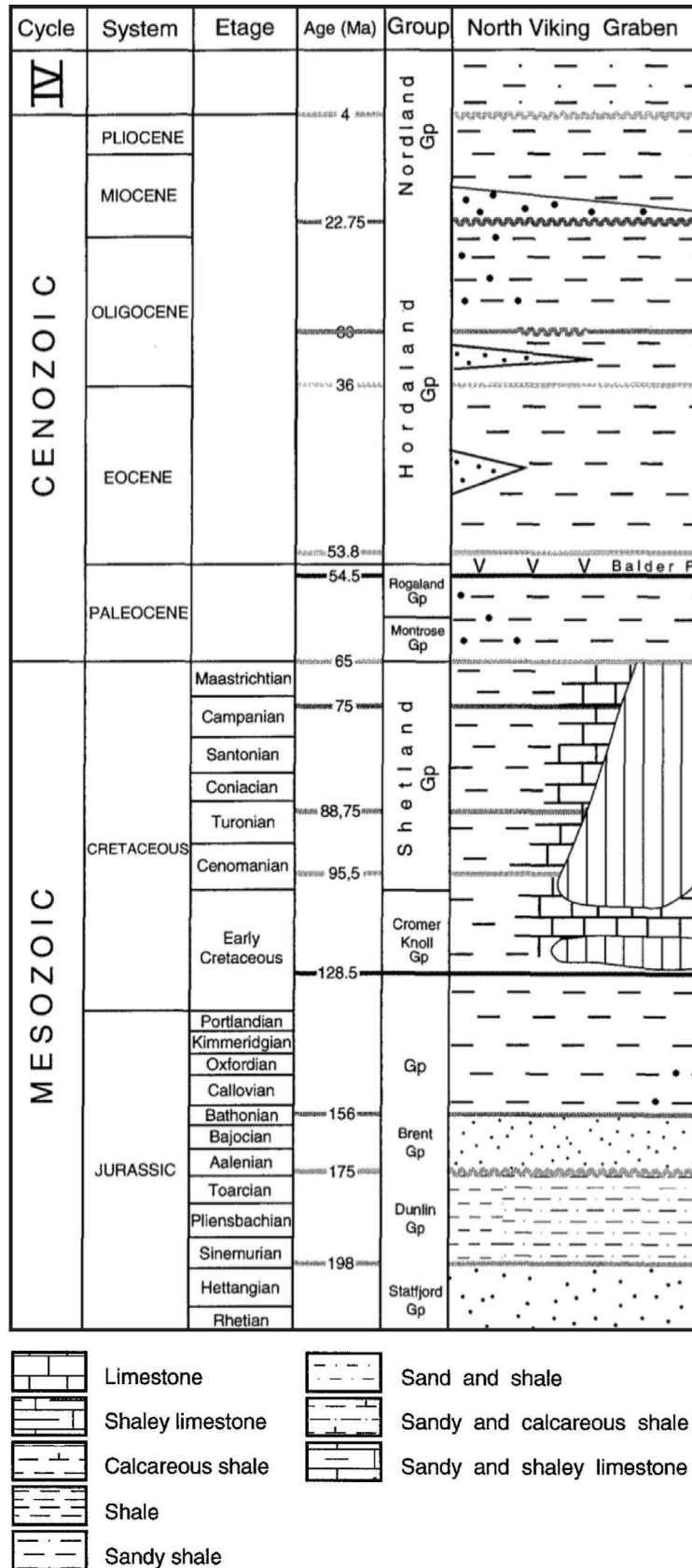


Fig. 3.4 – Lithostratigraphie générale du North Viking Graben (d'après Lepercq et Gaulier, 1996 et inspiré des travaux de Vollset et Dore, 1984).

1.2.1 Le Paléozoïque

En dépit des nombreux travaux sur le remplissage du Viking Graben, la nature des roches paléozoïques ne sont pas réellement définies. Les grès des Old Red Sandstones sont reconnus sur les marges du Viking Graben, et en particulier sur la Plateforme East Shetland, dans des bassins en relais formés au cours de l'effondrement post-orogénique de la chaîne calédonienne (Enfield et Coward, 1987; Seguret *et al.*, 1989).

Mais ces sédiments n'ont toujours pas été identifiés dans le North Viking Graben, et seuls les dépôts permien ont été rarement reconnus en forage.

1.2.2 Le Trias

Les roches triasiques sont largement distribuées à l'échelle de la zone Nord de la Mer du Nord et contiennent environ 5% des réserves pétrolières (Goldsmith *et al.*, 2003).

Le groupe triasique comprend la formation Cormorant qui est plus tardivement remplacée par la formation de Lunde (Vollset et Dore, 1984). Les séquences syn- et post-rift, majoritairement continentales, peuvent atteindre jusqu'à plusieurs milliers de mètres et dérivent majoritairement de l'érosion de la chaîne Varisque (Steel et Ryseth, 1990). Les sédiments sont constitués de grès et de mudstones mis en place dans des environnements de dépôts variant entre des cônes alluviaux et des systèmes fluviaux ou lacustres (Goldsmith *et al.*, 2003).

1.2.3 Le Jurassique

A la fin du Trias, le climat devient de plus en plus humide et l'on passe d'un environnement de dépôt fluvial avec des passées charbonneuses constituant la formation de Statfjord, à des dépôts marins qui marquent la montée du niveau de base lors du dépôt des argiles et des grès argileux du groupe Dunlin au Jurassique inférieur (Fig.3.5). La sédimentation mésozoïque est alors restreinte à l'axe du Viking Graben.

Le groupe Dunlin est surmonté par le groupe du Brent d'âge Aalénien-Bajocien qui est un complexe deltaïque progradant globalement vers le Nord (Eynon, 1981; Helland-Hansen *et al.*, 1992). L'épaisseur totale du groupe varie entre 180 et 300 mètres dans le Viking Graben (Brown *et al.*, 1987) et est constituée par les formations de Broom, Rannoch, Etive, Ness et Tarbert (Fig.3.5) (Brown *et al.*, 1987; Graue *et al.*, 1987).

La formation Broom est interprétée comme un *fan delta* composé de sables grossiers d'une épaisseur moyenne de 50m et cimentés par des carbonates.

Les formations Etive et Rannoch sus-jacentes marquent le début de la progradation du delta

composés majoritairement de grès micacés sur environ 150m (Graue *et al.*, 1987). Les faciès fluviatiles de la formation du Ness supérieur (100m environ) et les sables tidaux de la formation du Tarbert se sont déposés pendant une transgression marine (Graue *et al.*, 1987). La formation Ness au centre du Brent est constituée de sables fluvio-deltaïques alternant avec des mudstones de lagons et des charbons (Hancock et Fisher, 1981 ; Vollset et Dore, 1984).

La section la plus superficielle du Brent est composée par des sables tidaux bien classés de la formation Tarbert (Brown *et al.*, 1987). Ces derniers représentent le réservoir le plus important de la Mer du Nord. Cette formation montre une succession de séquences de *shoreface* granocroissantes sur environ 100 mètres de puissance avec une grande connectivité latérale.

Pendant le rifting du Jurassique supérieur, l'environnement de dépôts se marque par une transgression majeure au Callovien avec la sédimentation de mudstones pélagiques très riches en matière organique formant le Viking Group (Fig.3.4 et 3.5). Ces faciès sont les roches mères principales à hydrocarbures de Mer du Nord (Vollset et Dore, 1984 ; Cornford *et al.*, 1998). On distingue alors la formation Heather allant du Callovien à l'Oxfordien et constituée de roches mères de qualité moyenne, et la formation Draupne, du Kimmeridgien au Volgien, constituée de roches mères d'excellente qualité (Kimmeridge Clay, roche mère marine de renommée mondiale) grâce à un épisode eustatique d'ampleur régionale et couvrant à la fois la Mer du Nord et la Mer de Norvège.

Au cours de cette période, des réactivations périodiques des failles sur les marges sont responsables de soulèvements et d'émergences partielles des crêtes de *footwall*. Cet uplift est à l'origine du remaniement des formations du Brent et du dépôt de sables du Jurassique supérieur de très bonne qualité réservoir.

1.2.4 Le Crétacé

La phase de condensation post-rift du Crétacé inférieur (au dessous de la surface BCU) est suivie d'une montée importante du niveau marin avec le dépôt de mudstones, d'argilites carbonatées et de grès mis en place dans un environnement marin peu profond (Fig.3.4). Ces sédiments forment le groupe de Cromer Knoll (Vollset et Dore, 1984).

Le niveau marin augmente par la suite avant l'établissement de la mer de la craie qui couvre l'ensemble de la Mer du Nord jusqu'à sa limite la plus septentrionale. Cette époque est marquée par les dépôts crayeux et localement plus argileux du Groupe Shetland (Deegan et Scull, 1977).

1.2.5 Le Cénozoïque

Du Paléocène à l'Eocène, le soulèvement de la plate-forme East Shetland devient la source principale des sédiments formant de petits complexes deltaïques sur les marges des bassins (Hordaland Group) (Fig.3.4) (Ziegler, 1981). Les dépôts du Miocène débutent avec des sables de domaine marin superficiel (Nordland Group - Formation Utsira) suivie de sables argileux

progradant pendant le soulèvement de la marge norvégienne. Enfin, la période quaternaire se caractérise par le dépôt de sédiments glaciaires et partiellement marins lors de la remontée du niveau de base.

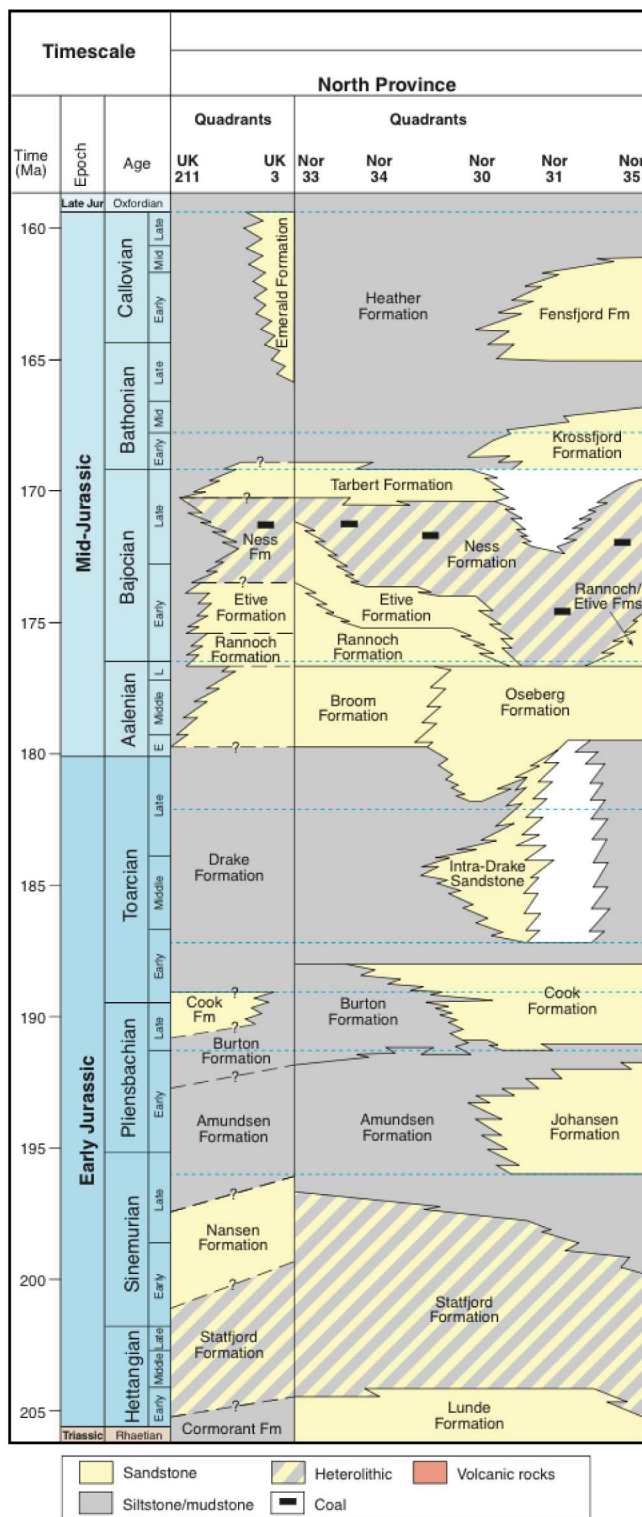


Fig. 3.5 – Chronostratigraphie des séries du Jurassique inférieur et moyen du Viking Graben (tirée de Graham et al., 2003)

1.3 Structure crustale du North Viking Graben

De nombreuses études se sont basées sur l'interprétation des profils NSDP-84 et de sismique réflexion profonde imageant la structure crustale des bassins pour tenter de comprendre le mode de formation du Viking Graben (par exemple, Beach, 1986 ; Gibbs, 1987 ; Klemperer, 1988 ; Faerseth, 1996 ; Christiansson *et al.*, 2000).

Sur les profils NSDP-84-2 interprétés par Christiansson *et al.* (2000) (Fig.3.6), les roches dévoniennes sont recouvertes en discordance par les dépôts permien et triasiques. Les réflexions sismiques visibles dans les zones profondes sont interprétées comme des faciès à éclogite du Calédonien d'après Christiansson *et al.* (2000). Ces dépôts sont contrôlés par des failles à fort pendage dont l'extension verticale s'arrête dans la croûte inférieure à l'exception des failles qui limitent les plus gros dépo-centres qui vont s'enraciner jusqu'au manteau. Ce sont d'anciennes structures dévoniennes et calédoniennes réactivées pendant les phases d'extension du Paléozoïque supérieur et du Jurassique.

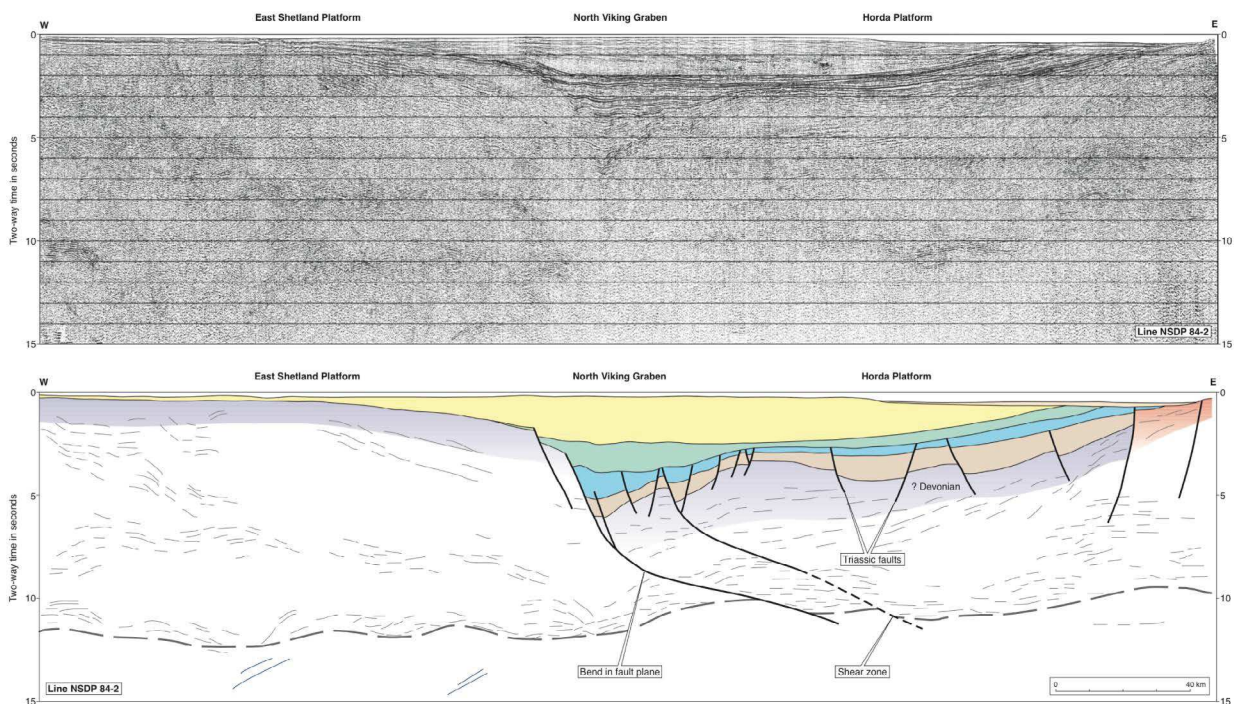


Fig. 3.6 – Section sismique réflexion et line-drawing du profil NSDP-84-2 passant dans le North Viking Graben d'après Christiansson *et al.* (2000). Voir la localisation de la ligne sismique sur la figure 3.1.

Deux modèles s'opposent quant à la formation des bassins d'âge permo-triasique et jurassique :

- Le modèle en cisaillement pur développé par McKenzie (1978) avec une remontée symétrique du manteau et accepté par Klemperer (1988) (Fig.3.7.a et 3.8.a) ;
- Le modèle de cisaillement simple de Wernicke (1985) appliqué au Viking Graben par

Beach (1986) et Gibbs (1987) avec une faille à faible pendage qui vient décaler le Moho en profondeur (Fig.3.7.b et 3.8.b).

Les deux modèles impliquent une accommodation de l'extension lithosphérique par des détachements sur failles d'échelle crustale, mais dont les géométries sont différentes.

Le modèle de cisaillement simple est avancé par Beach (1986) et Gibbs (1987) en raison de l'asymétrie du rift du Viking Graben et des réflecteurs sismiques fortement pentés proche du Moho.

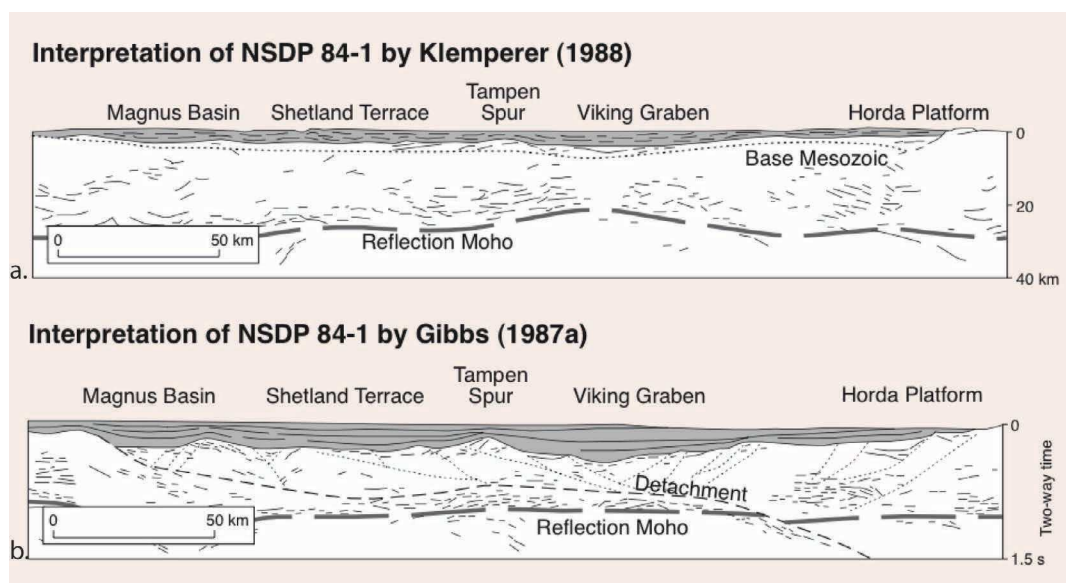


Fig. 3.7 – Les deux modèles structuraux de formation du North Viking Graben basés sur l'interprétation de la ligne NSDP-84-1 (localisation de la ligne sismique sur la figure 3.1) : a. Modèle de cisaillement pur d'après Klemperer (1988). b. Modèle de cisaillement simple d'après Gibbs (1987).

Mais la subsidence thermique d'après les profils sismiques interprétés semble symétrique selon l'axe du graben sur toute l'étendue du North Viking Graben alors que selon le modèle de cisaillement simple on devrait observer une subsidence importante dans la partie ouest du rift. Cette observation est donc en faveur d'un modèle de cisaillement pur (McKenzie, 1978).

Le modèle mixte de Barbier *et al.* (1986) permettrait de concilier les observations faites par ces auteurs (Fig.3.8).

Contraindre le mode de formation des bassins à l'échelle de la lithosphère a une implication sur l'histoire de l'enfouissement et surtout thermique des séries sédimentaires. Dans le prochain chapitre III-2, nous nous attacherons à contraindre cette histoire à travers les données de géochimies pétrolières.

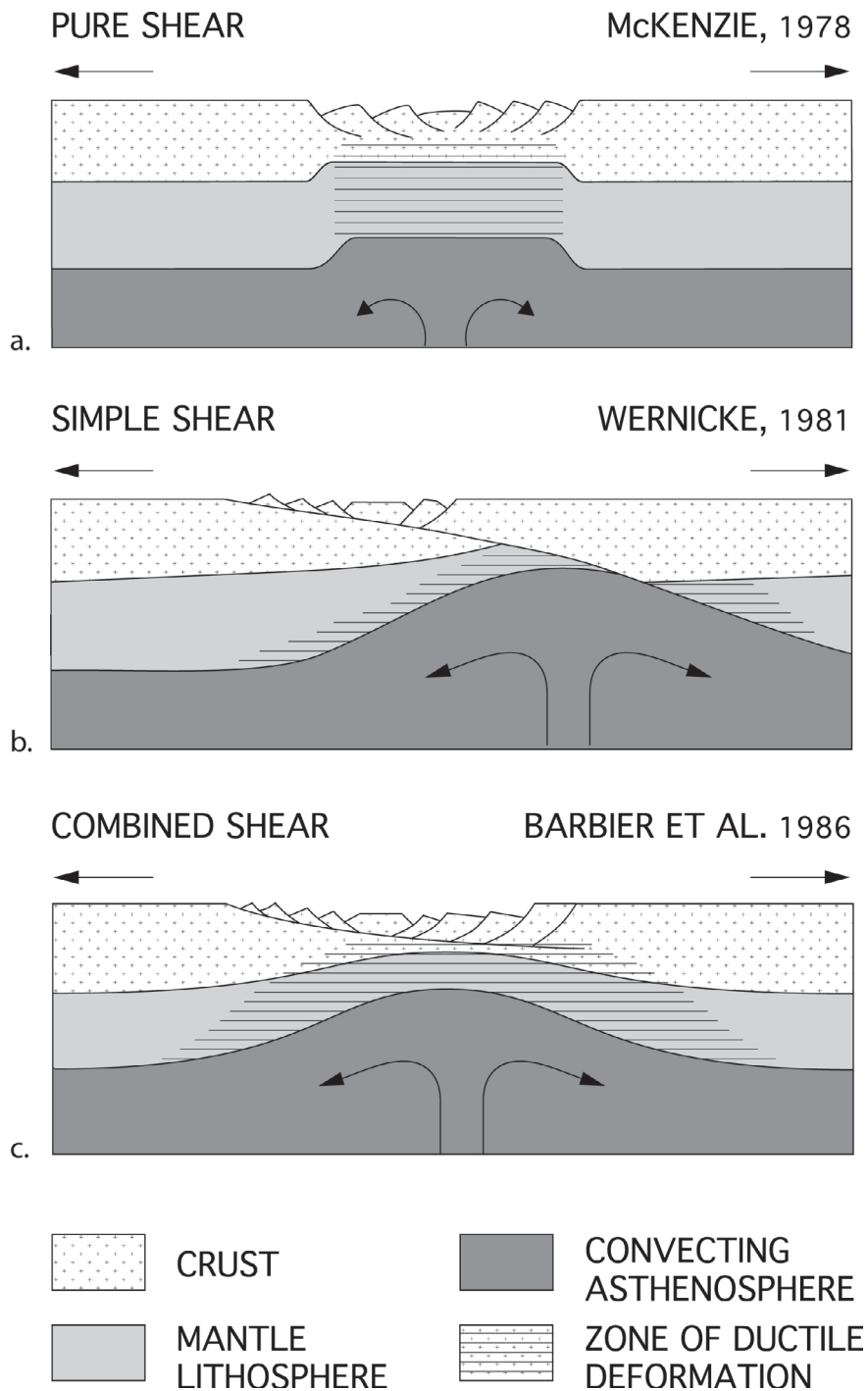


Fig. 3.8 – Les différents modèles de rifting et les déformations associées (Schéma de Ziegler et Cloetingh (2004)) : a. Modèle de cisaillement pur McKenzie (1978). b. Modèle de cisaillement simple (Wernicke, 1981). c. Modèle mixte (Barbier et al., 1986).

Architecture des bassins tardi-orogéniques fin Paléozoïque-Jurassique supérieur dans le Quadrant 30

Résumé

Nous venons de voir qu'il existe encore aujourd'hui des incertitudes quant au mode de déformation lithosphérique à l'origine de la formation des bassins jurassiques du North Viking Graben.

Il se trouve que même à l'échelle de la croûte inférieure les mécanismes contrôlant la formation de ces bassins ne font pas l'objet d'un consensus. En effet, les structures contrôlant la formation des bassins sont dominées par des failles N-S alors que d'autres failles NE-SO sont mises en évidence contrôlant certains dépocentres. Les différents modèles cinématiques qui résultent de ces observations sont les suivants :

- Une direction d'extension constante E-O pendant le rifting (Roberts *et al.*, 1990 ; Stewart *et al.*, 1992 ; Bartholomew *et al.*, 1993) ;
- Une direction récurrente NO-SE pendant le Jurassique (Ziegler, 1990 ; Faerseth, 1996) ;
- Une ré-orientation de la direction d'extension régionale pendant le rifting jurassique, de E-O à NE-SO (par exemple, Erratt *et al.*, 1999) (Fig.3.9.a et .b).

Ce paragraphe a pour objectif de préciser le mode de formation et de remplissage des bassins d'âge jurassique dans le North Viking Graben à travers l'interprétation de données sismiques profondes et bloc 3D. Le modèle tectono-sédimentaire ainsi défini servira pour une modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin.

2.1 Présentation des données

Le bloc de sismique 3D résulte d'une fusion de deux campagnes sismiques que sont les MC3D NVG-11 et MC3D NVG-10 faisant partie d'une étude acquise par TGS et PGS entre 2009 et

2011 dans le North Viking Graben (NVG 9, 10 et 11) (Fig.3.10). Le bloc est localisé entre 59°13' 9.590"N et 60°37' 30.800"N en latitude et entre 0°27' 6.8678"E et 3°30' 40.6310"E en longitude.

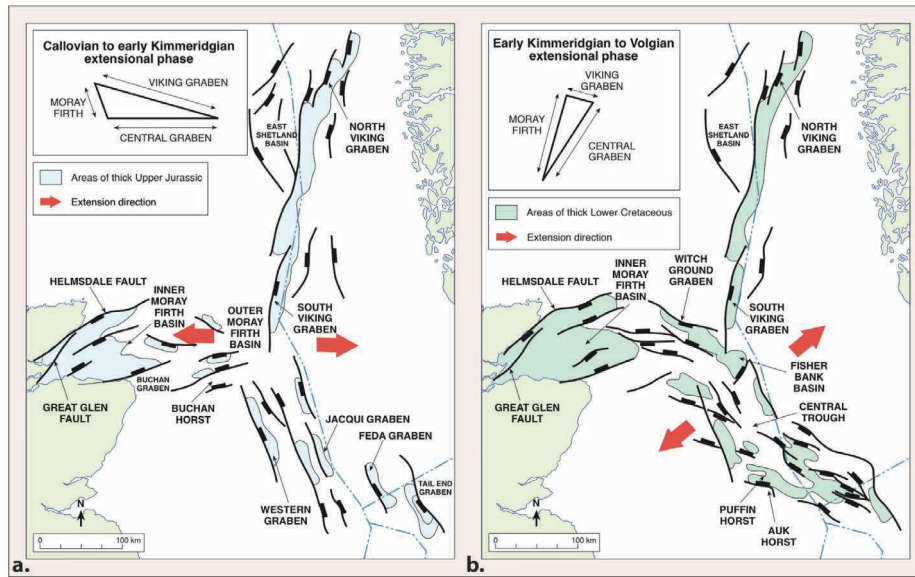


Fig. 3.9 – Modèle de formation des bassins jurassiques découpé en deux phases de rifting marquées par une rotation de la direction d'extension entre le Callovo-Oxfordien (a) et le Kimmeridgien-Volgien (b).

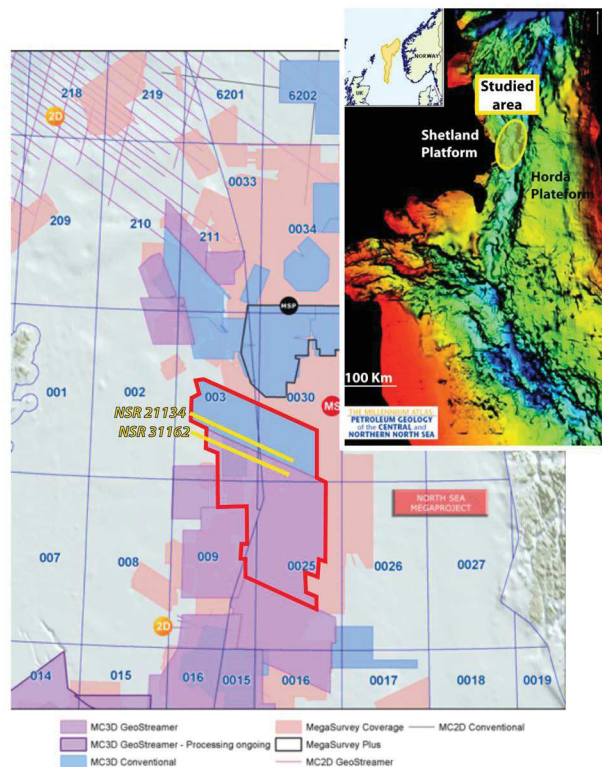


Fig. 3.10 – Position et emprise du bloc de sismique 3D MC3D NVG-10 et NVG-11 par PGS et TGS. La localisation des deux lignes sismiques profondes NSR ("North Sea Renaissance") est indiquée.

Les données sismiques se caractérisent par un espacement d'inlines et crosslines de 12,5m. L'intervalle d'échantillonnage vertical est de 4msTWT (Two-way Travel Time) qui correspond

à une résolution verticale de 8m si on extrapole une vitesse moyenne des ondes de 2000m/s en subsurface.

Les lignes NSR 21134 et 31162 mises à disposition par TGS ont été reportées sur la figure 3.10; elles permettront d'appréhender la géométrie profonde des bassins jusqu'à 9000msTWT en dessous de l'interface eau-sédiment. Ces données font parties d'une campagne commerciale de sismique réflexion, "the North Sea Renaissance (NSR)", couvrant l'ensemble de la Mer du Nord et acquises pendant la période allant de 2004 à 2009.

L'ensemble de ces données a été chargé sur le logiciel Petrel© (Schlumberger) pour l'interprétation des failles et horizons sismiques. La calage temps/profondeur des données sismiques a été réalisé par la lois de vitesses mesurées sur deux puits appartenant au Quadrant 30 du bloc sismique 3D, le 30/7-7 et le 30/10-6 (voir figure 3.11 pour la localisation).

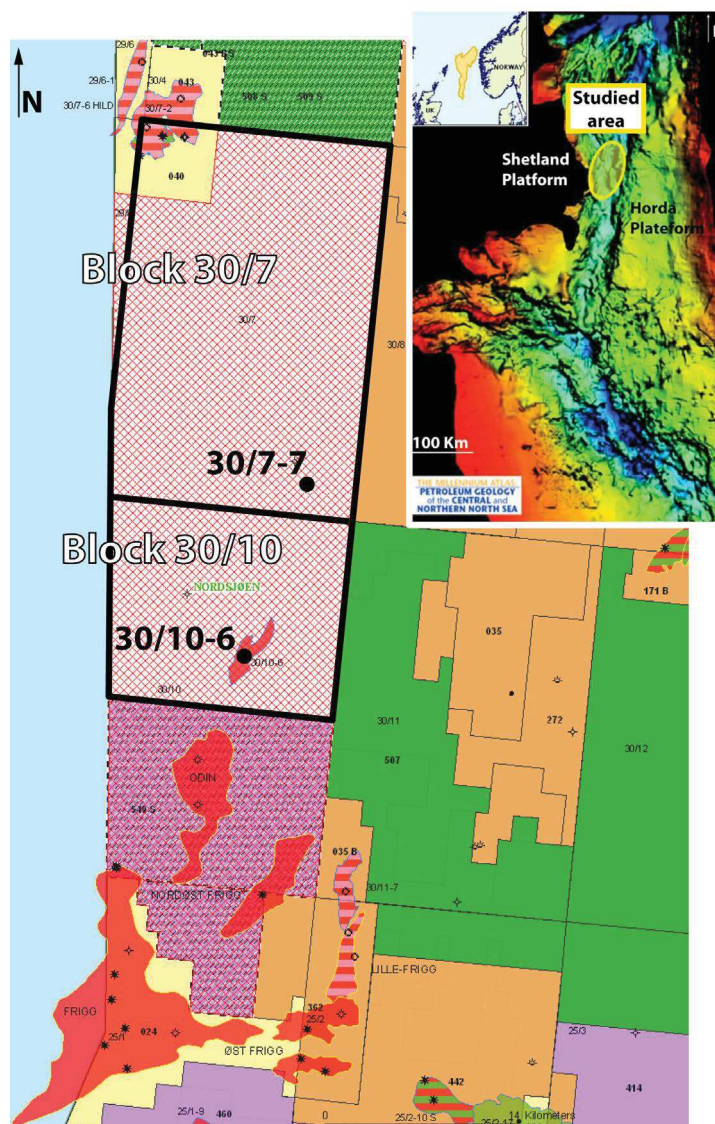


Fig. 3.11 – Position du Quadrant 30 et des puits 30/10-6 et 30/7-7 servant au calage temps-profondeur de la sismique.

2.2 Architecture profonde et générale de la zone

L'interprétation des lignes NSR permet de visualiser l'architecture profonde des bassins jurassiques supérieurs du North Viking Graben (Fig.3.12).

2.2.1 La structure profonde des bassins

L'axe du rift est constitué d'une succession O-E de bassins en demi-graben sur faille listrique à pendage est et s'enracinant à près de 8000ms TWT (Fig.3.12 et 3.13). Elles forment de cette manière une surface de décollement qui contrôle le glissement de l'ensemble du rifting à partir de la plate-forme East-Shetland. Il est envisageable que ce décollement soit connecté au sel Permien du Zechstein ou même à d'anciennes structures calédoniennes (Ziegler, 1988 ; Faure, 1990 ; Faereth, 1996). Cependant, la qualité de l'imagerie sismique ne permet pas de le visualiser avec précision à cause des nombreuses hyperboles de diffraction sur la sismiques.

Ces failles contrôlent les dépôts syn-rift en éventail du Trias et du Jurassique supérieur confirmant la formation des bassins mésozoïques par réactivation d'anciennes failles permotriassiques (Faereth, 1996). Elles sont cachetées par la surface de discordance de la base du Crétacé BCU qui reflète l'arrêt du rifting à la fin du Jurassique.

2.2.2 Géométrie générale du remplissage

La géométrie générale consiste en un système de demi-graben en double rampe-palier sur faille de décollement telle qu'il a été décrit dans les modèles de Benedicto (1996), et est défini par les séquences suivantes :

- (i) Pré-rift : groupe du Brent d'âge Aalénien-Bajocien caractérisé par une épaisseur homogène ;
- (ii) Syn-rift polyphasée : deux phases apparentes de rifting au Callovo-Oxfordien (formation Heather) et Kimmeridgien-Volgien (formation Draupne). L'épaisseur compactée des séries jurassiques syn-rift est d'environ 4200m au niveau des dépo-centres ;
- (iii) Post-rift : condensation au Crétacé inférieur et dépôts des sédiments du Groupe Cromer Knoll *en onlaps* sur les paléo-reliefs jurassique supérieur. Environ 5600m de sédiments s'accumulent alors dans l'axe du rifting jusqu'à aujourd'hui.

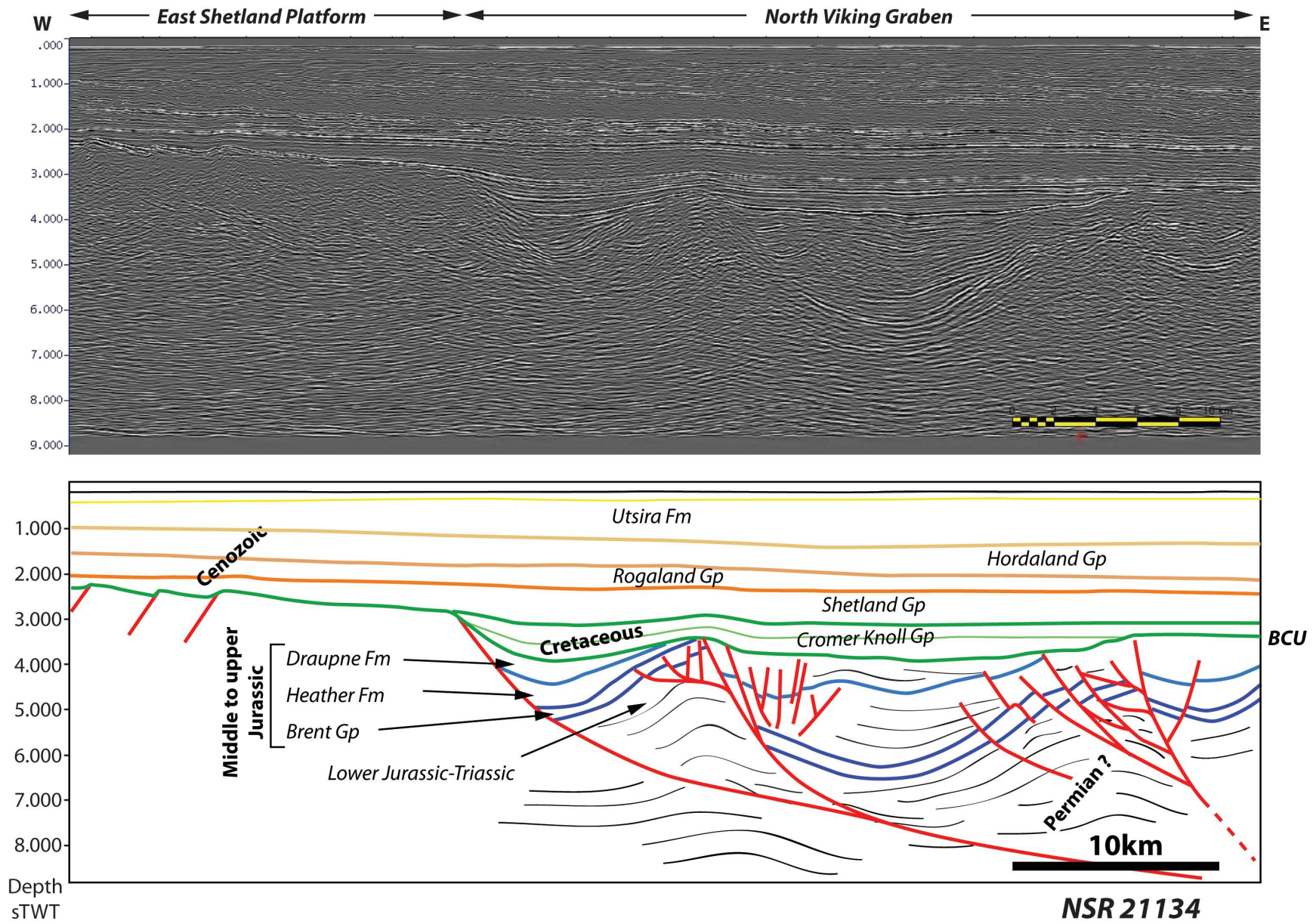


Fig. 3.12 – Profil sismique NSR 21134 et line-drawing imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec l'East Shetland Platform - voir figure 3.10 pour la localisation de la ligne.

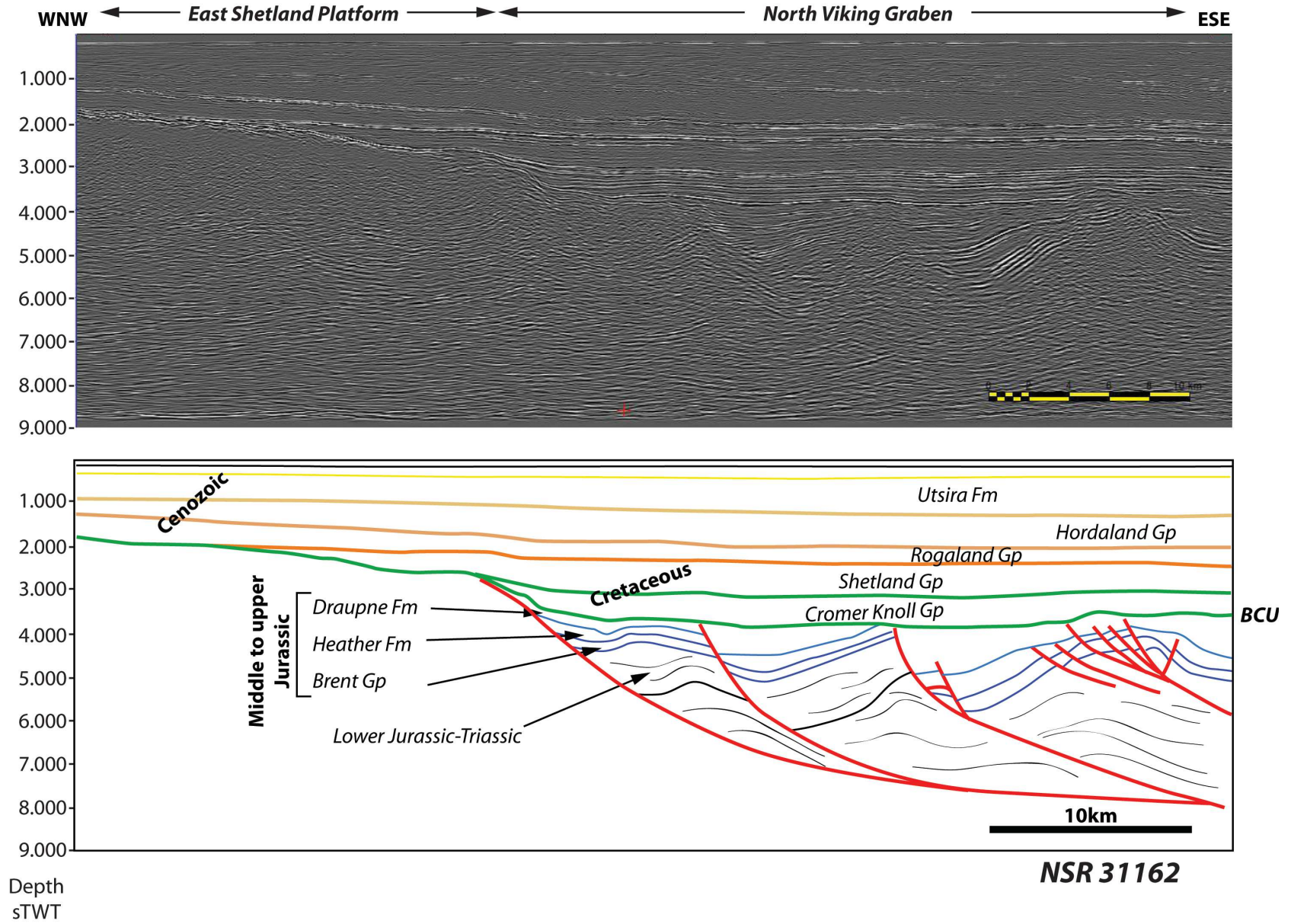


Fig. 3.13 – Profil sismique NSR 31162 et line-drawing - voir figure 3.10 pour la localisation de la ligne.

2.3 Cinématique des bassins d'âge jurassique supérieur

2.3.1 Evidences d'un système de rifting en double palier-rampe

Les lignes sismiques des figures 3.14 et 3.15 permettent d'apprécier le modèle de double palier-rampe que nous avons introduit dans le paragraphe précédent.

Un premier demi-graben sur faille listrique de faible extension en bordure de la plateforme East Shetland est latéralement connecté par une surface de décollement horizontal à la faille listrique contrôlant les dépôts syn-rift du bassin adjacent.

Cette surface de décollement se branche aux formations permo-triasiques sous-jacentes dont la signature sismique chaotique reflète possiblement la présence de sel qui constituerait la semelle de glissement (Benedicto, 1996). Néanmoins, il nous est impossible de confirmer la présence des formations salifères du Permien (Zechstein) dans la zone du North Viking Graben, l'extension des bassins étant seulement reconnue dans les parties du South Viking Graben (McKie et Shannon, 2011).

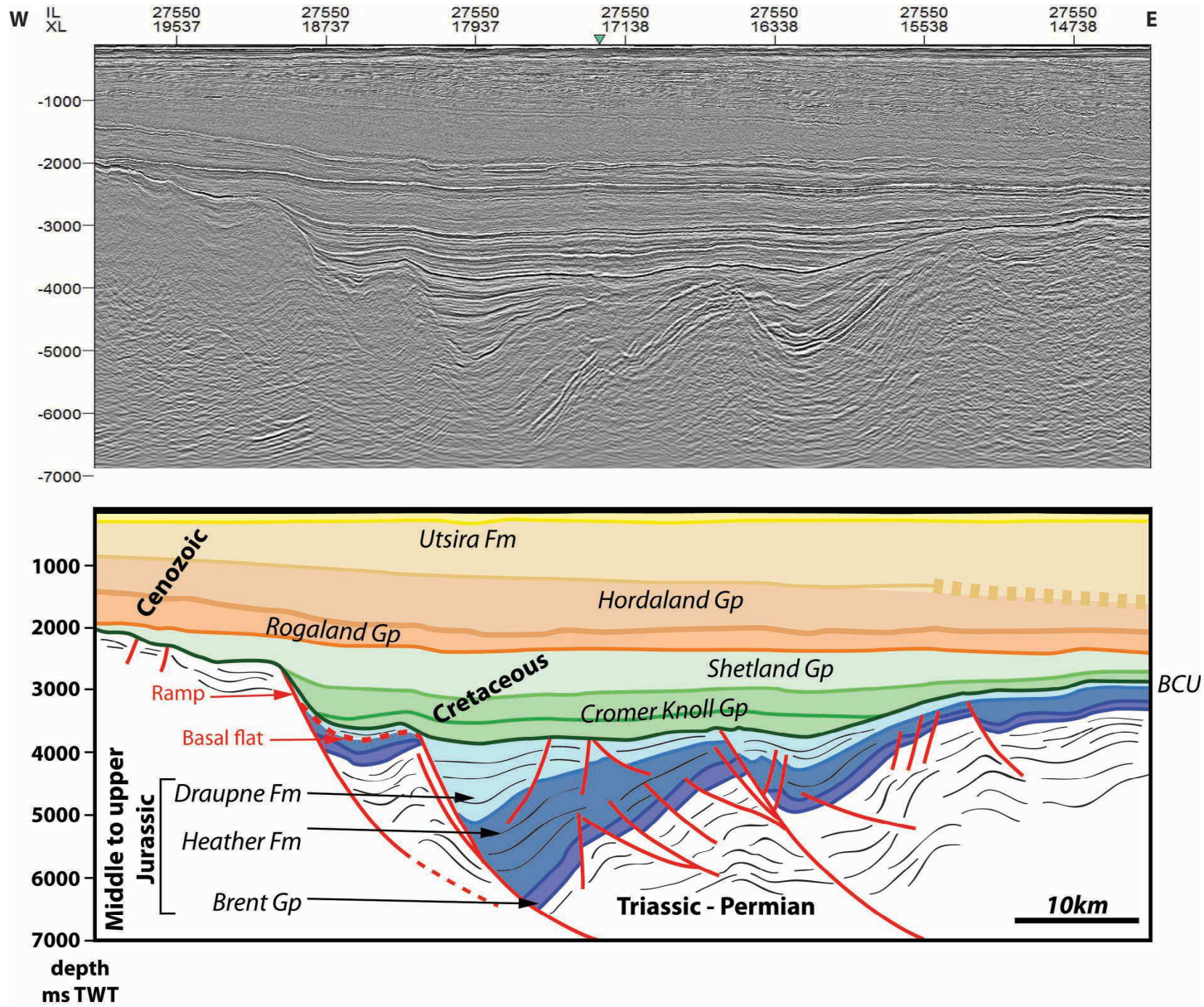


Fig. 3.14 – Profil sismique NSR 21134 et son line-drawing imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec l'East Shetland Platform.

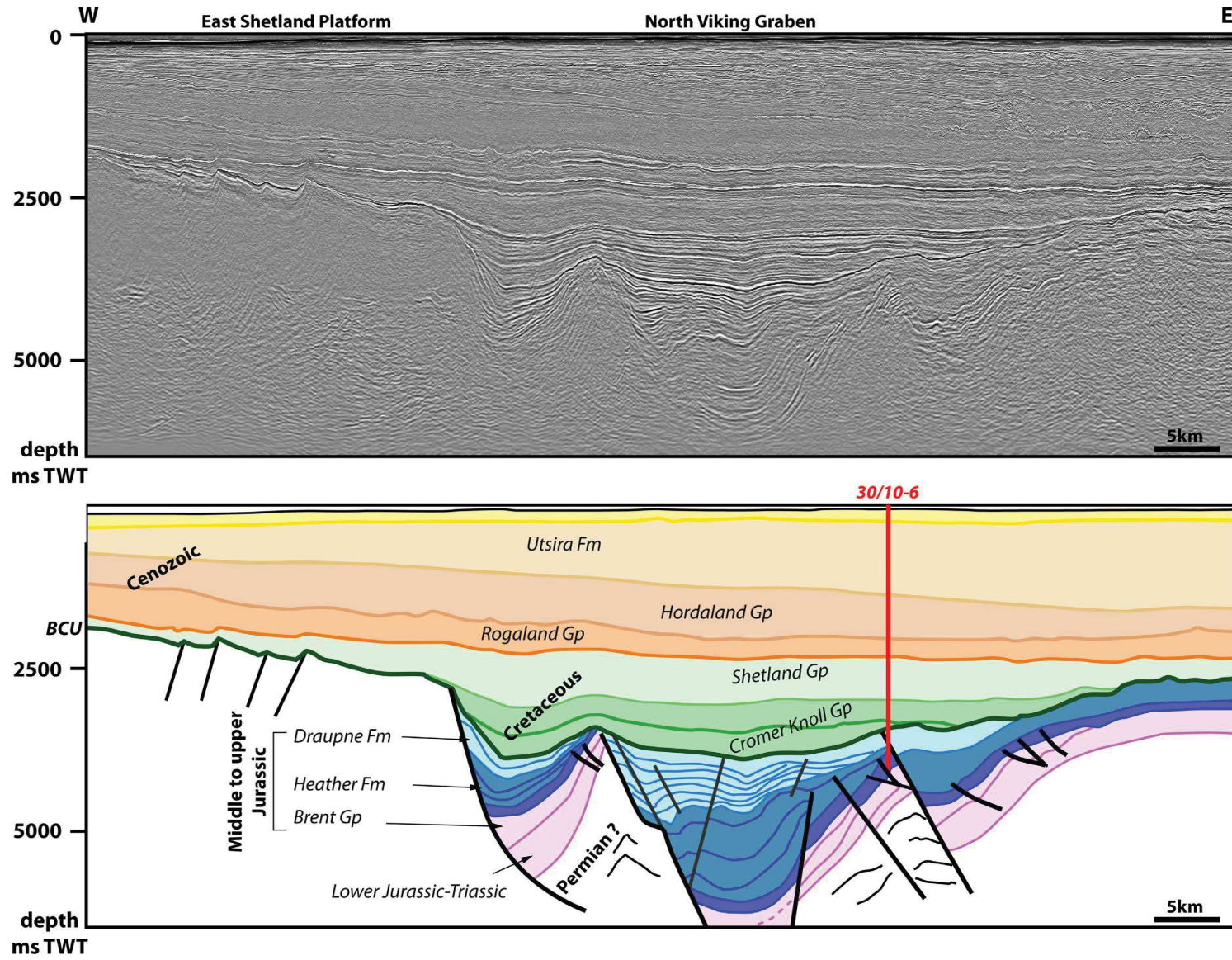


Fig. 3.15 – Profil sismique NSR 21134 et son line-drawing imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec l'East Shetland Platform.

2.3.2 Le pluriphasage des séquences syn-rift

Les séquences de remplissage syn-rift des bassins débutent par le dépôt des argiles calloviennes *en onlaps* sur les formations pré-rift du Brent sous-jacentes. La géométrie en éventail de ce cycle syn-rift est tronquée par une surface discordante monoclinale montrant des géométries en *toplaps* dans la zone centrale du roll-over. Les dépôts argileux de la Formation Draupne (Kimmeridgien) reposent en discordance angulaire sur cette surface et soulignent un deuxième épisode de rifting.

La transition entre les deux périodes se marque par une intensification du basculement des demi-grabens jurassiques. La relation architecturale entre ces deux séquences souligne un basculement différentiel lors de la subsidence d'environ 2° au Callovo-Oxfordien qui passe à 6° au Kimmeridgien.

Les cartes correspondantes aux horizons du sommet du Brent et intra-Draupne permettent d'apprécier l'orientation des structures majeures qui contrôlent les dépocentres pendant le Callovien (Top Brent - Fig.3.16.a) et le Kimmeridgien (Top Heather - Fig.3.16.b) respectivement. En particulier, les failles antithétiques aux failles bordières discriminent par leur orientation les deux phases de rifting.

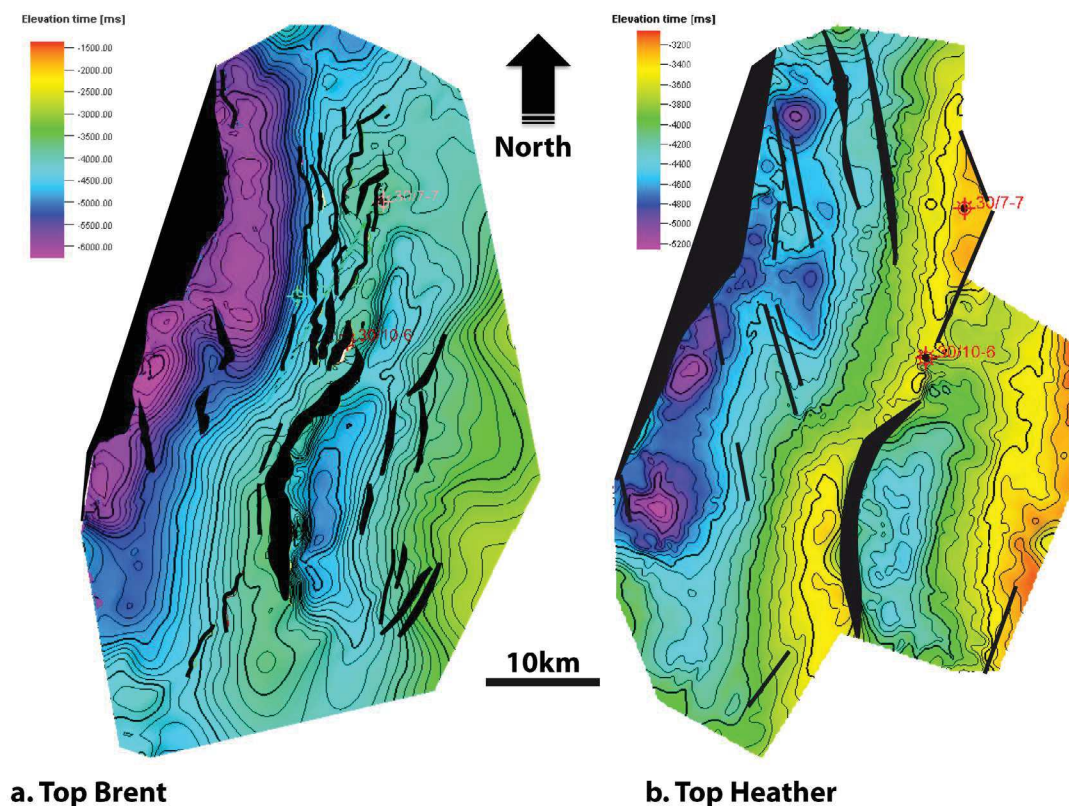


Fig. 3.16 – Carte de profondeur en msTWT et position des failles majeures syn-sédimentaires pour les horizons (a) Top Brent et (b) Top Heather.

Concernant la première phase de rifting du Callovo-Oxfordien, ces failles secondaires sont

globalement orientées N-S, c'est à dire parallèlement aux failles bordières. Ceci suggère une extension O-E pendant cet épisode, concordant avec les observations d'Erratt *et al.* (1999). En coupe, certaines de ces failles sont recoupées par la discordance qui sépare les deux épisodes de rifting, indiquant une période d'activité restreinte au premier basculement syn-rift (Fig.3.15).

Les failles secondaires syn-sédimentaires des dépôts Kimmeridgien-Volgien se caractérisent, elles, par une orientation NO-SE traduisant une direction d'extension globalement NE-SO. Elles affectent préférentiellement les dépôts Kimméridgien-Volgien et pénètrent à certains endroits les séquences syn-rift du Callovo-Oxfordien. Certaines se connectent en profondeur au plan de faille listrique bordant les bassins. Cette distribution reflèterait la néo-formation de failles lors d'une ré-orientation des contraintes au cours du Kimmeridgien. La rotation de certains blocs faillés initialement formés lors de la première phase de rifting conforte cette hypothèse.

2.3.3 Déformation en zone de roll-over - Situation des puits 30/7-7 et 30/10-6

La flexure des demi-grabens au cours de la subsidence différentielle est accommodée par la formation de failles antithétiques proches de la faille listrique bordière ainsi que par le développement d'un graben de compensation en zone de roll-over (Benedicto, 1996) affectant préférentiellement les séries sédimentaires du Brent.

Comme nous l'avons démontré dans la première partie sur l'étude du bassin de Lodève, les systèmes de failles de roll-over contrôlent potentiellement la circulation des fluides de bassin syn-rift. Dans le cas du North Viking Graben, ces zones constituent les pièges principaux pour les hydrocarbures (Goff, 1983). Les puits pétrolier 30/7-7 et 30/10-6 sont justement situés sur les zones hautes de roll-over et sont encadrés par des réseaux de failles antithétiques (Fig.3.17.a et .b).

Pour les deux puits, les failles sont orientées N-S, parallèlement à la faille bordière, et montrent des pendages qui s'horizontalisent en profondeur pour former une surface de décollement au sein même des formations du Brent, plus profondément dans la Formation Statfjord et potentiellement dans le Zechstein permien.

Cette horizontalisation est le résultat d'un glissement gravitaire des blocs basculés sur faille listrique provenant soit de la formation d'une semelle de décollement dans les dépôts salifères du Zechstein soit de l'effondrement du *footwall* de la faille listrique contrôlant la formation du demi-graben adjacent. Selon Hesthammer et Fossen (1999), un tel glissement sur faille listrique de faible extension peut également résulter de surpressions de fluides. En effet, ces bassins très enfouis sont susceptibles d'abriter assez précocement des surpressions aux interfaces entre les sables poreux du Brent et les argiles jurassiques les recouvrant (environ 1000 bar actuellement dans les formations du Brent - mesure de pression de pore par DST dans le puits 30/10-6 - Rapport interne Elf Petroleum Norge, 1992). De telles surpressions ont pour effet de réduire la

résistance à la friction (Sibson, 1981) à l'origine de la formation d'une surface de cisaillement sub-horizontale localisée aux interfaces lithologiques.

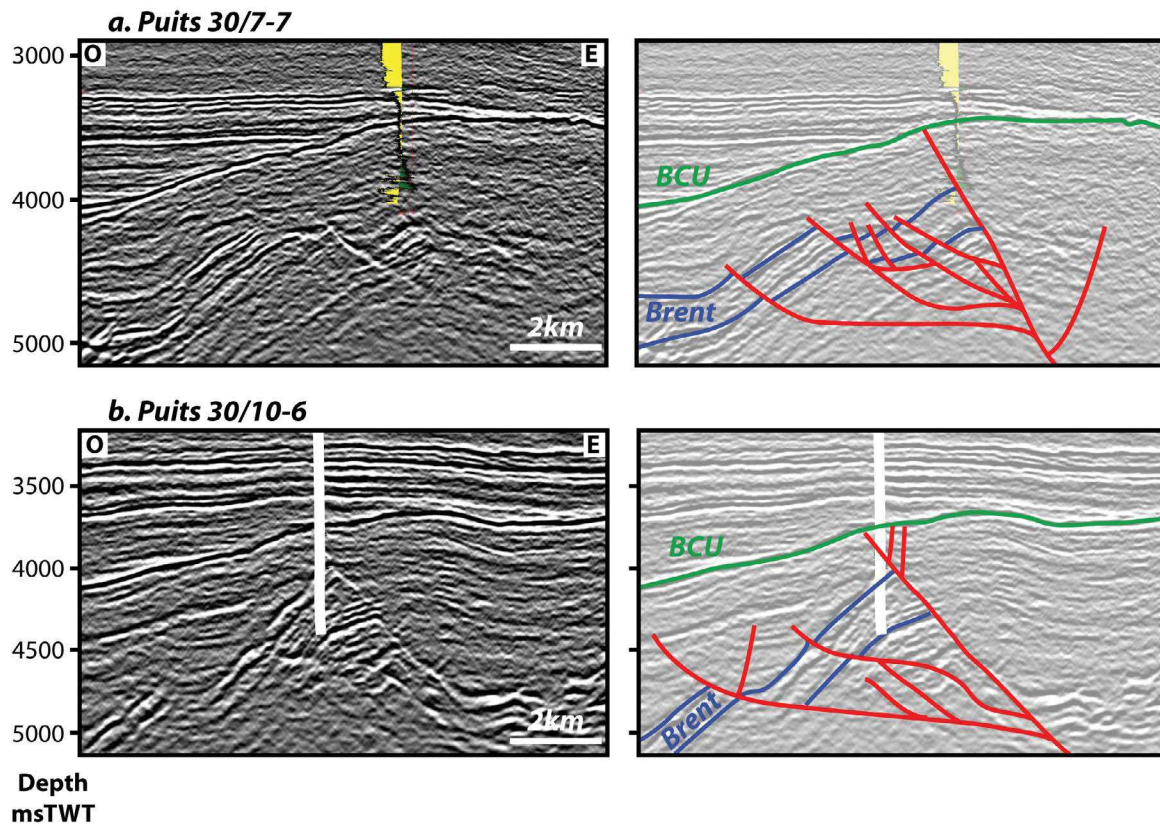


Fig. 3.17 – Contexte structural des puits pétroliers (a) 30/7-7 et (b) 30/10-6. Ils sont situés au sein d'un système de blocs basculés ayant subi un glissement d'ordre gravitaire sur faille listrique.

2.4 Modèle cinématique de formation des bassins du Jurassique Supérieur

L'étude de l'architecture sismique des bassins d'âge jurassique supérieur dans le North Viking Graben souligne une histoire polyphasée marquée par différents épisodes de rifting séparés les uns des autres par des périodes d'érosion et de quiescence tectonique.

-t1- Première phase de rifting au Callovo-Oxfordien : Une extension E-O se met en place dans le Viking Graben pendant la subsidence thermique qui suit l'ascension d'un panache mantellique en mer du Nord (Davies *et al.*, 2001). Des bassins en demi-graben sur faille listrique N-S se développent par réactivation des anciennes structures extensives permo-triasiques (Fig.3.18.a) (Ziegler, 1988 ; Faure, 1990 ; Faerseth, 1996). Ces failles se connectent alors à une surface de décollement sub-horizontale en profondeur.

Le basculement différentiel des séries pré-rift du Brent d'environ 2° s'accompagne du dépôt des sédiments argileux riches en matière organique de la Formation roche mère Heather en remplissage divergent.

La flexion des séquences pré-rift est accommodée par la formation d'un graben de compensation en zone de roll-over. Les failles qui limitent le graben sont parallèles et se connectent aux failles listriques bordières des bassins adjacents.

-t2- Seconde phase de rifting au Kimmeridgien-Volgien : La rotation des contraintes est responsable de la mise en place d'un régime extensif NE-SW dans le North Viking Graben. Il en résulte une réactivation et une rotation des blocs initialement encadrés par les failles N-S majeures, ainsi que la néo-formation de failles NO-SE de plus petite échelle en zone de *roll-over*.

Le North Viking Graben subit alors une accélération du basculement qui passe de 2° à 6° environ. Le changement de direction des contraintes et l'intensification de la subsidence induit une rotation des blocs faillés et un soulèvement relatif du *roll-over* accompagnés de l'érosion d'une partie des sédiments de la formation syn-rift Heather et des sédiments du Brent (Fig.3.18.b) (Faerseth *et al.*, 1995 ; Fossen *et al.*, 2003). L'érosion cesse après la remontée du niveau marin et la paléo-surface est drapée en *onlaps* par les dépôts de la formation Draupne.

En réponse à cette intensification de l'activité tectonique, un nouveau niveau de décollement se forme sur la surface d'érosion, conduisant à un système de graben en double palier-rampe (Fig.3.18.c).

L'action combinée entre l'activité des failles bordières des demi-grabens et les surpressions de fluides dans les sédiments du Brent induit un effondrement gravitaire du système de blocs basculés. Ce mécanisme se traduit par le développement d'un réseau de failles listriques qui se branche au sein des interfaces lithologiques sable/argile du Brent et dans les formations sous-jacentes. Il n'est pas exclu que l'amortissement de certains plans de faille se fasse dans les formations salifères du Zechstein Permien.

Enfin, le soulèvement général au Crétacé inférieur amène à réactiver en jeu inverse les failles de roll-over et à intensifier la formation de la discordance de la base du Crétacé (BCU).

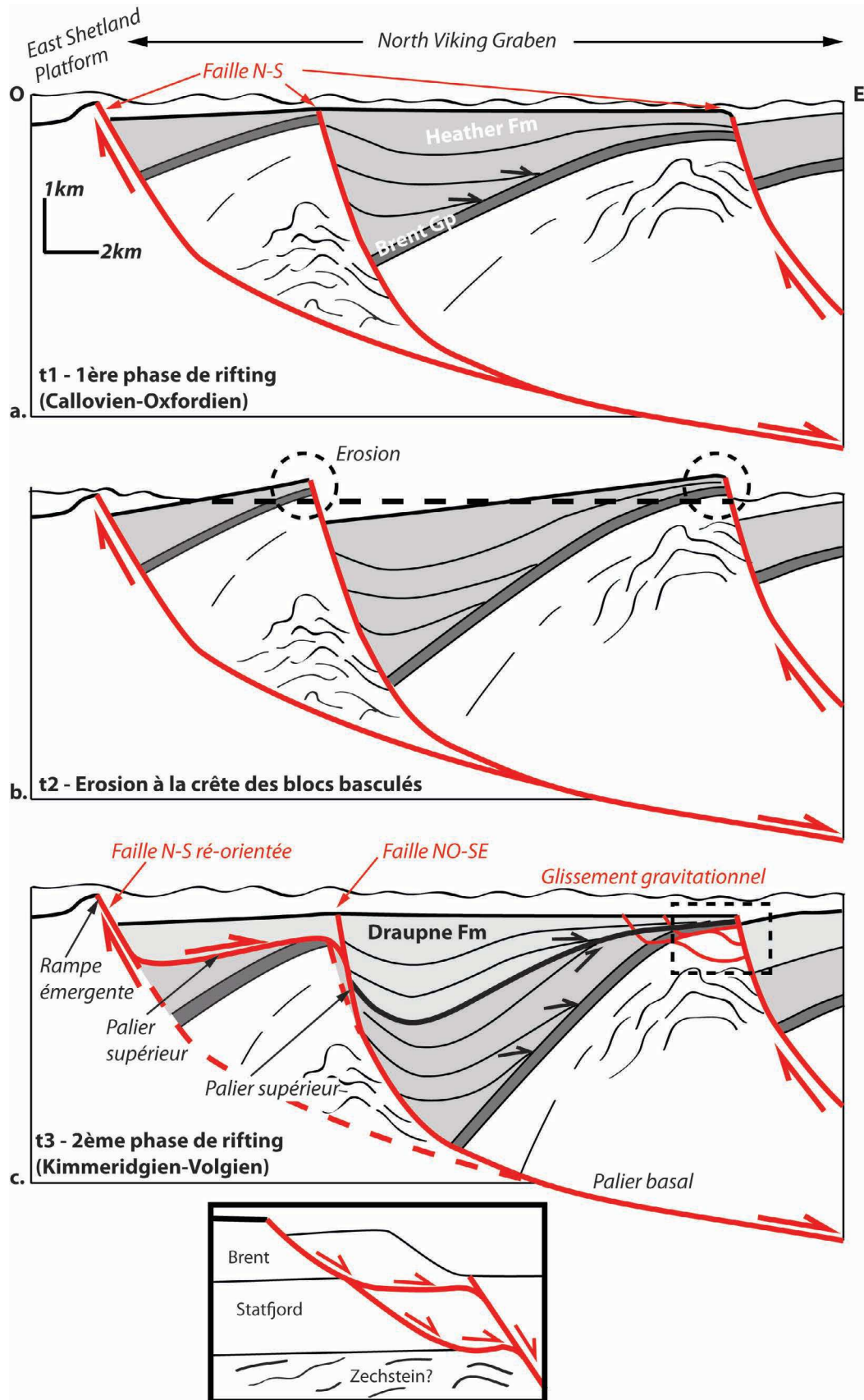


Fig. 3.18 – Histoire tectonique de la formation des bassins jurassiques supérieurs : a. Première phase de rifting du Callovo-Oxfordien. b. Intensification du basculement et érosion des crêtes de blocs basculés en zone de roll-over. c. Deuxième phase de rifting kimmeridgien - Volgien.

Modélisation de l'histoire thermique et d'enfouissement des bassins jurassiques du North Viking Graben

Résumé

Un des principaux enseignements de l'étude du Bassin de Lodève est que les fluides de bassin sont intimement liés aux hydrocarbures, les deux fluides empruntant à l'échelle régionale des chemins similaires. C'est pourquoi une modélisation du système pétrolier à l'échelle régionale est primordiale dans la compréhension du calendrier de migration/piégeage des fluides.

De plus, un modèle thermique calibré par rapport aux données géochimiques obtenues sur les roches mères donne accès aux gradients de pression/température au cours du temps et en tout point géographique du bassin. Cet élément est nécessaire à la calibration des données microthermométriques sur les inclusions fluides piégées au sein des marqueurs diagénétiques et minéralisés qui feront l'objet du prochain chapitre.

La modélisation pétrolière, appuyé sur une solide évaluation géométrique de la structure du rift, est donc dans notre démarche scientifique la première pierre à l'édifice dans la compréhension de l'histoire des fluides.

Les objectifs de ce chapitre sont de :

- Contraindre l'histoire d'enfouissement et du système pétrolier à travers l'étude des courbes de subsidence et de maturation des roches mères à hydrocarbures ;
- Définir les régimes de pression/température dans le bassin au cours du temps ;
- Déterminer les chemins pression/température et les moteurs et chemins de migration des hydrocarbures à travers les réservoirs et failles pendant les cycles d'enfouissement/exhumation du bassin ;
- Préciser le calendrier de chargement en hydrocarbures des réservoirs pour appréhender, dans le prochain chapitre, son impact sur les transformations diagénétiques affectant le réservoir.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons utilisé le logiciel PetromodSuite© (Schlumberger, Integrated Exploration Systems) en se basant sur la même méthodologie que celle réalisée pour établir le modèle thermique sur le Bassin de Lodève (Chapitre II-2).

3.1 Modèle thermique 1D et 2D des bassins d'âge Jurassique supérieur du North Viking Graben

3.1.1 Travaux antérieurs

3.1.1.1 Connaissances antérieures à l'échelle régionale

De nombreuses études de modélisation du système pétrolier ont été réalisées dans le Viking Graben.

La première s'est appliquée à modéliser la génération des hydrocarbures à partir des roches mères jurassiques dans l'East Shetland Basin et la partie Nord de la Mer du Nord (Goff, 1983). L'auteur conclut à une génération d'huile, à partir des argiles kimmeridgiennes autour de 65Ma dans l'East Shetland Basin avec une accumulation des huiles dans les réservoirs gréseux jurassiques en zone de roll-over. Dans la partie Nord de la Mer du Nord, l'expulsion des hydrocarbures débute entre 65 et 55Ma; elle serait associée à la formation de gaz à partir des charbons du Brent dans les zones profondes des demi-grabens jurassiques (autour de 5000m).

Iliffe *et al.* (1991) modélisent les courbes de subsidence des sédiments sur une coupe régionale du Viking graben générée à partir de la ligne BIRPS 1984 (voir paragraphe III-1.3). Ils obtiennent une génération des hydrocarbures provenant de la maturation des argiles kimmeridgiennes entre 115 et 75Ma dans les zones les plus profondes du bassin.

Moretti et Deacon (1995) ont utilisé le logiciel TEMISPACK© pour contraindre le calendrier d'expulsion et piégeage des hydrocarbures dans la zone de Tampen Spur au nord de notre aire d'étude. Ces auteurs montrent une maturation moyenne des formations Dunlin et Draupne autour de 90Ma.

Les travaux de Kubala *et al.* (2003) démontrent une génération d'huile dans le North Viking Graben autour de 71Ma pour la formation Draupne et 80Ma pour le Brent.

Enfin, Adda (2012) utilise PetromodSuite© pour modéliser l'histoire thermique dans le North Viking Graben au Nord de notre zone d'étude. La coupe structurale choisie montre un enfouissement des formations qui n'excède pas 6000m. Les résultats principaux indiquent une génération d'huile et de gaz respectivement : (i) autour de 88Ma et 30Ma pour la formation Draupne; (ii) autour de 95Ma et 45Ma pour la formation Heather; et (iii) autour de 105Ma et 57Ma pour les charbons du Brent.

La différence principale entre les zones modélisées dans les travaux antérieurs et notre site

d'étude est l'enfouissement des roches mères qui ne dépasse pas 6000m alors qu'il atteint plus de 8000m au sein de notre modèle structural. Ceci aura bien entendu un impact important sur le calendrier de maturation des roches mères et les moteurs de circulations des hydrocarbures et des fluides de bassin.

Par ailleurs, à l'exception de l'étude de Adda (2012), aucun modèle ne décrit avec précision les moteurs de la migration ni le rôle des failles sur le comportement des hydrocarbures.

3.1.1.2 Les données du puits 30/10-6

Deux modèles thermiques ont été réalisés par Total SA sur le puits 30/10-6 :

- Un modèle 3D dans le domaine de Hild par le service Exploration-Production EXPLORATION de Total SA avec une extrapolation de l'histoire thermique générée au puits 30/10-6 qui se trouve être en dehors du bloc d'étude ;
- Une modélisation 1D sous Genex par TOTAL EP NORGE AS (TEPNO) mais quelques incertitudes demeurent avec notamment des gradients géostatiques qui ne correspondent pas aux températures et pressions actuelles mesurées dans le puits. Néanmoins, les résultats démontrent une génération d'huile pendant le Crétacé supérieur et de gaz pendant l'Eocène supérieur.

Les deux simulations génèrent des histoires d'enfouissement et de thermicité très différentes au cours du temps que nous allons préciser au cours de notre modélisation 2D. Etant données ces incertitudes, qui ont un impact sur les régimes de pression des fluides, de compaction des réservoirs et sur la maturation/expulsion des hydrocarbures, il apparaît nécessaire de préciser ces modèles à travers une nouvelle modélisation qui prend en compte les données régionales appartenant au Quadrant 30. Pour atteindre cet objectif, nous avons réalisé une modélisation 2D à l'échelle du North Viking Graben selon un profil sismique traversant le puits 30/10-6 (voir chapitre III-2).

3.1.2 Les données d'entrée au modèle à la modélisation de bassin

Les étapes de construction du modèle pour la simulation du système pétrolier dans PetromodSuite© sont illustrées en Annexe A.

3.1.2.1 Modèle tectono-sédimentaire

3.1.2.1.1 Modèle géométrique actuel

La base structurale servant à cette modélisation a été établie à partir d'une coupe O-E de la zone du North Viking Graben basée sur l'interprétation d'un profil sismique traversant le puits 30/10-6 (Fig.3.19). Cette coupe a été construite à partir de la migration temps/profondeur

réalisée à partir des puits 30/10-6 et 30/-7 (Fig.3.20).

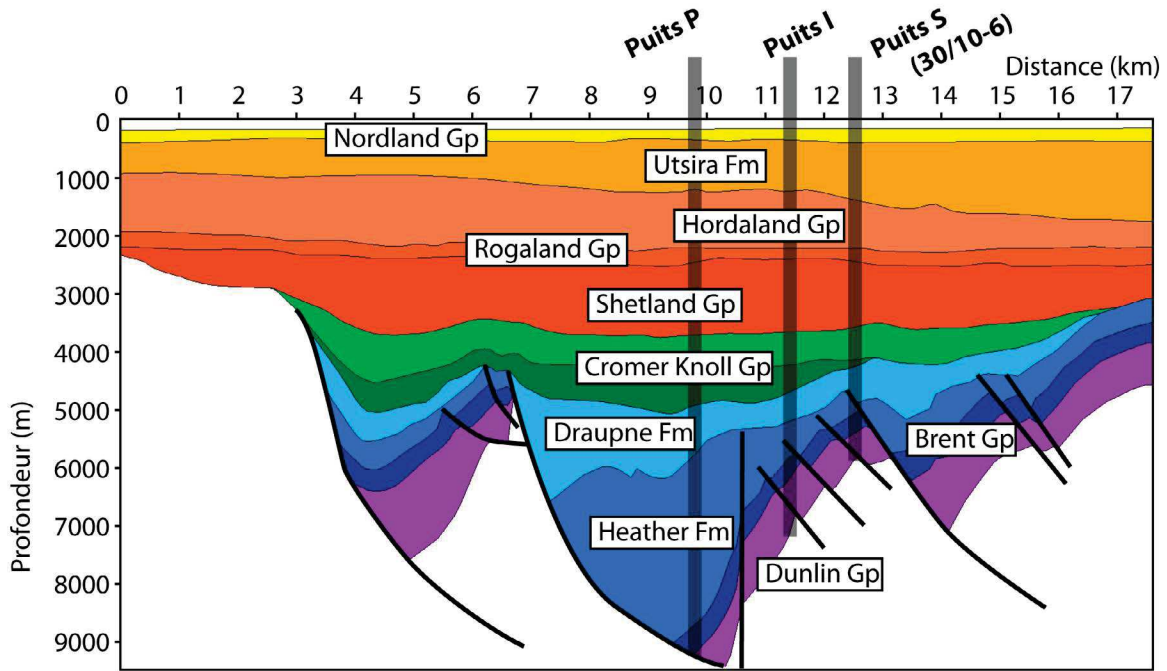


Fig. 3.19 – Modèle tectono-sédimentaire de base intégré à la modélisation PetromodSuite©. La coupe correspond à la coupe migrée en temps profondeur à partir de l'interprétation sismique du profil traversant le puits 30/10-6.

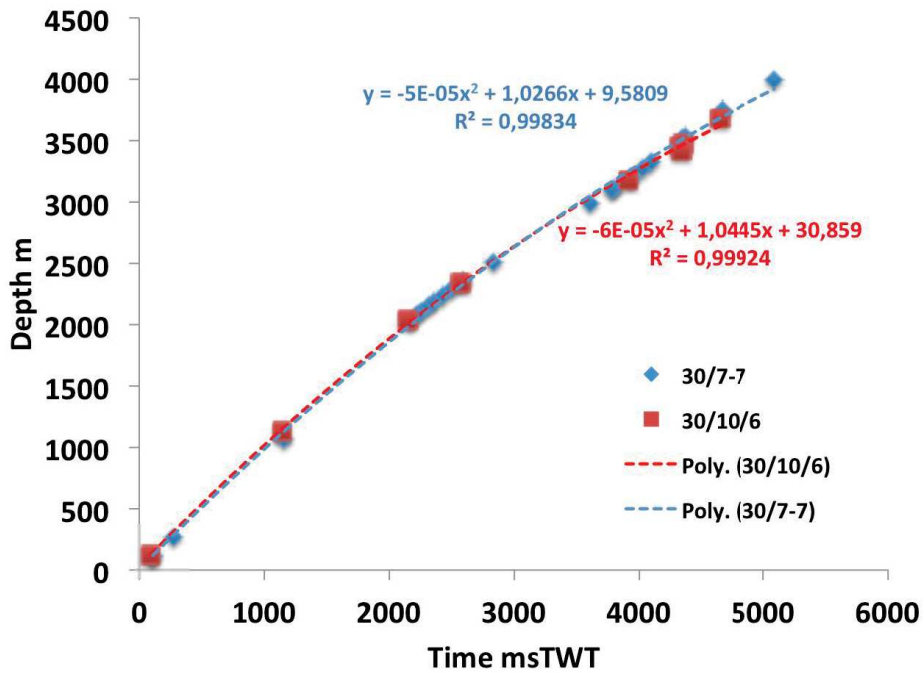


Fig. 3.20 – Loi de vitesse polynomiale dans les puits 30/7-7 et 30/10-6 déduite des données de forage et servant à la migration temps profondeur du profil sismique choisie pour la modélisation PetromodSuite©.

Age (Ma)	Formation	Lithology	Density (kg/m ³)	Initial porosity (%)	Compressibility (1/GPa)		Permeability (logmD)		Thermal conductivity (W/m/K)		Heat capacity (kcal/kg/K)	
					Min	Max	1% poro	25% poro	20°C	100°C	20°C	100°C
0	Nordland group	Shale-silty	2710	40	3.94	337.34	-8.47	-2.5	1.77	1.79	0.21	0.24
5	Utsira	Sandstone	2720	41	1.15	27.47	-1.8	3	3.95	3.38	0.2	0.24
23	Hordaland Gp	Shale	2700	70	1	6000	-8.52	-1	1.64	1.69	0.21	0.24
55	Rogaland Gp	Shale-silty										
71	Shetland Gp	Shale-Calc	2688	52	1	500	-2,5	8,5	2,22	2,09	0.21	0.25
99	Cromer Knoll Fm	Shale-Calc										
135												
150	Draupne Fm	Shale-3% TOC	2610	70	4.26	426.41	-8.52	-3	1.45	1.55	0.21	0.24
155	Heather Fm	Shale-3% TOC										
164	Tarbert Fm	Sandstone										
168	Ness Fm	Coal-silty	2280	58	1	8200	-5	-3.75	1.4	1.33	0.21	0.26
172	Etive Fm	Sandstone										
175	Rannoch Fm	Sandstone										
178	Broom Fm	Sandstone										
180	Dunlin Gp	Shale-silty										
190												

TABLE 3.1 – Ages des formations et propriétés intrinsèques des lithologies assignées selon l'étude du puits 30/10-6 dans PetromodSuite©.

3.1.2.1.2 Ages et lithologies

Les âges et lithologies de 14 formations en remplissage du North Viking Graben ont été déterminés par calibration à partir du puits 30/10-6 (Fig.3.1). Ce puits a été choisi car il est un des seuls à traverser l'ensemble des séries sédimentaires à de telles profondeurs d'enfouissement. Les natures des roches sont définies selon les valeurs par défaut dans le logiciel. Celles-ci définissent les lois géomécaniques pour chaque lithologie qui sont indispensables à la reconstruction des cycles de compaction/décompaction des sédiments et sur la conductivité thermique des roches.

3.1.2.1.3 Propriétés des failles

Compte tenu du grand nombre de failles identifiées sur les profils sismiques, seules celles qui présentent la plus grande extension ont été digitalisées. Ce sont en effet ces failles qui sont le plus susceptibles de jouer un rôle dans la migration ou la compartimentalisation des fluides au cours de l'enfouissement. Elles comprennent : (i) les grandes failles listriques qui contrôlent la sédimentation syn-rift du bassin, (ii) les failles antithétiques qui leur sont connectées en profondeur et (iii) les failles majeures de la zone de *roll-over*.

Les périodes de fonctionnement des failles ont été calibrées à partir de nos interprétations réalisées dans le chapitre précédent III-2 qui montrent une activité pendant les deux phases de rifting du Callovo-Oxfordien et du Kimmeridgien, c'est à dire entre 164 et 150Ma. En l'absence de données de "*shale gouge ratio*" ou de transmissivité de ces failles nous avons seulement modifié les propriétés "ouverte" ou "fermée" au cours du temps pour apprécier l'impact du rôle de drain ou de barrière sur les fluides.

3.1.2.1.4 Définition des paléo-géométries

Le modèle structural étant basé sur l'interprétation d'un profil sismique calibré en temps-profondeur par les données de forages, nous n'avons pas jugé pertinent d'effectuer une restauration géomécanique sous Dynel2D© comme pour le Bassin de Lodève. En effet, ce dernier présentait des lacunes de données imageant la géométrie en profondeur et l'utilisation d'un logiciel de restauration se trouvait justifiée pour tester différents scénarios. Ce n'est pas le cas pour le North Viking Graben dont la structure à l'échelle crustale est bien contrainte par les données sismiques.

Par conséquent, l'évolution des paléo-géométries en cours du temps est seulement définie par les lois de compaction-profondeur calculées à partir de la méthode de *backstripping* (Steckler et Watts, 1978) des couches digitalisées dans le modèle actuel.

Le seul événement d'érosion inséré dans le calcul des paléo-géométries intervient entre 150 et 135Ma, correspondant à la mise en place de la BCU (Base Cretaceous Unconformity - voir chapitre III-1.). La quantité de matériel érodé étant inconnue et hétérogène à l'échelle des bassins,

elle sera calibrée en fonction des données géochimiques et thermiques.

Le résultat est présenté en figure 3.21 pour les étapes tectono-sédimentaires les plus significatives.

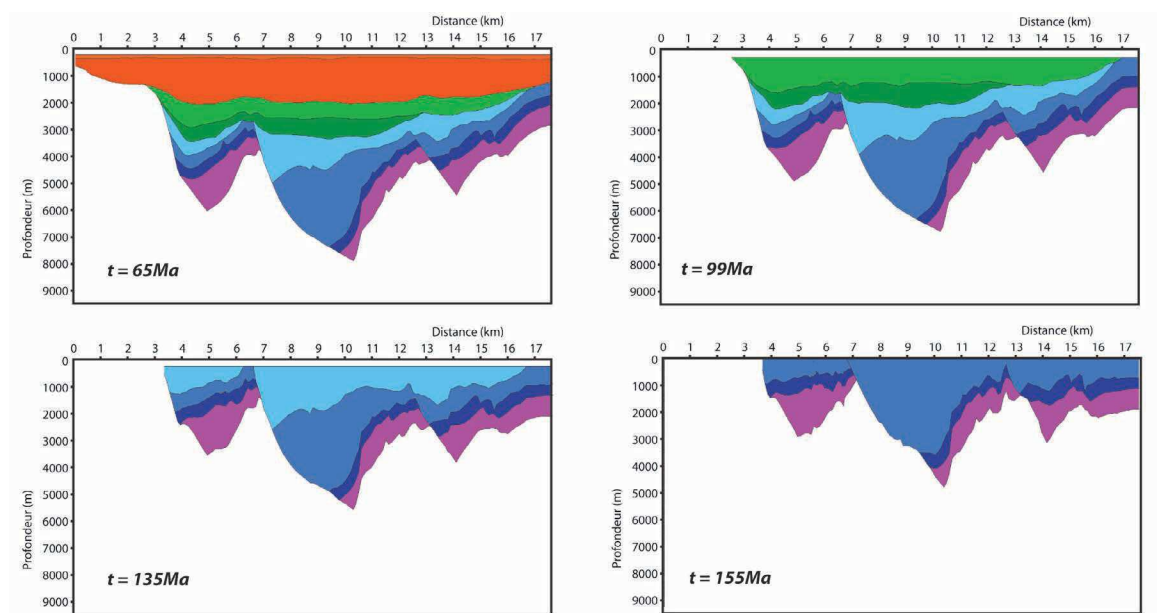


Fig. 3.21 — *Restauration tectono-sédimentaire du North Viking Graben par backstripping dans le logiciel PetromodSuite©.*

3.1.2.2 Caractéristiques des roches mères à hydrocarbures

Comme introduit précédemment, les bassins du Jurassique supérieur se caractérisent par trois roches mères potentielles à hydrocarbures. Les concentrations en carbone total (COT) et index d'hydrogène (IH) sont définies à partir de la moyenne des mesures qui ont été réalisées sur carotte dans les puits 30/10-6 et 30/7-7. En fonction de ces paramètres, on distingue :

- La formation Heather formée par des mudstones riches en matière organique de type II (Goff, 1983 ; Kubala *et al.*, 2003) avec un COT moyen actuel de 1,95% et un IH de 150mg/COT ;
- La formation Draupne est en majorité composée de blackshales avec un kérogène de type II (Goff, 1983 ; Kubala *et al.*, 2003), et plus précisément un mélange entre des débris d'algues planctoniques marines et du matériel terrigène (Cornford *et al.*, 1998). Ses COT et IH moyens sont de 1,78% et 400mg/COT respectivement ;
- Enfin, une partie des formations du Brent, principalement le Ness, présentent un COT importante de 61% et un IH de 168mg/COT au sein de sables charbonneux de kérogène type III. Seules quelques lentilles ont été individualisées au sein des grès dans la couche.

Chaque cinétique de kérogène est définie par les données intégrées au logiciel correspondant aux valeurs de Burnham et Sweeney (1989).

3.1.2.3 Les conditions aux limites

Il est nécessaire de paramétrer trois conditions aux limites dans PetromodSuite© que sont (i) les paléo-bathymétries au cours du temps, (ii) l'évolution de la température à l'interface eau-sédiment et (iii) les fluctuations du flux thermique qui nécessitent une calibration par les données géochimiques.

3.1.2.3.1 Evolution des paléo-bathymétries

L'évolution des paléo-bathymétries dans l'histoire du North Viking Graben est ici contrainte à partir des valeurs calculées pour la Mer du Nord dans les travaux de Kjennerud *et al.* (2001) (Fig.3.22).

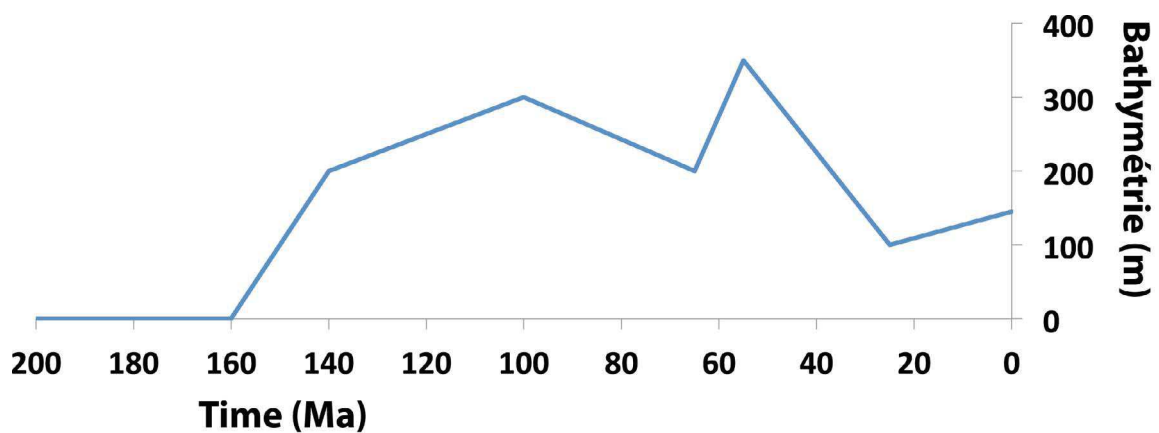


Fig. 3.22 – Evolution de la paléo-bathymétrie en Mer du Nord utilisée dans la calibration du modèle (d'après Kjennerud *et al.*, 2001).

3.1.2.3.2 Evolution de la température à l'interface eau/sédiment

Les températures à l'interface eau-sédiment sont automatiquement générées dans PetromodSuite©. Le calcul se fait à partir des modèles de Wygrala (1989) en renseignant simplement l'hémisphère et la latitude de la zone d'étude qui est de 62°N pour le North Viking Graben (Fig.3.23).

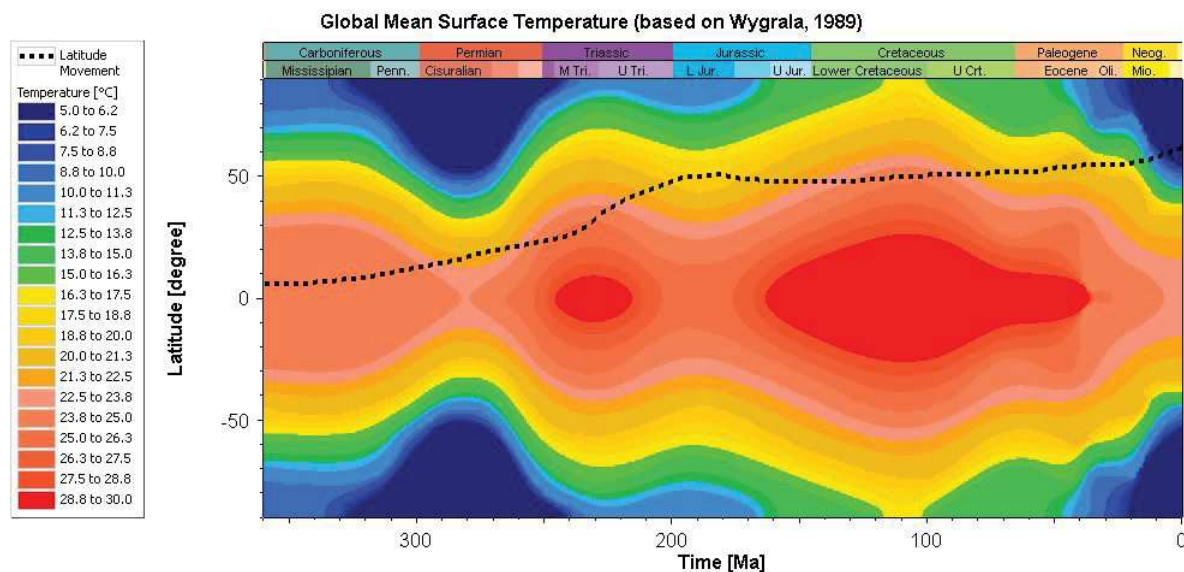


Fig. 3.23 – Evolution de la température de surface à la latitude correspondante au North Viking Graben (calculées à partir du modèle de Wygrala (1989)).

3.1.2.3.3 Calibration de l'évolution du flux thermique au cours du temps

La calibration du flux thermique globale à la Mer du Nord au cours du temps est basée sur les données de Schroeder et Sylta (1993). Ce flux montre des valeurs maximales autour de 83mW/m² pendant la phase de rifting jurassique qui baisse ensuite au cours de la subsidence thermique des bassins allant du Crétacé jusqu'à aujourd'hui.

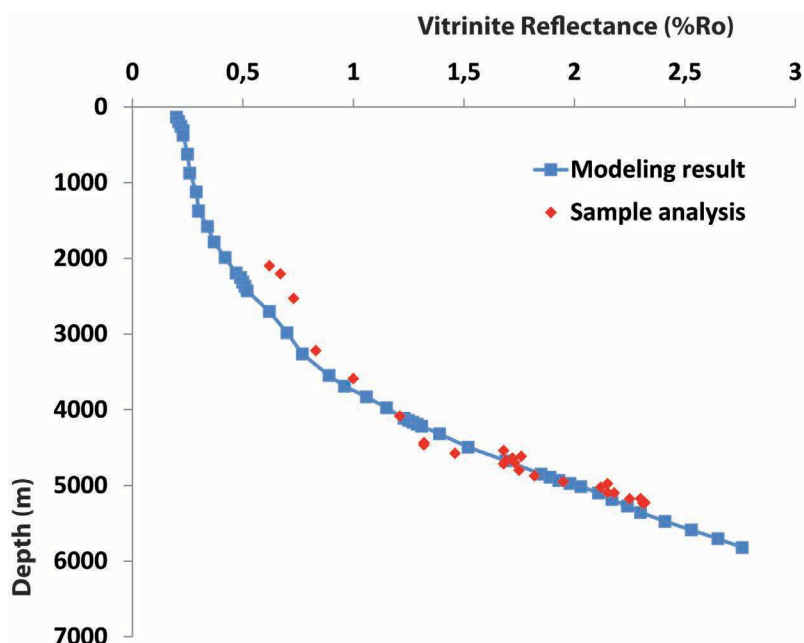


Fig. 3.24 – Calibration du flux thermique par les données de pouvoir réflecteur de vitrinite dans le puits 30/10-6.

A partir de ce modèle, nous avons tout de même calibré les valeurs du flux thermique propre

à notre zone d'étude par l'évolution des valeurs du pouvoir réflecteur de la vitrinite en fonction de la profondeur mesurées sur le puits 30/10-6. La calibration réalisée et l'évolution du flux thermique obtenus à partir de celle-ci sont respectivement présentées en figures 3.24 et 3.25.

Le flux se caractérise par une rapide augmentation pendant la première phase de rifting à partir de 164Ma jusqu'à une valeur maximale de 73mW/m^2 autour de 135Ma. La subsidence thermique du graben se marque ensuite par une baisse plus lente du flux jusqu'à des valeurs constantes de 56mW/m^2 jusqu'à l'actuel.

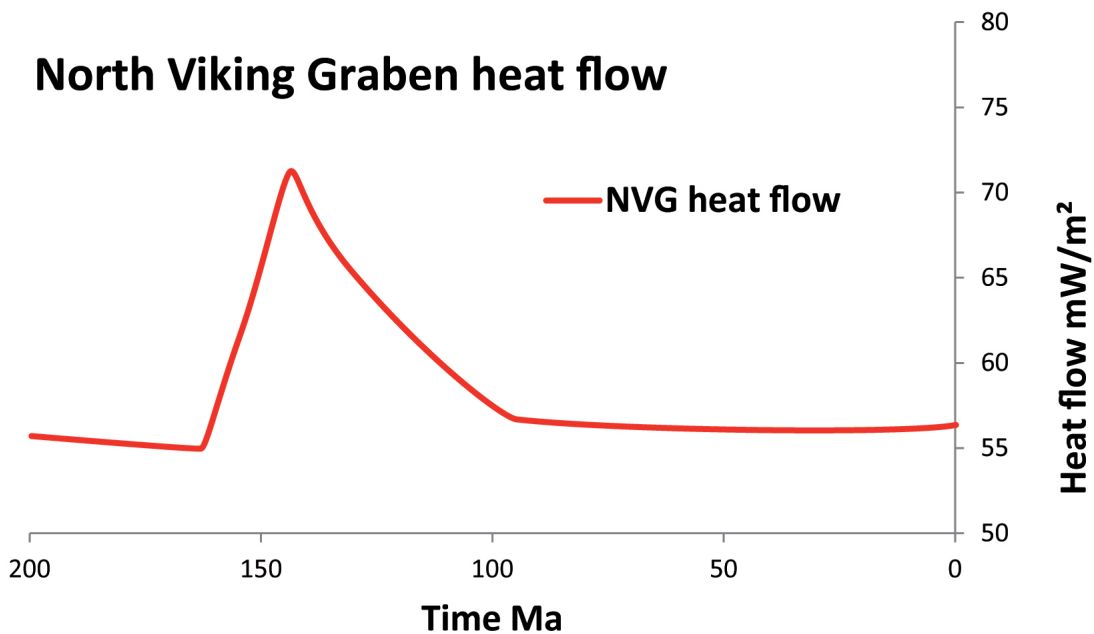


Fig. 3.25 – Evolution du flux thermique dans le temps pour le modèle du North Viking Graben établi dans ce travail.

La température de fond de puits à 5250m de profondeur pour le forage 30/10-6 a été mesurée in-situ à 183°C (Lacharpagne, 1993), très similaire à celle que l'on a obtenu dans la modélisation qui est de 188°C . Notre modèle montre donc une bonne calibration du flux thermique à l'actuel.

3.1.3 Résultats et discussions

3.1.3.1 Histoire thermique des bassins du Jurassique supérieur dans le North Viking Graben

Pour faciliter l'interprétation, nous avons choisi de générer trois puits virtuels au sein du demi-graben central de la coupe modélisée qui a subi l'enfouissement le plus important : zone profonde (puits P), intermédiaire (puits I) et superficielle (puits S correspondant à la position du puits 30/10-6) (voir Fig.3.19 pour la position des puits virtuels).

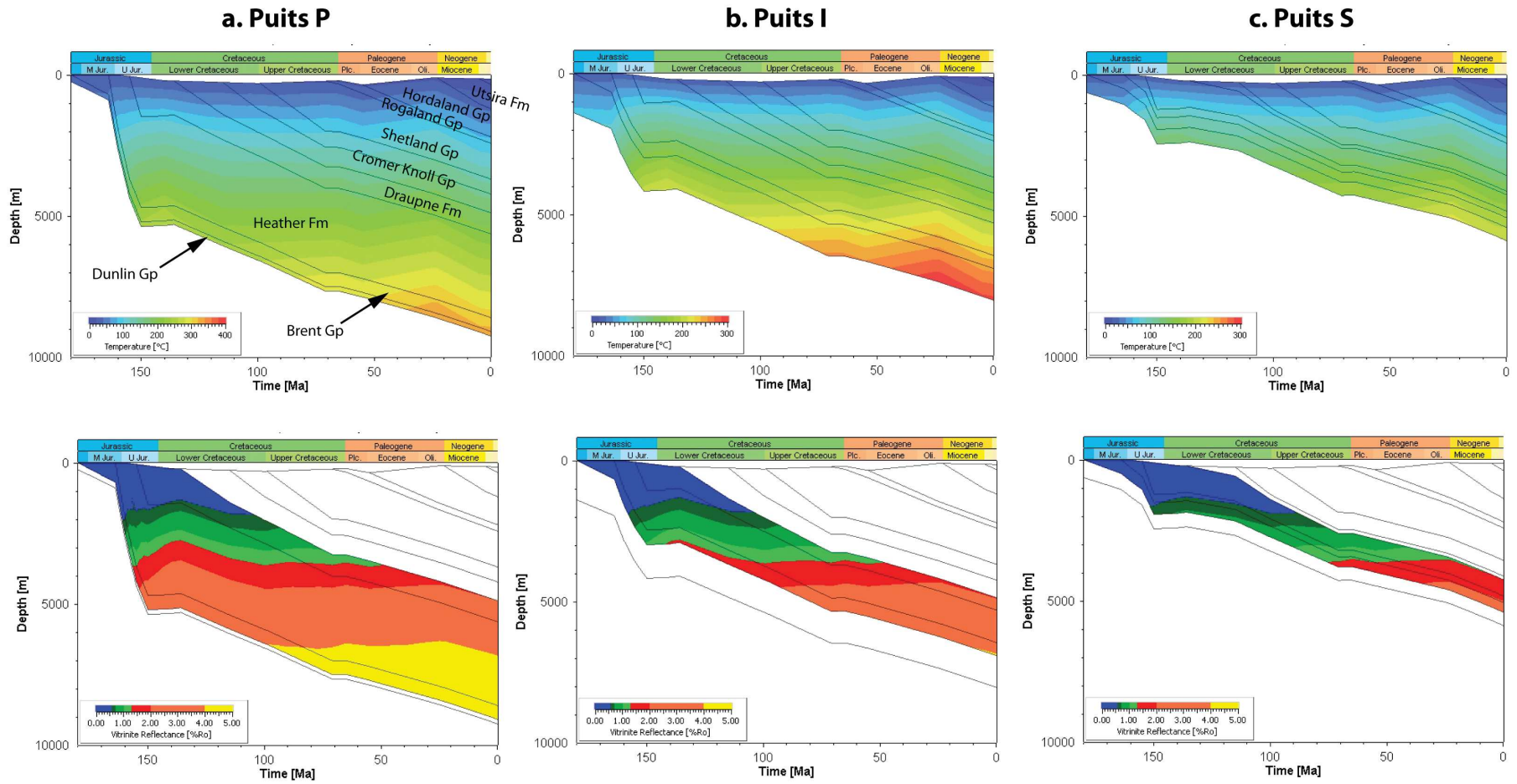


Fig. 3.26 – Histories de l'enfouissement des bassins d'âge Jurassique Supérieur du North Viking Graben à partir du logiciel PetromodSuite© : le long des puits virtuels P (profond), I (intermédiaire) et S (superficiel) sur lesquels sont reportées les valeurs de températures (en haut) et les maturités des roches mères du Brent, Heather et Draupne (en bas).

D'après les courbes d'enfouissement, quatre phases de subsidence rapide se distinguent dans l'histoire d'enfouissement :

- Entre 164 et 155Ma : première phase de rifting du Callovo-Oxfordien avec un taux de sédimentation moyen de 389m/Ma dans les zones profondes, 166m/Ma dans la zone intermédiaire et 55m/Ma au niveau du puits 30/10-6. Elle correspond à la réactivation des grandes failles listriques permo-triasiques selon une extension globalement O-E (Erratt *et al.*, 1999) ;
- Entre 155 et 150Ma : seconde phase de rifting qui succède sans quiescence tectonique à la première phase mais avec un taux de sédimentation moins important d'environ 310m/Ma proche de la faille bordière, 200m/Ma en position intermédiaire et 220m/Ma dans le puits 30/10-6. Ce second épisode d'enfouissement est lié à la réactivation des failles listriques et à la néo-formation de failles NO/SE lors d'un régime extensif NE-SO (voir chapitre précédent III-2) ;
- Entre 99 et 71Ma : phase de subsidence homogène sur toute l'étendue du bassin pendant la subsidence thermique avec une valeur moyenne de 43m/Ma.

On observe à la fin des périodes de rifting jurassique, une période de quiescence tectonique entre 150 et 135Ma, qui se marque même par un uplift de 100 à 200m dans la zone de roll-over à l'origine de la discordance de la BCU (Arthur, 1993).

Enfin de 71 Ma jusqu'à aujourd'hui, les bassins subissent une subsidence plus ou moins homogène dans le temps et dans l'espace d'environ 2000m, pour un taux de sédimentation moyen de 28m/Ma.

L'augmentation de la température des formations par le flux thermique lié au rift est maximale pendant le Kimmeridgien supérieur et va avoir un impact direct sur la maturation des roches mères à hydrocarbures.

3.1.3.2 Histoire de la maturation des roches mères

Le calendrier de maturation des différentes roches mères à hydrocarbures est approché par l'étude de l'évolution du pouvoir réflecteur de vitrinite et du taux de transformation des kérogènes dans le temps et dans l'espace par l'interprétation des trois puits virtuels (Fig.3.26 et 3.27).

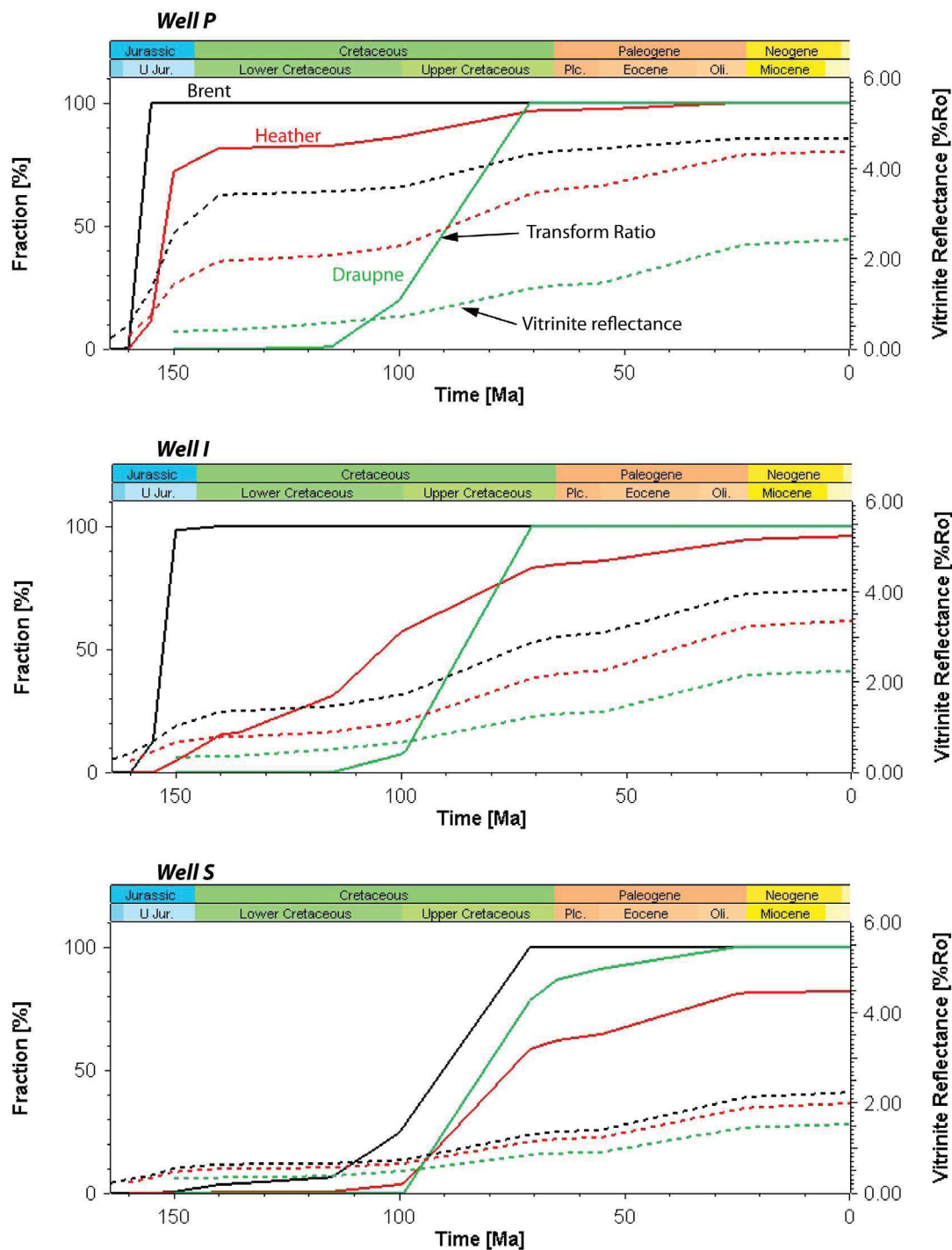


Fig. 3.27 – Courbes d'évolution des taux de transformation (en trait plein) et du pouvoir réflecteur de vitrinite (en trait pointillé) dans chacun des trois puits P,I et S à partir du logiciel PetromodSuite©. Les roches mères du groupe Brent sont indiquées en noir, la formation Draupne en rouge et la formation Heather en vert.

3.1.3.2.1 Les charbons du Brent

Les charbons du Brent entrent dans la fenêtre à huile (PRV_{éq} 0.7%) entre 160 et 150Ma dans les zones profondes et intermédiaires et autour de 105Ma dans le puits 30/10-6 en zone de roll-over.

Ils entrent très tôt dans la métagenèse (PRVéq 1.3%); autour de 150Ma dans le puits P, entre 120 et 110Ma dans le puits I et plus tard à 70Ma dans la zone de roll-over où ils sont encore aujourd'hui dans la fenêtre à gaz.

La distribution des taux de transformation montre que le kérogène est très rapidement craqué à 100% dans les zones profondes, principalement pendant la seconde phase de rifting jurassique (Kimmeridgien). Le kérogène est entièrement transformé pendant le Crétacé supérieur (70Ma) dans les zones de roll-over, avant d'entrer dans la fenêtre à gaz.

3.1.3.2 Les argiles des formations Heather et Draupne

Pour la formation Draupne, les fenêtres à huile et à gaz sont atteintes très tôt pendant l'enfouissement syn-rift Kimmeridgien à 155Ma et 150Ma respectivement dans les zones profondes. Au même degré d'enfouissement, la formation Heather devient mature à partir du Crétacé inférieur pour l'huile et produit du gaz pendant le Crétacé supérieur. Aussi bien la roche mère Heather est aujourd'hui entièrement craquée que la formation Draupne peut encore fournir du gaz dans les zones intermédiaires.

Dans la zone de roll-over, les deux roches mères entrent dans la fenêtre à huile entre 145 et 80Ma et dans la fenêtre à gaz bien plus tardivement en raison d'une subsidence lente au Crétacé entre 90 et 50Ma.

La Formation Draupne apparaît comme la seule roche mère à encore produire du gaz aujourd'hui dans les zones intermédiaires et superficielles avec un taux de transformation qui n'a pas atteint les 100%, alors qu'elle a subi un enfouissement supérieur à la formation Heather sus-jacente. Ceci s'explique par un potentiel de génération d'hydrocarbures, HI, qui est deux fois plus important dans la roche mère Draupne que dans la roche mère Heather.

A partir de 20Ma, toutes les autres roches mères sont entièrement craquées, même si la formation Heather n'est pas surmature dans les zones les moins enfouies.

Enfin, les demi-grabens voisins du bassin jurassique supérieur central, moins enfouis, produisent encore aujourd'hui de l'huile et du gaz.

3.1.3.3 Mécanismes de migration et piégeage des hydrocarbures

3.1.3.3.1 Chemins et moteurs de migration des hydrocarbures

Dans les zones profondes des demi-grabens jurassiques, les huiles générées dans les roches mères du Callovo-Oxfordien et du Kimmeridgien vont au cours de la migration primaire circuler vers les marges des bassins et être piégées sous les couvertures sédimentaires (Fig.3.28).

Un tel comportement des hydrocarbures est contemporain des périodes de fort taux de sédimentation, en particulier lors du dépôt des séquences syn-rift (Fig.3.30). La surpression n'est alors observée qu'au sein des argiles des zones profondes, celle-ci se caractérisant par un fort degré de compressibilité. C'est la compaction importante des sédiments, calculée ici en fonction des lois porosité-profondeur intégrées au logiciel, qui va induire des surpressions de fluides interstitiels. En raison de la subsidence différentielle des demi-grabens Jurassiques, le déséquilibre de compaction des roches induit un gradient de surpression des zones profondes vers les marges. Les fluides, interstitiels et les hydrocarbures, vont alors migrer vers les zones plus superficielles où règnent des conditions hydrostatiques.

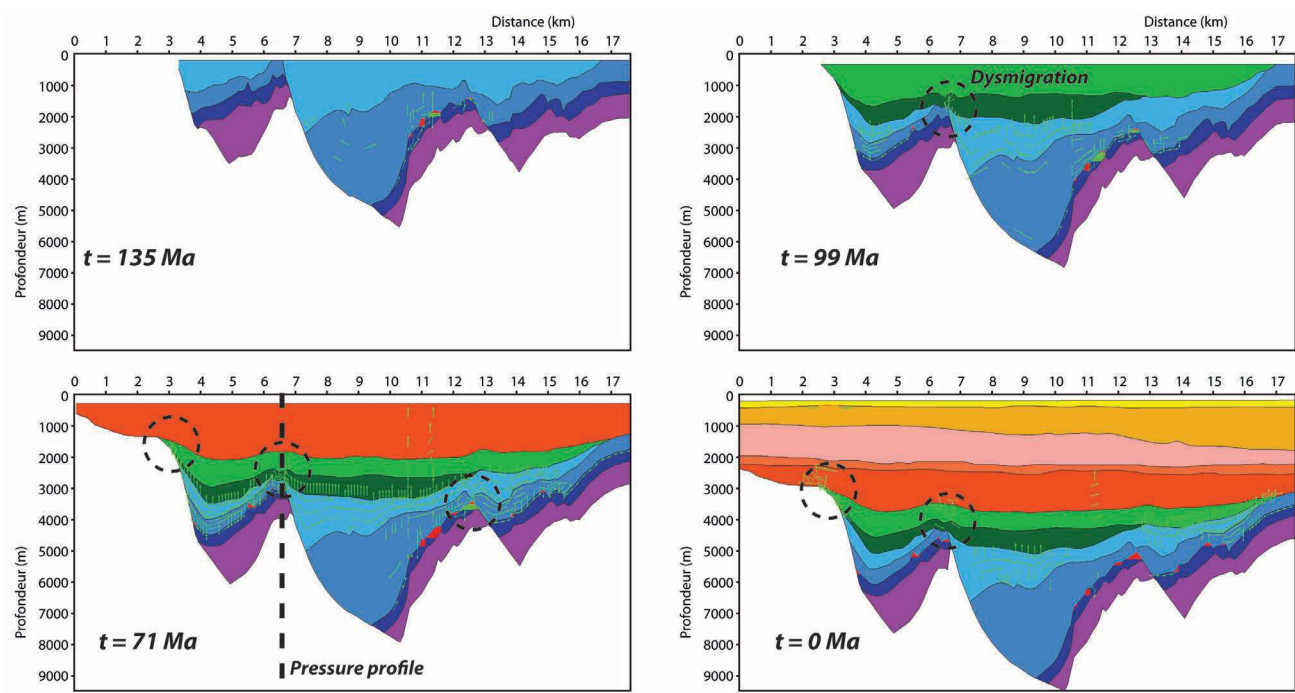


Fig. 3.28 – Modélisation de la migration des hydrocarbures au cours de l'enfouissement du bassin à partir du logiciel PetromodSuite©.

L'acquisition des surpressions de fluides dans les argiles jurassiques s'initie lors de la seconde phase de rifting du Kimméridgien avec des valeurs maximales de 9MPa dans les zones profondes synchrones d'un taux de sédimentation qui va au-delà de 200m/Ma (Fig.3.30).

Une relaxation importante des surpressions de fluides a lieu entre 150 et 135Ma pendant la période d'uplift qui suit la dernière phase de rifting du Kimmeridgien. La surpression augmente de nouveau pendant la subsidence homogène des bassins au Crétacé jusqu'à des valeurs de 8MPa. Enfin la surpression maximale est enregistrée aujourd'hui, principalement causée par un enfouissement pouvant atteindre 9km dans les zones proches des failles listriques bordières et une compressibilité des roches argileuses qui devient alors maximale.

La migration secondaire répond au même moteur de migration et se fait via (i) l'onlap des argiles jurassiques sur le Brent proche de l'anticlinal de la zone de roll-over et (ii) une juxtaposition des formations au niveau des failles qui compartimentalisent le socle non loin de

la faille bordière listrique. Les hydrocarbures demeurent alors dans les sables du Brent pour remonter et former des accumulations contre les failles de la zone de roll-over dans les zones d'interfaces verticale et latérale entre réservoir et couverture.

Le degré de saturation important observé dans la formation Draupne indique que les hydrocarbures n'ont subi que très peu de migration secondaire (Fig.3.31). Ceci s'explique par la présence de deux couches imperméables encadrant verticalement cette formation ne lui permettant pas d'expulser les hydrocarbures générés dans les réservoirs potentiels.

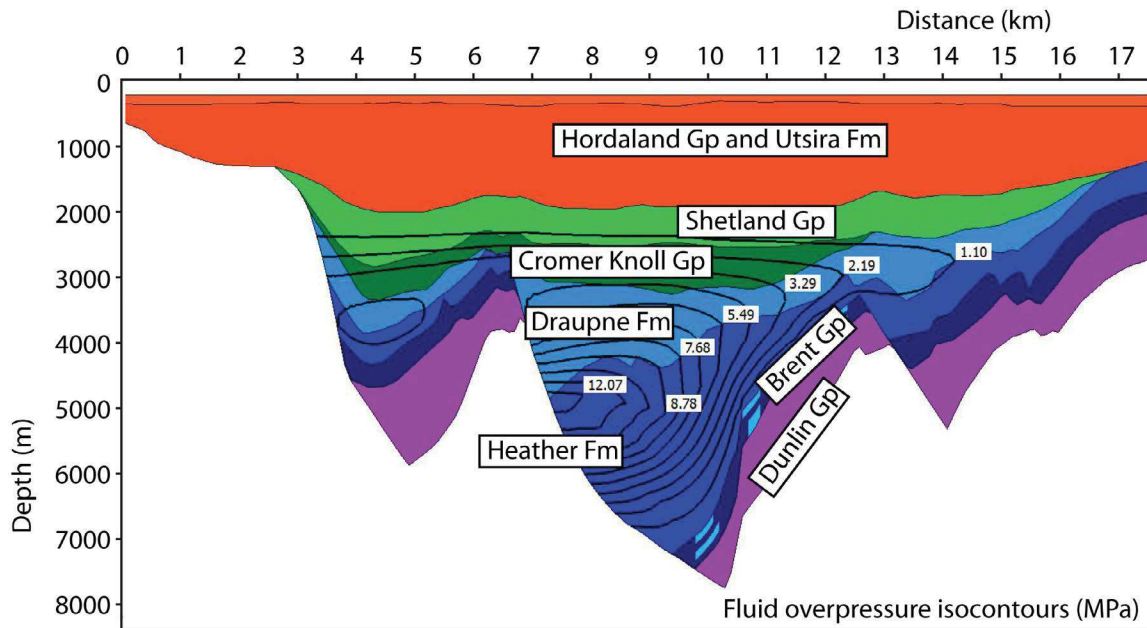


Fig. 3.29 – Distribution des surpressions fluides dans le North Viking Graben à $t = 65\text{Ma}$, calculée à partir de la modélisation PetromodSuite2D©.

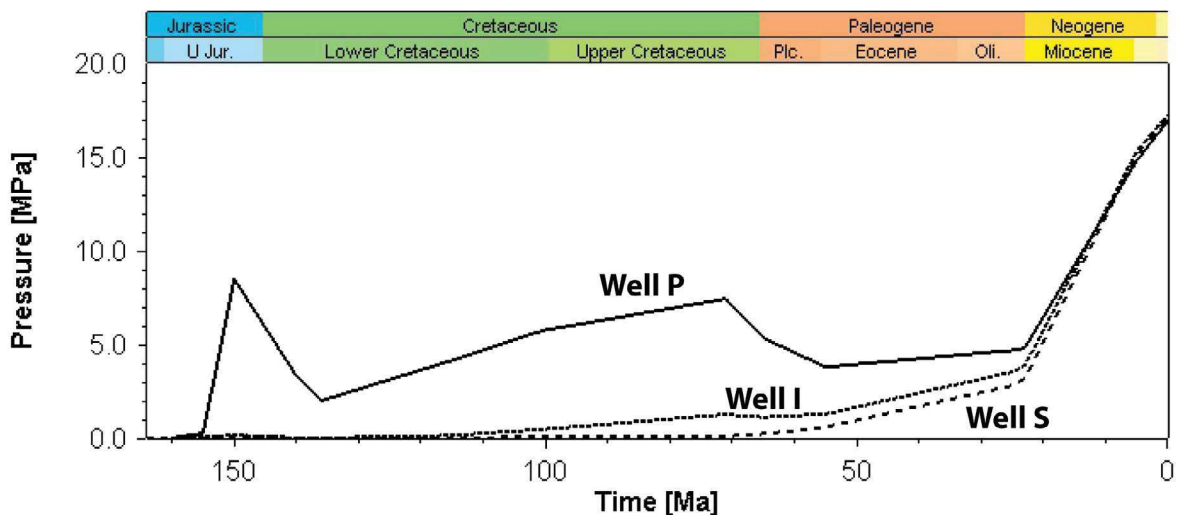


Fig. 3.30 – Evolution des surpressions fluides au cours du temps dans les trois puits virtuels P, I et S générée à partir de PetromodSuite1D©.

Enfin, ce gradient de surpression est également responsable de la migration secondaire des hydrocarbures le long des failles bordières listriques des demi-grabens pour être piégés au niveau

du *footwall*.

3.1.3.3.2 Calendrier de chargement en hydrocarbure des réservoirs et contribution des différentes roches mères

a. Les différents thèmes pétroliers et prospects :

La distribution des accumulations d'hydrocarbures indique quatre zones préférentielles de piégeage (ou prospect), en accord avec les travaux de Johnson et Fisher (1998) à l'échelle de la Mer du Nord :

- Jurassique moyen, dans les formations du Brent ;
- Jurassique supérieur, au sein même de la roche mère Heather ;
- Crétacé, lors de la dysmigration des hydrocarbures à l'apex des grandes failles ;
- Paléogène, lié également à la fuite verticale des hydrocarbures.

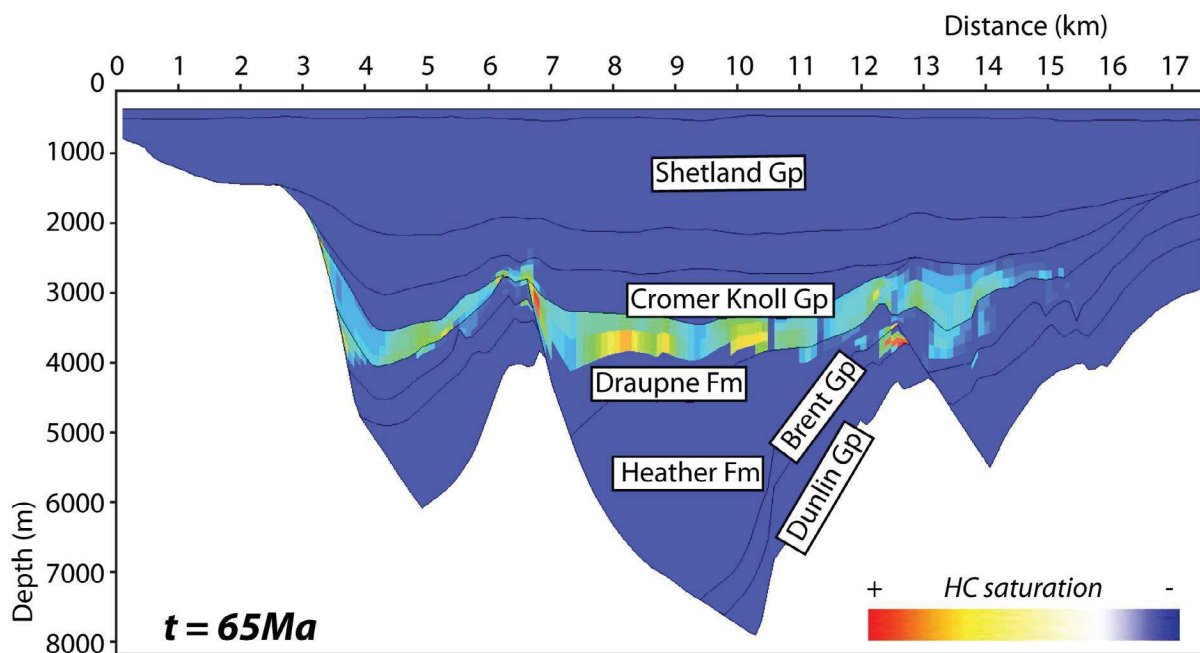


Fig. 3.31 – Distribution 2D des degrés de saturation en hydrocarbure dans les roches il y a 65Ma.

On n'observe aucune accumulation au sein des formations argilo-silteuses de Statfjord en dessous du Brent contrairement à ce qui a été découvert dans le puits 30/7-7 (Lacharpagne, 1993), la formation Dunlin sous-jacente jouant le rôle de couverture imperméable pour les fluides.

Le réservoir principal est situé dans les grès du Brent au niveau des grandes failles qui compartimentalisent le réservoir et dans les zones de blocs basculés de roll-over. Ces dernières

zones d'accumulations sont mises en évidence sur un profil de distribution des saturations en hydrocarbures à l'échelle des bassins (Fig.3.31).

Dans ces structures, les hydrocarbures sont préférentiellement piégés sur les points hauts et zones de juxtaposition grès-argiles dans les failles de compensation. Ce piégeage préférentiel s'explique par un taux de compaction des grès moins important que les argiles sus-jacentes (et donc une porosité plus élevée), un contact direct avec la roche mère Heather qui est celle qui produit le plus d'hydrocarbures et la présence des argiles jurassiques qui constituent une couverture efficace.

Cette modélisation est confortée par le fait que les grès du Brent sont le réservoir de la majorité des découvertes pétrolières à l'échelle de la Mer du Nord (Eriksen *et al.*, 2003).

Néanmoins, la formation Draupne a produit des hydrocarbures liquides jusqu'à environ 30Ma qui semble encore saturer une partie de la roche mère et former des accumulations sous la couverture du Crétacé et du Paléogène à l'est.

b. Le réservoir Brent dans le puits 30/10-6 :

L'évolution du degré de saturation des hydrocarbures dans le réservoir Brent au niveau du puits 30/10-6 montre un chargement en hydrocarbures qui débute entre 110 et 100Ma (Fig.3.32). Le piégeage des premiers hydrocarbures se fait à une profondeur d'environ 2000m pour une température d'au moins 100°C.

La saturation de la partie supérieure du réservoir apparaît complète aux alentours de 70Ma, ce qui peut expliquer l'augmentation des pressions par flottabilité des hydrocarbures et les dysmigrations verticales engendrées à partir de cette époque. On note un phénomène de fuite au *spill point* (point de fuite des anticlinaux) jusqu'à aujourd'hui, indiquant que le chargement en hydrocarbures se pérennise dans le temps.

Avant 70Ma, la majeure partie des hydrocarbures liquides (huiles) qui a été piégée provient de la formation Heather, avec 82% de contribution en moyenne. Ceci s'explique par l'incapacité pour les hydrocarbures produits dans la roche mère sus-jacente Draupne à migrer dans les réservoirs sous-jacents.

En ce qui concerne les accumulations de gaz les contributions de chaque roche mère indiquent une participation plus importante des charbons du Brent, autour de 70%, la cinétique des kérogènes de type III étant plus favorable à la production précoce de gaz thermogénique.

A partir de 70Ma, les roches mères du Brent ont un kérogène entièrement transformé et ne participent donc plus à la génération d'hydrocarbures. En conséquence, les hydrocarbures, en majorité du gaz, proviennent essentiellement de la thermogénèse des argiles de la formation Heather jusqu'à aujourd'hui.

Nous rappelons ici que lors du forage de ce puits par ELF en 1992, la partie supérieure du Tarbert était saturée en gaz au-dessus de 4682m de profondeur, cette partie étant préservée des phénomènes diagénétiques (Lacharpagne, 1993 - ELF ; Ramm *et al.*, 1993 - NorskHydro). En dessous de cette profondeur le réservoir a été rencontré sec, associé à une perméabilité très faible. La question que l'on se pose à ce stade est pourquoi la partie supérieure de la formation du Tarbert a été préservée au cours du temps et pas l'ensemble du réservoir.

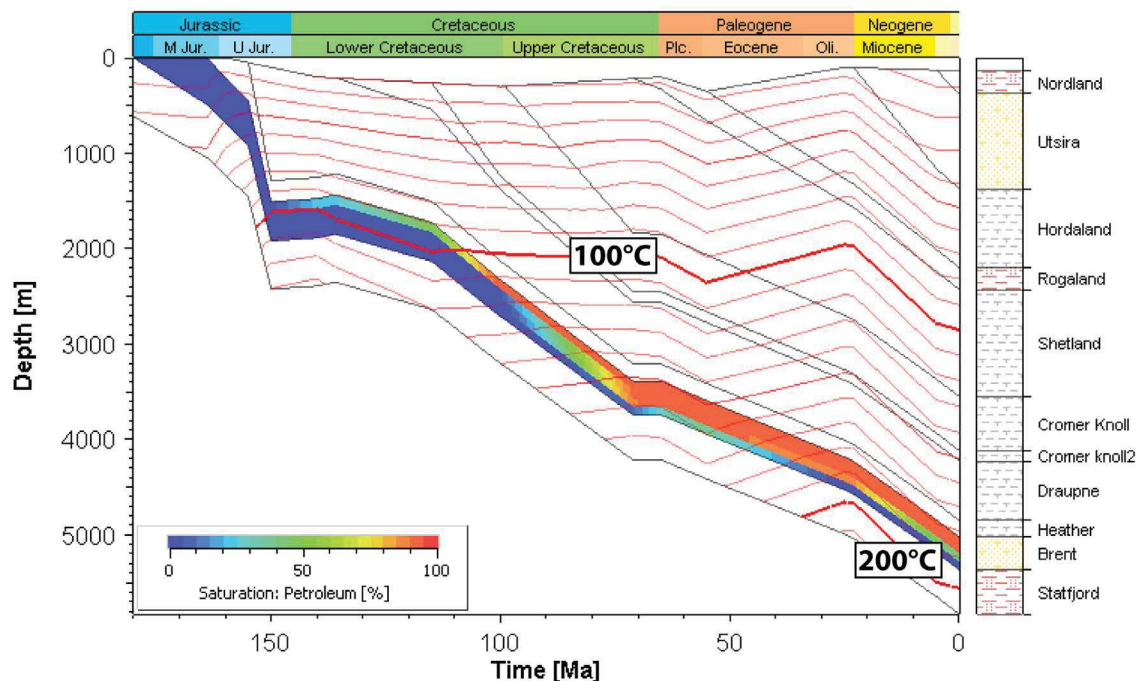


Fig. 3.32 – Evolution de la saturation en hydrocarbures (huile + gaz) dans les formations du Brent au cours du temps modélisée avec le logiciel PetromodSuite1D©.

Dans le but de vérifier l'évolution de la compaction dans le réservoir nous avons comparé la distribution de la porosité de la partie haute de la formation du Tarbert en fonction de différents paramètres que sont la saturation en hydrocarbures, la température et les surpressions de fluides (Fig.3.33).

Les résultats montrent une baisse importante de la porosité des grès Tarbert pendant le rifting kimmeridgien et pendant l'enfouissement s'étalant sur l'ensemble du Crétacé supérieur. L'augmentation des surpressions de fluides autour de 70Ma coïncide avec une réduction de la chute de perméabilité dans le réservoir. On ne note cependant aucune influence sur la saturation en hydrocarbures qui continue, jusqu'à atteindre un maximum au début du Crétacé supérieur.

Néanmoins, les pressions obtenues à partir de la modélisation avoisinent les 500 bar à l'actuel alors que les pressions mesurées dans le puits sont de 968 bar à 4646,5m. De la même manière, le contact gaz-eau est situé à 4760m dans la réalité alors que la saturation du réservoir Brent dans notre modèle est presque maximale avec un contact situé à 5200m.

Ceci indique que d'autres mécanismes que la compaction interviennent dans les propriétés réservoirs du niveau Brent et notamment dans l'acquisition des surpressions de fluides qui peuvent

être causées par des changements diagenétiques tels que la transformation smectite-illite à ces profondeurs, des phénomènes de précipitation-reprécipitation, des fluides minéralisateurs profonds... Ces transformations, qui ne sont pas prises en compte dans le logiciel PetromodSuite©, auront un impact sur les propriétés pétrophysiques du réservoir et donc sur le chargement en hydrocarbures.

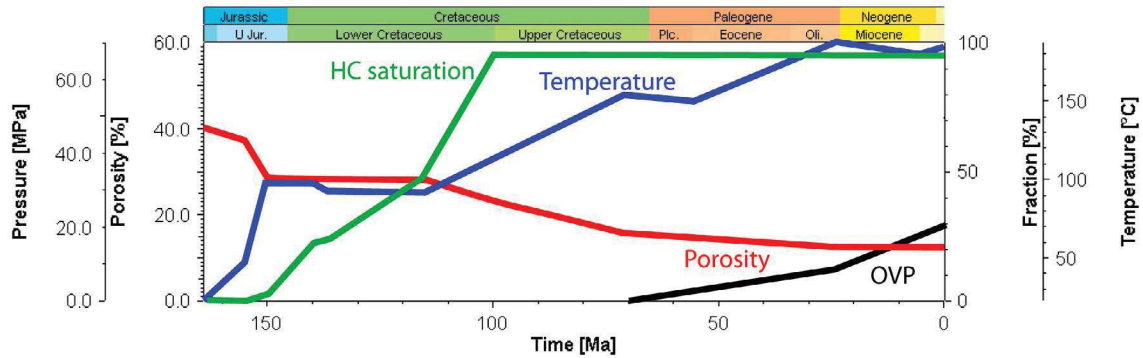


Fig. 3.33 – Evolution au cours du temps de la porosité en rouge, de la saturation en hydrocarbures en vert, de la surpression fluide en noir et de la température en bleu, dans la partie supérieure du réservoir Brent d'après les calculs générés sur PetromodSuite©.

c. Phénomène de dysmigration par rupture hydraulique des couvertures :

De nombreuses dysmigrations sont visibles dans la couverture du Crétacé (Fig.3.28). Le calendrier de ces fuites verticales simulé par la modélisation est synchrone de l'acquisition de surpression de fluides dans les formations réservoirs du Brent. Elles se localisent alors préférentiellement à l'apex des failles listriques bordières et sur les points hauts des blocs basculés en zone de roll-over.

En particulier, l'exemple du puits 30/10-6 qui passe par une faille de compensation, montre une surpression de fluides interstitiels proche des conditions de fracturation hydraulique des couvertures (contraintes minimales régionales S_3) (Fig.3.34.a).

Les pressions de fluides engendrées avoisinent les 17MPa, ce qui n'est pas suffisant pour atteindre la réactivation des failles dont la contrainte minimale de fracturation S_3 doit atteindre un facteur 0,75 de la contrainte régionale maximale S_1 (Sibson, 1981).

En reportant sur le graphique la saturation en hydrocarbures à l'apex des zones de faille de roll-over, on observe un maximum de concentration sous la couverture Crétacé. Selon le principe de la poussée d'Archimède, la présence d'hydrocarbures va engendrer par flottabilité une pression supplémentaire qui permet, à partir d'une pression d'aquifère déjà élevée, d'atteindre le seuil de fracturation hydraulique de la couverture sus-jacente (Grauls, 1997). Il est ainsi nécessaire d'avoir une pression d'hydrocarbures exercée aux alentours de 5-7MPa pour provoquer la rupture de la couverture ou atteindre la pression capillaire d'entrée (Fig.3.34.b). La surpression est d'autant plus forte qu'une importante quantité de

gaz est piégée. La densité du gaz étant inférieure à celle de l'huile, elle vient en effet s'ajouter à la flottabilité et décaler la courbe de pression de pore en direction de la contrainte minimale.

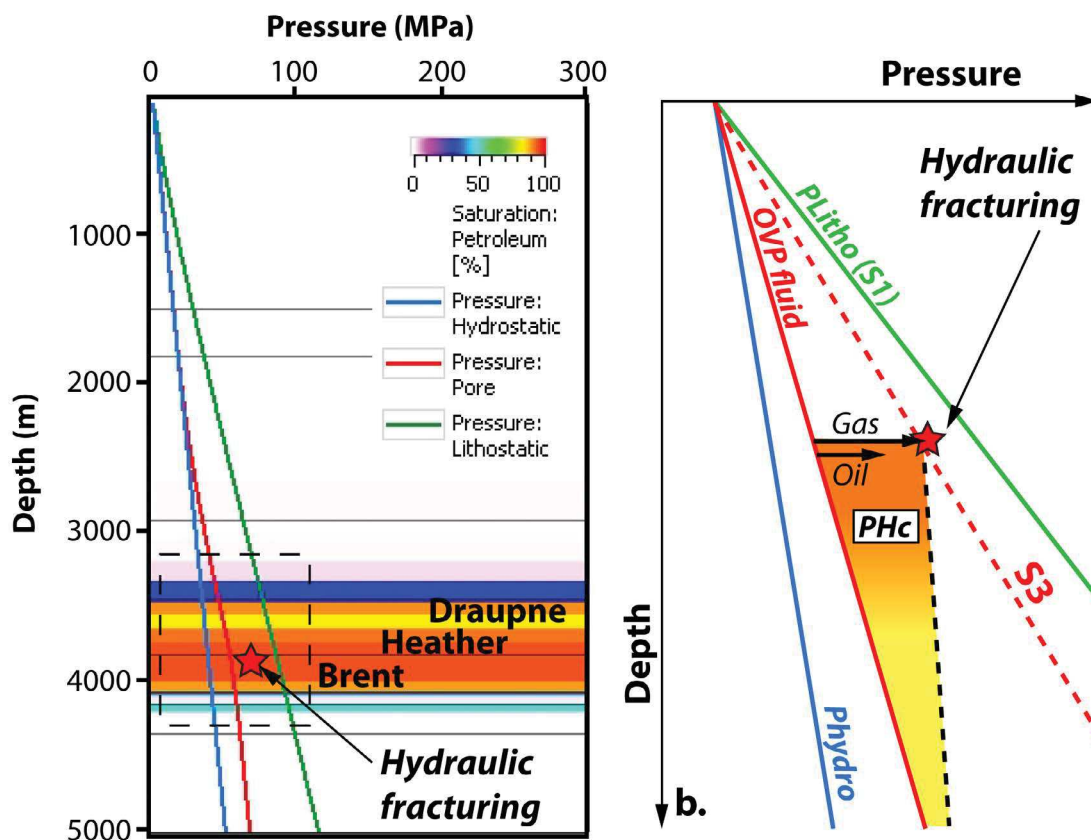


Fig. 3.34 – Mécanisme de rupture de la couverture par l'action combinée de la surpression fluide et la flottabilité des hydrocarbures : a. Profil de pression de pore en fonction des gradients hydrostatiques et lithostatiques générés au sein du modèle PetromodSuite© à partir des profondeurs et des densités correspondantes aux lithologies paramétrées. b. Schéma explicatif du rôle de la pression des hydrocarbures (huile et gaz) sur les pressions de pores et la fracturation hydraulique potentielle des couvertures (d'après Grauls, 1997).

3.1.4 Synthèses et enseignements à la modélisation thermique du Quadrant 30 du North Viking Graben

Les deux périodes de rifting Jurassique engendrent un enfouissement considérable des formations pré- et syn-rift avec un taux de sédimentation important contrôlé par l'activité des failles normales listriques. L'enfouissement est contemporain de l'augmentation du flux thermique par amincissement crustal. De telles conditions d'enfouissement et de température sont favorables à une maturation très rapide des trois roches mères dans les zones profondes que sont les charbons du Brent et les blackshales des formations du Callovo-Oxfordien et du Kimmeridgien (Fig.3.35).

Associée à cette maturation, la subsidence différentielle syn-rift des demi-grabens entraîne un déséquilibre de compaction des roches argileuses à fort degré de compressibilité et donc un gradient de surpression des zones profondes vers les marges du bassin qui débute au Jurassique moyen.

Les premiers hydrocarbures formés proviennent des charbons du Brent, rapidement suivis par la maturation des roches mères des formations Heather et Draupne. Néanmoins, les huiles générées pendant l'enfouissement jurassique proviennent en grande partie de la roche mère Heather et vont migrer latéralement dans le réservoir sous-jacent du Brent pour former des accumulations sous la couverture jurassique à partir du Crétacé inférieur dans les zones de *roll-over* et de *footwall* des failles bordières. Les huiles produites par la formation kimmeridgienne ne subissent pas de migration secondaire et vont demeurer piégées au sein de leur roche source sous la couverture Crétacé.

Suivent les gaz du Brent qui circulent selon les mêmes chemins de migration que les huiles dans les grès du Tarbert et former des accumulations au-dessus des réserves d'huiles en raison d'une plus faible densité.

La saturation complète des réservoirs jusqu'au point de fuite des anticlinaux de *roll-over* se fait aux alentours de 70Ma.

Néanmoins, les épisodes de surpressions de fluides, cycliques et répartis sur les trois grandes périodes d'enfouissement provoquent un processus de fracturation hydraulique à l'apex des failles. Ce dernier est responsable d'une dysmigration et d'une fuite par effet de valve des réserves en place. Ce processus est favorisé par le phénomène de poussée d'Archimède induite par le piégeage des hydrocarbures contemporain des surpressions de fluides interstitiels (Grauls, 1997).

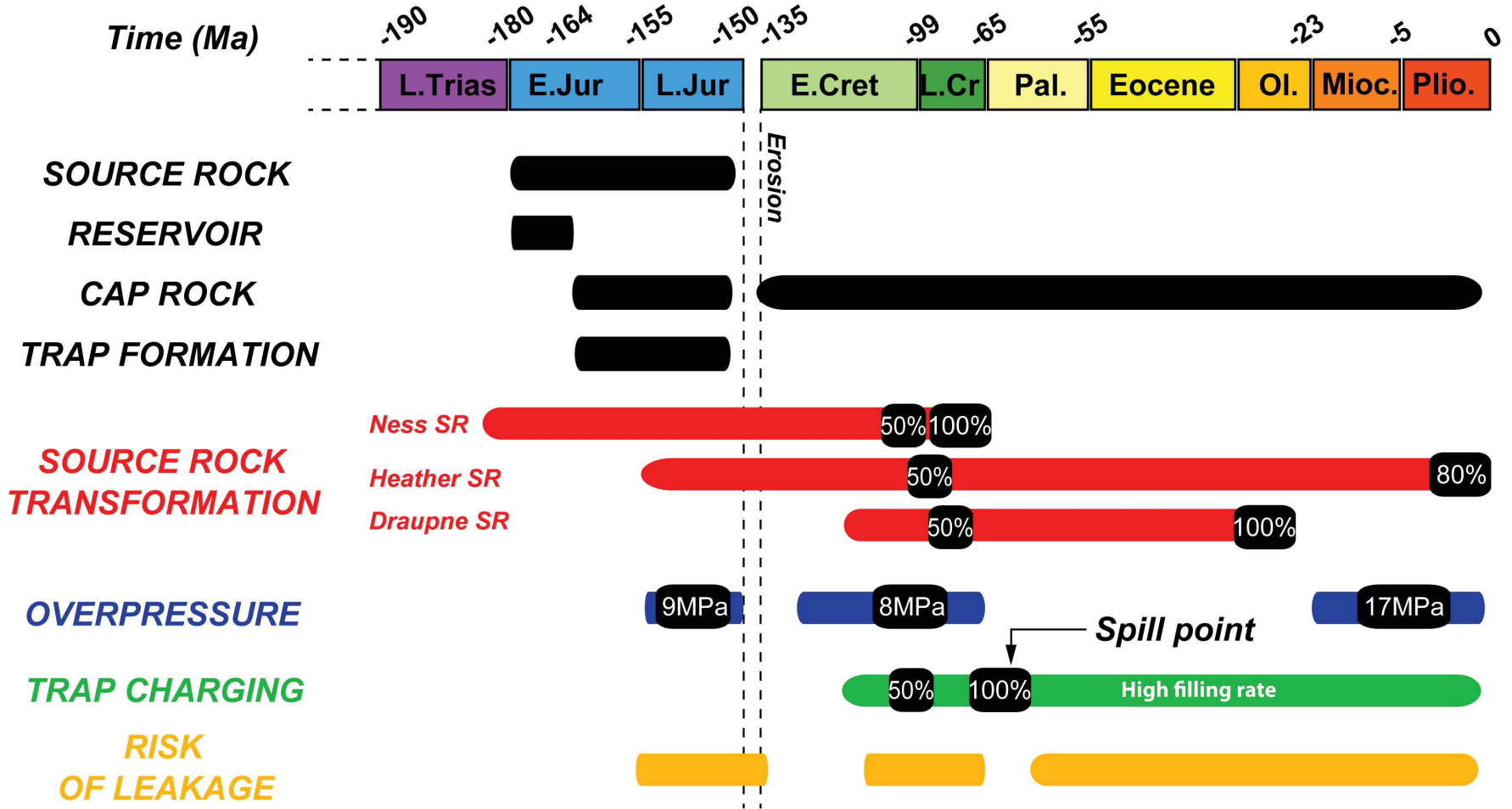


Fig. 3.35 – Time chart du système pétrolier dans le North Viking Graben construit à partir de la modélisation 2D PetromodSuite©.

3.1.5 Limites du modèle thermique

Les principales limites aux modèles sont les suivantes :

- Les lithologies des formations ainsi que les cinétiques des roches mères sont uniformes à l'échelle des couches et ne prennent pas en compte de possibles variations latérales de faciès. En particulier, ceci aurait un impact sur la quantité d'hydrocarbures générée en raison d'une surestimation de l'épaisseur des roches mères ;
- Les paléo-bathymétries et l'évolution des températures de surfaces sont régionales. Leur variation a un effet sur les gradients géostatiques au cours du temps ;
- Les taux de sédimentation sont moyennés en fonction de l'épaisseur des couches et de la durée d'enfouissement. Il est possible que cette approximation induise un décalage dans le temps des maturations des roches mères et de l'acquisition des gradients de pression/température responsables de la migration des fluides ;
- Les surpressions de fluides sont sous-estimées dans la modélisation par rapport aux mesures de puits en raison de l'incapacité du logiciel utilisé à simuler les transformations diagénétiques des réservoirs au cours du temps.

3.1.6 Comparaison avec le système pétrolier du Bassin Stéphano-Permien de Lodève

De fortes analogies sont notables entre les demi-grabens d'âge jurassique du North Viking Graben et le bassin Stéphano-Permien de Lodève :

- Les roches mères à hydrocarbures deviennent matures pendant la phase de structuration en demi-graben des bassins liés au couplage entre un taux de sédimentation important et l'augmentation du flux thermique pendant l'amincissement crustal ;
- La migration au sein des réservoirs se fait (i) *per descensum* dans les séquences pré-rift plus poreuses, et (ii) *per ascensum* le long des failles listriques bordières où des accumulations se développent sous la couverture formée par la roche mère ;
- Le moteur principal de la migration des hydrocarbures est un déséquilibre de compaction des sédiments qui entraîne l'acquisition de gradient de surpression de fluides des zones profondes vers les marges des bassins ;

- La production et la migration des hydrocarbures se pérennisent jusqu'à aujourd'hui dans les parties les moins enfouies des demi-grabens ;
- Le polyphasage des périodes de subsidence importantes dans le North Viking Graben amène à former plusieurs épisodes de surpression de fluides et de pulses d'hydrocarbures. Ce mécanisme est d'ailleurs probablement responsable de la rupture cyclique de la couverture pour les fluides, un mécanisme qui s'apparente à celui des valves sismiques décrit dans le bassin de Lodève.

La différence principale entre les deux bassins est un enfouissement aujourd'hui en cours dans le North Viking Graben alors que le bassin de Lodève est exhumé. En conséquence, on observe toujours des accumulations d'hydrocarbures dans les réservoirs du Bajocien du North Viking Graben ainsi que des surpressions de fluides très importantes.

Cette modélisation thermique des demi-grabens jurassiques nous apporte les premiers éléments en termes de calendrier d'expulsion/migration/piégeage des hydrocarbures à partir des différentes roches mères et ceci en relation directe avec la géodynamique du North Viking Graben (tectonique, subsidence...). L'enfouissement important et rapide dans les systèmes de bassins en demi-graben sur faille listrique implique une évolution tout aussi soudaine du système pétrolier qui doit être contrainte afin d'appréhender les réserves aujourd'hui en place.

Enfin, les conditions pression/température des formations, calibrées à partir des données géochimiques pétrolières, permettront de replacer dans le temps les différents événements diagénétiques qui ont pu affecter les réservoirs en les confrontant aux données de carottes. En effet, le régime de pression actuel ainsi que le degré de saturation en hydrocarbure indiquent que d'autres processus, qui ne sont pris en compte dans la modélisation PetromodSuite©, sont à l'origine de changements pétrophysiques du réservoir. Le prochain chapitre s'appliquera donc à construire le calendrier diagénétique et hydrothermal du réservoir Brent par l'intermédiaire de deux puits carottés situé dans les blocs basculés de roll-over, le 30/10-6 et le 30/7-7.

Calendrier et conditions thermodynamiques de piégeage des fluides en zone de roll-over – Etude comparative entre les puits 30/7-7 et 30/10-6

4.1 Introduction sur le contexte géologique et les qualités réservoirs des puits 30/7-7 et 30/10-6

Les intervalles carottés des puits 30/7-7 et 30/10-6 correspondent aux réservoirs profondément enfouis dans les sables de la formation Tarbert supérieur du groupe Brent.

Le puits 30/7-7, foré par Norsk Hydro en 1979 dans le bloc 30/7 ($60^{\circ}16' 19,3''\text{N} - 02^{\circ}16' 07,3''\text{E}$ - voir Fig.3.11), a été carotté sur l'intervalle 4758m-4767m correspondant à des grès très fins de chenaux estuariens de perméabilité relativement faible. Ce type d'environnement de dépôt consiste en des corps sableux isolés de faible interconnectivité. La formation du Tarbert montre la présence d'hydrocarbures jusqu'à 4776m de profondeur. En dessous de cette profondeur, le réservoir Brent est dégradé en raison d'une porosité et/ou perméabilité trop faibles.

Un autre réservoir à hydrocarbures a été identifié dans les grès de la formation Statfjord sous-jacent à la formation du Brent dans l'intervalle compris entre 4884 et 4924m.

Le puits se trouve dans une structure de blocs basculés complexe, compartimentalisée par des failles normales/décrochantes N-S héritées des deux phases de rifting Jurassique supérieur (voir description dans le paragraphe III-2.4). Ce puits traversant une de ces failles normales, il est probable que la partie supérieure du Brent soit manquante par soustraction.

Le puits 30/10-6 a été foré par ELF en 1992 dans la zone est du bloc 30/10. Des accumulations de gaz ont été découvertes dans la partie supérieure de la série Tarbert du Brent formée par des grès de *shoreface* à influence tidale. D'après les études de Elf (Lacharpagne, 1993) et NorskHydro (Ramm *et al.*, 1993), les qualités réservoirs sont exceptionnellement bien préservées dans les

premiers 21m à partir du sommet avec une perméabilité supérieure à 1mD (au-dessus de 4682m de profondeur).

En dessous de cette zone, une perméabilité très faible n'a pas permis de piéger d'hydrocarbures contrairement à ce que l'on a pu montrer dans notre modélisation du système pétrolier. Ces mauvaises qualités réservoirs sont liées à une argilitisation importante (kaolinite et illite), des cimentations tardives de quartz et un colmatage de la porosité et de fractures par des minéralisations à barytine-sulfures dont l'origine est considérée comme hydrothermale. L'événement aurait lieu entre 115 et 130Ma à environ 1500m d'enfouissement (Lacharpagne, 1993). Le puits étant localisé proche d'une faille N-S, il est possible qu'elle ait servi de drain pour des fluides minéralisateurs plus profonds. Cette hypothèse sera discutée à la fin de ce chapitre.

D'après les travaux antérieurs de ELF, ces deux puits correspondent à un environnement de dépôts et une histoire diagénétique différents pendant l'enfouissement. Néanmoins, dans les deux cas, la baisse de porosité est causée en grande partie par une illitisation et des surcroissances de quartz d'âge similaire. Les premières études diagénétiques sur carotte montrent que cette illitisation résulterait simplement de l'enfouissement dans le puits 30/7-7 alors qu'elle serait liée à une activité hydrothermale et donc contrôlée par la hausse soudaine de température dans le second puits.

TEPN - ELF (cité dans Lacharpagne, 1993) a réalisé une corrélation des formations du Brent entre les deux puits et démontre que l'environnement tidal du puits 30/10-6, dans la partie inférieure de la formation Tarbert, serait l'équivalent latéral des chenaux tidaux dans les carottes du puits 30/7-7. En d'autres termes, l'intervalle carotté de l'intervalle Brent dans le 30/7-7 correspond à la zone de faible perméabilité dans le puits 30/10-6. Ceci peut s'expliquer par le jeu de la faille qui traverse le puits 30/7-7 et oblitère la partie supérieure de la formation.

La prochaine partie est focalisée sur l'étude des séquences diagénétiques affectant les grès du Tarbert dans le puits 30/7-7 à partir de l'étude minéralogique et texturale des lames-minces, de la microthermométrie sur inclusions fluides et de la géochimie des isotopes stables (oxygène et carbone) et radiogénique (strontium). Cette étude sera comparée à la caractérisation diagénétique du puits 30/10-6 réalisée par Teinturier (2013). Enfin, nous confronterons ces résultats avec la modélisation thermique réalisée dans le chapitre précédent III-3 afin de replacer les différents événements diagénétiques, et éventuellement hydrothermaux, dans l'histoire de l'enfouissement des bassins jurassiques du North Viking Graben.

4.2 Etude diagénétique du Tarbert dans le puits 30/7-7

4.2.1 Synthèse lithologique et pétrophysique à l'échelle de la carotte

L'évolution des porosités et perméabilités (verticale et horizontale) a été mesurée par Elf (1992) sur la carotte du puits 30/7-7 dans l'intervalle compris entre 4758 et 4767m. La formation

Tarbert supérieur montre une perméabilité basse entre 0,01 et 0,2mD et des porosités entre 19,6% et 3,4% (Fig.3.36).

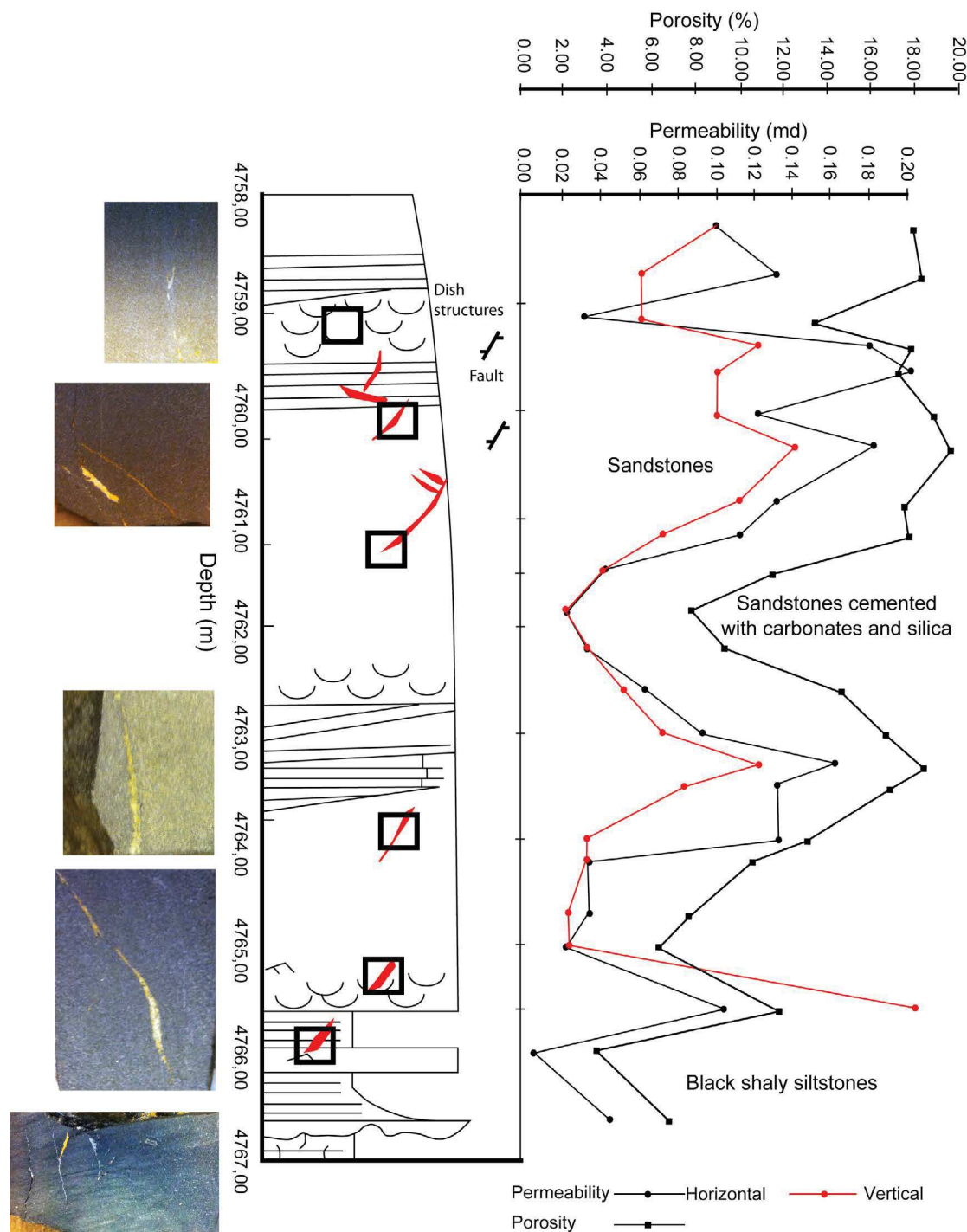


Fig. 3.36 – Courbe de perméabilité (verticale et horizontale) et de porosité le long de l'intervalle carotté du puits 30/7-7 et position des lames-minces étudiées.

La partie supérieure de la carotte, de 4758 à 4761m est composée de grès fins moyennement classés à cimentations argileuses avec une perméabilité moyenne autour de 0,12mD.

Les grès deviennent de moins en moins classés vers la base de la carotte et présentent une proportion de micas et de ciment ankéritique plus importante, ainsi que des veines colmatées

par de l'ankérite (de 4761 à 4765,5m). Les valeurs les plus basses de perméabilité et de porosité sont mesurées au droit des veines et des ciments carbonatés.

A partir de la côte 4765,5m de fins niveaux de grès alternent avec des couches de silt argileux riches en matières organiques et pyrites filamenteuses qui se caractérisent également par de faibles valeurs de porosité et perméabilité.

4.2.2 Minéralogie et textures internes des veines minéralisées dans la formation du Tarbert

L'étude de la minéralogie et des textures des intervalles de faibles perméabilités a été réalisée sur 5 lames minces dont les positions de prélèvement sont indiquées en figure 3.36. La figure 3.37 montre la succession des phases minérales dans le temps déterminée à partir de l'étude pétrographique de ces lames-minces.

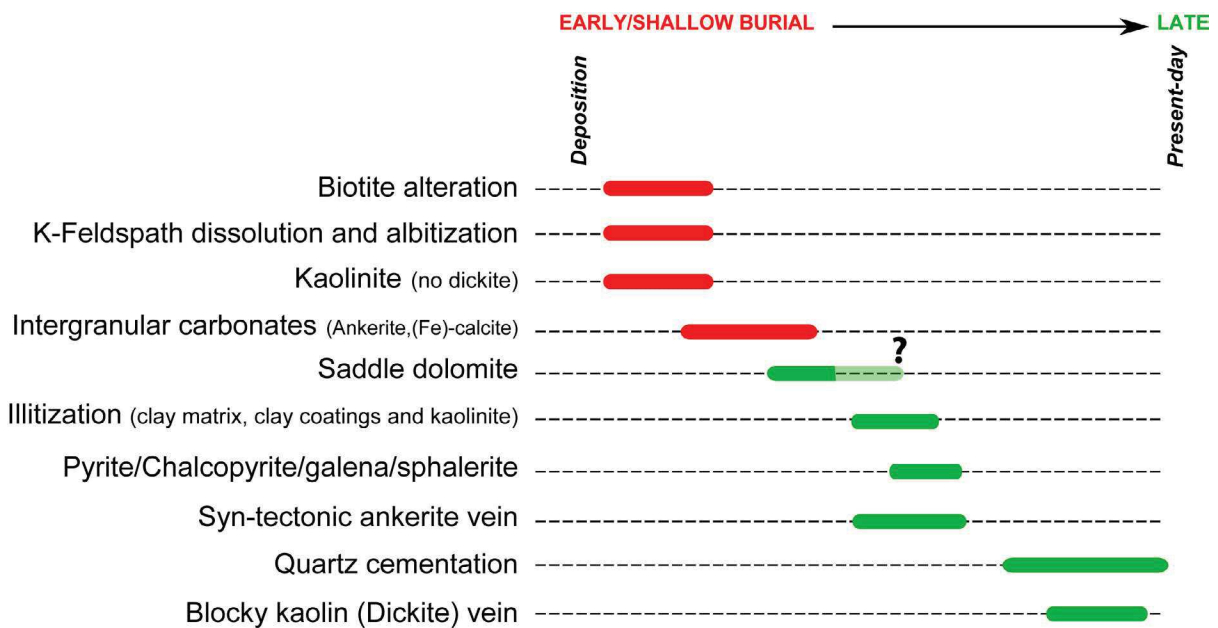


Fig. 3.37 – Séquences minérales et transformations diagenétiques du Tarbert supérieur au cours de l'enfouissement dans l'intervalle carotté du puits 30/7-7.

4.2.2.1 Roche encaissante et diagenèse précoce

Comme introduit précédemment, la roche encaissante dans la partie supérieure de la carotte est un grès fin à très fin, dont les grains ont une taille comprise entre 50 et 150 μ m. Le classement est moyen et des litages et rides de courant sont soulignés par l'alignement des argiles et micas.

On rencontre également dans la phase authigène des quartz automorphes, de l'albite et des feldspaths potassiques. Les quartz apparaissent fracturés et corrodés en bordure de cristal, témoignant d'un phénomène de pression-solution (Fig.3.38.a).

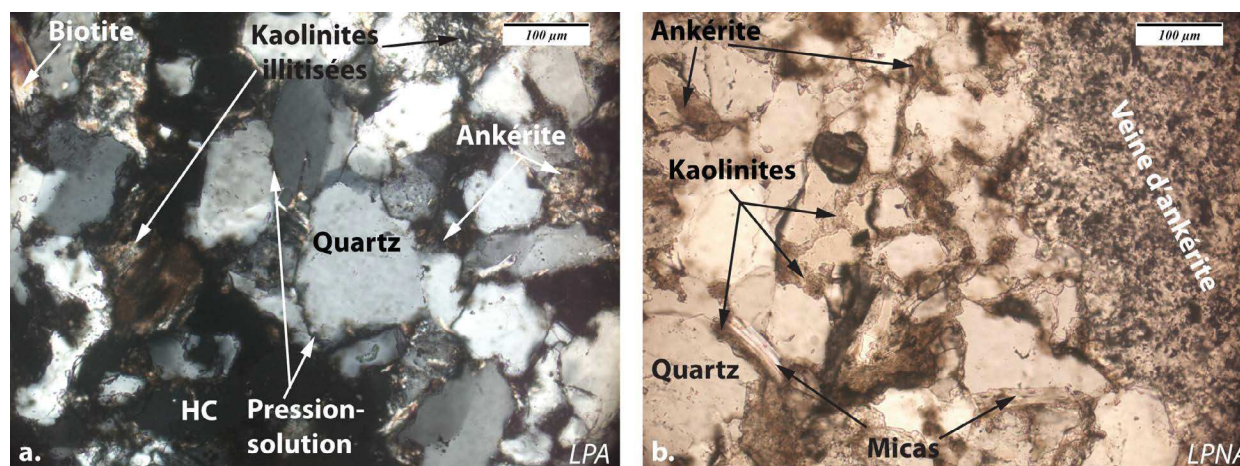


Fig. 3.38 – Minéralogie et textures de la roche encaissante de la formation du Tarbert : a. Grès fins à très fins montrant un phénomène de pression-solution des grains de quartz et une porosité très faible du fait de la formation précoce de kaolinites (aujourd'hui illitifiée) et d'un ciment ankéritique. Les argiles semblent être imprégnées par les hydrocarbures. b. Grès fins affectés par une veine d'ankérite à droite de la photographie. La porosité intergranulaire est presque entièrement colmatée par de la kaolinite en amas provenant de l'altération des biotites.

Des ciments d'ankérite sont communs en remplissage de l'espace inter- et intra-granulaire mais également sous la forme de veines d'épaisseur micrométrique (Fig.3.38.a et .b). Elle provient probablement de la dissolution des phases de carbonates biogéniques présents initialement dans la roche.

Certaines ankérites montrent des phases cristallines courbes avec une extinction ondulante typique du faciès baroque (Gregg et Sibley, 1984).

Enfin, les feldpaths et biotites sont fortement altérés et proches de la néoformation de kaolinite et chlorite en amas et film autour des grains de quartz (Fig.3.38.b). Néanmoins, la dissolution plus tardive de ces argiles confère une certaine porosité secondaire aux grès encaissants.

4.2.2.2 Veines d'ankérite et illitisation

Sur toute la longueur de la carotte, on note de petites veines d'épaisseur millimétrique à centimétrique entièrement colmatées par de l'ankérite (Fig.3.39.a et .b). Elles sont parfois associées à de petits cristaux de pyrite dans les niveaux plus argileux à la base. Dans le centre de l'intervalle carotté, une veine présente une géométrie en sigmoïde témoin d'un colmatage syn-tectonique par l'ankérite lors d'un jeu normal de la microfaille d'après l'orientation de la carotte (Fig.3.36).

L'ankérite est limitée à la fracture sans aucune invasion dans les grès encaissants indiquant la focalisation d'un fluide dans la microfracture contrôlée par une activité tectonique. Une illitisation importante est visible aussi bien aux abords des veines que dans la porosité matricielle. Les illites sont fibreuses aux épontes des veines, associées aux micas, et montrent un allongement dans le sens de cisaillement des veines (Fig.3.39.a et .b), suggérant une mise en place synchrone de ces dernières.

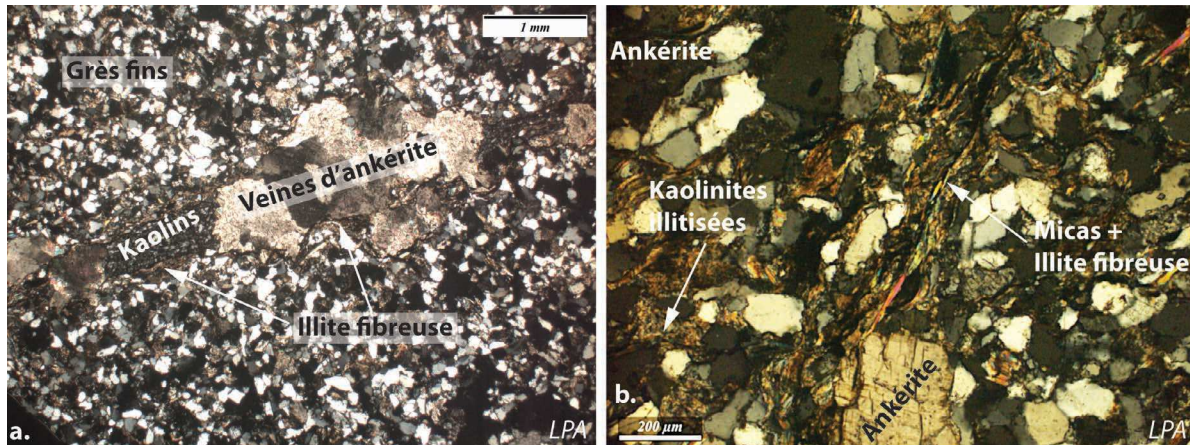


Fig. 3.39 – Fabrication des veines d'ankérite dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7 : a. Veine d'ankérite dans les grès fins. Les épontes de la veine sont tapissées d'illite fibreuse. Une partie de la veine est recouverte par un amas de kaolin polyédrique. b. Allongement des micas et illites fibreuses dans le sens de la veine ankérite.

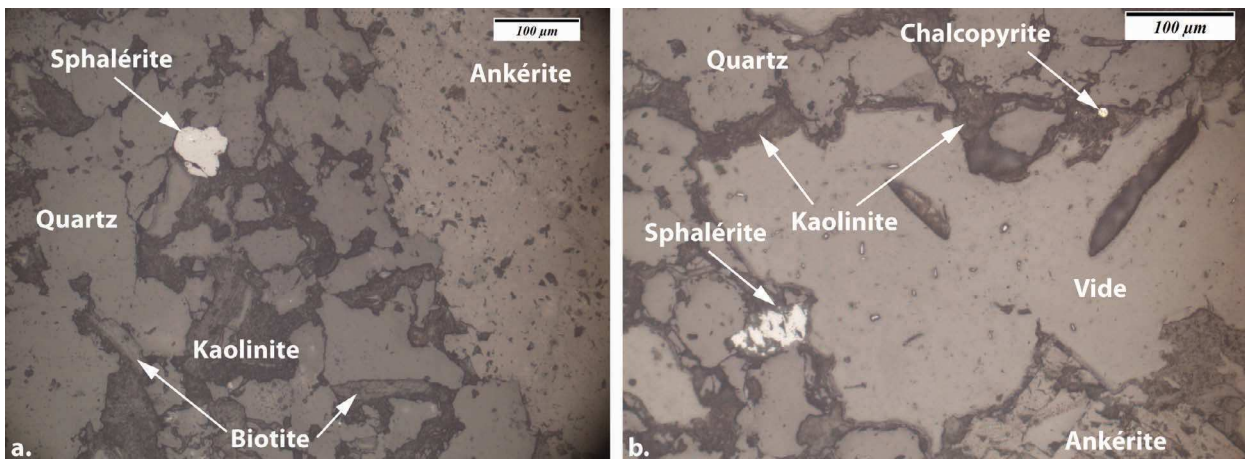


Fig. 3.40 – Minéralisations de sulfures dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7 (lumière transmise) : a. Grain isolé de sphalérite dans les grès fins aux abords d'une veine d'ankérite. b. Grains de sphalérite et chalcopyrite dans les espaces intergranulaires de la roche encaissante.

Indépendamment des veines, des illites fibreuses et en agrégats se développent sur des golfes de corrosion des feldspaths potassiques. Ces phases ont aussi nucléé dans des zones d'altération des kaolinites précoces.

Enfin, on trouve quelques sphalérites et chalcopyrites sur les épontes des veines d'ankérite (Fig.3.40.a et .b).

4.2.2.3 Veines de dickites et surcroissances de quartz

Essentiellement en recoupement des veines de barytine, on trouve de petites veines d'épaisseur micrométrique de kaolins en blocs ("blocky kaolin") qui s'apparentent à de la dickite tardive

(Fig.3.41.a). Elle ne provient pas de l'altération de feldpaths ou de minéraux argileux mais est restreinte aux zones minéralisées par l'ankérite (Fig.3.41.b, .c et .d). Le fait qu'elle soit tardive des veines d'ankérite et donc des illites néo-formées pendant l'enfouissement conforte un polymorphe de kaolin haute température de type dickite.

On trouve en faible quantité des patches de matière organiques (bitumes?) entre les zones cimentées par la dickite.

Les illites filamenteuses sont écrasées entre les cristaux de quartz par des surcroissances siliceuses tardives (Fig.3.42). Les surcroissances de quartz, formées par pression-solution comme en témoignent les microfractures et les golfes de corrosion affectant les cristaux initiaux, ne représentent que 4% environ de la roche. Même si elles sont en quantité limitée, elles réduisent drastiquement la porosité. Le fait que très peu de surcroissances de quartz soit observée dans la matrice malgré un enfouissement important est probablement causé par une ankéritisation précoce de l'espace intercrystallin.

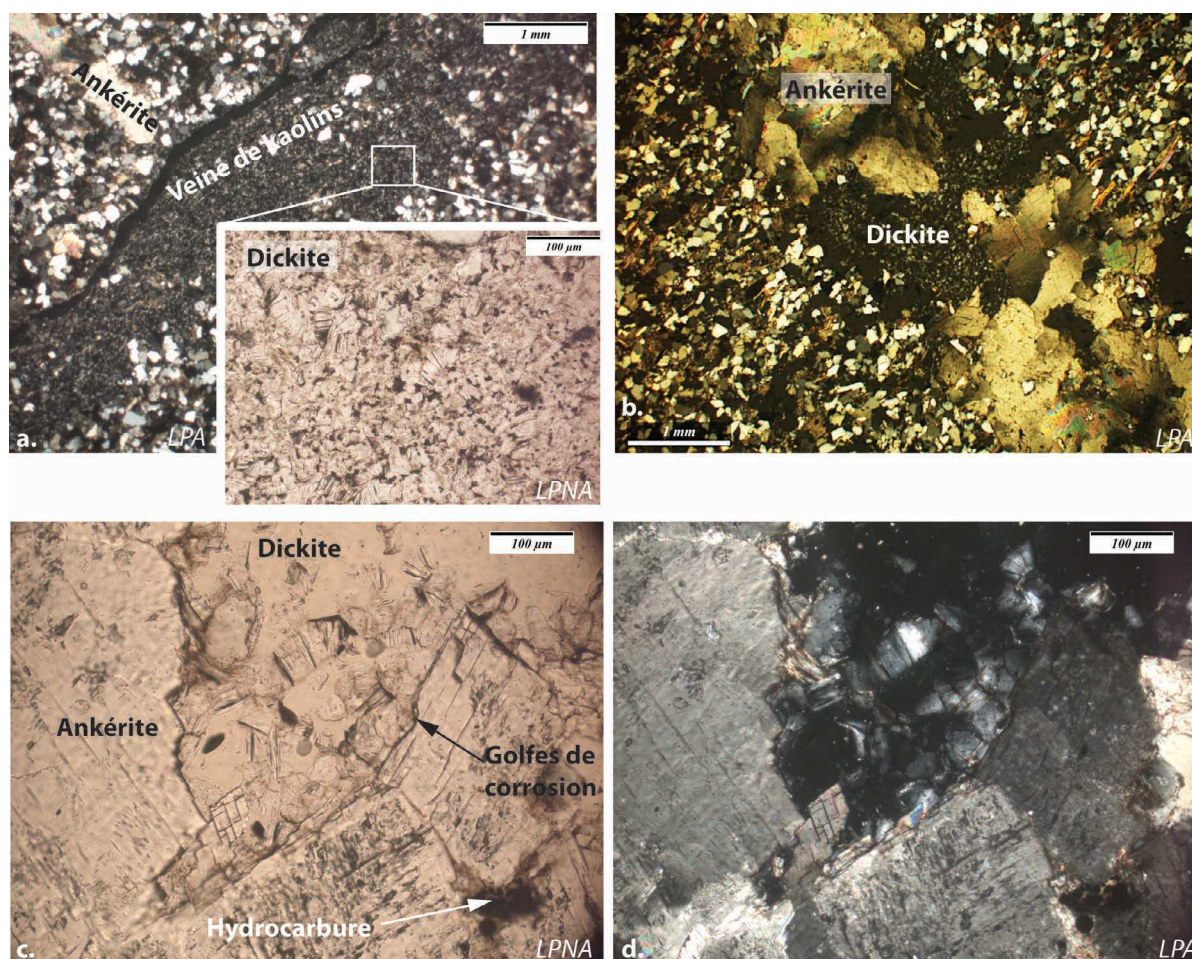


Fig. 3.41 – Textures des veines de dickite tardive dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7 : a. Veine de dickite recoupant perpendiculairement une micro-veine d'ankérite. d. Amas de dickite dans une zone d'altération des veines d'ankérite. b. et c. Dickite en livre ouvert au contact des cristaux d'ankérite corrodés.

4.3 Etude diagénétique comparative avec le puits 30/10-6

Nous allons ici faire une comparaison avec l'étude diagénétique de la partie supérieure de la formation Tarbert réalisée par Teinturier (2013) (Fig.3.43).

L'intervalle Tarbert supérieur dans ce puits peut être divisé en trois parties :

- Supérieure : grès estuariens de forte perméabilité jusqu'à 27mD dans les 21m en dessous du sommet. Une accumulation de gaz a été identifiée dans cet intervalle ;
- Intermédiaire : pétrophysiquement similaire à la partie supérieure mais affectée par des fractures minéralisées : barytines, sulfures et ankérite. Aucun hydrocarbure n'est présent ;
- Inférieure : grès de shoreface à influence tidale fortement compactés avec une perméabilité basse (inférieure à 1mD). Ces sables ont une forte proportion en argiles et micas et ne présentent pas de témoin d'hydrocarbure.

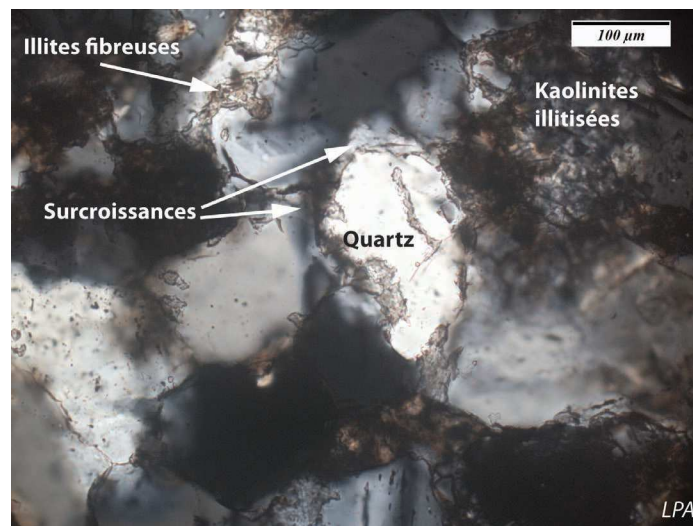


Fig. 3.42 – *Surcroissances tardives de quartz par rapport à la mise en place des illites fibreuses dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.*

Les différences de perméabilité entre les différentes parties de l'intervalle Tarbert supérieur sont causées par une compaction, une illitisation plus intense et la présence de minéralisations dans la partie inférieure.

Le volume d'argile varie au sein de l'intervalle carotté entre 16 et 60% de la roche totale. Tout comme pour le puits 30/7-7, l'illite est le minéral argileux prédominant. Elle intervient majoritairement en remplacement de la kaolinite et altération des feldpaths. Ces illites sont saturées en hydrocarbures dans la partie de haute perméabilité du niveau Tarbert supérieur. Enfin, on ne trouve pas de témoins de dickite à la différence des veines mises en évidence dans le puits 30/7-7.

Les phases carbonatées interviennent sous la forme d'ankérite et de calcite ferrifère dans les ciments intergranulaires et en remplacement des grains de feldspaths. Elles sont majoritairement identifiées proches des veines minéralisées dans la zone de faible perméabilité.

Une différence majeure entre les puits 30/7-7 et 30/10-6 est la présence de **veines minéralisées** majoritairement composées de barytine, galène et sphalérite et concentrées à la base de la partie supérieure de haute perméabilité de la formation Tarbert. On trouve également de l'ankérite en quantité moindre au sein des veines, similaire à celle que l'on a décrite précédemment dans le puits 30/7-7.

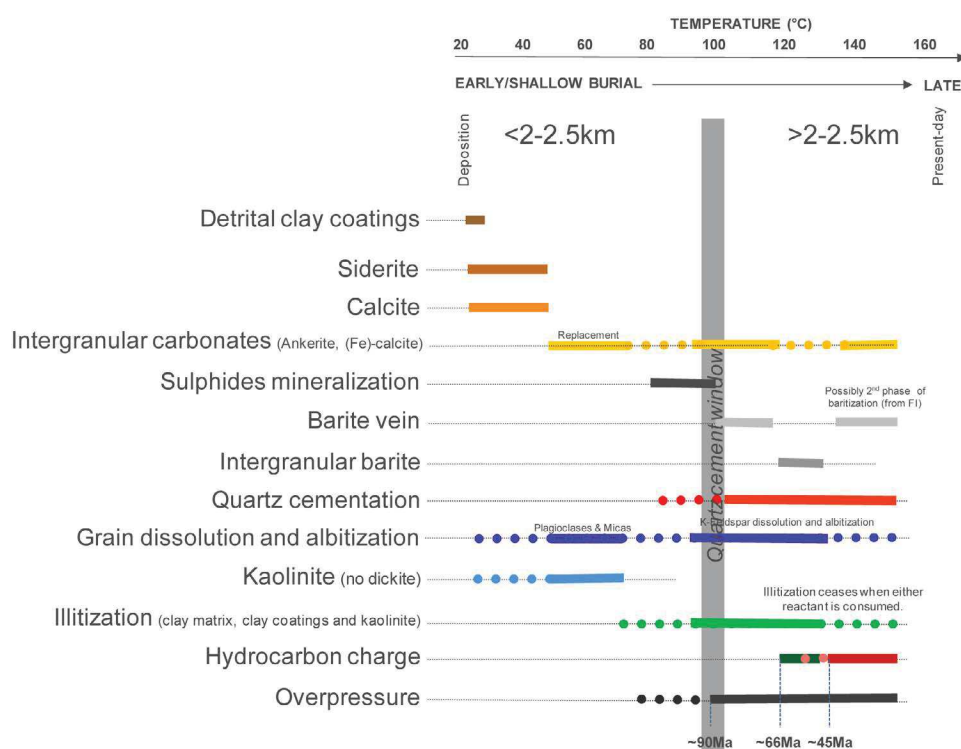


Fig. 3.43 – Séquence diagénétique de la formation supérieure du Tarbert dans le puits 30/10-6 (Teinturier, 2013).

Les surcroissances de quartz sont plus abondantes dans la partie de plus haute perméabilité c'est à dire dans la zone où les grains sont mieux triés avec une macroporosité plus importante et moins de minéraux argileux. Ils sont associés aux hydrocarbures.

En conclusion, les formations de plus faible perméabilité de la formation Tarbert dans le puits 30/10-6 montrent de fortes analogies pétrophysiques avec l'intervalle étudié dans le puits 30/7-7. Ceci peut être dû à l'absence de la partie supérieure du niveau Tarbert dans ce dernier puits par le jeu d'une faille normale soustractive alors que le 30/10-6 n'est pas intensément fracturé d'après les données de carottes (Lacharpagne, 1993).

4.4 Contraintes microthermométriques sur inclusions fluides primaires

4.4.1 Etude des inclusions fluides sur les phases diagénétiques du puits 30/7-7

L'ensemble des mesures de microthermométrie sur inclusions fluides primaires dans les phases minérales des grès du Tarbert du puits 30/7-7 ont été réalisés dans le cadre de cette étude (Annexe B). Nous incorporons également dans le paragraphe suivant les données issues du puits 30/10-6 obtenues par Teinturier (2013).

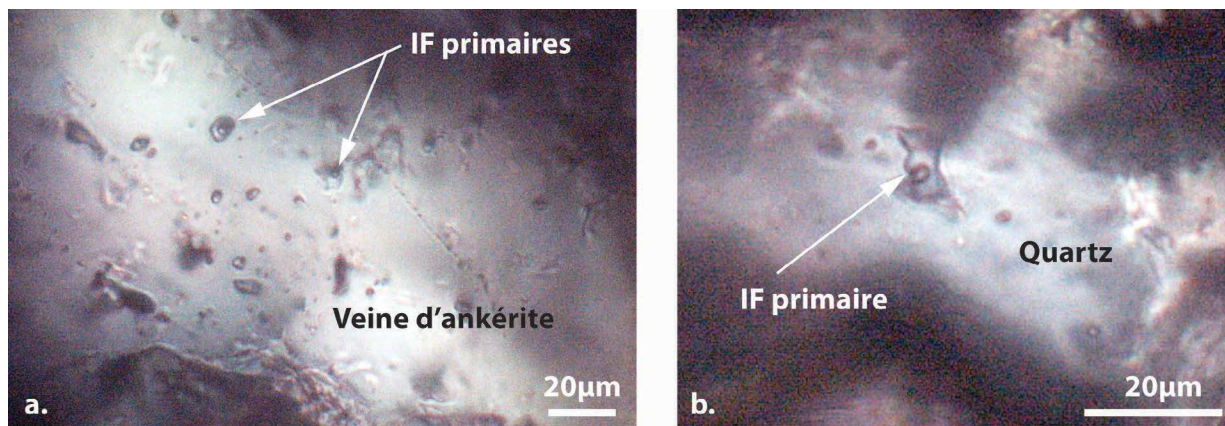


Fig. 3.44 – Fabrication des inclusions fluides dans les veines d'ankérite et les surcroissances de quartz dans le puits 30/7-7.

- **Les veines d'ankérite** : Les inclusions fluides dans l'ankérite sont biphasées avec un Rv (rapport liquide sur vapeur) de 20%, une taille entre 10 et 30 μm et une homogénéisation vers la phase liquide (Fig.3.44.a). Elles sont piégées parallèlement aux surfaces cristallines, attestant de leur origine primaire.

Les fréquences maximales des températures d'homogénéisation varient entre 120 et 140°C, les températures d'eutectique T_e entre -28 et -24°C et les températures de fonte du dernier cristal T_{fg} entre -4 et -2°C (Fig.3.45). Ces valeurs indiquent que les fluides piégés correspondent à des saumures dans le système $H_2O - NaCl$ avec une certaine proportion en cations additionnels de type Mg^{2+} et Ca^{2+} (Crawford, 1981 ; Borisenko, 1977) et une salinité moyenne très basse de 6,17wt%eq.NaCl (Brown et Lamb (1989) à partir du logiciel FLINCOR - Brown, 1989).

- **Les surcroissances de quartz** : Les inclusions fluides dans le quartz sont piégées au sein des surcroissances dans la matrice des grès (Fig.3.44.b). Les inclusions sont également biphasées, de plus petite taille, entre 5 et 20 μm , un Rv de 10% et une homogénéisation vers la phase liquide.

Les T_h obtenues montrent un intervalle modal entre 140 et 160°C, des T_e majoritairement entre -24 et -21°C et les T_{fg} très dispersées entre -14 et -6°C. Les fluides sont donc dans le

système $H_2O - NaCl$ avec des salinités, variant entre 9,19 et 17,77 wt%eq.NaCl.

On note quelques inclusions fluides secondaires avec des Th supérieures à 200°C.

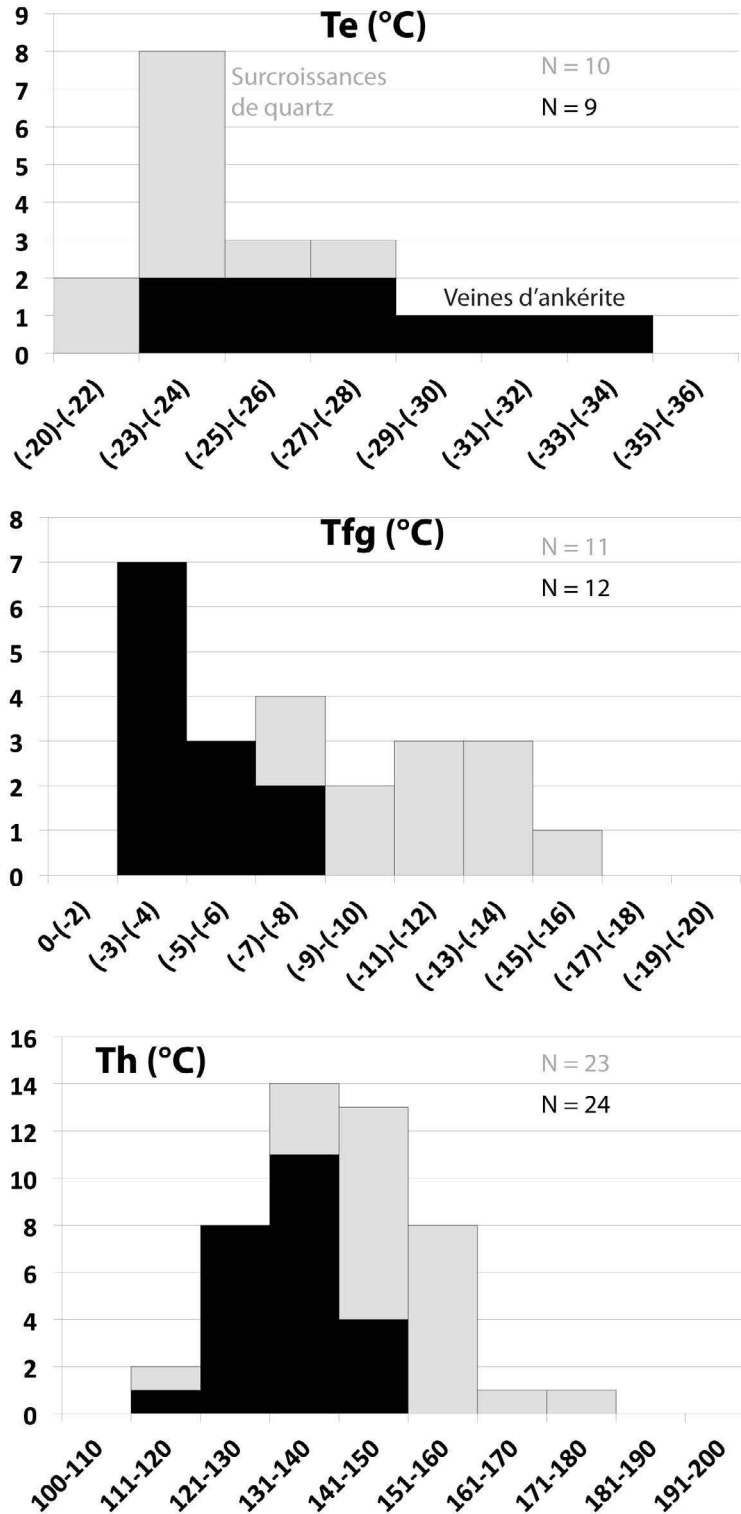


Fig. 3.45 – Résultats des mesures microthermométriques sur inclusions fluides primaires dans les surcroissances de quartz et les veines d'ankérite dans les carottes du puits 30/7-7.

4.4.2 Synthèse de l'étude microthermométrie sur le puits 30/10-6

Les mesures microthermométriques sur inclusions fluides primaires dans le puits 30/10-6 ont été réalisées par Teinturier (2013) (Fig.3.46).

- *Les ciments carbonatés* : avec des Th entre 100 et 120°C et des salinités hautes variant entre 16,2 et 18,2wt%eq.NaCl. Aucune inclusion à hydrocarbure n'a été détectée.

- *Les barytines* : deux phases se distinguent d'après les mesures microthermométriques :
 - basses Th entre 100 et 110°C et hautes salinités entre 14 et 19,5wt%eq.NaCl ;
 - hautes Th entre 135 et 145°C et basses salinités entre 5 et 5,6wt%eq.NaCl.

Des inclusions à huile sont présentes dans les barytines intergranulaires alors que seules des inclusions fluides hydrocarbonées à gaz de haute densité ont été identifiées dans les veines pour des Th supérieures à 135°C.

- *Les surcroissances de quartz* : se caractérisent par des Th dans l'intervalle 105-145°C et des salinités présentant une forte variation entre 0 et 20,5wt%eq.NaCl. Cette dernière décroît avec l'augmentation des températures. Des inclusions fluides à huile et gaz sont détectées, en particulier dans la zone de forte perméabilité.

4.5 Les signatures isotopiques en strontium, oxygène, carbone et soufre

Les signatures en isotopes stables et radiogéniques sur les carottes des puits 30/10-6 et 30/7-7 ont été initiées lors des travaux de Lacharpagne (1993). Ces mesures ont été par la suite complétées par l'étude de Teinturier (2013) pour le puits 30/10-6. Les mesures d'isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium ont été faites sur les phases carbonatées (calcite ferrifère et ankérite) alors que les veines à barytines/galène et sphalérite ont fait l'objet d'analyses ponctuelles du soufre sur deux échantillons. L'ensemble de ces mesures a été réalisé au laboratoire Fluide et Géochimie Organique de Total (FGO).

Enfin, l'analyse isotopique du strontium sur sels résiduels (Sr-RSA) sera également présentée dans ce paragraphe. Les résultats sont synthétisés en annexe B. L'ensemble des mesures a été réalisé lors d'études internes au sein de Total (Lacharpagne, 1993 (ELF) pour le puits 30/7-7 ; Ramm *et al.*, 1993 (Norsk Hydro) pour le puits 30/10-6) à l'IFE (Institute for Energy Research à Kjeller). Ces résultats ont été complétés par des analyses à l'IPREM à l'Université des Sciences de Pau dans les travaux de Teinturier (2013) sur les carottes du puits 30/10-6.

4.5.1 Géochimies isotopiques sur minéraux

- *Le puits 30/7-7*

Les mesures d'isotopes stables et radiogéniques sur les carottes du puits 30/7-7 ont été essentiellement réalisées sur les phases carbonatées (intergranulaire et en remplissage des veines) et sont présentées dans les travaux de Lacharpagne (1993).

Les signatures d'isotopes stables sur trois échantillons de calcite intergranulaires montrent des valeurs du $\delta^{13}C$ entre -4,4 et 1,1‰PDB (standard "Pee Dee Belemnite", une roche calcaire provenant de la formation sédimentaire Pee Dee - Appalaches, USA) et des valeurs du $\delta^{18}O$ négatives entre -20,3 et -13,5‰PDB.

Les ankérites piégées dans les veines probablement syn-tectoniques ont des $\delta^{13}C$ entre -4 et -1‰PDB, des $\delta^{18}O$ entre -20 et -17‰PDB et des rapports isotopiques du strontium entre 0,71205 et 0,71352.

- *Le puits 30/10-6 :*

Pour les phases de carbonates ferrifères et ankérites intergranulaires, les rapports $^{13}C/^{12}C$ varient entre -6,6 et -2,2 ‰PDB et jusqu'à -0,3‰PDB dans les travaux de Lacharpagne (1993). Les $^{18}O/^{16}O$ sont entre -14,1 et -12,1‰PDB et enfin les $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.715502 et 0.716306.

Les mesures isotopiques sur les veines montrent des valeurs contrastées entre la signature des barytines, entre +10 et +11‰CDT, et les valeurs des sulfures, -9‰V-CDT pour la galène et -6‰V-CDT pour la sphalérite.

Pour les deux puits, on observe une droite de mélange entre un pôle à rapports $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ très négatifs et un autre pôle avec des rapports respectifs plus élevés. Ceci suggère la participation de plusieurs fluides dans la précipitation des carbonates des deux puits qui feront l'objet d'une discussion en fin de chapitre (paragraphe III-4.6.3).

4.5.2 Résultats des isotopes du strontium sur sels résiduels (Sr-RSA) et interprétations

Les veines d'ankérite et de barytine des carottes des puits 30/7-7 et 30/10-6 respectivement ont fait l'objet de mesures du rapport isotopique du $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les eaux résiduelles après lessivage des échantillons (Lacharpagne, 1993 ; Teinturier, 2013). L'intérêt de l'étude de ce rapport isotopique réside dans le fait que les roches et, surtout les feldpaths, possèdent des $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus importants que les sels résiduels en solution. De cette manière, plus les rapports des sels

résiduels sont légers et moins les échanges fluides-roches ont été importants, rendant compte du degré de diagenèse.

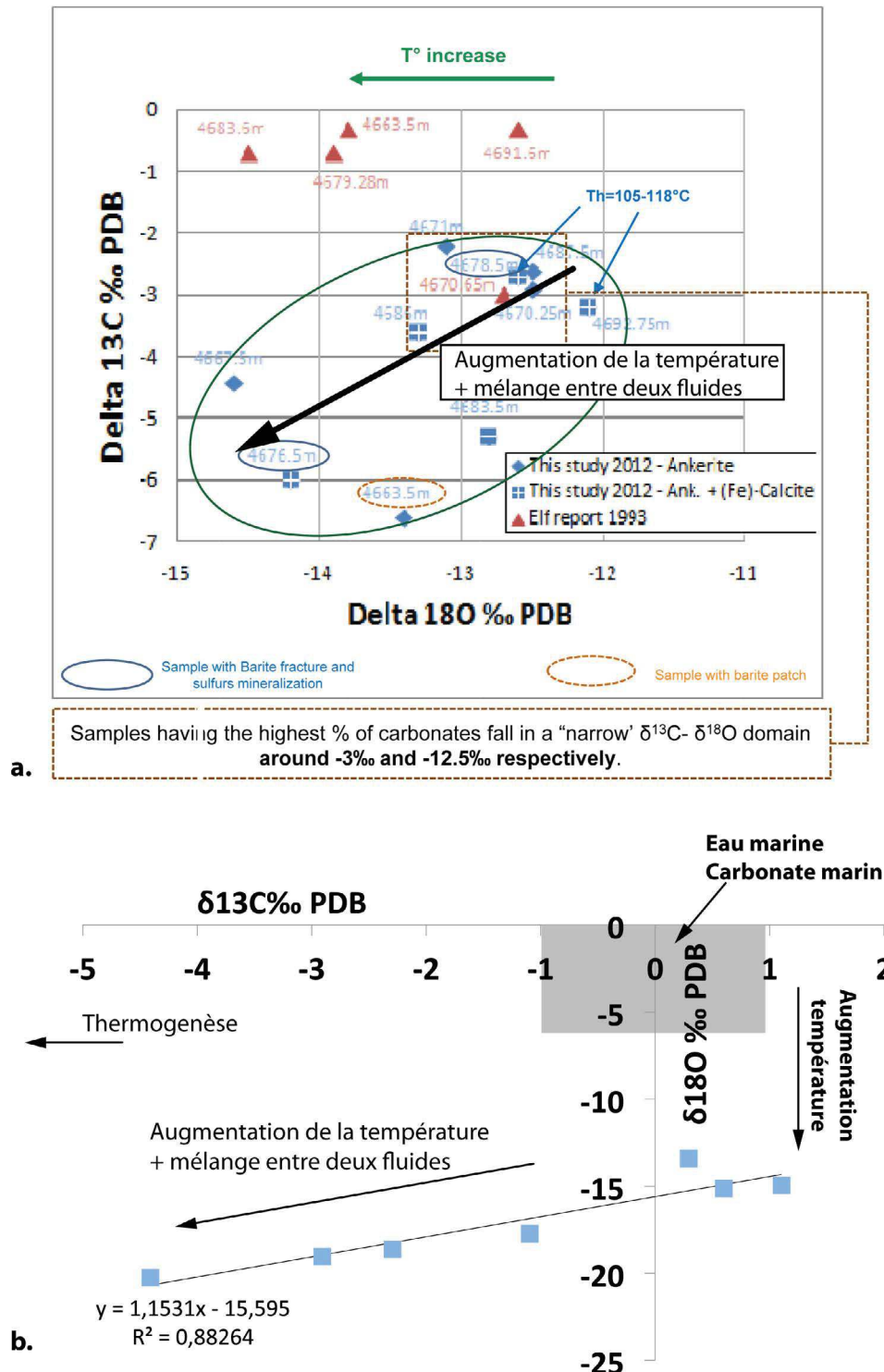


Fig. 3.46 – Graphique exprimant les rapports isotopiques des $\delta^{18}O$ en fonction des $\delta^{13}C$ dans les phases carbonatées des puits (a) 30/10-6 et (b) 30/7-7 (Lacharpagne, 1993; Teinturier, 2013).

- *Le puits 30/10-6 :*

Les résultats donnent des valeurs entre 0,7134 et 0,7157 dans le puits 30/10-6. D'une manière générale, les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus faibles correspondent à la zone de forte perméabilité du niveau Tarbert alors que les valeurs les plus importantes ont été mesurées dans les zones où la diagenèse a été la plus forte d'après les études pétrographiques. L'intervalle riche en barytine montre les valeurs les plus basses en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indiquant que les fluides ont rapidement minéralisé sans interaction possible avec la roche encaissante.

- *Le puits 30/7-7 :*

L'intervalle carotté donne des valeurs moyennes autour de 0,71391 et 0,71462 (Lacharpagne, 1993), c'est à dire similaires aux données obtenues dans la partie supérieure de la formation Tarbert de haute perméabilité.

4.6 Discussion

4.6.1 Synthèse

Les points clés à retenir de cette étude comparative des séquences paragénetiques affectant le niveau Tarbert supérieur dans les puits 30/7-7 et 30/10-6 sont les suivants :

- Pétrographiquement, l'intervalle carotté du puits 30/7-7 correspond à la partie inférieure de faible perméabilité du Tarbert dans le puits 30/10-6 ;
- Le paramètre le plus important dans la détérioration des qualités réservoirs (porosité et perméabilité) pour les deux puits est la compaction des grès lors de l'enfouissement à l'origine de cimentations de quartz et de la formation d'illite ;
- La partie supérieure du niveau Tarbert a été en partie préservée des transformations diagénétiques, avec des porosités atteignant 20%. Cette préservation est probablement liée à un chargement en hydrocarbures précoces d'après les données isotopiques du strontium sur sels résiduels ;
- Les parties inférieures ont quant à elles subi une réduction drastique de la perméabilité par la formation d'illites fibreuses, de surcroissances de quartz et de veines minéralisées ;
- Au sein des veines, la présence d'ankérite, galène et sphalérite est commune dans les deux puits mais la barytine est essentiellement identifiée dans le puits 30/10-6 ;
- Il y a deux types de barytines au sein des veines d'après les résultats microthermométriques (Teinturier, 2013) : (i) 100-120°C et salinité de 14-19,5wt%eq.NaCl sans hydrocarbures et (ii) 135-145°C de salinité plus basse entre 5 et 5,6wt%eq.NaCl synchrones du piégeage d'hydrocarbures ;
- Les veines d'ankérite montrent des gammes de températures correspondantes à la transition entre les deux générations de barytines, contemporaines du piégeage des hydrocar-

bures dans les deux puits. L'ankérite résulterait d'après les données d'isotope stables d'un mélange entre deux fluides pendant l'enfouissement du niveau Tarbert ;

- D'après les données de Sr-RSA, le chargement en hydrocarbures de la formation Tarbert est assez précoce dans les deux puits et a probablement eu un impact sur le degré de transformation diagénétique.

A la suite de cette description, les questions encore en suspens sont les suivantes :

- Quels sont les liens entre les différentes phases diagénétiques et la géodynamique du bassin ?
- Le chargement en hydrocarbures ralentissant les transformations diagénétiques d'après Teinturier (2013), quelle est le calendrier exact de saturation en huile/gaz du Tarbert par rapport aux phases minérales ?
- Quel est le rôle précis des surpressions de fluides sur les transformations diagénétiques dans les réservoirs enfouis ?
- Quels sont les mécanismes de précipitation et la source des fluides à l'origine de la formation des veines d'ankérite-sulfure et de barytine-sulfures ? Et pourquoi les paragenèses des veines sont-elles différentes d'un puits à l'autre ?

Afin de répondre à ces questions nous allons dans les paragraphes qui suivent confronter l'étude pétrographique et géochimique des carottes avec les résultats de la modélisation thermique du bassin présentés dans le chapitre précédent III-3. Ensuite, nous discuterons de la signification des signatures isotopiques des marqueurs fluides à l'échelle des bassins jurassiques du North Viking Graben.

4.6.2 Evolution "diagénétique" pendant l'enfouissement du Tarbert supérieur - Comparaison avec le modèle thermique PetromodSuite©

Nous avons construit la courbe d'enfouissement correspondante à l'histoire géodynamique du puits 30/10-6 sur lequel ont été reportés l'évolution des températures ainsi que le degré de saturation en hydrocarbures dans la formation Brent (Fig.3.47). Ces données sont issues de la modélisation thermique du bassin réalisée dans le chapitre précédent III-3. Nous considérons ici que l'histoire de l'enfouissement et thermique du puits 30/7-7 est similaire à celle du puits 30/10-6 (Lacharpagne, 1993).

4.6.2.1 Diagenèse précoce ($T < 90^{\circ}\text{C}$)

En Mer du Nord, le climat était chaud et humide pendant le Jurassique moyen impliquant des conditions d'altération chimique par lessivage météorique. Dans les premières centaines de mètres d'enfouissement, l'hydrolyse des feldspaths et micas (libération de aluminium et silice) constituant les grès de la formation Tarbert amène à la formation de kaolinite vermiculaire dans la porosité.

La précipitation de kaolinites authigènes est souvent associée dans la littérature à la percolation des fluides météoriques dans la formation au cours de l'uplift du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (par exemple, Bjorlykke, 1983 et Bjorlykke *et al.*, 1992). Néanmoins, d'après la courbe d'enfouissement (Fig.3.47), cet uplift de la zone de *roll-over* du bassin correspond à une température autour de 90°C dans notre zone d'étude, ce qui est trop important. La formation des kaolinites se met donc en place pendant le rifting du Kimmeridgien lorsque les températures sont en dessous de 50°C et donc aux environs de 150Ma. L'influence des fluides météoriques est à cette époque possible au regard du faible enfouissement des séries.

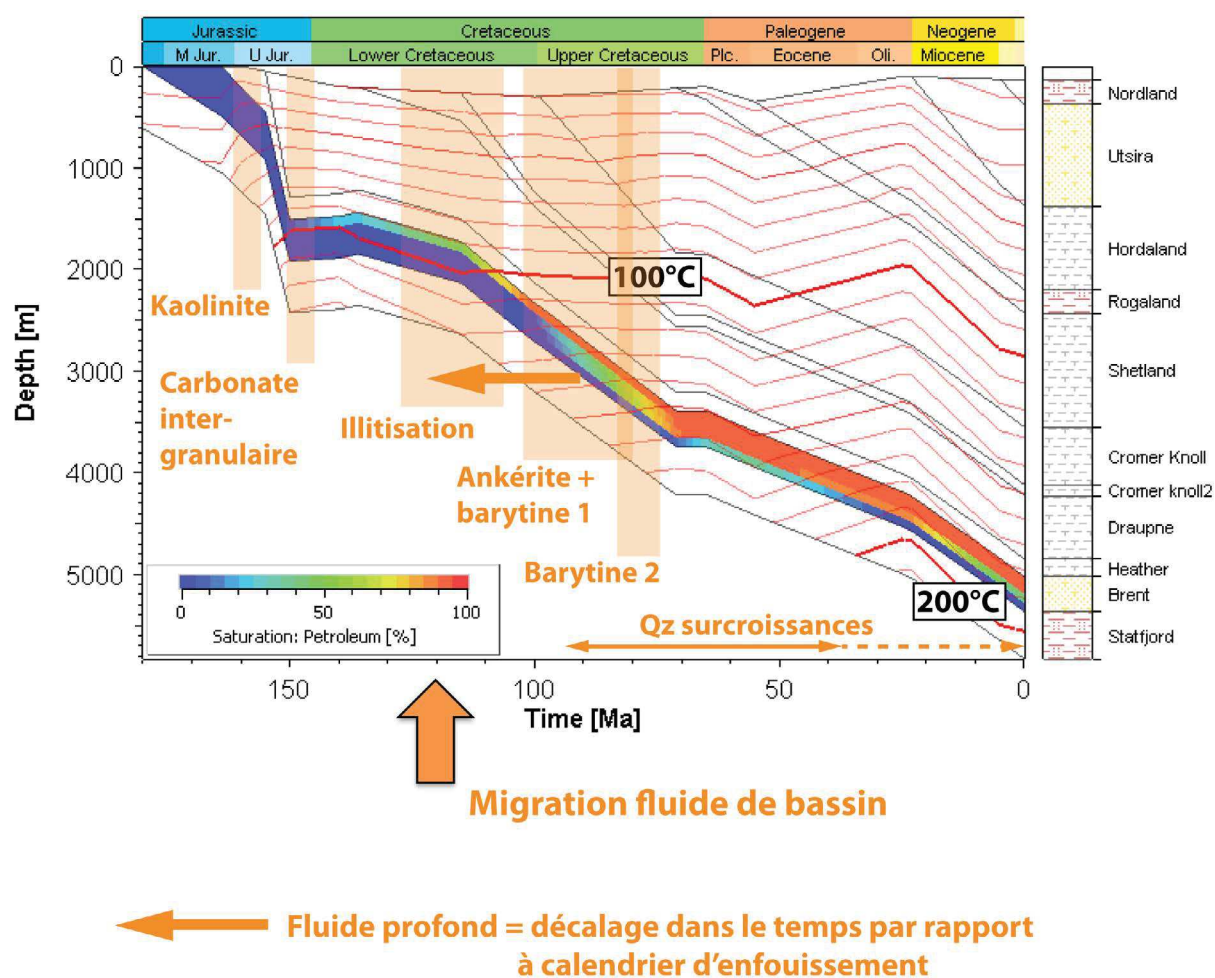


Fig. 3.47 – Courbe d'enfouissement du puits 30/10-6 générée à partir de PetromodSuite© sur laquelle sont reportés le degré de saturation en hydrocarbures dans l'ensemble des formations du Brent ainsi que la distribution des géothermes au cours du temps. La position dans le temps des séquences diagenétiques du Tarbert supérieur est basée sur l'étude des inclusions fluides (cette étude et celle de Teinturier, 2013).

Des ciments de calcite ferrifère et d'ankérite baroque se forment ensuite au cours de l'enfouissement, à des températures supérieures. Il est possible que ces ciments soient eux même formés lors du soulèvement du bassin au Crétacé inférieur. La formation d'ankérite baroque est en effet liée à une température de formation aux alentours de 80°C (par exemple, Davies et Smith, 2006; Zhang *et al.*, 2009), qui correspond à cette période d'après la courbe d'enfouissement (Fig.3.47). Nous considérons ici une source de calcium et magnésium par déstabilisation des carbonates biogéniques présents initialement dans la roche, même si très peu de témoins sont encore visibles aujourd'hui.

4.6.2.2 Circulation focalisée de fluides profonds et chargement en hydrocarbures (T>90°C)

4.6.2.2.1 Cimentation de veines dans les zones de diagenèse importante

Une précipitation de sulfures sous forme de galène et sphalérite se met en place à des températures supérieures à 90°C, a priori avant les minéralisations de barytines et d'ankérites. Cet événement correspond à un enfouissement d'environ 2km d'après les résultats de la modélisation.

Les isotopes de valeurs négatives du $\delta^{34}S$ pourraient correspondre à une précipitation associée à la réduction bactérienne des sulfates (Goldhaber et Kaplan, 1982), mais les hautes températures inhiberaient l'activité des bactéries (Goldstein et Reynolds, 1994). De la même manière un fractionnement isotopique à l'équilibre entre les deux sulfures n'est pas envisageable, car d'après les équations d'Ohmoto et Lasaga (1982), ce piégeage se ferait à une température de 220°C, bien trop élevée par rapport à l'enfouissement.

Une précipitation contemporaine des barytines et des sulfures pourrait expliquer un fractionnement isotopique dans le fluide avec une incorporation préférentielle du ^{34}S dans les sulfates (Ohmoto et Rye, 1979) mais qui ne peut pas être à l'équilibre en raison d'une température qui serait supérieure à 300°C.

La formation de ces veines de barytine est exclusivement observée dans le puits 30/10-6, à la transition entre les zones de haute et basse perméabilité. Au sein du puits 30/7-7, seules des veines d'ankérite tardives sont observées. La faible invasion de ces cimentations dans la roche encaissante suggère une circulation de fluide focalisée au sein de veines. L'ankérite est même piégée dans une zone de cisaillement en jeu normal dans un échantillon du puits 30/7-7.

La première génération de barytine précipite entre 110 et 120°C et les veines d'ankérites entre 120 et 140°C. Si l'on reporte ces températures sur la courbe d'enfouissement de la figure 3.47, on note que leur mise en place correspond à un enfouissement situé entre 2,3 et 3km et des âges dans l'intervalle 100-80Ma. Or, à partir de 110Ma, les résultats de la modélisation thermique du bassin montrent une saturation complète de la partie supérieure du niveau Tarbert alors qu'aucune inclusion fluide hydrocarbonée n'est identifiée dans ces minéralisations. En effet, le

piégeage d'inclusions fluides à hydrocarbures n'intervient que dans les veines à barytine plus tardives autour de 145°C.

Les fluides à l'origine de ces cimentations migrent par conséquent plus tôt au sein de la formation Tarbert que ce qu'indique l'histoire d'enfouissement. Les fluides à l'origine de la formation de ces veines sont probablement plus chauds que la roche encaissante et proviendraient alors d'une source plus profonde.

- *Processus d'illitisation*

Dans les deux puits, la formation des veines est contemporaine d'une illitisation localisée autour des cimentations d'ankérite et de barytine mais également dans la porosité secondaire des grès encaissants (en lien avec la dissolution précoce des feldspaths). Ce processus d'illitisation a été daté par K/Ar et Rb/Sr entre 107 et 130Ma dans le puits 30/10-6 et à 140Ma dans le puits 30/7-7 (Lacharpagne, 1993).

D'après la figure 3.47, cette période correspond à un enfouissement de 1,7km et une température entre 90 et 100°C. L'illitisation apparaît alors pendant l'initiation du chargement en hydrocarbures dans les grès du niveau Tarbert avec une saturation supérieure à 30% dans les zones les plus superficielles (Fig.3.47).

L'absence d'illitisation dans la partie supérieure du Tarbert peut s'expliquer par une saturation plus précoce en hydrocarbures ayant empêché les transformations diagénétiques (Hamilton *et al.*, 1992 ; Bloch et Hutcheon, 1992 ; Munz *et al.*, 2004). En effet, le développement des illites n'est pas possible dans les espaces poreux saturés en hydrocarbures mais est limité aux zones occupées par les eaux de formation. Ce calendrier est confirmé par les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur les sels résiduels qui montrent des valeurs plus faibles dans la zone de perméabilité importante et donc un chargement précoce en hydrocarbures (paragraphe III-4.5.2 - Walgenwitz, 2004).

Néanmoins, les températures déduites de la courbe d'enfouissement sont en dessous de la limite de température de la formation d'illite en Mer du Nord autour de 130°C (Bjorlykke, 1983 ; Bjorlykke *et al.*, 1992 ; Ehrenberg et Nadeau, 1989 ; Ehrenberg, 1990).

L'illitisation des grès Tarbert est couplée à la dissolution et à l'albitisation des feldspaths mais également à l'altération des micas essentiellement en bordure des veines constituant les sources principales en potassium (Worden et Burley, 2003). Cette altération fournirait également le magnésium et le fer nécessaire à la formation des veines d'ankérites contemporaines. Ceci suggère donc un lien entre le processus d'illitisation et la mise en place de l'ankérite. Notre hypothèse porte sur une altération thermique des minéraux par la circulation des fluides minéralisateurs entre 110 et 130°C, qui correspond mieux à la température de formation des illites en Mer du Nord.

A l'échelle de la Mer du Nord, l'illitisation intervient à des profondeurs entre 3 et 4km (Ramm

et Ryseth, 1996) alors qu'elle se forme en dessous de 2km dans le cas des puits étudiés ici. Cet élément est une autre preuve d'une altération thermique qui s'éloigne d'un profil diagénétique "normal".

4.6.2.3 Diagenèse tardive et calendrier de saturation en hydrocarbures de la Formation Tarbert

Les dernières veines de barytine, entre 135 et 145°C, semblent contemporaines de l'initiation des surcroissances de quartz (120-170°C) ainsi que du chargement en hydrocarbure dans les dernières phases. Les températures d'homogénéisation pour les cimentations de quartz sont en accord avec les études précédentes dans les réservoirs Brent de Mer du Nord (entre 70 et 130°C d'après la synthèse de Robinson et Gluyas, 1992). Les températures plus importantes sur les quartz dans cette étude traduisent des températures similaires aux températures actuelles dans les puits indiquant donc que la formation des surcroissances est probablement toujours active aujourd'hui.

Les températures d'homogénéisation des barytines tardives et des surcroissances de quartz correspondraient à une mise en place à partir de 90Ma et à une profondeur d'environ 2,7km. Les travaux de Teinturier (2013) suggèrent que la croissance des cimentations de quartz est ralentie par l'acquisition de surpressions de fluides dans le réservoir et par le chargement précoce en hydrocarbures. D'après notre modélisation du puits 30/10-6, l'initiation des surcroissances de quartz débute en effet après la saturation complète du niveau Tarbert supérieur autour de 70Ma, confirmant ainsi cette hypothèse.

Avant cette période, la saturation n'étant que partielle dans les formations inférieures, il reste de l'eau de formation en contact avec les grains qui permettra de développer plus rapidement des surcroissances de quartz.

L'acquisition des surpressions de fluides dans les puits débute autour de 65Ma, c'est à dire après l'initiation des surcroissances de quartz dans la formation Tarbert (voir chapitre III-3). Ce calendrier correspond exactement à la fenêtre de diminution du taux de croissance des quartz modélisée par Teinturier (2013). **Par conséquent, sous réserve de la viabilité de la modélisation thermique, les surpressions de fluides n'interviendront que plus tardivement dans l'inhibition des processus de diagenèse du niveau Tarbert vis à vis du chargement en hydrocarbures.**

4.6.3 Mécanismes de formation des veines minéralisées

4.6.3.1 Origine des cimentations d'ankérite

D'après l'étude pétrographique et microthermométrie sur inclusions fluides, il apparaît que la formation des veines d'ankérite est probablement liée à la circulation d'un fluide de température supérieure à celle des conditions d'enfouissement.

Le graphique exprimant les signatures du $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{13}C$ montrent dans les deux puits une droite de mélange entre deux sources distinctes.

A partir des données de $\delta^{18}O$ sur les veines, nous avons calculé la composition isotopique du fluide à l'équilibre avec les ankérites par l'équation de Friedman et O'Neil (1977) et O'Neil *et al.* (1969) (Voir AnnexeA pour le détail des équations). Les résultats obtenus, pour un fluide à 130°C d'après l'étude microthermométrique, donne des résultats de $\delta^{18}O$ pour un fluide minéralisateur variant entre -4,28 et +4,17‰SMOW ± 1 pour l'équation de Friedman et O'Neil (1977) et entre -3,78 et +4,67‰SMOW ± 1 pour l'équation d'O'Neil *et al.* (1969) (la conversion des standards PDB et SMOW étant donnée par l'équation de Friedman et O'Neil, 1977).

Ces valeurs sont supérieures aux valeurs moyennes des eaux météoriques jurassiques (-7‰SMOW - Hamilton *et al.*, 1987) qui sont de toute façon exclues en raison d'un enfouissement trop important au moment de la précipitation.

Certaines valeurs se rapprochent cependant des compositions de l'eau de mer Jurassique (-1‰SMOW - Sheppard, 1986) et des eaux interstitielles actuelles du Tarbert (+2,2‰SMOW - Warren et Smalley, 1994).

Néanmoins, la plupart des ankérites sont enrichies en ^{18}O par rapport aux fluides potentiellement présents dans le réservoir Tarbert au moment de la précipitation. Ceci suggère donc une venue externe d'un fluide enrichi en ^{18}O qui pourrait provenir de la compaction des formations Heather et Draupne dans les zones profondes du bassin, comme l'a démontré Girard *et al.* (2001) dans le champ de Hild adjacent. En particulier, la dissolution et l'illitisation des argiles détritiques dans les formations sédimentaires au cours de l'enfouissement expulsent des fluides plus riches ^{18}O (Wilkinson *et al.*, 1992; Girard *et al.*, 2001).

Les valeurs les plus importantes en $\delta^{13}C$ peuvent correspondre à la dégradation de bioclastes pendant l'enfouissement (entre +1 et +4‰PDB - Hendry *et al.*, 2000) même si ceux-ci ne sont pas en grande proportion dans les grès du Tarbert. Ceci expliquerait que certaines valeurs de ^{18}O soit proches de l'eau de mer à l'époque du Jurassique. Les valeurs plus négatives sont clairement plus déplétées en ^{13}C que les débris bioclastiques et suggèrent une origine externe à la formation hôte.

Une diminution des valeurs en $\delta^{13}C$ est interprétée par plusieurs auteurs comme résultante de la participation de différentes sources de carbone incluant les processus thermogéniques sur kérogène (par exemple, Bjorlykke *et al.*, 1992; Prosser *et al.*, 1993; Krajewski *et al.*, 2001; Krajewski, 2004). En particulier, les acides organiques possèdent des $\delta^{13}C$ entre -12 et -9‰PDB (Macaulay *et al.*, 1998; Hendry *et al.*, 2000).

Les valeurs obtenues pour les ankérites sont donc situées entre les signatures des débris bioclastiques et les acides organiques. Juste avant la thermogénèse des kérogènes des roches mères, une décarboxylation des acides acétiques débiterait autour de 100°C expulsant des fluides riches en CO_2 déplétés en ^{13}C (Fig.3.48) (Drummond et Palmer, 1986; Kharaka, 1986; Lundegard et Kharaka, 1994).

Nous avons vu que les veines d'ankérite sont associées à l'initiation du chargement en hydrocarbures provenant des roches mères du Jurassique supérieur. Ceci confirme la participation de fluides de bassin associés à la thermogenèse dans la formation des veines d'ankérite.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur carbonates entre 0,71205 et 0,71352 sont bien plus élevés que l'eau de mer du Jurassique moyen (0,7073 - Burke *et al.*, 1982), ce qui indique que la précipitation des veines d'ankérite ne provient pas seulement de l'évolution diagénétique des fluides de formation du Tarbert. En revanche ces rapports sont proches des signatures isotopiques des roches mères à hydrocarbures syn-rift Heather (Callovo-Oxfordien) et Draupne (Kimmeridgien) autour de 0,712 (Harald Johansen, pers. comm., 1993), confirmant donc les hypothèses précédentes.

La formation des veines d'ankérite serait donc liée à un mélange entre les fluides intraformationnels du niveau Tarbert pendant la dissolution des bioclastes carbonatés et des fluides expulsés lors de la compaction des roches mères jurassiques supérieures pendant l'illitisation des argiles détritiques et le début de la maturation des kérogènes (par exemple, Prosser *et al.*, 1993 ; Hendry *et al.*, 2000 ; Krajewski et Wozny, 2009). La désagrégation des bioclastes peut être aussi bien causée par la compaction mécanique lors de l'enfouissement que par une dissolution par la circulation de fluides chargés en acides organiques.

La température du fluide de bassin implique une illitisation des feldspaths potassiques, micas et kaolinites et donc la mise en solution du fer et du magnésium nécessaire à la précipitation de l'ankérite. Les valeurs plus élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de certaines ankérites sont alors liées à une diagenèse plus importante et donc à un apport en ^{87}Sr par altération *in-situ* des minéraux.

Les veines d'ankérite sont tardivement recoupées par des microfractures remplies de dickite synchrones de la formation des surcroissances de quartz. De nombreux auteurs démontrent que des kaolins peuvent se former à des profondeurs d'enfouissement importantes par circulation d'un fluide de bassin riche en acide carboxylique (Blackbourn, 1984 ; Haszeldine *et al.*, 1992 ; McAulay *et al.*, 1994 ; Osborne *et al.*, 1994 ; Wilkinson *et al.*, 2006).

La dickite se forme alors en veinules par la pérennisation des fluides de bassin car elle est le polymorphe stable des kaolins au-dessus de 100°C (Ehrenberg, 1993 ; Beaufort *et al.*, 1998). Beaufort *et al.* (1998) affirment que l'altération des feldspaths peut également contribuer à la formation de dickite.

4.6.3.2 Origine des minéralisations à barytine/sphalérite/galène

Seule la formation Tarbert carottée dans le puits 30/10-6 est affectée par des veines de barytine associées aux ankérites précédemment décrites.

Les signatures isotopiques en soufre de +10/+11‰-CDT sont identiques à celles des anhydrites du Zechstein Permien avec des valeurs entre +9.6 et +12.6‰-CDT mesurées dans le West Poland (Peryt *et al.*, 2011). La source du soufre proviendrait donc probablement de la remontée

par les failles de *roll-over* de fluides provenant des formations du Zechstein en profondeur (Teinturier, 2013). A ces profondeurs, la réduction thermochimique des sulfates va produire un fluide riche en H_2S dont la signature en $\delta^{34}S$ ne subit qu'un très faible fractionnement, contrairement à la réduction par voie bactérienne (Goldhaber et Kaplan, 1982).

Néanmoins, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sels résiduels dans les niveaux minéralisés par la barytine du puits 30/10-6 montrent des valeurs autour de 0,713350 et 0,714842 très supérieures à celle des anhydrites du Zechstein (0,70712 - Peryt *et al.*, 2011 ; Fig.3.48). Ces valeurs correspondent également au degré de diagenèse le moins important dans le réservoir Tarbert d'après les résultats de Walgenwitz (2004) dans le réservoir Brent du champ de Hild voisin. Ceci exclut donc un enrichissement en ^{87}Sr par altération *in-situ* des feldspaths. Ces éléments reflèteraient plutôt une source du baryum/strontium différente de celle du soufre. Un lessivage potentiel des grès et argiles du groupe de Dunlin, situé verticalement entre la formation Statfjord et les grès de l'intervalle Brent, est aussi à écarter, avec des valeurs de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,717 (Harald Johansen, pers. comm., 1993).

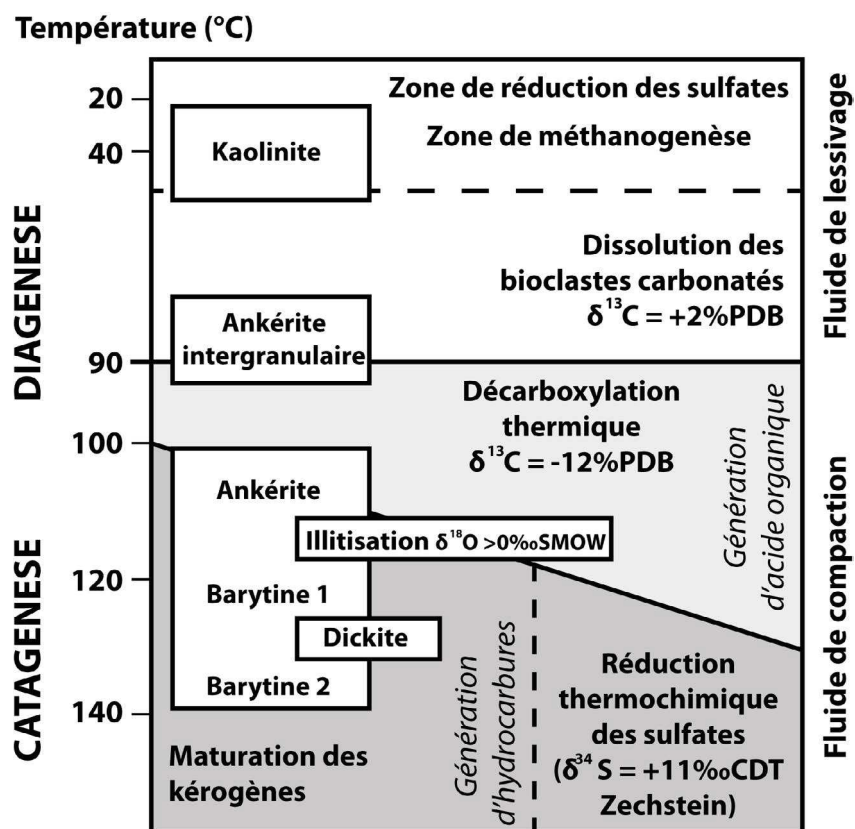


Fig. 3.48 – Modèle de formation des séquences minérales dans le Tarbert supérieur en fonction de l'enfouissement et des températures.

L'ankérite et la barytine étant contemporaines, on propose ici que les fluides de bassin issus de la compaction des argiles des formations Heather et Draupne sont également porteurs du baryum et des métaux associés à l'origine de la galène et la sphalérite. Dans les modèles de type Mississippi Valley-Type, les fluides à l'origine des processus de dolomitisation sont également ceux qui sont porteurs des métaux (Warren, 2000).

En conclusion, la formation des barytines dans le puits 30/10-6 est reliée au mélange entre deux fluides : (i) un fluide porteur du soufre résultant de la réduction thermochimique des sulfates de la formation Zechstein permienne qui remonte par les zones de failles de roll-over et (ii) un fluide issu de la compaction des roches mères syn-rift du Jurassique supérieur qui circule dans le réservoir du Tarbert avec les hydrocarbures.

Néanmoins, si le fluide à l'origine des ankérites présentes dans les deux puits est le même que celui qui précipite les barytines, pour quelle raison cette dernière phase n'est-elle pas présente dans le puits 30/7-7 ?

La figure 3.49 montre une carte de la répartition des dépôts du Zechstein dans le Viking Graben d'après McKie et Shannon (2011). On note sur cette carte que le puits 30/10-6 est positionné sur l'extrémité Nord des dépôts salifères permien. Par conséquent, le puits 30/7-7 étant situé plus au Nord, les failles de roll-over ne sont peut être connectées à aucune source de sulfates possibles en profondeur. Ceci pourrait expliquer l'absence de minéralisations barytiques au sein de la formation Tarbert sur le puits 30/7-7.

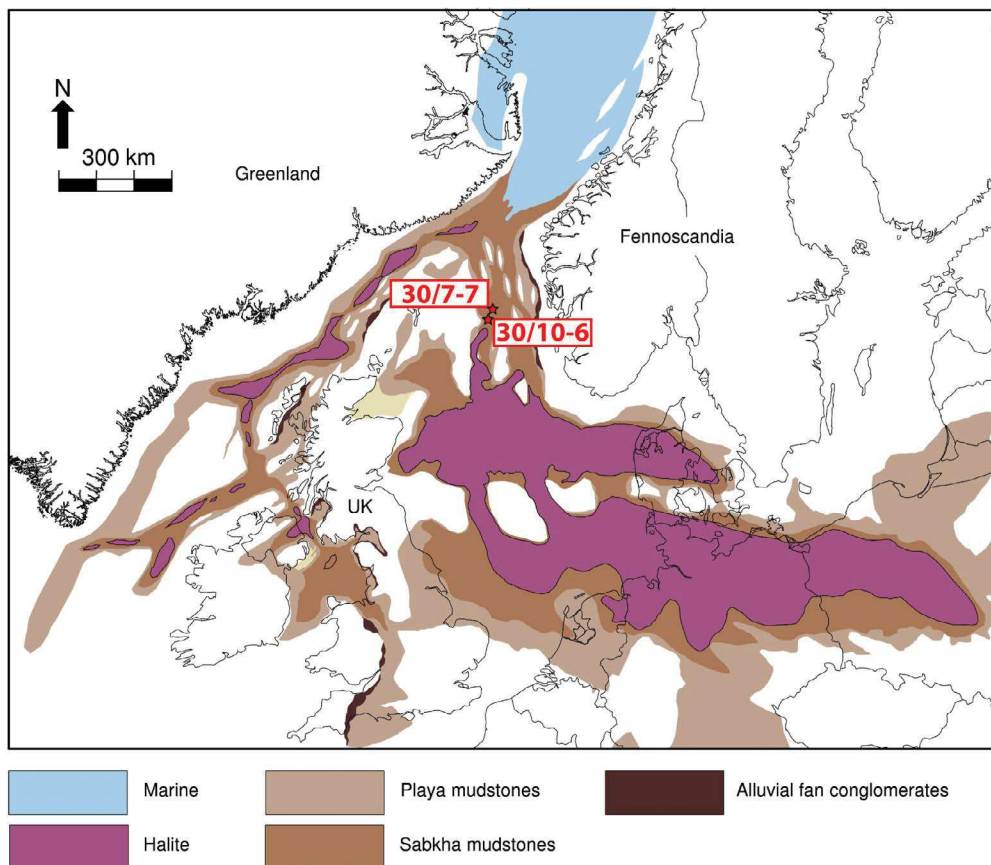


Fig. 3.49 – Carte paléogéographique et géologique des bassins au Permien supérieur dans la Mer du Nord d'après McKie et Shannon (2011). Les positions respectives des puits 30/10-6 et 30/7-7 sont reportées.

4.7 Synthèse sur l'histoire des fluides dans le North Viking Graben

4.7.1 Modèle d'interaction entre les fluides de compaction et les transformations diagénétiques

Grâce au couplage entre la modélisation thermique à l'échelle du bassin et les études minéralogiques, texturales, microthermométriques et géochimiques sur les marqueurs diagénétiques et les corps minéralisés, nous proposons un modèle qui couple l'interaction possible entre des fluides de bassin et les fluides diagénétiques du réservoir (Fig.3.50).

Au cours de l'enfouissement syn-rift au Jurassique supérieur du North Viking Graben, les grès du groupe Brent en zone de *roll-over* sont soumis à une diagenèse précoce liée à la compaction mécanique. Ce processus s'accompagne de phénomènes de pression-solution des minéraux constitutifs tel que les bioclastes carbonatés, les feldspaths et les micas dont le fluide résiduel va être à l'origine de la précipitation d'un ciment carbonaté et de kaolinite précoce. Une influence par les eaux météoriques est à envisager dans ces transformations diagénétiques, atteignant le réservoir par le système de failles de compensation.

Au cours de la subsidence thermique au Crétacé inférieur, la maturation accélérée des roches mères jurassiques entraîne la génération des hydrocarbures dans les zones profondes du bassin (Fig.3.50). L'acquisition d'un gradient de surpression de fluide par déséquilibre de compaction dans les argiles est le moteur d'expulsion des hydrocarbures qui circulent avec les fluides de bassin dérivant de l'illitisation des formations syn-rift.

Ces fluides riches en acides organiques et métaux vont être piégés sur les hauts des blocs basculés des zones de *roll-over*, au niveau des juxtapositions entre grès/argiles par le jeu des failles à cette époque. D'après les signatures des isotopes stables et radiogéniques, les fluides de bassin vont réagir avec les eaux résiduelles de la diagenèse *in-situ* dans l'intervalle du Brent pour former des veines d'ankérite et de sulfures syn-tectoniques.

Pendant la même période, les conditions de pression-température sont favorables à la réduction thermochimique des sulfates en profondeur et en particulier dans les formations salifères du Zechstein Permien. Ces fluides vont alors migrer *per ascensum* par les plans de faille de *roll-over* qui s'enracinent dans les formations permienues et interagir avec les fluides de bassin riches en métaux et notamment en baryum pour minéraliser des veines de barytines.

La température des fluides de bassin intensifie l'illitisation du réservoir et est suivie de près par l'initiation des surcroissances de quartz.

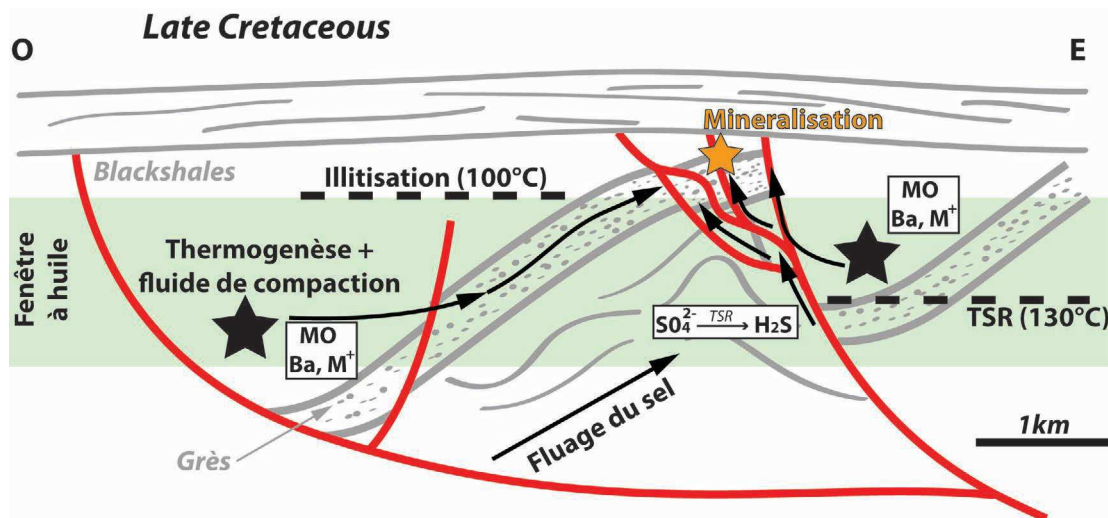


Fig. 3.50 – Modèle métallogénique de la formation des minéralisations dans les zones de roll-over des bassins jurassiques supérieurs du North Viking Graben.

4.7.2 Conclusion sur l'évolution des qualités réservoirs au cours de l'enfouissement des bassins

Les principaux résultats de cette étude intégrée montrent les critères discriminants intervenant dans la transformations des qualités réservoirs du Tarbert au cours de l'enfouissement du bassin :

- L'hydrolyse des feldspaths et des micas est à l'origine de la formation précoce d'une porosité secondaire ;
- Les surcroissances de quartz et la formation d'illite contrôlent la perte de porosité plus tardive des grès Tarbert à l'exception de la partie supérieure ;
- Les derniers 21m du sommet du Tarbert ont été préservés de la perte de porosité par un chargement en hydrocarbures précoces dans la zone de *roll-over*. En revanche, une saturation incomplète en hydrocarbures des zones inférieures n'a pas freiné les transformations diagénétiques ;
- Le couplage entre l'étude diagénétique des carottes et la modélisation thermique du bassin a permis de replacer dans le temps les différents événements ayant affecté les réservoirs et en particulier de mettre en évidence un épisode de fluide profond de bassin ;
- En plus des processus diagénétiques dans les grès, la circulation de fluides de bassin intimement lié à la circulation des hydrocarbures provoque une cimentation précoce des réservoirs. Ces fluides vont se mélanger aux fluides diagénétiques résiduels ou avec d'autres fluides en connexion avec les failles de compensation en zone de roll-over.

A titre de perspectives, il serait intéressant de diversifier les analyses géochimiques sur les veines minéralisées mais également sur les quartz et argiles diagénétiques afin de les confronter aux données existantes sur les sources potentielles. Nous avons réalisé les analyses de Terres

Rares sur les veines d'ankérite du puits 30/7-7 ; mais les résultats, non exploités par manque de temps, nécessiteraient d'être incorporés dans une étude plus globale à l'échelle des deux puits pour s'avérer significatifs.

Ensuite, nous pouvons souligner la pertinence d'étendre cette étude aux champs pétroliers voisins qui sont susceptibles d'être en connexion hydraulique avec les formations syn-rift du Viking Graben afin de voir si l'événement minéralisateur est global ou restreint à notre zone d'étude. Le réservoir Brent du champ du Hild montre notamment des ciments à barytines intergranulaires dont l'origine serait reliée aux séries sédimentaires des formations Heather et Draupne dans le North Viking Graben (Girard *et al.*, 2001).

Enfin, l'impact des surpressions et du chargement précoces en hydrocarbures n'est pas encore réellement contraint et nécessiterait d'être incorporé dans une modélisation des transformations diagénétiques des réservoirs. Une telle modélisation manque cruellement à notre modèle final qui n'est qu'une introduction à l'interaction qu'il peut exister entre les fluides diagénétiques et les fluides bassinaux de compaction à l'origine des minéralisations des gîtes Mississippi Valley-Type.

Quatrième partie

Synthèse, enseignements et perspectives
sur la dynamique des fluides au cours de
l'enfouissement des bassins sédimentaires

Les principaux enseignements

Au cours de l'enfouissement des bassins, les fluides initialement piégés au sein des sédiments vont être expulsés et migrer en fonction des gradients de pression et de température. Si la formation des gisements pétroliers est aujourd'hui bien comprise en raison de leur intérêt économique, l'histoire des fluides de compaction qui précèdent la migration des hydrocarbures reste encore sujette à débat. Pourtant, les minéralisations apportées par ces fluides présentent un impact économique à la fois négatif, puisqu'elles peuvent causer la diagenèse précoce des réservoirs à hydrocarbures, et positif puisqu'elles sont à l'origine des gîtes miniers de type Mississippi Valley-Type. Dans un cadre plus fondamental, leur étude permet de contraindre la *plomberie* d'un bassin sédimentaire et apporte des informations sur son évolution post-dépôt.

Notre travail de recherche s'est donc attaché à contraindre l'histoire continue des fluides de bassin dans deux demi-grabens tardi-orogéniques contrôlés par une faille listrique : le Bassin Permien de Lodève (Hérault, France) et un bassin d'âge jurassique supérieur dans le North Viking Graben (Mer du Nord).

Nous présentons dans ce mémoire une démarche intégrée qui couple l'analyse pétrolière de bassin à la gîtologie et la géochimie pour contraindre un modèle métallogénique original qui vient compléter la connaissance conventionnelle des gîtes de type MVT (Mississippi Valley Type). Notre approche centripète et multi-méthodes part de la connaissance géodynamique du bassin pour arriver à la caractérisation des inclusions fluides et des indicateurs géochimiques. Elle s'appuie, en particulier, sur la caractérisation sur le terrain de l'architecture des marqueurs des paléo-fluides qui nous a permis de faire le lien entre la modélisation structurale et thermique du remplissage, les chemins, la dynamique et le calendrier des circulations de fluides et les processus de piégeage. Le corps de la thèse porte sur les affleurements du Bassin de Lodève, qui ont servi à calibrer ensuite l'analyse du système fluide du bassin profondément enfoui dans le North Viking Graben.

Nous avons ainsi contraint pour les deux bassins : (i) le calendrier des fluides en lien avec la géodynamique, (ii) les différentes sources et interactions des fluides au cours du temps, (iii) les chemins et mécanismes intermédiaires de circulation/piégeage des fluides et leur rôle dans la déformation du bassin, (iv) les conditions physico-chimiques de transport et de dépôt et enfin (v) la place de la transformation de la matière organique dans la métallogenèse des dépôts de type MVT.

Les facteurs de contrôle de la métallogenèse associée aux fluides de bassin

Au terme de ce travail, nous pouvons dégager six enseignements majeurs pour la compréhension de la dynamique des fluides minéralisateurs au cours de l'enfouissement des bassins ; ils sont illustrés sur la figure 4.1.

(a) Lien entre l'histoire polyphasée des fluides et la dynamique du bassin

Notre démarche scientifique, qui se situe à la frontière entre les méthodes de la géologie pétrolière (modélisation P/T et géochimie organique et minérale) et de la métallogénie, nous permet de contraindre les processus de mobilisation des fluides en fonction des événements déclencheurs dans la dynamique des bassins.

Dans les deux demi-grabens étudiés, la modélisation thermique et de l'enfouissement, couplée à l'observation tectono-stratigraphique des minéralisations, indique que les fluides sont mobilisés dans les stades précoces de structuration syn-rift du bassin. Le moteur principal est directement lié à la dynamique interne du bassin, à savoir la mise en place d'un gradient de surpression de fluide des zones enfouies vers les marges par déséquilibre de compaction. Les fluides expulsés se caractérisent alors par des pressions de l'ordre de 800 bar et des températures autour de 150°C, en raison d'un flux thermique important pendant l'amincissement de la croûte qui accompagne la phase de rifting.

En couplant, cette analyse de la *plomberie* régionale avec l'observation détaillée de terrain, nous proposons dans ce mémoire deux modèles métallogéniques différents qui sont fonction de la dynamique du bassin :

- (i) Un modèle épigénétique syn-rift de type MVT où la circulation des fluides est gouvernée par la tectonique au cours de l'enfouissement. Il correspond aux premiers épisodes de minéralisation de barytine-fluorite dans le Bassin Permien de Lodève et aux veines d'ankérite et barytine dans le bassin jurassique du North Viking Graben ;
- (ii) Un modèle syngénétique post-rift où les processus de dépôts minéralisés sont en relation directe avec la dynamique sédimentaire de playa évaporitique qui remobilise les minéralisations syn-rift pendant le Trias moyen dans le demi-graben de Lodève.

(b) Chemins et zones de piège des fluides de compaction

La dynamique régionale du bassin contrôle la circulation et la formation des pièges pour les dépôts minéralisés.

La modélisation de bassin montre que les fluides de compaction et les hydrocarbures

remontent vers les marges dans les formations perméables pré-rift sous la couverture argileuse régionale. Dans les deux demi-grabens étudiés, la migration des fluides se fait dans un premier temps latéralement, allant des formations argileuses compactées au réservoir sous-jacent. Les fluides circulent ensuite en réponse au gradient de pression vers les marges du bassin. Dans le cas du Bassin de Lodève, les fluides sont drainés dans le socle carbonaté cambrien sous la formation des blackshales pré-rift du Permien inférieur ; alors que les fluides de bassin du North Viking Graben sont acheminés dans les grès Brent sous les argiles syn-rifts.

L'étude à l'affleurement des formations drainantes dans le Bassin de Lodève met en évidence deux types de structures qui agissent de concert dans la migration des fluides :

- Les paleo-drains sédimentaires : ce sont des karstifications météoriques d'âge stéphanien à permien basal s'exprimant sous la forme de (i) canyons d'échelle plurikilométrique favorablement orientés à l'échelle du bassin et (ii) des cavités endokarstiques interconnectées sur les interfluves. Ces dernières sont elles-mêmes reprises plus tardivement par un épisode de karstification hypogène à acide sulfurique en lien avec la circulation des premiers fluides de compaction ;
- Les drains tectoniques : pendant l'épisode syn-rift du bassin, la dynamique des failles régionales et les couloirs fracturés des zones de *roll-over* contrôlent le piégeage des fluides à l'interface socle-couverture. Les glissements bancs sur bancs aux interfaces lithologiques relatifs à la flexure du socle pendant la structuration en demi-graben constituent également une zone de circulation et de piégeage préférentiel.

(c) Nature des sources et conditions de mobilisation des métaux

La source des métaux dans les bassins dérive des mêmes roches mères que les hydrocarbures et accessoirement d'une source endogène.

A travers l'étude géochimique des minéralisations et du remplissage sédimentaire, nous démontrons que la source principale des métaux est de type "pétrolière", c'est à dire qu'elle dérive des mêmes roches argileuses riches en matière organique qui vont générer plus tardivement les hydrocarbures. La source primaire des métaux provient de l'altération et du lessivage des bassins versants ; ils sont temporairement piégés avec la matière organique au sein des blackshales, lors des fluctuations du niveau lacustre ou marin, pour être enfin remobilisés au cours de l'enfouissement suivant des conditions différentes dans le cas des deux bassins étudiés.

Pour le North Viking Graben, les métaux sont libérés directement au cours des transformations minéralogiques au sein des sédiments du bassin pendant son enfouissement. Alors que pour le Bassin de Lodève, ils sont d'abord libérés par l'altération syn-sédimentaire des cendres volcaniques en milieu lacustre ou sur le bassin versant pour être ensuite temporairement fixés dans les blackshales avant d'être expulsés avec les fluides de formation pendant l'enfouissement. En particulier, dans le Bassin de Lodève, la source du baryum dérive de l'altération très précoce

des feldspaths de type sanidine qui libère les ions Ba^{2+} qui restent piégés dans les blackshales.

Plus précisément pour le bassin jurassique supérieur du North Viking Graben la source secondaire des métaux est issue de la transformation smectite-illite au cours de la diagenèse d'enfouissement. Ce changement minéralogique est à la fois responsable de la libération de l'eau de constitution de la smectite qui extrait les métaux et de la génération de surpressions qui va mobiliser les fluides et initier leur migration.

Dans le cas du Bassin de Lodève nous avons également montré l'influence limitée d'une source plus profonde matérialisée par la précipitation des barytines et fluorites dans le *footwall* de la faille bordière sud. La source du fluor serait dans ce cas liée à l'altération hydrothermale des granites tardi-hercyniens de la zone axiale de la Montagne Noire qui se prolonge sous le *footwall* du bassin. Dans ce cas les minéralisations seraient issues de l'interaction de saumures de bassin avec des fluides dérivant d'un réservoir externe de la croûte inférieure.

Enfin, dans le cas du Bassin de Lodève, nous avons précisé les conditions de formation de gîtes stratiformes secondaires par remobilisation syn-sédimentaire locale de gîtes MVT syn-rifts. Ce processus se produit au cours de l'exhumation post-rift du bassin pendant le Trias moyen, dans un environnement de playa évaporitique. Dans ce contexte, le baryum des minéralisations permienne est partiellement remobilisé en contexte réducteur pour être piégé dans les karsts météoriques en front de nappe phréatique.

(d) Interaction entre les saumures de compaction et des fluides de réservoirs différents

Les saumures de compaction se télescopent avec des fluides originaires de la croûte inférieure et des zones superficielles au cours de l'enfouissement du bassin.

- Fluides externes de la croûte inférieure :

Nous avons montré dans ce travail que la faille listrique qui contrôlait la subsidence dans le bassin de Lodève s'enracinait très probablement avec l'accident profond qui a accompagné l'effondrement gravitaire du "Metamorphic Core Complex" de la Montagne Noire pendant le Carbonifère supérieur. Cet accident crustal serait à l'origine de la circulation *per ascensum* de fluides originaires de la croûte inférieure. Ces fluides hydrothermaux, riches en CO_2 et CH_4 auraient lessivé au cours de leur ascension les intrusions granitiques tardi-hercyniennes et interagi avec les fluides de compaction dans la zone du *footwall* de la faille pour former des minéralisations mixtes à barytine et fluorite.

- Fluides diagénétiques *in-situ* :

Dans les zones plus superficielles de *roll-over*, les fluides de compaction qui migrent depuis les parties profondes du bassin vont interagir avec des fluides diagénétiques initialement piégés dans le réservoir cambrien.

Dans le Bassin de Lodève, la réduction bactérienne des sulfates sur les marges du bassin produit de l' H_2S qui va s'oxyder dans les formations carbonatées pour donner de l'acide sulfurique H_2SO_4 . Les premiers fluides de compaction vont alors interagir avec ces acides pour précipiter la première génération de sulfate de baryum.

Dans un second temps, la diagenèse croissante des séries de blackshales entraîne l'altération des sulfures sédimentaires qui relâche également de l' H_2S dans les roches réservoirs sous-jacentes. Les derniers fluides de compaction vont alors se mélanger avec ces fluides de formations sulfurées et former les nouvelles générations de barytines.

Dans le North Viking Graben, les saumures de compaction des argiles syn-rift interagissent intensément avec les fluides issus des transformations diagénétiques des grès du Brent dans le bloc basculés du roll-over. La compaction mécanique et chimique des grès implique des altérations et changements minéralogiques relâchant des cations en solution qui vont contribuer au processus de minéralisation. Par exemple, la dissolution des bioclastes et la formation de kaolinite par altération des feldspaths libèrent du calcium et du magnésium à l'origine de la formation des veines d'ankérite associées aux minéralisations de barytine-sulfure qui colmatent le réservoir des grès du Brent.

(e) Le rôle des fluides de compaction dans la métallogenèse des bassins sédimentaires

La circulation des fluides de compaction joue aussi bien un rôle dans la création des drains que dans leur colmatage précoce.

L'étude structurale, texturale, microthermométrique et géochimique sur les marqueurs minéralisés, a permis de distinguer deux rôles majeurs dans la métallogenèse pour les fluides de compaction ; à savoir :

- (i) La génération de surpressions dans les zones de pièges qui ouvre les drains pour les fluides ;
- (ii) Une diagenèse des roches réservoirs par les processus de minéralisations et d'interaction fluide/roche.

- Rôle des fluides dans la déformation des bassins sédimentaires : Nous avons mis en évidence deux modèles d'interaction fluides-déformation qui accompagnent la genèse des minéralisations, à savoir :

- **Un modèle passif**, où la tectonique syn-sédimentaire (failles, fractures) contrôle les

zones de circulation et de piégeage des fluides minéralisateurs ;

- **Un modèle actif** dans lequel les surpressions de fluides sont le moteur principal de la réactivation des failles et de la fracturation hydraulique qui mettent en connexion les différents réservoirs.

Plusieurs types de structures guident les fluides à travers la colonne sédimentaire sans que des surpressions de fluides soient nécessaires : (i) **les zones de failles syn-sédimentaires**, (ii) **les couloirs fracturés cisailants**, (iii) **les pull-aparts qui accompagnent les cisaillements banc sur banc lors de la flexion du socle**, (iv) **les cavités paléokarstiques et hypogènes à acide sulfurique** et (v) **les brèches de dissolution et d'effondrement karstiques**. Ces mécanismes de piégeage sont dominants dans les premiers stades d'enfouissement du bassin, lorsque les conditions de pression et température ne sont pas trop importantes. La texture des minéralisations enregistre alors le mouvement dans les zones de failles et permet de caractériser le régime tectonique régional lors de la circulation du fluide.

L'intensification de la compaction des sédiments et leur lithification pendant l'enfouissement engendrent ainsi des surpressions de fluides qui vont localement dépasser les contraintes tectoniques et induire la réactivation des structures. Par ailleurs, la migration des hydrocarbures qui accompagne les derniers fluides de compaction engendre également une pression supplémentaire par effet de flottabilité. Cette combinaison entre régime tectonique et pression fluide s'exprime sous forme de (i) **minéralisations cycliques soulignant la réactivation épisodique des zones de failles selon le mécanisme de valve-sismique (par exemple Sibson, 1992)**, (ii) **décollement vertical des plans stratigraphiques en connexion hydraulique des failles** et (iii) **couloir de brèche hydraulique à l'interface entre le socle et la couverture**.

- Colmatage précoce des réservoirs :

Le dernier stade dans l'histoire d'un fluide, à l'exception des remaniements post-dépôts, est sa précipitation dans une zone de piège, qu'il soit minéral ou pétrolier. Les minéralisations par les fluides de compaction provoquent alors un colmatage précoce des réservoirs vis à vis des fluides thermogéniques qui sont générés peu de temps après.

Dans les modèles métallogéniques que nous avons construits, les fluides minéralisateurs dérivent de la compaction en profondeur des sédiments dans des conditions de haute température engendrées par un flux thermique important. Par conséquent, au cours de leur ascension vers les marges du bassin, un déséquilibre chimique et thermique entre le fluide et la roche réservoir a pu se créer.

Nous avons démontré par exemple que l'augmentation de la température locale du réservoir par les fluides accélère les processus diagénétiques d'argilisation des grès, et plus particulièrement

les transitions kaolinite-illite.

Un processus proche est décrit dans le bassin permien de Lodève avec une altération chimique des roches calcschisteuses par les fluides de compaction qui vont libérer du magnésium et de la silice et conduire ainsi à la formation de nacrite.

Les hydrocarbures plus tardifs vont être ainsi contraints par le colmatage précoce par les dépôts minéralisés et les chemins de migration suivant le même gradient seront alors en partie différents. Ces hydrocarbures vont d'ailleurs jouer plus tardivement un rôle dans la remobilisation des dépôts minéralisés.

(f) Le rôle de la matière organique dans la métallogenèse

La maturation de la matière organique et la migration des hydrocarbures vont avoir une interaction forte avec les processus de minéralisation au cours des différents stades de l'histoire du bassin.

Au delà des processus de méthanogenèse biogénique, la maturation des kérogènes des roches riches en matière organique intervient de diverses manières pendant et/ou après le processus de minéralisation des fluides. On distingue alors plusieurs rôles de la transformation de la matière organique dans la métallogenèse en fonction du degré d'enfouissement du bassin.

- Rôle de la matière organique au cours du stade précoce de structuration du bassin :

Dans le bassin de Lodève, la réduction bactérienne des sulfates (Bacterial Sulfate Reduction - BSR) par oxydation de la matière organique engendre la formation d' H_2S qui, par interaction avec la nappe karstique oxydante du socle sous-jacents, conduit à la formation d'acide sulfurique. Il résulte de ce processus une karstification hypogène qui réactive les anciennes structures du karst météorique et crée des connexions avec les failles et fractures qui drainent ces fluides. Cette réaction de type BSR constitue également le processus à l'origine du soufre nécessaire à la précipitation des premières minéralisations dans le Bassin de Lodève par réaction avec l'acide sulfurique.

Dans le North Viking graben, l'initiation de la thermogenèse dans les bassins engendre l'expulsion d'acide carboxylique (-COOH) qui va être associée aux saumures de compaction et participer à l'extraction des métaux dans les roches drainantes. Cet acide est également à l'origine de la dissolution de l'encaissant dans les zones de pièges (bioclaste, ciments carbonatés et kaolinite) et va augmenter significativement la perméabilité des réservoirs.

- Stade d'enfouissement mature des bassins :

Pendant l'enfouissement, les kérogènes entrent progressivement dans la fenêtre à huile (ou catagenèse) et produisent des hydrocarbures liquides qui migrent régionalement selon les mêmes

chemins que les saumures de bassin en raison de la continuité du réservoir (cas des dolomies cambriennes de Lodève).

L'étude du calendrier des fluides dans le Bassin de Lodève et le North Viking Graben confirme que la catagenèse intervient après l'expulsion et la minéralisation par les premiers fluides de compaction. Par conséquent, les hydrocarbures seront contraints par la distribution des dépôts minéralisés; **leur rôle est alors considéré comme passif dans les processus de minéralisations épigénétiques.**

Néanmoins, l'entrée dans la fenêtre à huile est concordante avec le processus de **réduction thermochimique des sulfates** (Thermochemical Sulfate Reduction - TSR), par oxydation de la matière organique, qui représente **la source principale du soufre dans les minéralisations tardives** de barytine des réservoirs du North Viking Graben.

- Exhumation post-dépôt des bassins :

Les études géochimiques sur les minéralisations barytiques situées au niveau de la discordance post-rift du Bassin de Lodève indiquent que ces dépôts sont issus d'un remaniement des stocks minéralisés antérieurs synchrones de la migration des hydrocarbures.

Dans ce modèle métallogénique post-rift, l'exhumation des marges du bassin place de nouveau les sédiments dans un environnement favorable à la BSR, alors que le système pétrolier du bassin est toujours actif. La migration d'huile et de méthane biogénique induit la formation d'une transition sulfate-méthane (TSM) à quelques mètres de l'interface eau-sédiment qui va contrôler les processus de remaniement-reprécipitation des minéralisations de barytine. En effet, les minéralisations qui se trouvent dans la zone sous-saturée en sulfate sont dissoutes et les métaux en solution vont migrer verticalement par diffusion ou advection avec les hydrocarbures. Un front de minéralisation se forme ensuite au-dessus de la TSM où les ions sulfates sont disponibles. La position de cette transition, et donc des minéralisations qui en résultent, est en grande partie gouvernée par le flux d'hydrocarbures dans la zone de piégeage. Les hydrocarbures jouent donc ainsi **un rôle actif dans une métallogenèse de type supergène et/ou syn-génétique** par remaniement des stocks antérieurs et confirment la notion d'**héritage géochimique** introduite par Nicolini (1980).

Modèle métallogénique synthétique appliqué aux demi-grabens sur faille listrique

A partir des enseignements présentés dans ce travail, nous proposons un modèle dynamique intégré de la chronologie et des facteurs de contrôle de la métallogenèse de type MVT appliquée à l'enfouissement d'un bassin pétrolier en demi-graben (Fig.4.1).

-t1- Phase d'enfouissement précoce : au début de la structuration du bassin, les fluides diagénétiques sont à l'origine de la **dissolution des roches réservoirs** et de la création d'une porosité secondaire selon deux processus liés à la transformation de la matière organique :

- Une expulsion des **acides organiques** (-COOH) qui réagissent avec l'encaissant carbonaté lors des premiers stades de craquage thermique de la matière organique ;
- Une **karstification hypogène à acide sulfurique** par réaction entre les eaux de formations oxydantes piégées dans les carbonates et le sulfure d'hydrogène résultant de l'oxydation bactérienne de la matière organique.

Les transformations diagénétiques *in-situ* (altération des feldpaths, transformation smectite-illite...) et la circulation des acides organiques et sulfuriques sont à l'origine de la mise en solution des métaux initialement fixés dans les argiles riches en matière organique du bassin.

-t2- Phase d'enfouissement intermédiaire : au fur et à mesure de la subsidence différentielle du bassin, les sédiments vont atteindre un seuil de compressibilité induisant un déséquilibre de compaction dans les zones profondément enfouies. Il en résulte l'expulsion des solutions interstitielles initialement enrichies en métaux vers les marges du bassin alors en conditions hydrostatiques, et dont les roches possèdent une porosité importante compte tenu des phases d'altération précoces (cf **t1**). Les marges accommodent la flexure différentielle du bassin en développant des réseaux de failles suivant un graben de compensation et qui, conjugués à la porosité secondaire décrite ci-dessus, vont contrôler la migration des fluides et les dépôts minéralisés à l'interface réservoir-couverture.

Ces failles drains constituent alors des zones de mélange entre les fluides de compaction profonds et les fluides résiduels des phases d'altération *in-situ* des sédiments qui favorisent les précipitations de minéralisations polymétalliques. La température des fluides de compaction étant plus importante que celle des roches encaissantes, ces circulations minéralisées s'accompagnent d'une intensification des transformations diagénétiques qui contribuent au colmatage du réservoir et en particulier à une argilisation précoce de type illite/dickite/nacrite.

-t3- Phase d'enfouissement mature : pendant l'enfouissement progressif des sédiments, les roches riches en matière organique vont atteindre la fenêtre à huile et vont générer les premiers hydrocarbures. Les huiles sont alors associées aux derniers fluides de compaction riches en métaux et vont suivre les mêmes chemins jusqu'au marges du bassin où ils vont être piégés. La précipitation des métaux va alors se faire par interaction avec les fluides issus de la réduction thermochimique des sulfates, les processus bactériens étant inhibés à ces températures.

Les conditions de pression-température étant plus importantes à ce stade de structuration du bassin et les drains colmatés par les premières générations de minéralisations, les mécanismes de piégeage des fluides sont principalement associés aux surpressions de fluides localisées à

l'interface réservoir-couverture. Ceci d'autant que la présence des hydrocarbures génère des pressions supplémentaires par flottabilité. Les processus tectoniques deviennent alors de second ordre face aux pressions de fluides qui engendrent la réactivation cyclique des failles syn-rift, le décollement de joints stratigraphiques et la formation de brèches hydrauliques dans la couverture.

L'amincissement crustal lors de la formation des bassins tardi-orogéniques s'accompagne de l'augmentation du flux thermique et donc du métasomatisme haute température de la croûte inférieure (métamorphisme?). Il résulte de ce processus l'expulsion de fluides endogènes vers la croûte supérieure. Ces fluides sont susceptibles de lessiver des massifs métamorphiques ou granitiques et de s'enrichir en métaux. Ils vont alors emprunter dans la partie la plus superficielle les mêmes chemins que les fluides de bassin avec lesquels ils vont interagir et contribuer à la minéralisation des marges.

-t4- Phase d'exhumation post-rift : l'exhumation des marges du bassin lors d'un épisode tectonique plus tardif provoque l'arrêt de la circulation des fluides de compaction par décompression générale du système. Les minéralisations sulfatées soumises à la continentalisation sont alors altérées par les processus sédimentaires et réduites par biodégradation bactérienne de la matière organique dans les premiers mètres de profondeur. Dans le même temps, l'enfouissement différentiel du bassin implique qu'une partie des roches est encore dans la fenêtre à huile et génère toujours des hydrocarbures. Dans cette configuration, on observe la formation de fronts diagénétiques minéralisés qui correspondent à la limite entre la zone de réduction bactérienne et le flux de métaux véhiculé par l'ascension des hydrocarbures (transition sulfate-méthane).

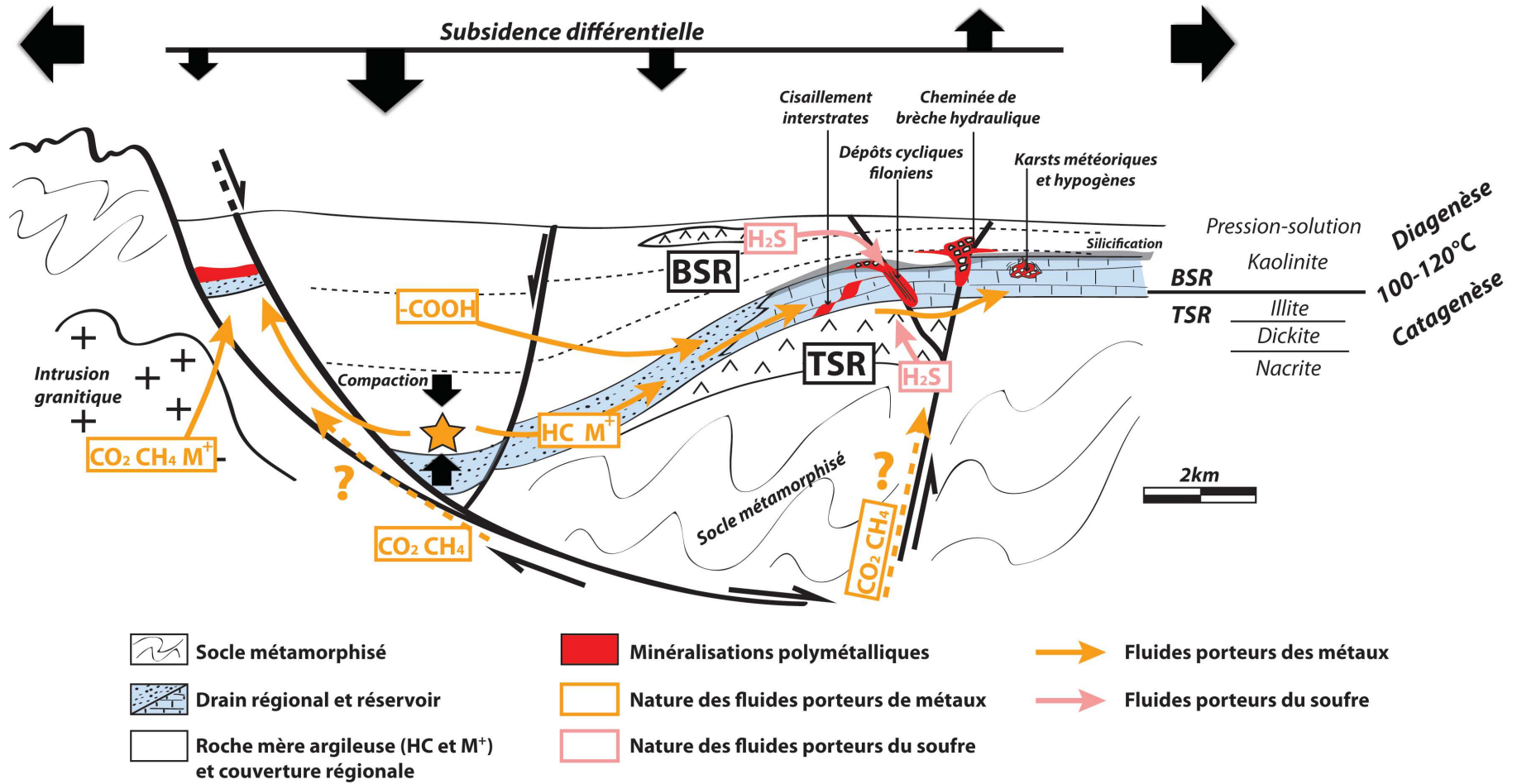


Fig. 4.1 – Modèle synthétique des circulations de fluides au cours de l'enfouissement des bassins tardi-orogéniques sur faille listrique.

Les perspectives

Nous avons contraint dans ce mémoire la majorité des problématiques exposées en introduction. Néanmoins, certains aspects, tels que les sources exactes des fluides, les volumes drainés de roche par les fluides de compaction ou encore la durée exacte des événements minéralisateurs, n'ont pas été complètement définis faute de temps. Nous présentons ici une série de perspectives que nous jugeons nécessaires à la finalisation complète de cette étude.

(i) Préciser les sources des fluides : Nous avons identifié les processus et les roches potentiellement sources des fluides de compaction responsables des minéralisations des bassins étudiés. Nous aimerions par la suite affiner ces interprétations en identifiant les phases minérales porteuses des métaux.

Les conditions d'affleurement du bassin de Lodève permettent d'exploiter les sources potentielles des fluides minéralisateurs avec plus de détail que l'analyse sur roche totale telle que nous l'avons faite. Plus spécifiquement, **les phases minérales porteuses du baryum et du fluor** pourraient être identifiées par des analyses géochimiques (LA-ICPMS) ciblées sur les minéraux constitutifs des cinérites et des granites tardi-hercyniens de la Montagne Noire.

La composition du fluide minéralisateur se doit d'être étudiée avec plus de précision, notamment à travers des analyses géochimiques et isotopiques des inclusions fluides. L'analyse des halogènes au LA-ICPMS est par exemple une méthode efficace pour identifier la source des sulfates par l'étude des rapports Cl/Br et Na/Br (Kesler *et al.*, 1995 ; Grandia *et al.*, 2003 ; Hammerli *et al.*, 2013). Nous avons déjà effectué ce type de mesure sur quelques inclusions fluides des barytines de Lodève mais le peu d'analyses ne nous permet pas de présenter des résultats significatifs dans ce mémoire.

Enfin, il serait nécessaire de réaliser des mesures isotopiques sur les sédiments du remplissage des bassins afin de les comparer aux signatures du strontium et soufre présenté dans ce mémoire.

Par ces méthodes, **le volume de roche source** nécessaire à la formation des dépôts minéralisés pourrait être quantifié à travers des bilans de matière.

(ii) Approcher la notion d'hydrodynamisme dans les drains et réservoirs successifs : L'identification des trajets de fluide permettrait de mieux contraindre les mécanismes de piégeage des fluides dans les réservoirs successifs.

La méthode d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), utilisée par Sizaret *et al.* (2006) pour contraindre le sens de circulation des fluides, a été appliquée sur les minéralisations à barytine-sulfure de Lodève. Cette méthode couple une étude quantitative des surcroissances des minéraux avec la mesure de l'anisotropie magnéto-cristalline pour déterminer **le paléo-hydrodynamisme des systèmes hydrothermaux**. Par manque de temps, les résultats n'ont pas été exploités dans ce mémoire mais donnent à première vue une bonne approche du sens de circulation de micro-veines de sulfures ; on note ainsi une correspondance significative de la

foliation magnétique avec l'axe des veines.

(iii) Etendre l'étude du Bassin de Lodève à l'échelle régionale : La question est de savoir si la dynamique des fluides de compaction est restreinte à l'échelle du bassin étudié où si elle peut être appliquée à des événements géodynamiques régionaux.

Le Bassin de Lodève est en effet encadré par d'autres bassins stéphano-permiens dont l'architecture est quasi-similaire, tels que le bassin de Gabian-Neffiès au Sud et de Saint Affrique au Nord. De plus, les niveaux de cinérites, identifiés comme la source principale de baryum dans le Bassin de Lodève, sont corrélables dans ces bassins. A titre d'exemple, le bassin de Gabian Neffiès a produit des hydrocarbures piégés dans les conglomérats triasiques et montre des minéralisations de barytines encaissées dans le Paléozoïque au Sud de la Ride de Cabrières. Une étude comparative permettrait de déterminer si l'événement minéralisateur permien pendant l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne est régional ou restreint au Bassin de Lodève.

Dans la même logique, nous avons déjà souligné l'importance d'étendre nos interprétations des fluides MVT dans le North Viking Graben aux gisements pétroliers adjacents, tel que celui du Hild où des ciments barytiques cimentent les réservoirs silico-clastiques (Girard *et al.*, 2001).

Ces comparaisons nous apporteraient notamment des informations sur **l'aire de drainage des fluides** porteurs des métaux dans les bassins sédimentaires.

(iv) Dater les événements minéralisateurs des bassins : Une grande inconnue dans l'approche des systèmes MVT est le calendrier absolu de la mobilisation des fluides et la durée des épisodes de minéralisation.

Dans ce travail nous avons contraint les chronologies relatives des épisodes de fluides et identifié les intervalles stratigraphiques dans lesquels ils sont piégés. Néanmoins, les modélisations thermiques des bassins souffrent d'un manque de données de chronologie absolue afin de véritablement contraindre le calendrier des fluides de bassin. Nous avons déjà initié ces travaux dans le Bassin de Lodève par une datation U/Pb sur zircons prélevés dans les niveaux de cinérites permienes.

Dans le même objectif, il serait pertinent de dater les minéralisations elle-mêmes par des méthodes telles que les datations isotopiques du $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ utilisées pour dater les précipitations de fluorite, sphalérite, pyrite et calcite (par exemple, Chesley *et al.*, 1994 ; Piqué *et al.*, 2008 ; Lin *et al.*, 2010 ; Zhou *et al.*, 2013). Ces datations pourraient être appliquées dans le Bassin de Lodève aux fluorites de la Ride de Cabrières, aux pyrites associées aux barytines et sur les galènes mises en évidence dans les dépôts minéralisés post-rift du Trias moyen. En particulier, nous pourrions appréhender la phase de quiescence de circulation de fluide pendant la pénéplanation du début du Trias.

Enfin, un âge absolu obtenu sur les sulfures contemporains des veines minéralisées dans les bassins du North Viking Graben pourraient être comparé à la datation K/Ar réalisée sur les illites a priori synchrones (Lacharpagne, 2013). Ceci confirmerait d'autant plus le rôle des fluides de compaction dans l'intensification des transformations diagénétiques des réservoirs.

Table des figures

Introduction	1
0.1 Les différentes familles de fluides qui interviennent au cours de l'histoire d'enfouissement des bassins sédimentaires.	1
Etat de l'art et méthodologies	7
Les fluides dans les bassins sédimentaires, les gîtes associés et l'impact dans la déformation de la croûte	7
1.1 Composition, trajet et interaction des fluides dans les bassins sédimentaires (modifié d'après Cathelineau <i>et al.</i> , 2011).	9
1.2 Localisation des principaux gisements de type Mississippi Valley-Type dans le Monde (Leach <i>et al.</i> , 2005).	13
1.3 Ages des roches encaissantes de différents gisements de type MVT en fonction de leur teneur en Plomb-Zinc (Leach <i>et al.</i> , 2010).	14
1.4 Modèle MVT par circulation des fluides de compaction du centre du bassin vers les marges où les dépôts sont contrôlés par la fracturation, les strates sédimentaires et les structures karstiques (tiré de Jébrak et Marcoux, 2008 et d'après Garven, 1985 ; Bradley et Leach, 2003 ; Roure <i>et al.</i> , 2005 ; Leach <i>et al.</i> , 2005).	15
1.5 Modèle MVT gouverné par l'effet topographique où les fluides vont des zones d'orogènes superficiels vers le centre du bassin (Hitzman et Beaty, 1996).	16
1.6 Gîtes MVT formés par la mise en place de cellules de convection des eaux salines en profondeur (Russell, 1986).	16
1.7 Importance des structures qui contrôlent les gisements dans plusieurs provinces MVT (Leach <i>et al.</i> , 2010).	17
1.8 Diagramme montrant les relations entre la génération d'huile et de gaz, la maturation thermique et les processus de réduction des sulfates par voie bactérienne et thermochimique (Machel <i>et al.</i> , 1995).	18
1.9 Transition sulfate-méthane (TSM) séparant un domaine supérieur dépourvu en méthane d'un domaine inférieur appauvri en sulfate (d'après Bréhéret et Brumsack, 2000).	19
1.10 Modèle génétique des MVT de type filonien à l'interface socle/couverture (Von Gehlen, 1987).	22
1.11 Modèle génétique du type Navan en Irlande montrant la transition d'un modèle SEDEX à un modèle MVT en passant par l'Irish-type (d'après Kesler et Reich, 2006).	23
1.12 Propriétés pétrogénétiques comparées entre les gîtes de type MVT carbonaté, MVT silico-clastique, Irish-type et SEDEX (Jébrak et Marcoux, 2008).	24
1.13 Schéma illustrant les différents éléments constituant le système pétrolier (modifié d'après Huc, 2003).	26
1.14 Diagramme de Van Krevelen (1984) exprimant (a) la nature des composant hydrocarbonés produits en fonction de la température et (b) les rapports atomiques O/C en fonction de H/C et indiquant les différents types de kérogène et macéraux (à droite) d'après Tissot et Welte, 1984.	27
1.15 Diagramme schématique de l'évolution des pressions en fonction de la profondeur pour une colonne de gaz, huile, eau et roche.	33
1.16 Notion de contrainte effective sous l'action isotrope d'une pression fluide (d'après Grauls, 1997).	33
1.17 Régime de fracturation hydraulique en fonction de l'augmentation de la pression fluide et du couplage avec les contraintes tectoniques.	36
1.18 Evolution schématique de la pression fluide dans un réservoir en surpression en contexte extensif.	37
1.19 Synthèse des différents mécanismes à l'origine des surpressions fluides dans les bassins sédimentaires (Grauls, 1998).	38
1.20 Schéma de l'effet de flottabilité des hydrocarbures amenant à la fracturation hydraulique de la roche encaissante.	40
1.21 Mécanisme d'acquisition de surpression de fluide par transfert latéral (tiré de Graham <i>et al.</i> , 2003).	41

1.22 a. Contrainte différentielle nécessaire à la réactivation de faille à 10km de profondeur en contexte extensif en fonction de l'angle du plan de faille ($\delta = 90^\circ - \theta_r$ avec θ_r l'angle entre le plan et la contrainte majeure S_1) et du facteur de pression fluide ($\lambda_v = Pf/S_1$). b. Facteur de pression fluide nécessaire à la réactivation des failles en fonction de l'angle du plan.	42
1.23 Comparaison des différents modèles de <i>crack-seal</i> gouvernant les précipitations de fluide (Petit <i>et al.</i> , 1999).	43
1.24 Mécanisme de faille-valve d'après Sibson (1990) : a. Montée en pression des fluides sous une barrière imperméable et chute de la contrainte de cisaillement associée. b. Réactivation de la faille et rupture de la roche barrière par la pression fluide.	45
1.25 Mécanisme de crack-seal-slip d'après Petit <i>et al.</i> (1999) : a. Evolution de la texture des précipitations de calcite lors des différentes phases d'ouverture de la veine. b. Cinématique d'ouverture de la veine selon les séquences de <i>crack-seal-slip</i> (voir le texte pour les explications).	46
1.26 Mécanismes d'hydrofracturation mobile d'après Bons, 2001.	47
1.27 Mécanisme de pompage par succion dans une zone de relai extensif d'après Sibson (2000).	47
1.28 Mode de formation des brèches mécaniques en relation avec la circulation des fluides (d'après Jébrak, 1997).	48
1.29 Section verticale schématique d'un plan de faille séparé en compartiment de pression différentielle due à la présence de barrière imperméables (modifié d'après Byerlee, 1993).	50
Méthode intégrée de caractérisation des épisodes de circulation des fluides dans les bassins sédimentaires	53
1.30 Schéma des éléments constituant un modèle métallogénique régional complet (d'après Pélissonnier, 2001).	54
1.31 Etude à échelle complémentaire des marqueurs fluides dans les deux systèmes de demi-grabens.	55
1.32 Méthode générale utilisée dans ce travail, résultats et enseignements attendus.	56
1.33 Méthodologie générale de l'étude microthermobarométrique sur inclusions fluides.	62
Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève	65
Contexte géologique et métallogénique du Bassin Stéphano-Permien de Lodève	65
2.1 Carte géologique régionale du Bassin Stéphano-Permien de Lodève (d'après Lopez <i>et al.</i> , 1997).	65
2.2 Modèle d'effondrement gravitaire de la Montagne Noire à l'origine de l'ouverture de bassins continentaux par réactivations d'anciens chevauchements (Malavieille, 2010).	66
2.3 Décrochements stéphaniens dans les massifs hercyniens de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales	67
2.4 Coupe géologique du demi-graben Stéphano-Permien de Lodève.	68
2.5 Coupe lithostratigraphique générale du remplissage paléozoïque du bassin de Lodève.	71
2.6 Coupe lithostratigraphique générale du remplissage mésozoïque du bassin de Lodève.	72
2.7 Modèle génétique des silicifications et minéralisations de barytine à la discordance entre le socle cambrien et les argiles permienes inférieures (d'après Delort, 1975).	76
2.8 Modèle cinématique de faille-valve des filons de Saint Privat (d'après Lopez, 1992).	77
2.9 Schéma structural du bassin de Lodève avec la localisation des différents sites étudiés.	78
2.10 Classification des sites d'études adoptée dans ce travail.	78
Modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin	81
2.11 Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux du BRGM en 1982.	83
2.12 Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux de Lopez, 1992.	84
2.13 Coupe N-S du Bassin de Lodève d'après les travaux de Lopez, 1993.	84
2.14 Position des échantillons prélevés pour la Pyrolyse RockEval et la mesure du pouvoir reflecteur de vitrinite	85
2.15 Cinématique du mécanisme d'effondrement gravitaire en contexte divergent d'après Rey <i>et al.</i> , 2001.	89
2.16 Schéma structural du Bassin Permien de Lodève avec la position des lignes sismiques (COPEFA, 1961) et puits de prospection (COGEMA, 1956).	91
2.17 Surface 3D du sommet du cambrien à partir de la corrélation des puits (Surfer©).	93
2.18 Profil sismique N-S GL1 et son <i>line-drawing</i>	94

2.19	Profil sismique N-S GL2 et son <i>line-drawing</i>	95
2.20	Profil sismique O-E GL12 et son <i>line-drawing</i>	96
2.21	Profil sismique NO-SE GL6 et son <i>line-drawing</i>	97
2.22	Coupe actuelle Nord-Sud du bassin permien de Lodève, modifiée d'après Lopez, 1992 (Situation en Fig.2.16).	99
2.23	Résultats de la restauration géomécanique réalisée via le logiciel Dynel2D©.	102
2.24	Différents styles de déformation du socle d'un bassin sur faille listrique (Benedicto, 1996).	102
2.25	Modèle géométrique Petromod maillé par l'assignation de lithologies, failles et niveaux érosifs.	104
2.26	Restauration de l'histoire tectono-sédimentaire du bassin servant de modèle géométrique à la modélisation PetromodSuite©.	106
2.27	Echantillon LOD2 et sa position stratigraphique.	107
2.28	Echantillon LOD7 et sa position stratigraphique.	108
2.29	Configuration stratigraphique de l'intervalle autunien au sein du modèle PetromodSuite2D©.	108
2.30	Synthèse des résultats de pyrolyse RockEval et de pouvoir réflecteur de vitrinite obtenus par Masoumi, 2008.	109
2.31	Type de kérogène des roches mères du bassin de Lodève en fonction des données d'index d'hydrogène IH et de Tmax.	110
2.32	Diagramme S2 en fonction du COT pour les échantillons de roches mères du bassin de Lodève prélevés par Masoumi, 2008.	110
2.33	Valeurs des taux de transformation en fonction du temps à gauche et du PRV à droite pour l'échantillon LOD2 (Masoumi, 2008).	111
2.34	Valeurs des taux de transformation en fonction du temps à gauche et du PRV à droite pour l'échantillon LOD2 (Masoumi, 2008).	111
2.35	Graphique des valeurs d'énergie d'activation intégrées au sein du modèle PetromodSuite© pour les roches mères LOD2 (a) et LOD7 (b).	112
2.36	Diagramme Tmax vs PI montrant le degré de maturation et nature des hydrocarbures générés par les roches mères du BPL	112
2.37	Résultats des mesures de pouvoir réflecteur de vitrinite par réflectométrie optique (Masoumi, 2008).	113
2.38	Valeurs des énergies d'activation pour la roche mère stéphanienne paramétrées à partir des valeurs par défaut de PetromodSuite© (Pepper et Corvi, 1995).	114
2.39	Evolution de la bathymétrie du bassin de Lodève au cours du temps.	115
2.40	Evolution de la température à l'interface eau/sédiment dans le bassin de Lodève au cours du temps, d'après Wygrala, 1989.	116
2.41	Calibration du flux thermique actuel du bassin de Lodève par les températures de fond de puits Lod1 et Lod3.	118
2.42	Calibration des données de pourvoir réflecteur vitrinite à partir de puits virtuels localisés aux positions d'échantillonnage de LOD2 et LOD7.	119
2.43	Evolution du flux thermique au cours de l'histoire géologique du Bassin Permien de Lodève.	119
2.44	Histoire thermique et d'enfouissement du bassin de Lodève	122
2.45	Calendrier du système pétrolier du Bassin de Lodève.	124
2.46	Migration 2D des hydrocarbures au cours de l'histoire tectono-sédimentaire du Bassin de Lodève.	125
2.47	Schéma de migration des hydrocarbures au sein de la zone de roll-over du bassin.	126
2.48	a. Distribution 2D des surpressions de fluides interstitiels à l'échelle du Bassin Permien de Lodève. b. Evolution des surpressions de fluides interstitiels et de la porosité des sédiments en fonction de la profondeur pour les puits P, I et S.	128
2.49	Sur les puits P, I et S : a. Evolution des surpressions fluides et de la porosité au sein des blackshales autuniens en fonction du temps. b. Evolution du taux de sédimentation au cours du temps.	129
2.50	Modèle régional de circulation des fluides syn-tectoniques intervenant au cours de l'enfouissement du Bassin Permien de Lodève.	132
Distribution tectono-sédimentaire, texture et minéralogie générales des marqueurs des fluides permien		135
2.51	Carte des isopaques socle/cinérite X, établie par la COGEMA en 1985 sur la Ride de Lodève.	136
2.52	Morphologie actuelle des paléo-canyons stéphanien exhumés sur la Ride Nord du bassin de Lodève observable au niveau de l'usine de traitement de la COGEMA.	137
2.53	Carte géologique autour de la carrière d'Usclas-du-Bosc (Roure et Ruberts, 2003).	138
2.54	Coupe schématique O-E de la vallée du Merdanson et détail des facies sédimentaire de remplissage.	139

2.55	Photo et <i>line-drawing</i> interprété du parement supérieur NE de la carrière d'Usclas-du-Bosc. Cette vue correspond à une section sub-transversale du paleo-canyon.	140
2.56	Affleurement en bordure de la route départementale RD149 en aval de l'entrée de la carrière (voir Fig.2.53 pour la localisation).	141
2.57	Eléments de la dolomie encaissante (DolA) cimentés par la silice et associés à des géodes de calcédoine (lumières polarisée non-analysée à gauche et polarisée analysée à droite).	141
2.58	Modele de l'envoyage des paléoreliefs cambriens au Permien inférieur.	142
2.59	Histoire tectono-sédimentaire des paléo-canyons carbonifères-permiens inférieurs.	143
2.60	Carte géologique et structurale de la carrière d'Usclas du Bosc.	144
2.61	Décalage des familles de fractures N140-160 par le jeu normal/dextre des fractures N80-100.	146
2.62	Exemple d'un décalage en jeu normal d'un diaclase N88 par une faille N05.	146
2.63	Exemple d'un plan de faille N80 recoupant en jeu inverse les familles de fractures N80-100 et N140-160.	147
2.64	Les différents types de marqueurs minéralisés présents dans la carrière d'Usclas-du-Bosc.	148
2.65	Orientation des marqueurs fluides : a. Associations ankérite/barytine (en rouge) et calcite/hydrocarbure (en vert). b. Dolosparite blanche (en jaune).	149
2.66	Distribution des fractures minéralisées par les associations minérales a. Ankérite baroque/Barytine et b. calcite et hydrocarbures.	150
2.67	Bloc diagramme schématisant les distributions des différents assemblages minéralogiques à l'échelle d'un paléo-canyon Stéphanien-Permien inférieur.	151
2.68	Echantillon d'une veine N20 minéralisée par l'ankérite baroque sur les épontes et de barytine au centre.	152
2.69	Fracture N20 subverticale minéralisée par l'association Ankérite baroque/barytine.	153
2.70	Relais connecté associé à une faille à jeu normal/décrochant senestre avec minéralisation en pull-apart dans la zone de recouvrement.	154
2.71	Vue détaillée et schéma interprétatif d'une structure en pull-apart décrochant senestre minéralisée par ankérite baroque/barytine et recoupée plus tardivement par un filonnet de pyrite et blende.	154
2.72	Couloirs fracturés "en amande" suggérant un rôle des surpression de fluide dans le développement de la fracturation N0-20.	155
2.73	Témoins d'injection latérale de fluides minéralisateurs dans le réseau paléo-karstiques des formations cambriennes.	156
2.74	Marqueurs de circulation d'hydrocarbure dans la carrières d'Usclas du Bosc.	157
2.75	Veine colmatée par les deux phases de barytine ayant piégé les hydrocarbures visibles sous la forme de bitumes.	157
2.76	Fabrique de la phase d'ankérite baroque et sulfures associés.	158
2.77	Vue en lame mince de la texture interne des ankérites baroques et du contact avec la dolomie encaissante (DolA). La photo de gauche montre des cristaux formés d'un coeur sombre et d'un cortex dont la courbure de surface est bien visible. Le contact avec l'encaissant est souligné par un liserai de calcite clair.	158
2.78	Textures internes de l'ankérite baroque.	159
2.79	Les sulfures associés à l'ankérite baroque.	160
2.80	Géochimies des différentes structures de l'ankérite baroque.	161
2.81	Lame mince en lumière transmise non-analysée illustrant la relation texturale entre les deux types de barytines, en aiguilles et en gerbe.	162
2.82	Association entre les minéralisations de barytines et de petits cristaux automorphes de quartz.	163
2.83	Graphique exprimant la concentration en strontium normalisée sur celle du baryum (Sr/Sr+Ba) pour les barytines en aiguilles (points gris) et en gerbe (points noirs).	164
2.84	Diagramme ternaire de composition des sulfures, Cu/Fe/As à gauche et As/Sb/Ag à droite, constituant les minéralisations sulfurées associées aux barytines.	165
2.85	Relations texturales entre les chalcopyrites et tétraédrites associées aux minéralisations de barytines.	165
2.86	Témoins de l'altération des sulfures observés au MEB en électrons rétrodiffusés.	166
2.87	Distribution des minéralisations sulfurées au sein des veines de barytines.	167
2.88	Textures des veines cisailantes de calcite.	169
2.89	Distribution des marqueurs d'hydrocarbures dans la carrière d'Usclas-du-Bosc.	169
2.90	Textures des veines de calcite associées aux hydrocarbures (images MEB-électrons rétrodiffusés).	170
2.91	Séquences des associations minérales au cours du temps pendant l'enfouissement du bassin.	171
2.92	Bloc diagramme de la distribution des textures au sein des couloirs fracturés de la carrière d'Usclas du Bosc.	171

2.93	Fabrique des familles d'inclusions fluides dans la carrière d'Usclas du Bosc.	174
2.94	Résultats de microthermométrie sur les barytines de la carrière d'Usclas du Bosc.	175
2.95	Résultats des température d'homogénéisation mesurées sur les inclusions fluides primaires des ankérites baroques et des calcites contemporaines de la migration des hydrocarbures.	176
2.96	Diagramme P/T des isochores des inclusions fluides primaires pour les barytines en aiguilles, les barytines en gerbe et l'ankérite baroque.	178
2.97	Modèle de piégeage des différents événements de fluide au cours de l'enfouissement synrift Permien du bassin.	180
2.98	Calendrier de piégeage des hydrocarbures dans la zone de roll-over du bassin, calibré à partir de l'étude microthermométrique des inclusions fluides.	183

Les mécanismes qui contrôlent la circulation et le piégeage des fluides au cours de l'enfouissement 185

2.99	Géométrie générale de la minéralisation stratiforme dans la mine du Puech Cérié.	233
2.100	Fabrique des minéralisations stratiformes en cisaillement dans la mine du Puech Cérié.	234
2.101	Contexte géologique et localisation des mines du Puech Cartès (ouest et est).	235
2.102	Faille N140 mettant en contact les dolomies avec les calcschistes cambriens.	237
2.103	Minéralisations de barytine au sein des structures en pull-apart localisées à l'interface entre les calcschistes et les dolomies cambriennes.	238
2.104	Déformation à l'interface lithologique entre les niveaux de calcschistes et les dolomies sous-jacentes.	239
2.105	Brèche minéralisée par la barytine à l'interface entre les dolomies et les calcschistes sus-jacents.	239
2.106	Structure en pull-apart minéralisée au sein de la dolomie encaissante dans les mines du Puech Cartès.	240
2.107	Succession d'auréoles d'altération de la dolomie encaissantes tapissant les cavités minéralisées par la barytine et précipité sous la forme d'ankérites rougeâtres.	241
2.108	Bloc diagramme de la distribution de la minéralisation dans les mines du Puech Cartès.	241
2.109	Image en lumière polarisée analysée d'une veine minéralisée dans les calcschistes	243
2.110	Relations texturales entre la phase de kaolins et les deux épisodes de barytines de la mine du Puech Cartès.	244
2.111a.	Nacrite en cristaux automorphes précipités à l'interface entre des barytines en aiguilles et des barytines en gerbe à l'intérieur d'une cavité; b. Veine de barytine recoupant les niveaux de calcschistes associée à la précipitation de kaolins proche des épontes.	245
2.112	Image en microscopie électronique à balayage sur les nacrites au sein des calcschistes.	245
2.113	Succession des paragenèses dans les mines du Puech Cartès.	246
2.114	Mesures microthermométriques des inclusions fluides primaires de type I dans les barytines en aiguilles et barytine en gerbe dans les mines du Puech Cartès.	247
2.115	Diagramme P/T des isochores d'inclusions fluides primaires pour les barytines des mines du Puech Cartès.	249
2.116	Modèle de formation d'un couloir de cisaillement par l'action combinée de (i) la pression fluide et (ii) des glissements banc sur banc liés au basculement syn-rift du socle dans le roll-over du bassin.	252
2.117	Contexte géographique et géologique du site des de la mine des Airettes.	254
2.118	Carte géologique et log stratigraphique synthétique du site des Airettes.	255
2.119	Distribution de la minéralisation au niveau de l'affleurement sud du site du site des Airettes.	256
2.120	Photo interprétée de la discordance entre les argiles permiennees et le socle cambrien silicifié.	257
2.121	Veines de barytine N20 sub-verticales et sinueuses affectant les dolomies silicifiées sous la discordance permienne.	257
2.122	Présence d'une brèche cimentée par la barytine à éléments de dolomies silicifiés proche de la discordance.	258
2.123	Sous-plaquage de barytine formant un intervalle massif sous les premiers niveaux de pélites dolomitiques permiennees.	258
2.124	Facies de brèche hydraulique à éléments de pélites dolomitiques et de blackshales cimentés par la barytine.	259
2.125	Injections stratiformes (sills) de barytine dans les plans de stratification sub-horizontaux des pélites dolomitiques.	260
2.126	Schéma interprétatif du gradient de bréchification latéral allant du couloir de brèche central vers le décollement banc sur banc au sein des pélites dolomitiques.	260
2.127	Distribution de la minéralisation au niveau de l'affleurement nord du site des Airettes.	261

2.128	Observation en lame-mince d'une cavité au sein des dolomies cambriennes minéralisées sur ces épontes par une ankérite sombre et scellée par une barytine en gerbe.	262
2.129	Gerbe de barytine minéralisée au sein d'une matrice limonitique parsemée de grains de quartz isolés.	262
2.130	Exemple de brèche à éléments dolomitiques en dessous de la discordance permienne.	263
2.131	Vue en lame-mince illustrant la précipitation des barytines en aiguilles sur la microsilice xénomorphe.	263
2.132	Faciès de brèche cimentée par la barytine dans la couvertures permienne.	264
2.133	Modèle structural de la distribution de la minéralisation sur le site des Airettes.	265
2.134	Résultats de la microthermométrie sur les trois échantillons correspondant aux faciès Air-V, Air-massif et Air-Br.	266
2.135	Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction de la salinité des inclusions fluides primaires des faciès Air-V, Air-massif et Air-Br.	268
2.136	Diagramme P/T des isochores d'inclusions fluides primaires pour les trois faciès de la zone des Airettes.	270
2.137	Modélisation de rotation de contrainte et orientation de la fracturation lors de surpression fluide sous un niveau couverture (Mourgues <i>et al.</i> , 2012).	271
2.138	Modèle cinématique des mécanismes contrôlant le piégeage des fluides à l'interface entre le socle cambrien et la couverture permienne régionale dans le Bassin Permien de Lodève.	273
2.139	Situation géologique de la carrière de Font d'arques.	276
2.140	Contexte géodynamique de la ride de Cabrières.	277
2.141	Bloc diagramme de l'architecture en pli faillé de la carrière principale de Font d'Arques.	278
2.142	Vue générale de la brèche hydraulique au niveau de la zone de pli faillé cimentée par différentes générations de barytine.	279
2.143	Caractérisation macroscopique des faciès minéralisés dans la carrière de Font d'Arques.	280
2.144	Vue générale des faciès minéralisés dans les injections stratiformes barytine-fluorite.	282
2.145	Injections stratiformes en structure C-S dans l'exploitation secondaire de la carrière de Font d'Arques.	283
2.146	Structures CS minéralisée par l'association barytine-fluorite sur le flanc sud de la carrière de Font d'Arques.	285
2.147	Minéralisations stratiformes dans la zone Sud de la carrière de Font d'Arques.	286
2.148	Bloc diagramme de la distribution des minéralisations dans la carrière de Font d'Arques.	287
2.149	Paragenèse dans la zone de la carrière de Font d'Arques.	288
2.150	Calendrier des paragenèses minérales et textures associées au cours des différents événements de minéralisations sur la carrière de Font d'Arques.	289
2.151	Fabrication des différentes familles d'inclusions fluides piégées au sein des cristaux de fluorite.	291
2.152	Synthèse des analyses de microthermométrie sur inclusions fluides primaires des deux épisodes de minéralisation de la carrière de Font d'Arques.	292
2.153	Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction des salinités des différents événements minéralisateurs sur la carrière de Font d'Arques.	295
2.154	Diagramme P/T des isochores correspondant aux inclusions fluides primaires du faciès de barytines fibreuses et du stade Ba-F de la carrière de Font d'Arques.	297
2.155	Graphique des fréquences rétro-cumulatives des températures d'homogénéisation mesurées sur les phases immiscibles $H_2O - NaCl - CaCl_2$ et $H_2O - CaCl_2 - CO_2$ dans les barytines et fluorites.	298
2.156	Modèle de mise en place des deux épisodes de minéralisation dans le <i>footwall</i> de la faille bordière sud du bassin permien de Lodève pendant l'enfouissement synrift.	302
2.157	Bloc diagramme schématique (sans échelle) synthétisant les mécanismes de piégeage des fluides sur les marges du bassin.	305
Caractérisations géochimiques des fluides syn-rift et implications génétiques		307
2.158	Schéma de la structure zonée d'un cristal d'ankérite baroque précisant les différentes phases minéralogiques.	310
2.159	Spectres des Terres Rares normalisées sur le Post Archean Australian Shale (PAAS) de dolomie hôte (trait noir plein), le cœur du cristal (trait gris plein) et le cortex externe (trait pointillé) de l'ankérite baroque.	313
2.160	Résultats de la mesure du rapport isotopiques $^{34}S/^{32}S$ sur les chalcopyrites contemporaines de la précipitation du cœur du cristal de la dolomite baroque. L'erreur analytique est inférieure à 1‰.	314
2.161	Modèle de formation de l'ankérite baroque au cours de l'histoire d'enfouissement des séquences pré-rift autumiennes du bassin.	319

2.162	Schéma de la genèse des filons de barytines de la mine de Saint Privat d'après Connan et Orgeval, 1976.	320
2.163	Schéma de la genèse des filons de barytines sur la Ride de Lodève d'après Sauvage (2000).	321
2.164	Diagramme des rapports isotopiques du strontium en fonction de la concentration absolue en strontium (ppm) dans les différents dépôts de barytines et fluorites du bassin de Lodève.	324
2.165	Résultats des analyses isotopiques du soufre sur les différents dépôts de barytines et chalcopyrites associées pour les minéralisations permienes du bassin de Lodève.	326
2.166	Position de l'échantillonnage sur la Ride de Lodève des sédiments pré-rift autuniens (Autu), des cinérites (chiffre romain) et des sédiments du socle (infracamb et camb) pour l'analyse des Terres Rares et Yttrium.	328
2.167	Log sédimentologique de la série autunienne pré-rift (Lopez <i>et al.</i> , 2008) montrant les principaux niveaux de cinérites associés (Odin, 1986). La position de l'échantillonnage des sédiments autuniens (Autu-) ainsi que les cinérites (carré rouge sur les lettres romaines) est indiquée.	329
2.168	Spectres des Terres Rares-Y normalisés sur les chondrites pour les barytines des différents dépôts minéralisés du Bassin de Lodève.	331
2.169	Spectres des Terres Rares-Y normalisés sur les chondrites de deux échantillons de fluorites de la carrière de Font d'Arques.	332
2.170	Spectres de Terres Rares et Yttrium normalisés sur les chondrites pour les sédiments du socle (a), les sédiments pré-rift autuniens (b) et cinérites permienes (c).	333
2.171	Distribution des teneurs en baryum (a), en strontium (b) et en yttrium (c) dans le socle infracambrien et cambrien (en blanc), les séries argilo-gréseuses autuniennes (en gris) et les cinérites permienes (en noir).	334
2.172	Synthèse des résultats de températures d'homogénéisation en fonction des salinités des inclusions fluides sur les minéralisations à barytine et fluorite permienne de Lodève.	337
2.173	Carte des gisements de fluorine à l'échelle du Massif Central français.	338
2.174	Données des salinités en fonction des températures (microthermométrie + microcryométrie) sur les inclusions fluides des fluorines et des quartz des filons du socle du Massif Central français (Lhégu <i>et al.</i> , 1982).	339
2.175	Graphique exprimant les valeurs $\delta^{34}S$ des barytines et celles des chalcopyrites synchrones en fonction du $\Delta^{34}S$ sur les minéralisations syn-rift permienes.	342
2.176	Gamme des rapports isotopiques des sources potentielles de soufre dans les bassins sédimentaires.	343
2.177	Spectres des Terres Rares dans les formations autuniennes normalisées sur le PAAS (Post Archean Australian Shale).	345
2.178	Carte géologique du Sud du Massif Central sur laquelle sont indiqués les principaux gisements du Sud du Massif Central français (Lancelot <i>et al.</i> , 1995).	345
2.179	Intervalle des signatures isotopiques du Strontium dans les barytines de la zone de roll-over et du <i>footwall</i> du bassin de Lodève comparé aux rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux des sources potentielles. Une limite séparant les barytines d'origine hydrothermale et diagénétique est indiquée d'après les données de Paytan <i>et al.</i> (2002).	347
2.180	Spectres des terres rares normalisé aux chondrites sur barytines marines et "hydrothermales/sédimentaires et sur les minéraux constituant les rhyolites.	348
2.181	Graphique exprimant les rapports de concentration Tb/Ca en fonction de Tb/La avec les potentielles sources de fluides pour les fluorites (modifié d'après Möller <i>et al.</i> , 1976).	350
2.182a.	Spectres des Terres Rares normalisés sur les chondrites représentatifs des minéraux de type biotite, plagioclase et feldspath potassique (Towell <i>et al.</i> , 1965) ; Spectres des Terres Rares normalisés sur les chondrites (b) du granite de Margeride (Downes <i>et al.</i> , 1997) et (c) des orthogneiss du Massif central français (Downes et Duthou, 1988).	351
2.183	Modèle géochimique génétique des trois événements minéralisateurs au cours de l'enfouissement syn-rift du Bassin Permien de Lodève.	355
2.184	Schéma de la texture d'une veine minéralisée par la barytine associée à la présence de nacrite au sein des calcschistes cambriens.	357
2.185	Graphique exprimant le $\delta^{18}O$ en fonction du δD sur deux échantillons de nacrites.	359
2.186	Graphique $\delta^{18}O$ en fonction du δD des différents types de fluides définis par Sheppard et Gilg (1996). L'encadré rouge correspond à l'intervalle isotopique de la signature du fluide à l'équilibre avec la nacrite.	361

Les minéralisations syn-sédimentaires associées à la discordance post-rift : Le rôle de la playa évaporitique du Trias Moyen	365
2.187 Carte et coupe géologiques détaillées de la partie occidentale de la Ride de Lodève (Lopez, 1992).	367
2.188 Coupe sédimentologique de la formation inférieure du Trias en discordance sur le socle cambrien dans la zone de la Roche Percée Sud, à l'est de Lodève.	368
2.189 Marqueurs d'altération du socle carbonaté sur la route de Montifort.	370
2.190 Photo de l'affleurement de Montifort montrant la géométrie du réseau de cavités endokarstiques minéralisé.	372
2.191 Caractéristiques sédimentaires et texturales des différentes phases de remplissage d'une cavité sub-planaire parallèle à la surface de discordance du Trias.	373
2.192 Fabrication des minéralisations de barytine-sulfure de la route de Montifort.	374
2.193 Géodes de barytine en gerbe dans les grès fins du Trias.	375
2.194 Textures internes des minéralisations de la route de Montifort.	377
2.195 Image microscopique des minéralisations de barytine au sein d'une diacrase dans les grès fins de base de l'Anisien moyen.	378
2.196 Evolution des paragenèses minérales sur l'affleurement de la route de Montifort.	379
2.197 Modèle de distribution des minéralisations barytiques au niveau du contact entre le socle carbonaté et la couverture triasique.	380
2.198 Coupe schématique de l'affleurement minéralisé du "Transformateur" au niveau de la discordance permo-triasique.	381
2.199 Distribution des minéralisations au sein du socle cambrien sous la surface de discordance.	383
2.200 Minéralisations sulfurées en injection dans les plans de stratification de la dolomie cambrienne. On observe également une minéralisation en barytine en sous-plaquage des marnes évaporitiques triasiques.	384
2.201 Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une veine de calcite sur les épontes de laquelle un processus de dissolution-reprécipitation de la barytine.	384
2.202 Minéralisations sulfurées en injection dans les plans de stratification de la dolomie cambrienne. On observe également une minéralisation de barytine en sous-plaquage des marnes évaporitiques triasiques.	385
2.203 Coupe schématique de la mine de Belebezet et distribution des minéralisations à la discordance triasique.	386
2.204 Minéralisations de barytine-sulfure imprégnées par les hydrocarbures au contact entre les paléokarsts du socle et la brèche de base du Trias.	388
2.205 Minéralisations de barytine imprégnées d'hydrocarbures montrant des témoins de cisaillement post-minéralisation dont les plans sont parallèles au contact avec la brèche de base.	389
2.206 Déformation de minéralisations de barytines contemporaine de la circulation des hydrocarbures.	390
2.207 Situation géologique de l'affleurement de la Roche Percée Nord (Lopez, 1992).	392
2.208 Remplissage minéralisé du paléo-aven de la Roche Percée composé de la succession de lamines détritiques et de barytines aciculaires associées à de la microsilice amorphe.	393
2.209 Schéma du remplissage minéralisé d'un paléo-aven en contexte de playa-évaporitique (Lopez, 1992).	394
2.210 Fabrication des inclusions fluides piégées dans les minéralisations barytiques d'âge triasique.	396
2.211 Résultats des mesures microthermométriques sur inclusions fluides primaires dans les minéralisations barytiques du Trias.	398
2.212 Valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des concentrations en strontium pour les minéralisations barytiques permienues et triasiques.	401
2.213 Spectres des Terres Rares pour les barytines triasiques en rouge et de la moyenne des barytines permienues en noir.	402
2.214 Modèle géochimique génétique de la formation des fronts diagénétiques de barytines secondaires proches de la zone de transition sulfate-méthane.	405
2.215 Modèle de formation des minéralisations triasiques lors de la mise en place d'un domaine de playa évaporitique associé à la circulation des hydrocarbures.	409
Synthèse et enseignements des marqueurs fluides dans le bassin de Lodève	411
2.216 Modèle génétique de l'histoire de la circulation et du piégeage des fluides minéralisés pendant l'histoire syn-rift du bassin.	417
2.217 Modèle métallogénique de la formation des minéralisations supergènes à barytine-sulfures suite à l'exhumation post-rift du bassin.	418

- 2.218 Chronologie des mécanismes qui régissent le piégeage des fluides dans la zone de roll-over par comparaison des signatures isotopiques du strontium sur barytine et fluorite. 421

Application aux demi-grabens Jurassiques très enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord) 425

Histoire tectono-sédimentaire de la Mer du Nord 427

- 3.1 Distribution des structures en pull-apart associées à un mouvement senestre des failles crustales pendant le Dévonien en Mer du Nord. 427
- 3.2 Histoire tectono-sédimentaire du North Viking Graben. 429
- 3.3 Modèle de subsidence thermique du Viking Graben après la montée d'un panache mantellique (d'après Davies *et al.*, 2001). 430
- 3.4 Lithostratigraphie générale du North Viking Graben. 432
- 3.5 Chronostratigraphie des séries du Jurassique inférieur et moyen du Viking Graben. 435
- 3.6 Section sismique réflexion et *line-drawing* du profil NSDP-84-2 passant dans le North Viking Graben. 436
- 3.7 Les deux modèles structuraux de formation du North Viking Graben basés sur l'interprétation de la ligne NSDP-84-1. 437
- 3.8 Les différents modèles de rifting et les déformations associées. 438

Architecture des bassins tardi-orogéniques fin Paléozoïque-Jurassique supérieur dans le Quadrant 30 439

- 3.9 Modèle de formation des bassins jurassiques découpé en deux phases de rifting marquées par une rotation de la direction d'extension entre le Callovo-Oxfordien (a) et le Kimmeridgien-Volgien (b). 440
- 3.10 Position et emprise du bloc de sismique 3D MC3D NVG-10 et NVG-11 par PGS et TGS. La localisation des deux lignes sismiques profondes NSR ("*North Sea Renaissance*") est indiquée. . . 440
- 3.11 Position du Quadrant 30 et des puits 30/10-6 et 30/7-7 servant au calage temps-profondeur de la sismique. 441
- 3.12 Profil sismique NSR 21134 et *line-drawing* imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec la East Shetland Platform. 443
- 3.13 Profil sismique NSR 31162 et *line-drawing*. 444
- 3.14 Profil sismique NSR 21134 et son *line-drawing* imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec l'East Shetland Platform. 446
- 3.15 Profil sismique NSR 21134 et son *line-drawing* imageant l'architecture profonde du North Viking Graben en contact avec l'East Shetland Platform. 447
- 3.16 Carte de profondeur en msTWT et position des failles majeures syn-sédimentaires pour les horizons (a) Top Brent et (b) Top Heather. 448
- 3.17 Contexte structural des puits pétroliers (a) 30/7-7 et (b) 30/10-6. Ils sont situés au sein d'un système de blocs basculés ayant subi un glissement d'ordre gravitaire sur faille listrique. 450
- 3.18 Histoire tectonique de la formation des bassins jurassiques supérieurs. 452

Modélisation de l'histoire thermique et d'enfouissement des bassins jurassiques du North Viking Graben 453

- 3.19 Modèle tectono-sédimentaire de base intégré à la modélisation PetromodSuite©. 456
- 3.20 Loi de vitesse polynomiale dans les puits 30/7-7 et 30/10-6 déduite des données de forage et servant à la migration temps profondeur du profil sismique choisie pour la modélisation PetromodSuite©. 456
- 3.21 Restauration tectono-sédimentaire du North Viking Graben par *backstripping* dans le logiciel PetromodSuite©. 459
- 3.22 Evolution de la paléo-bathymétrie en Mer du Nord utilisée dans la calibration du modèle (d'après Kjennerud *et al.*, 2001). 460
- 3.23 Evolution de la température de surface à la latitude correspondante au North Viking Graben (calculées à partir du modèle de Wygrala (1989)). 461
- 3.24 Calibration du flux thermique par les données de pouvoir réflecteur de vitrinite dans le puits 30/10-6. 461
- 3.25 Evolution du flux thermique dans le temps pour le modèle du North Viking Graben établi dans ce travail. 462

3.26	Histoires de l'enfouissement des bassins d'âge Jurassique Supérieur du North Viking Graben à partir du logiciel PetromodSuite©.	463
3.27	Courbes d'évolution des taux de transformation et du pouvoir réflecteur de vitrinite dans chacun des trois puits P,I et S à partir du logiciel PetromodSuite©.	465
3.28	Modélisation de la migration des hydrocarbures au cours de l'enfouissement du bassin à partir du logiciel PetromodSuite©.	467
3.29	Distribution des surpressions fluides dans le North Viking Graben à $t = 65\text{Ma}$, calculée à partir de la modélisation PetromodSuite2D©.	468
3.30	Evolution des surpressions fluides au cours du temps dans les trois puits virtuels P,I et S générée à partir de PetromodSuite1D©.	468
3.31	Distribution 2D des degrés de saturation en hydrocarbure dans les roches il y a 65Ma.	469
3.32	Evolution de la saturation en hydrocarbures (huile + gaz) dans les formations du Brent au cours du temps modélisée avec le logiciel PetromodSuite1D©.	471
3.33	Evolution au cours du temps de la porosité, de la saturation en hydrocarbures, de la surpression fluide et de la température, dans la partie supérieure du réservoir Brent d'après les calculs générés sur PetromodSuite©.	472
3.34	Mécanisme de rupture de la couverture par l'action combinée de la surpression fluide et la flotabilité des hydrocarbures.	473
3.35	<i>Time chart</i> du système pétrolier dans le North Viking Graben construit à partir de la modélisation 2D PetromodSuite©.	475

Calendrier et conditions thermodynamiques de piégeage des fluides en zone de roll-over – Etude comparative entre les puits 30/7-7 et 30/10-6 **479**

3.36	Courbe de perméabilité (verticale et horizontale) et de porosité le long de l'intervalle carotté du puits 30/7-7 et position des lames-minces étudiées.	481
3.37	Séquences minérales et transformations diagénétiques du Tarbert supérieur au cours de l'enfouissement dans l'intervalle carotté du puits 30/7-7.	482
3.38	Minéralogie et textures de la roche encaissante de la formation du Tarbert dans le puits 30/7-7.	483
3.39	Fabrique des veines d'ankérite dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.	484
3.40	Minéralisations de sulfures dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.	484
3.41	Textures des veines de dickite tardive dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.	485
3.42	Surcroissances tardives de quartz par rapport à la mise en place des illites fibreuses dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.	486
3.43	Séquence diagénétique de la formation supérieure du Tarbert dans le puits 30/10-6 (Teinturier, 2013).	487
3.44	Fabrique des inclusions fluides dans les veines d'ankérite et les surcroissances de quartz dans le puits 30/7-7.	488
3.45	Résultats des mesures microthermométriques sur inclusions fluides primaires dans les surcroissances de quartz et les veines d'ankérite dans les carottes du puits 30/7-7.	489
3.46	Graphique exprimant les rapports isotopiques des $\delta^{18}\text{O}$ en fonction des $\delta^{13}\text{C}$ dans les phases carbonatées des puits 30/10-6 et 30/7-7.	492
3.47	Courbe d'enfouissement du puits 30/10-6 générée à partir de PetromodSuite© sur laquelle sont reportés le degré de saturation en hydrocarbures dans l'ensemble des formations du Brent ainsi que la distribution des géothermes au cours du temps.	495
3.48	Modèle de formation des séquences minérales dans le Tarbert supérieur en fonction de l'enfouissement et des températures.	501
3.49	Carte paléogéographique et géologique des bassins au Permien supérieur dans la Mer du Nord d'après McKie et Shannon, 2011.	502
3.50	Modèle métallogénique de la formation des minéralisations dans les zones de roll-over des bassins jurassiques supérieurs du North Viking Graben.	504

Synthèse, enseignements et perspectives sur la dynamique des fluides au cours de l'enfouissement des bassins sédimentaires **509**

4.1	Modèle synthétique des circulations de fluides au cours de l'enfouissement des bassins tardi-orogéniques sur faille listrique.	519
-----	--	-----

Annexes	567
5.1 Etape de construction d'une coupe sujette à la restauration sous Dynel2D© : a. <i>Line-drawing</i> ; b. Modèle structural ; c. Modèle géologique ; d. Maillage du modèle ; e. Attribution des lithologies. . .	570
5.2 Méthode générale utilisées pour la modélisation des histoires d'enfouissement et thermique des bassins étudiés dans ce mémoire (modifié d'après Schlumberger©).	571
5.3 Installation du système de mesures microthermométriques à inclusion fluide (Géosciences Montpellier).	572
5.4 Spectre infrarouge réalisé sur une nacrite sur lequel ont été reportés les pics de longueur d'onde caractéristiques de la kaolinite et de la dickite.	581
5.5 a. Spectre de diffraction X mesuré dans une phase de nacrite séparée du reste des minéraux ; Spectre de diffraction X sur roche totale dans b. une géode où ont précipité les nacrites et c. une veine de barytine au sein des dolomies.	583
5.6 Affleurement des formations infracambriennes au niveau du tunnel de la vierge consistant en l'altenance de grès fins à rides de courant uni-directionnelles et schistes épi-métamorphiques. Les positions des échantillons Infracamb-1 et Infracamb-2 sont indiquées.	590
5.7 Zone de prélèvement des échantillons correspondant à l'ensemble d'Usclas pour l'analyse des éléments traces et Terres Rares : a. Coupe dessinée de l'affleurement en bordure de la route RD144 montrant la succession des séquences de grès deltaïques avec des niveaux lacustres euxiniques. b. Affleurement dans le ruisseau du Merdanson montrant les alternances entre argilites bitumineuses plus ou moins silicifiées.	591
5.8 a. Coupes dans la formation du Loiras montrant le passage progressif d'argilites euxiniques riches en matière organique à des argilites rougeâtres carbonatées. b. Coupe entre les villages Le Bosc et Loiras illustrant la formation du Viala avec des alternances entre argilites rouges et siltites/grès fins fluviaux.	592
5.9 a. Niveau de cinérite VII dans la carrière de Tréviels, proche du centre actuel de la COGEMA ; b. et c. Elle est caractérisée par de nombreuses figures de slumps et de contournement.	594
5.10 Texture pétrographique de la cinérite VII (d'après Odin, 1986).	594
5.11 Niveau de cinérite XX proche du contact avec les conglomérats de l'Autunien sur un flanc de paléo-canyons stéphano-autuniens. Elle est affectée par des failles syn-sédimentaires de compaction.	595
5.12 Texture pétrographique de la cinérite XX (d'après Odin, 1986)	595
5.13 Niveau de cinérite XXII intensément silicifiée proche de la discordance permienne.	596
5.14 Texture pétrographique de la cinérite XXII (d'après Odin, 1986)	596
5.15 a. Niveau de cinérite XXIV proche de la discordance permienne ; b. Figure de charge à la base de la cinérite ; c. Failles syn-sédimentaires synchrones de la compaction de la cinérite.	597
5.16 Texture pétrographique de la cinérite XXIV (d'après Odin, 1986).	597

Liste des tableaux

Histoire des fluides dans le Bassin Permien de Lodève	65
Modélisation de l'histoire thermique et de l'enfouissement du bassin	81
2.1 Synthèse des résultats de pyrolyse RockEval6 et de pouvoir reflecteur de vitrinite obtenus par Masoumi, 2008	86
2.2 Vitesses stacks associées aux puits Lod2.	93
2.3 Ages des formations et propriétés des lithologies assignées intégrés dans le logiciel PetromodSuite©.	105
Caractérisations géochimiques des fluides syn-rift et implications génétiques	307
2.4 Résultats des analyses de Terres Rares issus de mesures LA-ICPMS sur l'ankérite baroque et la roche encaissante.	312
2.5 Résultats des mesures des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et du soufre $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ sur les dépôts de barytines, chalcopyrites et fluorites du bassin de Lodève.	323
2.6 Tableau synthétique des mesures de microthermométrie sur inclusion fluide primaires piégées dans les minéralisations syn-rift permienues du Bassin de Lodève.	336
2.7 Mesures des isotopes stables du ^{18}O et D sur les fractions argileuses des calcschistes encaissants et des nacrites (Latiff, 2014).	358
2.8 Calcul des signatures isotopiques (a) du $\delta^{18}\text{O}$ et (b) du δD des fluides à l'équilibre avec les nacrites.	360
Les minéralisations syn-sédimentaires associées à la discordance post-rift : Le rôle de la playa évaporitique du Trias Moyen	365
2.9 Résultats de mesures isotopiques du strontium et soufre ainsi que la concentration en strontium dans les différents dépôts de barytine-sulfures du Trias.	400
2.10 Teneur en Terres rares dans les barytines du Trias moyen.	402
Application aux demi-grabens Jurassiques très enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord)	425
Modélisation de l'histoire thermique et d'enfouissement des bassins jurassiques du North Viking Graben	453
3.1 Ages des formations et propriétés intrinsèques des lithologies assignées selon l'étude du puits 30/10-6 dans PetromodSuite©.	457
Annexes	567
5.1 Compositions chimiques et isotopiques du $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ des standards utilisés pour les mesures à la microsonde ionique SIMS.	575
5.2 Résultats des mesures de microsonde électronique sur les sulfures, ankérites baroques, veines de calcite et les minéralisations de barytine.	578
5.3 Résultats des mesures de microsonde électronique sur les nacrites, ankérites baroques et les minéralisations de barytine.	579
5.4 Résultats de microthermométrie sur inclusions fluides des phases minérales associées aux minéralisations permienues du bassin de Lodève. Les valeurs en rouge correspondent aux données de Sauvage (2000).	580
5.5 Résultats de microthermométrie sur inclusions fluides des phases minérales associées aux minéralisations triasiques post-rift du bassin de Lodève.	581
5.6 Synthèse des mesures de microthermométrie sur inclusions fluides dans les veines d'ankérite et les surcroissances de quartz dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.	581

5.7	Tableau des résultats des concentration en ppm de terres rares et yttrium sur les minéralisations à barytine-fluorite du Bassin Permien de Lodève.	585
5.8	Tableau des résultats des concentration en ppm de terres rares et yttrium sur les sédiments pré-rift autuniens, cinréites et sédiments du socle.	586
5.9	Résultats des mesures isotopiques sur les veines d'ankérite (d'après Lacharpagne, 2013).	587
5.10	Résultats des mesures isotopiques sur les veines de barytines, de sulfures, d'ankérite (d'après Teinturier, 2013).	588
5.11	Tableau récapitulatif de la nature et de la position des échantillons de roches prélevés en vue des analyses de Terres Rares sur roche totale.	589

Bibliographie

- ABIDI, R., SLIM-SHIMI, N., SOMARIN, A. et HENCHIRI, M. (2010). Mineralogy and fluid inclusions study of carbonate-hosted Mississippi Valley-Type Ain Allega Pb-Zn-Sr-Ba ore deposit, Northern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 57(3):262–272. 18
- ADDA, G. W. (2012). Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the northern North Sea. *Master of Sciences Thesis. Norwegian University of Science and Technology*. 454, 455
- AKANDE, O., ZENTELLI, M. et REYNOLDS, P. H. (1989). Fluid inclusion and stable isotope studies of Pb-Zn-fluorite-barite mineralization in the lower and middle Benue Trough, Nigeria. *Mineralium Deposita*, 24(3):183–191. 18
- AL-AASM, I. S., LONNEE, J. et CLARKE, J. (2002). Multiple fluid flow events and the formation of saddle dolomite : case studies from the Middle Devonian of the Western Canada Sedimentary Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 19(3):209–217. 309
- AL-AASM, I. S. et VERNON, M. (2007). Waulsortian-like mounds of the Mississippian Pekisko Formation, North-western Alberta : Petrographic and chemical attributes. *Marine and Petroleum Geology*, 24(10):616–631. 309
- ALOISI, G., PIERRE, C., ROUCHY, J.-M., FOUCHER, J.-P., WOODSIDE, J. et OTHERS (2000). Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(1):321–338. 405
- ALOISI, G., WALLMANN, K., BOLLWERK, S. M., DERKACHEV, A., BOHRMANN, G. et SUESS, E. (2004). The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(8):1735–1748. 19
- ALPERIN, M. J., REEBURGH, W. S. et WHITICAR, M. J. (1988). Carbon and hydrogen isotope fractionation resulting from anaerobic methane oxidation. *Global Biogeochemical Cycles;(USA)*, 2(3). 405
- APPIA-LAMACHE, C. (1984). *Le Trias évaporitique du Sud-Est de la France : du bassin profond salifère à la bordure cévenole détritique et sulfatée (Largentière, Lodevois)*. Thèse de doctorat. 73
- AQUILINA, L., DIA, A. N., BOULÈGUE, J., BOURGOIS, J. et FOUILLAC, A. M. (1997). Massive barite deposits in the convergent margin of Peru : Implications for fluid circulation within subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(6):1233–1245. 404
- ARNING, E. T., GAUCHER, E. C., van BERK, W. et SCHULZ, H.-M. (2015). Hydrogeochemical models locating sulfate-methane transition zone in marine sediments overlying black shales : A new tool to locate biogenic methane? *Marine and Petroleum Geology*, 59:563–574. 19, 405
- ARTHAUD, F. et 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):139–171. 66, 67, 301, 322
- ARTHUR, T. J. (1993). Mesozoic structural evolution of the UK Southern North Sea : insights from analysis of fault systems. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 4:1269–1279. 431, 464
- ATKINSON, B. K. et MEREDITH, P. G. (1987). Experimental fracture mechanics data for rocks and minerals. *Fracture mechanics of rock*, pages 477–525. 173
- AUBAGUE, M., ORGEVAL, J. J. et SOULIÉ, M. (1977). Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne (essai de synthèse). *Bulletin BRGM*, 3:139–181. 321
- AUDRA, P., BIGOT, J.-Y., CAMUS, H., GAUCHON, C. et WIENIN, M. (2011). La grotte-mine du Piei (Lagnes, Vaucluse), paléokarst hypogène à remplissage de minerai de fer oxydé. *Karstologia*, (58):pp–1. 15

- BARBIER, F., DUVERGÉ, J. et LE PICHON, X. (1986). Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10(1):105–121. 437, 438
- BARKER, C. (1972). Aquathermal Pressuring—Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones : GEOLOGICAL NOTES. *AAPG Bulletin*, 56(10):2068–2071. 38
- BARNES, R. O. et GOLDBERG, E. D. (1976). Methane production and consumption in anoxic marine sediments. *Geology*, 4(5):297–300. 19
- BARTHOLOMEW, I. D., PETERS, J. M. et POWELL, C. M. (1993). Regional structural evolution of the North Sea : oblique slip and the reactivation of basement lineaments. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 4:1109–1122. 439
- BASTIN, E. S. (1939). Theories of formation of ore deposits. *The Scientific Monthly*, 49:538–547. 13
- BAU, M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3):219–230. 349
- BAU, M. et DULSKI, P. (1995). Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3):213–223. 315, 327
- BAU, M. et DULSKI, P. (1996). Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1):37–55. 315
- BEACH, A. (1980). Numerical models of hydraulic fracturing and the interpretation of syntectonic veins. *Journal of Structural Geology*, 2(4):425–438. 49
- BEACH, A. (1986). A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. 428, 436, 437
- BEANE, R. E. (1983). The magmatic-meteoric transition. *Geothermal Resources Council, Special Report*, 13:245–253. 337
- BEAUFORT, D., CASSAGNABERE, A., PETIT, S., LANSON, B., BERGER, G., LACHARPAGNE, J. C. et JOHANSEN, H. (1998). Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, 33(2):297–316. 500
- BECQ-GIRAUDON, J. (1973). Etude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault). *Bull. BRGM*, 1(3):151–163. 69
- BEJAOU, J., BOUHLEL, S., CARDELLACH, E., CANALS, A., PERONA, J. et PIQUÉ, A. (2013). Mineralization and fluid inclusion studies of the Aptian carbonate-hosted PbZnBa ore deposits at Jebel Hamra, Central Tunisia. *Journal of Geochemical Exploration*, 128:136–146. 16, 18
- BELLON, H., ELLENBERGER, F. et MAURY, R. (1974). Sur le rajeunissement de l'illite des pélites saxoniennes du bassin de Lodève. *CR Acad. Sci., Paris*, 278:413–415. 74
- BENEDICTO, A. (1996). *Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est France*. Thèse de doctorat. 83, 101, 102, 131, 251, 442, 445, 449, 525
- BERRY, F. A. F. (1973). High fluid potentials in California Coast Ranges and their tectonic significance. *AAPG Bulletin*, 57(7):1219–1249. 38
- BETHKE, C. M. et MARSHAK, S. (1990). Brine migrations across North America—the plate tectonics of groundwater. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18:287. 15
- BITEAU, J.-J., LE MARREC, A., LE VOT, M. et MASSET, J.-M. (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience*, 12(3):247–273. 67, 75
- BJORKUM, P. A., OELKERS, E. H., NADEAU, P. H., WALDERHAUG, O. et MURPHY, W. M. (1998). Porosity prediction in quartzose sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite frequency, and hydrocarbon saturation. *AAPG bulletin*, 82(4):637–648. 40

- BJORLYKKE, A. et SANGSTER, D. F. (1981). An overview of sandstone lead deposits and their relation to red-bed copper and carbonate-hosted lead-zinc deposits. *Econ. Geol.*, 75:179–213. 23
- BJORLYKKE, K. (1983). Diagenetic reactions in sandstones. In *Sediment diagenesis*, pages 169–213. Springer. 495, 497
- BJORLYKKE, K., NEDKVITNE, T., RAMM, M. et SAIGAL, G. C. (1992). Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea : an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 61(1):263–287. 495, 497, 499
- BLACKBOURN, G. A. (1984). Diagenetic history and reservoir quality of a Brent sand sequence. *Clay Minerals*, 19(3):377–389. 500
- BLAYAC, J. (1933). Nouvelles observations sur le Permien de Lodève à propos d'un sondage profond. *66ème congrès. Soc. Savantes, Sect.Sciences*, pages 120–129. 69
- BLOCH, J. et HUTCHEON, I. (1992). Shale diagenesis; a case study from the Albian Harmon Member (Peace River Formation), Western Canada. *Clays and Clay Minerals*, 40(6):682–699. 362, 425, 497
- BODNAR, R. (1994). Synthetic fluid inclusions : XII. The system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt% NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3):1053–1063. 398
- BODNAR, R. J. (1985). Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Econ. Geol.*, 2:73–97. 61
- BODNAR, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta;(United States)*, 57(3). 61
- BOIRON, M. C., CATHELINÉAU, M., BANKS, D. a., BUSCHAERT, S., FOURCADE, S., COULIBALY, Y., MICHELOT, J. L. et BOYCE, a. (2002). Fluid transfers at a basement/cover interface Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chemical Geology*, 192:121–140. 10, 11, 15
- BOIRON, M.-C., CATHELINÉAU, M. et RICHARD, A. (2010). Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity : lessons and analogies from Pb–Zn–F–Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10(1-2):270–292. 253
- BONS, P. D. (2001). The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. *Tectonophysics*, 336(1):1–17. 47, 524
- BONS, P. D., ELBURG, M. A. et GOMEZ-RIVAS, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43:33–62. 46, 47
- BORISENKO, A. S. (1977). Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics*, 18(8):11–18. 173, 267, 488
- BOROWSKI, W. S., PAULL, C. K. et USSLER, W. (1997). Carbon cycling within the upper methanogenic zone of continental rise sediments ; an example from the methane-rich sediments overlying the Blake Ridge gas hydrate deposits. *Marine Chemistry*, 57(3):299–311. 405
- BOROWSKI, W. S., PAULL, C. K. et USSLER, W. (1999). Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments : Sensitivity to underlying methane and gas hydrates. *Marine Geology*, 159(1):131–154. 19, 405, 406
- BOULLIER, A.-M. et ROBERT, F. (1992). Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology*, 14(2):161–179. 44, 45
- BOYLE, R. W., BROWN, A. C., JEFFERSON, C. W., JOWETT, E. C. et KIRKHAM, R. V. (1989). Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. *Geological Association of Canada, Special Paper 36*, page 710. 11
- BRADLEY, D. C. et LEACH, D. L. (2003). Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead–zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita*, 38(6):652–667. 11, 15, 523

- BRÉHÉRET, J.-G. et BRUMSACK, H.-J. (2000). Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130(3-4):205–228. 19, 404
- BROWN, P. E. (1989). FLINCOR ; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11-12):1390–1393. 173, 269, 488
- BROWN, P. E. et LAMB, W. M. (1989). P-V-T properties of fluids in the system H₂O CO₂ NaCl : New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6):1209–1221. 173, 267, 398, 488
- BROWN, S., RICHARDS, P. C. t. et THOMSON, A. R. (1987). *Patterns in the deposition of the Brent Group (Middle Jurassic) UK North Sea*. 433, 434
- BRUCE, C. H. (1984). Smectite dehydration—its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin*, 68(6):673–683. 39
- BUATIER, M. D., DENELEE, D., DUBOIS, M., POTDEVIN, J.-L. et LOPEZ, M. (2000). Nacrite in the Lodève Permian Basin a TEM and fluid-inclusion study. *European Journal of Mineralogy*, 12(2):329–340. 236, 243, 356
- BUATIER, M. D., POTDEVIN, J.-L., LOPEZ, M. et PETIT, S. (1996). Occurrence of nacrite in the Lodeve Permian basin (France). *European Journal of Mineralogy-Ohne Beihefte*, 8(4):847–852. 236, 243, 356
- BÜHMANN, D. (1988). An occurrence of authigenic nacrite. *Clays Clay Miner*, 36:137–140. 363
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. et OTTO, J. B. (1982). Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10(10):516–519. 500
- BURLEY, S. D. (1993). Models of burial diagenesis for deep exploration plays in Jurassic fault traps of the Central and Northern North Sea. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, volume 4, pages 1353–1375. Geological Society of London. 35
- BURNHAM, A. K. et SWEENEY, J. J. (1989). A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10):2649–2657. 118, 121, 460
- BYERLEE, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116(4-5):615–626. 34
- BYERLEE, J. D. (1993). Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes. *Geology*, 21(4):303–306. 49, 50, 524
- CAMPBELL, I., LESHER, C., COAD, P., FRANKLIN, J., GORTON, M. et THURSTON, P. (1984). Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits. *Chemical Geology*, 45(3?4):181 – 202. 314
- CARTWRIGHT, J. A. (1989). The kinematics of inversion in the Danish Central Graben. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1):153–175. 431
- CASTELLINI, D. G., DICKENS, G. R., SNYDER, G. T. et RUPPEL, C. D. (2006). Barium cycling in shallow sediment above active mud volcanoes in the Gulf of Mexico. *Chemical Geology*, 226(1):1–30. 407
- CATHELINEAU, M., BOIRON, M.-C. et TUDURI, J. (2011). Fluides et genèse des concentrations minérales. *Geosciences*, 13:56–63. 9, 523
- CATHELINEAU, M., CUNNEY, M., BOIRON, M.-C., COULIBALY, A. et AYT OUGOUGDAL, M. (1999). Paléopercolations et paléointeractions fluides/roches dans les plutonites de Charroux – Civray. *Proceedings of the ANDRA Sci.Meeting Poitiers. EDP Sciences Publ., Les Ulis, France*, pages 159– 180. 10, 18
- CATHLES, L. M. et SMITH, A. T. (1983). Thermal constraints on the formation of mississippi valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Economic Geology*, 78(5):983–1002. 14, 413

- CHAKRABARTI, R., ABANDA, P. A., HANNIGAN, R. E. et BASU, A. R. (2007). Effects of diagenesis on the Nd-isotopic composition of black shales from the 420 Ma Utica Shale Magnafacies. *Chemical Geology*, 244(1):221–231. 344
- CHAMBERS, L. A. et TRUDINGER, P. A. (1979). Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes : a review and critique. *Geomicrobiology Journal*, 1(3):249–293. 20
- CHAPPELL, B. et WHITE, A. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8(2):173–174. 361
- CHAREF, A. et SHEPPARD, S. M. F. (1988). The Malines Cambrian carbonate-shale-hosted Pb-Zn deposit, France : thermometric and isotopic (H, O) evidence for pulsating hydrothermal mineralization. *Mineralium Deposita*, 23(2):86–95. 16
- CHAUVET, A., BAILLY, L., ANDRÉ, A.-S., MONIÉ, P., CASSARD, D., TAJADA, F. L., VARGAS, J. R. et TUDURI, J. (2006). Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 41(4):387–410. 173
- CHAUVET, A. et SÉRANNE, M. (1994). Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides : implications for late-orogenic processes. *Tectonophysics*, 238(1):31–54. 428
- CHEN, P. Y., WANG, M. K. et YANG, D. S. (2001). Mineralogy of dickite and nacrite from northern Taiwan. *Clays and clay minerals*, 49(6):586–595. 356, 363
- CHESLEY, J. T., HALLIDAY, A. N., KYSER, T. K. et SPRY, P. G. (1994). Direct dating of Mississippi Valley-type mineralization ; use of Sm-Nd in fluorite. *Economic Geology*, 89(5):1192–1199. 521
- CHI, G. et SAVARD, M. M. (1997). Sources of basinal and Mississippi Valley-type mineralizing brines : mixing of evaporated seawater and halite-dissolution brine. *Chemical Geology*, 143(3):121–125. 340
- CHOUKROUNE, P. et SEURET, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees : role of compression and gravity. *Gravity and Tectonics*, pages 141–156. 88
- CHRISTIANSSON, P., FALÉIDE, J. I., BERGE, A. M. et OTHERS (2000). Crustal structure in the northern North Sea : an integrated geophysical study. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 167:15–40. 436
- CLAYPOOL, G. E. et KAPLAN, I. R. (1974). The origin and distribution of methane in marine sediments. *In Natural gases in marine sediments*, pages 99–139. Springer. 19
- CLÉMENT, J.-Y. (1987). *Minéralogie, pétrologie et géochimie du Permien de Lodève (Hérault, France) : diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères*. Ecole des mines de Paris, Centre de géologie générale et minière. 74, 366, 407
- COLMAN, T. B., JONES, D. G., PLANT, J. A. et SMITH, K. (1989). Metallogenic models. *In Metallogenic models and exploration criteria for buried carbonate-hosted ore deposits—a multidisciplinary study in eastern England*, pages 123–133. Springer. 130
- COLTON-BRADLEY, V. A. C. (1987). Role of pressure in smectite dehydration-effects on geopressure and smectite-to-illite transition. *AAPG Bulletin*, 71(11):1414–1427. 39
- CONNAN, J. et ORGEVAL, J. J. (1973). Les bitumes des minéralisations barytiques et sulfurées de Saint-Privat (bassin de Lodève, France). *Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA*, 7(2):557–585. 322
- CONNAN, J. et ORGEVAL, J. J. (1976). Un exemple de relation hydrocarbures-minéralisations : cas du filon de barytine de St-Privat (bassin de Lodève, France). *Bull. Cent. Rech. Pau*, 10:359–374. 74, 75, 81, 130, 320, 321, 529
- CONRAD, G., MONTIGNY, R. et ODIN, B. (1986). Datation K-Ar de cinérites du Permien inférieur du bassin de Lodève (Hérault, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(14):887–890. 74

- COPARD, Y., DI-GIOVANNI, C., MARTAUD, T., ALBÉRIC, P. et OLIVIER, J.-E. (2006). Using Rock-Eval 6 pyrolysis for tracking fossil organic carbon in modern environments : implications for the roles of erosion and weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(2):135–153. 28
- COPARD, Y., DISNAR, J.-R. et BECQ-GIRAUDON, J.-F. (2002). Erroneous maturity assessment given by Tmax and HI Rock-Eval parameters on highly mature weathered coals. *International Journal of Coal Geology*, 49(1):57–65. 113, 118
- COPLEN, T. B. et KROUSE, H. R. (1998). Sulphur isotope data consistency improved. *Nature*, 392(6671):32–32. 575
- CORBELLA, M., AYORA, C., CARDELLACH, E. et SOLER, A. (2006). Reactive transport modeling and hydrothermal karst genesis : The example of the Rocabruna barite deposit (Eastern Pyrenees). *Chemical Geology*, 233(1):113–125. 20
- CORNFORD, C., GARDNER, P. et BURGESS, C. (1998). Geochemical truths in large data sets. I : Geochemical screening data. *Organic Geochemistry*, 29(1):519–530. 434, 459
- COVENEY, R. M., RAGAN, V. M. et BRANNON, J. C. (2000). Temporal benchmarks for modeling Phanerozoic flow of basinal brines and hydrocarbons in the southern Midcontinent based on radiometrically dated calcite. *Geology*, 28(9):795–798. 13, 403
- COWARD, M. et DIETRICH, D. (1989). Alpine tectonics—an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):1–29. 428
- COWARD, M. P. (1993). The effect of Late Caledonian and Variscan continental escape tectonics on basement structure, Paleozoic basin kinematics and subsequent Mesozoic basin development in NW Europe. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, volume 4, pages 1095–1108. Geological Society of London. 428
- COWARD, M. P., DEWEY, J., HEMPTON, M. et HOLROYD, J. (2003). Tectonic evolution. *The Millennium Atlas : petroleum geology of the central and northern North Sea*, pages 17–33. 427
- COX, S. F. (1995). Faulting processes at high fluid pressures : An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B7):12841–12859. 45
- CRAIGG, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, 133:1833–1834. 358, 359
- CRAWFORD, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Short course in fluid inclusions : applications to petrology*, 6:75–100. 173, 267, 488
- CRUZ, M. D. (1999). Clay mineral assemblages in flysch from the Campo de Gibraltar area (Spain). *Clay Minerals*, 34(2):345–364. 363
- DAGALLIER, G. (1968). Analyse sédimentologique et géochimique du Trias inférieur de la bordure sous-cévenole entre Joyeuse et les Vans. *Sciences de la Terre*, 13(2):99–157. 67
- DAVIES, G. R. et SMITH, L. B. (2006). Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies : An overview. *AAPG Bulletin*, 90(11):1641–1690. 176, 309, 496
- DAVIES, R. J., TURNER, J. D. et UNDERHILL, J. R. (2001). Sequential dip-slip fault movement during rifting : a new model for the evolution of the Jurassic trilete North Sea rift system. *Petroleum Geoscience*, 7(4):371–388. 430, 450, 531
- DE JOUSSINEAU, G., BAZALGETTE, L., PETIT, J.-P. et LOPEZ, M. (2005). Morphology, intersections, and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France. *Journal of Structural Geology*, 27(1):67–87. 98, 101
- DEBRUYNE, D., BALCAEN, L., VANHAECKE, F. et MUCHEZ, P. (2013). Rare earth element and yttrium characteristics of carbonates within the sediment-hosted Luiswishi and Kamoto Cu-Co deposits, Katanga Copperbelt (Democratic Republic of Congo - DRC). *GEOLOGICA BELGICA*, 16(1-2):76–83. 311, 314

- DEEGAN, C. E. et SCULL, B. J. (1977). *A standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea / compiled by C.E. Deegan and B.J. Scull*. H.M.S.O. 434
- DELORT, M. (1975). Les silifications et les minéralisations liées aux transgressions permienes et triasiques dans le bassin de Lodève (Hérault). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. *Pierre et Marie Curie, Paris*, page 136. 54, 68, 70, 75, 76, 81, 316, 344, 365, 366, 524
- DELOULE, E. et BOURRAT, X. (1982). Histoire des fluides d'après l'étude des inclusions fluides dans les filons de fluorine du Tarn. *Bulletin du BRGM*. 301, 303, 339, 352
- DICKENS, G. R. (2001). Sulfate profiles and barium fronts in sediment on the Blake Ridge : present and past methane fluxes through a large gas hydrate reservoir. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(4):529–543. 19, 405
- DIETRICH, D., MCKENZIE, J. A. et SONG, H. (1983). Origin of calcite in syntectonic veins as determined from carbon-isotope ratios. *Geology*, 11(9):547–551. 11
- DORÉ, A. G., LUNDIN, E. R., JENSEN, L. N., BIRKELAND, O., ELIASSEN, P. E. et FICHLER, C. (1999). Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 5:41–61. 431
- DOWNES, H. et DUTHOU, J.-L. (1988). Isotopic and trace-element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, 68(3):291–308. 351, 352, 529
- DOWNES, H., SHAW, A., WILLIAMSON, B. J. et THIRLWALL, M. F. (1997). Sr, Nd and ³⁶Ar (1997) 99–122 Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology*, 136(1):99–122. 346, 351, 352, 529
- DRIESNER, T., HA, T.-K. et SEWARD, T. M. (2000). Oxygen and hydrogen isotope fractionation by hydration complexes of Li⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, F⁻, Cl⁻, and Br⁻ : a theoretical study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(17):3007–3033. 360
- DRUMMOND, S. E. et PALMER, D. A. (1986). Thermal decarboxylation of acetate. Part II. Boundary conditions for the role of acetate in the primary migration of natural gas and the transportation of metals in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5):825–833. 27, 499
- DU ROUCHET, J. (1981). Stress fields, a key to oil migration. *AAPG bulletin*, 65(1):74–85. 38
- DUGDALE, a. L. et HAGEMANN, S. G. (2001). The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia : P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology*, 173:59–90. 45
- DULSKI, P. (1994). Interferences of oxide, hydroxide and chloride analyte species in the determination of rare earth elements in geological samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Fresenius' journal of analytical chemistry*, 350(4-5):194–203. 331
- DURAND, B. (1980). *Kerogen : Insoluble organic matter from sedimentary rocks*. Editions technip. 28
- DUTHOU, J. L., CANTAGREL, J., DIDIER, J. et VIALETTE, Y. (1984). Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by ⁸⁷Rb ⁸⁷Sr system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1):131–144. 346, 352
- ECHTLER, H. et MALAVIEILLE, J. (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177(1-3):125–138. 66, 82, 87, 277, 278, 300
- EHRENBERG, S. N. (1990). Relationship Between Diagenesis and Reservoir Quality in Sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian Continental Shelf (1). *AAPG bulletin*, 74(10):1538–1558. 497
- EHRENBERG, S. N. (1993). Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite : examples from the Norwegian continental shelf. *AAPG Bulletin*, 77(7):1260–1286. 363, 425, 500

- EHRENBERG, S. N. et NADEAU, P. H. (1989). Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, mid-Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 24(2):233–253. 497
- ELSGAARD, L., ISAKSEN, M. F., JØRGENSEN, B. B., ALAYSE, A.-M. et JANNASCH, H. W. (1994). Microbial sulfate reduction in deep-sea sediments at the Guaymas Basin hydrothermal vent area : influence of temperature and substrates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(16):3335–3343. 19
- ENFIELD, M. A. et COWARD, M. P. (1987). The structure of the west Orkney Basin, northern Scotland. *Journal of the Geological Society*, 144(6):871–884. 433
- ENGLAND, W. A. (1990). The organic geochemistry of petroleum reservoirs. *Organic Geochemistry*, 16(1):415–425. 35
- ERIKSEN, S. H., ANDERSEN, J. H., GRIST, M., STOKER, S. et BRZOZOWSKA, J. (2003). Oil and gas resources. *The Millennium Atlas : Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*. Geological Society, London, pages 345–358. 470
- ERRATT, D., THOMAS, G. M. et WALL, G. R. T. (1999). The evolution of the central North Sea Rift. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 5:63–82. 431, 439, 449, 464
- ESPITALIE, J., DEROO, G. et MARQUIS, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Oil & Gas Science and Technology*, 40(5):563–579. 28
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J., COX, S. F. et VERNON, R. H. (1984). High fluid pressures during regional metamorphism and deformation : Implications for mass transport and deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B6):4344–4358. 44, 48
- EVANS, M. A., BEBOUT, G. E. et BROWN, C. H. (2012). Changing fluid conditions during folding : An example from the central Appalachians. *Tectonophysics*, 576–577(0):99–115. 11
- EYNON, G. (1981). Basin development and sedimentation in the Middle Jurassic of the northern North Sea. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*. Heyden, London, pages 98–103. 433
- FAERSETH, R. B. (1996). Interaction of Permo-Triassic and Jurassic extensional fault-blocks during the development of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society*, 153(6):931–944. 83, 428, 430, 436, 439, 442, 450
- FAERSETH, R. B., KNUDSEN, B.-E. et LILJEDAHL, T. (1998). Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea. *Oceanographic Literature Review*, 4(45):677. 428
- FAERSETH, R. B., SJØBLOM, T. S., STEEL, R. J., LILJEDAHL, T., SAUAR, B. E. et TJELLAND, T. (1995). Tectonic controls on Bathonian-Volgian syn-rift successions on the Visund fault block, Northern North Sea. In R.J. STEEL V.L. FELT, E. P. J. et MATHIEU, C., éditeurs : *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference*, volume 5 de *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, pages 325–346. Elsevier. 451
- FALEIROS, A. M., DA CRUZ CAMPANHA, G. A., FALEIROS, F. M. et DA SILVEIRA BELLO, R. M. (2014). Fluid regimes, fault-valve behavior and formation of gold-quartz veins – The Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 56(1):442–456. 44, 45, 297
- FALEIROS, F. M., CAMPANHA, G. A. D. C., BELLO, R. M. D. S. et FUZIKAWA, K. (2007). Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting : An example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics*, 438:1–32. 44, 45, 297
- FARMER, V. (1968). Infrared spectroscopy in clay mineral studies. *Clay Minerals*, 7(4):373–387. 582
- FAURE, J.-L. (1990). *Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension : le bassin " Viking" (mer du Nord) et le domaine briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique*. Thèse de doctorat. 430, 442, 450

- FIELD, C. W. et FIFAREK, R. H. (1985). Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. *Rev. Econ. Geol.*, 2:99–128. 352
- FIELD, C. W. et GUSTAFSON, L. B. (1976). Sulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 71(8):1533–1548. 341
- FISCHER, M. P., HIGUERA-DÍAZ, I. C., EVANS, M. A., PERRY, E. C. et LEFTICARIU, L. (2009). Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold : Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins. *Journal of Structural Geology*, 31(12):1490–1510. 11
- FOSSEN, H., HESTHAMMER, J., JOHANSEN, T. E. S. et SYGNABERE, T. O. (2003). Structural geology of the Huldra Field, northern North Sea—a major tilted fault block at the eastern edge of the Horda Platform. *Marine and Petroleum Geology*, 20(10):1105–1118. 451
- FOURCADE, S., MICHELOT, J. L., BUSCHAERT, S., CATHELINÉAU, M., FREIBERGER, R., COULIBALY, Y. et ARANYOSSY, J. F. (2002). Fluid transfers at the basement/cover interface Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical Geology*, 192:99–119. 10, 11, 18
- FRANÇOIS, L. M., WALKER, J. C. G. et OPDYKE, B. N. (1993). The History of Global Weathering and the Chemical Evolution of the Ocean-Atmosphere System. *Evolution of the Earth and Planets*, pages 143–159. 346
- FREYTET, P. et PLAZIAT, J. C. (1978). Les redistributions carbonatées pédogénétiques (nodules, croutes, calcrètes) : les deux types principaux d'environnement favorables à leur développement. *CR Acad. Sc. Paris*, 286:1775–1778. 371
- FRIEDMAN, I. (1953). Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(1):89–103. 574
- FRIEDMAN, I. et O'NEIL, J. R. (1977). *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*, volume 440. USGPO. 499
- FU, B., AHARON, P., BYERLY, G. R. et ROBERTS, H. H. (1994). Barite chimneys on the Gulf of Mexico slope : Initial report on their petrography and geochemistry. *Geo-Marine Letters*, 14(2-3):81–87. 13
- FYFE, W. S., PRICE, N. J. et THOMPSON, A. B. (1978). *Fluids in the Earth's Crust*, volume 383. Elsevier Amsterdam. 44
- GARVEN, G. (1985). The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. *Economic Geology*, 80(2):307–324. 13, 15, 523
- GASPARRINI, M., BECHSTDT, T. et BONI, M. (2006). Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 23(5):543–568. 158, 159, 309
- GAY, A., MOURGUES, R., BERNDT, C., BUREAU, D., PLANKE, S., LAURENT, D., GAUTIER, S., LAUER, C. et LOGGIA, D. (2012). Anatomy of a fluid pipe in the Norway Basin : Initiation, propagation and 3D shape. *Marine Geology*, 332:75–88. 271
- GENNA, A., JÉBRAK, M., MARCOUX, E. et MILÉSI, J. P. (1996). Genesis of cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold system, West Java. 49
- GIBBS, A. D. (1987). Deep seismic profiles in the northern North Sea. *In Petroleum Geology of the North West Europe*, pages 1925–1928. Graham and Trotman London. 436, 437
- GIRARD, J.-P., MUNZ, I. A., JOHANSEN, H., HILL, S. et CANHAM, A. (2001). Conditions and timing of quartz cementation in Brent reservoirs, Hild Field, North Sea : constraints from fluid inclusions and SIMS oxygen isotope microanalysis. *Chemical Geology*, 176(1):73–92. 499, 505, 521
- GLENNIE, K. W. et BOEGNER, P. L. E. (1981). Sole pit inversion tectonics. *In Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, pages 110–120. Institute of Petroleum London. 431

- GLENNIE, K. W. et UNDERHILL, J. R. (1998). Origin, development and evolution of structural styles. *Petroleum Geology of the North Sea : Basic Concepts and Recent Advances, Fourth Edition*, pages 42–84. 430, 431
- GOFF, J. C. (1983). Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the E Shetland Basin and Viking Graben of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society*, 140(3):445–474. 449, 454, 459
- GOLDHABER, M. et KAPLAN, I. (1982). Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments. *Acid Sulfate Weathering*, (1):19–36. 20, 496, 501
- GOLDHABER, M. B. et ORR, W. L. (1995). Kinetic controls on thermochemical sulfate reduction as a source of sedimentary H₂S. In *ACS symposium series*, volume 612, pages 412–425. Washington, DC : American Chemical Society, [1974]-. 20
- GOLDSMITH, P. J., HUDSON, G., VAN VEEN, P., TRIASSIC, D. E., GRAHAM, C., ARMOUR, A. et BATHURST, P. (2003). The millennium atlas : Petroleum geology of the central and northern North Sea. *Geological Society London*, pages 105–127. 433
- GOLDSTEIN, R. H. (1986). Reequilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cement. *Geology*, 14(9):792–795. 399
- GOLDSTEIN, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55:159–193. 176, 293, 296, 399, 404
- GOLDSTEIN, R. H. et REYNOLDS, T. (1994). *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM, Tulsa, Okla. 19, 267, 295, 297, 316, 399, 496
- GRAHAM, C., ARMOUR, A., BATHURST, P., EVANS, D. et PETROLEUMSFORENING, N. (2003). The millennium atlas : Petroleum geology of the central and northern North Sea. Geological Society of London. 41, 435, 523
- GRANDIA, F., CANALS, A., CARDELLACH, E., BANKS, D. A. et PERONA, J. (2003). Origin of ore-forming brines in sediment-hosted Zn-Pb deposits of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Economic Geology*, 98(7):1397–1411. 520
- GRAUE, E., HELLAND-HANSEN, W., JOHNSEN, J., LØ MO, L., NØ TTVEDT, A., RØ NNING, K., RYSETH, A. et STEEL, R. (1987). Advance and retreat of Brent delta system, Norwegian North Sea. *Petroleum geology of north west Europe*, pages 915–937. 433, 434
- GRAULS, D. (1997). Minimum principal stress as a control of overpressures in sedimentary basins. In *JP Hendry, PF Carey, J., Parnell, AH Ruffell, and RH Worden, eds., Geofluids II : Extended Abstracts of the Geofluids II Conference, Belfast, United Kingdom*, pages 219–222. 14, 33, 35, 271, 472, 473, 474, 523
- GRAULS, D. (1998). Overpressure assessment using a minimum principal stress approach. In *Overpressures in petroleum exploration ; Proc. Workshop : Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Pau, France*. 35, 38, 40, 523
- GRAULS, D. (1999). Overpressures : causal mechanisms, conventional and hydromechanical approaches. *Oil & Gas Science and Technology*, 54(6):667–678. 14, 34, 35
- GREGG, J. M. et SIBLEY, D. F. (1984). Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. 158, 483
- GRESSIER, J.-B., MOURGUES, R., BODET, L., MATTHIEU, J.-Y., GALLAND, O. et COBBOLD, P. (2010). Control of pore fluid pressure on depth of emplacement of magmatic sills : An experimental approach. *Tectonophysics*, 489(1):1–13. 272
- GUERIN, R. et VUILLEMENOT, P. (1993). The Lodève Permian Basin - Present day fluid motion in the basin. *Geofluids 93*, pages 151–160. 117
- GUICHARD, F., CHURCH, T. M., TREUIL, M. et JAFFREZIC, H. (1979). Rare earths in barites : distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7):983–997. 330, 346, 347, 348, 403

- GÜNTHER, D. et HEINRICH, C. A. (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14(9):1363–1368. 577
- HAGEMANN, S. G., GROVES, D. I., RIDLEY, J. R. et VEARNCOMBE, J. R. (1992). The Archean lode gold deposits at Wiluna, Western Australia; high-level brittle-style mineralization in a strike-slip regime. *Economic Geology*, 87(4):1022–1053. 48
- HAKIMI, M. H. et ABDULLAH, W. H. (2013). Organic geochemical characteristics and oil generating potential of the Upper Jurassic Safer shale sediments in the Marib-Shabowah Basin, western Yemen. *Organic Geochemistry*, 54:115–124. 112
- HALL, W. E. et FRIEDMAN, I. (1963). Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois, and Upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Economic Geology*, 58(6):886–911. 13
- HAMET, J. et ALLÈGRE, C. J. (1973). Datation ^{87}Rb - ^{87}Sr du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'est de la Montagne Noire—un exemple de relation entre pluton et volcans. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38(4):291–298. 346
- HAMET, J. et ALLÈGRE, C. J. (1976). Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : Application of Rb^{87} - Sr^{87} systematics. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10):1429–1442. 349, 352
- HAMILTON, P. J., FALICK, A. E., MACINTYRE, R. M. et ELLIOT, S. (1987). Isotopic tracing of the provenance and diagenesis of Lower Brent Group sands, North Sea. In *Petroleum Geology of North West Europe*, pages 939–949. Graham and Trotman London. 499
- HAMILTON, P. J., GILES, M. R. et AINSWORTH, P. (1992). K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs : a regional perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 61(1):377–400. 497
- HAMMERLI, J., RUSK, B., SPANDLER, C., EMSBO, P. et OLIVER, N. H. S. (2013). In situ quantification of Br and Cl in minerals and fluid inclusions by LA-ICP-MS : A powerful tool to identify fluid sources. *Chemical Geology*, 337:75–87. 520
- HAN, R.-S., LIU, C.-Q., HUANG, Z.-L., CHEN, J., MA, D.-Y., LEI, L. et MA, G.-S. (2007). Geological features and origin of the Huize carbonate-hosted Zn–Pb–(Ag) district, Yunnan, South China. *Ore Geology Reviews*, 31(1):360–383. 18
- HANCOCK, N. J. et FISHER, M. J. (1981). Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire. In *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, pages 186–195. Institute of Petroleum London. 434
- HANNIGAN, P. (2007). Metallogeny of the Pine Point Mississippi Valley-type zinc-lead district, southern Northwest Territories. *Mineral Deposits of Canada : A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods : Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5:609–632. 15
- HANNIGAN, R. et BASU, A. R. (1998). Late diagenetic trace element remobilization in organic-rich black shales of the Taconic foreland basin of Quebec, Ontario and New York. 344
- HANOR, J. S. (2000). Barite–celestine geochemistry and environments of formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1):193–275. 346, 353
- HANSON, R. F., ZAMORA, R. et KELLER, W. D. (1981). Nacrite, dickite, and kaolinite in one deposit in Nayarit, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 29(6):451–453. 356, 363
- HARRISON, A. G. et THODE, H. G. (1958). Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies. *Trans. Faraday Soc.*, 54:84–92. 316, 404
- HASZELDINE, R. S., BRINT, J. F., FALICK, A. E., HAMILTON, P. J. et BROWN, S. (1992). Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis : North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 61(1):401–419. 500

- HAY, R. L., LEE, M., KOLATA, D. R., MATTHEWS, J. C. et MORTON, J. P. (1988). Episodic potassic diagenesis of Ordovician tuffs in the Mississippi Valley area. *Geology*, 16(8):743–747. 21
- HAYNES, F. M. et KESLER, S. E. (1994). Relation of mineralization to wall-rock alteration and brecciation, Mascot-Jefferson City Mississippi Valley-type district, Tennessee. *Economic Geology*, 89(1):51–66. 315
- HEDENQUIST, J. W., REYES, A. G., SIMMONS, S. F. et TAGUCHI, S. (1992). The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems : a framework for interpreting fluid inclusion data. *European Journal of Mineralogy*, 4(5):989–1015. 44
- HEIN, J. R., ZIERENBERG, R. A., MAYNARD, J. B. et HANNINGTON, M. D. (2007). Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 54(11):1327–1349. 346, 348
- HELLAND-HANSEN, W., ASHTON, M., LØ MO, L. et STEEL, R. (1992). Advance and retreat of the Brent delta : recent contributions to the depositional model. *Geological Society, London, Special Publications*, 61(1):109–127. 433
- HENDERSON, I. et a.M. MCCAIG (1996). Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France : Implications for the fault-valve model. *Tectonophysics*, 262:321–348. 45
- HENDRY, J. P., WILKINSON, M., FALICK, A. E. et HASZELDINE, R. S. (2000). Ankerite cementation in deeply buried Jurassic sandstone reservoirs of the central North Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1). 499, 500
- HESTHAMMER, J. et FOSSEN, H. (1999). Evolution and geometries of gravitational collapse structures with examples from the Statfjord Field, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 16(3):259–281. 449
- HEYL, A. V. (1983). Geologic characteristics of three major Mississippi Valley districts. *In International conference on Mississippi Valley type lead-zinc deposits, Proceedings : Rolla, University of Missouri*, pages 27–60. 13
- HEYL, A. V., LANDIS, G. P. et ZARTMAN, R. E. (1974). Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley-type mineral deposits : A review. *Economic Geology*, 69(6):992–1006. 342, 343, 352, 404
- HILL, D. P. (1993). A note on ambient pore pressure, fault-confined pore pressure, and apparent friction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(2):583–586. 42
- HITZMAN, M. W. et BEATY, D. W. (1996). The Irish Zn-Pb-(Ba) orefield. *Carbonate-hosted lead-zinc deposits : Society of Economic Geologists Special Publication*, 4:112–143. 16, 338, 523
- HOLLOWAY, J. R. (1981). Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. *In HOLLISTER CRAWFORD M.L., L. S., éditeur : Fluid inclusions : Applications to petrology*, volume 6, pages 13–38. Chapter. 293
- HORRENBERGER, J. C. et RUHLAND, M. (1981). Déformation progressive des sédiments permien du bassin de Lodève (Hérault, France). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 23(3):225–234. 66
- HUANG, S. J., QING, H., PEI, C. R., HU, Z. W., WU, S. J. et SUN, Z. L. (2006). Strontium concentration, isotope composition and dolomitization fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(8):2123–2132. 315
- HUBBERT, M. K. et RUBEN, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2):115–166. 38
- HUC, A.-Y. (2003). Le pétrole des profondeurs océaniques. *Pour la science*, (307):44–52. 25, 26, 523
- HUGHES (1987). The finite element method : linear static and dynamic finite element analysis. *Prentice-Hall, New Jersey*. 58, 100, 568

- HUYGHE, P. (1992). *Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la mer du Nord*. Thèse de doctorat. 431
- ILIFFE, J. E., LERCHE, I. et CAO, S. (1991). Basin analysis predictions of known hydrocarbon occurrences : the North Sea Viking Graben as a test case. *Earth-Science Reviews*, 30(1):51–79. 454
- JAEGER, J. C. et COOK, N. G. (1979). W. 1979. Fundamentals of Rock Mechanics. *Chapman and Hall, London*. 34
- JÉBRAK, M. (1984). *Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, BA) du domaine varisque : essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocains*. Thèse de doctorat. 21, 413
- JÉBRAK, M. (1992). Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chronique de la Recherche Minière*, 506:25–35. 48
- JÉBRAK, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits : a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology reviews*, 12(3):111–134. 48, 49, 259, 374, 524
- JÉBRAK, M. et MARCOUX (2008). *Géologie des ressources minérales*. Ministère des ressources naturelles et de la faune. 15, 16, 21, 22, 24, 25, 49, 129, 307, 340, 413, 523
- JOHNSON, H. D. et FISHER, M. J. (1998). *Geological Controls of North Sea Hydrocarbon Plays*, pages 463–547. Blackwells Scientific Publications. 469
- JØRGENSEN, B. B., ISAKSEN, M. F. et JANNASCH, H. W. (1992). Bacterial sulfate reduction above 100c in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science*, 258(5089):1756–1757. 19
- KAPLAN, I. R., EMERY, K. O. et RITTENBEBG, S. C. (1963). The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27(4):297–331. 315
- KESLER, S. E., APPOLD, M. S., MARTINI, A. M., WALTER, L. M., HUSTON, T. J. et KYLE, J. R. (1995). Na-Cl-Br systematics of mineralizing brines in Mississippi Valley-type deposits. *Geology*, 23(7):641–644. 340, 520
- KESLER, S. E., JONES, L. M. et RUIZ, J. (1988). Strontium isotopic geochemistry of Mississippi Valley-type deposits, East Tennessee : Implications for age and source of mineralizing brines. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8):1300–1307. 15
- KESLER, S. E. et REICH, M. H. (2006). Precambrian Mississippi Valley-type deposits : Relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere. *Geological Society of America Memoirs*, 198:185–204. 23, 523
- KESLER, S. E., VENNEMANN, T. W., FREDERICKSON, C., BREITHAUPT, A., VAZQUEZ, R. et FURMAN, F. C. (1997). Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(7):1513–1523. 17, 18
- KHARAKA, Y. K. (1986). Role of organic species dissolved in formation waters from sedimentary basins in mineral diagenesis. 499
- KHARAKA, Y. K., CAROTHERS, W. W. et ROSENBAUER, R. J. (1983). Thermal decarboxylation of acetic acid : Implications for origin of natural gas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3):397–402. 27
- KISCH, H. J. (1979). Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *Developments in Sedimentology*, 25:289–493. 356
- KIYOSU, Y. et KROUSE, H. R. (1990). The role of organic acid in the abiogenic reduction of sulfate and the sulfur isotope effect. *Geochemical Journal*, 24(1):21–27. 20
- KJENNERUD, T., FALEIDE, J. I., GABRIELSEN, R. H., GILLMORE, G. K., KYRKJEBØ, R., LIPPARD, S. J. et LØ SETH, H. (2001). Structural restoration of Cretaceous-Cenozoic (post-rift) palaeobathymetry in the northern North Sea. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 10:347–364. 460, 531

- KLEMPERER, S. L. (1988). Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling. *Tectonics*, 7(4):803–821. 436, 437
- KNITTEL, K. et BOETIUS, A. (2009). Anaerobic oxidation of methane : progress with an unknown process. *Annual review of microbiology*, 63:311–334. 405
- KNOTT, S. D. (1993). Fault seal analysis in the North Sea. *AAPG Bulletin*, 77(5):778–792. 41
- KOEPNICK, R. B., DENISON, R. E., BURKE, W. H., HETHERINGTON, E. A. et DAHL, D. A. (1990). Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chemical Geology : Isotope Geoscience section*, 80(4):327–349. 346
- KOLB, J., ROGERS, A., MEYER, F. M. et VENNEMANN, T. W. (2004). Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutti Gold Mine, India : Evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics*, 378:65–84. 45
- KONTAK, D. J., KYSER, K., GIZE, A. et MARSHALL, D. (2006). Structurally controlled vein barite mineralization in the Maritimes basin of Eastern Canada : Geologic setting, stable isotopes, and fluid inclusions. *Economic Geology*, 101(2):407–430. 22
- KRAJEWSKI, P. (2004). Carbon and oxygen isotopic survey of diagenetic carbonate deposits in the Agardhfjellet Formation (Upper Jurassic), Spitsbergen : preliminary results. *Polish Polar Research*, 25(1):27–43. 499
- KRAJEWSKI, P., LACKA, B., KUZNIARSKI, M., ORLOWSKI, R. et PREBISZ, A. (2001). Diagenetic origin of carbonate in the Marhogda Bed (Jurassic) in Spitsbergen, Svalbard. *Pol. Polar Res*, 22:89–128. 499
- KRAJEWSKI, P. et WOZNY, E. (2009). Origin of dolomite-ankerite cement in the Bravaisberget Formation (Middle Triassic) in Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 30(3):231–248. 500
- KUBALA, M., BASTOW, M., THOMPSON, S., SCOTCHMAN, I. et OYGARD, K. (2003). Geothermal regime, petroleum generation and migration. *The Millennium Atlas : Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea. Geological Society, London*, pages 289–315. 454, 459
- KULLA, J. B. et ANDERSON, T. F. (1978). Experimental oxygen isotope fractionation between kaolinite and water. *US Geol. Surv. Open File Rep*, 78:234–701. 360
- KUSAKABE, M., NAKAGAWA, S., HORI, M., MATSUHISA, Y., OJEDA, J. M. et SERRANO, L. (1984). Oxygen and sulfur isotopic compositions of quartz, anhydrite and sulfide minerals from the El Teniente and Rio Blanco porphyry copper deposits, Chile. *Special issue for overseas geology and mineral resources.(1) Calc-alkaline magmatism and related mineralization in Chile. Geologica/Survey of Japan, Bulletin*, 35(11):583–614. 341
- KUSAKABE, M. et ROBINSON, B. W. (1977). Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO_4 HSO_4 H_2O system from 110 to 350°C and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(8):1033–1040. 341
- KYLE, J. R. (1981). Geology of the Pine Point lead-zinc district. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits : Elsevier Publishing Company, New York*, 9:643–741. 20
- LABAUME, P., BERTY, C. et LAURENT, P. (1991). Syn-diagenetic evolution of shear structures in superficial nappes : an example from the Northern Apennines (NW Italy). *Journal of Structural Geology*, 13(4):385–398. 44
- LACHARPAGNE, J. C. (1993). Quadrant 30/7, well 30-7-7 diagenetic study. *Elf report EP/P/EXP/TIS/93-006RP*. 54, 462, 469, 471, 479, 480, 487, 490, 491, 492, 493, 494, 497
- LAMBERT, S. J. et EPSTEIN, S. (1980). Stable isotope investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(1):111–129. 360
- LANCELOT, J., BRIQUEU, L., RESPAUT, J. P. et CLAUER, N. (1995). Géochimie isotopique des systèmes U-Pb/Pb-Pb et évolution polyphasée des gites d'uranium du Lodévois et du sud du Massif Central. *Chron. Rech. Min.*, 521:3–18. 345, 529

- LANCELOT, J. R., DE SAINT ANDRÉ, B. et DE LA BOISSE, H. (1984). Systématique U-Pb et évolution du gisement d'uranium de Lodève (France). *Mineralium Deposita*, 19(1):44–53. 74
- LAND, L. S. et DUTTON, S. P. (1978). Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone : isotopic data. *Journal of Sedimentary Research*, 48(4). 360
- LANGFORD, F. F. et BLANC-VALLERON, M.-M. (1990). Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolizable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon (1). *AAPG Bulletin*, 74(6):799–804. 110
- LASH, G. G. (2015). Authigenic barite nodules and carbonate concretions in the Upper Devonian shale succession of western New York—A record of variable methane flux during burial. *Marine and Petroleum Geology*, 59:305–319. 19
- LATIFF, A. (2014). Origin of Nacrite in Barite Mineralized Vein of Lodève Basin. *Mémoire de master 2, Université de Besançon*, page 39. 242, 358, 359, 535
- LAVERSANNE, J. (1976). Sédimentation et minéralisation du Permien de Lodève (Hérault). *These Ing. Univ. Paris-Sud*. 54, 68, 137
- LEACH, D., BRADLEY, D., LEWCHUK, M., SYMONS, D., de MARSILY, G. et BRANNON, J. (2001). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time : implications from recent age-dating research. *Mineralium Deposita*, 36(8):711–740. 13, 15, 413
- LEACH, D., SANGSTER, D., KELLEY, K., LARGE, R. R., GARVEN, G., ALLEN, C., GUTZMER, J. et WALTERS, S. G. (2005). Sediment-hosted lead-zinc deposits : A global perspective. *Economic Geology*, 100:561–607. 13, 15, 16, 23, 412, 523
- LEACH, D. L. et ROWAN, E. L. (1986). Genetic link between Ouachita foldbelt tectonism and the Mississippi Valley-type lead-zinc deposits of the Ozarks. *Geology*, 14(11):931–935. 13
- LEACH, D. L. et SANGSTER, D. F. (1993). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. 11, 12, 17, 20, 24, 129, 307, 337, 338, 425
- LEACH, D. L., TAYLOR, R. D., FEY, D. L., DIEHL, S. F. et SALTUS, R. W. (2010). A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores. *Mineral deposit models for resource assessment*. 12, 13, 14, 16, 17, 21, 24, 337, 338, 412, 413, 523
- LEPERCQ, J.-Y. et GAULIER, J.-M. (1996). Two-stage rifting in the North Viking Graben area (North Sea) : inferences from a new three-dimensional subsidence analysis. *Marine and petroleum geology*, 13(2):129–148. 432
- LEROUGE, C., GRANGEON, S., GAUCHER, E. C., TOURNASSAT, C., AGRINIER, P., GUERROT, C., WIDORY, D., FLÉHOC, C., WILLE, G., RAMBOZ, C. *et al.* (2011). Mineralogical and isotopic record of biotic and abiotic diagenesis of the Callovian–Oxfordian clayey formation of Bure (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(10):2633–2663. 20, 317
- LEROY, S. (1992). Etude comparée du volcanisme permien de la région de Toulon et de Sardaigne. Proposition d'un massif d'alimentation pour le volcanisme du bassin de Lodève. Implications géodynamiques. *D.E.A.-Géodynamique : Villefranche sur Mer, Université Pierre et Marie Curie*, 372:68. 349
- LESPINASSE, M. (1999). Are fluid inclusion planes useful in structural geology? *Journal of Structural Geology*, 21(8):1237–1243. 173
- LHÉGU, J. et TOURAY, J.-C. (1980). Les gisements français filoniens et stratiformes de fluorine et barytine. *26th Inst. Geol. Congr., Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 3:277–334. 338
- LHÉGU, J., JÉBRAK, M., TOURAY, J. et ZISERMAN, A. (1982). *Gîtes filoniens Pb–Zn–F–Ba de basse température du domaine varisque d'Europe et d'Afrique du Nord*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans. 22, 322, 339, 529

- LIN, Z. Y., WANG, D. H. et ZHANG, C. Q. (2010). Rb–Sr isotopic age of sphalerite from the Paoma lead–zinc deposit in Sichuan Province and its implications. *Geology in China*, 37(2):488–494. 521
- LINDGREN, W. (1933). Mineral Deposits. *McGraw-Hill Book Company, Inc.*, page 930. 8
- LING, Q.-C. et LIU, C.-Q. (2002). Behavior of the REEs and other trace elements during fluid-rock interaction related to ore-forming processes of the Yinshan transitional deposit in China. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 36(5):443–463. 312, 314
- LOPEZ, M. (1987a). Approche sédimentologique et microtectonique du Permo-Trias du bassin de Lodève. *Mémoire DEA, Université de Montpellier*, page 123. 76
- LOPEZ, M. (1987b). Caractérisation de la sédimentation du faciès Buntsanstein (Formation inférieure) du Trias de Lodève, sud de la France. 323
- LOPEZ, M. (1992). *Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride le Trias de Lodève, sud de la France*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 54, 55, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 73, 74, 76, 77, 81, 82, 83, 84, 85, 98, 99, 115, 130, 147, 251, 303, 321, 339, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 376, 377, 378, 387, 391, 393, 394, 407, 409, 524, 525, 530
- LOPEZ, M. (1993). The Lodève Permian Basin. Post-Conference fieldtrip. *In Geofluids'93*, page p190, Torquay. 82, 84, 524
- LOPEZ, M., GAND, G., GARRIC, J., KÖRNER, F. et SCHNEIDER, J. (2008). The playa environments of the Lodève Permian basin (Languedoc-France). *Journal of Iberian Geology*, 34(1):29–56. 67, 68, 70, 329, 529
- LOPEZ, M. et MADER, D. (1992). *Palaeoecological and palaeoenvironmental evolution of Permian and Triassic fluvial basins in Europe*. Gustav Fischer Verlag publisher. 72, 73
- LOPEZ, M., MARZA, P., MERZERAUD, G., MOUSSINE, A. et SEGURET, M. (1997). Passage terrigène-carbonaté et cyclostratigraphie en plate-forme interne : la transition Trias-Lias sur la bordure des Causses et ennoisement de la plate-forme liasique. *In ASF Association des sédimentologistes français*, pages 1–64. Association des sédimentologistes français. 65, 68, 71, 72, 524
- LOPEZ-HORGUE, M. A., IRIARTE, E., SCHREIDER, S., FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A., CALINE, B., CORNEYLLIE, H., FREMONT, J., SUDRIE, M. et ZERTI, S. (2010). Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the As $\{U\}$ n valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5):1069–1092. 309
- LOUCKS, R. G. (1999). Paleocave carbonate reservoirs : origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG bulletin*, 83(11):1795–1834. 234
- LOUCKS, R. G., MESCHER, P. K. et MCMECHAN, G. A. (2004). Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas. *AAPG bulletin*, 88(5): 545–564. 15
- LOUCKS, R. R. (2000). Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American Journal of Science*, 300(1):23–59. 296, 297, 298
- LUNDEGARD, P. D. et KHARAKA, Y. K. (1994). Distribution and occurrence of organic acids in subsurface waters. *In Organic acids in geological processes*, pages 40–69. Springer. 27, 499
- MACAULAY, C. I., FALLICK, A. E., MCLAUGHLIN, O. M., HASZELDINE, R. S. et PEARSON, M. J. (1998). The significance of $\delta^{13}\text{C}$ of carbonate cements in reservoir sandstones : a regional perspective from the Jurassic of the northern North Sea. *Carbonate Cementation in Sandstones : Distribution Patterns and Geochemical Evolution*, pages 395–408. 499
- MACHEL, H.-G. (1987). Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, 15(10):936–940. 309, 316

- MACHEL, H. G., KROUSE, H. R. et SASSEN, R. (1995). Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied geochemistry*, 10(4):373–389. 18, 523
- MACHEL, H. G. et LONNEE, J. (2002). Hydrothermal dolomite : a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, 152(3?4):163–171. 316
- MAERTEN, F. (2006). Improved understanding of observed 2D and 3D geological structures using geomechanically-based approaches. *Geophysical Research Abstracts*. 58, 100, 568
- MAERTEN, F. (2007). A methodology for automated correction and validation of seismic horizon and fault interpretation using DYNEL, a geomechanically based 3D restoration tool. *American association of Petroleum Geologists. Annual Convention*. 58, 100, 568
- MALAVIEILLE, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges : Analog models and case studies. *GSA Today*, 20(1):4–10. 66, 87, 524
- MANN, D. M. et MACKENZIE, A. S. (1990). Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 7(1):55–65. 35, 37, 40
- MARUMO, K. (1989). Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan : Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(11):2915–2924. 356, 363
- MASOUMI, S. (2008). Échantillonnage, analyses et synthèse du système pétrolier du Bassin Permien de Lodève. *Stage première année de Master Réservoirs Géologiques, Université Montpellier 2*, page 40. 74, 85, 86, 88, 107, 108, 109, 110, 111, 113, 525, 535
- MATTER, A., PETERS, T. et RAMSEYER, K. (1987). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und Sr-Gehalte von Tiefengrundwässern, Mineralien sowie Gesteinen aus dem Kristallin und der Trias der Nordschweiz. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80(2):579–592. 60, 344, 402
- MCAULAY, G. E., BURLEY, S. D., FALLICK, A. E. et KUSZNIR, N. J. (1994). Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs : constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and flexural modelling. *Clay Minerals*, 29(4):609–626. 500
- MCKENZIE, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1):25–32. 86, 88, 116, 436, 437, 438
- MCKIE, T. et SHANNON, P. M. (2011). Comment on “The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri Tethyan domain scale : Palaeogeographic maps and geodynamic implications” by S. Bourquin, A. Bercovici, J. López-Gómez, JB Diez, J. Broutin, A. Ronchi, M. Durand, A. Arché, B. Linol and F. Amour.[Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 299 (2011) 265–280]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(1):136–143. 445, 502, 532
- MCLENNAN, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks ; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1):169–200. 332
- MÉHEUT, M., LAZZERI, M., BALAN, E. et MAURI, F. (2007). Equilibrium isotopic fractionation in the kaolinite, quartz, water system : Prediction from first-principles density-functional theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13):3170–3181. 360
- MÉHEUT, M., LAZZERI, M., BALAN, E. et MAURI, F. (2010). First-principles calculation of H/D isotopic fractionation between hydrous minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(14):3874–3882. 360
- MENDEZ SANTIZO, J. (1986). Approche géothermique des remplissages de fractures, dans le gisement d’uranium de Lodève, DEA, Strasbourg. 75
- MÖLLER, P., BAU, M., DULSKI, P. et LÜDERS, V. (1998). REE and Y fractionation in fluorite and their bearing on fluorite formation. In *Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium. Schweizerbart, Stuttgart*, pages 575–592. 349, 351

- MÖLLER, P. et HOLZBECHER, E. (1998). Eu anomalies in hydrothermal fluids and minerals : A combined thermochemical and dynamic phenomenon. *Freib. Forsch.-H. C*, 475:73–84. 349
- MÖLLER, P., PAREKH, P. P. et SCHNEIDER, H.-J. (1976). The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorite genesis. *Mineralium Deposita*, 11(1):111–116. 350, 529
- MONTOMOLI, C., RUGGIERI, G., CHRISTINE, M. et CATHELINÉAU, M. (2001). Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy) : a fluid inclusions study. *Tectonophysics*, 341:121 – 139. 44, 45
- MORETTI, I. et DEACON, K. (1995). Subsidence, maturation and migration history of the Tampen Spur area. *Marine and petroleum geology*, 12(4):345–375. 454
- MOURGUES, R., BUREAU, D., BODET, L., GAY, A. et GRESSIER, J. B. (2012). Formation of conical fractures in sedimentary basins : Experiments involving pore fluids and implications for sandstone intrusion mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, 313:67–78. 271, 528
- MUGNIER, J.-L. (1984). *Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision (Méthodes d'études et modélisation-exemple du Jura)*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I. 90
- MUNZ, I. A. (2001). Petroleum inclusions in sedimentary basins : Systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, 55:195–212. 29, 182, 293, 295, 296
- MUNZ, I. A., WANGEN, M., GIRARD, J. P., LACHARPAGNE, J. C. et JOHANSEN, H. (2004). Pressure-temperature-time-composition (P-T-t-X) constraints of multiple petroleum charges in the Hild field, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 21:1043–1060. 497
- NAGARAJAN, R., MADHAVARAJU, J., ARMSTRONG-ALTRIN, J. S. et NAGENDRA, R. (2011). Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India. *Geosciences Journal*, 15(1):9–25. 315
- NEDKVITNE, T., KARLSEN, D. A., BJORLYKKE, K. et LARTER, S. R. (1993). Relationship between reservoir diagenetic evolution and petroleum emplacement in the Ula Field, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3):255–270. 182, 296
- NEUMAIER, M., LITTKÉ, R., HANTSCHÉL, T., MAERTEN, L., JOONNEKINDT, J.-P. et KUKLA, P. (2014). Integrated charge and seal assessment in the Monagas fold and thrust belt of Venezuela. *AAPG Bulletin*, 98(7):1325–1350. 106
- NEUZIL, C. E. et PROVOST, A. M. (2009). Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface. *Water resources research*, 45(3). 41
- NGUYEN, P. T., HARRIS, L. B., POWELL, C. M. et COX, S. F. (1998). Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones : An example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *Journal of Structural Geology*, 20(12):1625–1640. 44, 45
- NICOLINI, P. (1980). *Méthodes de la gîtologie : ensembles et variances*. H. Deschamps. 8, 516
- NIEMANN, H., DUARTE, J., HENSEN, C., OMOREGIE, E., MAGALHAES, V. H., ELVERT, M., PINHEIRO, L. M., KOPF, A. et BOETIUS, A. (2006a). Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(21):5336–5355. 19
- NIEMANN, H., DUARTE, J., HENSEN, C., OMOREGIE, E., MAGALHAES, V. H., ELVERT, M., PINHEIRO, L. M., KOPF, A. et BOETIUS, A. (2006b). Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(21):5336–5355. 405
- NMILA, A. (1995). *L'empreinte du volcanisme dans le remplissage permien du bassin de Lodève : étude pétrographique et géochimique : implication métallogénique*. Thèse de doctorat, Atelier national de reproduction des thèses. 141, 142, 348, 349
- OAKES, C. S., BODNAR, R. J. et SIMONSON, J. M. (1990). The system NaCl–CaCl₂–H₂O : I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3):603–610. 292

- ODIN, B. (1986). *Les formations permienes, Autunien supérieur à Thuringien, du "bassin" de Lodève (Hérault, France) stratigraphie, minéralogie, paléoenvironnements, corrélations*. Thèse de doctorat, Université des sciences et techniques de Saint-Jérôme, Aix-Marseille. 69, 85, 110, 141, 142, 316, 329, 348, 349, 529
- OHMOTO, H. (1972). Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*, 67(5):551–578. 341
- OHMOTO, H. et LASAGA, A. C. (1982). Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(10):1727–1745. 60, 61, 164, 176, 177, 268, 406, 496
- OHMOTO, H. et RYE, R. O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, (2nd ed.), pages 509–567. New York. 343, 496
- OLIVER, J. (1986). Fluids expelled tectonically from orogenic belts : Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14(2):99–102. 13, 14, 15
- OLIVER, N. H. S., McLELLAN, J. G., HOBBS, B. E., CLEVERLEY, J. S., ORD, A. et FELTRIN, L. (2006). Numerical models of extensional deformation, heat transfer, and fluid flows across basement-cover interfaces during basin-related mineralization. *Economic Geology*, 101:1–31. 11
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. et MAYEDA, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Rapport technique, Univ. of Chicago. 499
- ORR, W. L. (1977). Geologic and geochemical controls on the distribution of hydrogen sulfide in natural gas. *Advances in Organic Geochemistry 1975*, pages 571–597. 344
- OSBORNE, M., HASZELDINE, R. S. et FALICK, A. E. (1994). Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, 29(4):591–608. 500
- OSBORNE, M. J. et SWARBRICK, R. E. (1997). Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins : a reevaluation. *AAPG bulletin*, 81(6):1023–1041. 14, 38, 39
- OSBORNE, M. J. et SWARBRICK, R. E. (1999). Diagenesis in North Sea HPHT clastic reservoirs—Consequences for porosity and overpressure prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 16(4):337–353. 32, 38, 39
- PARADIS, S., HANNIGAN, P. et DEWING, K. (2007). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Mineral deposits of Canada : A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods : Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5:185–203. 12, 13, 25
- PARK, C. F. et MACDIARMID, R. A. (1970). Ore Deposits. 166
- PARRY, W. et BRUHN, R. (1990). Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics*, 179:335–344. 44, 45
- PARRY, W. T., HEDDERLY-SMITH, D. et BRUHN, R. L. (1991). Fluid inclusions and hydrothermal alteration on the Dixie Valley Fault, Nevada. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B12):19733–19748. 45
- PAYTAN, A., AVERYT, K., FAUL, K., GRAY, E. et THOMAS, E. (2007). Barite accumulation, ocean productivity, and Sr/Ba in barite across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Geology*, 35(12):1139–1142. 163
- PAYTAN, A., KASTNER, M., CAMPBELL, D. et THIEMENS, M. H. (2004). Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous. *Science*, 304(5677):1663–1665. 404
- PAYTAN, A., MEARON, S., COBB, K. et KASTNER, M. (2002). Origin of marine barite deposits : Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30(8):747–750. 344, 346, 347, 529
- PÉLISSONNIER, H. (2001). *Réflexions sur la métallogénie*. Société de l'industrie minière. 53, 54, 524
- PEPPER, A. S. et CORVI, P. J. (1995). Simple kinetic models of petroleum formation. Part I : oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, 12(3):291–319. 112, 114, 121, 525

- PERYT, T. M., HALAS, S. et HRYNIV, S. P. (2011). Sulphur and oxygen isotope signatures of late Permian Zechstein anhydrites, West Poland : seawater evolution and diagenetic constraints. *Geological Quarterly*, 54(4):387–400. 500, 501
- PETERS, K. E. et CASSA, M. R. (1994). Applied source rock geochemistry. *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, page 93. 109
- PETIT, J.-P., WIBBERLEY, C. A. et RUIZ, G. (1999). 'Crack-seal', slip : a new fault valve mechanism? *Journal of Structural Geology*, 21(8-9):1199–1207. 43, 46, 524
- PIERRE, C. (1989). Sedimentation and diagenesis in restricted marine basins. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 3:257–315. 360
- PIERRE, C., ORTLIEB, L. et PERSON, A. (1984). Supratidal evaporitic dolomite at Ojo de Liebre lagoon : mineralogical and isotopic arguments for primary crystallization. *Journal of Sedimentary Research*, 54(4). 360
- PIN, C. et BASSIN, C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta*, 269(2):249–255. 576
- PIPER, D. Z. (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle : a summary. *Chemical Geology*, 14(4):285–304. 347
- PIQUÉ, CANALS, A., DISNAR, J. R. et GRANDIA, F. (2009). In situ thermochemical sulfate reduction during ore formation at the Itxaspe Zn-(Pb) MVT occurrence (Basque Cantabrian Basin, Northern Spain). *Geologica Acta, 2009, vol. 7, num. 4, p. 431-449*. 18, 20, 343
- PIQUÉ, A., CANALS, A., GRANDIA, F. et BANKS, D. A. (2008). Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events. *Chemical Geology*, 257(1):139–152. 521
- POILVET, J.-C., POUJOL, M., PITRA, P., VAN DEN DRIESSCHE, J. et PAQUETTE, J.-L. (2011). The Montalet granite, Montagne Noire, France : An early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(7):454–461. 352
- POSTGATE, J. R. et SCHWARTZ, W. (1985). The Sulfate-Reducing Bacteria (2nd Edition). *Journal of Basic Microbiology*, 25(3):202. 18, 315
- PRIETO, M., PUTNIS, A. et FERNANDEZ-DIAZ, L. (1993). Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium : zoning in (Ba, Sr)SO₄. *Geological Magazine*, 130(03):289—299 M3 – 10.1017/S0016756800019981. 163, 403
- PROSSER, D. J., DAWS, J. A., FALLICK, A. E. et WILLIAMS, B. P. J. (1993). Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea). *Sedimentary Geology*, 87(3):139–164. 499, 500
- PROST, R. et HUARD, E. (1984). Etude par spectroscopie infrarouge à basse température des groupes OH de structure de la kaolinite, de la dickite et de la nacrite. *Agronomie*, 4(4):403–406. 582
- RAMM, M., HOLMEFJORD, I., TORKILDSEN, G., JOHNSEN, A. et RYKKJE, J. (1993). Diagenesis and reservoir properties of middle jurassic sandstones, well 30/10-6 and 30/7-7. *Norsk Hydro Exploration and Production, R-049665*, page 145. 471, 479, 490
- RAMM, M. et RYSETH, A. E. (1996). Reservoir quality and burial diagenesis in the Statfjord Formation, North Sea. *Petroleum Geoscience*, 2(4):313–324. 497
- RAMSAY, J. G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. 44
- RATTEY, R. P. et HAYWARD, A. B. (1993). Sequence stratigraphy of a failed rift system : the Middle Jurassic to Early Cretaceous basin evolution of the Central and Northern North Sea. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 4:215–249. 430

- RAVENHURST, C. E., REYNOLDS, P. H. et ZENTILLI, M. (1987). Isotopic constraints on the genesis of Zn-Pb mineralization at Gays River, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, 82(5):1294–1308. 20
- REEBURGH, W. S. (1976). Methane consumption in Cariaco Trench waters and sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3):337–344. 19, 405
- REES, C. E. (1973). A steady-state model for sulphur isotope fractionation in bacterial reduction processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5):1141–1162. 20
- REESMAN, R. H. (1968). The Rb-Sr analyses of some sulfide mineralization. *Earth and Planetary Science Letters*, 5:23–26. 344
- REPETSKI, J. E. et NARKIEWICZ, M. (1996). Conodont color and surface textural alteration in the Muschelkalk (Triassic) of the Silesian-Cracow Zn-Pb District, Poland. *Pro Panstw. Inst. Geol*, 154:113–121. 13
- REY, P., VANDERHAEGHE, O. et TEYSSIER, C. (2001). Gravitational collapse of the continental crust : definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(3):435–449. 87, 88, 89, 524
- RIEDINGER, N., KASTEN, S., GRÖGER, J., FRANKE, C. et PFEIFER, K. (2006). Active and buried authigenic barite fronts in sediments from the Eastern Cape Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3):876–887. 404
- RIIS, F. (1996). Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change*, 12(1):331–357. 431
- ROBERT, F., BOULLIER, A.-M. et FIRDAOUS, K. (1995). Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B7):12861–12879. 44, 45
- ROBERT, P. (1985). *Histoire géothermique et diagenèse organique*. Elf Aquitaine. 28, 109, 110
- ROBERTS, A. M., YIELDING, G. et BADLEY, M. E. (1990). A kinematic model for the orthogonal opening of the Late Jurassic North Sea rift system, Denmark-Mid Norway. *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*, Clarendon Press, Oxford, pages 180–199. 430, 431, 439
- ROBERTS, D. G., THOMPSON, M., MITCHENER, B., HOSSACK, J., CARMICHAEL, S. et BJORNSETH, H.-M. (1999). Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics : mid-Norway to the Bay of Biscay—a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, volume 5, pages 7–40. Geological Society of London. 428
- ROBINSON, A. et GLUYAS, J. (1992). Model calculations of loss of porosity in sandstones as a result of compaction and quartz cementation. *Marine and Petroleum Geology*, 9(3):319–323. 498
- RODDY, M. S., REYNOLDS, S. J., SMITH, B. M. et RUIZ, J. (1988). K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar Mountains, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 100(10):1627–1639. 10
- RODRIGUEZ, N. M., PAULL, C. K. et BOROWSKI, W. S. (2000). Zonation of authigenic carbonates within gas hydrate-bearing sedimentary sections on the Blake Ridge : offshore southeastern North America. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results*, volume 164, pages 301–312. Ocean Drilling Program. 19
- ROEDDER, E. (1984). Fluid inclusion. *Reviews in mineralogy*, 12:1–394. 53, 61, 172, 173
- ROEDDER, E., INGRAM, B. et HALL, W. E. (1963). Studies of fluid inclusions; [Part] 3, Extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. *Economic Geology*, 58(3):353–374. 13
- ROLLINSON, H. R. (1993). Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. *Longman Scientific Technical*. 348
- ROURE, F., SWENNEN, R., SCHNEIDER, F., FAURE, J. L., FERKET, H., GUILHAUMOU, N., OSADETZ, K., ROBION, P. et VANDEGINSTE, V. (2005). Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts. *Oil & gas science and technology*, 60(1):67–106. 11, 15, 523

- ROURE, S. et RUBERTS, Y. (2003). Mémoire de Master 2, nom inconnu. 138, 525
- ROUTHIER, P. (1963). *Les gisements métallifères : géologie et principes de recherche*. Numéro vol.~1 de Les gisements métallifères : géologie et principes de recherche. Masson. 8, 53
- RUCKMICK, J. C. (1986). Elemental sulfur deposits and their relation to metal sulfide deposits. *In Organics and Ore Deposits. Proc. Denver Reg. Explor. Geol. Soc.*, pages 165–170. 18
- RUIZ CRUZ, M. D. et ANDREO, B. (1996). Genesis and transformation of dickite in Permo-Triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay minerals*, 31(2):133–152. 356, 363
- RUSSELL, J. D. et KIRKPATRICK, W. M. (1992). Nacrite from the southern upland fault near Abington, Strathclyde, Scotland. *Clay Minerals*, 27(2):253–255. 356
- RUSSELL, M. J. (1986). Extension and convection : A genetic model for the Irish Carboniferous base metal and barite deposits. *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland : Dublin, Irish Association for Economic Geology*, pages 545–554. 15, 16, 523
- SAINTILAN, N. J., STEPHENS, M. B., LUNDSTAM, E. et FONTBOTÉ, L. (2015). Control of reactivated Proterozoic basement structures on sandstone-hosted Pb-Zn deposits along the Caledonian Front, Sweden : evidence from airborne magnetic data, structural analysis, and ore-grade modeling. *Economic Geology*, 110(1):91–117. 23
- SANGSTER, D. F., SKINNER, B. J. et ANDERSON, G. M. (1997). *Carbonate-hosted lead-zinc deposits*. Numéro 7. Society of Economic Geologists. 21
- SANTOUIL, G. (1980). Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triassique dans les bassins de Lodève, St Affrique et Rodez. 66, 145, 147
- SASS-GUSTKIEWICZ, M., DZULYNSKI, S. et RIDGE, J. D. (1982). The emplacement of zinc-lead sulfide ores in the Upper Silesian District ; a contribution to the understanding of mississippi valley-type deposits. *Economic Geology*, 77(2):392–412. 20
- SAUVAGE, A.-C. (2000). *Circulations de fluides et mécanisme de faille-valve : exemple des minéralisations barytiques de la Ride de Lodève (Hérault, France)*. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris. 54, 70, 76, 77, 81, 130, 254, 303, 321, 529
- SAVARD, M. M. (1996). Pre-ore burial dolomitization adjacent to the carbonate-hosted Gays River Zn-Pb deposit, Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(2):303–315. 315
- SAVIN, S. M. et EPSTEIN, S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(1):25–42. 359
- SAVIN, S. M. et LEE, M. L. (1988). Isotopic studies of phyllosilicates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 19(1):189–223. 360
- SCHROEDER, W. et SYLTA, O. y. (1993). Modelling the hydrocarbon system of the North Viking Graben : a case study. *Basin modelling : advances and applications : proceedings of the Norwegian Petroleum Society conference, 13-15 March 1991, Stavanger, Norway/edited by AG Doré et al. Dokumentet er del av serien Special publication (Norsk petroleumforening, 3:469–484. 461*
- SCHWINN, G. et MARKL, G. (2005). REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology*, 216(3):225–248. 349
- SEGURET, M., SERANNE, M., CHAUVET, A. et BRUNEL, A. (1989). Collapse basin : A new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. *Geology*, 17(2):127–130. 433
- SÉRANNE, M. (1988). *Tectonique des bassins dévoniens de Norvège : mise en évidence de bassins sédimentaires en extension formés par amincissement d'une croûte orogénique épaissie*. Thèse de doctorat, Montpellier 2. 428
- SÉRANNE, M., CHAUVET, A., SÉGURET, M. et BRUNEL, M. (1989). Tectonics of the Devonian collapse-basins of western Norway. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3):489–499. 428

- SHEN, Z. Y., WILSON, M. J., FRASER, A. R. et PEARSON, M. J. (1994). Nacritic clay associated with the Jiangshan-Shaoxing deep fault in Zhejiang Province, China. *Clays and Clay Minerals*, 42(5):576–581. 356, 363
- SHEPPARD, M. F. (1980). Isotopic evidence for the origins of water during metamorphic processes in oceanic crust and ophiolite complexes. *Colloques Internationaux du CNRS*, 272:135–147. 361
- SHEPPARD, S. M. F. (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1):165–183. 499
- SHEPPARD, S. M. F. et CHAREF, A. (1986). Eau organique : caractérisation isotopique et évidence de son rôle dans le gisement Pb-Zn du Fej-el-Adoum, Tunisie. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(19):1189–1192. 360, 362
- SHEPPARD, S. M. F. et GILG, H. A. (1996). Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31(1):1–24. 358, 359, 360, 361, 529
- SHEPPARD, S. M. F., NIELSEN, R. L. et TAYLOR, H. P. (1969). Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64(7):755–777. 358, 359
- SIBSON, R. (1986). *Brecciation processes in fault zones : Inferences from earthquake rupturing*, volume 124. Birkhäuser-Verlag. 47, 49
- SIBSON, R. H. (1975). Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting. *Geophysical Journal International*, 43(3):775–794. 48
- SIBSON, R. H. (1981). Fluid Flow Accompanying Faulting : Field Evidence and Models. *In Earthquake Prediction*, pages 593–603. American Geophysical Union. 43, 76, 450, 472
- SIBSON, R. H. (1990). Conditions for fault-valve behaviour. *Geological Society, London, Special Publications*, 54(1):15–28. 34, 42, 45, 47, 524
- SIBSON, R. H. (1992). Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface. *Earth-Science Reviews*, 32(1–2):141–144. 35, 44, 49, 514
- SIBSON, R. H. (2000). Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29:469–499. 34, 35, 41, 42, 44, 45, 47, 49, 524
- SIBSON, R. H. (2004). Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation. *Journal of Structural Geology*, 26(6-7):1127–1136. 45
- SIBSON, R. H. et SCOTT, J. (1998). Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids : examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska ; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 13:293–306. 40, 45
- SICREE, A. A. et BARNES, H. L. (1996). Upper Mississippi Valley district ore fluid model : the role of organic complexes. *Ore Geology Reviews*, 11(1):105–131. 18
- SIZARET, S. (2002). *Genèse du système hydrothermal à fluorine-barytine-fer de Chaillac, (Indre, France)*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans. 21, 338, 339
- SIZARET, S., CHEN, Y., BARBANSON, L., HENRY, B., CAMPS, P. et MARCOUX, E. (2006). Crystallization in flow-I. Palaeocirculation track by texture analysis and magnetic fabrics. *Geophysical Journal International*, 167(2):605–612. 520
- SNYDER, G. T., DICKENS, G. R. et CASTELLINI, D. G. (2007). Labile barite contents and dissolved barium concentrations on Blake Ridge : new perspectives on barium cycling above gas hydrate systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 95(1):48–65. 404, 406
- SOLOMON, E. A. et KASTNER, M. (2012). Progressive barite dissolution in the Costa Rica forearc—Implications for global fluxes of Ba to the volcanic arc and mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 83:110–124. 405, 406

- SOLOMON, M., RAFTER, T. A., DUNHAM, S. K. C. et BOWIE, S. H. U. (1971). *Sulphur and oxygen isotope studies in the northern Pennines in relation to ore genesis*. 352
- SPIRAKIS, C. S. et HEYL, A. V. (1995). Evaluation of proposed precipitation mechanisms for Mississippi Valley-type deposits. *Ore Geology Reviews*, 10(1):1–17. 16, 18
- STAINFORTH, J. G. et REINDERS, J. E. A. (1990). Primary migration of hydrocarbons by diffusion through organic matter networks, and its effect on oil and gas generation. *Organic Geochemistry*, 16(1):61–74. 29
- STAUDE, S., GÖB, S., PFAFF, K., STRÖBELE, F., PREMO, W. R. et MARKL, G. (2011). Deciphering fluid sources of hydrothermal systems : a combined Sr-and S-isotope study on barite (Schwarzwald, SW Germany). *Chemical Geology*, 286(1):1–20. 404
- STECKLER, M. S. et WATTS, A. B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(1):1–13. 106, 458
- STEEL, R. et RYSETH, A. (1990). The Triassic—Early Jurassic succession in the northern North Sea : megasequence stratigraphy and intra-Triassic tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 55(1):139–168. 433
- STETTER, K. O., HUBER, R., BLOCHL, E., KURR, M., EDEN, R. D., FIELDER, M., CASH, H. et VANCE, I. (1993). Hyperthermophilic archaea are thriving in deep North Sea and Alaskan oil reservoirs. *Nature*, 365(6448):743–745. 19
- STEWART, I. J., RATTEY, R. P. et VANN, I. R. (1992). Structural style and the habitat of hydrocarbons in the North Sea. In *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, volume 1, pages 197–220. Elsevier Amsterdam. 439
- SWARBRICK, R. E. et OSBORNE, M. J. (1996). The nature and diversity of pressure transition zones. *Petroleum Geoscience*, 2(2):111–116. 37
- SWARBRICK, R. E., OSBORNE, M. J. et YARDLEY, G. S. (2001). AAPG Memoir 76, Chapter 1 : Comparision of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms. 14, 37, 38
- TAKAHASHI, M. (1980). Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol., Spec. Issue*, 8:13–28. 361
- TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1982). Associations palynologiques du Trias languedocien. *Ann. des Sci. de la Terre, 9ème réunion, Soc. géol. Fr., Paris*, page 594. 73
- TAYLOR, S. R. et MCLENNAN, S. M. (1985). The continental crust : its composition and evolution. 312
- TEINTURIER, S. (2013). Inorganic geochemistry, quantitative diagenesis and fluid inclusion study of the Upper Tarbert Formation. *Rapport interne Total SA DGE/EXPLO/TE/ISS/RGM R12-031*, page 73. 480, 486, 487, 488, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 498, 501, 532
- TISSOT, B. P. et WELTE, D. H. (1984). Petroleum formation and occurrence. 25, 27, 113, 523
- TOMPKINS, L. A., RAYNER, M. J., GROVES, D. I. et ROCHE, M. T. (1994). Evaporites ; in situ sulfur source for rhythmically banded ore in the Cadjebut Mississippi Valley-Type Zn-Pb deposit, Western Australia. *Economic Geology*, 89(3):467–492. 315
- TORRES, M. E., BOHRMANN, G., DUBÉ, T. E. et POOLE, F. G. (2003). Formation of modern and Paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins. *Geology*, 31(10):897–900. 20
- TORRES, M. E., BRUMSACK, H. J., BOHRMANN, G. et EMEIS, K. C. (1996). Barite fronts in continental margin sediments : a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts. *Chemical Geology*, 127(1):125–139. 20, 404, 406, 407
- TOWELL, D. G., WINCHESTER, J. W. et SPIRN, R. V. (1965). Rare-Earth distributions in some rocks and associated minerals of the batholith of southern California. *Journal of Geophysical Research*, 70(14):3485–3496. 314, 317, 348, 351, 529

- TUCKER, M. E. et WRIGHT, V. P. (2009). *Carbonate sedimentology*. John Wiley & Sons. 315
- UCHAMEYS, N. Y., MALININ, S. D. et KHITAROV, N. I. (1966). Solubility of barite in concentrated chloride solutions of some metals at elevated temperatures in relation to problems of genesis of barite deposits. 340
- ULRICH, M. R. et BODNAR, R. J. (1988). Systematics of stretching of fluid inclusions; II, Barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, 83(5):128–1037. 172, 397
- UNDERHILL, J. R. t. et PARTINGTON, M. A. (1993). Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea : implications of the sequence stratigraphic evidence. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, volume 4, pages 337–345. Geological Society of London. 430
- VAN ACHTERBERGH, E., RYAN, C. et GRIFFIN, W. (2001). Glitter version 4. *Macquarie Research Ltd*. 577
- VAN BEEK, P., REYSS, J.-L., BONTE, P. et SCHMIDT, S. (2003). Sr/Ba in barite : a proxy of barite preservation in marine sediments? *Marine Geology*, 199(3):205–220. 163
- VAN KREVELEN, D. W. (1984). Coal. 26, 27, 523
- VEIZER, J. (1983). Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11(1):265–299. 315
- VELLA, V. et LANCELOT, J. R. (1986). Evolution pluriphasées du gîte uranifère de Lodève. In *RST (Clermont Ferrand), 11th*, page 180. 74
- VENNEMANN, T. W. et O'NEIL, J. R. (1996). Hydrogen isotope exchange reactions between hydrous minerals and molecular hydrogen : I. A new approach for the determination of hydrogen isotope fractionation at moderate temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(13):2437–2451. 360
- VOLLSET, J. et DORE, A. G. (1984). A revised Triassic and Jurassic lithostratigraphic nomenclature for the Norwegian North Sea : Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, v. 3. *ndash*, 53:1. 431, 432, 433, 434
- VON GEHLEN, K. (1987). Formation of Pb–Zn–F–Ba mineralizations in SW Germany–A status report. *Fortschritte der Mineralogie*, 65(1):87–113. 22, 523
- WALGENWITZ, F. (2004). HILD Field ERSA and SrRSA Study. *GSR/TG/ISS/Clas (PPT - Personal communication)*. 497, 501
- WANGEN, M. (2001). A quantitative comparison of some mechanisms generating overpressure in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 334(3):211–234. 29, 40
- WARREN, E. A. et SMALLEY, P. C. (1994). *North Sea Formation Waters Atlas (Geological Society Memoir)*. Geological Society Publishing House. 499
- WARREN, J. (1999). *Evaporites : their evolution and economics*. Malden, MA : Blackwell Science. 19
- WARREN, J. (2000). Dolomite : occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52(1 ?3):1–81. 20, 158, 309, 316, 501
- WERNICKE, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province : nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291:645–648. 438
- WERNICKE, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1):108–125. 415, 436
- WHITE, D. A. (1988). Oil and Gas Play Maps in Exploration and Assessment : GEOLOGIC NOTE. *AAPG Bulletin*, 72(8):944–949. 431
- WHITE, D. E. (1968). Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Economic Geology*, 63(4):301–335. 13

- WIBBERLEY, C. A. J., PETIT, J.-P. et RIVES, T. (2007). The effect of tilting on fault propagation and network development in sandstone–shale sequences : a case study from the Lodève Basin, southern France. *Journal of the Geological Society*, 164(3):599–608. 70
- WILKINSON, M., CROWLEY, S. F. et MARSHALL, J. D. (1992). Model for the evolution of oxygen isotope ratios in the pore fluids of mudrocks during burial. *Marine and Petroleum Geology*, 9(1):98–105. 499
- WILKINSON, M., HASZELDINE, R. S. et FALLICK, A. E. (2006). Jurassic and Cretaceous clays of the northern and central North Sea hydrocarbon reservoirs reviewed. *Clay Minerals*, 41(1):151–186. 500
- WILTSCHKO, D. V., LAMBERT, G. R. et LAMB, W. (2009). Conditions during syntectonic vein formation in the footwall of the Absaroka Thrust Fault, Idaho–Wyoming–Utah fold and thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 31(9):1039–1057. 11
- WORDEN, R. H. et BURLEY, S. D. (2003). *Sandstone diagenesis : the evolution of sand to stone*. Wiley Online Library. 497
- WORDEN, R. H. et SMALLEY, P. C. (1996). H₂S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs : Khuff Formation, Abu Dhabi. *Chemical Geology*, 133(1–4):157–171. 20
- WYGRALA, B. P. (1989). *Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy*. Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH. 116, 460, 461, 525, 531
- YARDLEY, G. S. et SWARBRICK, R. E. (2000). Lateral transfer : a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, 17(4):523–537. 40
- ZANELLA, E., COWARD, M. P. et MCGRANDLE, A. (2003). Crustal structure. *The Millenium Atlas : petroleum geology of the central and northern North Sea*. *Geol. Soc. London, London, UK*, pages 1–3. 429, 430, 431
- ZHANG, J., HU, W., QIAN, Y., WANG, X., CAO, J., ZHU, J., LI, Q. et XIE, X. (2009). Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China) : Implications for fault-related fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8):1428–1440. 176, 309, 496
- ZHANG, Y.-G. et FRANTZ, J. D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl KCl CaCl₂ H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3):335–350. 295, 296
- ZHENG, Y.-F. (1993). Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3):247–263. 360
- ZHONG, S. et MUCCI, A. (1995). Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25 C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(3):443–453. 311
- ZHOU, J., HUANG, Z. et YAN, Z. (2013). The origin of the Maozu carbonate-hosted Pb–Zn deposit, southwest China : constrained by C–O–S–Pb isotopic compositions and Sm–Nd isotopic age. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73:39–47. 521
- ZIEGLER, K., SELLWOOD, B. W. et FALLICK, A. E. (1994). Radiogenic and stable isotope evidence for age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, southern North Sea. *Clay Minerals*, 29(4):555–566. 358, 359
- ZIEGLER, P. A. (1981). Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. *Petroleum geology of the continental shelf of north-west Europe*, 2:3–39. 434
- ZIEGLER, P. A. (1988). Evolution of the Arctic–North Atlantic and the western Tethys—A visual presentation of a series of paleogeographic–paleotectonic maps. *AAPG memoir*, 43:164–196. 430, 442, 450
- ZIEGLER, P. A. (1990). Tectonic and palaeogeographic development of the North Sea rift system. *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*, pages 1–36. 428, 431, 439
- ZIEGLER, P. A. et CLOETINGH, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1):1–50. 438

ZOBACK, M. D. et HEALY, J. H. (1984). Friction, faulting and in situ stress. *In Annales Geophysicae*, volume 2, pages 689–698. Gauthier-Villars. 34

Cinquième partie

Annexes

Annexe A : Outils et protocoles analytiques

Observations optiques

Microscopie optique à réflexion et transmission

Le microscope optique est à la base des observations des phases minérales et des relations texturales et d'altération. Elle permet également de réaliser l'étude préliminaire pétrographique des assemblages d'inclusions fluides qui feront l'objet de mesures microthermométriques. De telles observations ont été réalisées sur des microscopes à lumière réfléchi et transmise (pour les minéraux opaques) de type Leica DMR et Olympus BH2.

Microscopie Electronique à Balayage - EDS

La Microscopie Electronique à Balayage (MEB ou SEM pour *Scanning Electron Microscopy*) permet d'une manière générale l'étude topographique et chimique des échantillons de roche à petite échelle (du nm au mm). Son principe est basé sur l'interaction électron-matière avec un faisceau d'électron qui balaye l'échantillon. L'émission d'électrons secondaires et rétrodiffusés suite au bombardement électronique est analysée pour former des images et effectuer des analyses physico-chimiques.

L'électron secondaire est émis lorsque le faisceau primaire relâche une partie de son énergie lors du choc à d'autres électrons. Les électrons rétrodiffusés sont des électrons émis lors la collision entre le faisceau et les noyaux d'atomes de l'échantillon qui vont réagir de manière quasi-élastique. La profondeur de détection dépendra alors de l'énergie de rayonnement choisi (elle est indiquée sur les légendes des figures au sein du manuscrit). Les images en électrons secondaires, sensibles à la topographie de l'échantillon, permettent d'obtenir une image haute résolution de la surface de l'échantillon et donc d'étudier les relations texturales entre les différentes phases minérales. La rétrodiffusion des électrons image quant à elle les variations de masse atomique des minéraux et met en évidence les contrastes de compositions chimiques. Des mesures semi-quantitatives par analyses EDS couplées au MEB offrent une première idée de la composition des minéraux à travers des analyses ponctuelles et cartographie 2D pour des objets de taille trop restreinte pour la sonde électronique.

Les analyses au MEB ont été effectuées au Service Commun de microscopie de l'Université de Montpellier, sur des lames polies avec un Microscope à Balayage analytique Environnemental à effet de champ (FEI Quanta 200).

Cathodoluminescence

La cathodoluminescence est une méthode optique et électromagnétique basée sur la luminescence d'un échantillon lors d'un bombardement d'électrons (spectre de lumière visible et UV). La luminescence produite varie en fonction du minéral bombardé, des défauts topographiques, des impuretés et de la composition chimique.

Par exemple, au sein de carbonate, la luminescence est proportionnelle à la concentration en fer et manganèse. L'activation se ferait par la présence de cations Mg^{2+} et l'inhibition par le Fe^{2+} . Ceci permettrait d'appréhender les conditions d'oxydo-réduction lors de la formation et croissance du cristal dans un fluide.

Le dispositif de cathodoluminescence a été utilisé à Géosciences Montpellier sur un microscope Olympus BH41. La méthode consiste à positionner une lame mince dans un porte-échantillon monté sur le microscope optique. L'utilisateur réalise ensuite le vide dans la chambre et fait varier les valeurs de tension électrique du canon à électron pour visualiser la luminescence. Mais cette visualisation ne peut pas être considérée comme une analyse chimique en raison de la forte variabilité des paramètres impliqués dans les propriétés de luminescence.

Nous utilisons notamment la cathodoluminescence dans le but d'observer les différentes phases de croissance de minéraux et ainsi préciser la fabrique des inclusions fluides.

Modélisation structurale et thermique de bassin - Méthodes générales

Principe du logiciel de restauration géomécanique Dynel2D© - exemple de l'étude du Bassin de Lodève (chapitre II-2)

Le logiciel Dynel2D© est un outil permettant la restauration 2D de structures géologiques complexes en plusieurs étapes basées sur des lois purement géomécaniques définies à partir de la méthode des éléments finis (FEM - Finite Element Method - Hughes, 1987 ; Maerten, 2006 ; Maerten, 2007).

La FEM (Finite Element Method - Hughes, 1987) n'utilise qu'un seul algorithme prenant en compte les lois physiques des roches dans la simulation des déformations géologiques au sein de milieux hétérogènes ; par exemple, le glissement des couches géologiques ainsi que les réponses mécaniques des failles aux contraintes imposées. Les couches géologiques sont alors discrétisées sous la forme d'éléments triangulaires 2D linéaires formant un maillage qui peut être modifié par l'utilisateur afin de contraindre au mieux les géométries souhaitées. Chaque élément correspond à une loi linéaire élastique, c'est à dire à des propriétés physiques du matériel et donc à une réponse en terme de déformation lorsqu'il est soumis à des contraintes.

Ces dernières sont transmises d'un noeud à l'autre du maillage par un calcul itératif jusqu'à atteindre un équilibre optimum. Les avantages de l'utilisation d'une loi élastique linéaire est qu'elle offre une solution unique calculée seulement à partir des lois physiques et non à partir d'une préservation des longueurs et surfaces (épaisseurs des couches) comme peut le faire une restauration purement géométrique.

La première étape est la construction du modèle géométrique au sein du logiciel. Pour se faire, nous avons chargé une image de la coupe actuelle N-S du bassin de Lodève sur laquelle on effectue un géoréférencement afin d'être en mesure de quantifier les déplacements latéraux et verticaux lors de la restauration géomécanique. Cette image de fond sert de base à un *line-drawing* des horizons et failles du modèle (Fig.5.1.a). Au cours de cette étape, il est important de définir les horizons correspondants à des contacts normaux entre couches géologiques et ceux qui représentent des discordances. Notre modèle est composé de 7 failles correspondantes à la faille Les Aires-Blanc au Sud, la faille de Salasc, l'hypothétique faille antithétique à la faille bordière et enfin le faisceau de faille du graben de compensation dans la zone de roll-over au Nord. Pendant cette même étape, il est nécessaire de définir des bordures latérales et en base de modèle afin de simuler les contraintes régionales subies par le bassin au cours de son histoire. Nous n'avons pas choisi de découpler les conditions aux limites appliquées aux différentes unités géologiques du bassins notamment entre le socle et le remplissage du bassin, l'ensemble ayant été affecté par les mêmes contraintes. Pour ce qui est de la limite inférieure, il est conseillé de la placer à une profondeur correspondante à 3 fois celle de la zone d'intérêt afin d'éviter des déformations indésirables causées par une traction libre de la couche de base en l'absence de matériel présent en dessous.

L'étape suivante est la construction automatique du modèle structural pendant laquelle il est possible de vérifier si l'interprétation est viable notamment au niveau des contacts failles-horizons (Fig.5.1.b). Une fois validé, la coupe est soumise à la construction d'un modèle géologique qui permet de voir si les différentes unités géologiques sont correctement assignées (Fig.5.1.c). Dans le cas contraire, il est nécessaire de revenir aux étapes précédentes afin de corriger les erreurs notables.

Le modèle géologique définis, on effectue un maillage suffisamment précis afin de contraindre au mieux les couches géologiques et leur déformation, en tenant compte du fait que plus le maillage est dense et plus le calcul est long (Fig.5.1.d).

Il est ensuite nécessaire d'attribuer aux différentes unités géologiques des lithologies et des propriétés géomécaniques associées. Dans un souci de simplifier au mieux le modèle, chaque formation est com-

posée d'une seule et même lithologie dont les caractéristiques ont été approximées à partir des valeurs par défaut proposées par le logiciel (Fig.5.1.e). On distingue donc dans l'ordre de dépôt le Cambrien (orange) composé de calcaire, les formations du Carbonifères (verte), de l'Autunien (grise) et du Saxono-Thuringien (rouge) formées par des argiles et enfin les dépôts du Mésozoïque (bleu) caractérisés par des calcaires.

La dernière étape est la restauration du modèle géologique ainsi construit. Trois paramètres principaux sont requis : (i) les propriétés des failles pour indiquer si elles sont actives ou non ainsi que leur interaction avec les horizons et failles voisines (décalages et recoupements); (ii) les interactions aux limites entre horizons tel que le glissement banc sur banc et (iii) le sens et la quantité de déplacement aux limites du modèle qui vont jouer sur les paramètres précédents. Ces paramètres sont testés à travers plusieurs simulations afin d'obtenir une restauration viable en accord avec les connaissances géodynamiques de la zone étudiée.

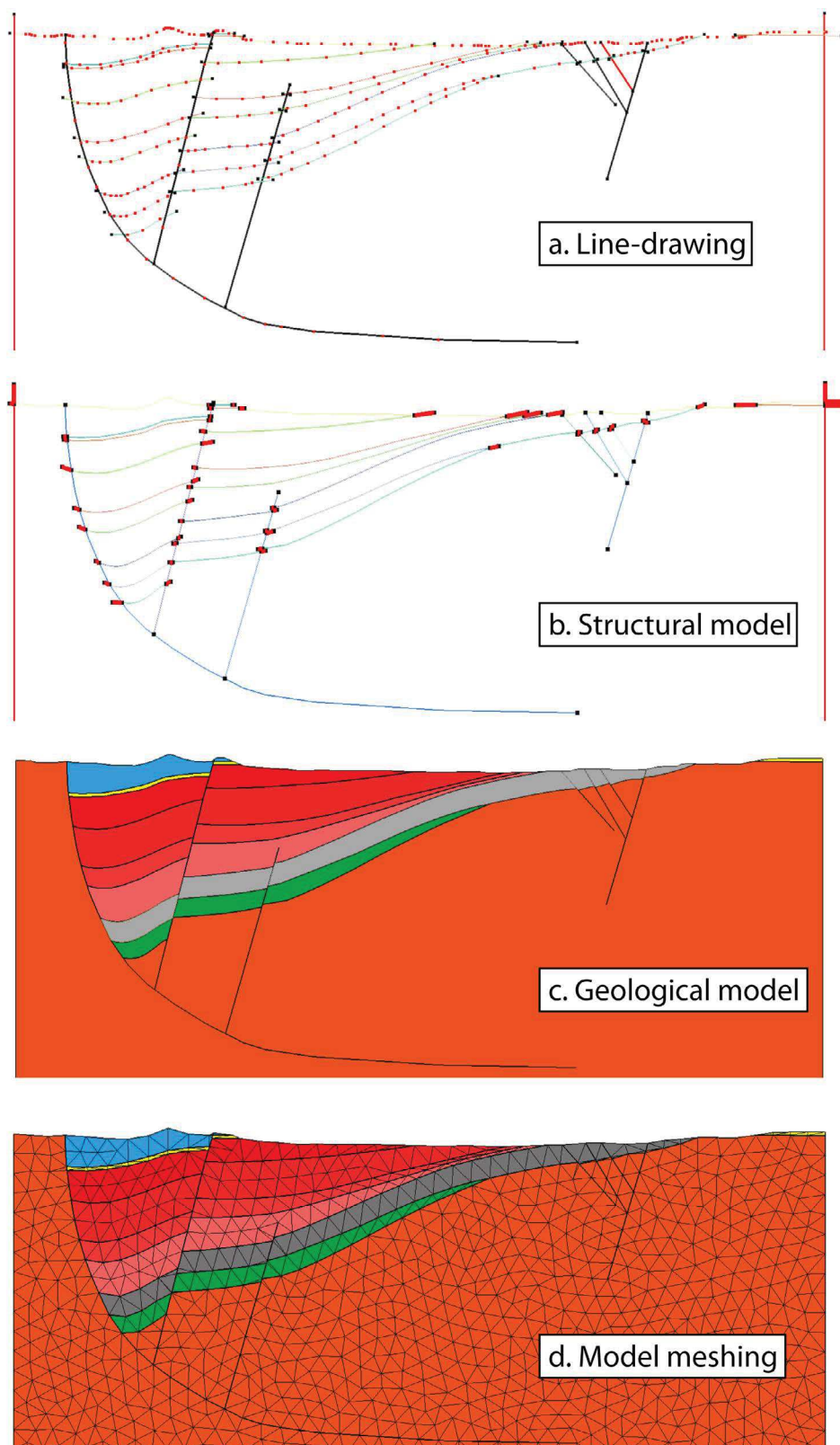


Fig. 5.1 — Etape de construction d'une coupe sujette à la restauration sous Dynel2D© : a. Line-drawing ; b. Modèle structural ; c. Modèle géologique ; d. Maillage du modèle ; e. Attribution des lithologies.

Modélisation thermique et du système pétrolier

La méthodologie générale employée dans la construction du modèle thermique et d'enfouissement du bassin est indiquée en figure 5.2 (modifié d'après Schlumberger©).

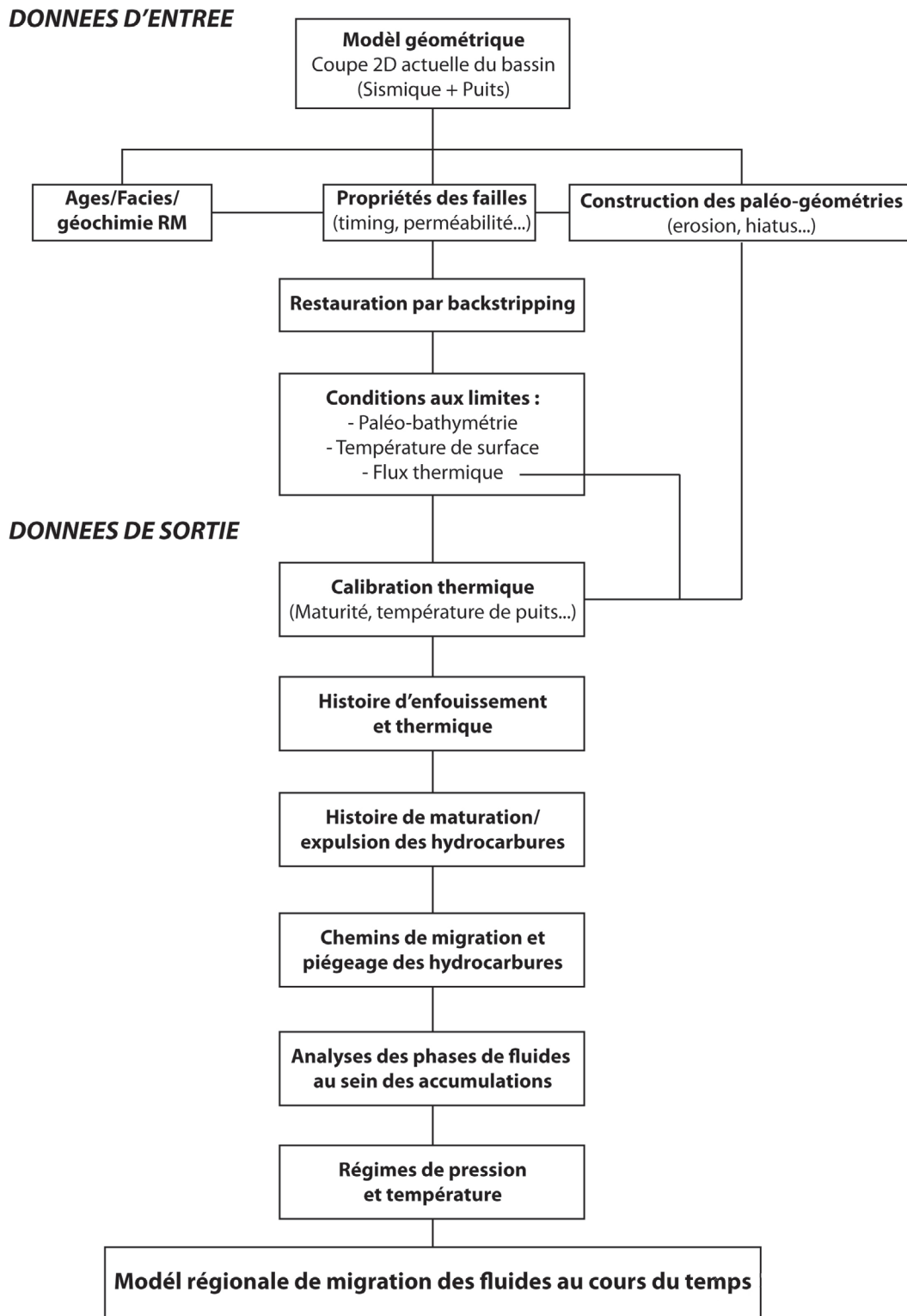


Fig. 5.2 – Méthode générale utilisées pour la modélisation des histoires d'enfouissement et thermique des bassins étudiés dans ce mémoire (modifié d'après Schlumberger©).

Microthermométrie des inclusions fluides

Les mesures de microthermométrie ont été réalisées sur une platine Linkam MDS600, version motorisée de la MDSG600, montée sur un microscope à lumière réfléchi et transmise de type Zeiss Axioplan 2 (Fig.5.3). Les échantillons consistent en des lames épaisses polies double face, d'épaisseur variant entre 100 et 150 μm et réalisées par l'atelier de litholamellage de Géosciences Montpellier. La gamme de température pouvant être calibrée sur la machine se situe entre -196°C (azote liquide) et 600°C avec une précision évaluée à $0,1^\circ\text{C}$ pour les mesures à basse température et 1°C pour les hautes températures. Le système a été calibré avec des inclusions fluides synthétiques (Sternner and Bodnar, 1984) pour des températures de fusion de CO_2 pur à $-56,6^\circ\text{C}$, une température de fonte du dernier cristal de l'eau à 0°C et une homogénéisation à $374,1^\circ\text{C}$.

Le système étant supposé clos, de même composition et volume, ces inclusions fluides vont nous renseigner sur la nature et les conditions P/T de piégeage des fluides.

La méthode de microthermométrie repose sur trois postulats :

- L'inclusion ne change pas de volume depuis sa formation ;
- La composition reste la même depuis sa formation ;
- Le volume de fluide piégé était homogène au moment de la formation.

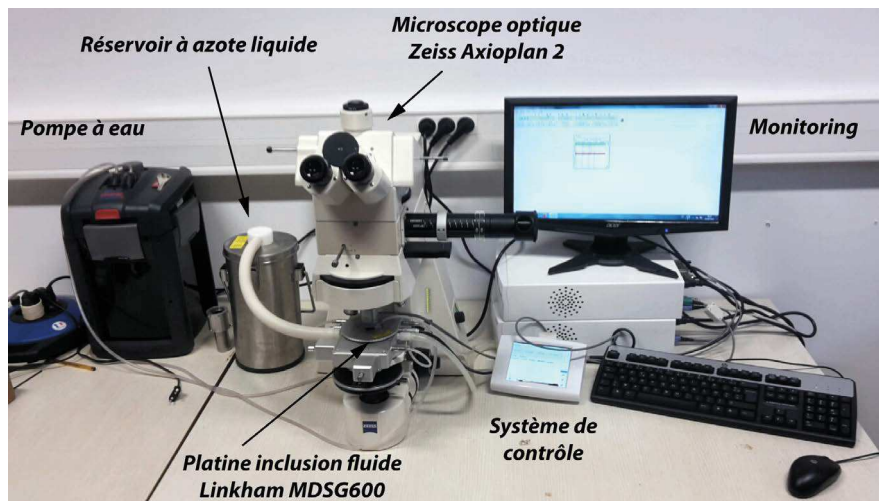


Fig. 5.3 – Installation du système de mesures microthermométriques à inclusion fluide (Géosciences Montpellier).

Une étude de la fabrication des inclusions fluides est indispensable à l'identification des processus liés au piégeage des fluides minéralisateurs ou à un événement plus tardif de fluide. En effet, sont différenciées (i) les inclusions primaires qui sont reliées à la précipitation du fluide originel, (ii) pseudo-secondaires, attribuées au piégeage du fluide lors de la croissance d'un minéral synchrone d'une déformation et (iii) secondaires, formées par une déformation post-cristallisation.

Le comportement isochorique des inclusions fluides peut être délicat à appréhender, en particulier dans les systèmes où les contraintes tectoniques sont importantes et susceptibles de ré-ouvrir le système (Ulrich et Bodnar, 1988). Ce processus amène à un ré-équilibre physique et chimique de l'inclusion à l'origine de la décriptation (fuite) des inclusions, de cicatrisation (*leaking-healing*) ou de modifications de la forme de la cavité (*necking-down*).

Les mesures de thermométrie ($T > 25^\circ\text{C}$) déterminent les températures d'homogénéisation T_h correspondantes aux températures minimales de piégeage. La cryométrie ($T < 25^\circ\text{C}$) contraint quant à elle les températures de début de fusion glace ou eutectique (T_e) et la température de fin de fusion de la glace (T_{fg}) (Roedder, 1984 ; Bodnar, 1993). Le taux de chauffe est alors adapté à $1^\circ\text{C}/\text{min}$ proche des températures de changement de phase. Enfin, la méthode de *cycling* a été employée pour les inclusions fluides de petite taille. La composition en sel est déduite de la T_e et la salinité en wt%eq. NaCl en utilisant l'équation de Bodnar (1993) sur les inclusions synthétiques.

Les différences de température mesurée dépendent de la concentration et de la composition du gaz dans l'inclusion, et également de la pression de piégeage. Par exemple, une pression de piégeage élevée entraîne irrémédiablement un écart important entre la température d'homogénéisation et la température de piégeage. Cette notion est primordiale dans les systèmes fluides où des surpressions sont attendues.

La finalité de ce travail de microthermométrie est la construction de diagramme P/T des conditions de piégeage des inclusions fluides d'après les équations de Brown et Lamb (1989). L'utilisation de géothermomètre géochimique permet ensuite de calibrer les conditions de pression des fluides piégés au moment de la minéralisation.

Analyses géochimiques

Les mesures d'éléments majeurs et traces par microsonde électronique EPMA

La microsonde électronique (EPMA-Electron Probe Micro Analyser) a été utilisée pour déterminer les compositions chimiques des minéraux constitutifs des minéralisations et des roches encaissantes. L'outil utilisé est une microsonde Cameca SX100 mise à disposition par le Service Inter-régional Microsonde Sud de l'université de Montpellier.

Le principe général repose sur l'analyse de l'émission X produite par l'interaction entre des électrons incidents et les éléments constituant le matériau à analyser. Cette émission est analysée par cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde (wavelength-dispersive spectroscopy - WDS), permettant de collecter et mesurer le rayonnement X de plusieurs éléments à la fois. Ainsi, les éléments majeurs et mineurs sont mesurés dans la majorité des minéraux. L'optimisation des analyses se fait par variation de la tension d'accélération du courant, de son intensité et du temps de comptage. La mesure des pics RX s'accompagne de celle du fond continu de part et d'autres de chaque pic et sera soustrait pour le calcul des concentrations par comparaison avec l'intensité obtenus sur l'étalon (programme écrit par Claude Merlet - Ingénieur de recherche CNRS-Montpellier).

Afin d'effectuer des analyses quantitatives des éléments chimiques, l'échantillon doit être poli optiquement et subir une faible métallisation au carbone en surface afin d'établir la continuité électrique entre l'échantillon et la masse de l'appareil.

Les mesures d'isotopes stables

a. Isotopes d'oxygène et hydrogène sur minéraux argileux

L'ensemble des analyses d'isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène a été effectué par D. Abdull Latiff dans le cadre de son stage de Master 2.

Quatre échantillons de roche (nacrite et calcschiste encaissant) ont fait l'objet d'extraction des fractions argileuses afin d'être analysés au spectromètre de masse à l'Institute of Earth Surface Dynamics of the University of Lausanne (Suisse) pour les isotopes stables du $\delta^{18}O$ (Finnigan MAT 253) et du δD (Delta Plus XL Thermo-Finnigan).

Avant chacune des deux analyses, les échantillons subissent un dégazement à 150°C dans une chambre à vide afin d'extraire l'eau absorbé par les argiles. Ils sont chauffés pendant cette étape en présence de CuO dans un tube siliceux. Les échantillons produisant beaucoup de CO_2 ont été analysés de nouveau après le traitement avec du peroxyde d'hydrogène pour éliminer la matière organique.

Les analyses de $\delta^{18}O$ sont faites sur 10 à 20mg de poudre d'échantillon séché et dégazé au préalable. L'oxygène libéré est directement analysé de manière répétitive pour la reproductibilité des mesures. Les analyses montrent une déviation standard d'environ 0,2‰.

Pour les mesures isotopiques du δD , l' H_2O est ensuite extraite du réseau des argiles par deshydroxylation à une température d'environ $1000^\circ C$ suivie d'une réduction de la molécule en utilisant soit un four à l'uranium pur (Friedman, 1953). L'écart type est identique à celui du $\delta^{18}O$, de $0,2\%$.

- Rappel sur les équations de fractionnement isotopique

Pour le $\delta^{18}O$, les différentes équations de fractionnement isotopique entre la phase fluide et la kaolinite sont les suivantes (toutes les températures doivent être exprimées en Kelvin) :

$$\text{Kulla and Anderson (1978), entre } 172 \text{ et } 319^\circ C : 1000\ln\alpha = 2,05 * 10^6/T^2 - 3,9$$

$$\text{Land and Dutton (1978), } < 200^\circ C : 1000\ln\alpha = 2,5 * 10^6/T^2 - 2,87$$

$$\text{Savin and Lee (1988) : } 1000\ln\alpha = 0,42 * 10^6/T^2 + 10,6 * 10^3/T - 15,34$$

$$\text{Zheng (1993) : } 1000\ln\alpha = 4,29 * 10^6/T^2 - 6,44 * 10^3/T + 2,03$$

$$\text{Sheppard and Gilg (1996), entre } 0 \text{ et } 330^\circ C : 1000\ln\alpha = 2,76 * 10^6/T^2 - 6,75$$

$$\text{Meheut et al. (2007), entre } 130 \text{ et } 400^\circ C : 1000\ln\alpha = 0,0413 * 10^{18}/T^6 - 0,653 * 10^{12}/T^4 - 0,23 * 10^6/T^2 - 191$$

Les équations de fractionnement du $\delta^{18}O$ entre carbonate-quartz et fluide sont :

$$\text{O'Neil et al. (1969), entre } 0 \text{ et } 500^\circ C : 1000\ln\alpha = 2,78 * 10^6/T^2 - 3,39$$

$$\text{Friedman and O'Neil (1977), entre } 0 \text{ et } 500^\circ C : 1000\ln\alpha = 2,78 * 10^6/T^2 - 2,89$$

Les équations de fractionnement du δD entre kaolinite et fluide sont :

$$\text{Lambert and Epstein (1981), } < 230^\circ C : 1000\ln\alpha = -4,53 * 10^6/T^2 + 19,36$$

$$\text{Sheppard and Gilg (1996), entre } 0 \text{ et } 330^\circ C : 1000\ln\alpha = -2,2 * 10^6/T^2 - 7,7$$

$$\text{Vanneman and O'Neil (1996), entre } 150 \text{ et } 400^\circ C : 1000\ln\alpha = -162,495 * 10^6/T^2 + 1241,16 * 10^3/T + 1219,113$$

$$\text{Driessner et al. (2000), entre } 0 \text{ et } 400^\circ C : 1000\ln\alpha = 9 * 10^6/T^2 + 13,9$$

$$\text{Meheut et al. (2007), entre } 130 \text{ et } 400^\circ C : 1000\ln\alpha = -0,4919 * 10^{18}/T^6 + 6,684 * 10^{12}/T^4 - 24,02 * 10^6/T^2 + 14,76$$

$$\text{Meheut et al. (2010), entre } 0 \text{ et } 350^\circ C : 1000\ln\alpha = -19,740 * 10^6/T^2 - 72,85 * 10^3/T + 39,4$$

Toutes ces équations ont été utilisées pour les calculs isotopique dans le manuscrit.

b. Les mesures isotopiques du $\delta^{34}S$

- Mesures par dispositif EA-IRMS

La composition en isotope stable en soufre est indiquée par la notation δ pour lequel la déviation en ‰ est relative aux standards connus = $((R_{ech} - R_{standard})/R_{standard}) * 1000$ avec R le rapport isotope

lourd sur isotope léger $^{34}S/^{32}S$. Le standard est le VCDT (Vienna Cañon Diablo Troilite).

Les barytines ont été analysées pour leur composition isotopique en ^{34}S à l’Institute of Earth Surface Dynamics of the University of Lausanne en utilisant un analyseur élémentaire Carlo Erba 1108 (EA) connecté à un spectromètre de masse des rapports isotopiques (isotope ratio mass spectrometer - IRMS) Thermo Fisher Delta V avec un flux continu d’hélium par l’intermédiaire d’un interface Conflo III (EA-IRMS).

200 à 600 μg de poudre ont été d’abord pesés. Du pentoxide de vanadium est ajouté en tant que catalyseur oxydant pour une quantité équivalente à deux fois le poids de l’échantillon. Les échantillons et standards sont alors broyés et disposés dans un échantillonneur automatique AS 200 (Fisons Instruments, Milan, Italy).

Ils subissent ensuite une combustion sous un flux d’hélium et d’oxygène à 1030°C dans un tube en silice rempli d’agent oxydant (WO_3) et réducteur (cuivre élémentaire) provenant de Säntis Analytical AG (Teufen, Switzerland). Les gaz produits à partir de la combustion (SO_2, H_2O, CO_2, N_2) sont dans un premier temps séchés le long d’une colonne remplie de $Mg(ClO_4)_2$ et ensuite dans une colonne chromatographique PTFE à 70°C pour la séparation du SO_2 qui sera analysé à l’IRMS.

Le SO_2 gazeux de référence a été calibré par le standard IAEA-S-1 (Ag_2S) avec des valeurs $\delta^{34}S$ de -0,3‰ (Coplen et Krouse, 1998).

La reproductibilité des analyses EA-IRMS, réalisées à partir d’analyses répétées de trois standards de laboratoire (sulfate de baryum avec un $\delta^{34}S$ de +12,5‰ ; pyrite Ch, +6,1‰ ; pyrite E, -7,0‰) est en dessous de $\pm 0,2‰$ (1SD). La précision des analyses est vérifiée périodiquement par l’analyse de matériaux de référence internationaux (d’après IAEA-Catalogue and Documents) tels que les pyrites IAEA-S-1 et IAEA-S-2 ($\delta^{34}S$ de 0,3‰ et de $+22,7 \pm 0,2‰$, respectivement) et la sphalérite NBS-123 ($\delta^{34}S$ de $+17,09 \pm 0,31‰$).

- Mesures par microsonde ionique SIMS

L’analyse *in-situ* des rapports isotopiques du soufre sur les chalcopyrites a été réalisée par microsonde ionique SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) au Service Inter-régional Microsonde Sud de l’Université de Montpellier sur des lames polies métallisées à l’or pour la conduction. Le laboratoire dispose d’une CAMECA IMS5F équipée d’une source Duoplasmatron, d’une source Césium et d’un canon à électrons. C’est une méthode destructive qui permet la détection de l’ensemble des éléments du tableau de Mendeleïev avec une sensibilité approchant 10ppb.

Chalcopyrite	(wt.%)	O	S	Fe	Ni	P	Cu	Se	Zn	Co	Si	Total	34/32S	$\delta^{34}S$ (‰)
OPM-7151	n	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10		
	Avg	0,29	35,24	30,74	0,01	0,00	34,45	0,01	0,00	0,03	0,07	100,83		
	Stdev	0,03	0,14	0,15	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,21		
	%RSD	0,09	0,00	0,00	1,00	1,98	0,00	0,48	0,00	0,12	0,08	0,00		
	Ref1												0,04426	2,29 \pm 0,2
CP-MNHM	analyse 1	0,20	34,31	30,78	-0,02	0,00	32,65	0,00	-0,05	0,02	0,10	98,06		4,4 \pm 1,6
	analyse 2	0,66	34,30	30,42	-0,01	0,00	32,70	-0,02	-0,01	0,03	0,12	98,24		
	analyse 3	0,84	33,92	29,45	-0,01	0,01	32,09	0,01	-0,03	0,04	0,16	96,51		
	analyse 4	0,42	34,25	30,01	-0,01	0,00	32,29	0,01	-0,02	0,03	0,15	97,15		
Cp-ALV	analyse 1	0,28	35,51	30,95	-0,02	0,00	32,33	0,17	-0,04	0,03	0,14	99,41		3,47 \pm 0,42
	analyse 2	0,23	35,42	30,90	0,00	0,01	32,44	0,13	-0,05	0,05	0,11	99,29		
	analyse 3	0,61	54,34	47,53	0,02	-0,01	0,61	0,34	0,00	0,08	0,13	103,66		
	analyse 4	0,21	35,67	31,87	-0,01	0,01	32,15	0,14	-0,02	0,04	0,12	100,19		
	analyse 5	0,46	35,77	32,06	-0,01	-0,02	32,10	0,14	-0,02	0,05	0,15	100,73		
	analyse 6	0,39	35,32	31,76	0,00	-0,01	32,27	0,14	-0,04	0,05	0,14	100,08		
	analyse 7	0,43	35,64	31,94	0,00	0,01	32,27	0,21	-0,02	0,04	0,16	100,69		

TABLE 5.1 – Compositions chimiques et isotopiques du $^{34}S/^{32}S$ des standards utilisés pour les mesures à la microsonde ionique SIMS.

Le faisceau utilisé pour les mesures de $^{34}S/^{32}S$ sur chalcopyrite à une taille de 50 μm , une tension d’accélération de 10kV et une intensité de 5nA pour le décapage de l’échantillon et de 100pm pour la

mesure sur échantillon. La source utilisée est à césium Cs^+ et le SIMS est programmé en acquisition multi-collecteur. Les fentes d'entrée et de sortie du faisceau ont été modifiées afin d'obtenir le plus grand nombre de coups par seconde (entre 50 et $25\mu\text{m}$).

L'instrument enregistre ces coups par seconde au cours de l'acquisition qu'il est nécessaire de corriger par rapport à des standards afin d'obtenir les rapports de masse des éléments. Les standards utilisés sont des chalcopyrites : CpMNHN avec une valeur de $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ de $4,4 \pm 1,6\%$, CpALV avec une valeur de $3,47 \pm 0,42\%$ et CpOPM avec un rapport de $2,29 \pm 0,2\%$ (Table 5.1). Ces standards ont également servi à calculer la déviation de la machine au cours du temps. En effet, au cours de la trajectoire du faisceau ionique secondaire, une discrimination en masse des éléments se produit conduisant à un écart de quelques $\%$ entre la vraie valeur et la valeur mesurée. Les erreurs analytiques sont autour de $\pm 1\%$.

Les mesures des isotopes radiogéniques du strontium

30 à 50mg de poudre de barytine ont été partiellement dissous dans un bécher fermé avec 10ml de HCL8N en solution et chauffé sur une plaque chauffante à 100°C pendant 12 jours. Après refroidissement, le liquide est extrait par centrifugeuse et le solide résiduel est séché et pesé. Pour la plupart des échantillons, le pourcentage de barytine dissoute varie entre 5 et 15% à l'exception de quelques échantillons qui atteignent 28%. La poudre de fluorine est elle entièrement dissoute dans l'acide chlorydrique. Le liquide est évaporé et le résidu solide est soumis à une solution de 0,3ml de HNO_3 14N dilué dans 10ml d'eau ultrapure. Le strontium de la solution obtenue est purifié sur une résine échangeuse d'ion (Sr-Spec) avant l'analyse de masse selon la méthode développée par Pin et Bassin (1992).

Après la séparation chimique, environ 150ng de strontium est chargé sur un filament de tungsten avec un activateur de tantale et analysé sur un spectromètre de masse multi-collecteur à source solide Finigan MAT262. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont normalisés sur un rapport standard de 0,1194 afin de corriger le fractionnement dans l'échantillon au cours du temps de l'analyse. La précision interne des mesures est de $\pm 10\text{ppm}$ (2σ) et la reproductibilité des résultats a été testée par des analyses répétées sur le standard NBS987 pour lequel a été obtenus des valeurs moyennes de $0,710246 \pm 0,000010$ (2σ , $n = 18$). Les rapports des échantillons ont été normalisés sur la valeur du NBS987 (0,710240). Les erreurs 2σ sur chaque mesure sont indiquées dans les résultats analytiques présentés dans le corps de la thèse.

Les faibles valeurs en Rb des échantillons de barytine et fluorine indiquent qu'il n'est nécessaire d'appliquer de corrections sur les rapports isotopiques relatives à la production de ^{87}Sr par la décroissance radioactive.

Les analyses d'éléments traces et des Terres Rares par ICP-MS

Mesures ponctuelles *in-situ* par LA-ICPMS

Les analyses *in-situ* par sonde laser ont été effectuées directement sur lames épaisses polies (entre 100 et $150\mu\text{m}$). Le laser disponible à Géosciences Montpellier est un laser à excimères de type Compex 102 (LambdaPhysik) opérant dans l'ultra-violet profond. Le laser est périodiquement rempli avec un mélange gazeux ArF ultrapur. Ce mélange gazeux est excité par des décharges électriques de 28 kV. La décharge électrique permet d'exciter les atomes de fluor qui s'associent alors à l'argon pour former une molécule éphémère (ArF). L'état associatif est instable et les atomes de fluor reviennent à leur état de base, stable, en libérant de l'énergie sous la forme d'un rayon photonique, monodirectionnel et cohérent dont la longueur d'onde est de 193 nm. L'échantillon destiné à l'analyse est placé dans une cellule d'ablation circulaire dont le volume est d'environ 30cm^3 .

Dans le cadre de ce travail, les analyses ont été effectuées avec des faisceaux laser de 51 à $77\mu\text{m}$. La densité d'énergie implantée dans l'échantillon est de $10\text{J}/\text{cm}^2$ et la fréquence utilisée est de 4 Hz. Les particules issues de l'interaction entre le faisceau laser et l'échantillon sont entraînées vers la torche de l'ICP-MS grâce à un flux d'hélium ultra-pur qui est ensuite mélangé à de l'argon, juste avant d'arriver à la torche du spectromètre de masse. L'ablation sous hélium permet d'augmenter la sensibilité du

spectromètre de masse et de réduire le fractionnement inter-élémentaire (Günther et Heinrich, 1999). La quantification des concentrations élémentaires dans les échantillons a été réalisée grâce à la mesure répétitive d'un verre silicaté artificiel (NIST 612) contenant environ 40 ppm de la plupart des éléments en trace. En fonction des minéraux analysés, le ^{29}Si (minéraux silicatés), le ^{43}Ca (calcite, dolomite) ou le ^{137}Ba (barytine) ont été utilisés comme standard interne. Le contrôle de la justesse et de la précision des mesures dans les conditions analytiques employées a été effectué par la mesure de matériels de référence naturel de type BIR (verre basaltique) ou artificiel de type MACS3 (pastille carbonatée). Les signaux ont été analysés avec un spectromètre de masse, monocollecteur à secteur magnétique de type Element XR (ThermoFinnigan) en basse résolution ($M/\Delta M = 300$). Les éléments ont été mesurés en mode «*peak jumping*» en utilisant 3 points par pic. Le traitement des signaux et le calcul des concentrations ont été réalisés à l'aide du logiciel Glitter© (GEMOC - Van Achterbergh *et al.*, 2001).

Analyse sur roche totale par ICPMS en mode liquide

Les analyses sur roche totale ont été effectuées à Géosciences Montpellier sur un spectromètre de masse quadripolaire à cellule de collision de type Agilent 7700x.

Pour chaque échantillon, environ 100 mg de roche finement broyée sont pesés, puis placés dans des béchers en téflon avec un mélange d'acide fluorhydrique (HF) et nitrique (HNO_3) de qualité ultra-pure. L'ensemble est placé sur une plaque chauffante à 120°C pendant 48h avant d'être évaporé à sec. Une deuxième attaque acide de 48h est effectuée avec des quantités moindres d'acide. Cette phase de dissolution est suivie de trois étapes d'évaporation en milieu nitrique de façon à éliminer toute trace de fluor. Les béchers sont ensuite stockés dans un endroit propre avant leur analyse par ICP-MS.

Le jour de l'analyse, les échantillons sont dilués en milieu nitrique 2% de façon à adapter la concentration des éléments analysés. Les facteurs de dilution employés sont de l'ordre de 1000 à 5000. L'utilisation de facteurs de dilution élevés permet de minimiser la dérive instrumentale qui est corrigée par adjonction de deux standards internes (In115 et Bi209) dans les échantillons. Les éléments en traces (REE, HFSE, métaux et LILE) ont été analysés et leurs concentrations quantifiées par calibrations externes grâce à des solutions synthétiques multi-élémentaires fabriquées quotidiennement à partir de solutions mono-élémentaires (concentrations de 0.5, 1, 2, 4 et 10 ppb). La reproductibilité et la justesse des analyses ont été contrôlées par la mesure répétée de matériaux de références naturels (BEN, UBN), préparés dans les mêmes conditions que les échantillons. Les interférences polyatomiques ont été réduites en abaissant les taux d'oxydes à environ 1% ($\text{CeO}/\text{Ce} < 1.5\%$) et en utilisant de l'hélium dans la cellule de collision. Pour les Terres Rares, les corrections d'oxydes ont été effectuées en mesurant des solutions synthétiques contenant uniquement les éléments interférants (Terres Rares légères pour les interférences sur les Terres Rares intermédiaires et lourdes).

Annexe B : Résultats analytiques

Mesures de microsondes électroniques sur les minéralisations du bassin de Lodève

Weight%	Minéraux	S	Si	Sr	Ba	Mn	Fe	Sb	Sn	Ag	Pb	Cu	Zn	As	Mg	Ca	O	Al	Total
Usclas du bosc																			
4 / 1 .	Sulfure	21,99	0,06				1,02	26,37	0,12	2,61		34,62	5,90	2,22					94,90
5 / 1 .	Sulfure	22,22	0,05				0,98	27,35	0,10	2,73		34,28	5,86	1,63					95,20
6 / 1 .	Sulfure	22,60	0,06				0,94	16,94	0,06	1,47		36,98	6,29	7,19					92,53
7 / 1 .	Sulfure		0,05				0,01				57,83	0,03		0,00					57,92
8 / 1 .	Sulfure	22,00	0,05				0,51	25,86	0,11	2,02		35,06	6,46	2,65					94,71
9 / 1 .	Sulfure	11,18	0,05				0,17	4,84	0,02	0,43		7,18	1,26	0,67					25,80
10 / 1 .	Sulfure	34,03	0,06				27,62	0,39	0,01	0,05	0,89	34,63	0,29	0,06					98,03
11 / 1 .	Sulfure	25,78	0,06				0,66	18,17	0,08	1,47	0,56	39,32	7,21	7,48					100,80
12 / 1 .	Sulfure	25,64	0,07				1,70	18,75	0,07	1,78	0,66	38,98	5,92	7,09					100,65
13 / 1 .	Sulfure	25,26	0,07				1,09	23,18	0,08	2,34	0,53	37,89	6,54	3,94					100,91
14 / 1 .	Sulfure	25,40	0,07				1,36	22,19	0,08	1,85	0,58	38,32	6,29	4,98					101,11
15 / 1 .	Sulfure	25,26	0,07				1,57	21,21	0,08	2,16	0,69	38,78	6,13	5,41					101,37
16 / 1 .	Sulfure	13,61	0,05					0,07	0,06	0,06	65,16	0,02		0,01					78,99
17 / 1 .	Sulfure	13,02	0,05				0,02	0,16		0,07	65,52			0,01					78,86
18 / 1 .	Sulfure	34,33	0,08				28,92	0,04	0,03	0,01	0,88	34,53							98,82
19 / 1 .	Sulfure	20,16	0,10				0,05	0,13	0,03	2,80	5,46	63,60		0,01					92,34
20 / 1 .	Sulfure	13,40	0,06					0,13	0,00	0,13	63,77	1,61							79,11
21 / 1 .	Sulfure	25,87	0,06				1,77	17,80	0,08	1,51	0,64	39,41	5,94	7,12					100,20
22 / 1 .	Sulfure	13,60	0,05			0,02	0,03	0,11	0,01	0,06	66,04	0,15	0,02	0,00					80,08
31 / 1 .	Sulfure	25,21	0,06				1,33	21,35	0,11	1,91	0,53	38,48	6,32	5,35					100,64
60 / 1 .	Sulfure	0,36	1,86				48,53	0,07	0,01	0,00	0,28	0,03	0,16	0,74					52,04
61 / 1 .	Sulfure	33,69	0,44				47,54	0,12		0,01	0,72	0,04	0,02	1,02					83,61
62 / 1 .	Sulfure	51,27	0,05				45,55	0,03	0,01	0,03	1,27	0,01		0,65					98,87
64 / 1 .	Sulfure	50,22	0,06				44,49	0,26	0,02	0,02	1,18	0,04		1,24					97,54
65 / 1 .	Sulfure	48,10	0,09				44,60	0,12	0,01	0,02	1,26	0,03	0,02	1,38					95,63
23 / 1 .	Ankérîte baroque			0,03		0,40	4,04									21,53	15,45		41,45
24 / 1 .	Ankérîte baroque			0,01		0,01	0,29								1,29	35,65	15,17		52,41
25 / 1 .	Ankérîte baroque	0,03				0,28	50,49								1,03	3,12	16,50		71,46
26 / 1 .	Ankérîte baroque			0,02		0,07	2,90								2,31	33,36	15,69		54,35
27 / 1 .	Ankérîte baroque			0,01		0,19	3,04								8,91	21,44	15,35		48,94
28 / 1 .	Ankérîte baroque	0,04				2,48	43,23								1,03	0,96	14,20		61,94
29 / 1 .	Ankérîte baroque			0,00		0,40	7,37								7,00	20,58	15,06		50,42
30 / 1 .	Ankérîte baroque			0,02		0,04	6,32								1,93	32,95	16,25		57,51
32 / 1 .	Ankérîte baroque	0,07				0,72	46,18								0,34	3,20	15,01		65,52
34 / 1 .	Ankérîte baroque					0,02	1,04								0,57	37,44	15,63		54,70
35 / 1 .	Ankérîte baroque	0,03				4,40	18,41								0,59	14,59	12,80		50,82
36 / 1 .	Ankérîte baroque			0,02		0,07	1,07								10,08	21,20	15,43		47,86
66 / 1 .	Ankérîte baroque			0,01		0,20	3,14								8,25	23,11	15,62		50,32
67 / 1 .	Ankérîte baroque	0,13				0,06	51,63								0,54	0,78	15,60		68,75
68 / 1 .	Ankérîte baroque			0,02		0,18	0,53								0,38	38,11	15,68		54,90
69 / 1 .	Ankérîte baroque	0,01				0,24	1,87								0,52	35,78	15,24		53,66
63 / 1 .	Calcite			0,02		0,36	0,06								0,15	39,87	16,15		56,61
33 / 1 .	Calcite			0,03		0,17	0,38								0,37	36,45	14,96		52,37
56 / 1 .	Barytine en gerbe	13,91	0,05	2,43	55,77														93,04
57 / 1 .	Barytine en gerbe	13,79	0,07	2,14	56,11														92,87
58 / 1 .	Barytine en aiguille	13,63	0,06	0,32	58,57														93,14
59 / 1 .	Barytine en aiguille	13,81	0,07	1,40	56,99												20,75		93,01
StdDev		0,96	0,06	0,05	0,56	0,03	0,23	0,19	0,05	0,08	0,95	0,26	0,09	0,09	0,06	0,18		0,22	

TABLE 5.2 – Résultats des mesures de microsonde électronique sur les sulfures, ankérîtes baroques, veines de calcite et les minéralisations de barytine.

Weight%	Minéraux	S	Si	Sr	Ba	Mn	Fe	Sb	Sn	Ag	Pb	Cu	Zn	As	Mg	Ca	O	Al	Total	
Puech Cartès																				
37 / 1 .	Nacrite		23,20			-0,01	0,01								0,01	0,02	45,97	21,92	91,12	
38 / 1 .	Nacrite		21,01			0,00	0,00								0,02	0,02	42,23	20,51	83,76	
39 / 1 .	Nacrite		21,88			0,00	0,02								0,01	0,03	44,18	21,62	87,74	
40 / 1 .	Nacrite		21,39			0,00	0,04								0,01	0,04	43,76	21,74	86,97	
41 / 1 .	Nacrite		21,44			0,00	0,05								0,02	0,02	43,21	21,03	85,77	
42 / 1 .	Nacrite		21,46			0,00	0,00								0,01	0,01	43,77	21,69	86,95	
43 / 1 .	Nacrite		21,51			0,01	0,00								0,01	0,04	43,79	21,63	86,95	
47 / 1 .	Ankérîte baroque	0,04				1,05	15,26								7,91	15,31	16,03		55,60	
48 / 1 .	Ankérîte baroque	0,02		0,01		0,32	6,93								4,24	13,75	10,38		35,65	
49 / 1 .	Ankérîte baroque	0,02				0,78	4,10								7,72	19,51	14,29		46,41	
50 / 1 .	Ankérîte baroque	0,03				0,80	6,32								8,07	19,61	15,21		50,05	
51 / 1 .	Ankérîte baroque	0,00		0,02		0,08	1,44								10,29	21,83	15,92		49,55	
44 / 1 .	Barytine en aiguille	13,72	0,07	0,97	57,74														20,68	93,17
45 / 1 .	Barytine en aiguille	13,44	0,08	0,84	57,85														20,40	92,60
46 / 1 .	Barytine en aiguille	13,76	0,06	0,87	57,75														20,69	93,12
52 / 1 .	Barytine en gerbe	13,62	0,05	1,58	56,87														20,57	92,66
53 / 1 .	Barytine en gerbe	13,83	0,06	1,62	56,94														20,81	93,28
54 / 1 .	Barytine en gerbe	13,52	0,05	2,77	56,09														20,59	93,02
55 / 1 .	Barytine en gerbe	13,71	0,05	2,80	55,40														20,71	92,67
StdDev		0,96	0,06	0,05	0,56	0,03	0,23	0,19	0,05	0,08	0,95	0,26	0,09	0,09	0,06	0,18		0,22		

TABLE 5.3 – Résultats des mesures de microsonde électronique sur les nacrites, ankérîtes baroques et les minéralisations de barytine.

Synthèse des mesures sur inclusion fluides

Localisation	Phase minérale	Faciès textural	Fabrication des IF	Te (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)		N	
						Min/max	Moy		
Zone de roll-over - Ride de Lodève									
Usclas du Bosc	Barytine	Aiguille	Primaire (Rv ~10%)	-27,8 à -19	-9 à -4	135 à 186	160	20	
		En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-32 à -23	-15 à -5	168 à 237	203	24	
	Ankérîte baroque	Drusique	Primaire (Rv ~30%)	-23 à 21.6	-16 à 12	75 à 91	85	8	
	Calcite	Veine cisailante	Primaire (Rv ~20%)			90 à 140	122	7	
Primaire (Rv ~95%)			-182		-91 à -87	-89	5		
Saint Privat (faille)	Barytine	Faciès Br	Primaire (Rv ~20%)	-35 à -26.7	-9.9 à -1	120 à 178	122	33	
	/	Faciès RB	Primaire (Rv ~20%)		-14.1 à -3.4	100 à 136	116	33	
	/	Faciès SB	Primaire (Rv ~10%)		-17.7 à -10.1	113 à 158	131	24	
Saint Martin du Bosc	Faille nord	Barytine	Faciès Br	Primaire (Rv ~20%)	-27 à -21	-13.4 à -6	151 à 222	189	20
		/	Faciès RB	Primaire (Rv ~20%)	-25 à -21	-10.9 à -3	112 à 159	132	19
		/	Faciès SB	Primaire (Rv ~20%)	-27 à -21	-10.2 à -3	136 à 170	147	19
	Faille sud	/	Faciès Br	Primaire (Rv ~20%)	-27 to -21	?	155 à 164		11
		/	Faciès RB	Primaire (Rv ~20%)			137 à 164		19
		/	Faciès SB	Primaire (Rv ~20%)			126 à 161		23
Stratiforme	Barytine	En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-24 à -21	-15 à -5.8	201 à 256	235	11	
Puech Cartès	Barytine	Aiguille	Primaire (Rv ~10%)	-27 à -23.8	-7.2 à -3	109 à 162	129	25	
		En gerbe	Primaire (Rv ~10%)	-24 à -21	-7.8 à -1	145 à 183	160	19	
Les Aïrettes	Barytine	Air-V	Primaire (Rv ~10%)	-45 à -12	-19 à -8	159 à 256	217	20	
		Air-massif	Primaire (Rv ~10%)	-45 à -20	-26 à -5	201 à 251	215	24	
		Air-Br	Primaire (Rv ~10%)	-44 à -17	-19 à -3	159 à 256	226	24	
Événement 2ndaire	Barytine		Secondaire (Rv ~50%)	-44 à -21	-8.3 à 0	263 à 336	298	27	
Footwall de la faille bordière - Ride de Cabrières									
Font d'Arques	Barytine	Fibreuse	Primaire (Rv ~10%)	-56 à -44	-25 à -18	115 à 175	115	22	
		En gerbe	Primaire (Rv ~30%)	-57 à -42	-25 à -16	223 à 278	246	17	
	Fluorine	Automorphe	Primaire (Rv ~30%)	-75 à -47	-27 à -12	188 à 280	236	36	
				TfCO ₂ = -56 à -49	Tchl = -6,6 à -3	TfCO ₂ = 18 à 23			

TABLE 5.4 – Résultats de microthermométrie sur inclusions fluides des phases minérales associées aux minéralisations permianes du bassin de Lodève. Les valeurs en rouge correspondent aux données de Sauvage (2000).

Localisation	Faciès textural	Fabrique IF	Te (°C)	Tfg (°C)	Min/max	Th (°C)	
						Moy	N
Montfort et mine de Belbezet	Veines cambriennes	Primaires biphasées (Rv ~10%)	-28 à -21	-13 à -5	139 à 195	175	23
	Cavités endokarstiques	Primaires monophasées et biphasées (Rv ~20%)	-24 à -21	-12 à -1	48 à 102	78	13
	Veines triasiques	Primaires monophasées et biphasées (Rv ~10%)	-28 à -21	-15 à -5	48 à 138	89	26

TABLE 5.5 – Résultats de microthermométrie sur inclusions fluides des phases minérales associées aux minéralisations triasiques post-rift du bassin de Lodève.

Localisation	Faciès textural	Fabrique IF	Te (°C)	Tfg (°C)	Min/max	Th (°C)	
						Moy	N
Puits 30/7-7 Grès du Tarbert	Veine d'ankérite	Primaires biphasées (Rv ~20%)	-32 à -22	-6 à -2	111 à 145	133	24
	Surcroissance de quartz	Primaires biphasées (Rv ~10%)	-26 à -21	-15 à -6	120 à 173	149	23

TABLE 5.6 – Synthèse des mesures de microthermométrie sur inclusions fluides dans les veines d'ankérite et les surcroissances de quartz dans les grès du Tarbert du puits 30/7-7.

Résultats géochimiques additionnels sur les nacrites

L'objectif principal des stages de Master 1 et 2 de D. Abdul Latif (2013-2014) consistait à déterminer les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de la phase de nacrite identifiée dans les mines du Puech Cartès (chapitre II-4). De nombreuses analyses ont été réalisées lors de son stage et en particulier la diffraction X sur poudre et la spectroscopie infrarouge.

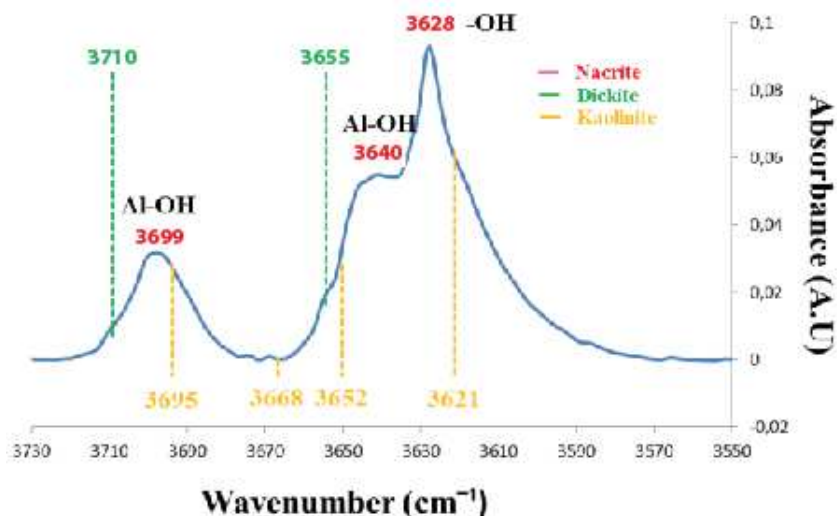


Fig. 5.4 – Spectre infrarouge réalisé sur une nacrite sur lequel ont été reportés les pics de longueur d'onde caractéristiques de la kaolinite et de la dickite.

- Spectroscopie infrarouge

Afin de préciser les éléments de distinction entre la nacrite et les autres polytypes, des mesures de spectroscopie infrarouge ont été faites sur plusieurs nacrites (Fig.5.4).

Les échantillons étudiés montrent trois fréquences caractéristiques, que sont 3628, 3640 et 3699 cm^{-1} qui se distinguent nettement des fréquences obtenues sur les kaolinites (3621, 3652, 3668 et 3695 cm^{-1}) et dickite (3655 et 3710 cm^{-1}) (Farmer, 1968). Les valeurs obtenues pour la nacrite sont en accord avec celles mesurées par Prost et Huard (1984) qui sont de 3626, 3645 et 3695 cm^{-1} .

Diffraction X sur poudre de roche

Les mesures de diffraction X ont été réalisées sur les cristaux de nacrites au sein des minéralisations (Fig.5.5). 14 pics de diffraction X caractéristiques sont mis en évidence, dont 12 permettant de les distinguer des autres polytypes que sont la kaolinite et dickite (Fig.5.5.a). Basée sur cette observation, la diffraction X réalisée sur l'ensemble des minéraux constituant la minéralisation au sein des veines (Fig.5.5.b et .c) nous renseigne sur la présence de nacrite, barytine, quartz basse température, dolomite, ankérite riche en manganèse et fer, oxyde de fer et calcite.

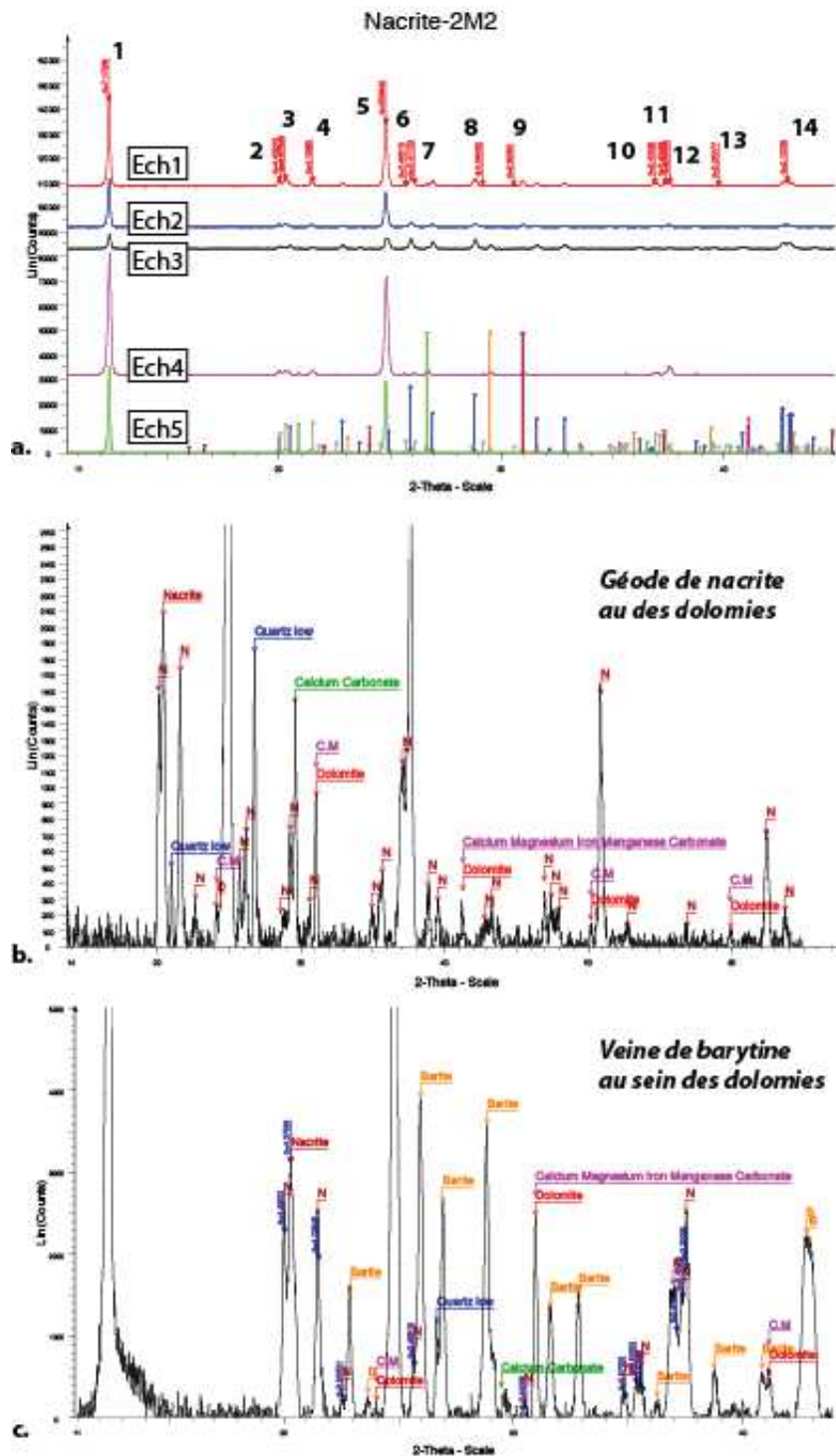


Fig. 5.5 – a. Spectre de diffraction X mesuré dans une phase de nacrite séparée du reste des minéraux ; Spectre de diffraction X sur roche totale dans b. une géode où ont précipité les nacrites et c. une veine de barytine au sein des dolomies.

Résultats des mesures des Terres Rares sur minéralisations et sédiments

Echantillons	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu151	Gd157	Tb159	Dy163	Y89	Ho165	Er167	Tm169	Yb173	Lu175	TR totale	Ce/ Ce*	La(N)/Lu(N)
SPa_1	411,50	75,48	17,88	7,68	3,10			0,28	0,45	6679,45	0,04		0,05	34,33	5,15	555,94	0,21	8,30
SPa_2	395,82	85,84	18,24	4,47	3,70			0,07		6513,37	0,29		0,20	24,82	4,69	538,14	0,24	8,76
SPa_3	408,33	82,42	19,27	9,65	0,67			0,08		6548,32	0,16	0,10	0,26	6,09	5,14	532,17	0,22	8,25
SPa_4	408,27	95,10	18,52	7,24	0,71				1,09	6313,93	0,03	0,18	0,79	30,61	6,45	568,99	0,26	6,57
SPa_5	402,97	86,39	18,19	13,76	0,62			0,73	0,42	6344,97	0,30		0,33	22,43	4,54	550,68	0,24	9,22
SPa_6	385,38	83,56	17,12	5,67	2,66			0,67	1,45	6288,75	0,10	1,35		33,23	5,61	536,80	0,24	7,13
SPa_7	419,10	94,64	18,36	4,70	2,52			0,06		6140,66	0,80	0,80	0,01	31,01	6,78	578,78	0,25	6,41
SPb_1	384,50	84,87	18,89	11,21	3,54					5786,26		3,56		52,28	5,36	564,21	0,23	7,44
SPb_2	409,40	88,71	17,86	5,35				0,42	0,80	5665,53					3,12	525,66	0,24	13,64
SPb_3	370,82	77,95	18,49	12,75	1,24					5852,14				34,51	5,04	520,80	0,22	7,63
SPb_4	389,09	85,80	17,23	7,70	4,56					5709,10		2,85			4,06	511,29	0,25	9,94
SPb_5	393,25	77,89	17,82	5,16						5632,19			1,25	38,03	5,74	539,14	0,22	7,11
SPb_6	372,01	83,28	15,19	4,70				0,63		5703,57		5,30		33,77	3,35	518,23	0,26	11,53
SPb_7	378,35	79,69	18,62	7,02	2,92					5677,90						486,60	0,22	
SM1_1	351,49	70,83	17,28	10,88	2,96					6245,84				18,23	4,19	475,86	0,21	8,70
SM1_2	343,26	68,02	17,67	8,13						6256,65					5,38	442,46	0,20	6,62
SM1_3	395,58	89,70	18,66	8,02					1,26	6346,12		2,89				516,11	0,24	
SM1_4	363,19	72,32	19,43	7,17						6021,95					3,11	465,22	0,20	12,12
SM1_5	395,41	85,96	19,06	5,91	4,23					6327,20					4,21	514,78	0,23	9,74
SM1_6	385,12	85,94	19,55	8,08					1,32	6225,96			0,97		3,69	504,67	0,23	10,82
SM1_7	374,56	87,78	19,99	15,13	1,83				3,49	6630,14						502,78	0,24	
SM2_1	385,43	79,72	20,60	10,42	3,57					5960,93			1,23		4,53	505,50	0,21	8,83
SM2_2	505,87	98,72	25,54	5,83						6289,47		14,06				650,02	0,20	
SM2_3	472,92	96,36	23,42	12,44	2,93					6297,93					2,98	611,05	0,21	16,49
SM2_4	473,06	103,31	25,61							6655,82					8,07	610,05	0,22	6,09
SM3_1	453,27	96,14	26,32		3,13					5288,12						578,86	0,21	
SM3_2	428,13	89,79	22,16							5076,31					3,85	543,93	0,22	11,56
SM3_3	408,80	91,32	23,51	4,94						4867,28						528,57	0,22	
SM3_4	377,01	81,20	20,48	7,06	4,12				2,34	4717,80						492,21	0,22	
SM-inject. strati._1	35,77	38,34	37,15	35,14	36,69			35,88	35,92	38,24	37,85	37,41	37,47	39,91	37,67	445,20	0,25	0,10
SM-inject. strati._2	3,94	0,67	0,18	0,36	0,06			0,01	0,02	36,71		0,05	0,02			5,31	0,18	
SM-inject. strati._3	0,87	0,14	0,03	0,08						9,41			0,01		0,01	1,14	0,20	7,15
SM-inject. strati._4	6,58	3,09	0,47	0,78						55,72					0,03	10,95	0,41	27,18
SM-inject. strati._5	2,20	1,21	0,34	1,23					0,01	20,97				0,08	0,02	5,08	0,33	13,93

PC_1	35,63	38,30	37,00	35,43	36,54			36,06	35,89	38,23	37,90	37,08	37,17	39,42	37,67	444,09	0,25	0,10	
PC_2	0,42	0,07	0,02	0,02						5,26					0,00	0,53	0,20	13,87	
PC_3	0,41	0,07	0,02	0,03						5,30				0,02	0,00	0,55	0,20		
PC_4	0,72	0,13	0,03	0,04					0,00	8,86					0,00	0,92	0,20	15,09	
UDB_1	36,27	38,78	37,97	36,33	37,99			37,13	36,95	38,63	39,28	38,74	38,79	41,26	39,52	459,01	0,24	0,10	
UDB_2	0,68	0,12	0,03	0,03						10,17					0,00	0,86	0,21	17,45	
UDB_3	0,70	0,13	0,03	0,03						10,22				0,04	0,00	0,92	0,22	17,69	
UDB_4	0,67	0,12	0,02	0,04	0,01					9,60				0,02	0,00	0,89	0,22	20,68	
UDB_5	6,04	1,06	0,26	0,59	0,03					85,66	0,10			0,59	0,04	8,70	0,20	16,64	
UDB_6	2,43	0,60	0,09	0,09	0,02					31,89					0,01	3,24	0,30	20,03	
Air_1	362,10	69,72	19,39	4,16	3,62					5011,63					4,90	463,89	0,19	7,67	
Air_2	360,42	76,24	19,01	4,39	2,25			2,44		5357,51					3,42	468,17	0,22	10,95	
FA bar_1	367,77	71,53	18,35	8,33						5443,61	1,61			13,31	4,87	485,77	0,20	7,84	
FA bar_2	379,39	72,32	19,83	5,98	2,39			0,62		5293,34				13,59	5,01	499,13	0,20	7,86	
FA bar_3	411,64	78,04	19,94	9,97						5641,10					4,35	523,94	0,20	9,82	
FA bar_4	405,27	83,55	18,47	3,57	1,83			1,00		5414,93					4,57	518,26	0,23	9,20	
FA bar_5	412,73	91,92	20,87							5487,21					3,91	529,43	0,23	10,95	
FA bar_6	395,98	81,47	20,07							5547,39	0,08			16,59	4,50	518,69	0,21	9,13	
FA bar_7	389,22	81,06	17,97							5606,05					4,41	492,66	0,23	9,16	
Soumont_1	348,72	67,24	17,09	40,15	117,26			1,05	3,99	5621,46	0,76	4,58	1,57	25,88	6,97	635,26	0,20	6,92	
Soumont_2	302,54	46,54	11,22	22,56	34,41			0,86	2,32	3749,31	0,62	2,38	1,09	34,57	5,22	464,32	0,19	4,41	
Soumont_3	15,76	9,59	1,42	5,41	1,40			0,14	0,84	173,97	0,16	0,53	0,11	2,13	0,24	37,74	0,47	5,19	
Soumont_4	120,98	26,35	6,57	15,15	10,03			0,55	1,46	2064,18	0,44	1,92	0,53	20,92	2,85	207,74	0,22	6,02	
																			Eu/Eu*
FA fluo_1	0,05	0,12	0,03	0,32	0,29	0,13	0,65	0,10	0,57	12,20	0,10	0,25	0,02	0,09	0,01	2,72	0,75	0,19	0,89
FA fluo_2	0,06	0,25	0,09	1,06	1,15	0,47	2,32	0,34	1,93	35,64	0,32	0,80	0,07	0,28	0,03	9,17	0,80	0,46	0,88
Trias-bar 1	1,8	0,25	0,06	0,04		1,16	58,3			18,25				0,08		3,39	0,18		
Trias-bar 2	1,7	0,28	0,05	0,03		1,16	55,29			16,79				0,14	0,02	3,38	0,22	11,024	

TABLE 5.7 – Tableau des résultats des concentration en ppm de terres rares et yttrium sur les minéralisations à barytine-fluorite du Bassin Permien de Lodève.

Echantillons	Âges et lithologies	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu151	Gd157	Tb159	Dy163	Y89	Ho165	Er167	Tm169	Yb172	Lu175	REE tot	Ce*/Ce	Eu*/Eu	La(N)/Lu(N)
Infracamb-1	Grès infracambrien	30,78	66,55	7,83	31,81	6,00	1,35	5,36	0,79	4,84	29,20	29,20	2,72	0,42	2,66	0,46	161,57	1,05	0,73	7,24
Infracamb-2	Schiste épi-métamorphique infracambrien	5,52	12,45	1,41	5,34	1,36	0,31	1,54	0,31	2,18	13,41	13,41	1,03	0,15	0,85	0,12	32,57	1,10	0,66	4,98
Camb-1	Schiste cambrien	16,35	34,17	4,03	16,22	2,97	0,68	2,64	0,37	2,36	14,29	14,29	1,39	0,21	1,35	0,24	82,98	1,03	0,75	7,33
Camb-2	Dolomie massive cambrienne	1,43	2,82	0,32	1,24	0,22	0,06	0,23	0,03	0,23	1,47	1,47	0,12	0,02	0,08	0,01	6,82	1,01	0,81	10,93
Camb-3	Schiste dolomitique cambrien	25,08	55,14	6,27	25,69	4,77	0,93	4,46	0,69	4,39	26,97	26,97	2,59	0,40	2,50	0,42	133,33	1,08	0,62	6,39
Camb-4	Schiste grés-dolomitique cambrien	11,47	22,64	2,58	10,61	2,18	0,51	2,30	0,37	2,36	14,74	14,74	1,30	0,19	1,12	0,18	57,81	1,02	0,70	6,96
Camb-5	Dolomie à lamines schisteuses cambrienne	0,58	1,06	0,15	0,65	0,14	0,04	0,21	0,03	0,23	2,24	2,24	0,15	0,02	0,14	0,02	3,43	0,89	0,69	2,89
Autu-1	Blackshale autunien	22,04	49,69	5,65	23,56	4,53	0,98	4,20	0,65	4,16	24,09	24,09	2,29	0,35	2,17	0,36	120,65	1,09	0,69	6,51
Autu-2	Grès de base autunien	13,05	26,64	3,07	12,25	2,33	0,47	2,17	0,33	2,01	11,59	11,59	1,08	0,16	1,08	0,19	64,83	1,03	0,64	7,51
Autu-3	Blackshale autunien	24,06	50,25	5,13	18,40	3,39	0,70	3,35	0,53	3,47	20,18	20,18	1,88	0,28	1,75	0,29	113,47	1,11	0,64	8,97
Autu-4	Grès autunien	26,42	58,54	6,17	24,08	4,22	0,86	3,79	0,59	3,77	22,74	22,74	2,39	0,36	2,33	0,40	133,93	1,12	0,66	7,04
Autu-5	Argilite rouge autunienne	29,69	63,58	7,09	28,60	5,56	1,18	5,32	0,82	5,21	30,55	30,55	2,80	0,42	2,53	0,42	153,23	1,07	0,66	7,56
Autu-6	Argilite rouge autunienne	35,87	82,30	8,25	29,26	4,50	0,58	3,05	0,41	2,32	12,88	12,88	1,06	0,15	0,90	0,15	168,78	1,17	0,48	26,17
VII	Cinérite	15,58	33,48	3,84	15,53	3,27	0,52	3,04	0,52	3,36	17,35	17,35	1,90	0,31	1,94	0,31	83,60	1,06	0,50	5,33
XX	Cinérite	84,92	129,65	12,14	41,70	5,03	1,11	2,97	0,44	2,94	17,64	17,64	1,93	0,31	2,00	0,34	285,51	0,99	0,88	26,60
XXII	Cinérite	19,09	41,57	4,68	19,50	6,00	1,75	9,21	1,82	12,34	72,14	72,14	6,92	1,04	6,35	1,02	131,28	1,08	0,72	2,00
XXIV	Cinérite	38,19	63,68	6,76	27,71	5,54	1,47	6,60	1,22	9,19	49,51	49,51	4,46	0,55	2,77	0,40	168,53	0,97	0,74	10,28

TABLE 5.8 – *Tableau des résultats des concentration en ppm de terres rares et yttrium sur les sédiments pré-rift autuniens, cinérites et sédiments du socle.*

Résultats des mesures d'isotopie dans les puits 30/7-7 et 30/10-6 dans le North Viking Graben

Depth in m	$\delta^{18}\text{O}$ % PDB	$\delta^{13}\text{C}$ % PDB	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ carbonate	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ residual salt
4759,0	-13,5	0,3	0,71205	
4760,3				0,71451
4761,7	-15,2	0,6	0,71288	
4762,0				0,71462
4763,3	-14,9	1,1	0,71352	
4765,5	-20,3	-4,4		0,71391
	-19,0	-2,9		
	-18,6	-2,3		
	-17,7	-1,1		

TABLE 5.9 – Résultats des mesures isotopiques sur les veines d'ankérite (d'après Lacharpagne, 2013).

Well 30/10-6: Sampling list and isotopic results

Core	Depths	Phi	Ka	RGM STUDY 2011-2012									JCL Report (1993)				NORSK HYDRO (93)		
				Thin sections		Quantax	34S (‰ CDT)	FI	XRD	Sr-RSA	Delta 13C (‰PDB)	Delta 18OC (‰PDB)	Carbonates			K-Ar and Rb-Sr data (illite)	Depth	Sr-RSA	
				Depth	Fabric								87/86Sr	Delta 13C (‰PDB)	Delta 18OC (‰PDB)				
# 1	4663.50	16.80	7.86	4663.50	Laminated				X	0.714244	-6.60	-13.40	4663.50		-0.30	-13.80		4663.00	0.713640
	4664.00	17.90	17.90	4664.00	Laminated				X	0.714285									
	4664.50	17.70	13.50	4664.50	Homogenous			X	X										
	4664.75	16.40	5.89	4664.75	Homogenous				X	0.714690									
	4665.50	16.20	10.70	4665.50	Laminated				X										
	4666.50	16.20	14.00	4666.50	Homogenous	X			X					4666.55				X	
	4666.75	16.20	7.88	4666.75	Homogenous				X										
	4667.50	15.80	2.24	4667.50	Laminated				X	0.714656	-4.40	-14.60							
	4668.00	17.00	13.10	4668.00	Homogenous				X	0.714327									
	4668.50	15.00	5.63	4668.50	Laminated				X										
	4669.75	16.50	5.66	4669.75	Homogenous			X	X	0.714700									
	4670.25	16.30	0.40	4670.25	Laminated				X		-2.90	-12.50							
	4671.00	14.70	1.29	4671.00	Homogenous				X		-2.20	-13.10	4670.65	0.716306	-3.00	-12.70			
# 2	4672.00	17.30	26.60	4672.00	Homogenous				X	0.714458								4672.00	0.713804
	4673.00	16.30	11.00	4673.00	Homogenous				X	0.714292									
	4674.00	15.70	2.13	4674.00	Homogenous				X										
	4674.50	15.90	3.88	4674.50	Homogenous				X	0.713358									
	4675.25	15.50	0.49	4675.25	Homogenous				X	0.713350									
	4676.25	16.80	6.28	4676.25	Homogenous				X										
	4676.50	17.20	12.20	4676.50	Vein filling	X	X	X	X		-6.00	-14.20							
	4677.25	16.90	6.86	4677.25	Laminated				X	0.714842									
	4678.50	14.40	4.05	4678.50	Vein filling	X	X	X	X	0.714339	-2.70	-12.60							
	4679.50	16.20	0.66	4679.50	Homogenous				X	0.714877			4679.28		-0.70	-13.90	X		
	4680.75	17.30	4.98	4680.75	Homogenous				X										
	4681.50	17.00	0.38	4681.50	Homogenous				X	0.715026									
	4683.50	15.10	0.83	4683.50	Homogenous				X	0.714838	-5.30	-12.80	4683.60	0.715502	-0.70	-14.50			
	4685.00	15.90	0.40	4685.00	Laminated				X	0.714899									
	4686.00	14.50	0.17	4686.00	Laminated				X	0.714888	-3.60	-13.30							
4687.50	12.20	0.04	4687.50	Calcite patch	X			X	0.715190	-2.60	-12.50								
4688.75	14.10	0.15	4688.75	Homogenous				X	0.714989										
# 3	4691.00	17.90	0.75	4691.00	Homogenous	X			X				4691.60		-0.30	-12.60			
	4692.75	17.20	0.91	4692.75	Homogenous			X	X	0.715671	-3.20	-12.10							



N°	Country	Well	Depth (m)	Material (micro-sampling in the veins)	34S (‰ CDT)	Confidence
1	NO	30/10-6	4676.5	BaSO ₄	11	High
2				ZnS + PbS	8	Low (mixing)
3				BaSO ₄	10	High
4	NO	30/10-6	4678.5	PbS	-9	High
5				ZnS	-6	Medium

TABLE 5.10 – Résultats des mesures isotopiques sur les veines de barytines, de sulfures, d'ankérite (d'après Teinturier, 2013).

Annexe C : Echantillonnage des sédiments pour l'analyse des Terres Rares

La nature et la localisation GPS des échantillonnages de roches totales pour les analyses de Terres Rares à l'ICPMS liquide sont synthétisés dans le tableau 5.11.

Echantillons	Âges et lithologies	Position (Lambert II étendu)
Infracamb-1	Grès infracambrien	680270,43 ; 1859248,82
Infracamb-2	Schiste épi-métamorphique infracambrien	680165,94 ; 1859075,77
Camb-1	Schiste cambrien	679901,87 ; 1858980,83
Camb-2	Dolomie massive cambrienne	685531,99 ; 1857240,5
Camb-3	Schiste dolomitique cambrien	679996,58 ; 1858743,24
Camb-4	Schiste grésolo-dolomitique cambrien	680582,52 ; 1858364,12
Camb-5	Dolomie à lamines schisteuses cambrienne	680187,36 ; 1858109,15
Autu-1	Blackshale autunien	687009,63 ; 1859477,97
Autu-2	Grès de base autunien	687009,63 ; 1859477,98
Autu-3	Blackshale autunien	684894,99 ; 1857394,04
Autu-4	Grès autunien	685778,54 ; 1856275,78
Autu-5	Argilite rouge autunienne	683489,75 ; 1855991,55
Autu-6	Argilite rouge autunienne	683489,75 ; 1855991,56
VII	Cinérite	680850,14 ; 1846472,50
XX	Cinérite	680883,94 ; 1857174,72
XXII	Cinérite	685661,51 ; 1858869,18
XXIV	Cinérite	680187,36 ; 1858109,15

TABLE 5.11 – Tableau récapitulatif de la nature et de la position des échantillons de roches prélevés en vue des analyses de Terres Rares sur roche totale.

Les formations infra-cambriennes

Deux échantillonnages ont été prélevés dans les niveaux de flyshs turbiditiques au niveau du tunnel de la vierge à la sortie de l'autoroute A75 en direction de Lodève (Fig.5.6). Cet affleurement consiste en une alternance de schistes épi-métamorphiques (échantillon Infracamb-1) alternant avec des niveaux

de grès fins très indurés à ride de courant (échantillons Infracamb-2).

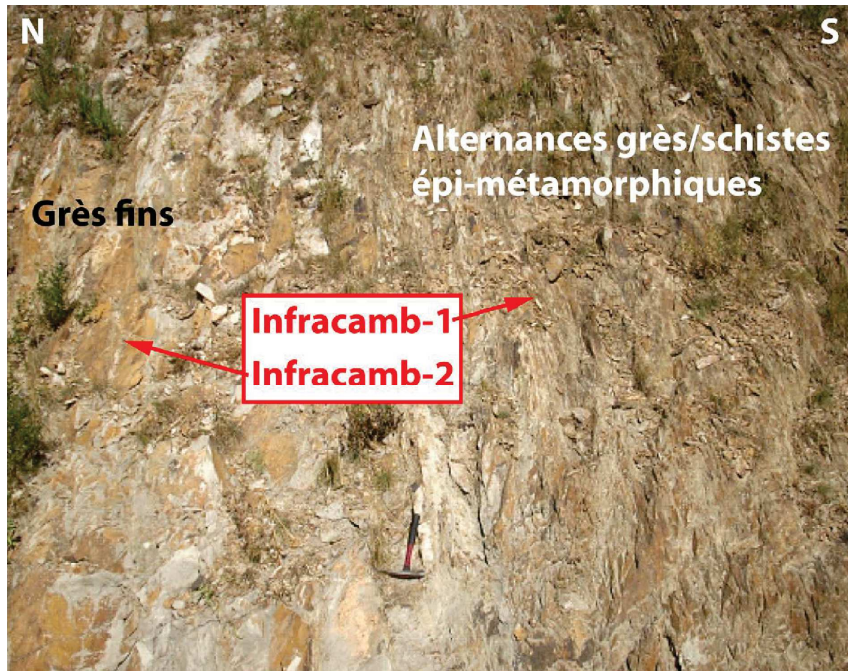


Fig. 5.6 – Affleurement des formations infracambriennes au niveau du tunnel de la vierge consistant en l'alternance de grès fins à rides de courant uni-directionnelles et schistes épi-métamorphiques. Les positions des échantillons Infracamb-1 et Infracamb-2 sont indiquées.

Les formations pré-rift autuniennes

6 échantillons des formations fluvio-lacustres de l'Autunien pré-rift ont été sélectionnés au sein des différents horizons stratigraphiques : Formation d'Usclas-St Privat, Formation de Loiras et Formation du Viala.

Au sein de la Formation d'Usclas-St Privat, les siltites et grès fins se caractérisent minéralogiquement par une forte composante en feldpaths de type albite, adulaire et microcline (15%) associés à des argiles de type de illite/chlorite (Odin, 1986). On trouve une forte proportion de carbonate diagénétique, principalement sous la forme d'ankérite. Dans la Formation de Loiras, la minéralogie est assez similaire mais avec une nette augmentation de la proportion en quartz. Les siltites de la Formation du Viala montrent une teneur prépondérante en quartz.

Enfin, les argilites riches en matière organique sont très diagénétisées avec une forte proportion en dolomite ferrifère et ankérite en remplacement des cristallisations évaporitiques. Elles sont principalement composées d'illite, interstratifiées avec de la montmorillonite et accessoirement de la chlorite.

- Formation d'Usclas-St Privat

Les deux premiers prélèvements, Autu-1 et Autu-2 proviennent d'un affleurement en bordure de l'embranchement entre la route d'Usclas et celle de Saint Privat sur la RD144. Proche de la discordance permienne sur le socle cambrien, une coupe montre l'alternance entre les séquences de sables deltaïques progradant de type grès fins à moyen à rides de courant uni-directionnelles et des niveaux d'argilite et siltite lacustres très riches en matière organique (Fig.5.7.a).

Le troisième échantillon Autu-3 se situe proche du ruisseau du Merdanson à quelques dizaines de mètres stratigraphiquement de la discordance permienne (Fig.5.7.b) et à la limite avec l'ensemble de Loiras au-dessus. L'affleurement consiste en des bancs pluri-décimétriques d'argilites vertes silicifiées à

fentes de dessiccation à la base, d'une argilite carbonatée bitumineuse au centre (échantillon Autu-3) et la succession de bancs fins d'argilites silteuses bitumineuses à rides de courant uni-directionnelles.

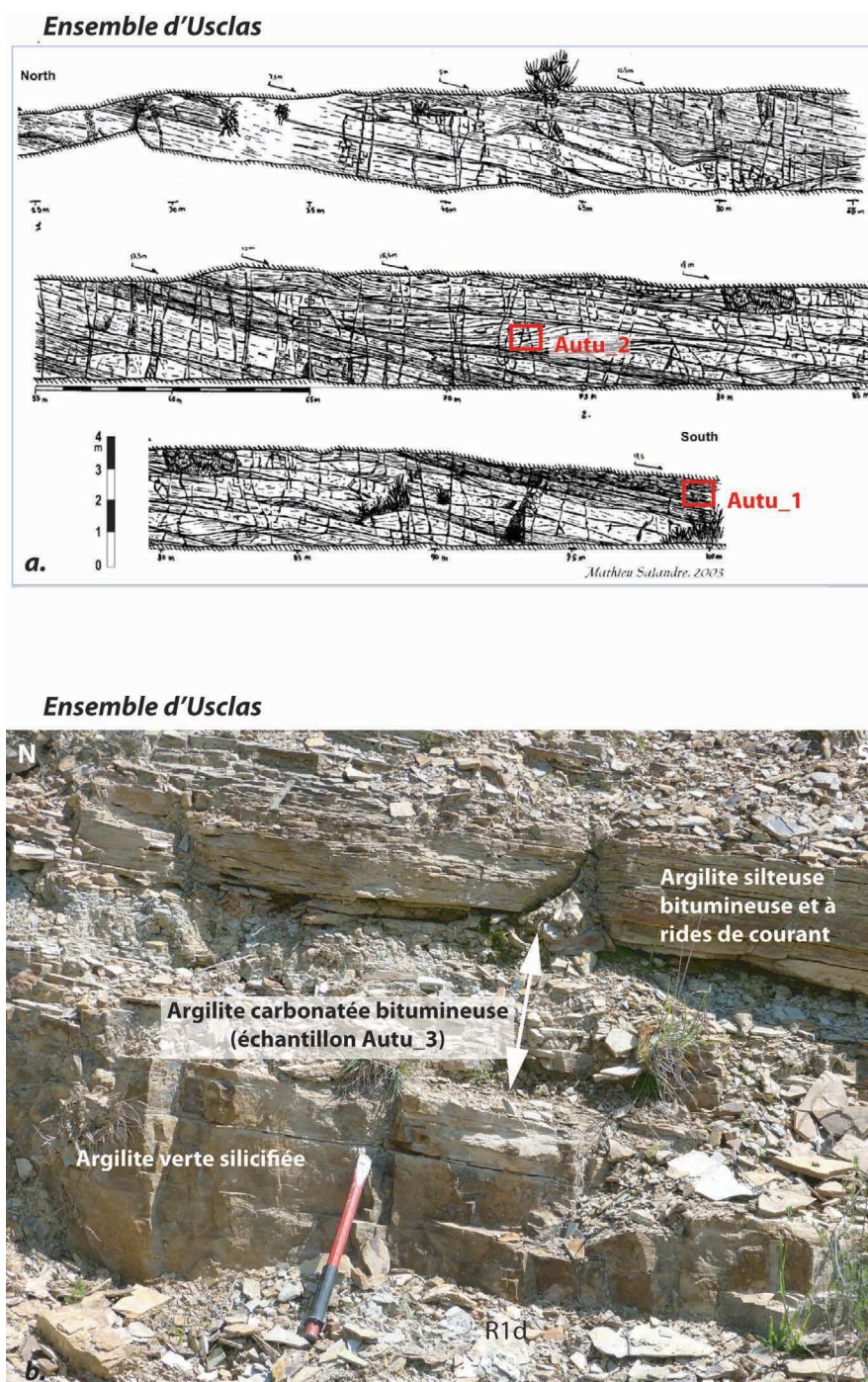


Fig. 5.7 – Zone de prélèvement des échantillons correspondant à l'ensemble d'Usclas pour l'analyse des éléments traces et Terres Rares : a. Coupe dessinée de l'affleurement en bordure de la route RD144 montrant la succession des séquences de grès deltaïques avec des niveaux lacustres euxiniques. b. Affleurement dans le ruisseau du Merdanson montrant les alternances entre argilites bitumineuses plus ou moins silicifiées.

- Formation de Loiras

L'échantillon Autu-4 correspond à une argilite rouge prélevée sur un affleurement au sud du village de

Loiras où elle est surmontée par des alternances entre des argilites vertes plus ou moins carbonatées à matière organique et des argilites rouges du même type (Fig.5.8.a).

- Formation du Viala

L’affleurement situé sur la route entre les villages Le Bosc et Loiras est caractérisé par des pélites rouges à sa base, surmontée par des argilites vertes à matière organique et des alternances fines entre siltites/grès fin rougeâtres, l’échantillon Autu-5, et argilites rouges, l’échantillons Autu-6 (Fig.5.8.b).

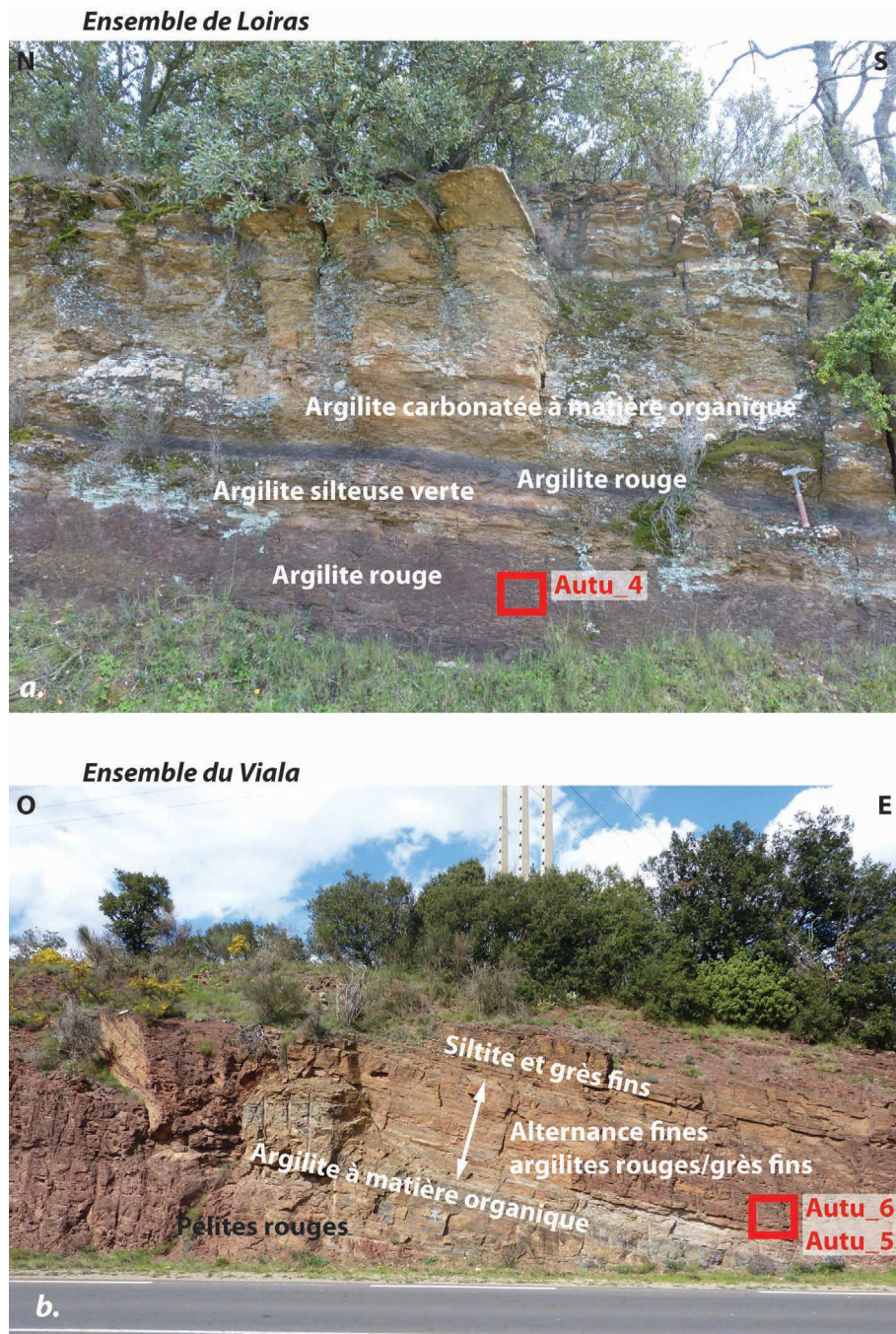


Fig. 5.8 – a. Coupes dans la formation du Loiras montrant le passage progressif d’argilites euxiniques riches en matière organique à des argilites rougeâtres carbonatées. b. Coupe entre les villages Le Bosc et Loiras illustrant la formation du Viala avec des alternances entre argilites rouges et siltites/grès fins fluviaux.

Les niveaux de cinérite

- La cinérite VII

La cinérite VII est accessible dans la carrière de Tréviels. A la base de l'affleurement, on observe une argilite verte faiblement carbonatée qui passe verticalement à une siltite grisâtre silicifiée (Fig.5.9). La cinérite VII est intercalée entre le Permien gris et rouge avec une texture de cendre préservée. Elle est marquée par des figures de courant et de déformations (slumps).

En lame-mince, elle est constituée d'une fraction sédimentaire et d'une fraction pyroclastique (Fig.5.10 - Odin, 1986). La fraction sédimentaire consiste en un matériel essentiellement quartzofeldspathique à grain de quartz et d'albite. La fraction pyroclastique se présente sous la forme (i) d'amas microcristallins de grains de quartz et feldspaths, (ii) d'échardes d'albite et de quartz, (iii) des lits de matière organique riches en biotites et (iv) des sanidines altérées en feldspaths potassiques.

- La cinérite XX

La cinérite XX a été prélevée proche du Mas d'Alary en bordure de la route départementale 153E. La cinérite XX repose directement sur les conglomérats de base autuniens (Fig.5.11), avec une épaisseur de 80cm. Elle est finement litée et affectée par des failles syn-sédimentaires de compaction. Minéralogiquement elle est composée de sphéroïdes de quartz et de dolomite micritique entourés par un liserai sparitique beignant dans un ciment feldspathique (Fig.5.12 - Odin, 1986). On y trouve également en plus faible quantité du quartz et des feldspaths aciculaires ainsi que des muscovites. Cette cinérite est affectée par des microfissures remplies par du quartz, des feldspaths potassiques, des pyrites et des dolomites ferrifères.

- La cinérite XXII

La cinérite XXII a été prélevée proche de la Carrière d'Usclas du Bosc, en bordure de la route départementale 140 (Fig.5.13). Elle montre une épaisseur d'environ 50cm et apparaît très silicifié par une diagenèse précoce (Odin, 1986). L'affleurement est composé dans le bas de la série sédimentaire d'une brèche à éléments de dolomies cambriennes surmontée en discordance par une argilite riche en matière organique intensément silicifiée (Fig.5.13). La cinérite repose sur ces argilites présentant une épaisseur d'environ 50cm. Les cendres volcaniques sont surmontées par de fins niveaux d'argilites dolomitiques à fentes de synerèse.

La texture pétrographique de la cinérite XXII se caractérise par un fond microcristallin de feldspath potassique avec de nombreux éléments figurés (Odin, 1986; Fig.5.14). Ces éléments sont des quartz, des feldspaths potassiques aciculaires et des sanidines. D'autres éléments sont plus accessoires tels que des zircons, pyrite, apatite et sphène.

- La cinérite XXIV

La cinérite XXIV a été échantillonnée en bordure de la route départementale 148E après la sortie de Lodève en direction d'Olmet. Elle repose sur les conglomérats de base autuniens (Fig.5.15) proche de la discordance avec les premiers niveaux de l'Anisien moyen. Elle est affectée par des figures de charge et des rides bi-directionnelles témoins d'un dépôt au sein d'un lac permien. Des dépôts d'argilites grises recouvrent la niveau de cinérite et sont très rapidement recoupées en discordance par les premiers niveaux argilo-carbonatés de l'Anisien Moyen.

Cette cinérite est composée d'un fond microcristallin feldspathique dans lequel baignent de rares éléments figurés comprenant des quartz aciculaires et des échardes de microcline (Fig.5.16). On observe des néoformations de kaolinite souvent illitisées. Cette cinérite est très diagénétisée et montre la présence de dolomite ferrifère.

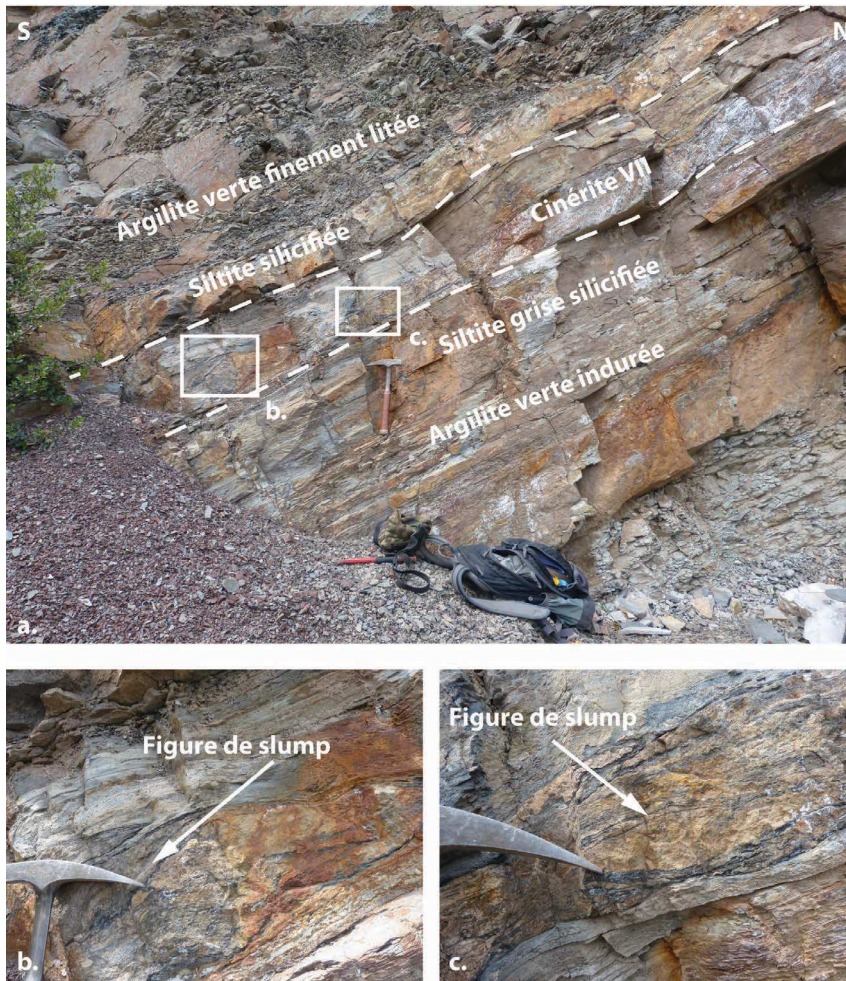


Fig. 5.9 – a. Niveau de cinérîte VII dans la carrière de Tréviels, proche du centre actuel de la CO-GEMA ; b. et c. Elle est caractérisée par de nombreuses figures de slumps et de contournement.

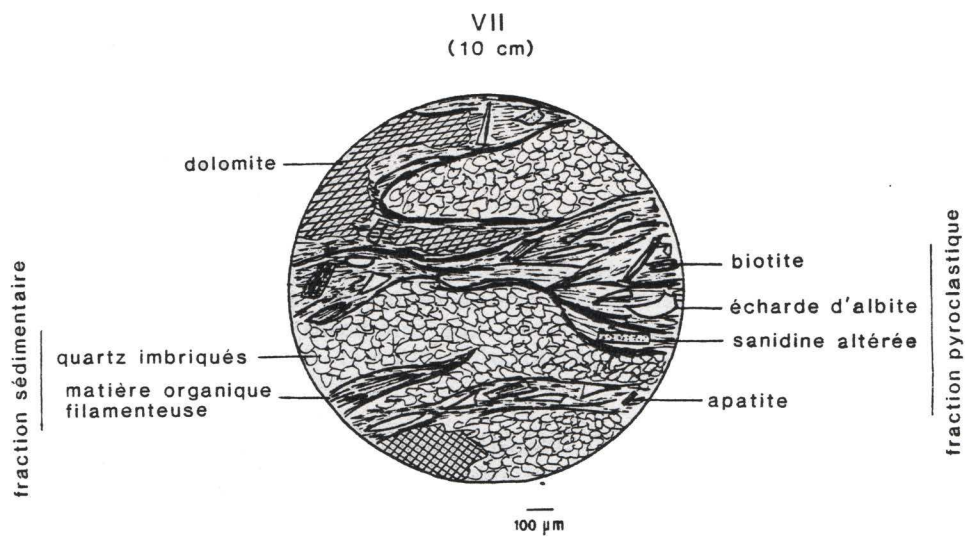


Fig. 5.10 – Texture pétrographique de la cinérîte VII (d'après Odin, 1986).



Fig. 5.11 – Niveau de cinérîte XX proche du contact avec les conglomerats de l’Autunien sur un flanc de paléo-canyons stéphano-autuniens. Elle est affectée par des failles syn-sédimentaires de compaction.

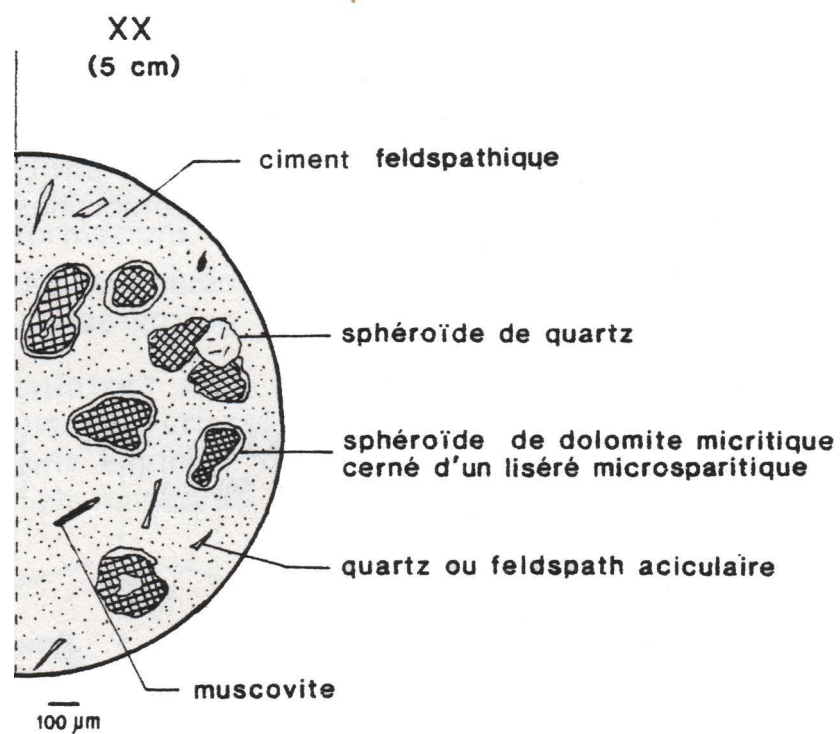


Fig. 5.12 – Texture pétrographique de la cinérîte XX (d’après Odin, 1986)

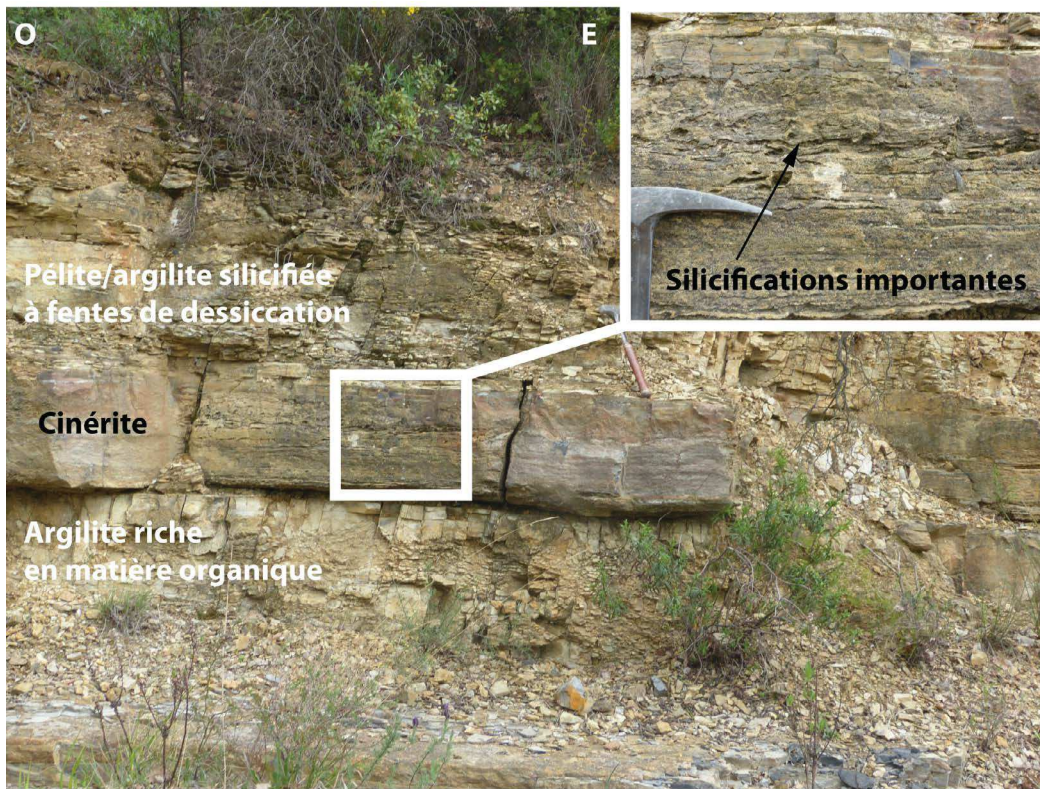


Fig. 5.13 – Niveau de cinérite XXII intensément silicifiée proche de la discordance permienne.

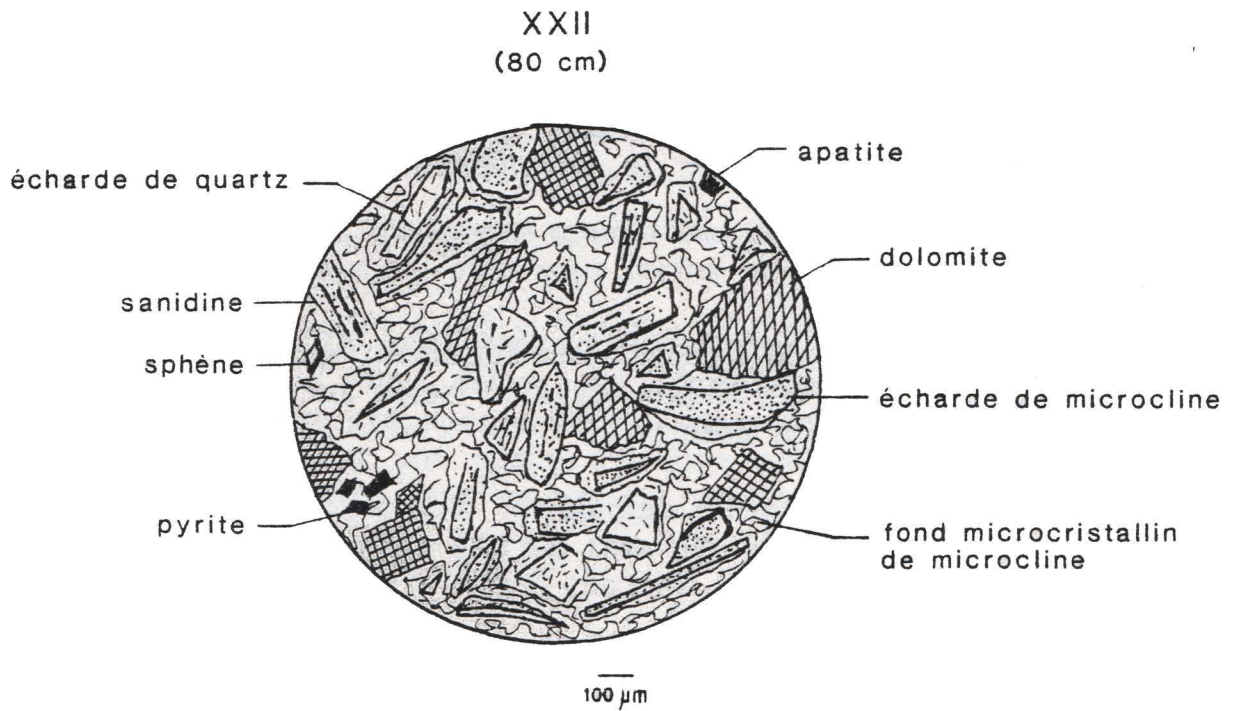


Fig. 5.14 – Texture pétrographique de la cinérite XXII (d'après Odin, 1986)

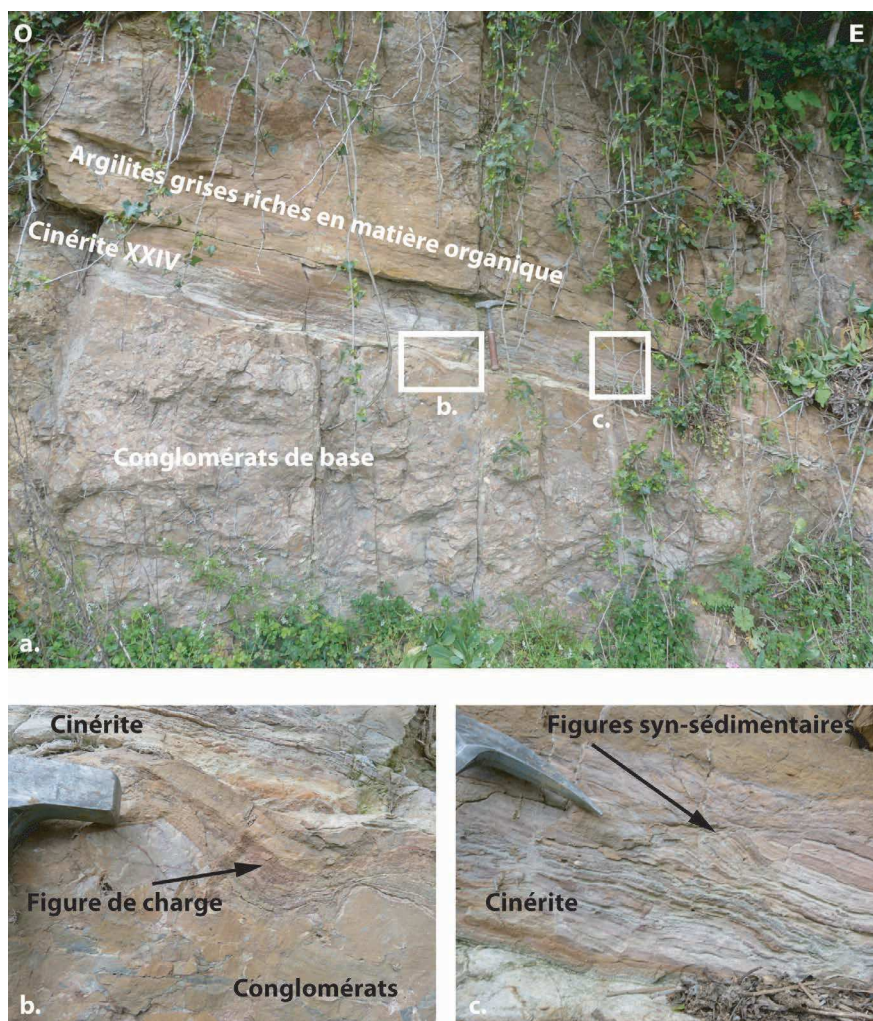


Fig. 5.15 – a. Niveau de cinérîte XXIV proche de la discordance permienne ; b. Figure de charge à la base de la cinérîte ; c. Failles syn-sédimentaires synchrones de la compaction de la cinérîte.

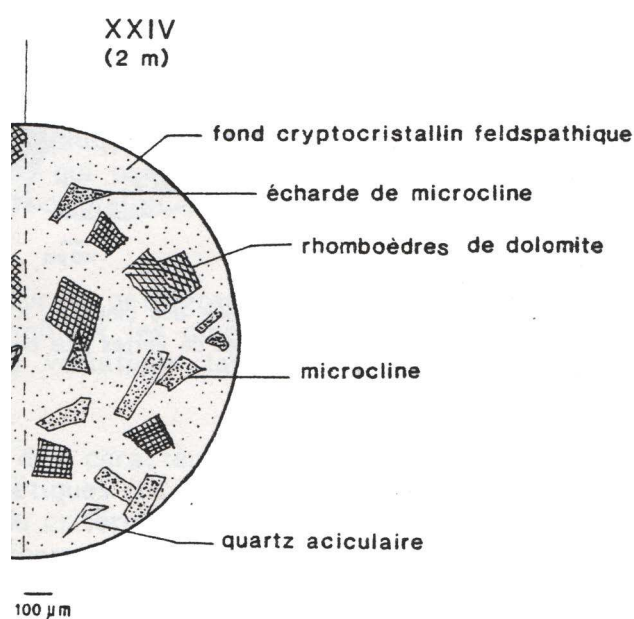


Fig. 5.16 – Texture pétrographique de la cinérîte XXIV (d'après Odin, 1986).

Résumé

Ce travail porte sur la caractérisation de la source et de la dynamique des fluides de bassin au cours de leur chargement à travers deux exemples complémentaires de demi-grabens tardi-orogéniques pétroliers : Le Bassin Permien de Lodève, aujourd'hui à l'affleurement et un bassin jurassique enfouis dans le North Viking Graben (Mer du Nord).

Le cœur de la thèse concerne le Bassin de Lodève où, à partir d'une approche pluridisciplinaire intégrée, nous avons caractérisé l'architecture des minéralisations (Ba, F, Cu, Pb) piégées dans un réseau paléokarstique alimenté par les failles syn-rift, dans le substratum carbonaté à l'apex du roll-over. La source, le calendrier et les conditions de migration des fluides ont été approchés à partir de l'analyse de la micro-fabrique, la microthermométrie sur inclusions fluides, les analyses isotopiques (Sr, S, O, H) et de Terres Rares. Les résultats analytiques ont été enfin croisés avec un modèle thermique et structural du bassin qui conforte la séquence et la dynamique du système fluide en cours d'enfouissement.

Une démarche similaire, mais plus limitée, a été conduite dans le bassin du North Viking Graben où l'accès aux marqueurs fluides est restreint aux données de sismique 3D et de carottes. Comme à Lodève, les minéralisations Ba-Pb-Zn colmatent un réservoir dans le substratum à l'apex du roll-over. Elles se présentent sous forme de ciments dans des grès ou des fractures. Cette analyse apporte des contraintes complémentaires et permet de proposer un modèle dynamique général avec des variantes en fonction de la nature des fluides et des réservoirs.

On retiendra donc la séquence fluide suivante :

(a) Dans le cas du bassin de Lodève sur substratum carbonaté, les chemins préférentiels de drainage se développent dans des paléocanyons N-S couplés à un réseau de fractures et d'endokarsts météoriques. Ces derniers sont élargis en début de rifting par la dissolution hypogène sulfurique produite par l'oxydation bactérienne des sulfates et des pyrites des blackshales, au contact de l'aquifère oxydant du Cambien.

(b) Le déséquilibre de compaction initie la migration des fluides interstitiels en surpression vers les marges avec des températures autour de 150-180°C et des salinités entre 9 et 18wt%eq.NaCl. Les analyses isotopiques (Sr, S, O) révèlent que la majorité des fluides provient de l'altération diagénétique des blackshales riches en métaux. Des interactions sont également mises en évidence avec des fluides profonds (entre 240°C et 260°C ; salinités > à 20wt%eq.NaCl), qui lessivent les granites tardi-hercyniens.

(c) Pendant le syn-rift, les conditions de surpression de fluide permettent la réactivation cyclique des failles, les décollements stratigraphiques et la formation de brèches hydrauliques, favorisant la mise en connexion avec les réservoirs superficiels à l'apex du roll-over. Le modèle de Sibson ajusté aux fluides de bassins est alors le moteur de la migration verticale.

(d) Les fluides thermogéniques commencent à être expulsés avec les derniers fluides de compaction au cours d'un stade plus évolué de l'enfouissement en empruntant les mêmes chemins jusqu'à l'apex du roll over. Ils sont alors partiellement freinés et déviés par les colmatages minéralisés antérieurs.

(e) A Lodève, la continentalisation des minéralisations antérieures au cours de l'exhumation post-rift conduit à leur remaniement partiel au niveau de la transition sulfate-méthane induite par l'interaction entre une playa évaporitique et la dysmigration des hydrocarbures. Des barytines secondaires de basse température, déprimées en Sr sont alors précipitées de manière syngénétique dans des karsts météoriques du socle.

Outre l'illustration d'un modèle complet (*source to sink*) de dynamique des fluides dans un bassin, ce travail apporte de nouvelles contraintes dans l'approche du colmatage des réservoirs à hydrocarbures sur les têtes de blocs basculés et sur la genèse des gîtes miniers de type Mississippi Valley-Type.

Mots clés : bassins sédimentaires, minéralisation, MVT, inclusions fluides, karstification, faille-valve, hydrocarbures, diagenèse, géofluides, géologie structurale, système pétrolier.

Abstract

This work focus on the characterization of the source and dynamic of compactional fluids during sedimentary burial, through two complementary examples of late orogenic oil-field half-grabens: The exhumed Lodève Permian Basin and a deep buried Jurassic basin in the North Viking Graben (North Sea).

Constituting the main part of the thesis, a multi-disciplinary approach was conducted in the Lodève Basin where Ba-F-Cu-Pb polymetallic mineralized systems are trapped into synrift faults and paleokarsts in the carbonate basement at the hinge point of the rollover. The source, timing and P/T conditions of fluid migration were deduced from the analysis of the microfabric, the fluid inclusions microthermometry, and the isotopic (Sr, S, O, H) and Rare Earth Element (REE) signature. Results are then crossed with a structural and thermal modeling that consolidates the sequence and dynamics of fluid during burial.

A similar approach was conducted in the North Viking Graben where fluid markers are restricted to 3D seismic and well core data. Comparable Ba-Pb-Zn veins are reported in basin margin, plugging one of the most important siliciclastic hydrocarbon reservoir in the substratum. This analysis provides additional constraints on basinal fluid behavior and allows us to propose a global dynamic model for various compositions of fluids and reservoirs.

We conclude to a polyphase fluid sequence history including:

(a) In the carbonate basement of the Lodève Basin, karstic paleocanyon incisions and associated cavities coupled to synrift fault, act as major drain for fluids. These structures are early affected by hypogen-sulfuric karstification in response to the interaction between bacterial oxidation of sulfides entrapped within Lower Permian blackshales and the basement oxidizing aquifer.

(b) Disequilibrium compaction initiates overpressure-driven basinal fluid migration towards basin margins, characterized by temperatures around 150-180°C and salinities between 9 et 18wt%eq.NaCl. Isotopic (Sr, S, O) and REE analyses reveal that Ba-M⁺-rich mineralizing fluids derived mainly from buried blackshales diagenesis. External fluids coming from the lower crust are also identified that play a key role in fluorite precipitation by the leaching of late hercynian granites (mean temperature of 250°C and salinity > 20wt%eq.NaCl).

(c) During the synrift period, fluid overpressure is responsible for the periodic reactivation of fault plane according to seismic-valve process, bedded-control shearing and hydraulic brecciation at the basement-seal interface. These mechanisms induce cyclic polymetallic mineralization by the mixing between *in-situ* formation water and deep ascending basinal fluids.

(d) Thermogenic fluids expulsion starts with last basinal fluids during late burial stage. Hydrocarbons thus migrate along the same regional pathways up to the rollover crest, where they are partly rerouted by the previous mineralized baffles.

(e) In the Lodève basin, post-rift exhumation of the margins led to the remobilization of synrift deposits by subaerial biochemical processes at the sulfate-methane transition. The latter results from the interaction between the still active hydrocarbon dysmigration with a playa lake sulfate-rich aquifer. Secondary low-temperature barite fronts precipitate then within basement meteoric karsts.

In addition to the « *source to sink* » model of basinal fluids, this work provides new insights on the early plugging of hydrocarbon reservoirs and for the metallogenesis of Mississippi Valley-Type deposits.

Keywords: sedimentary basin, mineralization, MVT, fluid inclusion, karstification, fault-valve, hydrocarbon, diagenesis, geofluids, structural geology, petroleum system.

